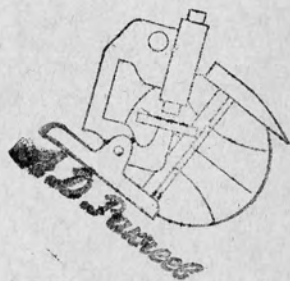


МАТЕРИАЛЫ
ПО ГЕНЕТИЧЕСКОЙ
МИНЕРАЛОГИИ
И ПЕТРОЛОГИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 349

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ

Ответственный редактор
акад. В. С. Соболев



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1977

УДК 549.0(1)

В сборнике помещены статьи, содержащие новые данные по широкому кругу вопросов, связанных с минералогией породообразующих минералов изверженных и метаморфических пород, а также с их петрологией. Авторский материал получен главным образом в Сибири и смежных районах. В некоторых статьях обсуждаются вопросы экспериментальных исследований. Книга насыщена фактографией, основанной на наиболее современных методах.

Сборник рассчитан на специалистов в области минералогии, петрологии и магматической геологии.

Редколлегия: акад. *В. С. Соболев*, д-р геол.-мин. наук *В. В. Золотухин*, канд. геол.-мин. наук *Ф. П. Леснов*.

В. П. Костюк, Е. А. Костюк, Т. Ю. Базарова,
И. К. Кузнецова, Ю. Г. Лаврентьев, О. С. Покачалова

МИНЕРАЛОГИЯ И ПРИРОДА ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В БАЗАЛЬТАХ МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Изучению включений (нодулей) ультрабазитового и базитового состава, а также ксено- и мегакристов порообразующих минералов, обнаруживаемых преимущественно в вулканических диатремах типа щелочно-базальтовых, кимберлитовых и лампрофировых трубок взрыва, реже даек, в последние годы уделяется большое внимание. Перечень опубликованных материалов, отражающих состав и условия нахождения, равно как и представления о генетической принадлежности глубинных включений, наиболее полно дан в работе Н. В. Соболева (1974) и сводке «Глубинные ксенолиты и верхняя мантия» (1975).

Включения в базальтах в качестве материала для исследования могут способствовать решению одной из весьма актуальных проблем современной петрологии — познанию особенностей вещественного состава наиболее глубинных из доступных нам зон Земли, изучению происходящих там физико-химических процессов и выяснению *РТ*-условий кристаллизации.

Однако все сказанное должно предваряться одним важным условием — выяснением, что же в действительности представляют собой такие включения. Иными словами, необходимо установить, являются ли они продуктами непосредственной кристаллизации мантийного субстрата, результатом кристаллизационной дифференциации базальтового расплава (с последующей отсадкой мафических минералов и образованием кумулятивных агрегатов), или же, как полагает И. М. Волохов (1972), источником таких включений могут служить обломки пород более ранних этапов эруптивной деятельности одного и того же вулкана?

Рассмотрим в качестве примера серию трубок взрыва, сложенных щелочными базальтами и базальтовой эруптивной брекчией в северной части Минусинской котловины. К периферии Копьевского купола здесь приурочено более двадцати однообразных по формам проявления вулканических извержений базальтов. Щелочной характер их отчетливо отражен в отсутствии ортопироксена, кроме того, во всех случаях выявляется нормативный нефелин (табл. 1).

Массивные базальты и их эруптивные брекчии почти во всех случаях насыщены включениями ультрабазитов, реже габбро, мегакристами прежде всего клинопироксена, иногда щелочного полевого шпата, еще реже — биотита и амфибола. В эруптивной брекчии Тергешской трубки обнаружены также обломки пиропы, принадлежащие, как отмечает А. В. Крюков (1964₁), включениям пироксенитов и пироксенит-эклогитов. Заметим, что пироп (№ 27, см. табл. 2), совершенно подобный красному пиропу А. В. Крюкова (№ 122, см. табл. 2), был обнаружен нами в нодуле гранатового перидотита среди массивных базальтов той же Тергешской трубки. Химический состав важнейших петрографических разновидностей ультрабазитов из нодулей в щелочных базальтах рассматриваемого района приведен в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав горных пород трюбок взрыва

Компонент	Щелочные базальты										Нодулы ультрабазитов						
	16	26	36	46	56р	66	7д	86	Пн	2н	3н	4н	5н	6н	7н		
SiO ₂	44,75	44,77	44,34	44,57	44,32	45,69	48,72	47,94	44,03	51,57	41,37	44,93	47,64	49,79	44,26		
TiO ₂	2,02	1,95	2,58	2,18	1,43	2,22	1,65	2,05	0,15	0,32	0,06	0,08	1,18	0,50	1,15		
Al ₂ O ₃	12,74	13,87	13,56	13,87	10,60	13,64	14,70	14,32	3,16	6,01	1,59	2,43	14,83	9,08	13,88		
Cr ₂ O ₃	0,67	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,34	0,38	0,20	0,28	0,06	0,19	0,03		
Fe ₂ O ₃	3,60	3,71	4,55	4,96	7,21	2,06	2,52	5,83	1,72	1,59	0,55	1,57	3,02	3,17	5,28		
FeO	7,62	7,96	7,17	6,81	1,54	7,63	8,55	4,93	6,75	9,81	9,08	9,27	5,57	5,12	3,12		
MnO	0,14	0,17	0,15	0,16	0,07	0,16	0,15	0,13	0,09	0,17	0,09	0,30	0,13	0,17	0,10		
MgO	11,91	9,62	9,48	9,41	4,72	9,37	7,82	6,17	39,07	26,08	44,64	38,03	9,11	16,97	8,20		
CaO	9,94	10,30	9,41	10,33	12,45	9,61	8,87	8,52	3,02	2,80	1,19	2,33	14,10	12,48	20,35		
Na ₂ O	3,90	4,30	3,80	4,30	2,66	4,00	4,05	4,40	0,36	0,38	0,10	0,30	2,70	0,75	2,05		
K ₂ O	1,30	1,45	2,25	1,45	1,48	1,45	1,05	2,35	0,22	0,30	0,09	0,17	0,39	0,09	0,14		
P ₂ O ₅	0,29	0,29	0,37	0,36	0,17	0,32	0,25	0,32	Сл.	Сл.	0,07	0,06	0,15	Сл.	0,07		
H ₂ O	1,38	1,51	1,81	1,08	4,93	2,38	1,20	1,67	0,85	0,74	0,69	0,35	1,55	1,38	1,19		
П. п. п.	—	0,14	0,79	0,32	8,69	1,10	—	1,04	0,19	—	—	—	—	0,21	0,33		
Сумма	99,66	100,08	100,30	99,85	100,32	99,68	99,57	99,71	99,95	100,15	99,72	100,10	100,43	99,90	100,15		
Кпш	7,8	8,9	13,5	9,2	10,8	9,2	6,2	14,9	—	—	—	—	—	—	—		
Неф	11,6	14,8	12,8	13,5	3,8	10,9	3,7	6,7	—	—	—	1,4	7,1	3,0	4,6		
Аб	7,3	8,9	6,6	7,5	20,6	15,3	24,8	21,8Руд	3,0	3,4	0,9	—	50,0	—	1,6		
Ан	15,6	14,2	15,8	17,1	15,4	15,3	19,0	16,0	—	—	—	11,3	35,0	61,6	93,8		
Пм	29,0	29,0	27,3	31,1	48,1	26,0	19,9	27,1	13,8	14,5	4,7	56,6	5,9	—	—		
Фо	18,7	13,7	20,1	17,1	0,9	15,0	15,3	6,3	52,0	—	60,0	28,8	—	32,4	—		
Пр	—	—	—	—	—	—	—	—	28,1	79,0	33,4	1,9	—	3,0	—		
Шп	—	—	—	—	—	—	—	—	3,1	3,1	1,0	—	—	—	—		
№ Пл.	68	60	70	70	—	50	40	42	—	—	—	—	—	—	—		

Примечание. Номера образцов: Конгаровская трубка — 3002; трубка в 4 км севернее с. Конгарово — 3004; трубка в 10 км к юго-западу от с. Ильинки — 3008 и 3009; Бараджувльская трубка — 3010—3015; трубка в 6 км к северу от с. Тергеш — 3016—3020; Тергешская трубка — 3021 и 3022; микролитериты к востоку от с. Тергеш — 3023; трубка в 2 км южнее с. Тергеш — 3024 и 3025; трубка у озера Красненьких — 3026 и 3027; трубка у оз. Беле — 3028. Номера минералов, помещенного в табл. 2, анализированного из данной породы, в примечании указан в скобках. 16 — обр. 3002/1 (84); 26 — обр. 3004/2 (86 и 124); 36 — обр. 3010/5 (87); 46 — 3016/3; 56 — аргентинская брекчия базальтового состава, обр. 3021/14; 66 — обр. 3022/13; 7д — микролитерит, обр. 3023/8; 86 — 3028/24. 1н — перлолит, обр. 3002/1 (1—4); 2н — вебстерит, обр. 3002/3 (52 и 53); 3н — перлолит, обр. 3016/3 (21—23); 5н — габоронид, обр. 3025/5; 6н — вебстерит, обр. 3028/24 (49—51); 7н — черный клинопироксенит, обр. 3004/2 (70). Аб — альбит; Ан — анортит; Амф — амфибол; Би — биотит; Гр — гранат; Кпш — щелочной полевой шпат; Неф — нефелин; Пл — плагиоклаз; Пм — пироксен моноклинический; Пр — пироксен ромбический; Фо — форстерит; Шп — шпинель; Руд — рудные.

Самые ранние сведения общегеологического плана об эруптивных аппаратах севера Минусинской котловины с краткой петрографической характеристикой базальтов и ксенолитов ультрабазитов отражены в публикациях И. В. Лучицкого (1957, 1960). Геологическое строение и вещественный состав наиболее интересных в этом районе эруптивных аппаратов, типа Тергешской и Бараджульской трубок взрыва, весьма обстоятельно освещены А. В. Крюковым (1964₁, 1964₂, 1968). Детальная характеристика особенностей вещественного состава ультрабазитов из нодулей в базальтах этого района, основанная на двух десятках химических анализов силикатных минералов, дана В. А. Кутониным и В. М. Фроловой (1972, 1975). Поэтому в данной статье прежде всего освещаются вопросы, связанные с попыткой установления генетической природы материала в нодулях ультрабазитов. Так, дополнительное изучение химизма порообразующих минералов из всех наиболее распространенных типов ультраосновных пород во включениях, мегакристов, а также порфировых вкрапленников в щелочных базальтах (см. табл. 2 и 3) позволяет выявить отчетливые различия в составе минералов, которые, несомненно, отражают вполне определенные, свойственные тем или иным породам, условия кристаллизации.

Суждения о возможной природе включений ультрабазитов и мегакристов, очевидно, могут быть сделаны из сравнения состава одноименных минералов в нодулях, с одной стороны, и в базальтах — с другой. В числе минералов, общих тем и другим породам, можно назвать только оливин и клинопироксен. Ромбический пироксен обычен в перидотитах и вебстеритах нодулей, но полностью отсутствует в щелочных базальтах. Плаггиоклаз относится к ведущим минералам базальтов, однако среди нодулей появляется лишь в чрезвычайно редких здесь габброндах. Мегакристы полевого шпата в базальтах принадлежат натриевому санидину ($\text{Na}_{0.56}\text{K}_{0.44}\text{AlSi}_3\text{O}_8$ (№ 69, см. табл. 2), тогда как порфировые вкрапленники в базальтах соответствуют основному плаггиоклазу. Амфибол и биотит изредка встречаются в виде мегакристов в брекчированных базальтах Бараджульской трубки, но не обнаружены среди изученных нами нодулей ультрабазитов.

Из названных в качестве общих тем и другим породам минералов (исключая пироксениты) оливин оказался мало пригодным для сравнения, поскольку его состав здесь не выходит за пределы форстерита с 95—85% Mg_2SiO_4 (в среднем около 90%). Как выяснилось, наиболее четким индикатором соответствующих физико-химических условий кристаллизации может служить исключительно клинопироксен, практически присутствующий во всех породах и обладающий весьма изменчивым химическим составом.

В ряду от наиболее основных ультрабазитов через вебстериты к мономинеральным черным клинопироксенитам намечается совершенно отчетливая тенденция повышения в составе клино- и ортопироксенов содержания Al (как Al^{IV} , так и Al^{VI}) и Fe с соответствующим снижением Si и Mg; в клинопироксенах, кроме того, отмечено увеличение титанистости и уменьшение содержания хрома (табл. 4). К клинопироксенам перидотитов и верлитов очень близки пироксены нодулей мономинеральных изумрудно-зеленых хромдиопсидитов, обладающих, однако, существенно повышенным содержанием Cr, замещающего Al^{VI} . По этому признаку они образуют несколько обособленную группу включений.

Приводим также расчеты осредненных составов пироксенов на миналы (см. табл. 4). Так, в клинопироксенах выделены: Ti-чермакит, Са-алюмочермакит, хромомфациит, жадеит, эгирин, геденбергит, диопсид, клиноэнстатит. Первые три минала, затем $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ и $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ выделены также в ортопироксенах. Столь дробное деление, вероятно, в значительной мере условно, однако оно весьма наглядно отражает особенно-

Таблица 2

Химический состав ассоциирующих минералов из нодулей ультрабаазитов, а также мегакристов и вкрапленников в базальтах

Компонент	1*	2	3*	4	5*	6*	7*	8	9	10	11	12	13	14
	Пм	Пр	Фо	Шп	Пм	Пр	Фо	Пм	Пр	Фо	Пм	Пр	Фо	Пм
SiO ₂	51,80	53,78	41,63	—	53,08	54,28	41,38	52,13	55,69	41,08	52,01	55,41	40,86	51,69
TiO ₂	0,39	—	0,06	0,11	0,32	0,15	0,09	—	—	—	—	—	—	0,28
Al ₂ O ₃	4,04	3,98	0,38	52,56	4,72	3,89	0,56	4,88	3,50	—	5,81	4,71	—	5,01
Cr ₂ O ₃	0,66	—	0,05	12,01	0,66	0,34	Сл.	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	2,79	—	2,15	—	2,87	2,21	3,48	—	—	—	—	—	—	—
FeO	0,93	6,85	7,16	13,12	0,64	4,10	6,22	3,09	6,47	9,58	3,48	7,05	10,11	3,16
MnO	0,04	—	0,10	—	0,02	0,11	0,11	—	—	0,15	—	—	0,12	0,10
MgO	18,27	31,57	47,94	20,02	17,16	32,78	47,57	15,88	32,75	48,79	15,61	31,59	49,43	15,51
NiO	0,09	—	0,25	—	0,07	0,11	0,35	—	—	—	—	—	—	—
CaO	18,51	3,82	Сл.	0,41	19,62	0,88	Сл.	20,97	0,59	—	19,26	0,86	—	21,74
Na ₂ O	1,20	—	0,04	—	0,04	0,07	0,04	1,17	0,08	—	1,42	0,11	—	0,89
K ₂ O	0,21	—	0,10	—	0,09	0,06	0,07	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,02	—	—	—	0,84	0,72	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,95	100,0	99,86	98,23	100,09	99,70	99,98	98,12	99,09	99,59	97,59	99,73	100,52	98,64
Ng	—	—	1,686	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Np	—	—	1,654	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f общ	9,7	11,0	9,7	—	9,5	9,4	5,5	10,0	10,0	10,0	11,2	11,1	10,4	10,0

Продолжение табл. 2

Компонент	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28*	29*	30*
	Пм	Пр	Фо	Пм	Пр	Шп	Пм	Пр	Фо	Пм	Пр	Фо	Гр	Пм	Пр	Фо
SiO ₂	54,48	56,85	41,47	53,53	56,60	—	53,92	56,30	40,49	51,78	54,36	40,25	42,81	50,37	52,70	41,29
TiO ₂	—	—	—	0,12	—	0,7	—	—	—	0,47	—	—	—	0,52	0,26	0,08
Al ₂ O ₃	3,37	2,75	—	5,35	3,06	42,58	4,16	3,28	—	6,99	5,20	—	22,31	7,42	6,37	0,64
Cr ₂ O ₃	—	—	—	1,06	—	23,04	—	—	—	0,82	—	—	1,09	0,76	0,49	0,02
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,40	2,16	3,73
FeO	2,71	6,71	8,74	3,14	6,33	13,24	3,86	7,75	14,03	3,21	6,48	10,90	7,76	3,27	4,54	6,48
MnO	—	—	0,16	—	0,12	—	—	—	0,18	—	—	0,15	—	0,13	0,13	0,15
MgO	16,55	32,94	49,76	14,99	33,13	18,94	15,42	31,79	45,86	15,31	31,08	48,47	20,93	19,35	30,67	47,38
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	0,11	0,41
CaO	21,94	0,56	—	18,62	—	0,05	20,01	0,56	—	18,33	1,04	—	4,68	14,38	1,38	Сл.
Na ₂ O	0,95	0,05	—	2,17	0,15	—	1,79	0,14	—	1,57	0,17	—	—	1,30	0,25	0,04
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,09	0,09
П. л. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,83	0,57	—
Сумма	100,0	99,85	100,14	98,98	99,39	97,93	99,16	99,81	100,57	98,49	98,33	99,77	99,58	99,92	99,72	100,31
Ng	1,702	—	1,690	—	—	—	1,702	1,690	1,694	1,702	1,690	—	—	—	—	—
Np	1,678	—	1,656	—	—	—	1,678	1,676	1,662	1,678	1,678	—	N=1,637	—	—	—
f _{общ}	8,5	10,2	9,0	10,5	9,8	—	12,4	12,0	14,8	10,6	10,5	11,0	17,1	11,7	10,7	10,4

Продолжение табл. 2

Компонент	31	32	33	34*	35	36	37	38	39	40	41*	42	43	44	45	46
	Фо	Фо	Пм	Пм	Фо	Пм	Пм	Фо	Фо	Пм	Пм	Пм	Пм	Пм	Пр	Шп
SiO ₂	40,99	41,44	51,18	53,31	39,93	52,98	51,81	40,50	39,71	52,40	51,97	52,44	50,73	52,41	54,64	—
TiO ₂	—	—	—	0,20	0,10	—	—	—	—	0,22	0,34	—	0,27	—	—	0,14
Al ₂ O ₃	—	—	4,97	3,14	0,33	3,32	6,08	—	—	3,04	3,86	2,11	2,97	5,92	4,84	55,59
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,37	0,04	—	—	—	—	0,71	0,85	0,64	3,99	—	—	11,51
Fe ₂ O ₃	—	—	—	3,36	2,69	—	—	—	—	3,27	2,82	—	1,62	—	—	—
FeO	10,16	10,35	3,34	1,58	15,24	2,47	3,90	11,79	14,61	0,58	2,56	5,04	2,28	3,59	6,72	13,20
MnO	0,11	0,08	—	0,14	0,20	—	—	—	0,19	0,07	0,07	—	0,43	—	—	—
MgO	48,80	48,37	15,54	16,13	41,48	16,12	15,18	47,32	44,76	16,44	14,56	15,09	17,65	15,85	31,83	20,56
NiO	—	—	—	0,04	0,29	—	—	—	—	0,05	0,05	—	—	—	—	—
CaO	—	—	20,94	18,74	Сл.	20,84	19,53	—	—	20,70	20,44	22,11	18,83	19,46	1,03	—
Na ₂ O	—	—	1,21	1,53	0,02	1,47	1,41	—	—	1,60	1,25	0,66	—	1,23	0,11	0,09
K ₂ O	—	—	—	0,12	0,10	—	—	—	—	0,05	0,11	—	—	—	—	0,05
П. п. п.	—	—	—	1,24	—	—	—	—	—	0,90	0,82	—	1,86	—	—	—
Сумма	100,06	100,24	97,18	99,90	100,42	97,20	97,40	99,60	99,27	100,03	99,70	98,09	100,63	98,45	99,15	100,13
Ng	1,694	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,716	1,706	—	—	—
Np	1,660	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,692	1,690	—	—	—
f _{общ}	10,5	10,6	10,6	14,0	16,5	8,00	12,1	12,3	15,6	10,9	16,7	15,7	12,4	11,3	10,5	—

Продолжение табл. 2

Компонент	47	48	49	50	51	52*	53*	54	55*	56*	57	58	59	60
	Пм	Пр	Пм	Пр	Шп	Пм	Пр	Пр	Пм	Пр	Пм	Пр	Пм	Шп
SiO ₂	51,86	54,82	51,26	54,81	—	49,25	52,62	53,90	50,71	53,08	51,90	54,99	50,81	—
TiO ₂	0,44	—	—	—	0,18	0,88	0,21	—	0,75	0,42	—	—	0,50	—
Al ₂ O ₃	4,78	4,04	4,64	3,90	55,81	5,98	4,95	4,26	7,52	5,74	5,91	4,60	5,84	60,53
Cr ₂ O ₃	0,18	—	—	—	6,34	0,48	0,30	—	0,33	0,23	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	3,99	5,45	—	3,53	2,85	—	—	—	—
FeO	4,67	10,74	4,42	11,21	18,84	2,08	7,03	12,54	3,31	7,08	3,27	6,33	5,17	20,0
MnO	—	—	—	—	—	0,05	0,17	—	0,16	0,18	—	—	—	—
MgO	14,65	30,38	15,01	29,96	17,63	14,87	27,92	28,59	16,62	26,74	15,20	32,29	14,45	17,81
NiO	—	—	—	—	—	0,05	0,14	—	0,08	0,11	—	—	—	—
CaO	21,45	0,48	21,32	0,75	—	20,19	0,96	0,58	15,13	2,52	19,72	0,77	20,97	—
Na ₂ O	0,84	0,05	0,68	0,06	—	1,20	0,04	0,05	1,37	1,26	1,40	0,12	0,70	0,04
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,06	0,10	—	0,06	0,22	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	0,74	0,35	—	0,85	0,13	—	—	—	—
С у м м а.	98,88	100,52	97,33	100,0	98,80	99,82	100,24	99,92	100,42	100,56	97,41	99,10	98,46	98,38
Ng	1,706	1,698	1,714	1,688	—	—	1,698	—	1,718	—	—	—	—	—
Np	1,628	1,686	1,690	1,678	—	—	1,686	—	1,694	—	—	—	—	—
f _{общ}	15,1	16,5	14,1	17,7	—	14,6	12,6	19,0	17,9	13,0	10,8	10,0	16,7	—

Продолжение табл. 2

Компонент	61*	62	63*	64*	65	124*	125*	126*	127*	66	67	68	69*
	Пм	Пм	Пм	Пм	Пм	Пм	Пм	Пм	Пм	Бн	Бн	Амф	Кпш
SiO ₂	49,42	49,44	48,77	49,65	49,93	48,32	48,81	47,47	46,56	34,84	34,63	39,55	64,69
TiO ₂	1,12	0,90	1,38	1,14	0,56	1,44	1,26	2,10	0,91	7,47	5,40	5,37	Сл.
Al ₂ O ₃	9,20	9,11	10,05	9,59	8,29	9,64	9,10	7,66	9,04	12,42	14,30	14,00	19,62
Cr ₂ O ₃	0,04	—	0,04	0,03	—	Сл.	Сл.	0,04	0,12	—	—	—	Сл.
Fe ₂ O ₃	4,30	—	4,20	3,99	—	5,01	4,18	5,61	3,28	—	—	—	0,29
FeO	5,10	9,30	5,13	4,60	8,94	5,14	5,65	4,87	4,88	25,04	26,24	15,07	—
MnO	0,11	—	0,14	0,14	—	0,11	0,12	0,09	0,13	—	0,17	—	Сл.
MgO	13,55	13,90	12,38	13,03	15,50	12,39	13,54	12,51	16,01	6,93	7,01	9,46	0,32
NiO	0,03	—	0,06	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	15,14	15,05	15,33	14,95	14,02	16,03	15,63	17,38	17,95	1,02	—	9,63	1,46
Na ₂ O	1,57	1,55	1,70	1,65	1,45	1,80	1,60	1,80	1,35	0,72	0,68	2,74	5,90
K ₂ O	0,08	—	0,09	0,07	—	0,06	0,03	0,03	0,02	8,95	8,37	2,38	6,80
П. п. п.	0,19	—	0,44	1,03	—	0,48	0,19	0,17	—	—	—	—	0,49
Сумма	99,85	99,24	99,71	99,97	98,70	100,42	100,11	99,73	100,25	97,38	96,81	98,20	99,57
Ng	—	1,718	—	1,722	1,718	—	—	—	—	1,676	1,678	1,694	—
Np	—	1,694	—	1,696	1,694	—	—	—	—	—	—	1,676	—
f _{общ}	27,1	27,2	28,6	26,0	24,4	30,3	28,0	30,0	21,9	67,0	68,0	47,0	—

Продолжение табл. 2

Компонент	70	71*	72*	73	74	75	76	77	78	79	80	81
	Пм	Пм	Пм	Пм	Пм	Пм	Пм	Пм	Фо	Пм	Фо	Пм
SiO ₂	45,27	45,47	48,21	45,53	49,95	50,59	42,17	49,55	40,66	47,09	39,21	47,82
TiO ₂	1,16	1,58	1,21	1,23	1,14	0,70	2,39	0,74	—	1,56	—	2,13
Al ₂ O ₃	11,94	13,68	6,67	10,77	8,09	5,28	11,06	8,08	—	8,01	—	9,33
Cr ₂ O ₃	—	0,03	0,06	—	—	0,12	—	—	—	—	—	—
Fe ₃ O ₃	—	6,25	5,93	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	8,15	2,08	2,44	7,69	8,8	4,79	12,07	9,54	10,26	8,19	18,35	6,90
MnO	—	0,09	0,10	—	—	—	—	—	0,19	—	0,25	—
MgO	8,83	8,96	13,44	10,23	10,61	14,79	7,98	14,86	48,63	11,66	41,57	12,18
NiO	—	Сл.	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	21,13	20,02	19,93	23,18	19,27	23,35	22,69	15,78	—	23,38	—	20,78
Na ₂ O	1,57	1,40	1,10	1,02	2,08	0,63	0,59	1,45	—	0,74	—	1,56
K ₂ O	—	0,14	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	0,53	0,88	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	98,06	100,23	100,11	99,66	99,97	100,24	99,94	100,0	99,74	100,63	99,38	100,71
Ng	1,734	—	—	1,722	1,726	—	—	1,716	1,686	—	—	—
Np	1,714	—	—	1,696	1,706	—	—	1,692	1,658	—	—	—
f _{общ}	34,0	32,5	24,5	29,0	31,8	15,4	24,1	26,5	10,7	28,3	20,0	24,1

Продолжение табл. 2

Компонент	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93
	Пм	Фo	Фo	Фo	Фo	Фo	Фo	Фo	Фo	Фo	Фo	Фo
SiO ₂	46,58	40,43	40,60	40,98	40,84	41,32	41,24	41,28	39,86	40,98	40,68	40,57
TiO ₂	3,48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	6,11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	8,32	11,08	10,33	10,87	9,80	10,16	10,05	10,65	12,90	10,88	10,58	11,38
MnO	—	0,16	0,22	0,15	0,16	0,16	0,14	0,24	0,19	0,14	0,14	0,19
MgO	11,69	48,33	48,18	18,10	49,20	48,14	49,29	47,94	45,92	48,22	48,46	46,83
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	23,42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,68	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,30	100,0	99,32	100,09	100,0	99,78	100,72	100,11	99,87	100,21	99,85	98,98
Ng	1,692	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Np	1,666	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f _{общ}	28,5	13,0	11,0	11,0	10,1	10,7	10,4	11,3	13,8	11,4	11,1	13,0

Продолжение табл. 2

Компонент	94	95	96	97	98	99	100	101	103	104	105	106	107	108	109
	Пм	Пр	Фо	Шп	Пм	Пр	Фо	Шп	Пм	Пр	Шп	Пм	Пр		
SiO ₂	50,45	51,35	40,80	—	51,80	53,70	40,84	—	49,60	51,96	—	51,00	53,00	49,93	52,73
TiO ₂	0,22	Her	Her	0,28	0,22	0,15	Her	0,27	0,13	0,10	Her	0,45	0,18	0,85	0,37
Al ₂ O ₃	5,77	4,63	Her	53,45	4,12	4,52	—	52,81	5,17	3,85	57,72	5,11	4,86	7,52	5,63
Cr ₂ O ₃	1,01	0,59	0,20	12,76	0,89	0,45	0,30	13,54	0,27	0,33	1,18	0,36	0,23	0,59	0,53
Fe ₂ O ₃	0,30	0,26	Her	3,82	1,53	0,76	Her	3,63	3,51	1,49	10,23	1,23	0,77	1,13	1,45
FeO	3,79	6,23	9,55	9,75	2,43	6,15	9,66	10,13	3,28	9,44	10,79	3,48	7,87	4,42	8,17
MnO	0,06	0,19	0,15	0,32	0,05	0,21	0,09	0,13	0,08	0,24	0,07	0,08	0,14	0,04	0,08
MgO	18,78	34,06	47,97	18,98	16,57	32,32	48,06	18,65	15,99	29,53	19,63	16,10	30,48	13,84	26,26
NiO	0,02	0,16	0,40	0,04	0,03	0,08	0,38	0,04	0,01	0,01	0,21	He онр.	He онр.	He онр.	0,04
CaO	16,15	0,58	Her	—	19,83	0,58	Her	Her	18,76	0,76	Her	20,31	0,96	18,59	3,15
Na ₂ O	1,50	0,11	0,06	0,08	1,12	0,06	0,06	0,18	1,04	0,12	—	0,94	0,18	1,20	0,28
K ₂ O	0,07	0,06	0,06	0,17	0,06	0,06	0,06	0,22	0,12	0,10	—	0,15	0,24	0,10	0,09
P ₂ O ₅	0,36	Her	0,10	0,37	0,29	Her	0,03	0,40	0,11	0,14	0,40	Сл.	Сл.	0,26	0,19
H ₂ O	0,30	0,20	0,40	—	0,35	0,05	0,14	—	0,20	0,08	—	0,20	0,25	He онр.	1,05
П. п. п.	1,37	1,44	—	—	0,62	0,89	—	—	1,50	1,45	—	0,70	0,70	1,49	1,57
Сумма	100,15	99,85	99,69	100,0	99,91	99,98	99,62	100,0	99,77	99,60	100,23	99,83	99,96	99,96	100,54
Ng	1,698	1,683	1,694	—	1,694	1,675	1,682	—	1,709	1,677	—	1,712	1,681	1,710	
Np	1,667	1,675	1,660	—	1,665	1,662	1,655	—	1,680	1,669	—	1,686	1,677	1,675	
2V ^o	+62	-77	90	—	+63	90	90	—	+59	-78	—	—	90	—	
f	13,2	10,6	10,0	—	13,7	11,4	10,0	—	19,2	17,7	—	14,9	14,1	19,6	17,7

Окончание табл. 2

Компонент	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123
	Пм	Пр	Пм	Пр	Пм	Пм	Шп	Пм	Шп	Пм	Пм	Пм	Гр	Гр
SiO ₂	50,05	52,20	50,68	53,10	50,10	47,90	—	43,56	—	49,60	47,64	48,32	43,81	43,02
TiO ₂	0,64	0,27	0,44	Нет	0,40	0,92	0,35	1,25	0,25	0,60	1,74	1,14	0,28	0,55
Al ₂ O ₃	6,14	4,89	5,56	4,63	5,58	8,35	57,00	12,75	53,58	5,67	9,37	8,71	22,67	22,66
Cr ₂ O ₃	0,50	0,46	0,71	0,49	0,31	0,24	2,49	0,33	0,33	0,54	н. о.	0,22	1,02	0,13
Fe ₂ O ₃	0,80	0,30	1,95	1,30	2,74	2,88	11,78	4,39	9,75	2,00	2,63	1,32	2,14	5,30
FeO	5,08	10,04	2,71	7,45	3,11	4,47	10,72	4,40	23,50	4,89	6,33	7,88	5,37	8,73
MnO	0,06	0,12	0,16	0,20	0,08	0,12	0,39	0,91	0,20	0,16	0,14	0,16	0,28	0,33
MgO	14,69	27,83	14,60	30,03	15,33	13,97	16,10	9,99	11,67	14,01	12,11	13,51	20,09	14,99
NiO	0,0	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,30	—	0,06	0,01	He омп.	0,01	—	—
CaO	19,21	1,41	21,00	0,81	19,14	16,24	—	19,95	0,14	19,08	16,12	15,14	4,60	5,00
Na ₂ O	1,10	0,18	1,00	0,18	0,94	1,63	—	1,39	—	1,11	1,90	1,90	—	—
K ₂ O	0,12	0,12	0,04	0,04	0,16	0,25	—	0,06	0,18	0,12	0,12	0,12	—	—
P ₂ O ₅	0,06	0,14	0,04	0,08	0,08	0,23	0,46	0,06	0,34	0,30	0,40	0,06	—	—
H ₂ O	He омп.	0,94	0,12	0,16	0,15	0,25	0,20	0,36	—	0,08	0,16	0,08	—	—
П. п. п.	1,32	1,92	0,74	1,27	1,45	2,15	0,21	1,37	—	1,42	1,48	0,96	0,52	0,10
Сумма	99,77	99,94	99,76	99,75	99,58	99,61	100,0	99,87	100,0	99,59	100,14	99,53	100,78	100,81
Ng	1,710	1,703— 1,710	1,707	1,682	1,702	1,702	—	1,708	—	1,712	1,726	1,722	N=	N=
Np	1,681	1,681— 1,688	1,685	1,674	1,668	1,672	—	1,682	—	1,690	1,699	1,694	1,724	1,745
2V ⁰	—	—	+58	—84	+59	+62	—	+60	—	+57	—	—	—	—
f	19,5	19,5	16,9	14,8	17,9	22,9	—	32,7	—	22,8	29,0	28,1	—	—

Примечание к табл. 2. Ассоциирующие минералы: 1—4 — из лерцолита, обр. 3002/1 (анализ шпинели — среднее из 2); 5—7 — то же, обр. 3002/10; 8—10 — то же, обр. 3002/10а; 11—14 — из перидотита, обр. 3004/5; 15—17 — то же, обр. 3010/5; 18—20 — то же, обр. 3016/1; 21—23 — то же, обр. 3016/3; 24—27 — из гранатового перидотита, обр. 3022/13; 28—30 — из перидотитового нодуля в микродолерите, обр. 3028/3; 31, 32 — то же, соответственно обр. 3023/1 и 3023/3; 33 — из верлита, обр. 3002/1а; 34—35 — то же, обр. 3004/13; 36 — то же, обр. 3012/1; 37, 38 — то же, обр. 3024/10; 39 — то же, обр. 3026/6; 40 — из нодуля зеленого хромдиопсидита, обр. 3010/2; 41, 42 — то же, обр. 3028/9 и 3028/19; 43 — то же, Тергешская трубка, анализ А. В. Крюкова (1964); 44—46 — из шпинелевого вебстерита, обр. 3021/14; 47, 48 — то же, обр. 3022/17; 49—51 — то же, обр. 3028/24, 52, 53 — из бесшпинелевого вебстерита, обр. 3002/3; 54 — то же, обр. 3002/3а; 55, 56 — то же, обр. 3021/2; 57, 58 — то же, обр. 3024/13; 59, 60 — из шпинелевого клинопироксенита, обр. 3025/4. Мегакристы: 61 и 124 — обр. 3002/2 и 3002/2а; 62—64 и 127 — (в базальтовой брекчии) обр. 3021/2, 3, 20 и 4; 65 — обр. 3022/19; 125 — обр. 3016/2; 126 — обр. 3019/3; 66—69 — в брекчированном базальте (66 — обр. 3012/8; 67, 68 — обр. 3013/5; 69 — обр. 3012/10). Пироксены из черных клинопироксенитов: 70 — обр. 3004/2; 71 — обр. 3009/2; 72 — обр. 3011/1; 73 — обр. 3021/19; 74 — обр. 3025/5; 75 — обр. 3026/8. Вкрапленники в базальте: 76 — обр. 3009/2; 77, 78 — обр. 3016/3; 79, 80 — обр. 3026/10; 81 — обр. 3028/12; 82, 83 — обр. 3028/5; 84 — обр. 3002/1; 85 — обр. 3002/3; 86 — обр. 3004/2; 87 — обр. 3010/5; 88 — обр. 3012/1; 89 — обр. 3022/19; 90 — обр. 3025/5; 91 — обр. 3026/6; 92 — обр. 3026/8; 93 — обр. 3028/19; 94—97 (обр. 6) и 98—101 (обр. 6/40) — из шпинелевого перидотита, Конгаровская трубка; 103—105 — из зеленого шпинелевого пироксенита, обр. 5а; 106, 107 — из зеленого вебстерита, Конгаровская трубка, обр. 5у; 108—109 — из зеленого вебстерита, трубка у оз. Беле, обр. 20/107; 110, 111 (обр. 20/111), 112, 113 (обр. 20/19) — из зеленых вебстеритов, трубка у оз. Беле; 114 — из зеленого шпинелевого клинопироксенита, Конгаровская трубка, обр. 5з; 115, 116 — из шпинелевого клинопироксенита, трубка в 2 км к востоку от Конгарово, обр. 4г; 119 — из грубозернистого пироксенита, трубка у оз. Беле, обр. 20/24; 120 (обр. 23/306) и 121 (обр. 23/30) — крупные кристаллы черного клинопироксена, Тергешская трубка; 122 — красный гранат, 123 — оранжевый гранат, Тергешская трубка. Анализы 94—121 заимствованы из работ В. А. Кутюлина и В. М. Фроловой (1972, 1975), 122—123 — у А. В. Крюкова (1964). Из анализов 1—93 и 124—127 звездочкой помечены выполненные в лаборатории минералогии ИГиГ СО АН СССР И. К. Кузнецовой методом навесок, все остальные — на рентгеноспектральном анализаторе MS-46, исполнители В. С. Шацкий и О. С. Покачалова (в последнем случае Fe определялось как FeO).

сти пироксенов в различных петрографических типах нодулей и в базальтах.

Соотношение железомagneзиальных компонентов в пироксенах (см. табл. 4) позволяет наметить несколько существенно различающихся между собой групп: а) оливинсодержащие нодули и близкие к ним нодули зеленого Сг-диопсидита (типы I и II); б) нодули вебстеритов и шпинелевых пироксенитов (тип III) и в) включения черных бесшпинелевых клинопироксенитов и достаточно близких к ним вкрапленников клинопироксена в щелочных базальтах (тип V).

Первая группа клинопироксенов характеризуется самой высокой магнезиальностью (76% Mg-компонентов) и хромистостью, но пониженным содержанием титанистого и Са—Al-чермакита. В вебстеритах и шпинелевых пироксенитах второй группы состав пироксенов изменяется в сторону повышения железистости и чермакитовых составляющих, но снижения Сг-минала. В последней группе все отмеченные для пироксенитов особенности выражены еще отчетливее — магнезиальность снижается до 54%, заметно возрастает роль чермакитовых миналов, а содержание Сг снижается почти до нуля.

Такая же тенденция сохраняется и в ромбических пироксенах сравниваемых групп — оливиновых ультрабазитов и пироксенитов (типы VI и VII, см. табл. 4).

Своеобразие состава крупных мегакристов клинопироксена IV типа заключается в относительно самом низком содержании кальция (0,600 формульных единиц) и соответствующем увеличении условного клиноэнстатитового минала. Этим, равно как и несколько более высоким содержанием натриевых миналов, прежде всего жадеитового, мегакристы отличаются от нормальных порфировых вкрапленников базальтов, а также от пироксенов из включений черных клинопироксенитов, к которым они достаточно близки по многим иным признакам.

Выше упоминалось, что среди массивных базальтов Тергешской трубки нами было найдено включение пиропового перидотита. Здесь лишь отметим, что состав пироксенов, если и отличается от таковых в нодулях безгранатовых ультрабазитов, то не очень существенно (№ 24 и 25, см. табл. 2; I и VI типы, см. табл. 4). Правда, в пироксенах из гранатового перидотита отмечается повышение Al, прежде всего Al^{VI}, почти до 0,200 атомов при относительно высоком содержании Сг (0,022 атомов) по сравнению с клинопироксенами без-

Кристаллохимические формулы минералов

№ в табл. 2	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Cr	Fe	Mg	Ca	Na
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Клинопироксены из лерцолитов и перидотитов

1	1,889	0,111	0,060	0,011	0,022	0,100	0,995	0,723	0,092
5	1,916	0,084	0,115	0,009	0,022	0,182	0,923	0,759	—
8	1,967	0,033	0,121	—	—	0,095	0,871	0,827	0,084
94	1,858	0,142	0,108	0,006	0,029	0,124	1,030	0,637	0,107
98	1,905	0,095	0,084	0,006	0,026	0,113	0,908	0,781	0,080
11	1,920	0,080	0,174	—	—	0,109	0,858	0,762	0,102
17	1,906	0,094	0,124	0,009	—	0,103	0,853	0,854	0,066
15	1,965	0,035	0,107	—	—	0,083	0,892	0,848	0,069
18	1,952	0,048	0,180	—	0,030	0,096	0,812	0,724	0,154
21	1,965	0,035	0,143	—	—	0,118	0,838	0,784	0,126
24	1,892	0,108	0,196	0,012	0,022	0,099	0,831	0,716	0,114
28	1,824	0,176	0,142	0,013	0,022	0,138	1,048	0,558	0,096

Клинопироксены из верлитов

33	1,871	0,129	0,095	—	—	0,107	0,902	0,869	0,089
34	1,953	0,047	0,085	0,007	0,013	0,136	0,881	0,735	0,110
36	1,967	0,033	0,110	—	—	0,076	0,893	0,831	0,106
37	1,910	0,090	0,177	—	—	0,120	0,836	0,773	0,102

Клинопироксены из зеленых С-диопсидитов

40	1,918	0,082	0,046	0,007	0,022	0,102	0,898	0,812	0,114
41	1,917	0,087	0,083	0,009	0,027	0,153	0,800	0,809	0,092
42	1,952	0,048	0,046	—	0,021	0,151	0,839	0,881	0,094
43	1,874	0,126	0,002	0,010	0,115	0,125	0,973	0,742	—

Клинопироксены из шпинелевых вебстеритов

103	1,853	0,147	0,080	0,003	0,007	0,191	0,890	0,750	0,075
44	1,919	0,081	0,174	—	—	0,110	0,864	0,763	0,088
47	1,914	0,086	0,126	0,011	0,001	0,142	0,808	0,850	0,062
49	1,919	0,081	0,125	—	—	0,137	0,837	0,857	0,044

Клинопироксены из бесшпинелевых вебстеритов

52	1,809	0,191	0,069	0,024	0,013	0,164	0,814	0,794	0,168
106	1,875	0,125	0,096	0,012	0,010	0,140	0,881	0,800	0,074
55	1,839	0,161	0,161	0,022	0,009	0,191	0,898	0,588	0,096
57	1,921	0,079	0,179	—	—	0,102	0,838	0,780	0,102
108	1,851	0,149	0,179	0,024	0,017	0,166	0,764	0,738	0,091
110	1,863	0,137	0,132	0,018	0,015	0,188	0,811	0,766	0,085
112	1,871	0,129	0,113	0,012	0,021	0,134	0,803	0,830	0,072

Клинопироксены из шпинелевых клинопироксенитов

114	1,866	0,134	0,110	0,011	0,009	0,167	0,850	0,763	0,067
115	1,805	0,195	0,175	0,026	0,007	0,214	0,784	0,754	0,118
59	1,884	0,116	0,141	0,013	—	0,160	0,800	0,833	0,056
117	1,650	0,350	0,220	0,036	0,010	0,258	0,560	0,810	0,102

Клинопироксены из мегакристов

61	1,809	0,191	0,205	0,031	—	0,269	0,739	0,594	0,114
62	1,829	0,171	0,159	0,025	—	0,269	0,775	0,599	0,112
63	1,794	0,206	0,228	0,040	—	0,271	0,679	0,606	0,124
64	1,822	0,178	0,237	0,031	—	0,255	0,715	0,589	0,114
65	1,847	0,153	0,207	0,015	—	0,275	0,853	0,555	0,106
65a	1,778	0,222	0,194	0,040	—	0,284	0,681	0,630	0,128

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
65 ^б	1,791	0,209	0,184	0,047	—	0,279	0,741	0,613	0,114
65 ^в	1,767	0,233	0,107	0,058	—	0,297	0,693	0,693	0,130
65 ^г	1,715	0,285	0,104	0,024	0,004	0,239	0,879	0,708	0,098
120	1,786	0,214	0,199	0,049	—	0,265	0,676	0,647	0,138
121	1,807	0,193	0,190	0,032	0,006	0,280	0,752	0,606	0,138
<i>Клинопироксены из черных клинопироксенитов</i>									
70	1,725	0,275	0,262	0,033	—	0,259	0,505	0,865	0,114
71	1,678	0,322	0,272	0,044	—	0,223	0,492	0,792	0,106
72	1,791	0,209	0,086	0,034	—	0,228	0,774	0,795	0,084
73	1,713	0,287	0,193	0,034	—	0,242	0,573	0,935	0,072
74	1,853	0,147	0,205	0,031	—	0,274	0,588	0,766	0,152
75	1,857	0,143	0,090	0,020	0,001	0,147	0,810	0,918	0,044
119	1,864	0,136	0,115	0,017	0,016	0,210	0,784	0,768	0,084
<i>Клинопироксены из вкрапленников</i>									
76	1,781	0,219	0,235	0,063	—	0,351	0,412	0,847	0,042
77	1,827	0,173	0,196	0,020	—	0,294	0,816	0,622	0,102
79	1,760	0,240	0,110	0,044	—	0,256	0,648	0,937	0,027
81	1,759	0,241	0,163	0,060	—	0,212	0,668	0,821	0,110
82	1,747	0,253	0,020	0,100	—	0,264	0,659	0,948	0,050
<i>Ортопироксены из лерцолитов и перидотитов</i>									
2	1,882	0,118	0,046	—	—	0,202	1,644	0,142	—
6	1,893	0,107	0,052	0,004	0,009	0,175	1,711	0,027	0,006
9	1,938	0,062	0,080	—	—	0,188	1,698	0,028	—
95	1,826	0,174	0,019	—	0,017	0,197	1,804	0,022	0,008
99	1,883	0,117	0,069	0,004	0,012	0,203	1,688	0,022	0,003
12	1,920	0,080	0,110	—	—	0,204	1,634	0,036	—
16	1,962	0,038	0,072	—	—	0,192	1,694	0,024	—
19	1,956	0,044	0,080	—	—	0,186	1,708	0,012	—
22	1,952	0,048	0,086	—	—	0,224	1,646	0,026	—
25	1,910	0,090	0,126	—	—	0,190	1,624	0,044	—
29	1,965	0,035	0,187	—	0,013	0,113	1,606	—	—
<i>Ортопироксены из шпинелевых вебстеритов</i>									
104	1,878	0,122	0,042	0,003	0,009	0,328	1,590	0,029	0,008
45	1,904	0,096	0,108	—	—	0,194	1,652	0,042	—
48	1,918	0,082	0,082	—	—	0,312	1,584	0,022	—
50	1,932	0,068	0,092	—	—	0,330	1,536	0,030	—
<i>Ортопироксены из бесшпинелевых вебстеритов</i>									
53	1,860	0,140	0,068	0,006	0,008	0,341	1,475	0,036	0,004
54	1,912	0,088	0,092	—	—	0,372	1,512	0,024	—
107	1,877	0,123	0,079	0,005	0,006	0,256	1,608	0,036	0,012
56	1,856	0,144	0,098	0,013	0,002	0,242	1,620	0,037	—
58	1,912	0,088	0,100	—	—	0,184	1,676	0,034	—
109	1,884	0,116	0,121	0,010	0,015	0,282	1,397	0,120	0,019
111	1,886	0,114	0,095	0,007	0,013	0,315	1,503	0,055	0,013
113	1,889	0,111	0,084	—	0,014	0,259	1,592	0,031	0,012
<i>Биотиты</i>									
66	2,952	1,048	0,194	0,478	—	0,771	0,875	0,092	0,112
67	2,947	1,053	0,380	0,342	—	0,871	0,890	—	0,112
<i>Амфиболы</i>									
68	5,938	2,062	0,411	0,604	—	0,892	2,137	1,554	0,794

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Гранаты</i>										
27	3,03	—	1,87	—	0,06	0,46	2,22	0,36	—	—
122	3,06	—	1,87	0,02	0,06	0,43	2,10	0,34	—	—
123	3,06	—	1,92	0,03	—	0,80	1,70	0,38	—	—
<i>Полевые шпаты</i>										
69	2,941	1,070	—	—	—	—	—	0,053	0,259	0,200
<i>Шпинели</i>										
4	—	—	1,668	0,001	0,266	0,295	0,802	—	—	—
20	—	—	1,416	—	0,512	0,312	0,796	—	—	—
46	—	—	1,702	0,003	0,238	0,288	0,800	—	—	—
51	—	—	1,771	0,004	0,134	0,426	0,707	—	—	—
60	—	—	1,900	—	—	0,445	0,707	—	—	—
97	—	—	1,667	0,001	0,267	0,286	0,748	—	—	—
101	—	—	1,651	0,001	0,284	0,292	0,738	—	—	—
105	—	—	1,762	—	0,025	0,415	0,736	—	—	—
116	—	—	1,790	0,007	0,051	0,454	0,639	—	—	—
118	—	—	1,755	—	0,001	0,730	0,482	—	—	—

гранатовых перидотитов, что, возможно, свидетельствует о несколько большей глубинности образования гранатовых пород. Достаточно отчетливым признаком генетической разнородности ультрабазитов во включениях может служить качественный состав шпинели. Сопоставление особенностей химизма шпинели, прежде всего содержания в ней Cr выявляет тенденцию снижения Cr_2O_3 в ряду от оливинсодержащих перидотитов к клинопироксенитам. Судя по имеющимся материалам (см. табл. 2), максимально богатыми Cr оказываются перидотиты типа дунитов — до 23 вес. % Cr_2O_3 , наиболее бедны им шпинелевые клинопироксениты.

В принципе здесь выдерживается схема, намеченная Н. В. Соболевым (1974) для хромшпинелидов, обнаруженных в пироповых перидотитах и пироксенитах — включениях в кимберлитовых трубках, т. е. хромистость шпинелей четко коррелируется с составом соответствующих пород и, в нашем случае, позволяет расположить их в такой ряд по содержанию Cr_2O_3 (вес. %): лерцолит (12—23) → вебстерит (6—11) → клинопироксенит (0,3—2,5). Это отражает определенную градацию внутри пород собственно ультрабазитового состава.

Расчеты критериев Фишера и Стьюдента (Урбах, 1964) позволили более строго подойти к выявлению сходства или различия выделенных определенных типов клино- и ортопироксенов по среднему содержанию компонентов в их составе (табл. 5). Так, различие при данном числе наблюдений (принятый критерий надежности $>99\%$) доказано между клинопироксенами из перидотитов (тип I), вебстеритов (тип III) и пироксенами мегакристов (тип IV) по содержанию Si , Al^{IV} , Fe и общей железистости (f). По содержанию Mg и Al^{VI} полученные результаты не дают однозначного решения при сравнении III и IV типов ($t > t_{05}$; $t < t_{01}$). Однако тип I значительно отличается от III и IV по Mg .

Установлено, что мегакристы клинопироксена (тип IV) не отличаются от вкрапленников базальтов и близких к последним пироксенов из черных клинопироксенитов (тип V) по Si , Al^{VI} , общему Al , Ti , Fe и f . Это весьма наглядно отражено также положением точек средних содержаний перечисленных элементов (рисунок, а, б). Создается впечатление полной аналогии этих двух групп клинопироксенов. Однако сравнение средних содержаний Ca (см. рисунок, б, табл. 5) позволяет

Средний состав пироксенов по типам пород

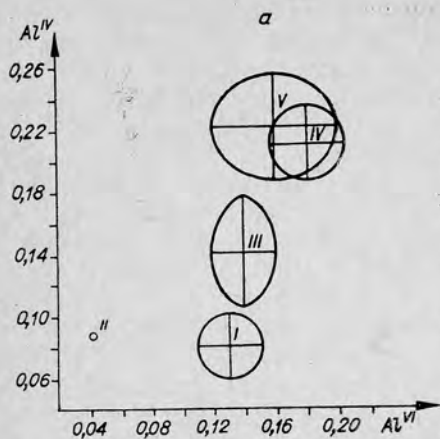
Тип	Породы	n	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Cr	Fe	Mg	Ca	Na
<i>Клинопироксены</i>											
I	Перидотиты, верлиты	16	1,92	0,08	0,13	0,003	0,010	0,11	0,90	0,76	0,09
II	Зеленые Сг-диопсидиты	4	1,92	0,08	0,05	0,010	0,046	0,13	0,88	0,81	0,08
III	Вебстериты и шиннелевые клинопироксены	15	1,86	0,14	0,14	0,014	0,007	0,16	0,81	0,78	0,09
IV	Мегакристы	11	1,79	0,21	0,18	0,036	0,001	0,27	0,74	0,62	0,12
V	Черные клинопироксены, вкрапленники	12	1,78	0,22	0,16	0,044	0,002	0,25	0,64	0,83	0,08
<i>Ортопироксены</i>											
VI	Перидотиты	11	1,92	0,08	0,08	—	—	0,19	1,68	0,03	—
VII	Вебстериты	12	1,89	0,11	0,09	—	0,010	0,28	1,56	0,04	0,01
<i>Клинопироксены</i>											
Тип	Породы	n	CaTiAl ^{IV} ₂	CaAl ₂ Si	NaCrSi ₂	NaAlSi ₂	NaFe ³⁺ Si ₂	CaFeSi ₂	CaMgSi ₂	MgSi	f
I	Перидотиты, верлиты	16	0,43	6,67	1,16	5,84	2,37	8,42	61,50	13,61	11,0
II	Зеленые Сг-диопсидиты	4	0,65	3,97	4,63	0,45	5,30	8,55	65,35	11,07	13,9
III	Вебстериты и шиннелевые клинопироксены	15	1,41	10,46	0,79	3,57	4,08	12,57	53,15	13,95	17,4
IV	Мегакристы	11	3,56	12,07	0,12	6,17	5,85	21,19	25,45	25,57	27,3
V	Черные клинопироксены, вкрапленники	12	4,17	12,18	0,10	3,54	4,56	20,76	45,73	8,96	26,8
<i>Ортопироксены</i>											
VI	Перидотиты	11	0,07	8,49	0,46	—	FeSiO ₃ =9,54	—	—	81,42	10,6
VII	Вебстериты	12	0,37	8,86	0,56	—	FeSiO ₃ =14,31	—	—	75,76	15,4

Таблица 5

Среднее содержание ($\bar{x}$), стандартное отклонение (S) элементов кристаллохимической формулы клино- и ортопироксенов для выделенных типов и результаты сравнения по критерию Стьюдента (t)

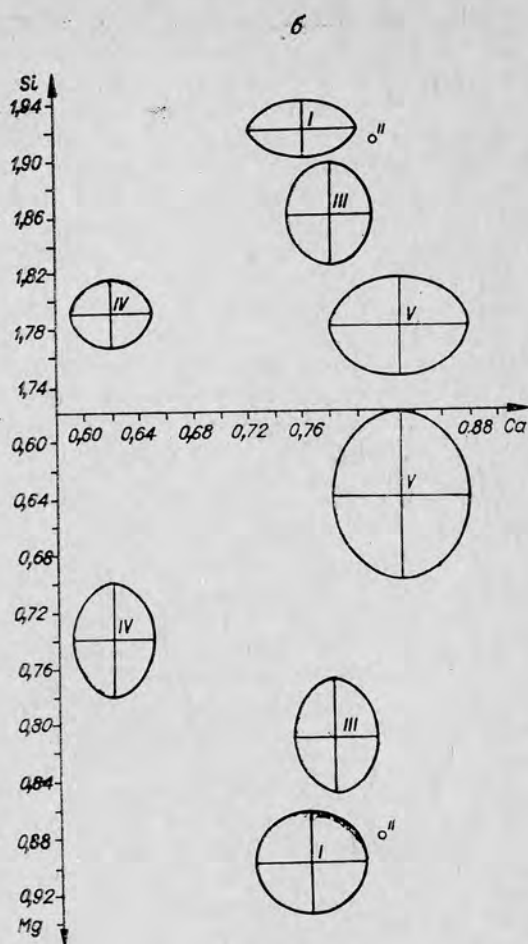
Элемент формулы	Тип	$\bar{x}$	S	Величина t - критерия			
				t	t_{05}	t_{01}	
Si	I	1,92	0,04				
	III	1,86	0,07	2,85	2,04	2,76	$t > t_{01}$
	III	1,86	0,07				
	IV	1,79	0,04	2,86	2,06	2,80	$t > t_{01}$
	IV	1,79	0,04				
	V	1,78	0,06	0,44	2,08	2,83	$t < t_{05}$
	VI	1,92	0,04				
Al ^{IV}	VII	1,89	0,02	2,19	2,08	2,83	$t_{05} < t < t_{01}$
	I	0,08	0,04				
	III	0,14	0,07	2,84	2,04	2,76	$t > t_{01}$
	III	0,14	0,04				
	IV	0,21	0,04	4,23	2,06	2,80	$t > t_{01}$
	IV	0,21	0,04				
	V	0,22	0,06	0,44	2,08	2,83	$t < t_{05}$
Al ^{VI}	I	0,13	0,04				
	III	0,14	0,04	0,68	2,04	2,76	$t < t_{05}$
	III	0,14	0,04				
	IV	0,18	0,04	2,42	2,06	2,80	$t_{05} < t < t_{01}$
	IV	0,18	0,04				
	V	0,16	0,08	0,70	2,08	2,83	$t < t_{05}$
	VI	0,09	0,02				
Fe	VII	0,08	0,04	0,73	2,08	2,83	$t < t_{05}$
	I	0,11	0,03				
Fe	III	0,16	0,04	3,82	2,04	2,76	$t > t_{01}$
	III	0,16	0,04				
	IV	0,27	0,02	8,03	2,06	2,80	$t > t_{01}$
	IV	0,27	0,02				
	V	0,25	0,05	1,18	2,08	2,83	$t < t_{05}$
	V	0,25	0,05				
	VI	0,19	0,03	4,27	2,08	2,83	$t > t_{01}$
	VI	0,19	0,03				
	VII	0,28	0,06				
Mg	I	0,90	0,07	3,24	2,04	2,76	$t > t_{01}$
	III	0,81	0,08				
	III	0,81	0,08	2,23	2,06	2,80	$t_{05} < t < t_{01}$
	IV	0,74	0,07				
	IV	0,74	0,07	2,16	2,08	2,83	$t_{05} < t < t_{01}$
	V	0,64	0,13				
	VI	1,68	0,06	3,85	2,08	2,83	$t > t_{01}$
Ca	VII	1,56	0,08				
	I	0,76	0,08	0,75	2,04	2,76	$t < t_{05}$
	III	0,78	0,06				
	III	0,78	0,06	6,92	2,06	2,80	$t > t_{01}$
	IV	0,62	0,05				
	IV	0,62	0,05	6,09	2,08	2,83	$t > t_{01}$
	V	0,83	0,10				
f	I	10,98	1,76	4,35	2,04	2,76	$t > t_{01}$
	III	17,36	5,29				
	III	17,36	5,29	5,55	2,06	2,80	$t > t_{01}$
	IV	27,33	2,48				
	IV	27,33	2,48	0,32	2,08	2,83	$t < t_{05}$
	V	26,79	5,09				
	VI	10,61	0,75	4,66	2,08	2,83	$t > t_{01}$
	VII	15,43	3,37				

Примечание. Значение n для I типа — 16; III — 15; IV — 11; V — 12; VI — 11; VII — 12.



Соотношение средних содержаний элементов в клинопироксенах. $Al^{IV}-Al^{VI}$. Название типов соответствует таковым в табл. 4. Доверительные интервалы средних величин нанесены без учета коэффициента корреляции.

$\alpha - Al^{IV}-Al^{VI}$; $\delta - Ca-Si$ и $Ca-Mg$.



утверждать их резкое различие. Отметим, что достоверность различия или сходства IV и V типов по Mg при данном числе наблюдений не доказана ($t > t_{05}$; $t < t_{01}$).

Индивидуальность мегакристов клинопироксена отчетливо проявляется и в термальном режиме их кристаллизации.

Сравнение ромбических пироксенов из перидотитов (тип VI) и вебстеритов (тип VII, см. табл. 5) свидетельствует о достоверном их различии по среднему содержанию общего Fe, Mg и f; однако по Si различие не достоверно ($t > t_{05}$; $t < t_{01}$ см. табл. 5). По содержанию Al^{VI} эти два типа ортопироксенов различий не выявляют.

Корреляционные связи всех элементов, входящих в состав орто- и клинопироксенов, различных в генетическом отношении, с позиций прежде всего кристаллохимических, были детальнейшим образом рассмотрены Н. Л. Добрецовым и др. (1971). Там же отражены некоторые общие особенности химизма пироксенов, принадлежащих нодулям в базальтах из двух обобщенных групп — шпинелевых перидотитов и плагиоклазосодержащих габброидов.

Однако в большей мере нас интересуют критерии, которые позволили бы установить различия в группе пироксенов, входящих в состав достаточно широко варьирующего в петрографическом отношении комплекса ультрабазитовых нодулей, как возможных индивидуальных генетических типов, с одной стороны, и возможное различие или сходство этих типов с составом пироксенов во вкрапленниках базальтов — с другой.

Учитывая только значимые коэффициенты парной корреляции элементов (r), можно отметить следующее. Обращает на себя внимание отрицательный характер связи Si—Ti во всех типах клино- и ортопироксенов, что может свидетельствовать о вхождении Ti в тетраэдрическую позицию и, следовательно, несколько ином распределении Al, т. е. увеличении роли Al^{VI} . Отсутствие значимой связи Al с Ti также скорее говорит в пользу высказанного предположения. Характерно при этом, что во всех типах, за исключением IV, Al^{VI} имеет значимую отрицательную связь с Mg, подтверждая тем самым преимущественное размещение Al в октаэдрической позиции клинопироксенов. На этом фоне только в пироксенах мегакристов Al^{VI} обладает высокой ($r = -0,81$) связью с Ca, трудно объяснимой, однако в какой-то мере свидетельствующей об автономности мегакристов.

Значимая отрицательная связь Mg—Ca ($r = -0,61$), подтверждающая изоморфизм по схеме $2Mg \rightarrow MgCa$, выявлена только в пироксенах из перидотитов I типа. И опять-таки, в отличие от всех остальных клинопироксенов, только в мегакристах устанавливается связь Mg с Na ($r = -0,77$), отражающая возможный изоморфизм по схеме $2Mg \rightarrow NaAl$, т. е. образование жадеитового компонента, количество которого здесь, действительно, несколько превалирует по сравнению со всеми иными типами пироксенов.

Выявившиеся значимые отрицательные связи для Fe и Mg вполне правомерны, но и здесь отчетливо выступает индивидуальность мегакристов клинопироксена (тип IV), в которых Fe положительно ($r = +0,58$), а Mg, как упоминалось, отрицательно связаны с Na.

Мы не будем комментировать причины выявившихся связей Si с Mg ($r = -0,67$ для I, $r = +0,78$ для III и $r = +0,64$ для V типов), а также Si с Ca ($r = +0,60$ для I и $r = -0,93$ для IV типов). Сошлемся на рассмотрение подобных связей Н. Л. Добрецовым и др. (1971). Здесь отметим лишь разнохарактерность этих связей в разных типах пироксенов, что, вероятно, может в какой-то мере свидетельствовать о неодинаковых условиях их кристаллизации.

В ромбических пироксенах имеет смысл выявление корреляционных связей ведущих составляющих — атомов Si, Mg, Fe и, в некоторой мере, Al между собой и с второстепенными элементами. В принципе и здесь сохраняется картина, наблюдаемая в клинопироксенах: в вебстеритах Si имеет отрицательную связь с Ti ($r = -0,78$), а Al^{VI} — положительную с Ca, что должно свидетельствовать об изоморфизме по схеме Si—Ti, поскольку Ca с Al^{VI} образуют чермакитовый минал. В пироксенах лерцолитов (тип VI) Al^{VI} изоморфно замещает часть Mg ($r = -0,78$) и Fe ($r = -0,64$), а связь Al^{VI} с Na ($r = -0,59$) одновременно указывает на возможность появления жадеитового минала, образование которого в наиболее глубинных условиях становится вполне правомочным.

Известны попытки произвести оценку PT -условий кристаллизации ультрабазитов, принадлежащих наиболее глубинным образованиям. Обычно для этого используются различного рода косвенные геотермометры, основанные на принципе зависимости состава минеральных фаз с твердыми растворами от PT -параметров кристаллизации. Так, для двупироксеновых ассоциаций Б. Дэвисом (1969) было установлено, что состав клинопироксенов является прежде всего функцией температуры, иными словами — что растворимость энстатита $MgSiO_3$ в диопсиде практически не зависит от давления. По данным экспериментального изучения либо только двупироксеновых составов, либо их ассоциации с гранатом при разных давлениях и температурах было построено несколько вариантов таких геотермометров и геобарометров, позволяющих с той или иной точностью оценить PT -параметры глубинного минералообразования (Davis, Boyd, 1966; Boyd, 1967 — для клинопироксе-

нов; Boyd, Nixon, 1973; Mysen, 1973; Hensen, 1973; Akella, 1974 — для ортопироксенов).

Применительно к эклогитам и перидотитам кимберлитовых трубок вопрос этот подробно рассмотрен Н. В. Соболевым (1974), который полагает, что двупироксеновая ассоциация с гранатом, встреченная в виде включения в алмазе, отражает условия наиболее высоких давлений (гораздо более 30 кбар) среди известных нам природных образований. С учетом поправки на Al_2O_3 , содержащейся во всех трех фазах, температуры для указанной ассоциации соответствуют, по Н. В. Соболеву, 1150—1200° С, т. е. они примерно на 100° выше температур, снимаемых с диаграммы Б. Дэвиса и Ф. Бойда (Davis, Boyd, 1966).

Новая серия экспериментов с синтетическими составами для ассоциации $Pr+Pm+Gr$ ($\pm 5\%$ $CaTiAl_2O_6$) при давлениях 26—44 кбар и температурах 1100—1600°С позволила Дж. Акелла (Akella, 1974) определить более строгую взаимосвязь с $Ca/Ca+Mg$ в ортопироксене с PT -условиями. По сравнению с «эмпирической кривой» (Boyd, Nixon, 1973) геотермометр Акелла дает некоторое понижение температур: в области низких значений $Ca/Ca+Mg$ на 70°, а высоких — примерно на 40—50°С.

Среди рассматриваемых включений ультрабазитов Минусинской котловины имеется лишь одна ассоциация (№ 24—27, см. табл. 2), относящаяся к гранатовому перидотиту, для которой температура равновесия, снятая с клинопироксеновой диаграммы (с учетом поправки, вносимой Н. В. Соболевым), соответствует 1100°С, а с ортопироксеновой кривой — близка к 1300°С (табл. 6). Все остальные породы ультрабазитов принадлежат безгранатым парагенезисам: судя по отношению $Ca \cdot 100/Ca+Mg$, лежащему для большинства изученных нами клинопироксенов из перидотитов и верлитов в пределах 42—50%, — к ряду насыщенных кальцием диопсидов с общей железнистостью 9—12 мол. %. В этих же пределах находится железнистость ортопироксена и форстерита.

Ориентировочные температуры равновесия, снятые с диаграммы Ф. Бойда (Boyd, 1967) для клинопироксенов, находятся в пределах 900—1000°, и лишь изредка соответствуют 1100—1200°. Однако гораздо более высокие значения для тех же ассоциаций получаются по ортопироксеновым геотермометрам, причем разница составляет подчас 200 и даже 250°.

Таблица 6

PT -параметры, снятые с диаграмм состав—условия образования, °С

№ в табл. 2	Порода	$Ca/Ca+Mg$ (Boyd, 1967)	$Ca/Ca+Mg$ (Boyd, Nixon, 1973)	$Ca/Ca+Mg$ (Akella, 1974)	$Ca/Ca+Mg$ (Mysen, 1973)	$P_{кбар}$ (Akella, 1974)
		клинопи- роксен	ортопироксен			
8,9	Лерцолит	900	1140	1100	1000	Ок. 30
94,95	Шпинелевый перидотит	1240	1100	1030	1000	Ок. 28
98,99	То же	1000	1120	1080	1010	Ок. 27
11,12	»	975	1190	1130	1060	»
15,16	Лерцолит	900	1100	1030	950	Ок. 30
18,19	То же	970	1100	1030	960	»
24,25	Гранатовый перидотит	1000*	1300	1270	1150	»
28,29	Перидотит	1300	1380	1350	1150	Ок. 20
44,45	Шпинелевый вебстерит	1000	1250	1210	1120	Ок. 27
49,50	То же	835	1200	1150	1070	Ок. 30
47,48	Вебстерит	800	1090	1030	900	Ок. 29
52,53	То же	870	1280	1250	1100	»
57,58	»	930	1180	1120	1060	Ок. 28
112,113	»	850	1200	1150	1080	»

* 1100°С, по Н. В. Соболеву (1974).

Суждения в отношении давлений, возникавших в процессе кристаллизации ультрабазитов, еще менее строги. Лишь для гранатового перидотита Тергешской трубки минимальное давление, оцениваемое по диаграмме Дж. Акелла (Akella, 1974) составляет около 30 кбар. Исходя из предположения, что двупироксеновые (без граната) ассоциации в перидотитах и вебстеритах формировались в условиях, не очень резко отличавшихся от таковых для гранат-пироксеновых пород, то ориентировочные давления, полученные по тем же кривым Дж. Акелла, если и не достигали 30 кбар, то во всяком случае, по-видимому, превышали 20 кбар.

На сводной *PT*-диаграмме К. Ито и др. (Ito e. a., 1968) поле гранатовых перидотитов простирается в сторону давлений, превышающих 20 кбар при температурах, ограниченных пределами 1100—1300°C. Можно, таким образом, отметить достаточно единодушное мнение исследователей в оценке оптимальных термодинамических условий глубинного минералообразования.

Следует особо подчеркнуть, что кристаллизация пород типа гранатовых или безгранатовых перидотитов и вебстеритов, по-видимому, происходила в очень спокойной обстановке, свидетельством чему является исключительная бедность всех минералов глубинных ультрабазитов включениями минералообразующей среды. Эта особенность ранее уже была отмечена И. Т. Бакуменко (1975). Однако оливин изредка содержит вторичные включения стекла, температура гомогенизации которых превышает 1220°C (полная гомогенизация невозможна из-за побурения минерала). И только для пироксенов из нодулей зеленых хром-диопсидитов, верлита и вебстерита удалось по единичным наблюдениям установить температуры их образования в пределах 1250°C (табл. 7).

Гораздо более отчетливая картина наблюдается в щелочных базальтах. Порфиновые вкрапленники клинопироксена и плагиоклаза содержат многочисленные, частично раскристаллизованные первичные включения. В пироксене кристаллические фазы занимают подчас до 50%, в плагиоклазе же такие включения полностью раскристаллизова-

Таблица 7

Температура гомогенизации расплавных включений в минералах модулей, мегакристов и вкрапленников базальтов, °C

№ в табл. 2	Порода	Метод гомогенизации			Boyd, 1967
		оливин	клинопироксен	плагиоклаз	
31	Перидотит	>1220	—	—	—
—	Вебстерит	—	1250—1230	—	840
42	Сг-диопсид	—	1230	—	800
70	Черный клинопироксенит	—	1280—1230	—	550
34	Верлит	—	1250—1240	—	1050
84	Вкрапленник	>1200	1280—1200	—	—
—	»	—	1230—1170	—	—
—	»	—	1230—1150	1210	—
—	Микровкрапленник в долерите	>1250	1200—1180	1170—1120	—
79	Вкрапленник	—	1270—1220	1170—1150	600
82	—	—	1270—1230	1210—1200	600
81	—	—	1250—1230	—	730
—	—	—	1230—1200	—	—
—	Мегакрист сандина	—	—	1230—1170	—
61	Мегакрист клинопироксена	—	1300—1330	—	—
125	—	—	1300—1320	—	—
63	—	—	1310—1330	—	—
65	—	—	1320—1340	—	—

ны. Плавление кристаллических фаз в пироксене становится заметным при 1000—1100, в плагиоклазе — при 1000°C. Температурный интервал кристаллизации клинопироксена достаточно узкий: 1230—1170°C, однако иногда верхний предел, очевидно, приближающийся к кривой ликвидуса, достигает 1280, а нижний опускается до 1150°C. Для порфировых вкрапленников плагиоклаза эти значения также соответствуют 1210—1170°C, что указывает на практически одновременное выпадение двух минералов из расплава.

Близкие к упомянутым цифры получены для клинопироксена из черных мономинеральных пироксенитов — в пределах 1280—1230° для первичных и 1250°C для мнимовторичных включений, аналогичных по фазовому составу первичным. На этом фоне несколько более низкие температуры образования клинопироксена (1200—1180°) и лейст плагиоклаза (1170—1120°C) у единственной в этом районе гипабиссальной интрузии микродолеритов (с. Тергеш).

Вторичные расплавные включения во вкрапленниках оливина гомотенизируются при температурах, превышающих 1200 и даже 1250°C. Следовательно, начальные температуры выпадения форстерита из базальтовой магмы заведомо превышали 1300°C. В базальтах из трубки у озер Красеньких изучен мегакрист натриевого санидина, температура гомотенизации включений в котором соответствует 1230—1170°C.

Выше отмечалось существенное расхождение в показаниях клино- и ортопироксеновых геотермометров применительно к одной и той же ассоциации. Тем более неизбежны расхождения данных косвенных геотермометров и гомотенизации, поскольку в первом случае мы получаем не температуры образования минералов, а лишь температуры установившегося равновесия между пироксенами. Надо полагать, что только для шпинелевых перидотитов ($\pm$ гранат), т. е. для наиболее глубокой фации ультрабазитов, значения, снятые с диаграмм, по-видимому, приближаются к нижним температурным пределам (900—1000, изредка 1100°C, см. табл. 6) образования клино- и ортопироксенов.

Сопоставление температур, получаемых этими двумя методами, к сожалению, затруднено, поскольку косвенные термометры построены для минералов интрузивных ультрабазитов, в которых расплавные включения почти отсутствуют. И наоборот, имеющиеся материалы по гомотенизации включений в большей мере относятся к вкрапленникам базальтов и мегакристов, для которых не имеется косвенных геотермометров. Тем не менее, сравнение имеющихся данных для клинопироксенов из ультрабазитов (см. табл. 6 и 7) свидетельствует о гораздо более высоких в действительности температурах их образования, нежели это следует из геотермометров Ф. Бойда (Boyd, 1967; Davis, Boyd, 1966).

Материалы (см. табл. 7) не отражают сколько-нибудь четкой термальной дифференциации порообразующих минералов в ряду разнообразных по составу нодулей, с одной стороны, вмещающих щелочных базальтов — с другой. Насыщенность последних нодулями составляет одну из характернейших их черт вне зависимости от того, проявляется ли такой магматизм в океанических или континентальных структурах нашей планеты, а достаточно однообразный по особенностям химизма состав минералов в соответствующих породах свидетельствует об отсутствии зависимости вещественного состава нодулей ультрабазитов и мегакристов от состава пород земной коры. Это позволяет предполагать, что захват материала гипербазитов расплавом мог осуществляться в очагах щелочно-базальтовых магм, регенерирующихся в пределах верхней мантии. И если это так, то *PT*-параметры, присущие всем рассматриваемым типам пород, также должны быть более или менее близкими, что и устанавливается прямыми определениями температур кристаллизации силикатных минералов.

Итак, по особенностям химического состава, характеру распределения элементов в тех или иных миналах, как по ряду иных признаков кристаллохимического плана, удастся выявить достаточно четкую градацию рассмотренных клинопироксенов. Так, среди ультрабазитов совершенно автономное положение занимают шпинельсодержащие перидотиты (лерцолиты, верлиты и очень близкая к ним группа зеленых хромдиопсидитов). Пироксены выделяемых нами I и II типов, несмотря на принадлежность к самым недосыщенным кремнезёмом породам, содержат на фоне всех иных типов близкое к нормативному количеству SiO_2 , тогда как в клинопироксенах вкрапленников базальтов и черных клинопироксенитов V типа отражен наибольший дефицит кремнезёма (соответственно 1,92 и 1,78 атома, см. табл. 4). Наряду с этим типы I и II характеризуются максимально высоким содержанием Mg и Cr при минимальном количестве Fe и Ti. Это вполне закономерно, поскольку в условиях относительно самых высоких давлений возможность изоморфного замещения по схеме $\text{Si}-\text{Al}$ сводится к минимуму. Al, как и изоморфный с ним Cr в Cr-диопсидах, имеет преимущественно октаэдрическую позицию.

Клинопироксены безоливиновых ультрабазитов (тип III) по всем перечисленным признакам занимают промежуточное положение между пироксенами перидотитов и вкрапленников базальтов. По особенностям химизма к последним достаточно близки клинопироксены крупных мегакристов, относительно часто встречающихся в базальтах некоторых трубков взрыва, в частности Тергешской. Однако существенные различия в содержании Ca и Mg сразу же исключают предполагаемую принадлежность мегакристов к вкрапленникам базальтов.

Выделим одну из особенностей типичных мегакристов клинопироксена, изученных во множестве районов: в эффузивной базальтовой брекчии Какануи в Новой Зеландии (Dickey, 1968; Mason, 1968; Соболев, 1975, табл. 58); в Большом Каньоне — штат Аризона, США (Best, 1970), в щелочно-базальтовых лавах Нигерии (Frisch, Wright, 1971), в щелочных базальтах Монголии (Кебезинкас, 1975) и, наконец, в обсуждаемых базальтах Минусинской котловины. В отличие от клинопироксенов из нодулей, мегакристы характеризуются заметно пониженным содержанием (вес. %) SiO_2 —48—50, в особенности CaO—15,7—18, но существенно более высоким — 7,8—9,0 — глинозёма и Na, что обуславливает повышенное (по сравнению со всеми иными пироксенами ультрабазитов) содержание Ca-чермакитового и жадеитового миналов. Резкий дефицит Ca отражен в преимущественном образовании клиноэнстатитового минала в ущерб диопсидовому. Эта особенность, в сущности, и является одним из главных критериев разграничения мегакристов с пироксенами ультрабазитов, с одной стороны, и вкрапленников базальтов — с другой.

Несколько повышенное содержание Na в мегакристах подчеркивает еще одно важное обстоятельство. И. Куширо в 1965 г. (Куширо, 1971) при экспериментальном изучении твердых растворов клинопироксенов удалось установить, что при высоких параметрах — в диапазоне 13—32 кбар и 1150—1350°C — реакция $\text{Ди} + \text{Аб}$ смещается в сторону образования пироксена, обогащенного жадеитовым миналом, а реакция $\text{Ди} + \text{Ан}$ — в сторону обогащения Ca-чермакитом, причем «содержание обеих составляющих может увеличиваться с увеличением давления вплоть до давления, при котором устойчив гранат» (там же, с. 176).

Л. Коэн и др. (1970) установили, что при плавлении базальтов в условиях высоких давлений (в пределах 9—17 кбар) может быть устойчивой только ассоциация клинопироксена и натриевого полевого шпата.

У нас отсутствуют какие-либо данные относительно давлений, сопутствующих образованию мегакристов. Однако следует обратить внимание на необычные температуры, полученные для подобных выделе-

ний. Так, подобно клинопироксенам из перидотитов, в них не обнаружено первичных расплавленных включений, а температуры гомогенизации вторичных (часто раскристаллизованных) включений оказываются наиболее высокими по сравнению с таковыми всех иных изученных здесь породообразующих минералов и соответствуют 1300—1340°C (см. табл. 7). Следовательно, для первичных включений эти цифры должны быть еще более высокими.

Относительно высокое содержание Al, в том числе Al^{IV} (см. табл. 4), скорее свидетельствует о превалирующем влиянии температурного параметра на процессы кристаллизации мегакристов, тогда как образование пироксенов в перидотитах должно было происходить при доминирующем влиянии давления. Отсутствие первичных расплавных включений позволяет предполагать, что кристаллизация крупных выделений клинопироксена и щелочного полевого шпата протекала в очень спокойной тектонической обстановке.

Неравновесность мегакристов с базальтовым расплавом отражена в появлении реакционной каймы в «эндоконтакте» пироксена. Вероятно, образование мегакристов отражает наиболее ранний этап кристаллизации базальтового расплава в максимально глубинных для него условиях, т. е. кристаллизацию вблизи кривой ликвидуса.

Различия, выявляемые с помощью *t*-критерия Стьюдента для I, III и IV типов клинопироксенов по содержанию всех компонентов (кроме Al^{VI} и Ca для I и III типов, см. табл. 5) настолько отчетливы, что это обстоятельство может служить веским аргументом в пользу предположения о их генетической разнородности. Сказанное справедливо и в отношении ортопироксенов лерцолитов (тип VI) и вебстеритов (тип VII), ассоциирующих с клинопироксенами I и III типов соответственно.

Из табл. 5 следует, что только по Al^{VI} этот минерал не проявляет различий в разных породах, во всех остальных случаях их индивидуальность совершенно очевидна.

Мы согласны с мнением (Глубинные ксенолиты ..., 1975) о вероятной мантийной природе нодулей ультрабазитов в щелочных базальтах. Менее ясна природа мегакристов клинопироксена, щелочного полевого шпата, а также биотита и амфибола. Судя по тому, что в эруптивной базальтовой брекции Тергешской трубки встречаются крупные мегакристы пироба (№ 122 и 123, см. табл. 2) наряду с обильными мегакристами клинопироксена, можно предполагать весьма глубинную кристаллизацию последнего, во всяком случае в условиях устойчивости пиропового граната, хотя их равновесность здесь не может быть установлена. Образование мегакристов гидроксилсодержащих биотита и керсутитовой роговой обманки в принципе также возможно в весьма глубинных условиях, однако конкретными данными по этому поводу мы не располагаем.

Состав клинопироксенов из черных мономинеральных пироксенитов настолько близок к таковому вкрапленников базальтов, что мы сочли возможным объединить их, приняв представление В. А. Кутolina (Кутолин, Фролова, 1972) о том, что такие пироксениты — результат аккумуляции клинопироксена, кристаллизовавшегося одновременно с будущими вкрапленниками базальтов.

Одним из основных выводов данного исследования является то, что среди нодулей в базальтах совершенно отчетливо обособляются не просто отдельные петрографические типы пород, но типы, дифференцированные по особенностям химизма ведущих минералов, прежде всего присущего всем породам клинопироксена — наиболее чувствительного индикатора к изменяющимся физико-химической обстановке и давлению в кристаллизующихся системах. Это обстоятельство служит весьма веским возражением в сущности умозрительной концепции И. М. Волохова (1972) о принадлежности всех без исключения нодулей в ба-

зальтах к продуктам различных этапов эруптивной деятельности отдельно взятого вулкана.

В заключение выражаем свою большую признательность В. С. Шацкому и Г. И. Чураевой за помощь при работе на микрозонде.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакуменко И. Т.** Включения в минералах гипербазитовых нодулей как индикатор их происхождения.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 231—335.
- Волохов И. М.** Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах — родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии? Новосибирск, «Наука», 1972, 71 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 150).
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия.** Новосибирск, «Наука», 1975, 271 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 271).
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А.** Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971, 454 с.
- Дэвис Б.** Система энстатит — диопсид при давлении 30 кбар.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., «Недра», 1969, с. 62—67. (Труды Ин-та Карнеги, Вашингтон. Вып. 62).
- Кепежинская В. В.** Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. Монголия.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 82—106.
- Коэн Л. Х., Ито К., Кеннеди Дж.** Плавление и фазовые соотношения в безводных базальтах при давлении до 40 кбар.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., «Недра», 1970, с. 53—91.
- Крюков А. В.** О новом типе трубок взрыва в юго-западном обрамлении Сибирской платформы.— В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Недра», 1964, с. 195—240.
- Крюков А. В.** Строение и состав трубки «Бараджульской» в Северо-Минусинской впадине.— В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964, с. 175—192.
- Крюков А. В.** Инклюзии пиропового перидотита как индикатора связи кимберлитов со щелочными базальтоидами.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 141—145. (Труды МГГ, XXIII сессия, пробл. I).
- Кутолин В. А., Фролова В. М.** Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусинской впадины и Забайкалья и состав верхней мантии Земли.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 55—79.
- Кутолин В. А., Фролова В. М.** Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. Минусинская впадина.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 68—82.
- Куширо И.** Клинопироксеновые твердые растворы при высоких давлениях.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., «Недра», 1971, с. 172—179. (Труды Ин-та Карнеги, Вашингтон. Вып. 63—65).
- Луцицкий И. В.** О молодых базальтах. Минусинского межгорного прогиба.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1957, № 10, с. 94—97.
- Луцицкий И. В.** Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960, 276 с.
- Соболев Н. В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974, 265 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 183).
- Соболев Н. В.** Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. Австралия и Новая Зеландия.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 143—147.
- Урбах В. Ю.** Биометрические методы. М., «Наука», 1964, 415 с.
- Akella J.** Solubility of Al_2O_3 in Orthopyroxene Coexisting with Garnet and Clinopyroxene for Composition of the Diopside.— Pirope Join in the System $CaSiO_3$ — $MgSiO_3$ — Al_2O_3 .— "Carneg. Inst., Wash. Year Book 73", 1974, p. 274—278.
- Akella J., Boyd F. R.** Effect of Pressure on the Composition of Coexisting Pyroxenes and Garnet in the System $CaSiO_3$ — $MgSiO_3$ — $FeSiO_3$ — $CaAl_2TiO_6$.— "Garneg. Inst., Wash. Year Book 72", 1973, p. 523—526.
- Best M. G.** Kaersutite—Peridotite Inclusions and Kindred Megacrysts in Basaltic Lavas Grand Canyon, Arizona.— "Contrib. Miner. and Petrol.", 1970, v. 27, № 1, p. 25—44.
- Boyd F. R.** Electron Probe Study of Diopsidic Pyroxenes from Kimberlites.— "Carneg. Inst., Wash. Year Book 65", 1967, p. 252—260.
- Boyd F. R., Nixon P. H.** Structure of the Upper Mantle Beneath Lesoto.— "Carneg. Inst., Wash. Year Book 72", 1973, p. 431—445.
- Davis B. T. C., Boyd F. R.** The join $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ at 30 kbars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites.— "J. Geophys. Res.", 1966, v. 71, p. 3567—3576.

Dickey J. S. Eclogitic and others inclusions in the Mineral Breccia Member of the Deborah Volcanic Formation at Kakanui, New Zealand.—“Americ. Miner.”, 1968, v. 7—8, p. 1304—1319.

Frisch T., Wright J. B. Chemical composition of high — pressure megacrysts from Nigerian Cenozoic lavas.—“Neues Jahrb. Monatshefte”, H. 7, 1971, S. 289—304.

Hensen B. J. Pyroxenes and Garnets as Geothermometers and Barometers.—“Carneg. Inst., Wash. Year Book 72”, 1973, p. 527—534.

Ito K., Matsumoto T., Kawai N. Experimental studi of a Kimberlite at Pressure between 42 and 88 kilobars.—“J. Geosc., Osaka City Univers.”, 1968, v. 11, art. 1, p. 2—12.

Mason B., Eclogitic Xenoliths from Volcanic Breccia of Kakanui, New Zeland.—“Contrib. Miner. and Petrol.”, 1968, v. 19, № 4, p. 316—327.

Mysen B. Melting in a Hydrous Mantle: Phase Relations of Mantle Peridotite with Controlled Water and Oxigen Fugacities.—“Carneg. Inst., Wash. Year Book 72”, 1973, p. 467—478.

В. В. Золотухин, В. Ф. Коненко, В. Н. Королюк

СОСУЩЕСТВУЮЩИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ В ПОРОДАХ МАНТУРОВСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОЙ ИНТРУЗИИ

Мантуровская дифференцированная трапповая интрузия, расположенная в 100 км от г. Норильска в пределах Имангдинского рудного узла, является наименее известной. В отличие от других интрузий района, которые частично выступают на дневной поверхности, она выходит только под наносы и вскрыта буровыми скважинами. Сразу же после ее разбуривания стало ясно, что интрузия представляет интерес как из-за присутствия в ней сульфидного медно-никелевого оруденения, так и близости ее строения к интрузии Норильск-I. Выявилась еще одна интересная особенность — в верхней части пикритового горизонта отсутствует сульфидная вкрапленность. Как известно, важно вскрыть зависимости, связывающие сосуществующие минералы с переменным составом (подобные результаты используются, в частности, в парагенетическом анализе). Обсуждение этих зависимостей явилось основной задачей данной работы.

Мантуровская интрузия имеет форму пологой ($\sim 10^\circ$) залежи со слабо секущими соотношениями с вмещающими породами и выходит под четвертичные отложения в 2 км северо-восточнее выходов Имангдинской интрузии по р. Имангда. Вмещают ее глинисто-карбонатные породы с прослоями гипсов и ангидритов, отложения мантуровской свиты среднего девона. На западе интрузия обрывается плоскостью сброса. К северу и югу залежь выклинивается, а к востоку полого погружается под осадочные породы девона. По падению мощность увеличивается от 140 до 200 м и более. По данным Н. Ф. Щедрина, характерно присутствие следующих пород (сверху вниз):

	Мощность, м
Контаминированные оливинсодержащие породы, верхние такситовые габбро-долериты и габбро	5—17
Призматически-зернистые габбро-долериты с кварцем и микропегматитом и безоливиновые габбро-долериты	15—70
Безоливиновые и оливинсодержащие призматически-офитовые, офитовые и пойкилоофитовые габбро-долериты	20—60
Оливиновые и троктолитовые габбро-долериты	20—60
Пикритовые габбро-долериты	14—40
Такситовые (нижние) габбро-долериты	10—12
Контактные габбро-долериты	1,5—5

Переходы между дифференциатами постепенные (рис. 1). Верхние и нижние пегматоидные (такситовые) горизонты имеют примерно рав-

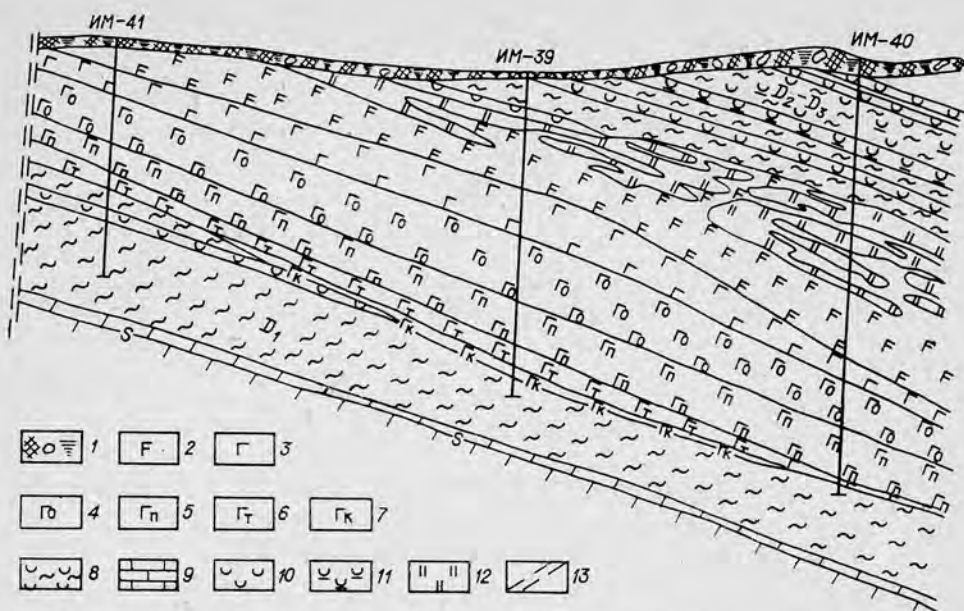


Рис. 1. Схематический разрез через Мантуровскую интрузию (составил Н. Ф. Щедрин).
1 — четвертичные образования; 2 — верхние контактовые габбро-долериты, габбро-диориты, кварцевые диориты, основные пегматоиды; 3 — габбро-долериты; 4 — оливиновые и оливин-биотитовые, 5 — пикритовые, 6 — такситовые (нижние), 7 — контактовые, 8 — мергели и доломиты сульфатонасыщенные; 9 — известняки; 10 — гипсы; 11 — ангидриты; 12 — ороговикованные и скарированные породы; 13 — разлом.

ное развитие (до 10 м). Мощность пикритового горизонта увеличивается к востоку вместе с общей мощностью интрузии. Для нижней части горизонта пикритовых габбро-долеритов характерна неоднократная перемежаемость маломощных прослоев пикритовых и такситовых габбро-долеритов. Ярко выражена зависимость появления крупной каплевидной вкрапленности сульфидов в пикритовых габбро-долеритах от появления среди последних такситовых габбро-долеритов и отсутствия сульфидов в верхней части разреза пикритового горизонта. Следует подчеркнуть, что место сульфидов в этой части горизонта занимает обильная вкрапленность магнетита (титаномагнетита). Подобный же горизонт магнетитовой вкрапленности приурочен к безоливиновым габбро-долеритам и к так называемым габбро-диоритам, подстилающим верхние такситовые габбро-долериты и габбро с сульфидной вкрапленностью.

Для петрографического состава пород показательное постепенное увеличение в них сверху вниз по разрезу количества оливина, достигающего максимума ($>25\%$ от общего объема) в пикритовых габбро-долеритах. По этому признаку в интрузии можно выделить трехчленную расслоенную серию пород в составе: 1) безоливиновые и оливин-содержащие (до 5% оливина), 2) оливиновые (до 10% оливина), 3) троктолитовые и пикритовые габбро-долериты. Помимо расслоенной серии в интрузии имеются еще горизонты пегматоидных пород и контактовые габбро-долериты. Положение пегматоидов (такситовых габбро-долеритов и габбро) сверху и внизу интрузии — между контактовыми габбро-долеритами и породами расслоенной серии. Кратко охарактеризуем указанные породы (снизу вверх).

Контактные габбро-долериты и долериты макроскопически представляют собой темно-серые плотные мелкозернистые породы. Структура пойкилоофитовая до микродолеритовая. Кристаллы плагиоклаза составляют не менее 50% от общего объема породы. Наряду с отдельными идиоморфными зональными таблицами $(1,5-2) \times (1-0,6)$ мм с составом $80-70\%$ анортитового компонента (центр) до 50% в краевой части

присутствуют многочисленные лейсты с размерами $(0,3-0,8) \times (0,16-0,08)$ мм, имеющими в составе 65—50% анортитового компонента. В кристаллах наблюдаются зональное строение и полисинтетические двойники. Часто лейсты бывают включены в ойкокрисы пироксенов. Клинопироксен обычно представлен ойкокрисами со средними размерами около 1 мм в диаметре, иногда с простыми и полисинтетическими двойниками. Изредка встречаются более мелкие ойкокрисы ортопироксена. Содержание пироксенов в породе обычно не превышает 40% от общего объема. Помимо хадакрисов плагиоклаза ойкокрисы клинопироксена часто включают в себя изометричные зерна (0,16—0,08 мм в диаметре) оливина, которые обычно уже представлены псевдоморфозами зеленого серпентин-хлоритового минерала. Количество оливина с учетом псевдоморфоз не превышает 10% от общего объема породы. Изредка наблюдаются одиночные ойкокрисы клинопироксена пижонитового типа с малым углом 2V. Из вторичных минералов часто присутствуют зерна пренита, бурого биотита, зеленой роговой обманки, обыкновенно в ассоциации с выделениями рудных минералов (0,01—0,5 мм в диаметре), представленными магнетитом и сульфидами (пирротин, халькопирит), а также одиночные зерна эпидота, сфена, альбита и хлорита. В верхних контактовых габбро-долеритах, которые в общем подобны нижним, оливин не сохраняется, полностью замещаясь зеленым серпентин-хлоритовым минералом. Кристалло-оптические свойства и состав магматических минералов контактовых (как и других) пород отражены в табл. 1.

Такситовые габбро-долериты макроскопически представляют собой характерные пятнистые, неравномерно-зернистые, обычно лейкократовые породы с атакситовой текстурой. Структура от пойкилоофитовой и габбровой до офитовой и долеритовой. Плагиоклаз составляет от 45 до 80% породы и представлен табличками разной крупности чаще $(1-1,5) \times (0,3-0,15)$ мм. Характерны зональное строение и полисинтетические двойники. Часто наблюдается в виде хадакрисов в ойкокрисах пироксена и реже — в оливине. Последний обычно представлен изометричными зернами (0,5—0,15 мм в диаметре), реже ойкокрисами до 1,5 мм в диаметре. Для пород показательно также наличие мелких «гранул» оливина, слагающих как целые микроучастки, так и включенные в ойкокрисаллы пироксенов и плагиоклаза. Оливин обыкновенно составляет 10—18% от общего объема породы в нижних такситовых габбро-долеритах и габбро и может совершенно отсутствовать в верхних. Пироксены представлены как изометричными ойкокрисами до 3 мм в диаметре, так и субидiomорфными вытянутыми пластинчатыми кристаллами. Клинопироксен количественно резко преобладает над ортопироксеном. В сумме пироксены обычно составляют до 25% от общего объема породы. Рудные минералы (до 5% и более) слагают вкрапленность и шпиры (от долей миллиметров до нескольких сантиметров в диаметре) и представлены магнетитом и сульфидами (пирротин, халькопирит, пентландит, пирит). Из вторичных минералов обычны пренит, роговая обманка, хлорит, альбит.

Габбро представляет собой скорее всего лишь структурную разновидность вышеописанных пород, где атакситовая текстура почти или совсем не проявляется, а резко преобладающей структурой становится крупнозернистая габбровая. По особенностям химического, минералогического состава и состава самих минералов заметных отличий у этих разновидностей не наблюдается, что дает возможность объединить их в группу основных пегматондов и дать им общую характеристику. Такситовые габбро-долериты здесь представляют лишь неравномерно-зернистую разновидность габбро. Об этом же говорят и геологические данные — наблюдаются их постепенные переходы (а также атакситовые габбро) и переслаивания, шпироподобные участки габбро, как один из

Т а б л и ц а 1

Кристаллооптические свойства и состав магматических минералов пород Мантуровской дифференцированной интрузии, мол. %

Порода в разрезе интрузии	Оливин			Клинопироксен					Ортопироксен			Плагиоклаз-ядро-край, % ап. комп.
	2V°	Np	Fa	2V°	cNg	Np	Wo	En	Fs	2V°	Np	Fs
<i>Габбро-долериты</i>												
Верхние контактовые	—	—	—	(+)48—52	42	1,682	42	44	14	—	—	—
Верхние такситовые (и габбро)	—	—	—	(+)45—54	40—44	1,682—1,683	38—45	50—46	12—9	—	—	—
Безоливиновые и оливинсодержащие	(-)76—78	—	40—45	(+)52—54	40—43	1,680—1,689	40—45	48—37	12—18	—	—	—
Оливиновые	(-)82	1,676—1,691	22—29	(+)45—46	41—42	1,683—1,691	39—38	46—41	15—21	—	1,679—1,684	20—24
Пикритовые и троктолитовые	(-)84—85	1,678	22—25	(+)50	40—41	1,688	41	42	17	(-)66—74	1,688	25—27
Нижние такситовые и габбро	(+)87—(-)75	1,693—1,687	27—31	(+)45—55	42	1,680—1,687	40—44	48—40	12—16	(-)65	1,691	23—24
Нижние контактовые	(+)89—90	—	10—12	(+)48—43	41—43	1,691	40	39	21	—	1,683	22
												82—52

П р и м е ч а н и е. Показатели преломления измерялись в иммерсии ($\pm 0,002$) В. Ф. Коненко с последующей проверкой жидкостей на рефрактометре.

компонентов такситовых пород. Верхние такситовые габбро-долериты и габбро по облику подобны нижним, но, как правило, почти не имеют оливина. По химизму, как отмечалось ранее (Золотухин, Васильев, 1967; Золотухин и др., 1975), пегматоиды близки к породам, среди которых располагаются в разрезе интрузий.

Пикритовые и троктолитовые габбро-долериты макроскопически представляют собой темно-серые до черных породы. Структура их от пойкилоофитовой (характерной для троктолитовых габбро-долеритов) до сегрегационной (характерной для пикритовых габбро-долеритов). В пикритовых габбро-долеритах оливин чаще представлен идиоморфными зернами (0,3—1,5 мм в диаметре), в троктолитовых — ойокристами (1,0—3 мм в диаметре) с хадакритами плагиоклаза. Количество зерен оливина переменное (для пикритовых более 25%, для троктолитовых более 10% от общего объема породы). Пироксены представлены ойокристами (1,5—3 мм в диаметре) и составляют в пикритовых габбро-долеритах до 20—30% от общего объема породы, а в троктолитовых — обычно заметно меньше, за счет возрастания количества плагиоклаза. Клинопироксен, как правило, резко преобладает над ортопироксеном, количество которого не превышает первых процентов. Плагиоклаз представлен гипидиоморфными табличками (0,3—0,5 до 2 мм в длину), часто с зональным строением и полисинтетическими двойниками. Содержание плагиоклаза в пикритовых габбро-долеритах достигает 30%, а в троктолитовых 40—45% и более (увеличивается в них и степень идиоморфизма кристаллов плагиоклаза). Рудные минералы (могут составлять в пикритовых габбро-долеритах до 5% и более) представлены вкрапленностью пирротина, халькопирита, кубанита, пентландита, магнетита, хромита. Вторичные минералы: бурый биотит (чешуйки до 1 мм в диаметре), роговая обманка, пренит, серпентин, хлорит и др.

Оливиновые габбро-долериты — темно-серые среднезернистые породы с пойкилоофитовой и офитовой структурой — в верхней части горизонта. Оливин представлен ойокристами (1—5 мм в диаметре) и составляет до 10% от общего объема породы. Клинопироксен в виде ойокристов (1—2,5 мм в диаметре) и составляет 30—40% породы. Часто отмечаются зональное строение и двойники. Ортопироксен (единичные зерна) — также в виде ойокристов (до 1,5 мм в диаметре). Плагиоклаз составляет до 50% от общего объема породы и представлен зональными табличками со средними размерами (1—1,5) × (0,2—0,5) мм, хотя отмечаются и более крупные зерна. В рудных минералах (3—5%) наблюдаются вкрапленники магнетита (титаномagnetита), редко — сульфидов. В интерстициях изредка имеются единичные чешуйки зеленоватобурого биотита, а также выделения зеленой роговой обманки (до 1 мм в диаметре), актинолита, пренита, хлорита, пумпеллиита. Они же частично замещают главные магматические минералы.

Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты макроскопически — серые и светло-серые среднезернистые породы. Структура их — от пойкилоофитовой и офитовой (апопойкилоофитовой) до призматически-офитовой. Оливин обычно в виде единичных ойокристов (2—3 мм в диаметре) до 5% от общего объема породы — в оливинсодержащих породах, иногда совершенно отсутствует. Почти всегда бывает замещен псевдоморфозами илдингсит-боулингитового минерала. Клинопироксен представлен изометричными зернами, их скоплениями, реже ойокристами до 1—3 мм в диаметре. Частично амфиболизирован. Клинопироксен может слагать 25—40% от общего объема породы. Плагиоклаз в виде зональных идиоморфных табличек со средними размерами 1,5 × 0,3 до 0,2 мм в диаметре и составляет 45—48% от общего объема породы. Рудные минералы (7—12%) представлены вкрапленностью магнетита, ильменита, реже наблюдаются сульфиды (пирит, пирротин).

Метасоматически измененная верхняя часть горизонта безоливиновых габбро-долеритов постепенно переходит в более интенсивно измененные породы, содержащие кварц, в виде так называемых «габбро-диоритов» и диоритоподобных пород. Макроскопически это светлосерые до розовых среднезернистые породы с призматически-офитовой структурой. Большая часть клинопироксена, количество которого в породе доходило до 25%, замещена зеленой роговой обманкой ($2V = (-)78-80^\circ$, $N_g = 1,670$, $f \sim 30$ мол.%). Судя по реликтам первичного клинопироксена среди роговой обманки, он представлен нормальной магматической маложелезистой разновидностью с составом $40_{Wo}50_{En}10_{Fs}$. Помимо него здесь присутствует также новообразованный метасоматический зональный клинопироксен — зеленый ферроавгит ($2V = (+)65-71^\circ$, $N_p = 1,670-1,690$), тесно ассоциирующий с выделениями рудных минералов (титаномagnetита). Плагноклаз составляет до 45% от общего объема, но практически нацело альбитизирован, а также частично замещен в краевых частях зерен микропегматитовыми сростками кварца и альбита. Имеются и самостоятельные изометричные выделения кварца (иногда до 10%). Рудные минералы (до 10% от общего объема) представлены в основном магнетитом, ильменитом, гораздо реже сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит), которые дают различную по размерности (от долей до нескольких милли-

Состав сосуществующих темноцветных

Оксид	Гол; 39/212			Гол; 39/221			Гп; 39/	
	КлП (бур)	КлП (зел)	Ол	КлП (бур)	КлП (зел)	Ол	КлП (бур)	КлП (зел)
SiO ₂	52,52	51,97	38,71	52,05	51,51	39,08	51,20	51,37
TiO ₂	0,55	0,41	—	1,08	0,34	0,02	0,70	0,51
Al ₂ O ₃	1,22	2,54	—	1,95	1,75	—	1,64	2,54
Cr ₂ O ₃	0,090	0,922	0,050	—	0,597	0,017	0,090	0,741
Fe ₂ O ₃	8,78	6,55	22,23	14,65	6,28	21,86	9,27	6,50
FeO								
MnO	15,89	15,80	39,69	15,30	15,98	40,35	16,14	16,40
CaO	19,04	20,11	0,25	15,46	20,33	0,17	18,09	19,93
NiO	0,05	0,01	0,06	—	—	0,08	—	—

Формульные количе

Si	1,974	1,940	0,996	1,942	1,954	0,996	1,948	1,925
Ti	0,015	0,012	—	0,030	0,009	—	0,020	0,014
Al	0,054	0,112	—	0,085	0,078	—	0,074	0,112
Cr	0,003	0,027	0,001	—	0,018	—	0,003	0,022
Fe ²⁺								
Fe ³⁺	0,276	0,204	0,478	0,459	0,199	0,467	0,295	0,203
Mg	0,890	0,879	1,521	0,851	0,903	1,534	0,915	0,915
Ca	0,766	0,804	0,007	0,617	0,826	0,004	0,737	0,800
Ni	0,001	—	0,001	—	—	0,002	—	0,001

Компонентный состав

Fo	—	—	76,1	—	—	76,6	—	—
Fa	—	—	23,9	—	—	23,4	—	—
En	46,0	46,6	—	41,1	46,8	—	47,0	47,6
Fs	14,3	10,8	—	93,8	10,3	—	15,1	10,7
Wo	39,7	42,6	—	32,1	42,9	—	37,9	41,7
f	23,7	18,8	23,9	35,0	18,0	23,4	24,3	18,4

метров в диаметре) вкрапленность неправильной формы, часто с четкими структурами замещения темноцветных минералов. Нередко наблюдается также замещение зеленым хлоритоподобным минералом более ранних, темноцветных.

Как видно из табл. 1, по разрезу интрузии изменяются кристалло-оптические характеристики и, соответственно, состав минералов (Трегер, 1958; Винчелл, 1949). Более детальное изучение состава темноцветных минералов было проведено В. К. Королюк на микрорентгеновском анализаторе MS-46 «Камека» в кабинете микронзондирования ИГиГ СО АН СССР. В специально приготовленных препаратах, включающих зерна оливина, клино-ортопироксенов из одних и тех же образцов различных горизонтов интрузии, были проведены серии измерений содержания главных минералообразующих элементов, а также Ti, Cr и Ni (табл. 2).

На диаграмме (рис. 2), построенной по данным табл. 2 для нижней половины Мантуровской интрузии, отсутствует какая-либо закономерность в изменениях железистости даже в пределах пикритового горизонта. В то же время уже здесь можно видеть взаимную координированность состава минералов, во всяком случае в части разреза, располагающейся выше такситового горизонта. Значения железистости оливина составляют интервал фаялитового компонента: 18—26% — в пикритовых, 23—26 — в оливиновых и троктолитовых, 27—34% — в так-

Таблица 2

минералов Мантуровской интрузии

234,5	Гп; 39/247		Гп; 39/263,1			Гп; 39/265		
	ОртП	КлП (зел)	ОртП	КлП (зел)	Ол	ОртП	КлП (зел)	Ол
38,08	55,86	53,20	54,64	50,67	38,58	56,00	53,40	40,33
—	0,53	0,34	0,66	0,45	0,018	0,64	0,51	—
—	1,14	2,40	0,83	2,57	—	1,01	2,76	—
0,017	0,105	0,834	0,104	1,141	0,016	0,105	1,071	0,034
24,07	11,61	5,70	13,74	5,97	20,02	12,48	5,80	17,02
37,0	29,43	17,42	27,06	16,01	39,82	28,19	16,61	42,41
0,22	1,91	20,75	1,71	20,35	0,12	1,78	20,98	0,14
0,06	—	—	—	—	0,07	0,02	—	0,13

ства атомов

1,004	1,968	1,933	1,980	1,917	1,006	1,985	1,932	1,019
—	0,014	0,009	0,017	0,013	—	0,017	0,014	—
—	0,047	0,103	0,035	0,114	—	0,043	0,118	—
—	0,003	0,024	0,002	0,034	—	0,003	0,031	0,001
0,530	0,343	0,173	0,416	0,189	0,436	0,369	0,176	0,359
1,454	1,545	0,943	1,461	0,903	1,547	1,489	0,895	1,597
0,006	0,072	0,807	0,066	0,824	0,003	0,077	0,813	0,004
0,001	—	—	—	—	0,001	—	—	0,003

и железистость

73,5	—	—	—	—	78,2	—	—	82,1
26,5	—	—	—	—	21,8	—	—	17,9
—	78,8	49,0	75,2	47,1	—	77,4	47,6	—
—	17,5	9,0	21,4	9,9	—	19,1	9,3	—
—	3,7	42,0	3,4	43,0	—	3,5	43,1	—
26,5	18,2	15,5	22,1	17,3	21,8	19,8	16,4	17,9

ситовых габбро-долеритах. По мере возрастания коэффициента фракционирования пород, указывающего на последовательность их возникновения (рис. 3, а), интервал состава оливинов смещается в сторону возрастания их железистости. В Мантуровской, как и в интрузиях Норильск-I и Талнахская (Генкин и др., 1970; Годлевский и др., 1971; Додин, Шатков, 1971; Рябов, Золотухин, 1977), при детальном исследовании выявлены зеленая и бурая разновидности клинопироксена, которые не различаются в петрографических шлифах нормальной толщины, а заметны лишь во фракциях под биноклем. Прямые определения состава пироксенов в зернах на электронном зонде (см. табл. 2) показали четкие отличия по химизму зеленых и бурых клинопироксенов, а также изменения в их составе по разрезу интрузии. Можно видеть, что зеленая разновидность клинопироксена содержит больше Cr (десятичные доли процента — до 1%) по сравнению с бурой (сотые доли процента) и заметно меньше — Fe и Ti. Общий интервал железистости бурых клинопироксенов составил 23—35%, зеленых — 15—22%. Наименее железистые составы среди зеленых клинопироксенов характерны для пикритового горизонта (15,5—18,5%) интрузии. Интервал железистости ортопироксена составляет 17—24%, причем наиболее низкая железистость в ортопироксене — из контактовых габбро-долеритов. Интересно, что содержание Cr в ортопироксене близко к содержанию

Оксиды	Гт: 39/274,5			Гп: 39/275			Гп: 39/	
	ОртП	КлП (зел)	Ол	ОртП	КлП (зел)	Ол	ОртП	КлП (зел)
SiO ₂	54,35	51,82	37,73	53,59	50,12	37,94	53,09	51,94
TiO ₂	0,79	0,55	0,05	0,68	0,49	0,037	0,77	0,51
Al ₂ O ₃	0,85	2,45	—	0,79	2,56	—	1,02	2,65
Cr ₂ O ₃	0,086	1,014	0,033	0,034	1,121	—	0,312	1,395
Fe ₂ O ₃	14,81	6,16	24,11	15,05	6,10	24,09	13,73	5,88
FeO								
MnO	26,02	16,09	37,19	26,26	15,62	37,78	26,66	16,32
CaO	1,84	20,72	0,11	1,82	20,03	0,12	1,96	20,72
NiO	—	0,07	0,23	—	—	0,17	0,07	0,02

Формульные коли

Si	1,980	1,927	0,998	1,969	1,919	0,999	1,956	1,919
Ti	0,022	0,015	0,001	0,018	0,014	0,001	0,021	0,014
Al	0,036	0,107	—	0,034	0,116	—	0,044	0,116
Cr	0,002	0,030	0,001	0,001	0,034	—	0,009	0,041
Fe ²⁺	0,451	0,192	0,533	0,462	0,195	0,530	0,423	0,182
Fe ³⁺								
Mg	1,413	0,892	1,465	1,437	0,892	1,467	1,464	0,898
Ca	0,072	0,826	0,003	0,071	0,822	0,003	0,077	0,820
Ni	—	0,002	0,005	—	—	0,004	0,002	—

Компонентный состав

Fo	—	—	73,4	—	—	73,5	—	—
Fa	—	—	26,6	—	—	26,5	—	—
En	73,1	46,8	—	73,0	46,7	—	74,6	47,2
Fs	23,2	10,0	—	23,4	10,2	—	21,5	9,6
Wo	3,7	43,2	—	3,6	43,1	—	3,9	43,2
f	24,1	17,6	26,6	24,3	17,9	26,5	22,4	16,8

Примечание. По данным рентгеноспектрального анализа (аналитик В. Н. Корольюк, новый, Гп — пикритовый, Гт — тахситовый; Ол — оливин; ОртП — ортопироксен, КлП — кли-

его в бурых клинопироксенах. В составе ортопироксенов повсеместно устанавливается около 4% волластонитового компонента.

Достаточно интересные закономерности по составу пироксенов обнаруживает ряд диаграмм, построенных (см. рис. 3, б—л, рис. 4), с использованием полученных аналитических данных. При сопоставлении железистости оливинов и пироксенов из одних и тех же образцов по разным дифференциатам интрузии (см. рис. 3, в) заметна четкая линейная зависимость, характерная для пары оливин — зеленый клинопироксен. Что касается бурых пироксенов, то такой четкости здесь не наблюдается. Можно видеть, кроме того, что в процессе кристаллизации магмы железистость оливина возрастает значительно быстрее, чем у пироксенов. При подобном же попарном сопоставлении железистости ортопироксена и оливина, ортопироксена и зеленого клинопироксена (см. рис. 3, г) также выявляются четкие линейные зависимости, причем распределение железа между оливином и ортопироксеном примерно одинаково, в то время как по сравнению с клинопироксеном железистость ортопироксена в процессе кристаллизации магмы возрастает гораздо интенсивнее. Сравнение железистости бурых и зеленых клинопироксенов из одних и тех же образцов (см. рис. 3, д) показывает, что лишь для наиболее магнезиальных бурых и зеленых пироксенов намечается указанная выше зависимость, а для более железистых — прояв-

Окончание табл. 2

278,5	Гт: 39/287			Гт: 39/290			Гт: 39/293	
	Ол	КлП (бур)	КлП (зел)	Ол	КлП (бур)	КлП (зел)	Ол	КлП (зел)
38,56	51,74	53,37	37,37	51,41	50,40	38,38	50,90	52,83
0,037	0,69	0,53	0,036	1,02	0,45	0,55	0,91	0,45
—	1,67	2,81	—	1,64	2,37	—	1,34	1,52
—	0,089	0,883	—	—	0,758	0,016	—	0,68 6
21,08	8,53	6,43	29,62	10,20	6,95	27,29	12,39	7,05
39,10	15,89	16,87	32,12	15,00	15,68	34,61	14,88	16,98
0,10	19,30	19,88	0,16	17,94	19,94	0,17	16,91	19,52
0,15	0,05	—	0,18	0,04	—	0,17	—	—

чества атомов

1,006	1,951	1,936	1,013	1,960	1,924	1,014	1,955	1,957
0,001	0,019	0,014	0,001	0,029	0,013	0,001	0,026	0,013
—	0,074	0,120	—	0,073	0,106	—	0,060	0,066
—	0,002	0,024	—	—	0,023	—	—	0,020
0,460	0,269	0,195	0,671	0,325	0,222	0,602	0,397	0,218
1,522	0,893	0,913	1,297	0,852	0,892	1,362	0,852	0,938
0,003	0,779	0,772	0,005	0,733	0,816	0,005	0,695	0,775
0,003	0,001	—	0,004	0,001	—	0,004	—	—

и железистость

77,0	—	—	66,4	—	—	69,9	—	—
23,0	—	—	33,6	—	—	30,1	—	—
—	46,0	48,6	—	44,6	46,2	—	43,8	48,6
—	13,9	10,3	—	17,0	11,5	—	20,5	11,3
—	40,1	41,1	—	38,4	42,3	—	35,7	40,1
23,0	23,1	17,5	33,6	27,6	19,9	30,1	31,7	18,8

ИГиГ СО АН СССР. Щелочи не определялись, Мп не обнаружен. Габбро-долериты: Гол — оливинопироксен (зеленый и бурый); f — железистость.

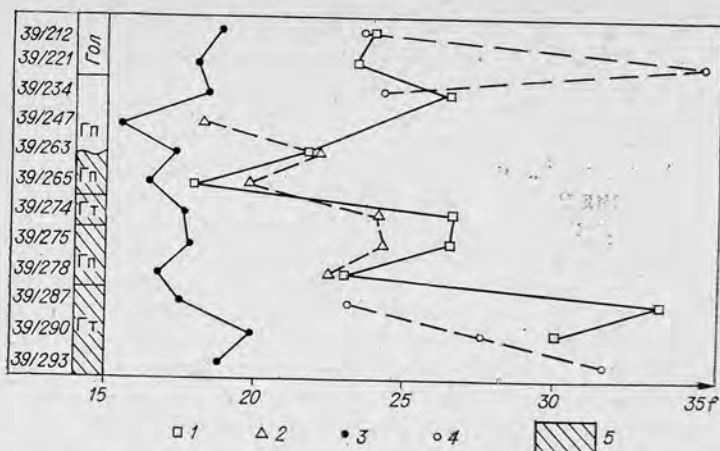


Рис. 2. Диаграмма изменения железистости (f) сосуществующих темноцветных минералов в главных дифференциатах разреза Мантуровской интрузии (по данным табл. 2).

1 — оливин; 2 — ортопироксен; клинопироксены: 3 — зеленый, 4 — бурый; 5 — часть разреза с вкрапленностью сульфидов.

ляется независимое возрастание этого показателя у бурых клинопироксенов, что говорит об их явно более позднем времени кристаллизации.

Представляло интерес рассмотреть соотношение хромистости и титанистости пироксенов, с одной стороны, и их глиноземистости — с другой. На диаграммах Si/Al—Ti ; Si/Al—Cr ; Si/Al—Cr/Ti (см. рис. 3, *е, ж*) отсутствует четкая линейная зависимость между ними, хотя в целом можно утверждать, что при максимальной глиноземистости клинопироксенов они высокохромистые и малотитанистые. Диаграмма, построенная для пироксенов в координатах Si/Al—Ca , указывает на тенденцию к увеличению содержания Ca с возрастанием их глиноземистости (см. рис. 3, *з*). Более четкие линейные зависимости выявляются для пироксенов на диаграмме, построенной в координатах Si/Al—Ca/Al (см. рис. 3, *ж*), демонстрирующие ту закономерность, что наиболее сильным фактором, отраженным в изменении состава клинопироксенов, является отношение Ca/Al , а для ортопироксенов Si/Al .

На диаграмме (см. рис. 3, *и*), иллюстрирующей соотношение содержания Ca и Mg в клинопироксенах, отражена явная зависимость между ними, причем максимальными содержаниями Ca характеризуются зеленые клинопироксены. Для них же наблюдается наиболее четкая линейная зависимость. Что касается бурых клинопироксенов и ортопироксенов, то линейная зависимость здесь уже гораздо менее четкая. Можно видеть, что в наиболее глиноземистых пироксенах наибольшее и соотношение Ca/Mg (см. рис. 3, *к*). Если учесть, что они являются в то же время и наиболее магnezиальными (см. рис. 3, *и*), то становится очевидным относительно большее возрастание в пироксенах Ca по сравнению с Mg по мере роста глиноземистости. С другой стороны, несомненна тенденция в пироксенах к уменьшению содержания Ca с возрастанием их железистости (см. рис. 3, *л*). Таким образом, наряду с железистостью пироксенов величина содержания в них Ca , а также величина отношения Ca/Al и Si/Al есть результат дифференциации, и они могут использоваться как индикаторы дифференциации магмы, отчасти это уже подчеркивалось В. В. Рябовым (1974).

Изменение состава пироксенов в процессе дифференциации магмы отражает диаграмма (см. рис. 3, *а*), связывающая их железистость и коэффициент фракционирования пород $[(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100] / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ (вес. %), в которых они находятся. Интервалы желе-

зистости зеленых и бурых клинопироксенов, ортопироксенов, как и оливинов, смещаются здесь в сторону увеличения железистости при возрастании коэффициента фракционирования. На сводной трехкомпонентной диаграмме состава (рис. 4) можно видеть распределение всех анализированных пироксенов. Для ортопироксенов наблюдается четкое замещение Mg железом в процессе кристаллизационной дифференциации магмы, в то время как для зеленых клинопироксенов, сопряженных с ортопироксенами, содержание железистого компонента увеличивается мало. В то же время изменяются и соотношения в них Mg и Ca. В бурых клинопироксенах в процессе кристаллизационной дифференциации наряду с изменением соотношения Mg и Fe одновременно имеет место еще и уменьшение содержания Ca, сопровождаемое уменьшением количества Al (см. рис. 3, ж, з).

Все приведенные выше данные существенно дополняют более ранние результаты, полученные при изучении пироксенов норильских интрузий. Мы можем с полным основанием присоединиться к тем из исследователей (Шатков, 1973), которые полагают, что в процессе дифференциации магмы интрузий норильского типа в зеленых клинопироксенах осуществлялся, главным образом, изоморфизм между Ca, Mg и Fe, а в несколько более поздних бурых — изоморфизм в основном между Fe и Mg.

Располагая результатами анализа оливинов, бурых и зеленых клинопироксенов и ортопироксенов из одного и того же образца, как и целого ряда таковых, можно было оценить вероятные температуры возникновения с использованием ряда геотермометров, основанных на распределении тех или иных компонентов в ассоциирующих темноцветных минералах (табл. 3). По коэффициентам распределения Mg и Fe между ортопироксеном и кальциевым клинопироксеном с использованием диаграммы Кретца (Kretz, 1966) для пикритовых габбро-долеритов были получены оценки температур, составившие интервал 1450—1340—1010°C, или в среднем 1230°C. Для такситовых габбро-долеритов интервал 900—960°C. По соотношению Ca/Ca+Mg в кальциевых клинопироксенах с использованием диаграммы Бойда и Шерера (Boyd, Schai-ger, 1964) получен температурный интервал заметно более низкий, а именно, 900—990°C. По соотношению в клинопироксене, с одной стороны, волластонитового и клиноэнстатитового компонентов, а с другой — Al_2O_3 к сумме Al_2O_3 , волластонитового и клиноэнстатитового компонентов (вес. %) по диаграмме О'Хара (O'Hara, 1967) получен температурный интервал 950—1100°C и давления 26—30 кбар. По коэффициенту разделения FeO (вес. %) в парагенезисе клинопироксен — ортопироксен (см. диаграмму Перчука; Перчук, 1971) получены заметно более низкие оценки температуры — 870—970°C, а по содержанию Al_2O_3 в ортопироксене устанавливается интервал давлений 6,3—6,8 кбар, т. е. на глубине 19,5—21 км, вероятно, существовал промежуточный очаг, поставляющий магму, где начиналась кристаллизация.

По коэффициенту разделения силикатного никеля между оливином и клинопироксеном с использованием диаграммы Хякли — Райта (Häkli, Wright, 1967) получены следующие интервалы температур: для пикритовых — 1180—1190°C, для оливиновых — 1150, для такситовых габбро-долеритов — 1020°C. Как видим, наиболее близкие оценки температур к имеющимся термобарометрическим данным по расплавленным включениям в клинопироксенах норильских интрузий (Булгакова, 1971) получены с использованием диаграмм Кретца (Kretz, 1966), а также Хякли — Райта (Häkli, Wright, 1967). Любопытно, что этими методами получены температуры возникновения такситовых габбро-долеритов, заметно более низкие, чем пород расслоенной серии интрузий, в полном соответствии с термометрическими данными по расплавленным включениям в пироксенах. Это еще раз подтверждает более позднее возникновение данных

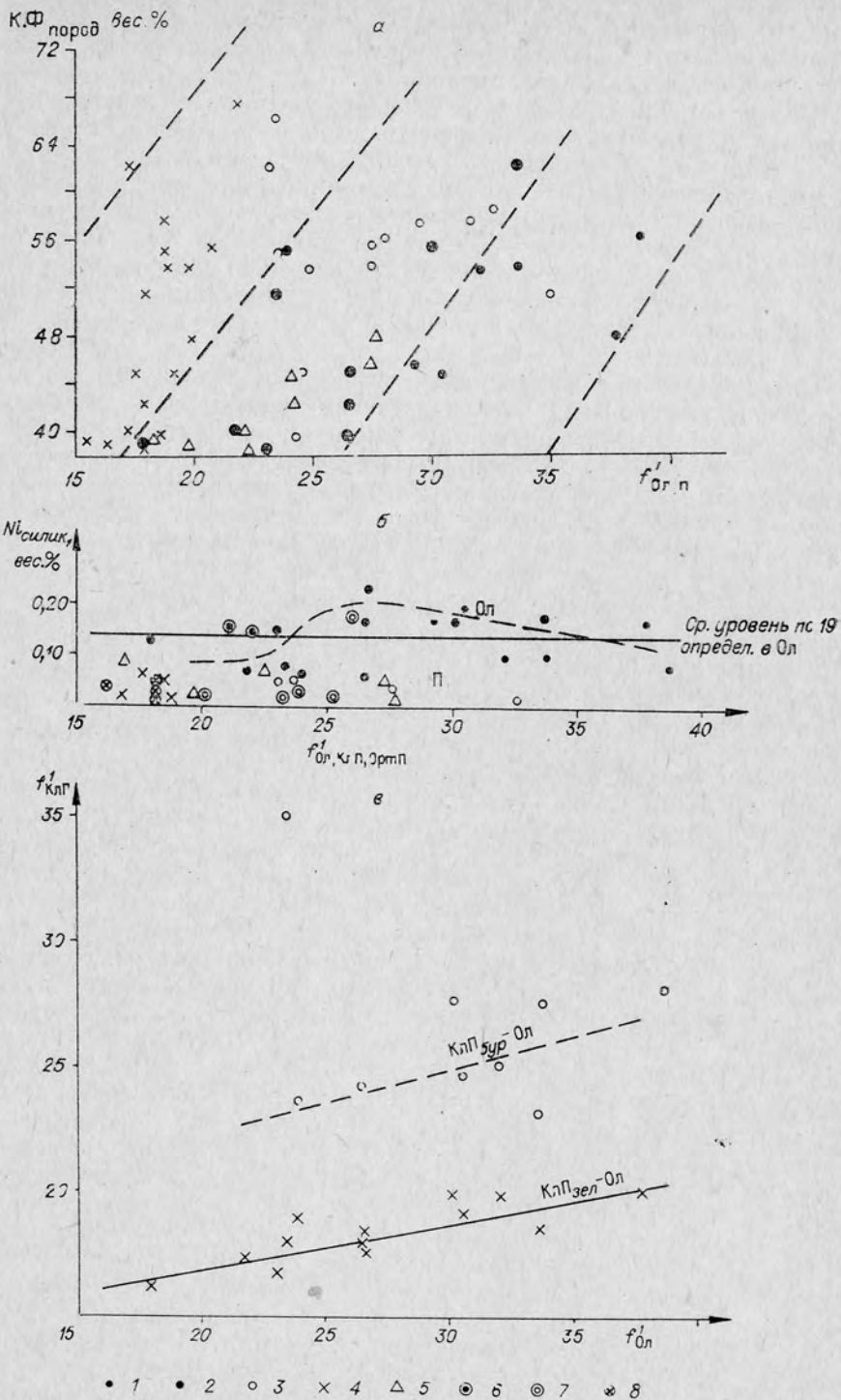
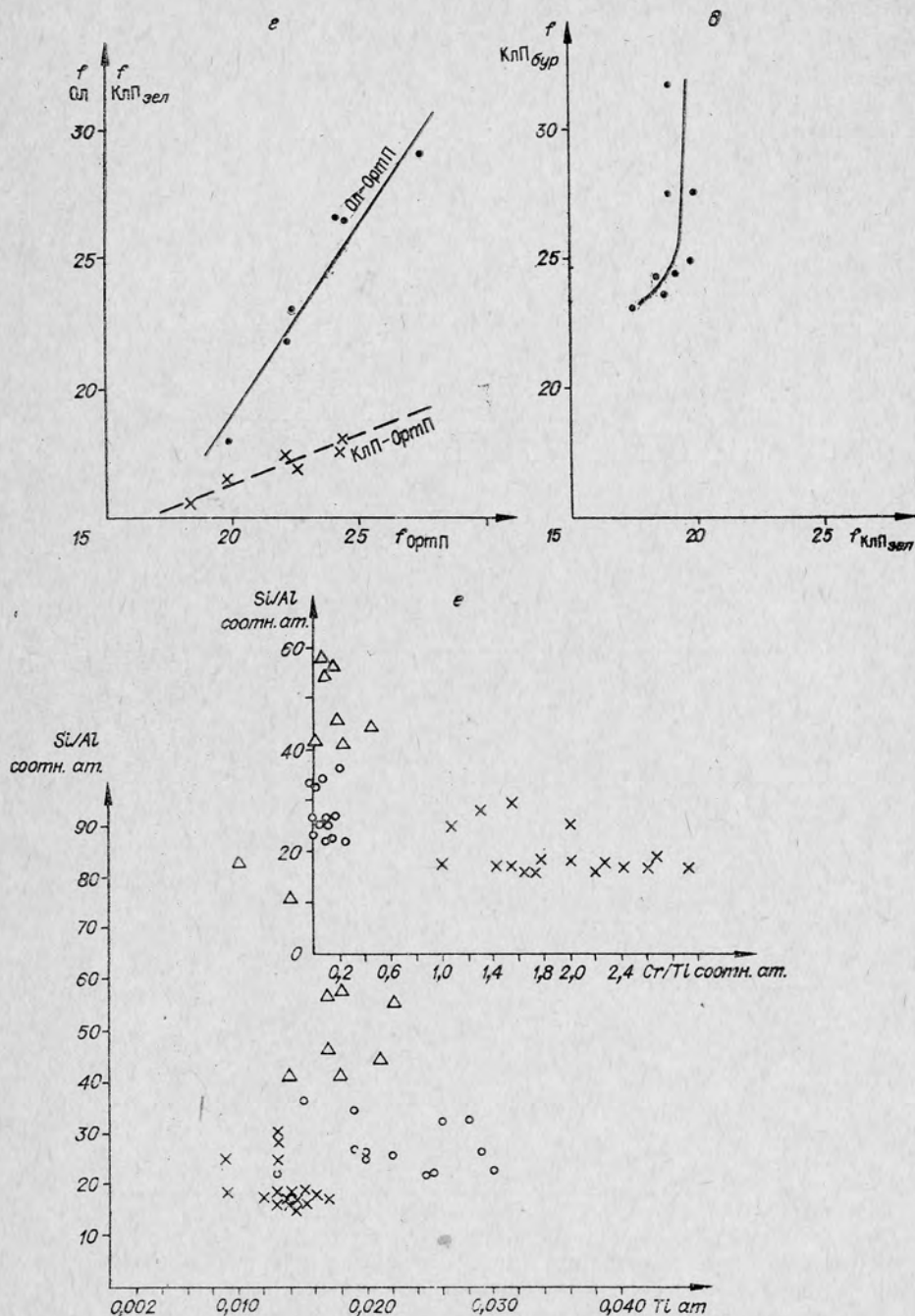


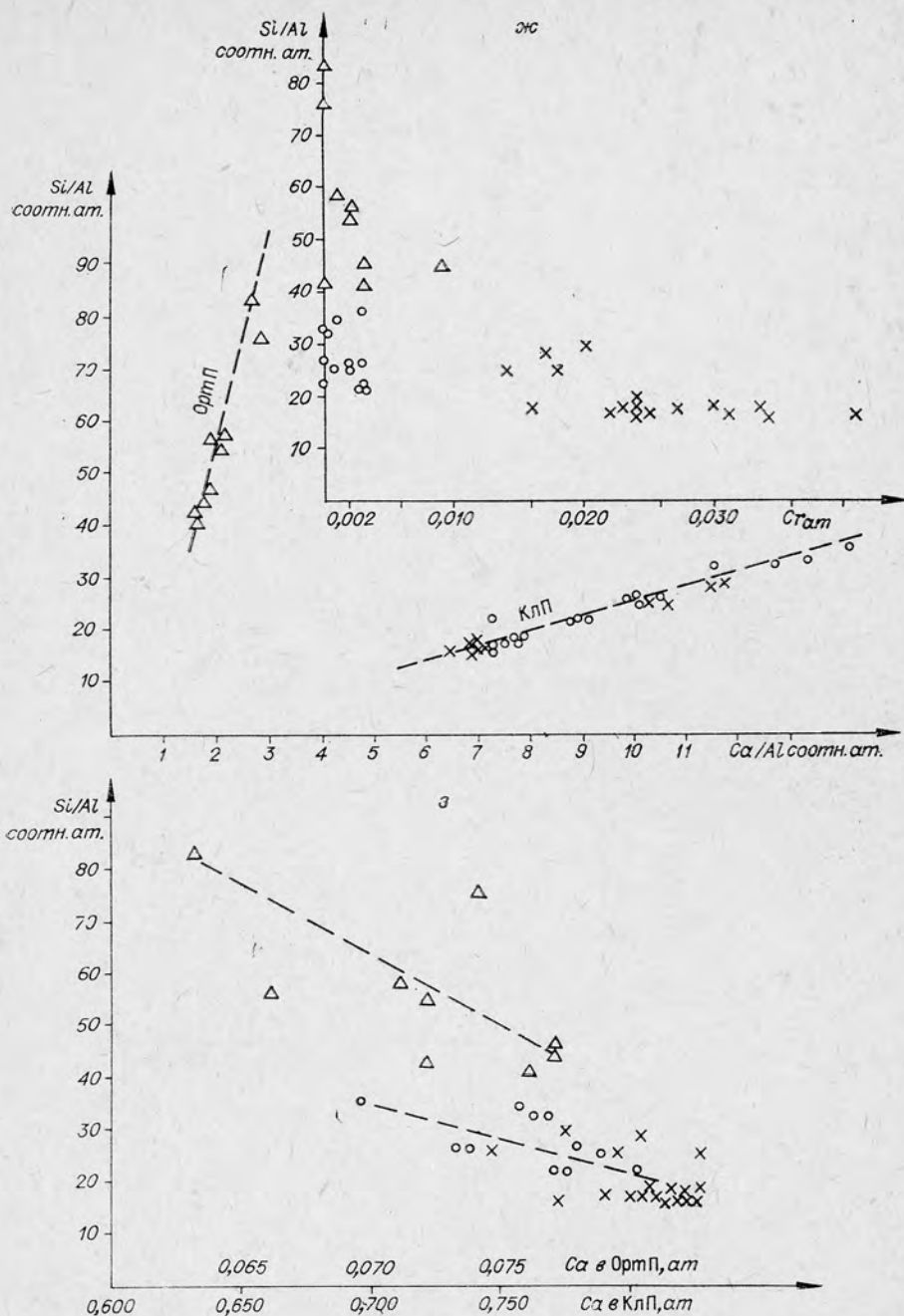
Рис. 3. Диаграммы зависимостей содержания компонентов в сосуществовании — л — с.

а — коэффициенты фракционирования пород ($K.Ф. = (FeO + Fe_2O_3) \cdot 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3)$), темнокоричневых минералов и содержание силикатного никеля (Золотухин, Щедрин, в печати); б — железистость ортопироксен-оливин и ортопироксен-зеленых пироксенов в зависимости от их глиноземаемости; в — хромистость и глиноземаемость, а также и магнезиальность пироксенов; к — $Si/Al - Ca/Mg$ для оливинов и клинопироксенов. Для а, б, в — 1, 2 — оливины интрузий (1 — Накохозовской, 2 — Мантуровской); 3, 4 — клинопироксены; 5 — оливины; 6, 7 — клинопироксены; 8 — клинопироксены.



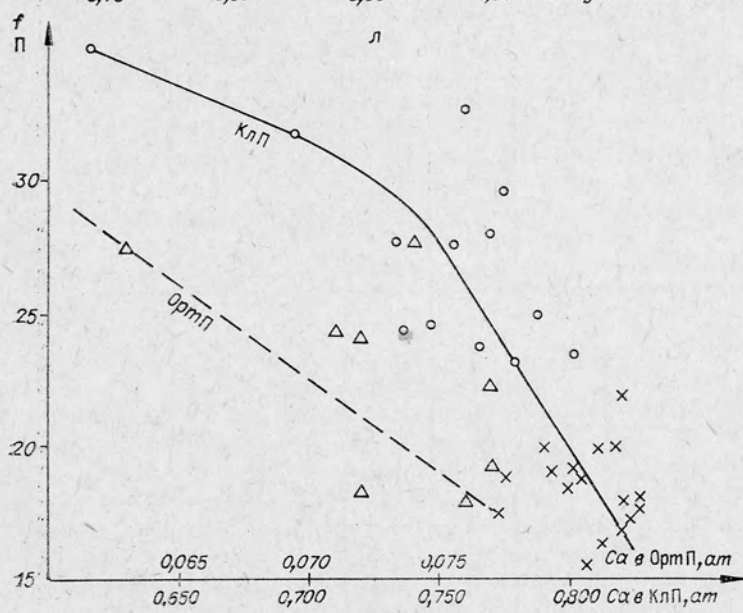
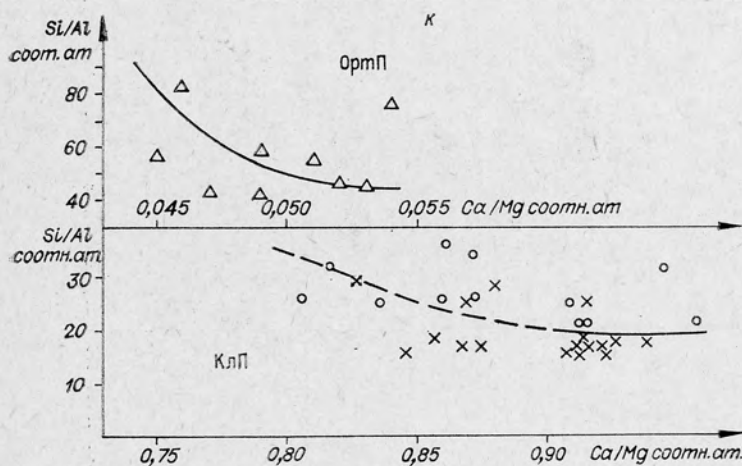
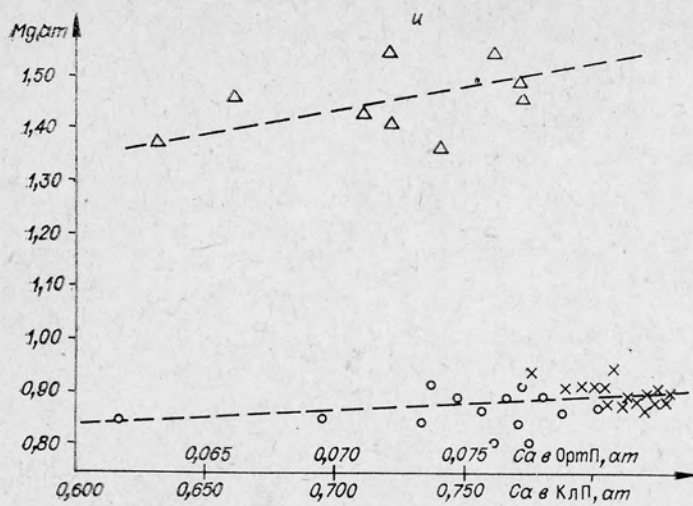
вующих минералах пород Мантуровской и Накохозовской интрузий (а — в — с. 40, 41; 42, 43).

(вес. %) и железистости темноцветных минералов (Золотухин, Щедрий, в печати); б — железистость в том числе для интрузии Норильск-I (Генкин, 1970); в — железистость оливина и клинопироксена; г — железистость бурых и зеленых клинопироксенов; д — железистость пироксенов; е — титанистость пироксенов; ж — кальциевость и глиноземистость пироксенов; з — кальциевость пироксенов; и — кальциевость пироксенов (3 — бурые, 4 — зеленые); 5 — ортопироксены. В том числе для интрузии Норильск-I бурые и зеленые соответственно.



пегматоидных лейкократовых пород по сравнению с породами трех-членной расслоенной серии дифференцированных интрузий.

Кратко остановимся на вопросе о содержании силикатного никеля в изученных минералах Мантуровской интрузии. На диаграмме (см. рис. 3, б), связывающей железистость темноцветных минералов с содержанием в них силикатного никеля, можно видеть отсутствие четкой обратной зависимости этих параметров для оливина. Больше того, намечается даже некоторое необычное понижение содержания силикатного никеля в сторону крайних магнезиальных составов оливина с пологим максимумом содержания ($\sim 0,20\%$ Ni) около 26—27 фаялитового компонента в составе оливина. Подобная картина, по-видимому,



Т а б л и ц а 3

Некоторые температурные оценки образования дифференциатов Мантуровской интрузии по различным минералогическим термометрам

Дифференциаты и № образца	f	Минералогические термометры				
		По Р. Кретцу (Kretz, 1966)	По Ф. Бойду, И. Шеру (Boyd, Schaller, 1964)	По М. О. Хара (O' Nara, 1967)	По Т. Хякли, Т. Райту (Häkli, Wight, 1967)	По Л. Л. Перцу (1971)
Гп; 39/247,0	ОртП $f = 18,2$; КлП $f = 15,5$	$K_D(Mg-Fe) = 0,82$; $t = 1450^\circ C$ (?)	$K = \frac{Ca \cdot 100}{Ca + Mg} = 46,0$; $t = 990^\circ C$	$\alpha_c = 50$; $\beta_c = 2,7$; $t = 1070^\circ C$; $P = 30$ кб	—	$K = 0,49$; $\bar{X} = 83,3$ $t = 970^\circ C$
	ОртП $f = 22,1$; КлП $f = 17,3$	$K(D) = 0,74$; $t = 1160^\circ C$	$K = 47,8$; $t = 920^\circ C$	$\alpha_c = 51,4$; $\beta_c = 3,04$; $t = 1050^\circ C$; $P = 28$ кб	—	$K = 0,43$; $\bar{X} = 80,5$ $t = 900^\circ C$
Гп; 39/265	ОртП $f = 19,8$; КлП $f = 16,4$	$K_D = 0,79$; $t = 1340^\circ C$	$K = 47,6$; $t = 920^\circ C$	$\alpha_c = 51,3$; $\beta_c = 3,15$; $t = 1000^\circ C$; $P = 28$ кб	—	$K = 0,46$; $\bar{X} = 81,9$ $t = 940^\circ C$
	ОртП $f = 24,1$; КлП $f = 17,6$;	$K_D = 0,67$; $t = 960^\circ C$	$K = 48,0$; $t = 900^\circ C$	$\alpha_c = 51,8$; $\beta_c = 2,87$; $t = 950^\circ C$; $P = 27$ кб	$t = 1,20$; $t = 1020^\circ C$	$K = 0,41$; $\bar{X} = 79,2$ $t = 900^\circ C$
Гп; 39/275	ОртП $f = 24,3$; КлП $f = 17,9$	$K_D = 0,68$; $t = 1010^\circ C$	$K = 48,0$; $t = 900^\circ C$	$\alpha_c = 51,6$; $\beta_c = 3,09$; $t = 1050^\circ C$; $P = 26$ кб	—	$K = 0,40$; $\bar{X} = 79,0$ $t \sim 880^\circ C$
	ОртП $f = 22,4$; КлП $f = 16,8$	$K_D = 0,70$; $t = 1060^\circ C$	$K = 47,8$; $t = 920^\circ C$	$\alpha_c = 51,5$; $\beta_c = 3,08$; $t = 1050^\circ C$; $P = 26$ кб	$t = 2,01$ $t \sim 1180$ — $t \sim 1190^\circ C$	$K = 0,43$; $\bar{X} = 80,4$ $t = 900^\circ C$
Гол; 39/212	—	—	$K = 47,8$; $t = 920^\circ C$	$\alpha_c = 51,5$; $\beta_c = 3,0$; $t = 1050^\circ C$	$t = 1,79$; $t \sim 1150^\circ C$	—

П р и м е ч а н и е. Условные обозначения см. табл. 2. f — железистость сосуществующих пироксенов (ОртП и КлП_{зел}); t — $\ln \frac{C_{Ni}^{Ox}}{C_{Ni}^{KлП}}$.

объясняется поздним экстрагированием силикатного никеля из нижней части разреза интрузии, содержащей наиболее магнезиальный оливин, в процессе образования такситовых пород (Золотухин, 1965). Содержания силикатного никеля в оливине, определенные на электронном зонде, близки к таковым, определенным в оливинах интрузии Норильск-1 химическими методами (Генкин и др., 1970), и заметно превышают содержания силикатного никеля в пироксенах (см. табл. 2, рис. 3, б).

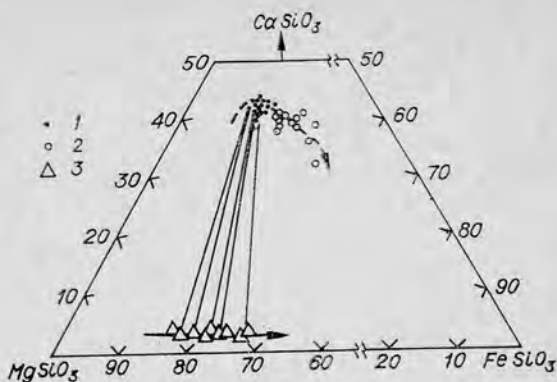


Рис. 4. Сводная трехкомпонентная диаграмма состава пироксенов Мантуровской и Накохозовской интрузий. 1, 2 — клинопироксены (1 — зеленые, 2 — бурые). 3 — ортопироксены.

ВЫВОДЫ

1. Петрографическое изучение показало, что Мантуровская интрузия имеет упорядоченное расположение дифференциатов в пределах трехчленной расслоенной серии (снизу вверх пикритовые, оливиновые и оливинсодержащие до безоливиновых габбро-долериты), возникшей в результате отсадки зерен раннего оливина, а также нижние и верхние основные пегматоиды и приближается по строению к интрузии Норильск-1.

2. Изучение магматических пороодообразующих минералов позволило выявить здесь бурые (титанистые) и зеленые (хромистые) клинопироксены, эволюция состава которых в процессе кристаллизационной дифференциации магмы отражает на основном этапе кристаллизации постепенное обеднение магмы Ca и Al, что фиксируется и по составу плагиоклазов. В то же время возрастает отношение Fe/Mg, что особенно ярко выявляется при изучении состава оливинов и ортопироксенов. Наблюдается изменение состава всех пороодообразующих минералов по разрезу интрузий, подчеркивающее состоявшуюся внутрикамерную дифференциацию внедрившейся магмы. В отличие от ряда предыдущих исследователей (Генкин и др., 1970; Годлевский и др. 1971), можно утверждать, что составы клинопироксена являются индикаторами дифференциации магмы и могут быть использованы как таковые наряду с оливином, ортопироксенами и плагиоклазами.

3. Выявляется ряд следующих особенностей состава сосуществующих темноцветных минералов.

В пикритовых и оливиновых габбро-долеритах наблюдается (соответственно в одних и тех же образцах) сопряженное изменение железистости ($\text{Fe} \cdot 100 / (\text{Fe} + \text{Mg})$) оливина, зеленого клинопироксена и ортопироксена, что нельзя сказать о буром клинопироксене. В основном такситовом горизонте четкой сопряженности в составах этих минералов не выявляется. Железистость оливина в средней части пикритового горизонта меньше железистости сопряженного с ним ортопироксена. В других частях пикритового горизонта соотношения железистости оливина и ортопироксена обратные. В то же время не отмечено какой-либо специфики в изменении состава магматических минералов, которую можно было бы связать с фактом присутствия или отсутствия в породах сульфидов.

Общая тенденция в изменении железистости темноцветных минералов — ее возрастание с возрастанием коэффициента фракционирования пород $[(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100] / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ (вес. %), в которых они находятся. Это хорошо заметно не по отдельным измерениям, а по общим интервалам железистости того или иного минерала, в порядке возрастания коэффициента фракционирования пород.

С возрастанием глиноземистости зеленых клинопироксенов, в общем, возрастает и их хромистость.

К концу магматического процесса с возрастанием в пироксенах отношения Si/Al увеличивается их титанистость.

С возрастанием кальциевости пироксенов возрастает их глиноземистость и магнезиальность, что особенно четко выявляется для клинопироксенов. Наблюдается более быстрый спад глиноземистости по сравнению с кальциевостью — по мере возрастания в пироксенах содержания Si , т. е. к концу магматического процесса.

В то же время, по мере увеличения глиноземистости (уменьшения отношения Si/Al) пироксенов, рост содержания Ca опережает рост Mg , т. е. к концу магматического процесса (с возрастанием в пироксенах содержания Si) наблюдается менее интенсивное уменьшение магнезиальности пироксенов по сравнению с их кальциевостью. Отмечается также тенденция к уменьшению содержания Ca в пироксенах с возрастанием их железистости.

Сосуществующими магматическими минералами, судя по коррелирующимся составам, являются оливин, ортопироксен и зеленый клинопироксен. Бурый клинопироксен более поздний и обычно его составы не коррелируют с составами минералов этой ассоциации.

Помимо общего для всех этих минералов изоморфизма Mg и Fe , для клинопироксенов еще имеют место замещения Ca , Mg , Te и Fe (предпочтительных соответственно для зеленых клинопироксенов).

4. Исходя из полученных составов темноцветных минералов и распределения ряда элементов в сосуществующих минералах, методами минералогической термометрии выявляется температурный диапазон формирования дифференциатов интрузий, причем для пикритовых габбро-долеритов температуры начала формирования наибольшие. По пироксенам устанавливается оптимальный температурный интервал ($1300\text{—}1000^\circ\text{C}$) и для основной стадии кристаллизации.

ЛИТЕРАТУРА

- Булгакова Е. Н. Температурные условия формирования Норильских дифференцированных интрузий. Автореф. канд. дис. Норильск, 1971. 30 с.
- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1949. 650 с.
- Генкин А. Д., Дудыкина А. С., Телешова Р. Л. Некоторые данные о составе породообразующих пироксенов и оливинов габбро-долеритового интрузива Норильск-1. В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука», 1970, с. 40—55.
- Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959. 67 с.
- Годлевский М. Н., Полушкина А. П., Степанов В. К. Моноклинные пироксены Талнахской дифференцированной интрузии. — «Зап. Всесоюз. минералог. об-ва», 1971, ч. 100, вып. 5, с. 545—557.
- Додин Д. А., Шатков В. А. О составе клинопироксенов Талнахской никеленосной интрузии (Норильский район). — «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 2, с. 435—438.
- Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской). М., «Наука», 1964, 176 с.
- Золотухин В. В. Об особенностях распределения никеля в интрузии Норильск I. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 6, с. 1390—1393.
- Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной интрузии. М., «Наука», 1975. 432 с.
- Золотухин В. В., Щедрин Н. Ф. Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла. Новосибирск, «Наука» (в печати).

Коровяков И. А., Нелюбин А. Е., Райкова З. А., Хортова Л. К. Происхождение Норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М., Госгеолтехиздат, 1963. 100 с.

Перчук Л. Л. Сосуществующие минералы. Л., «Недра», 1971. 424 с.

Рябов В. В. Плагноклазы и клинопироксены трапповых интрузий как индикаторы дифференциации магматического расплава.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 219, № 1, с. 197—200.

Рябов В. В., Злотухин В. В. Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск, «Наука», 1977. 392 с.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958. 185 с.

Шатков В. А. Породообразующие минералы и некоторые закономерности формирования рудоносных интрузий Норильского района. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1973. 25 с.

Boyd F. R., Schairer I. F. The system $MgSiO_3 - CaMgSi_2O_6$.— «J. of Petrol.», 1964, v. 5, p. 275—309.

Häkli T. A., Wright T. L. The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer.— «Geochim. cosm. acta», 1967, v. 31, № 5, p. 25.

O'Hara M. J. Mineral paragenesis in ultrabasic rocks.— In: Ultramafic a. related rocks. 1967, Ed. P. J. Wyllie, № 4, p. 393—402.

Kretz R. Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages.— «J. of Petrol.», 1966, v. 71, № 6, p. 773—785.

В. В. Рябов, И. Т. Бакуменко, И. М. Фоминых

ДЕНДРИТОВИДНЫЕ МЕГАКРИСТАЛЛЫ КЛИНОПИРОКСЕНА В ТРАППАХ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Проявления гигантских кристаллов клинопироксена в связи с основными породами — явление необычное и представляет несомненный интерес для самостоятельного петрологического исследования с целью выяснения условий нахождения этих кристаллов, их состава и возможного механизма образования. В геологической литературе подобные мегакристаллы клинопироксена¹ описаны в приконтактовой зоне долеритовой дайки в районе Донегала, Ирландия (Preston, 1966), на границе оливинового и плагноклазового кумулятов в ритмично расслоенном массиве о-ва Рам, Шотландия (Уэйджер, Браун, 1970), и в молодых базальтах и других основных породах Юго-Восточной Австралии (Irving, 1974). В первом случае дендриты авгита, имеющие в своем составе 12% ферросилитового компонента, рассматриваются автором как наиболее ранняя метастабильная фаза, образовавшаяся в условиях переохлаждения при внедрении магматического расплава. Относительно происхождения кристаллов клинопироксена с о-ва Рам предлагалось несколько гипотез, но ни одна из них, как полагают авторы, не может считаться удовлетворительной. Основную массу мегакристаллов из пород Австралии, по свидетельству автора (Irving, 1974), составляют отторженцы пегматоидных поликристаллических агрегатов, генетически связанных с базальтовой магмой и образовавшихся при $P=10-20$ кбар. Предполагается, что часть клинопироксена может образовываться как результат близкивидусной кристаллизации расплава.

Крупнокристаллические породы в траппах северо-запада Сибирской платформы (Норильский район) встречаются довольно часто. Это основные пегматоиды и метадiorиты, в которых размер кристаллов породообразующих минералов (клинопироксен, плагноклаз, амфибол, слюда, магнетит) иногда достигает по удлинению 3—5 см и более. Сравнительно реже в траппах отмечаются гигантские кристаллы клино-

¹ Не путать с широко известными баромегакристами клинопироксена — глубинными включениями в базальтах многих регионов мира.

пироксена, которые имеют перистый, метельчатый или дендритовидный характер, прорастают габбро-долериты и проявляются в базальтах. Размер таких перьев (дендритов) по удлинению порой превышает 10 см и даже достигает 1 м. В Норильском районе находки таких мегакристаллов клинопироксена отмечались М. З. Комаровой, М. К. Ивановым с соавторами (1971), Ю. Р. Васильевым (1970), Д. А. Додиним и В. С. Голубковым (1971) и др.

Целью данной статьи является петрологическая характеристика дендритовидных мегакристаллов клинопироксена, условий нахождения их в породах, химическая характеристика вмещающих дендриты пород и самих дендритов и, наконец, некоторые генетические соображения об их кристаллизации.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЯВЛЕНИЙ МЕГАКРИСТАЛЛОВ В ТРАППАХ

Нижне-Фокинская дифференцированная интрузия характеризуется высокой магнезиальностью средневзвешенного состава (Архипова, Начинкин, 1964; Васильев, 1970). 85% разреза интрузии представлены пикритовыми и троктолитовыми габбро-долеритами. В верхней части эндоконтактной зоны отмечаются пять тел пегматоидов, вытянутых субпараллельно пластовой отдельности и контакту интрузии с вмещающими породами. Мощность их колеблется от 0,1 до 4 м, а протяженность от 2—5 м до нескольких их десятков. Три нижних крупных тела пегматоидных габбро-долеритов сходны с подобными образованиями из других интрузий района и состоят из плагиоклаза (60—45% анортитового компонента, центр — край), клинопироксена ($f' = 35$ ат) и единичных зерен оливина (Васильев, 1970). Два верхних небольших маломощных (0,1—0,2 м) линзовидных тела отличаются от вышеописанных пегматоидов повышенным (около 55%) количеством плагиоклаза (80—85% анортитового компонента, центр — край), а главное — необычной формой проявления клинопироксена в виде плоских перистых (дендритоподобных) образований (Васильев, 1970). Размер кристаллов достигает 5—8 см по удлинению, ширина — 2—2,5 см, толщина 2—3 мм. Кристаллы в большинстве случаев ориентированы перпендикулярно или под небольшим углом к плоскости контакта габбро-долеритов с вмещающими породами. Дендриты клинопироксена в габбро-долеритах проявляются вдоль определенных плоскостей, насыщенность ими пород незначительна и непостоянна.

Интрузия Норильск-II дифференцирована от пикритовых до безоливиновых габбро-долеритов с проявлениями основных пегматоидов. В интрузии установлены своеобразные пироксеновые породы в виде линз и жил мощностью до 30 см в породах верхних горизонтов интрузии — в кварц-оливинсодержащих габбро-долеритах и метадiorитах (Иванов и др., 1971). Пироксеновые породы приурочены к зоне разлома и наблюдаются на протяжении 500—600 м в участках максимальной трещиноватости пород. Клиннопироксен встречается здесь в виде агрегата длинных (до нескольких сантиметров) метельчатых (дендритовидных) кристаллов, которые замещают габбро-долериты, образуя пироксениты, содержащие до 70—80% клинопироксена. По мере удаления от контакта пироксенита во вмещающую породу количество и размер кристаллов уменьшаются вплоть до полного исчезновения новообразований. Клиннопироксен черного цвета, иногда имеет волнисто-изогнутое строение (железистость — 25% ферросилитового компонента).

Интрузия горы Гудчихи дифференцирована от оливиновых до оливинсодержащих габбро-долеритов с гнездами пегматоидных пород в верхней части магматического тела. В прикровельных развалах по-

род по руч. Каскадному встречаются темно-бурые гигантские дендриты клинопироксена длиной до 1 м (Иванов и др., 1971). Кристаллы располагаются вдоль определенных плоскостей, которые в ряде случаев пересекаются, и тогда плоские дендриты веерообразно расходятся как бы из одного центра. Мегакристаллы имеют ширину 1—3 см, а толщину около 2—5 мм (фото 1)². «Прикорневые» части дендритов приурочены к прототрещинам, вдоль которых находятся основания кустов дендритов или одиночные веточки. В отличие от дендритов из Донегала (Preston, 1966), образующих плоские кристаллы вдоль параллельных плоскостей, мегакристаллы руч. Каскадного располагаются в плоскостях с различной ориентировкой по отношению друг к другу (рис. 1). Наибольшая концентрация дендритов наблюдается в непосредственной близости от прототрещин, а по мере удаления от них количество ответвлений дендритов уменьшается.

Вмещающие дендриты клинопироксена оливинсодержащие габбро-долериты (обр. Кас-2) представлены (%): оливином — 5, клинопироксеном — 40, плагиоклазом — 50 и магнетитом, который в сумме со вторичными минералами (пренином и хлоритом) не превышает 5%. Встречающиеся здесь же гнезда габбро-пегматитов (обр. Кас-4) состоят (%) из плагиоклаза — 55, клинопироксена — 30, бурой и зеленой роговых обманок — 5, титаномagnetита — 5, микропегматита — 3, кварца и вторичных новообразований пренита и хлорита — 5—7.

Аналогичные дендриты клинопироксена встречены в кровле **Ерглахской интрузии**, дифференцированной от оливиновых до безоливиновых габбро-долеритов. Мегакристаллы клинопироксена наблюдались нами и В. В. Золотухиным в развалах безоливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов с гнездами пегматоидов в районе Большого Дудинского порога. Как и в предыдущем случае, клинопироксен здесь представлен плоскими перистыми кристаллами темно-бурого цвета, длиной 4—10 см, шириной 0,7—2 и толщиной 0,2—0,6 см. Вмещающий дендриты клинопироксена габбро-долерит (обр. ПД-36А) состоит (%) из клинопироксена — 30, частично альбитизированного плагиоклаза — 55, зеленой и бурой роговых обманок — 5, титаномagnetита — 3, апатита, сфена и новообразований пренита и хлорита — 7.

В интрузии горы Пегматитовой (Моронговский массив) мегакристаллы клинопироксена встречаются в пегматоидных образованиях эруптивной брекчии, где «обломки» представлены безоливиновыми габбро-долеритами, а «цемент» — плагиоклаз - клинопироксеновой породой с магнетитом, сфеном и роговой обманкой. Клинопироксен проявляется в виде розово-фиолетовых длиннопризматических кристаллов и сростков кристаллов размером до 7 см

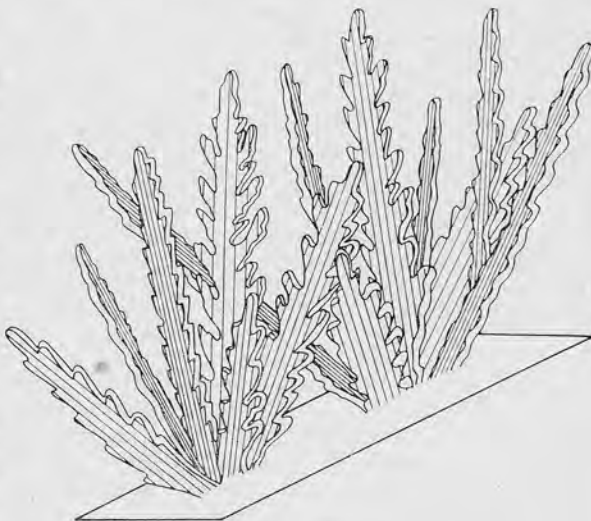


Рис. 1. Форма проявления дендритов клинопироксена в габбро-долеритах интрузии горы Гудчихи.

² Фотоиллюстрации к данной статье помещены в конце книги.

по удлинению. В ассоциации с мегакристаллами клинопироксена в породе отмечается слабо прениитизированный плагиоклаз (обр. ПГ-I-II), а количество других минералов (сфен, апатит, хлорит, пренит) в сумме не превышает 3%. Вмещающие мегакристаллы безоливиновые габбро-долериты (обр. ПГ-3) состоят из плагиоклаза двух генераций (ранняя из которых частично замещена альбитом и калишпатом), клинопироксена с каймами амфибола и единичных листочков биотита. Наряду с мегакристаллами в цементе брекчии широко проявляются мелкозернистые существенно пироксеновые, плагиоклазовые и переходные по составу пироксен-плагиоклазовые роговиковые породы типа беербахитов, которые располагаются в виде полос, порою собранных в мелкие складки. Мощность отдельных полос колеблется от долей до нескольких сантиметров. Среди мелкозернистого агрегата в ряде случаев отмечаются гнезда и линзы с крупно- или гигантозернистым клинопироксеном, который представляет для нас интерес.

Встречающиеся здесь гнезда габбро-пегматита (обр. ПГ-6) сложены из крупных светло-фиолетовых кристаллов клинопироксена и призм плагиоклаза. В небольших количествах (не более 5—7%) отмечаются апатит, амфибол, титаномagnetит, хлорит и слюистый минерал.

Микчандский дифференцированный покров базальтов. В эффузивных траппах, в отличие от интрузивных, проявления мегакристаллов устанавливаются крайне редко. В геологической литературе нами не встречены описания находок дендритов из базальтов, подобных микчандским. Впервые гигантские дендриты клинопироксена в базальтах были обнаружены В. С. Голубковым в породах дифференцированного Микчандского покрова туклонской (?) свиты нижнего триаса в зоне Микчандского глубинного разлома в 1962 г. (Додин, Голубков, 1971). Проявления мегакристаллов в этом районе встречаются в нескольких небольших обнажениях в единственном участке (по руч. Пикритовому), и пространственно они приурочены к близжерловой зоне крупного Микчандского палеовулкана P_2-T_1 возраста, в жерловой зоне которого находится некк пикритового долерита (Немененок, в печати). Дополнительно к специфике Микчандского района можно отметить мощные залежи каменных солей, локализующиеся в отложениях девона и, возможно, сыгравшие определенную роль при формировании этих необычных пород.

Сводный разрез Микчандского покрова, по данным Д. А. Додина и В. С. Голубкова (1971), имеет следующий вид (снизу вверх).

	Мощность, м
Миндалекаменные базальты	0—0,2
Безоливиновые базальты	0—10
Горизонт переслаивания оливинсодержащих и меланократовых (обогащенных дендритами клинопироксена) с оливином и без него	0—14
Оливинсодержащие базальты	12—38
Миндалекаменные базальты	18—25

Оливинсодержащие базальты состоят из плагиоклаза (50—75% анортитового компонента), клинопироксена (11—22% ферросилитового компонента) и оливина (состав которого изменяется от 25 до 30—35% фаялитового компонента), а количество от 0 до 13% в направлении от подошвы к кровле покрова. Кроме того, в переменных количествах устанавливаются (%) титаномagnetит, ильменит, magnetит — 0,3—12, вулканическое стекло и продукты его разложения — 4,8—46 и вторичные минералы: иддингсит, хлорит, кальцит, пренит — до 20. Безоливиновые базальты, в отличие от оливинсодержащих, имеют меньшее количество стекла (до 10%), в них отсутствует оливин и встречается кварц (до 1,4%) (Додин, Голубков, 1971).

Проведенное нами изучение дифференцированного Микчандского покрова позволяет несколько детализировать его строение. Прежде всего, по разрезу покрова устанавливается более или менее хорошо выраженный, ритмично повторяющийся характер проявления определенных групп пород. Каждый такой ритм представляет собой смену пород (снизу вверх) от горизонта базальтов с дендритами клинопироксена к зоне крупноочковых и мелкоочковых базальтов и далее к зоне метадiorитов. Последние не выдержаны по мощности и встречаются не во всех ритмах. Отмечаются растянутые на несколько метров ритмы и наряду с ними участки, в которых на 2—4 м разреза приходится несколько ритмов. Ниже приводятся описания различных типов пород Микчандского покрова.

Горизонт базальтов с дендритами клинопироксена проявляется в виде пластинообразных прослоев, ориентированных согласно пластовой отдельности вмещающих пород и имеющих с последними довольно четкие формы ограничения.

В обнажении на расстоянии 200—300 м по простиранию отчетливо прослеживаются 8 прослоев с дендритами клинопироксена. Спорадически встречаются прерывистые, как правило маломощные (1—2 см), прослои, нередко образованные из цепочек сросшихся сферокристаллов. В отдельных случаях можно наблюдать, что прослои состоят из обращенных выпуклой стороной вверх полусфер сферокристаллов. Характерно, что отпрепарированная выветриванием поверхность таких прослоев имеет бугорчатое строение. Для детального исследования нами выбран один опорный разрез (обн. 9), а отдельные моменты строения покрова уточнялись фрагментами из других обнажений.

Прослой-пластины базальтов, проросшие дендритами клинопироксена, довольно выдержаны по мощности, которая в различных случаях изменяется от 1 до 25 см. Дендриты в прослоях растут снизу вверх субвертикально к нижнему контакту. Насыщенность прослоев дендритами неодинакова: в одних случаях в приподошвенной части прослоя последние сильно ветвятся, образуя сплошную пироксеновую массу, а в направлении снизу вверх ветвистость их уменьшается так, что среди дендритов появляются поля вмещающей породы (фото 2). Встречаются прослои, содержание дендритов в которых не превышает 5—7%, это лишь единичные веточки в базальте. Наконец, отдельные прослои по всему разрезу заполнены сплошной ветвистой массой клинопироксена (фото 3), а реликты базальта улавливаются только по редким пойкилитовым вроскам порообразующих минералов базальтов между мегакристаллами. Участки пород, заключенные между дендритами клинопироксена, представляют собой мелкозернистый базальт с офитовой, реже офито-пойкилоофитовой структурой.

В целом структуру пород прослоев с учетом текстурного рисунка можно назвать «филотакситовой», чтобы подчеркнуть неравномерно-зернистое (такситовое) строение породы, а также дендритовидный характер проявлений мегакристаллов на общем мелкозернистом фоне базальта (фото 4).

Под микроскопом ветвящиеся мегакристаллы представляют собой полисинтетически сдвойникованные по плоскости (100), реже (101) и в отдельных случаях (001) кристаллы с преобладающей ориентировкой двойниковых швов под острым углом к направлению роста. Кристаллы вытянуты вдоль оси «с» и часто имеют облачное (как результат винтовых дислокаций), блоковое до паркетовидного угасание. Краевые части дендритов обычно зубчатого строения с вросками корродированных зерен плагиоклаза с облачным угасанием, гранул оливина и изредка включений клино- и ортопироксена базальта. Лейсты плагиоклаза в краевых частях мегакристаллов клинопироксена нередко образуют цепочки кристаллов, ориентированных под острым углом к оси

дендрита. Центральные части мегакристаллов обычно оказываются без инородных включений. Маломощные прослои дендритовидных клинопироксенов представляют собой гранобластовый агрегат вытянутых чашеколом призматических кристаллов (фото 5). Поперечные срезы дендритов, как правило, представляют плоскость (001) или близкие к ней сечения. Кроме того, в отличие от плоских кристаллов из габбро-доле-ритов, эти сечения имеют изометричную или звездчатую форму.

В нижнем экзоконтакте прослоев с дендритами встречаются различные типы пород: метадiorиты, очковые базальты и оливинсодержащие афирмовые базальты с микрофитовой структурой. В верхнем экзоконтакте прослоев обычно находятся крупно- и мелкоочковые базальты. Строение описываемых ритмов в миниатюре можно видеть на фотографии крупноплощадного шлифа Мч-9К (см. фото 5). В шлифе выделяются (снизу вверх) оливинсодержащий базальт, базальт с «дендритами» клинопироксена, крупно- и мелкоочковые базальты. Структура и состав базальта из нижнего экзоконтакта прослоя с «дендритами» клинопироксена идентичны мезостазису, заключенному между дендритами в прослое и между сферокристаллами и фенокристами над прослоем. В последнем случае, наряду со сферокристаллами и фенокристами пироксенов, отмечаются фенокристы оливина нацело псевдоморфированного боулингом, который на фотографии имеет черный цвет (некоторую черноту здесь же создают хлорит-сапонитовые новообразования по стеклу в интерстициях минералов).

Зона очковых базальтов располагается между прослоями с дендритами (см. фото 5). Особенностью этих пород является своеобразная структура, напоминающая в одних случаях миндалекаменную, у которой «миндалины» выполнены крупными (0,5—2,0 см) сферокристаллами клинопироксена (фото 6), а в других — порфировую, где фенокристы представлены оливином, орто- и клинопироксеном размером 0,3—0,6 см. Сферокристаллы имеют округлую слабоуплощенную форму и являются более устойчивыми к выветриванию, в результате чего в русле ручья нередко можно встретить россыпь округлых выкатышей из очковых базальтов. Наиболее крупные сферокристаллы обычно наблюдаются в непосредственной близости от кровли наиболее мощных прослоев с дендритами, а по удалению от них вверх по разрезу размер сферокристаллов уменьшается и порода приобретает облик мелкоочкового (порфирового)³ базальта (см. фото 5). Уменьшение количества и размеров сферокристаллов обычно сопровождается увеличением числа фенокристов. Интересно отметить, что сферокристаллы, как правило, представлены клинопироксеном, а фенокристы из мелкоочковых базальтов сложены ортопироксеном, оливином и, реже, клинопироксеном. В целом количество сферокристаллов и фенокристов колеблется в широком диапазоне и порою достигает 40—60%. Наряду со сферокристаллами клинопироксена в крупноочковых базальтах постоянно отмечаются фенокристы оливина, клинопироксена и, реже ортопироксена.

Основная масса очковых базальтов имеет офитовую, офито-пойкилоофитовую и интерсертальную структуру и состоит из плагиоклаза, клинопироксена и небольших количеств оливина и ортопироксена. Вторичные минералы представлены хлоритом, хлоритоподобным минералом, боулингом, иддингситом, пренитом и кальцитом, количество которых составляет 5—18%.

Плагиоклаз отмечается в основной массе породы в виде крупных широких таблиц, имеющих в своем составе 65—82% анортитово-

³ Чтобы не путать обычную порфировую структуру, часто встречающуюся в базальтах, со своеобразными структурами, наблюдаемыми в Микчандском покрове, последние при дальнейшем описании мы будем называть очковыми.

го компонента, и мелких призматических и лейстовидных кристаллов более кислого состава (52—68%).

Оливин образует крупные (до 7 мм по удлинению) субидiomорфные кристаллы (15% фаялитового компонента), мелкие и изометричные зерна и, реже, пойкилокристы с вростками плагиоклаза, а также округлые хадакристы в ойокристах пироксена. Изредка встречаемые в пойкилокристах оливина включения ортопироксена, как правило, имеют клинопироксеновую оторочку. Свежий оливин сохраняется очень редко и в большинстве случаев почти нацело замещен боулингом или слюдистым минералом типа иддингита. В срезах шлифов, прошедших через центральные части сферокристаллов клинопироксена (см. фото 5, 6) можно видеть, что в центре последних находятся псевдоморфозы боулинга по оливину, который служил как бы затравкой в начале кристаллизации клинопироксена. Сравнительно редко у оливина отмечаются ортопироксеновые реакционные каймы. Скопления оливина (до 30—35%) обычны в участках породы со слабо развитой «пироксенизацией». Эти участки по структурному рисунку и минералогическому составу очень похожи на пикритовые базальты. Как и в пикритовых базальтах (Додин, Ленкин, 1964) в этих участках выявляются порфировидность по оливину и мелкие его зерна в основной массе, предпочтительно клинопироксеновые реакционные каймы вокруг него, наличие двух генераций плагиоклаза, переменное количество ортопироксена и т. д.

Ортопироксен встречается, главным образом, в мелкоочковых базальтах, где концентрации его достигают 25—30%. В крупноочковых, как отмечалось выше, он наблюдается в небольших количествах. Минерал образует субидiomорфные изометричные кристаллы, крупные пойкилокристы размером до 5 мм с вростками мелких округлых гранул оливина и призмочек плагиоклаза. Состав ортопироксена, по данным химического анализа, соответствует 68 Эн и 8 Волл 24 Фс.

Клинопироксен в очковых базальтах наблюдается в виде сферокристаллов, обрастающих оливин. Образует пойкилокристы с вростками плагиоклаза, реже — гранул оливина, субидiomорфные призматические кристаллы и, наконец, угловатые зерна из микроофитовых сростаний с плагиоклазом в основной массе базальта. В ассоциации с ортопироксеном клинопироксен образует самостоятельные кристаллы или обрастает его.

Метадиориты приурочены к кровельным частям ритмов, состоящих из прослоев базальтов с дендритами и очковых базальтов, и встречаются не во всех из них. Контакт метадiorитов с вышележащей породой (которой может быть прослой с дендритами или свежий оливинсодержащий базальт) резкий, неровный, а переход метадiorита в нижележащую породу обычно довольно постепенный, но на небольшом (10—30 см) участке разреза. Порода имеет офитовую до призматически-офитовой структуру и состоит из клинопироксена, кислого плагиоклаза, калишпата, кварца, игольчатых кристаллов магнетита (до 3 мм по удлинению) и вторичных новообразований — хлорита, хлоритоподобного минерала, пренита, кальцита и боулинга. Клиннопироксен наблюдается в виде субидiomорфных призматических кристаллов (2—5 мм по удлинению) и мелких угловатых зерен, плагиоклаз образует призмы размером до 4 мм. В ритмах, где горизонт метадiorитов отсутствует, на их месте можно встретить измененные породы с альбитом, калишпатом и магнетитом, приближающиеся по составу и структуре к метадiorитам.

Таким образом, петрографическое изучение пород Микчанды вскрывает последовательность фракционной кристаллизации порообразующих минералов. В очковых базальтах первыми кристаллизуются субидiomорфные кристаллы оливина и ортопироксена,

причем количество этих протовыделений широко варьирует по разрезу пород, а основная масса приурочена к горизонту мелкоочковых базальтов. В дальнейшем, на границе ранее выделившихся фаз и остаточного расплава возникают реакционные каймы клинопироксена. К этому же периоду, по-видимому, относится спорадическая кристаллизация в благоприятных условиях первой генерации — таблитчатых кристаллов основного плагиоклаза. Затем следует стадия кристаллизации основной массы клинопироксена, которая получила наиболее широкое развитие в бедных протокристаллами оливина и ортопироксена крупноочковых базальтах. В заключительный этап осуществляется кристаллизация пойкилокрстов оливина, ортопироксена и клинопироксена, образование которых идет параллельно с раскристаллизацией остаточного расплава — клинопироксен-плагиоклазовой эвтектики (иногда с оливином) в виде базальта с микрофитовой структурой. В прослоях базальтов с дендритами клинопироксена первыми кристаллизуются мегакристаллы, а на конечных этапах их формирования происходит закристаллизация остаточного расплава, аналогичного вышеописанному. Переменный идиоморфизм клинопироксена и кислого плагиоклаза в метадiorитах свидетельствует о близкой по времени их кристаллизации.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД И МЕГАКРИСТАЛЛОВ КЛИНОПИРОКСЕНА

Некоторое представление о химизме пород, вмещающих мегакристаллы клинопироксена, дает табл. 1. Разрез пород по руч. Пикритовому представлен подстилающими Микчандский покров базальтами ивакинской и сыверминской свит (?) (обр. Мч-3, Мч-6), афанитовой дайкой (Мч-8), выходящей в русле ручья у подножия дифференцированного покрова, и породами, представляющими опорный разрез (Мч-7, Мч-9А — Мч-11) и отобранными через 0,5—4 м по мере изменения характера породы. Помимо анализов по опорному разрезу, в таблице приводится химизм пород из других обнажений по этому же ручью (Мч-30—Мч-35), которые были отобраны для детализации отдельных частей разреза. Прослежено изменение состава пород внутри прослоев с дендритами клинопироксена, а также сопоставлены составы разных прослоев. Для этого были проанализированы участки пород из верхней (Мч-9Ж-1, Мч-32, Мч-34А) и нижней (Мч-9Ж-2, Мч-33, Мч-34Б) частей прослоев, для которых уже визуальна была видна неравномерность распределения кустистости дендритов в поперечном разрезе прослоя. Анализы Мч-9Ж (1 и 2) и Мч-34 (А и Б) были произведены из единых кусков породы и соответствовали прикровельной и приподошвенной частям одного и того же прослоя. Проба Мч-35 представляет прослой, в котором дендриты образуют сплошную ветвистую массу от кровли до подошвы (см. фото 2) и количество клинопироксена достигает 90—95%. Пробы очковых базальтов Мч-30 и Мч-31 (см. фото 6) отобраны из кровли наиболее мощного (18—22 см) прослоя с дендритами клинопироксена Мч-34 (см. фото 2).

Как видно из табл. 1, вмещающие мегакристаллы клинопироксена интрузивные траппы представляют собой группу пород сравнительно близкого состава. Эти анализы особо интересны в сравнении с химизмом мегакристаллов клинопироксена, которые, как было показано, могут давать приближающиеся к мономинеральным породы, и в этом плане можно говорить о химической направленности процесса при образовании пироксенитов по траппам.

В подстилающих Микчандский дифференцированный покров базальтах опорного разреза колебания содержания окислов в целом не-

значительны. Основные изменения количества компонентов происходят в прослоях базальтов с дендритами, в очковых базальтах и метадiorитах. В очковых базальтах по сравнению со свежими породами опорного разреза отмечаются повышенные количества MgO и Cr_2O_3 и пониженные значения SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 и щелочей. Содержание CaO в мелкоочковых базальтах, обогащенных ортопироксеном и оливином (обр. Мч-9З, Мч-9И), пониженное, а в крупноочковых базальтах со сферокристаллами клинопироксена (обр. Мч-30, Мч-31) и прослоях с его дендритами (обр. Мч-9Ж-1 и 2, Мч-30—Мч-35), наоборот, повышенные против свежих вмещающих пород. Количественные соотношения окислов в обогащенных пироксенами одноименных породах также испытывают некоторые колебания, которые вызваны переменным содержанием в них минералов.

Более нагляден характер распределения окислов в разрезе покрова базальтов на вариационной окисловой диаграмме (рис. 2). Чтобы получить более полное представление об изменениях состава пород в отдельных ритмах, мы нанесли на вариационную диаграмму вместо химически не анализированных проб прослоев с дендритами и очковых базальтов из точек Мч-9Д и Мч-9К данные анализированных проб Мч-34 (А и Б) — Мч-31 и Мч-35—Мч-30 соответственно из сходных ситуаций в соседнем обнажении. Правомочность такой замены подтверждается петрографическими исследованиями (ср. фото 3, 4, 6).

На вариационной диаграмме отчетливо проявляется общая для каждого из ритмов тенденция последовательного изменения содержаний окислов по разрезу. В каждом из ритмов снизу вверх происходит увеличение Al_2O_3 , TiO_2 и щелочей и уменьшение CaO и Cr_2O_3 . Максимальное содержание MgO и минимальное CaO приурочено к горизонтам мелкоочковых базальтов. Пересчеты анализов Мч-9З и Мч-9И из этих пород на нормативный состав показали соответственно 50 и 40% ортопироксена. Для прослоев базальтов с дендритами клинопироксена на рис. 2 нанесены содержания окислов из верхней (Мч-9Ж-1, Мч-34А) и нижней частей (Мч-9Ж-2, Мч-34Б), а проба Мч-35 представляет существенно пироксеновую породу (см. фото 3).

Чтобы судить о возможном исходном расплаве Микчандского покрова, нами был рассчитан и нанесен на окисловую диаграмму ориентировочный средневзвешенный (с учетом мощностей отдельных типов пород) состав ритмов. Кроме того, в нижней части рис. 2 для сравнения помещены содержания окислов из трех потоков пикритовых базальтов и пикритового долерита некка из района Микчанды (Немененок, в печати). Как видно из диаграммы, количество порообразующих окислов изменяется от потока к потоку, причем между содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O и FeO , MgO , п.п.п. существует обратная зависимость. Высокие значения п.п.п. обычно характерны для богатых магнием пикритовых базальтов и объясняются сильной измененностью оливина в этих породах.

К сожалению, в геологической литературе не приводится химически проанализированный детальный разрез пород покрова пикритовых базальтов, и поэтому для сравнения мы используем результаты химических определений наиболее богатых оливином пород. В то же время известно, что покровы пикритовых базальтов обладают сложно-дифференцированным строением, которое выражается в чередовании пород различного состава. Нижние части потоков обычно обогащены оливином (до 65%) и ортопироксеном (до 10—12%), а в верхних их количество падает до 2—20 и 0—3% соответственно. Содержание клинопироксена и плагиоклаза возрастает снизу вверх по разрезу. Наряду с богатым оливином горизонтами в потоках пикритовых базальтов встречаются бедные оливином и даже безоливиновые толеитовые разности. В прикровельных частях потоков пикритовых базальтов неред-

Химические анализы

Компонент	НФ	Кас-2	Кас-4	ПД-36А	ПГ-3	ПГ-6	
SiO ₂	51,06	48,70	49,04	49,54	50,60	53,32	
TiO ₂	1,94	1,64	2,14	2,44	1,28	1,78	
Al ₂ O ₃	14,34	15,10	13,21	15,28	16,09	12,00	
Fe ₂ O ₃	2,20	2,69	8,44	4,71	2,06	2,27	
Cr ₂ O ₃	0,09	0,0064	—	—	—	0,09	
FeO	7,75	11,44	6,98	8,66	8,50	8,69	
MnO	0,12	0,21	0,22	0,20	0,21	0,28	
MgO	6,77	6,44	5,33	4,42	4,83	4,41	
CaO	10,99	9,69	9,56	10,33	8,43	8,50	
Na ₂ O	2,67	2,56	2,50	2,75	4,00	2,70	
K ₂ O	0,65	0,59	0,75	0,71	1,85	3,00	
P ₂ O ₅	0,19	0,21	0,28	0,27	0,26	0,44	
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	0,56	
H ₂ O ⁺	—	0,68*	1,40*	—	1,48*	1,37	
П. п. п.	1,24	0,93	1,57	0,79	1,85	—	
С у м м а	100,01	100,20	100,02	100,10	100,05	99,60	
S* _{вал} CO ₂ *	— —	0,016 Cu<0,05	0,019 Cu<0,05	— F<0,05 Cl<0,1	0,032 F<0,05 Cl<0,12	SO ₃ —0,19 —	

Т а б л и ц а 1

пород, вес %.

	ПГ-1-П	Мч-3	Мч-6	Мч-7	Мч-8	Мч-9А	Мч-9Б	Мч-9В
	49,20	48,70	49,76	51,88	52,06	51,09	52,92	51,20
	1,26	0,88	0,86	0,92	0,91	0,93	1,00	0,74
	10,54	15,44	15,08	15,34	15,34	14,45	14,63	14,45
	1,36	4,45	4,48	4,86	3,63	6,29	5,72	6,36
	0,025	0,060	0,068	0,033	0,035	0,033	0,033	0,041
	8,64	4,97	4,57	5,14	6,43	4,57	4,36	3,97
	0,032	0,18	0,20	0,17	0,17	0,16	0,18	0,16
	8,50	6,91	6,39	6,72	6,72	7,76	6,43	8,06
	14,52	12,96	13,37	10,29	9,88	10,27	9,75	10,29
	1,91	1,73	1,70	2,00	2,08	1,83	1,93	1,91
	0,80	0,22	0,18	1,03	0,98	0,79	1,27	1,03
	0,22	0,095	0,085	0,13	0,12	0,13	0,14	0,12
	0,30	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—
	2,20	3,53	3,33	1,37	1,79	1,57	1,52	1,91
	99,69	100,13	100,08	99,88	100,15	99,80	99,88	100,24
Ni — 0,05	0,10 — 0,05	0,050 1,60	0,038 1,80	0,030 0,19	0,038 0,61	0,028 0,50	0,035 0,44	0,021 0,50

Компонент	Мч-9Г	Мч-9Е	Мч-9Ж-1	Мч-9Ж-2	Мч-9З	Мч-9И	Мч-9Л
SiO ₂	50,44	49,46	51,04	51,32	47,98	48,54	51,86
TiO ₂	0,74	0,57	0,54	0,45	0,47	0,53	0,86
Al ₂ O ₃	14,63	14,99	12,04	10,26	10,35	11,15	14,46
Fe ₂ O ₃	6,52	2,66	3,22	1,67	3,87	4,27	2,87
Cr ₂ O ₃	0,040	0,049	0,15	0,21	0,12	0,14	0,028
FeO	4,00	4,79	5,36	6,22	7,47	6,75	5,86
MnO	0,17	0,14	0,16	0,17	0,19	0,17	0,16
MgO	8,60	7,01	10,38	12,39	15,75	13,83	6,73
CaO	10,53	13,63	11,62	14,16	7,75	9,89	8,58
Na ₂ O	1,77	1,64	1,19	1,10	0,95	1,03	2,77
K ₂ O	0,94	1,69	1,31	0,86	0,53	0,54	2,91
H ₂ O ₅	0,12	0,064	0,077	0,056	0,073	0,075	0,10
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,66	3,61	3,02	1,39	4,52	3,40	3,02
С у м м а	99,89	100,30	100,12	100,26	100,02	100,32	100,21
S* _{вал} CO ₂ *	0,021 0,33	0,071 0,50	0,023 0,44	0,018 0,16	0,016 0,16	0,016 0,16	0,020 0,28

Примечание. НФ — кварцевый долерит и габбро-пегматит (среднее из 3 анализов), интрузия горы Гудчихи; Кас-4 — габбро-пегматит безоливиновый, там же; ПД-36А — безоливи горы Пегматитовой (Моронговский массив); ПГ-6 — габбро-пегматит безоливиновый, там же; ПГ-1-руч. Пикротовому; Мч-3 — базальт, ивакинская свита; Мч-6 — базальт, сыверминская свита; Мч-7 — Мч-9В, Мч-9Г — базальт оливинсодержащий, гудчихинская свита; Мч-9Е — метадiorит, здесь (1) и нижняя (2) части прослоя; Мч-9З — мелкоочковый базальт; Мч-9И — то же; Мч-9М, Мч-9Л — метаксическая свита; Мч-32 — верхняя часть прослоя базальта с дендритами клинопироксена, то же; Мч-34 — прослой базальта с дендритами клинопироксена, верхняя (А) и нижняя (Б) части. Анализы выполнены в химической лаборатории КГУ.

Мч-9М	Мч-11	Мч-30	Мч-31	Мч-32	Мч-33	Мч-35	Мч-34А	Мч-34Б
51,42	52,36	51,35	50,32	51,42	51,46	51,48	51,04	50,14
0,69	0,95	0,70	0,57	0,34	0,38	0,34	0,30	0,30
14,46	15,44	10,34	9,81	6,87	8,74	7,58	10,35	10,35
2,58	3,69	3,11	3,89	2,10	2,10	1,99	1,56	1,82
—	—	—	—	0,41	0,32	0,38	0,21	0,19
6,47	6,32	5,82	5,25	5,11	4,93	5,39	6,14	5,54
0,15	0,17	0,18	0,18	0,18	0,17	0,19	0,17	0,17
8,55	6,53	12,00	14,02	14,79	12,71	14,14	12,68	11,96
8,58	9,75	12,96	12,42	16,96	16,38	16,03	14,03	15,99
2,77	2,13	1,28	0,95	0,50	0,75	0,58	1,00	0,72
1,36	1,18	0,67	0,36	0,49	0,82	0,84	0,89	1,16
0,11	0,14	0,07	0,085	0,035	0,039	0,036	0,047	0,057
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,79	1,59	1,49	2,41	1,24	1,08	1,05	1,64	1,66
99,93	100,18	99,97	100,27	100,45	99,88	100,03	100,00	100,06
0,026 0,16	0,015 0,16	0,020 0,39	0,020 0,39	0,033 0,16	0,030 0,16	0,026 0,16	0,021 0,16	0,008 0,16

Нижне-Фокинская интрузия, материалы НКГРЭ: Кас-2 — оливинсодержащий габбро-долерит, новый габбро-долерит. Ергалахская интрузия; ПГ-3 — безоливиновый габбро-долерит, интрузия П — габбро-пегматит из цемента магматической эруптивной брекчии, там же. Разрез базальтов по оливинсодержащий базальт, гудчихинская свита; Мч-8 — дайка микродолерита; Мч-9А, Мч-9Б, и дальше гудчихинская свита; Мч-9Ж — прослой базальта с дендритами клинопироксена, верхняя диорит; Мч-11 — базальт, надеждинская свита (?); Мч-30, Мч-31 — крупноочковый базальт, гудчи-33 — то же, нижняя часть; Мч-35 — существенно клинопироксеновая филотакситовая порода, то же. Значения, отмеченные звездочкой, вошли в величину п. п. п.

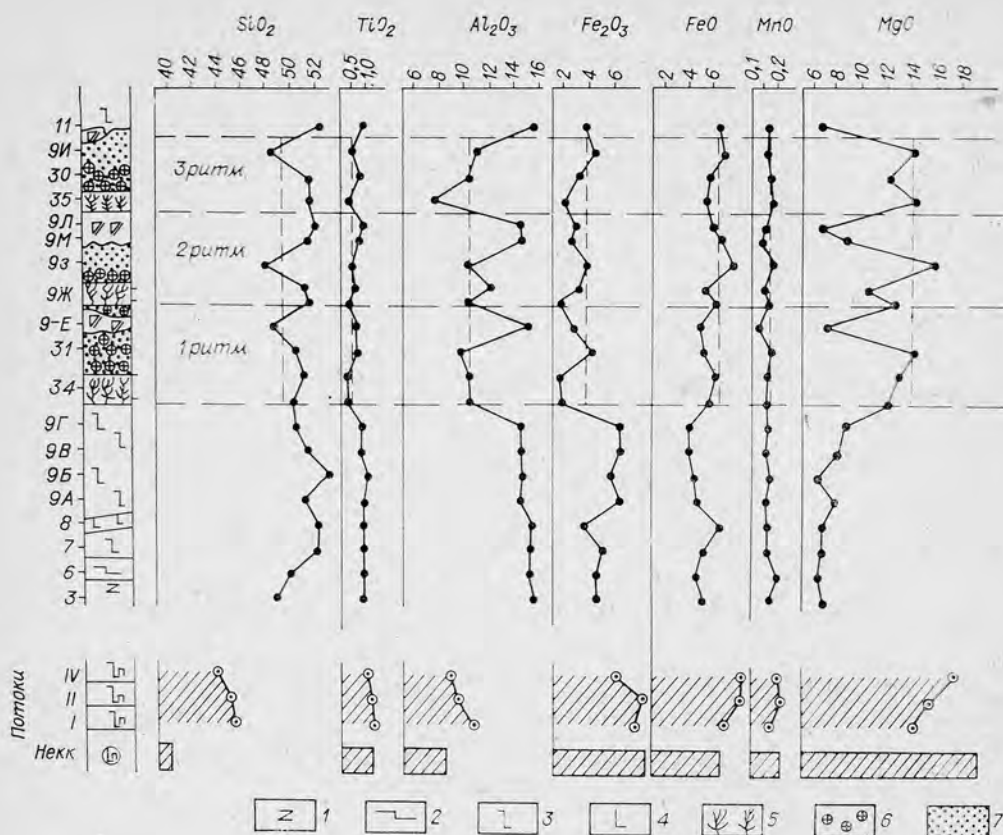


Рис. 2. Окисловая вариационная диаграмма

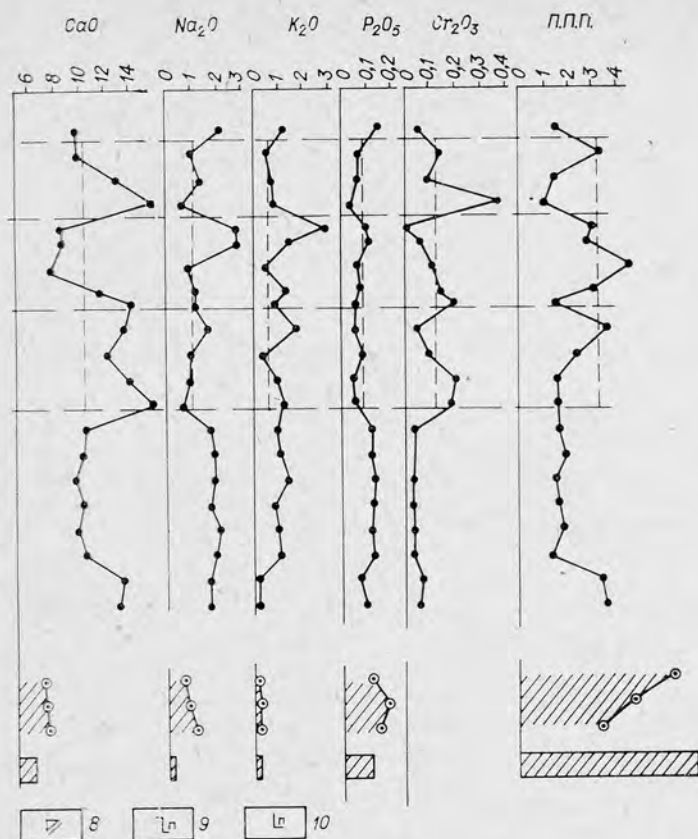
Разрез по руч. Пикротовому. Базальты: 1 — ивакинской свиты, 2 — сыверминской, 3 — гудчихинской прослой базальта с дендритами клинопироксена, 6 — крупноочковые, 7 — мелкоочковые; 8 — метадно окислов Микчандского покрова по разрезу обн. 9. Цифрами на колонке обозначены точки отбора проб. базальтов гудчихинской свиты (римскими цифрами обозначены номера по

ко отмечаются невыдержанные по мощности горизонты лейкократовых пород — метадiorитов, которые в разрезе покрова могут быть с различной интенсивностью и неоднократно с разными потоками.

В связи с этим пилообразное строение окисловых графиков (см. рис. 2) пород Микчандского покрова, по-видимому, сходно с характером изменения содержаний компонентов по разрезам дифференцированных потоков в покровах пикротовых базальтов.

При сравнении химизма ритмов и пикротовых базальтов можно отметить, что в целом они сопоставимы по содержанию окислов, и средневзвешенный состав ритмов наиболее близок к составу I потока пикротовых базальтов. Различия между ними заключаются в несколько повышенном количестве SiO_2 , CaO и пониженном содержании общего железа в составе ритмов. Величины MgO и Al_2O_3 в ритмах сходны со значениями этих компонентов в I потоке пикротовых базальтов и меньше, чем во II и IV. По отношению к составу пикротового нека, наметившаяся при сопоставлении с базальтами разница в содержаниях главных породообразующих окислов еще больше увеличивается. Таким образом, можно говорить, что исходный расплав микчандских ритмов по химизму приближается к составу пикротовых пород района, но по сравнению с ними был несколько обогащен SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и обеднен MgO и общим железом.

Дополнительную информацию о нормативном составе пикротовых базальтов, пикротового долерита и некоторых пород Микчанды дает



некоторых пород гор Микчанды.

свиты, 4 — дайка микродолерита; Породы Микчандского покрова: 5 — рит. Вертикальным штрихом показаны средневзвешенные содержания анализы которых приведены в табл. 1; 9 — разрез покрова пикритовых токов), 10 — пикритовый долерит из нека Микчандского палеовулкана.

табл. 2. Как видно из пересчетов, содержание плагиоклаза и его состав в указанных типах пород довольно близки, исключение составляют обогащенные (до 56%) калишпатом и кислым плагиоклазом метадiorиты и имеющий высокоосновный плагиоклаз (анортит) — пикритовый долерит. Количество клинопироксена (%): минимальное в пикритовом долерите — 8,4, несколько выше в пикритовых базальтах — 12,6—14, а в породах Микчандского покрова диапазон колебания содержаний соответствует 14,2—54,9. В последних отмечаются также и наиболее широкие вариации содержаний ортопироксена — от 15,9 до 50,5%. Максимальные концентрации нормативного ортопироксена (56,5%) имеет пикритовый долерит нека, а в пикритовых базальтах его количество изменяется от 41,8 до 49,0%. Содержание нормативного оливина во всех породах, как ни странно, незначительное (0—6,2%), в ряде проб появляется нормативный кварц в количестве до 2,4%. Такое несоответствие нормативного состава модальному, в котором резко преобладает оливин, отмечалось рядом исследователей, изучавших химизм эффузивных пикритов. Мы не будем специально останавливаться на причинах такого положения с пересчетами. Количество рудных минералов в микчандских породах ниже, чем в пикритовых базальтах и долерите, а железистость оливина и пироксенов соответственно выше. Для средневзвешенного состава ритмов по сравнению с пикритами характерно повышенное содержание нормативного клинопироксена и пониженное — ортопироксена.

Нормативный состав некоторых пород района Микчанды

Порода	Ilm	Mt	Ap	Pl	Di	Hu	Ol	Q
Потоки пикритового базальта:								
IV	1,9	5,0	0,2	25,1(77)	12,6(7)	49,0(13)	6,2(13)	—
II	2,4	6,9	0,3	29,1(70)	12,8(4)	46,1(8)	2,5(8)	—
I	2,5	6,3	0,2	32,6(68)	14,1(3,5)	41,8(8)	—	2,4
Пикритовый долерит нека	2,4	7,1	—	21,7(100)	8,4(2)	56,5(4)	3,8(4)	—
Мегадiorит, Микчанда, Мч-9Л	1,3	2,2	0,2	56,1(25)	23,1(17)	15,9(19)	—	1,2
Мелкоочковый базальт:								
Мч-9И	0,8	3,4	0,1	32,8(67)	22,4(9)	39,5(17)	—	1,0
Мч-9З	0,7	3,1	0,1	30,6(67)	14,2(9)	50,5(18)	0,7(18)	—
Крупноочковый базальт:								
Мч-30	1,1	2,3	—	31,6(57)	38,6(9)	24,5(13,5)	—	1,8
Мч-31	0,8	2,9	0,2	28,2(68)	34,6(6)	30,9(10)	—	2,3
Прослой с дендритами:								
Мч-34А	0,5	1,2	—	30,9(60)	42,4(11)	22,1(15)	2,9(15)	—
Мч-35	0,5	1,5	—	22,1(60)	54,9(7)	19,2(16)	1,8(16)	—
Средневзвешенный состав Микчандского покрова	0,8	2,9	0,2	31,4(63)	26,1(9)	38,0(14)	—	0,5

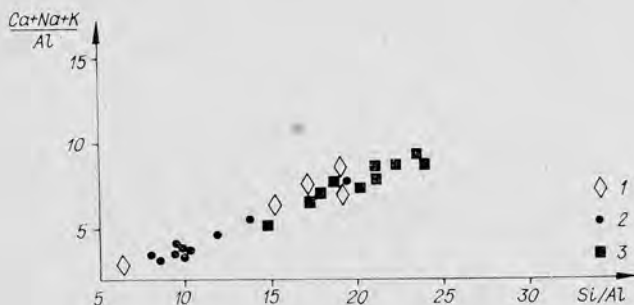
Примечание. В скобках даны составы (%): для плагиоклаза — анортитовый, пироксена — ферросиликатовый, оливина — фаялитовый компоненты.

Среди анализов дендритов (табл. 3) выделяется клинопироксен из высокомагнезильной Нижне-Фокинской интрузии (ан. 107 М), который имеет минимальную железистость ($f' = 16,2$ ат или 10% ферросилитового компонента) и высокую хромистость (1,06 вес.%). Для мегакристаллов из других интрузий железистость колеблется в небольшом диапазоне по сравнению с другими анализами и имеет повышенные значения ферросилитового компонента ($f' = 28,2$ ат или 15–20% ферросилитового компонента) при низких содержаниях хрома (0,02–0,12 вес.%). По сравнению с дендритами из эффузивных траппов, мегакристаллы из интрузий, как правило, обогащены кальцием.

В дендритах клинопироксена из Микчандского покрова железистость изменяется от 19,1 до 25,5 ат, или 11–16% ферросилитового компонента, причем в нижних частях прослоев минералы имеют меньшую железистость, чем в верхних. В то же время в различных прослоях диапазон колебания железистости клинопироксена в верхних и нижних частях различный. В направлении подошва — кровля прослоя в составе дендритов происходит повышение титанистости и уменьшается хромистость. Для дендритов наблюдается прямая связь железистости с содержанием титана и обратная — с количеством хрома.

Клинопироксены из крупноочковых базальтов имеют железистость 23,0–23,6 ат или 15% ферросилита, содержание TiO_2 в них изменяется от 0,66 до 0,86 вес.%, а Cr_2O_3 — 0,35–0,65 вес.%. В мелкоочковых базальтах у фенокритов клинопироксена (ан. 806 М) минимальная для Микчандского покрова железистость 18,5 ат, или 11% ферросилита. Количество TiO_2 и Cr_2O_3 , соответственно, 0,41 и 0,48 вес.%. Ассоциирующий с этим клинопироксеном ортопироксен характеризуется более высокой, чем у первого, железистостью ферросилитового компонента (26,5 ат или 24%), близкой с ним титанистостью (0,42 вес.%) и на порядок ниже содержанием Cr_2O_3 (0,047 вес.%).

Некоторое представление об особенностях химизма мегакристаллов клинопироксена можно также получить из диаграммы $[(Ca+Na+K)/Al] - Si/Al$ (рис. 3), на которую для сравнения нанесены анализы минералов из пикритовых базальтов Норильского района (Рябов, Золотухин, 1977). Точки анализов на диаграмме вытягиваются компактным шлейфом с постепенным увеличением значений указанных отношений. Клинопироксены из интрузивных траппов, имея более высокие значения $(Ca+Na+K)/Al$, располагаются выше точек из эффузивов, и показывают тем самым обогащенность их кальцием. Увеличение отношения Si/Al в клинопироксенах соответствует уменьшению их глиноземистости, отсюда дендриты Микчанды имеют повышенную глино-



Химические анализы

Компонент	Интрузивные траппы					Эффузивные трап	
	Дендриты					Дендриты	
	107М	770М	85М	808М	809М	774М	776М
	зеленый	бурый	розово-фиолет.	бурый		зеленый	зеленый
SiO ₂	50,85	49,68	48,36	50,86	50,98	52,44	51,68
TiO ₂	0,83	1,34	0,88	0,80	1,09	0,60	0,70
Al ₂ O ₃	2,64	2,82	6,43	2,36	2,20	3,34	4,51
Fe ₂ O ₃	0,03	1,81	0,11	—	—	0,48	1,66
Cr ₂ O ₃	1,06	0,12	0,02	0,10	0,03	0,62	0,34
FeO	6,11	10,32	8,64	10,95	12,41	6,65	6,75
MnO	0,03	0,24	0,35	0,23	0,26	0,06	0,08
MgO	17,26	13,58	12,21	14,97	14,53	16,18	14,80
CaO	18,92	17,95	21,06	19,58	18,55	18,27	16,98
Na ₂ O	0,54	0,52	0,60	—	—	0,32	0,56
K ₂ O	0,20	0,07	Не обн.	—	—	0,25	0,44
P ₂ O ₅	—	0,02	0,14	—	—	0,08	0,08
П. п. п.	—	0,99	1,26	—	—	0,94	1,27
H ₂ O ⁻	0,10	0,12	Не обн.	—	—	Не обн.	Не обн.
Ni	—	Не обн.	Сл.	0,0002	0,0003	Не обн.	Не обн.
С у м м а	99,50	99,88	100,16	99,86	100,05	100,23	99,65

Количественный спектральный

Cu	—	—	—	—	—	7	11
Co	—	—	—	—	—	140	120
V	—	—	—	—	—	1200	900
Ni	—	—	—	—	—	60	60

Количество ионов в

Si	1,92	1,90	1,83	1,91	1,92	1,93	1,92
Al ^{IV}	0,08	0,10	0,17	0,09	0,08	0,07	0,08
Ca	0,75	0,73	0,85	0,79	0,75	0,72	0,68
R ⁺¹	0,05	0,04	0,04	—	—	0,03	0,06
Mg	0,96	0,77	0,69	0,84	0,81	0,89	0,82
Fe ⁺²	0,17	0,33	0,27	0,34	0,39	0,20	0,21
Mn	—	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—
Al ^{VI}	0,02	0,02	0,12	0,01	0,02	0,07	0,12
Ti	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Fe ⁺³	—	0,05	—	—	—	0,01	0,05
Cr	0,03	0,005	—	0,03	0,01	0,02	0,01

Пересчет на

Эн	50	41	38	43	42	49	47
ВоЛЛ	40	39	47	40	38	40	39
Ф с	10	20	15	17	20	11	15
f'	16,2	31,1	28,2	28,7	32,5	19,1	24,1

$$f' = \frac{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}}{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mg}} \cdot 100$$

П р и м е ч а н и е. Клинопироксены: 107М — Нижне-Фокинская интрузия (Васильев, 1970); обр. ПГ-1-М; 808М, 809М — Ергалахская интрузия, Большой порог р. Дудинки, обр. ПД-36А; 774М, 777М, 778М — нижняя часть мегакристаллов, соответственно обр. Мч-33, Мч-34Б, Мч-9Ж-2; 771М, очковый базальт, обр. Мч-9И; Ортопироксен: 807М — мелкоочковый базальт, обр. Мч-9И. Анализы В. Н. Королюк, спектральный анализ произвела В. И. Симонова (ИГиГ СО АН СССР).

Таблица 3

пироксенов, вес. %

пы Микчанды

Дендриты				Сферокристаллы			Фенокристаллы	
779М	775М	777М	778М	771М	772М	773М	806М	807М
зеленый	зеленый	зеленый	зеленый	буровато-зеленый	буровато-зеленый	буровато-зеленый	зеленый	—
51,40	51,84	49,50	52,56	51,56	52,12	51,76	52,44	54,39
1,12	0,64	0,62	0,70	0,54	0,66	0,86	0,41	0,42
5,01	4,66	5,21	4,46	3,76	4,33	4,33	2,24	0,85
2,19	0,62	1,93	0,75	0,20	1,30	1,12	—	—
0,30	0,58	0,34	0,49	0,42	0,35	0,65	0,48	0,047
6,93	6,52	6,72	6,90	7,40	7,40	7,40	7,19	16,20
0,16	0,17	0,17	0,07	0,16	0,03	0,06	0,19	0,34
14,34	15,26	14,70	15,11	16,00	15,26	15,63	17,73	25,46
16,34	17,24	17,80	17,11	18,01	16,34	15,69	19,35	4,21
0,56	0,40	0,40	0,52	0,50	0,52	0,52	—	—
0,48	0,35	0,57	0,33	0,09	0,13	0,16	—	—
0,14	0,08	0,10	0,06	0,11	0,06	0,06	—	—
1,21	1,09	1,31	1,13	0,98	1,26	1,42	—	—
0,08	0,08	He	0,12	0,04	0,04	He обн.	—	—
He обн.	0,03	обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,13	—	—
100,26	99,56	99,48	100,31	99,71	99,80	99,79	100,03	101,92

анализ ($n \cdot 10^{-4}$)

260	5	12	12	7	10	12	—	—
140	80	120	120	100	130	100	—	—
1400	900	900	1200	800	1000	700	—	—
70	—	—	65	50	60	—	—	—

пересчете на 6 (0)

1,90	1,92	1,86	1,94	1,92	1,94	1,92	1,93	1,95
0,10	0,08	0,14	0,06	0,08	0,06	0,08	0,07	0,04
0,65	0,69	0,72	0,67	0,72	0,65	0,62	0,76	0,16
0,06	0,04	0,06	0,04	0,02	0,04	0,04	—	—
0,79	0,84	0,83	0,83	0,89	0,84	0,87	0,97	1,36
0,21	0,20	0,21	0,21	0,23	0,23	0,23	0,22	0,49
—	—	—	—	—	—	—	0,01	0,01
0,12	0,12	0,09	0,13	0,08	0,13	0,11	0,03	—
0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
0,06	0,02	0,05	0,02	—	0,03	0,03	—	—
0,01	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	0,014	0,001

миналы

46	48	46	48	48,5	48	50	50	68
38	39	40	39	39	37	35	39	8
16	13	14	13	12,5	15	15	11	24
25,5	20,7	23,8	21,7	20,5	23,6	23,0	18,5	26,5

770М — интрузия горы Гудчихи, руч. Каскадный, обр. Кас-5; 85М — интрузия горы Пегматитовой, 776М, 779М — верхняя часть мегакристаллов, соответственно обр. Мч-32, Мч-34А, Мч-9Ж-1; 775М, 772М, 773М — крупноочковый базальт, соответственно обр. Мч-12, Мч-30, Мч-31; 806М — мелко-806М — 809М выполнены на рентгеновском микроанализаторе MS-46 фирмы «Камека», аналитик

Сопоставление состава породообразующих минералов дифференцированных покровов пикритовых базальтов Норильского района и пород Микчанды

Порода	Клинопироксен				Оливин, Фа, %	Ортопироксен				Плагиоклаз, Ан, %
	Эн	Волл	Фс	f'		Эн	Волл	Фс	f'	
Метадиорит (Додин, Ленькин, 1964)	38—48	39—43	13—20	—	—	—	—	—	—	55
Метадиорит Микчанды	46—50	38—42	12	—	—	—	—	—	—	35—40, до 10
Пикритовый базальт (Рябов, Золотухин, 1977)	49,2—53,2	33—39,2	10,4—16,5	17,1—25	20—36	71,7—75,7	4—6,4	20,3—22,7	21,1—24	60
Пикритовые базальты и океаниты (Додин, Ленькин, 1964)	35—45	43—46	9—22	—	18—36	—	—	23—32	—	57—75 до 100 (1); 50—56 (2); 50—75
Образцы из Микчанды (Додин, Голубков, 1971)	37—50	38—41	10—22	—	25—35	—	—	—	—	65—82(1); 52—68(2);
Образцы из Микчанды	46—50	35—40	11—16	18,5—25,5	15(1); 28—38(2)	68	8	24	26,5	

$$f' = \frac{Fe^{3+} + Fe^{2+}}{(Fe^{3+} + Fe^{2+}) + Mg} \cdot 100$$

П р и м е ч а н и е. Для плагиоклаза: первое значение — табличатые кристаллы, второе — микролиты; для оливина: первое значение — идиоморфные кристаллы, второе — пикрилохристы. Составы, приведенные по источникам (Рябов, Золотухин, 1977), определены химическими анализами; данные по оливинам, плагиоклазам пикритовых базальтов и минералам из метадиоритов Микчанды и др. (Додин, Ленькин, 1964; Додин, Голубков, 1971) — по кристаллооптическим параметрам.

земистость по сравнению с клинопироксенами пикритовых базальтов. Как было показано ранее (Маракушев, Тарарин, 1965; Рябов, 1974), уменьшение глиноземистости клинопироксенов можно рассматривать как результат повышения щелочности среды в ходе их кристаллизации. В связи с этим кристаллизация клинопироксенов в пикритовых базальтах происходила в относительно более щелочных условиях, чем при формировании дендритов Микчанды. Можно добавить, что повышенная хромистость в клинопироксенах, которая отмечается для минералов Микчанды, в траппах Норильского района характерна только для производных наиболее магнезиальных расплавов, вследствие чего микчандские клинопироксены ближе всего стоят к минералам из пикритов. Сопоставление состава главных породообразующих минералов из покровов пикритовых базальтов этого района и пород Микчанды (табл. 4) показывает их довольно близкое сходство.

Таким образом, геологическое строение и минералого-петрохимические особенности Микчандского покрова позволяют расценивать его как своеобразный аналог покровов пикритовых базальтов Норильского района. Такое предположение дает возможность в стратиграфическом плане отнести Микчандский покров к гудчихинской свите, к которой приурочены проявления пикритовых базальтов района, а не к туклонской (Додин, Голубков, 1971), которая по всему району представлена толентовыми базальтами.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ДЕНДРИТОВИДНЫХ МЕГАКРИСТАЛЛОВ

Несмотря на хорошую изученность проявлений дендритов клинопироксена в траппах, однозначно вопрос о механизме их образования решить трудно.

Рассматривая условия кристаллизации мегакристаллов клинопироксена в интрузивных траппах северо-запада Сибирской платформы большинство исследователей, описывавших их проявления, не затрагивают особенности процесса кристаллизации, а только указывают на их связь с основными пегматоидами (Васильев, 1970; Иванов и др., 1971). Действительно, мегакристаллы тяготеют к пегматоидам кровельных частей дифференцированных интрузий, хотя прямой связи между ними нет. Дендритовидные мегакристаллы не встречаются в полнодифференцированных интрузиях норильского типа с ярко выраженным явлением такситизации (габброизации). Дендриты располагаются в висячих блоках прототрещин, растут снизу вверх в виде сферически расходящихся из одного центра перистых кристаллов, которые своими «прикорневыми» частями оказываются как бы нанизанными на прототрещины, а последние обычно не проявляют себя в изменениях характера породы, ее состава или структуры. Исключение составляют описанные М. К. Ивановым с соавторами (1971) жилы пироксенитов — дендриты здесь находятся на границе с вмещающей породой.

Формирование мегакристаллов клинопироксена в описанных интрузиях идет, главным образом, с привносом MgO , CaO и выносом Al_2O_3 . Поведение других компонентов зависит от особенностей состава интрузий и самих вмещающих пород и в различных объектах может несколько отличаться. Такую направленность процесса в случае его интенсификации можно уподобить явлению базификации. Сходный характер привноса — выноса компонентов при образовании мегакристаллов в различных интрузиях отчасти обусловлен близким составом вмещающих их бедных оливином габбро-долеритов. В случае формирования пироксенитов по богатым оливином траппам имеет место явление дебазификации, идущее с выносом магния (Золотухин и др., 1975). На фо-

не единой направленности процесса формирования мегакристаллов дендриты каждого объекта имеют индивидуальные черты, обусловленные особенностями химизма вмещающих их интрузий. Так, мегакристаллы, локализующиеся в породах высокомагнезиальной Нижне-Фокинской интрузии, имеют сравнительно низкую железистость и высокую хромистость. Наоборот, мегакристаллы из слабодифференцированной интрузии оливиновых габбро-долеритов горы Гудчихи обладают относительно высокой железистостью и титанистостью. Наконец, дифференцированная до ферро-габбро Ергалахская интрузия имеет дендриты клинопироксена наиболее высокой железистости.

Условия кристаллизации мегакристаллов в интрузивных траппах, по-видимому, сходны с особенностями формирования основных пегматитов дифференцированных интрузий, образование которых осуществлялось под действием флюидов, связанных с прикорневыми частями магматической колонны и являющихся источником вещества и носителями энергии (Золотухин, 1964).

Направленность движения флюидов в интрузиях определяется расположением зон пегматитовых габбро-долеритов, с которыми они находились в равновесии. В процессе становления интрузий происходила эволюция состава флюидов, идущая прежде всего по пути повышения концентрации основных минералообразующих компонентов и увеличения давления воды по мере закристаллизации пород. На определенном этапе процесса, по-видимому, создавалось критическое состояние с резким изменением параметров PT -системы. Это было обусловлено, с одной стороны, консолидацией интрузии с вытекающими отсюда последствиями (закристаллизация пород, закупорка флюидопроводников и последующее образование прототрещин), а с другой, — пересыщенностью флюидов минералообразующими компонентами. Появление прототрещин в частично консолидированном интрузиве явилось причиной резкого падения давления летучих и скачкообразного понижения температуры (переохлаждения) флюидов на фоне еще достаточно высоких температур. Дендритовидная форма кристаллов отражает неравновесные условия кристаллизации, при которых направленность роста кристаллов (снизу вверх) определяется летучестью флюидов, пересыщенностью компонентами вблизи поверхности растущего кристалла и фронтом переохлаждения впереди него. Пироксеновая специфика дендритовидных продуктов кристаллизации, вероятно, объясняется известным из экспериментальных данных состоянием системы диопсид — анортит при высоком давлении водяного пара, которое приводит к сдвигу эвтектики в сторону анортита и тем самым способствует первоначальной кристаллизации диопсида. Дополнительными факторами служили пересыщение флюидов минералообразующими компонентами и резкое их переохлаждение (в интервале довольно высоких температур), которое, как будет показано дальше, приводит к предпочтительной кристаллизации пироксенов.

Температура кристаллизации мегакристаллов, по-видимому, близка к таковой при образовании клинопироксенов из основных пегматитов дифференцированных интрузий, кристаллизация которых, по данным Е. Н. Булгаковой, осуществлялась в диапазоне от 1140—1180 до 1270—1280°C (Рябов, Золотухин, 1977).

Дендриты клинопироксена из Микчандского дифференцированного покрова были изучены Д. А. Додиним и В. С. Голубковым (1971). Эти авторы рассматривают механизм формирования покрова и субпластовые прослои с дендритами клинопироксена как единый одноактный процесс. Магматический расплав, как они считают, в результате протогравитации обогащался кристаллами клинопироксена и в меньшей степени — оливины. По мере излияния магмы на поверхность и образования миндалекаменных зон, обогащенных летучими, формирование по-

кровы осуществлялось в условиях закрытой системы при несколько возрастающем парциальном давлении кислорода. Возникновение прослоев с дендритами клинопироксена в базальтах эти авторы склонны объяснять расслоением лавы, уже содержащей отдельные кристаллы клинопироксена в процессе ее движения к поверхности. К сожалению, материалы статьи довольно ограничены и не раскрывают всей специфики становления покрова. Недостаточно раскрыто содержание понятия «закрытой системы» в излившемся лавовом покрове, непонятно, как обогащается расплав протокристаллами клинопироксена, когда их проявления свидетельствуют о формах роста, а не накопления.

Имеющийся в нашем распоряжении материал дает основания говорить о несколько ином механизме формирования дифференцированного покрова, детализировать некоторые моменты. Следует оговориться, что предлагаемая схема становления покрова является рабочей гипотезой и при появлении новых данных может быть уточнена и дополнена.

В связи с вышеизложенным возникают два основных вопроса: 1) чем обусловлен специфический состав Микчандского покрова (в первую очередь, почему повышены концентрации SiO_2 и CaO)⁴? 2) чем вызваны высокие содержания пироксенов в породах и экзотические формы их проявления? Пикритовые базальты в Норильском районе широко распространены, однако подобные Микчандскому покрову проявления этих пород известны пока в единственном случае. Поэтому не без основания можно предполагать и специфические условия их образования.

Своеобразие исходного расплава Микчандского покрова можно легко объяснить частичной гибридизацией магмы пикритовых базальтов за счет ассимиляции некоторого количества терригенных и сульфатоносных пород по мере подъема ее к поверхности. Однако нам больше импонирует другой вариант, учитывающий возможные особенности механизма кристаллизационной и динамической дифференциации магмы пикритовых базальтов без привлечения дополнительных источников вещества, поскольку явления контаминации в целом по району для пикритовых базальтов, по-видимому, не характерны. Предлагаемый нами механизм не исключает некоторых допущений и сводится к следующему.

Поднимающаяся по подводящему каналу магма пикритовых базальтов имела гетерогенный характер с протокристаллами оливина. Химический состав этой магмы, подобно известным в районе проявлениям пикритовых базальтов, являлся недосыщенным кремнеземом и имел низкие содержания кальция и глинозема. Естественно, что, по мере кристаллизации протокристаллов оливина, остаточный интерстиционный расплав обогащался прежде всего SiO_2 , CaO , Al_2O_3 , в общем отвечая известной направленности кристаллизационной дифференциации. При подъеме магмы по жерлу большую роль приобретал тектонический фактор, который способствовал выжиманию остаточной жидкости по типу фильтра-прессинга из «каши» закристаллизованных оливинов. Параллельно осуществлялась динамическая дифференциация, происходящая в процессе и вследствие движения магмы и приводящая к образованию струй расплава различного состава.

Начавшееся в глубинных условиях расслаивание магматического расплава продолжалось и в поверхностных условиях. Основными факторами, определяющими способность расплава к расслаиванию, явля-

⁴ Поскольку мы располагаем информацией о составе потоков пикритовых базальтов (главным образом по анализам наиболее обогащенных оливином разностей пород, а имеются и бедные оливином), то не исключено, что при появлении химических анализов всех типов пород по разрезу покрова и расчете его средневзвешенного состава баланс вещества пикритового и Микчандского покровов будет соизмерим и не потребуются изыскивать причин обогащенности последнего кремнеземом и известью.

ются энергетические и кристаллохимические параметры катионов, в частности их электростатическая сила связи с O_2 , повышение которой активизирует процесс расслаивания (Жунина и др., 1974). По данным этих авторов, энергия, затрачиваемая на расслаивание расплава, значительно меньше необходимой для образования кристаллического зародыша. Наряду с этим расслоение расплава облегчает процесс зарождения, который чаще всего происходит на поверхности раздела жидкостей различного состава и, в то же время, в благоприятных условиях интенсифицирует процесс кристаллизации расплава.

Результаты процессов, способствующих дифференциации магмы, мы видим в неравномерной насыщенности разрезов потоков и покровов пикритовых базальтов оливином, в чередовании обогащенных оливином горизонтов базальтов с бедными и безоливиновыми. Для своеобразных пород Микчандского покрова, бедных протокристаллами оливина, дифференцированное строение исходного расплава отразилось в неравномерной магнезиальности отдельных горизонтов пород.

Учитывая все эти обстоятельства, можно предполагать, что химический состав магмы Микчандского покрова приближается к средневзвешенному составу покровов пикритовых базальтов или несколько обогащенному Mg за счет нераскристаллизовавшегося оливина составу остаточного, интерстиционного расплава («выжимки») дифференцированного ультраосновного расплава со всей спецификой его химизма, о которой говорилось выше. «Кристаллический остаток», получившийся после «отжатия» жидкостного расплава, по-видимому, мог соответствовать или приближаться к составу пикритового долерита из некка Микчандского палеовулкана, имеющего пониженные содержания SiO_2 , CaO , Al_2O_3 и щелочей и повышенное количество MgO (см. рис. 2).

Для выяснения вопроса о преимущественной пироксеновой специфике кристаллизации «пикритового расплава» Микчанды следует обратиться к явлению гетероморфизма, когда при кристаллизации изохимичных расплавов могут получаться породы с различными количественными соотношениями и качественными характеристиками слагающих их минералов. Богатая фактография по этой проблеме содержится в работах по петрургии и в материалах экспериментальных исследований продуктов каменного литья и шлаков. Наиболее важными факторами, влияющими на состав продуктов гетероморфной кристаллизации, являются химизм расплава, пересыщенность его теми или иными минералообразующими компонентами, вязкость, микрогетерогенность, примеси, степень переохлаждения, энергетическая выгода кристаллизации определенных фаз, их энергии активации и т. д. (Рашина и др., 1974). Всех интересующихся мы отсылаем к приведенным источникам. Прокомментируем лишь некоторые результаты изучения продуктов каменного литья и шлаков, необходимые для выяснения специфики кристаллизации пород нашего объекта.

Характерной особенностью продуктов каменного литья является повышение фазовой однородности при более неравновесном ходе процесса кристаллизации. При этом, как правило, возникают метастабильные твердые растворы переменного и часто довольно сложного состава со сравнительно простыми кремнекислородными радикалами, включающими нормативные молекулы, которые в равновесных условиях могли бы участвовать в построении силикатов более сложной внутренней структуры, например образовании сложных пироксенов за счет возможных полевых шпатов (Рашина, 1963).

Большую роль в связи с явлениями гетероморфизма играет Al, который в структуре алюмосиликатов может занимать позиции в четверной и шестерной координациях. Эта двойственность поведения элемента приводит к тому, что при различных условиях кристаллизации

большая или меньшая его часть идет на построение пироксенов, сдвигающая количественную границу между полями кристаллизации плагиоклазов и пироксенов. Примечательно, что при неравновесном охлаждении расплава (т.е. кристаллизации из сильно переохлажденного состояния) происходит предпочтительное проявление большей части алюминия в шестерной координации в пироксенах и сужение поля кристаллизации плагиоклазов, несмотря на то, что «нормативно-расчетное количество плагиоклаза в породе может значительно превышать его модалый состав» (цитируем по Г. А. Рашину, 1963). Таким образом, определенная степень переохлаждения расплава создает благоприятные условия для приспособления нормативного полевошпатового алюминия к более простым кремнекислородным радикалам — целочечным группировкам пироксенов, включающим строительные элементы (миналы типа молекул Чермака — $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$) более сложных силикатов, кристаллизация которых требует преодоления более высокого энергетического барьера.

Немаловажную роль в проявлении тех или иных продуктов гетероморфной кристаллизации играют также и различные энергии активации у силикатов с различной сложностью кристаллического строения. В связи с этим предпочтительная кристаллизация пироксенов в неравновесных условиях обуславливается их меньшей энергией активации по сравнению с плагиоклазом, а при вхождении в пироксены изоморфной примеси $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ энергия активации еще больше уменьшается. Установлено также (Рашин, 1963), что пироксены при переохлаждении расплава имеют более широкий температурный диапазон кристаллизации (340°) по сравнению с плагиоклазами ($80\text{—}100^\circ$). Такие температурные области кристаллизации минералов способствуют тому, что кинетические препятствия для выделения плагиоклаза из базальтового расплава в условиях резких переохлаждений значительно возрастают, а более-менее равновесная кристаллизация пироксена и плагиоклаза возможна только в случаях небольших переохлаждений.

Можно предполагать, что широкое развитие пироксенов в Микчандском покрове явилось результатом гетероморфной кристаллизации перегретой жидкостной магмы, претерпевшей переохлаждение при излиянии на поверхность. С этих позиций объясняется и повышенная по сравнению с пикритовыми базальтами глиноземистость клинопироксенов Микчанды.

Из экспериментов по выращиванию кристаллов известен один из основных факторов, управляющих механизмом роста, — градиент концентрации компонентов вблизи поверхности растущего кристалла. Очень высокое пересыщение раствора (расплава) минералообразующими компонентами иногда приводит к самопроизвольному образованию множества зародышевых центров кристаллизации, но ни один из них не сможет вырасти в большой кристалл (Гордон Смит, 1968). Примером тому служат мелкоочковые базальты, кристаллизующиеся из пересыщенного MgO и SiO_2 расплава. При кристаллизации крупноочковых базальтов в расплаве уже существовали затравки оливина, в связи с чем не требовалось дополнительных затрат энергии на зародышеобразование, и — учитывая несколько меньшую пересыщенность расплава MgO и SiO_2 наряду с повышенными содержаниями CaO и Al_2O_3 — происходило обрастание затравок с образованием сферокристаллов, которые росли до сравнительно крупных размеров. Иное положение существовало в гомогенных жидкостных струях, не имеющих протокристаллов и затравок оливина и не обладающих достаточной для самопроизвольного зародышеобразования пересыщенностью. Зарождение центров кристаллизации в таких горизонтах происходило на поверхностях раздела расслоенной системы, на границах струй различного состава. Сами жидкостные горизонты в результате диффузии

и дифференциации имели некоторое пересыщение минералообразующими компонентами, в частности Mg, в пограничных зонах. Здесь создавалось положение, когда на границе зародышевого кристалла в расплаве постоянно поддерживалась оптимальная степень пересыщения, необходимая для непрерывного роста крупного кристалла.

Рост кристаллов сопряжен с обеднением прилегающей к нему части расплава строительными компонентами. Кристалл стремится продвигаться в расплав, поскольку необходимый для его роста материал не успевает достаточно быстро приблизиться к его поверхности (Гордон Смит, 1968). «Ненужные» для постройки дендрита вещества остаются и накапливаются в расплаве. В прослоях базальта с дендритами в Микчандском покрове таким остаточным расплавом является лейкократизированный базальт — заполнитель дендритового каркаса, закристаллизация которого происходила в заключительные этапы формирования дендритов.

Наибольшая концентрация необходимого для постройки кристалла вещества, как известно, находится у его острых вершин, меньшая — у ребер и минимальная — у граней. Поэтому в зависимости от концентрации строительных компонентов можно ожидать различную форму роста кристаллов: игольчатую, когда преобладает рост вершин, перистую — при заполнении также и ребер, скелетную — при скорости роста вершин и ребер, секториальную, когда дополнительно происходит существенное заполнение и граней, и, наконец, совершенные дендриты с равномерным заполнением ребер и граней (Гордон Смит, 1968). Поперечные сечения дендритов Микчанды имеют звездчатую (секториальную) и изометричную формы, соответствующие двум последним типам и свидетельствующие о наиболее благоприятных режимах кристаллизации.

Проведенные опыты по гомогенизации расплавных включений в дендритах Микчанды позволили установить кристаллизацию клинопироксенов при температурах 1230—1240°C. Судя по экспериментальным данным, скорость роста кристаллов пироксена при этих температурах довольно высока и при прочих благоприятных условиях может достигать 1—1,5 мм в сутки. Кроме того, известно (Жунина и др., 1974), что добавки Cr_2O_3 в количестве 0,4—1,2% при каменном литье стимулируют активную кристаллизацию пироксена из расплава. При данных обстоятельствах микчандские дендриты могли выкристаллизоваться за сравнительно короткое время.

ВЫВОДЫ

Кристаллизация дендритовидных мегакристаллов клинопироксена в интрузивных траппах осуществлялась на заключительных стадиях магматического процесса под действием флюидов. Основными факторами при этом являлись высокое давление воды, резкое падение температуры и пересыщение флюидов минералообразующими компонентами пироксенов.

Микчандский покров формировался из магматического расплава, по составу приближающегося к химизму покровов пикритовых базальтов Норильского района. В результате динамической и кристаллизационной дифференциации магма Микчандского покрова представляла собой расслоенный гетерогенный расплав, состоящий из струй переменного состава, о чем свидетельствует строение покрова в виде ритмов. По сравнению с пикритовыми базальтами, магма Микчандского покрова имела высокоэнергизированное более жидкое состояние, обусловленное нахождением его в близжерловой зоне палеовулкана.

Резкая смена термодинамической обстановки в приповерхностных

условиях послужила началом неравновесной (о чем говорит уже морфология кристаллов, проявленная в дендритах и сферолитах) кристаллизации расплава. Расслоенное строение лавового покрова Микчанды предопределило различный характер кристаллизующихся пород. В пересыщенных MgO и SiO_2 струях расплава происходила спонтанная кристаллизация ортопироксена и, меньше, — клинопироксена с формированием горизонта мелкоочковых базальтов. В обогащенных глиноземом и известью струях, имеющих затравки оливина, преобладала кристаллизация клинопироксена в виде сферокристаллов с образованием крупноочковых базальтов. В пограничных зонах струй различного состава, на поверхностях их раздела создавались благоприятные условия для роста крупных дендритовидных кристаллов.

Переменное количество прослоев базальта с дендритами в разрезе Микчандского покрова связано со сложнодифференцированным его строением и определяется числом магматических струй различного состава, а ровные субпластовые плоскости ограничения прослоев с дендритами вызваны «этажным» расположением магматических струй и равномерным распространением фронта диффузии в пограничных зонах струй различного состава, обусловившим мощность прослоев.

Основными факторами в формировании фазового состава продуктов гетероморфной кристаллизации явились переохлаждение расплава и его пересыщение определенными минералообразующими компонентами. В создавшихся условиях энергетически выгодной была кристаллизация относительно простых по структуре цепочечных группировок пироксенов, имеющих также и сравнительно низкие энергии активации, причем высокая неравновесность процесса способствовала формированию пород с повышенной фазовой однородностью. Последнее, в частности, достигалось использованием в структуре пироксенов нормативных полевошпатовых компонентов в виде молекул Чермака, что и обусловило повышенную глиноземистость клинопироксенов Микчанды.

Авторы пользуются случаем выразить свою признательность и благодарность старшему научному сотруднику В. В. Золотухину за постоянный интерес к проводимым исследованиям, а также за полезные советы и рекомендации при подготовке рукописи к печати.

ЛИТЕРАТУРА

Архипова А. И., Начинкин Н. Г. Нижне-Фокинская дифференцированная интрузия на западной окраине Норильского плато. — Учен. зап. НИИГА. Регион. геол., 1964, вып. 3.

Васильев Ю. Р. Хромистый клинопироксен из Нижне-Фокинской трапповой интрузии (северо-запад Сибирской платформы). — Геол. и геофиз., 1970, № 6, с. 130—134.

Гордон Смит Ф. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968. 476 с.

Додин Д. А., Голубков В. С. О дифференцированном покрове базальтов на северо-западе Сибирской платформы (Норильский район). — Докл. АН СССР, 1971, т. 108, № 2, с. 403—406.

Додин Д. А., Ленькин Е. Н. К вопросу о классификации эффузивных пород формации сибирских траппов (на примере северо-западной части Сибирской платформы). — Учен. зап. НИИГА. Регион. геол., 1964, вып. 4, с. 18—36.

Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования трапповых интрузий. М., «Наука», 1964. 192 с.

Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск, «Наука», 1975. 436 с.

Жунина Л. А., Кузьменков И. И., Яглов В. Н. Пироксеновые ситаллы. Минск, изд. БГУ, 1974. 222 с.

Иванов М. К., Иванова Т. К., Тарасов А. В., Шатков В. А. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск-I, Норильск-II, горы Черной). — В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 197—304. (Труды НИИГА, т. 167).

Немененок Т. И. Эксплозивный магматизм.— В кн.: Петрология и перспективы рудоносности дифференцированных интрузий севера Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука» (в печати).

Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 3, с. 20—37.

Рашин Г. А. Гетероморфизм и неравновесные состояния минералообразования при кристаллизации базальтовых расплавов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 9, с. 18—34.

Рябов В. В. Плагноклазы и клинопироксены расслоенных трапповых интрузий как индикаторы дифференциации магматического расплава.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 219, № 1, с. 197—200.

Рябов В. В., Золотухин В. В. Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск, «Наука», 1977. 392 с.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970. 552 с.
Irving A. J. Megacrysts from the newer basalts and other basaltic rocks of southeastern Australia.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1974, v. 85, № 10, p. 1503—1514.

Preston J. A. Columnar Growth of Dendritic Pyroxene.— «Geol. mag.», 1966, v. 103, № 6, 548—558.

Ф. П. Леснов, Е. М. Крестин

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ГАББРОИДОВ КУРСКО-ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (СМОРОДИНСКИЙ И СВЕТЛОДУНАЙСКИЙ УЧАСТКИ)

В фундаменте Курско-Воронежского кристаллического массива под мощным осадочным чехлом (до 250 м) при бурении выявлены разнообразные по возрасту, составу и металлогении интрузивные породы: перидотиты, габбро-нориты, габбро-долериты и некоторые другие (Крестин и др., 1969; Крестин, Быкова, 1971). Габброидные породы отличаются хорошей сохранностью минералов, что позволяет изучить их более детально. Прежде, чем перейти к результатам изучения породообразующих минералов габбро-норитов и габбро-долеритов из Смородинского и Светлодунайского участков массива, кратко охарактеризуем их геологическое строение.

Смородинский участок. Расположен в 50 км к северу от г. Курска (рис. 1). В его пределах обнаружены перидотиты, габбро-нориты, габбро-долериты и гранитоиды, слагающие самостоятельные тела. Их пространственное распределение контролируется Троснянско-Бобрововдворским региональным разломом, пересекающим толщу биотитовых плагиогнейсов и амфиболовых кристаллических сланцев обоянской серии нижнего архея.

Перидотиты (жидеевский комплекс) являются наиболее древними интрузивными породами этого участка. Они слагают удлиненное тело шириной до 1 км и длиной более 8 км, которое своим юго-восточным флангом располагается среди пород обоянской серии, уходя за пределы участка. Северо-западная часть тела представляет собой крупный ксенолит, заключенный среди интрузива более молодых габбро-долеритов. На юго-восточном его фланге среди перидотитов встречаются линзовидной формы блоки пород обоянской серии. Вдоль контактов с габброидами перидотиты рассланцованы.

В составе гипербазитового тела преобладают серпентинизированные гарцбургиты, часто переходящие в серпентиниты. В породах в различных количественных соотношениях представлены оливин (Fa—10%), ортопироксен (Fs—17%), серпентин и амфибол (актинолит). Амфиболитизация наиболее интенсивно развита вблизи контактов с габброидами. Здесь же наблюдаются оталькованные и карбонатизирован-

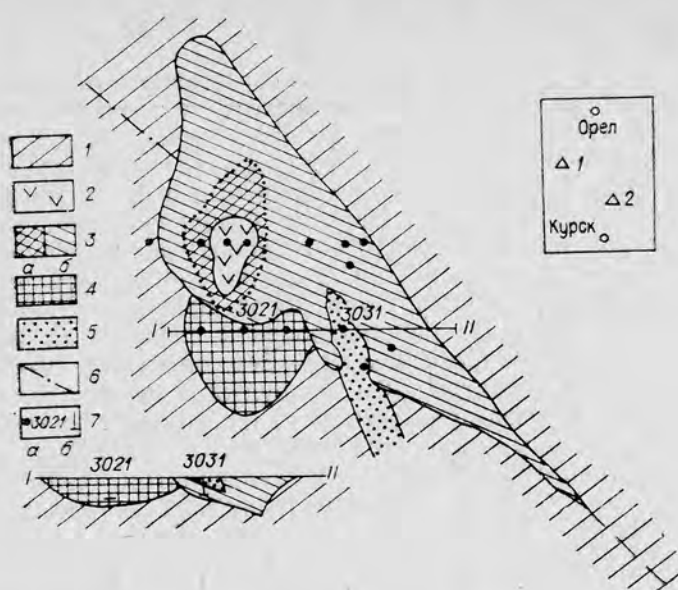


Рис. 1. Геологическое строение Смородинского участка (во врезке схема расположения участков: 2 — Смородинский, 1 — Светлодунайский).

1 — биотитовые плагиогнейсы, амфиболовые кристаллические сланцы (обоянская серия); 2 — габбро-диабазы (стойло-николаевский комплекс); 3 — габбро-пегматиты (а), оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты (б) (смородинский комплекс); 4 — габбро-нориты (малоархангельский комплекс); 5 — гарцбургиты серпентинизированные и серпентиниты (жидеевский комплекс); 6 — Тросиянско-Боброводворский региональный разлом; 7 — буровые скважины на плане (а) и на разрезе (б).

ные разности гипербазитов. В качестве аксессуаров описываемые породы содержат пирротин, пентландит, магнетит. Важно отметить, что в теле гипербазитов присутствуют отдельные маломощные жилы и шпилы крупнозернистых оливиновых бронзититов.

Габбро-нориты (малоархангельский комплекс) слагают неправильной формы тело размером $3 \times 4,5$ км, которое внедрилось в толщу пород обоянской серии и залегающие среди последних гипербазиты. Впоследствии габбро-нориты были прорваны интрузивом габбро-долеритов. Судя по геофизическим данным, нижний контакт тела габбро-норитов относится к глубине порядка 600 м от поверхности фундамента и имеет пологое залегание. В краевых частях интрузива встречаются ксенолиты гнейсов, сланцев и гипербазитов, а сами габбро-нориты секутся дайками габбро-долеритов и аплитовидных гранитов. В пределах всего тела габбро-нориты выдержаны по структуре и количественно-минеральному составу, лишь иногда в верхней части интрузива наблюдаются пегматоидные разности пород. Местами заметна трахитоидность габбро-норитов, ориентированная под углом $10-20^\circ$ к горизонту. Почти повсеместно габбро-нориты характеризуются очень слабой эпигенетической измененностью минералов, которые представлены (в %) плагиоклазом (67—72), клинопироксеном (6—22), ортопироксеном (11—20), биотитом (0—3), апатитом и рудными. В отдельных случаях встречается роговая обманка в количестве до нескольких процентов, развивающаяся по пироксенам. Характерно, что оливин в габбро-норитах нигде не был обнаружен. Вдоль контактов с прорывающими телами габбро-долеритов и гранитоидов габбро-нориты интенсивно амфиболизированы и хлоритизированы.

Габбро-долериты (смородинский комплекс) составляют относительно крупное интрузивное тело ($15 \times 0,3-4,5$ км), имеющее в плане каплевидную форму. Мощность интрузии составляет 450—600 м. Она залегает вдоль Троснянско-Боброводворского разлома, интрузируя породы обоянской серии, гипербазиты и габбро-нориты. Интрузив габбро-долеритов неоднороден по составу. В его нижних и центральных частях преобладают оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты, сменяющиеся вверх по разрезу интрузива безоливиновыми разностями габбро-долеритов. Верхние горизонты сложены габбро пегматоидными, нормальными и кварцсодержащими, а также гибридными разностями, переходными к диоритам. Структура пород пойкилоофитовая, офитовая, реже габбро-офитовая. Габбро-долериты сложены (в %) плагиоклазом (55—74), клинопироксеном (11—31), оливином (0—20), ортопироксеном (0—9), биотитом (0—4), рудными минералами (1—4). Изредка в верхах разреза присутствует кварц, а также апатит. Рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом, пирротинном, халькопиритом, пентландитом, кубанитом и валлериитом. Есть основания предполагать, что габбро-долериты смородинского комплекса по целому ряду признаков сопоставимы с траппами Сибирской платформы (Крестин, 1974).

Габбро-диабазы (стойло-никалаевский комплекс) составляют небольшой участок кровли интрузива габбро-долеритов. Эти породы сильно брекчированы и сцементированы микродолеритовым цементом.

Таким образом, в пределах описываемого участка выделяется несколько последовательно сформировавшихся тел магматогенных глубинных пород, внедрившихся в метаморфическую раму. Первое из них, сложенное гипербазитами, по-видимому, представляет собой субвертикальную пластинообразную протрузию, внедрившуюся в породы рамы в твердом состоянии в результате тектонических движений. Второе, сложенное габбро-норитами, является типичным интрузивом пологого залегания, корневая часть которого, вероятно, уничтожена более поздними габбро-долеритами. Разновозрастность ультраосновных пород и ассоциирующих с ними в пространстве габбро-норитов здесь вполне очевидна. Этот факт имеет важное значение для понимания взаимоотношения ультраосновных и основных пород в сложных базит-гипербазитовых плутонах, в том числе и никеленосных, которые в большом количестве обнаружены в различных частях Курско-Воронежского кристаллического массива (Чернышов, 1971; Лихачев и др., 1974).

Расплав, сформировавший тело габбро-норитов, кристаллизовался на достаточно большой глубине, на что указывают массивная текстура, габбровая структура этих пород, а также очень слабое развитие зон закалки в краевых частях габбро-норитового интрузива. Наконец, третье интрузивное тело, сложенное габбро-долеритами, является наиболее поздним по времени внедрения. Сформировавший его расплав по сравнению с предыдущим кристаллизовался в более гипабиссальных условиях. Об этом свидетельствуют габбро-офитовые и офитовые структуры этих пород, а также значительные мощности зон закалки в интрузивах. Гипабиссальные условия кристаллизации пород смородинского комплекса могли быть обусловлены процессами интенсивной эрозии, которые имели место после внедрения габбро-норитов и предшествовали внедрению габбро-долеритов.

Светлодунайский участок. Расположен в 60 км к северо-западу от предыдущего, на продолжении Троснянско-Боброводворского разлома (см. рис. 1). Здесь под осадочным чехлом скважинами вскрыты метаморфические породы курской серии, среди которых залегают интрузивные тела габбро-долеритов и гранодиоритов (рис. 2). Курская серия представлена метапесчаниками, филлитовидными сланцами и железистыми кварцитами.

Габбро-долериты (смородинский комплекс) составляют небольшой (1,1×1,2 км) подковообразной формы интрузив мощностью около 250 м, который с глубиной переходит в полого залегающую дайку, залечивающую разлом. В эндоконтактовых частях интрузива отмечены зоны закалики, а породы курской серии (железистые кварциты) вблизи интрузива интенсивно перекристаллизованы. По данным определения калий-аргоновым методом по плагиоклазам возраст габбро-долеритов составил 1810 ± 50 млн. лет, что соответствует среднему протерозою (Крестин и др., 1972). Среди габбро-долеритов преобладают оливинсодержащие и оливиновые разновидности. В верхней части разреза встречаются шилеры и горизонты оливиновых и нормальных габбро, кварцсодержащих габбро и габбро-пегматитов. Апофизы интрузива, залегающие среди пород курской серии, сложены микродолеритами и порфиритами. В целом этот интрузив по составу и строению подобен телу габбро-долеритов Смородинского участка.

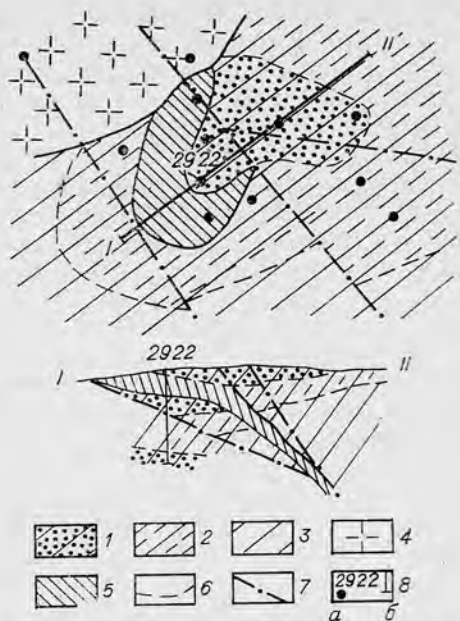


Рис. 2. Схема геологического строения Светлодунского участка.

Курская серия: 1 — железистые кварциты; 2 — филлитовидные сланцы, 3 — метапесчаники, 4 — диориты и гранодиориты (стойло-николаевский комплекс); 5 — оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты; габбро и кварцсодержащие габбро (смородинский комплекс); 6 — границы фациальных разновидностей пород курской серии; 7 — разрывные тектонические нарушения; 8 — буровые скважины на плане (а) и на разрезе (б).

Породообразующие минералы. Исследование состава и свойств породообразующих минералов с помощью наиболее современных методов способствует решению актуальных проблем петрологии базит-гипербазитовых ассоциаций. В последние годы нами получены такие данные для целого ряда плутонов, расположенных в пределах Чукотки и Корякии (Пинус и др., 1973; Леснов и др., 1973), Забайкалья (Леснов, Прудовский, 1976), Кузнецкого Алатау (Леснов и др., 1976).

Породообразующие минералы габброидов Курско-Воронежского кристаллического массива в пределах описанных выше участков к настоящему времени обследованы главным образом с помощью оптических методов. Детально изучены серии образцов плагиоклазов, клинопироксенов, ортопироксенов и амфиболов из габбро-норитов и габбро-долеритов с помощью химического, рентгенометрического, рентгеноспектрального, количественного спектрального и термического методов.

Плагиоклаз. Этот минерал наиболее распространен в изученных породах. В габбро-норитах он представлен в виде полисинтетически сдвойникованных, изометричных кристаллов размером 0,5—2,0 мм, не обнаруживающих под микроскопом зонального строения. Судя по оптическим определениям, в этом плагиоклазе содержится 40—56% анортитового компонента. В габбро-долеритах плагиоклаз представлен в двух генерациях, не равных по содержанию в породе. К первой из них отнесены немногочисленные (0—5%) протокристаллы в виде короткопризматических выделений размерами 2—3 мм, обнаруживающих расплывчато-зональное строение. В них преобладают простые двойники. По оптическим определениям этот плагиоклаз содержит 60—75%

анортитового компонента. Преобладающая часть в габбро-долеритах представлена плагиоклазом второй генерации, который образует незональные, полисинтетически сдвойникованные лейсты размером 0,05—0,3×0,5—2,0 мм. Состав этого плагиоклаза соответствует 40—50% анортитового компонента.

Детально было исследовано три образца плагиоклазов из габбро-норитов и пять — из габбро-долеритов. Химический анализ (табл. 1) показал, что плагиоклазы из габбро-норитов беднее Са, К, окисным и закисным железом по сравнению с плагиоклазами габбро-долеритов и богаче их Na. Согласно пересчетам данных анализа на миналы, в пла-

Химический состав плагиоклазов, вес. %

Таблица I

Компонент	№ образца							
	61	62	63	64	65	66	67	68
SiO ₂	55,2	53,6	53,9	53,6	53,8	54,4	53,3	53,8
TiO ₂	0,04	0,08	0,09	0,05	0,05	0,06	0,07	0,09
Al ₂ O ₃	27,7	29,0	28,7	28,7	28,1	27,6	28,8	27,6
Fe ₂ O ₃	0,13	0,28	0,17	Не обн.	0,26	0,26	0,19	0,04
FeO	0,21	0,36	0,36	1,29	0,54	0,54	0,50	0,72
MnO	Сл.	0,004	0,005	0,01	0,01	0,007	0,007	0,014
MgO	Не обн.	0,48	Не обн.	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,16
CaO	10,5	11,4	10,9	11,03	11,9	11,4	11,4	11,4
Na ₂ O	5,10	4,74	4,90	4,12	4,12	4,24	4,50	4,0
K ₂ O	0,63	0,28	0,51	0,54	0,60	0,80	0,80	1,20
H ₂ O ⁻	0,20	0,10	0,40	0,20	0,20	0,20	0,10	0,30
П.п.п	0,40	0,30	0,10	0,20	0,20	0,20	0,20	0,30
Сумма	100,11	100,62	100,03	100,64	99,78	99,71	99,87	99,62

Количество ионов в пересчете на 32 (0)

Si	10,001	9,702	9,813	9,742	9,818	9,928	9,734	9,876
Ti	0,010	0,022	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011	0,011
Al	5,927	6,178	6,148	6,138	6,055	5,946	6,189	5,981
Fe ³⁺	0,022	0,044	0,066	—	0,044	0,044	0,022	—
Fe ²⁺	0,033	0,054	0,055	0,197	0,077	0,077	0,077	0,110
Mg	—	0,120	—	—	—	—	—	0,044
Ca	2,037	2,208	2,122	2,315	2,326	2,227	2,228	2,240
Na	1,787	1,657	1,729	1,442	1,448	1,492	1,602	1,434
K	0,131	0,065	0,109	0,109	0,132	0,093	0,176	0,287
An	51,5	56,2	53,6	59,9	59,5	58,4	55,6	56,6
Ab	45,2	42,2	43,7	37,3	37,1	39,1	40,0	36,2
Or	3,3	1,6	2,7	2,8	3,4	2,5	4,4	7,2
Si : Al	1,69	1,57	1,60	1,59	1,62	1,67	1,57	1,65
Z	15,960	15,946	16,038	15,891	15,929	15,929	15,956	15,868
X	3,988	4,104	4,015	4,063	3,983	3,889	4,083	4,115

Примечание. Смородинский участок. Скви. 3021: 61 — габбро-норит, содержащий розовую обманку (гл. 359 м); 62 — габбро-норит (гл. 478,5 м); 63 — габбро-норит, содержащий розовую обманку (гл. 692,9 м). Скви. 3031: 64 — оливиновый габбро-долерит (гл. 497,5 м). Светлодунский участок. Скви. 2922: 65 — оливиновое габбро (гл. 333,6 м); 66 — габбро (гл. 337,2 м); 67 — габбро кварцсодержащее (гл. 342 м); 68 — оливинсодержащий габбро-долерит (гл. 346 м). Аналитик Э. С. Гулецкая.

гиоклазах габбро-норитов содержится в среднем 53,8% анортитового компонента, а в плагиоклазах габбро-долеритов — 58,0%. Следует отметить, что основность плагиоклазов из габбро-долеритов, по данным химического анализа, вероятно, несколько повышена вследствие усреднения содержания компонентов по индивидам первой и второй генераций.

Микроскопические наблюдения, а также термический анализ (аналитик Т. А. Корнева) свидетельствуют об очень незначительной эпигенетической измененности проанализированных образцов плагиоклаза. Потери веса при термическом анализе составили всего 0,6—0,8 вес.%. Вместе с тем термический анализ позволил определить фазовый состав тонкодисперсных продуктов изменения плагиоклазов. При этом были диагностированы гидрослюда и томсонит. Присутствие этих минералов было подтверждено рентгенометрическим анализом (табл. 2). Последний позволил также сравнить плагиоклазы габбро-норитов и габбро-долеритов по степени упорядоченности структуры. Для этого мы воспользовались методом измерения угловых расстояний на дифрактограммах между соответствующими отражениями (Леснов и др., 1975). Более высокой упорядоченности плагиоклазов из габбро-норитов соответствуют более низкие значения для отражений (132) и более высокие значения для отражений (242). Эти данные согласуются с представлением об образующихся глубже по сравнению с габбро-долеритами условиях кристаллизации габбро-норитов.

Существенные различия между плагиоклазами габбро-норитов и габбро-долеритов были обнаружены также при изучении распределения в них элементов-примесей (табл. 3). Было установлено, что плагиоклазы из габбро-норитов более богаты Ba, Sr, Ni и Cr, меньше содержания Mg, Cu, Zr и, особенно, Fe по сравнению с плагиоклазами габбро-долеритов. Различия в содержаниях Sr, а также зависимость последних от содержаний анортитового компонента приводятся (рис. 3). Существенное повышение содержания Fe в плагиоклазах габбро-долеритов, как можно предполагать, обусловлено более высокими скоростями их кристаллизации в результате формирования этих пород в гипабиссальных условиях.

Таким образом, сравнительное изучение состава и структурного состояния плагиоклазов из двух пространственно сближенных, но различающихся по условиям формирования типов габброидов позволило обнаружить ряд типоморфных особенностей этого минерала, которые могут быть использованы при петрологических построениях. Особый интерес представляют различия по элементам-примесям.

Клинопироксен. В габбро-норитах образует субидiomорфные короткопризматические зерна, которые по оптическим определениям

Таблица 2

Результаты рентгенометрического анализа плагиоклазов

Параметр	№ образца							
	61	62	63	64	65	66	67	68
20°(132—132)	1,86	1,79	1,76	1,98	1,97	2,00	1,98	1,94
20°(242—242)	+0,46	+0,43	+0,34	+0,2	+0,2	+0,2	+0,2	+0,32
Примесные фазы	Гидро- слюда	Гидро- слюда	—	Гидро- слюда	—	—	Гидро- слюда, томсо- нит	—

Примечание. Условия съемки: дифрактометр УРС-50 ИМ, излучение медное, фильтр никелевый, 10 мА, 37 кВ. Аналитик Л. М. Кривопуцкая.

Содержание элементов-примесей в плагиоклазах, г/г

Элемент	№ образца							
	61	62	63	64	65	66	67	68
<i>По данным количественного спектрального анализа</i>								
Mn	55	58	58	90	80	80	75	80
Ti	52	52	50	42	45	47	48	52
Cu	15	12	7	25	18	20	13	50
Zr	15	16	16	40	22	25	22	40
Ba	460	460	440	310	300	270	220	360
Sr	730	520	700	300	350	350	300	330
Cr	4	5	3	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Ni	7	8	6	8	5	5	5	5
Pb	11	7	6	7	7	9	7	8
Sn	13	12	12	12	13	12	12	13
V	6	6	5	7	7	6	8	7
B	10	6	9	7	7	8	9	9

По данным рентгеноспектрального анализа

Fe	300	1700	900	2500	3500	3400	3200	4300
----	-----	------	-----	------	------	------	------	------

Примечание. Количественный спектральный анализ — аналитик В. И. Симонова. Рентгеноспектральный анализ (выполнен на рентгеновском микроанализаторе MS-46 «Камека») — аналитик В. Н. Королук.

($Ng=1,689$, $Np=1,675$, $+2V=48^\circ$) имеют следующий состав: $En=56-58$, $Wo=36-40$, $Fs=4-6$. В габбро-долеритах клинопироксен представлен ксеноморфными выделениями размером до 1,2 мм, которые, судя по оптическим константам ($Ng=1,700-1,704$, $Np=1,684-1,689$, $+2V=39-44^\circ$), отличаются по составу от клинопироксенов из габбро-норитов: $En=48-56$, $Wo=33-38$, $Fs=8-19$. Клинпироксен в габбро-долеритах часто содержит пойкилитовые включения плагиоклаза. По данным химических анализов (табл. 4), клинопироксены из габбро-долеритов должны быть отнесены к авгитам (Гинзбург, 1970). Характерно, что при этом все образцы оказались более железистыми, чем это было определено по диаграммам оптические свойства — состав. Вместе с тем между отдельными образцами имеются отличия. Так, авгит из оливинового габбро-долерита Смородинского участка более богат энстатитовым компонентом по сравнению с авгитами Светлодунского участка, а в авгите из кварцсодержащего габбро того же участка содержание Si, Na и закисного железа было наиболее низким.

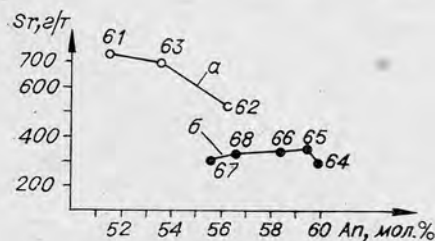


Рис. 3. Распределение Sr в плагиоклазах из габбро-норитов малоархангельского (а) и габброидов смородинского (б) комплексов. Цифры около точек соответствуют номерам анализов в табл. 3.

В последнем образце, кроме того, установлены наиболее высокие содержания Ca, окисного железа и Al^{VI} . По сравнению со средним составом клинопироксенов трапповой формации (Добрецов и др., 1971) исследованные клинопироксены богаче Si, Mg, закисным железом и беднее Ca и Al^{VI} . Соответственно эти клинопироксены богаче энстатитовым компонентом и беднее — волластонитовым.

Ортопироксен. В габбро-норитах представлен идиоморфными

Химический состав фемических минералов, вес. %.

Компонент	№ образца							
	64-0	64	66	67	68	62	63	61
SiO ₂	36,28	51,2	50,8	50,5	50,7	52,7	52,4	51,3
TiO ₂	Не опр.	0,67	0,70	0,63	0,70	0,45	0,41	0,60
Al ₂ O ₃	»	4,72	2,90	2,80	3,35	2,00	1,80	6,4
Fe ₂ O ₃	»	0,93	1,33	3,07	0,26	6,02	5,63	1,52
FeO	40,21	10,86	11,13	9,36	13,13	13,66	13,52	12,13
MnO	Не опр.	0,23	0,19	0,22	0,26	0,20	0,20	0,09
MgO	22,65	14,96	14,90	14,60	14,07	21,07	22,93	15,54
CaO	0,13	14,29	15,49	17,69	15,99	1,91	1,79	9,42
Na ₂ O	Не опр.	0,68	0,44	0,40	0,48	0,10	0,14	0,68
K ₂ O	»	0,08	0,04	0,04	0,08	0,06	0,09	0,22
H ₂ O	»	0,04	Не обн.	0,16	Не обн.	Не обн.	0,07	Не обн.
П.п.п	»	1,14	1,32	0,80	1,38	1,20	1,04	2,03
Сумма ..	99,27	99,86	99,57	100,47	99,63	99,61	100,07	100,04

Результаты расчета кристаллохимических формул

Si	1,036	1,916	1,930	1,901	1,917	1,951	1,926	7,354
Al ^{IV}	—	0,084	0,070	0,099	0,083	0,049	0,074	0,646
Al ^{VI}	—	0,123	0,058	0,023	0,066	0,040	0,005	0,439
Ti	—	0,020	0,021	0,018	0,020	0,027	0,011	0,138
Fe ³⁺	—	0,027	0,037	0,086	0,009	0,169	0,155	0,465
Mg	0,964	0,834	0,848	0,819	0,795	1,172	1,254	3,315
Fe ²⁺	0,960	0,340	0,354	0,294	0,416	0,423	0,415	1,455
Mn	—	0,007	0,007	0,007	0,009	0,007	0,007	0,003
Ca	0,004	0,573	0,630	0,715	0,647	0,076	0,071	1,447
Na	—	0,049	0,032	0,027	0,032	0,009	0,009	0,189
K	—	0,004	—	—	0,005	0,004	0,004	0,034
(O,OH)	—	—	—	—	—	—	—	1,912
Mg, %	—	47,0	45,4	42,8	42,6	63,7	66,2	—
Fe, %	—	20,7	20,9	19,9	22,8	32,2	30,1	—
Ca, %	—	32,3	33,7	37,3	34,6	4,1	3,7	—
$\frac{Mg \cdot 100}{Mg+Fe+Mn}$	50,1	69,0	68,1	67,9	64,7	66,2	68,5	63,2

Примечание: 64-0 — оливин (кроме того, в анализе NiO — 0,14, микрозанд); 64 — авгит (кроме того, в анализе Li₂O — 0,026); 66 — авгит (кроме того, в анализе P₂O₅ — 0,26; Cr₂O₃ — 0,03; Li₂O — 0,036); 67 — авгит (кроме того, в анализе NiO — 0,020; CaO — 0,006; Cr₂O₃ — 0,16; Li₂O — 0,05); 68 — авгит (кроме того, в анализе P₂O₅ — 0,19; Cr₂O₃ — 0,03; Li₂O — 0,014); 62 — гиперстен (кроме того, в анализе Cr₂O₃ — 0,03; Li₂O — 0,014); 63 — гиперстен (кроме того, в анализе Cr₂O₃ — 0,03; Li₂O — 0,014); 61 — роговая обманка (кроме того, в анализе Cr₂O₃ — 0,10; Li₂O — 0,014). Параметры ячейки роговой обманки (А): $a = 9,81$, $b = 18,08$, $c = 5,32$; $\beta = 105^\circ 24'$.

призматическими кристаллами, корродируемыми клинопироксеном. Содержание его составляет 11—20%. По составу он соответствует магнезиальному гиперстену ($-2V=55-63^\circ$). В габбро-долеритах ортопироксен встречается в небольших количествах и составляет самостоятельные ксеноморфные зерна или оторочку вокруг зерен клинопироксена. Его состав также близок к магнезиальному гиперстену ($-2V=50-52^\circ$).

Химическим анализом изучено два образца ортопироксена из габбро-норитов (см. табл. 4). Согласно расчетам железистости этих образцов, они относятся к магнезиальным разностям гиперстенов. Следует также отметить, что обр. 63 содержит более 0,070 формульной единицы Al и, в связи с этим, может быть определен как алюмогиперстен (Добрецов и др., 1971).

Оливин. В габбро-норитах отсутствует. В габбро-долеритах встречается постоянно в количестве от единичных зерен до 20%. Представлен двумя генерациями. Оливин I— Fa_{12-20} ($\text{Ng}=1,695-1,705$, $\text{Nr}=1,652-1,680$) образует округлые и овальные субидiomорфные прото-кристаллы размером 0,1—0,6 мм, отмечаемые в незначительном количестве только в оливиновых разностях пород. Оливин II слагает крупные ксеноморфные зерна размером 0,6—3 мм, довольно часто содержащие пойкилитовые вроски плагиоклаза. Состав его обычно Fa_{23-40} ($\text{Ng}=1,730-1,750$, $\text{Nr}=1,688-1,712$), редко до Fa_{49-58} ($\text{Ng}=1,772-1,788$, $\text{Nr}=1,730-1,749$). По данным химического анализа (см. табл. 4), железистость оливина составила 50%.

Роговая обманка присутствует в габбро-норитах в качестве второстепенного минерала. Она обычно образует ксеноморфные бледно-бурые выделения, замещающие пироксены. Химический анализ одного из образцов роговой обманки (см. табл. 4) показал, что, как по соотношению Al^{VI} и суммы щелочей, так и по соотношению Al^{VI} и суммы $\text{Ti}+\text{Fe}^{3+}+\text{Al}^{\text{VI}}$, этот образец с уверенностью может быть отнесен к роговым обманкам (Дир и др., 1965, фиг. 71, 72). Сопоставляя с этими данными и расчеты параметра элементарной ячейки для этого образца. Отметим, однако, что образец несколько обеднен Са по сравнению с обыкновенными роговыми обманками, обычно содержащими этот элемент в количестве не менее 1,5 на формульную единицу (Дир и др., 1965). По этому признаку проанализированный образец приближается к эдениту.

Сосуществующие минералы. Среди химически проанализированных минералов имеется четыре пары сосуществующих: две из них клинопироксен—плагиоклаз и две пары плагиоклаз—ортопироксен (см. табл. 1 и 4).

Клинопироксен-плагиоклазовые пары отобраны из трех образцов габброидов Светлодунайского участка (скв. 2922), взятых на незначительном удалении друг от друга, однако отличающихся по своему минеральному составу: обр. 67—кварцсодержащее габбро (гл. 342 м), обр. 66—нормальное габбро (гл. 337,2 м) и обр. 68—оливинсодержащий габбро-долерит (гл. 346,7 м). Кроме того, аналогичная пара проанализирована из одного образца оливиновых габбро-долеритов Смолодинского участка (обр. 64; скв. 3031, гл. 497,5 м). Таким образом, изученные клинопироксен-плагиоклазовые пары характеризуют все основные разновидности пород, слагающие интрузии габбро-долеритов смолодинского комплекса. Общеизвестно, что в дифференцированных трапповых интрузивах наиболее поздними являются кварцсодержащие разности пород, а оливиновые сложены более ранними продуктами кристаллизации при заметной роли продуктов протокристаллизации (плагиоклаза и оливина первой генерации). В связи с этим представляет интерес распределение некоторых компонентов в сосуществующих клинопироксенах и плагиоклазах (табл. 5) из этого ряда пород.

Несмотря на близость общих составов сосуществующих минералов, коэффициенты распределения Al, Са и Na закономерно изменяются от одного парагенезиса к другому, уменьшаясь от кварцевого габбро к нормальному и оливинсодержащим габбро-долеритам, а затем к оливиновому габбро-долериту. Данная закономерность требует дальнейшего изучения на более обширном материале, однако уже сейчас можно достаточно обоснованно говорить о том, что значения рассмат-

Распределение алюминия, кальция и натрия в сосуществующих клинопироксенах и плагиоклазах.

№ образца	Наименование пород	Ап, %	М, %	$K_{Д}^1$	$K_{Д}^2$
67	Габбро кварцсодержаще	55,6	67,9	10,13	18,92
66	Габбро нормальное	58,4	68,1	8,42	13,14
68	Габбро-долерит оливинсодержащий	56,6	64,7	7,41	13,06
64	Габбро-долерит оливиновый	59,9	69,0	4,90	7,28

Примечание. Ап—содержание анортитового компонента в плагиоклазе, М—магнезиальность клинопироксена $[100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})]$, $K_{Д}^1 = [\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na})]_{\text{Пл}} / [\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na})]_{\text{Кпр}}$, $K_{Д}^2 = (\text{Na}/\text{Ca})_{\text{Пл}} / (\text{Na}/\text{Ca})_{\text{Кпр}}$.

риваемых коэффициентов зависят от температуры кристаллизации минералов.

Для пары сосуществующих оливина и клинопироксена из оливинового габбро-долерита (обр. 64) были рассчитаны отношения Fe^{2+}/Mg , равные соответственно 0,996 и 0,408. Такое соотношение значений этого коэффициента вообще характерно для сосуществующих оливинов и клинопироксенов интрузивных пород (Добрецов и др., 1971).

Как отмечалось выше, в габбро-долеритах местами присутствует примесь ортопироксена, обычно оталькованного. Единичные зерна ортопироксена, полностью замещенного тальком, были обнаружены и в обр. 65, клинопироксен из которого проанализирован на микрозонде (SiO_2 —51,92%; TiO_2 —0,34; Al_2O_3 —2,55; FeO —10,78; MnO —0,42; MgO —17,23; CaO —16,96; Na_2O —0,17%). Расчет отношения $\text{Ca}/\text{Ca} + \text{Mg}$ в формульных количествах (0,414) для этого клинопироксена позволил приблизительно оценить температуру кристаллизации габбро-долеритов по геотермометру Дэвиса и Бойда (Davis, Boyd, 1966). Она оказалась равной 1100—1180°C.

По коэффициенту распределения Mg, Fe и Mn в сосуществующих гиперстене и роговой обманке из габбро-норита (обр. 61) рассчитана температура позднемагматической амфиболитизации ортопироксена, которая, согласно диаграмме (Перчук, 1970), равна 850—900°C.

Выполненные исследования показали следующее. Плагиоклазы габбро-норитов малоархангельского комплекса и габброидов из габбро-долеритовых тел смородинского комплекса заметно отличаются по содержанию анортитового компонента, по степени упорядоченности кристаллической структуры, а также содержанию элементов-примесей, таких как Fe, Ba, Sr, Ti, Cr, Ni, Mg, Cu, Zn. Более низкая степень упорядоченности структуры плагиоклазов из габброидов смородинского комплекса и повышенные содержания примеси Fe в них, очевидно, обусловлены меньшей глубиной формирования этих пород по сравнению с габбро-норитами малоархангельского комплекса.

Установлено, что клинопироксены габброидов смородинского комплекса несколько обогащены Si, Mg, закисным железом и обеднены Ca и Al^{IV} по сравнению со средним составом клинопироксенов трапповых формаций. Гиперстены габбро-норитов малоархангельского комплекса содержат повышенные количества глинозема. Это, вероятно, связано со значительной глубиной формирования данных пород. Представляют интерес установленные зависимости между минеральным парагенезисом габброидов смородинского комплекса и коэффициентами распределения Al, Ca и Na в сосуществующих клинопироксенах и плагиоклазах из этих пород. Вероятно, значения коэффициентов коррелируются с температурными условиями образования габброидов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург И. В. Обзор систематики пироксенов.— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука», 1970, с. 5—39.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М., «Мир», 1965. 405 с.
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971. 454 с.
- Крестин Е. М. Потенциальная никеленосность среднепротерозойских траппов Курско-Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Состав и направление исследований по металлогении траппов. Красноярск, 1974, с. 60—62.
- Крестин Е. М., Быкова Т. А. Основные и ультраосновные интрузивные комплексы северо-западной части Курско-Воронежского кристаллического массива.— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1971, № 6, с. 36—44.
- Крестин Е. М., Быкова Т. А., Коржов В. Н. Новый тип основных интрузий на Курско-Воронежском кристаллическом массиве.— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1969, № 10, с. 33—44.
- Крестин Е. М., Шанин Л. Л., Аракелянц М. М. Возраст трапповой формации в кристаллическом фундаменте центральных районов Русской платформы.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 3, с. 677—680.
- Леснов Ф. П., Прудовский Э. Л. Породообразующие минералы базит-гипербазитовых плутонов Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 32—45.
- Леснов Ф. П., Кривошуккая Л. М., Ковалева Л. Т. Исследование плагиоклазов из габброидов базит-гипербазитовых ассоциаций рентгеновскими и ИК-спектральными методами.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 14—28.
- Леснов Ф. П., Пинус Г. В., Велинский В. В. Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1973, с. 44—56. (Труды I Всесоюзн. симпоз.).
- Леснов Ф. П., Пругов В. П., Гулецкая Э. С. О химизме породообразующих плагиоклазов и пироксенов из габброидов Рыбинского плутона (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Лихачев В. А., Симон А. К., Ефанова В. А. Дифференцированные докембрийские базитовые интрузии юго-востока Русской платформы.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., «Наука», 1974, с. 327—339.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970, 391 с.
- Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973. 320 с.
- Чернышев Н. М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж, Изд-во ВГУ, 1971. 312 с.
- Davis B. T. C., Boyd F. R. The join $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites.— «J. Geophys. Res.», 1966, v. 71, p. 3567—3576.

А. А. Меляховецкий

О ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ ОЛИВИНА И ЭНСТАТИТА ГИПЕРБАЗИТОВ БИЛИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА) В СВЯЗИ С ОЦЕНКОЙ ЕЕ УСЛОВИЙ

Пластическая деформация кристаллов оливина впервые была описана Ф. Тернером в 1942 г. в дунитах Новой Зеландии (Raleigh, 1965). К настоящему времени установлено, что оливины с признаками пластической деформации широко распространены в очень многих массивах слабометаморфизованных альпинотипных гипербазитов. В частности, у нас в стране они описаны в массивах Алтае-Саянской складчатой области (Пинус, Колесник, 1966), Северного Урала (Москалева, 1969), Северо-Востока СССР (Агафонов, 1975). Деформированные

оливины известны также в ксенолитах перидотитов из базальтов и из кимберлитов (Mergier, Nicolas, 1975; и др.), в интрузивах типа Мончи (Елисеев и др., 1956) и Стиллуотер (Уэйджер, Браун, 1970) в ультрабазитах Сибирской платформы (Васильев, Золотухин, 1975), в каменных метеоритах (Carter, Raleigh, De Carly, 1968), а в единичных случаях они встречены и в оливин-хлоритовых сланцах Норвегии (Raleigh, 1968) и оливиновых габбро Индийского океана (Engel, Fischer, 1975). Так же широко распространен и деформированный ортопироксен. Признаки пластической деформации в этих минералах нельзя рассматривать в качестве типоморфных для альпинотипных гипербазитов (хотя для выделения метаморфических, обычно недеформированных разновидностей оливина и «первичных» они пригодны). Они тем более не могут служить индикаторами какой-либо одной специфической геологической обстановки. Вместе с тем сейчас, после выполнения ряда экспериментальных работ по изучению механизмов и условий пластической деформации оливина и энстатита, появляется возможность получить некоторое представление об имевших место в природе условиях деформации. Именно оценка условий (прежде всего температуры) деформации гипербазитов Билинского массива является целью этой работы. В нашем случае такая оценка предполагает, во-первых, отыскание тех особенностей деформации, возврата и рекристаллизации оливина и энстатита, которые могут быть интерпретированы, исходя из экспериментальных данных, во-вторых, выяснение отношения указанных процессов к метаморфизму (региональному и локальному) гипербазитов. Последнее необходимо, так как условия протекания этих процессов в присутствии воды и в отсутствии ее могут быть существенно разными и, особенно, потому, что установление природы возврата и рекристаллизации имеет принципиальное значение.

НЕКОТОРЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ ОЛИВИНА И ЭНСТАТИТА¹

С. Рели (Raleigh, 1968) установил, что с повышением температуры и понижением скорости деформации скольжение в оливине в направлении [001] сменяется скольжением по {0K1} [100]. Этот факт был затем подтвержден в ряде работ (см. таблицу), из которых наибольшей полнотой и представительностью результатов отличается работа Н. Картера и Х. Аве'Лаллеманта (Carter, Ave'Lallemant, 1970), деформировавших поликристаллические образцы оливина (дунит и лерцолит) в широком диапазоне скоростей деформации (10^{-3} — 10^{-7} с⁻¹), всесторонних давлений и температур и наметивших поля преобладания различных систем скольжения на диаграмме Т—Р—ε (рис. 1). Помимо смены систем (100), {110} [001] системой скольжения {0K1} [100] они нашли и второй, еще более высокотемпературный переход — к скольжению по системе (010) [100]. Однако он не был подтвержден в других работах. Ч. Янг (Young, 1969), по-видимому, наблюдал эту систему как частный случай {0K1} [100]. С. Рели и С. Кёрби (Raleigh, Kirby, 1970) в том же интервале условий деформации наблюдали близкое к бимодальному ({032} и (010)) распределение плоскостей скольжения в зоне [100].

Рели (Raleigh, 1968) предположил, что скольжение по {0K1} [100] является карандашевидным (см. Коттрелл, 1958) и, следовательно,

¹ Рассмотрение деформации минералов невозможно без привлечения некоторых понятий и представлений, заимствованных из металлофизики, теории дислокаций в кристаллах и т. п. (Коттрелл, 1958; Класен-Неклюдова, 1960; Фридель, 1967; Хоникумб, 1972; и др.). Эти представления уже достаточно широко проникли в геологическую литературу, в том числе в учебники и руководства (Григорьев, 1961; Ферхуген и др., 1974; и др.), поэтому нет необходимости в каждом случае делать пояснения.

Таблица

Условия проявления различных систем скольжения в оливине

Система	В экспериментально деформированном оливине					В природном оливине		
	Условия получения		Р общ. кб	Способ определения	Литерат. источник	Система	Геологическая среда, метод определения и источник	Встречаемость
	T°C, нижн. предел	T°C, верхн. предел						
(100) [001]	100—150	250—450	3—7	ДП	(2)	—	Метеориты — Сбр (9)	Преобладает
(100) [001]	250	250	2—5	ПС, ДП, Сбр	(1)	(100)	Ксенолиты в кимберлитах — Сбр? (2); ПЭМ (12)	—
(100) [001]	27	900	1—4	Сбр	(8)	{001}	Ксенолиты в базальтах — Сбр (13)	Встречается редко
{110} [001]	1000	1000	2—5	ДП, ПС	(1)	—	Альпийские перидотиты — Сбр (14)	—
{110} [001]	500	850	5	Тр	(4)	—	«Горячие» перидотиты — Сбр (11)	—
{110} [001]	250—450	800—950	3—7	ДП	(2)	—	—	—
? [001]	800	800	—	ПЭМ	(7)	—	—	—
(100) [010]	950	250	2—5	ДП	(1)	—	—	—
(100) [010]	1000	—	5	Дкр	(4)	—	—	—
{0K1} [100]	800—950	1000—1300	3—7	ДП, Дкр	(2)	{0K1} [100]	Альпийские перидотиты Сбр — (5), ПЭМ (10)	—
{0K1} [100]	1000	—	5	ДП, Сбр	(1)	—	—	—
{0K1} [100]	1000	—	5	Дкр	(4)	—	«Горячие» перидотиты — Сбр (11)	—
{031} [100]	—	—	—	ПЭМ, ДП	(6)	—	«Спратформные» (Аляска) — Сбр (5)	Преобладает
? [100]	900—900	900	5	ПЭМ	(7)	—	Ксенолиты в базальтах — Сбр (5), ПЭМ (6)	—
(010) [100]	1000—1300	—	3—7	Дкр	(2)	—	Ксенолиты в кимберлитах — Сбр (13), ПЭМ (12)	—
(010) [100]	1000	—	5	Дкр	(4)	—	Оливинно-хлоритовые сланцы (Норвегия) — Сбр (9)	—
(010) [100]	1300	—	4—5	Сбр	(5,6)	—	—	—
{032} [100]	—	—	—	ПЭМ	(4)	—	—	—
{101} [010]	1300	—	5	Дкр	(4)	—	—	—

Примечание. ДП — замеры ориентировки деформационных пластинок; Сбр — замеры, ориентировки полос сброса; ПС — полосы скольжения; Дкр — декорирование дислокаций; Тр — травление дислокаций; ПЭМ — просвечивающая электронная микроскопия. Цифры в скобках: 1 — Raleigh, 1968; 2 — Carter, Ave' Lallemant, 1970; 4 — Joung — Hui — 1969; 5 — Raleigh, Kirby, 1970; 6 — Green, Radcliffe, 1972; 7 — Black, Christie, 1973; 8 — Riecker, Rooney, 1966; 9 — Carter e. a., 1968; 12 — Olsen, Birkeland, 1973; 11 — Nicolas e. a., 1971; 10 — Boland e. a., 1971; 13 — Mercier, Nicolas, 1975; 14 — Raleigh, 1965.

плоскость зоны $[100]$, в которой произойдет скольжение, должна определиться в зависимости от ориентировки кристалла — как плоскость, для которой напряжение сдвига окажется максимальным. Проверка этого предположения (Carter, Ave'Lallemant, 1970) дала распределение плоскостей скольжения, несколько отличное от ожидаемого. Недавно Ж. Пуарье (Poirier, 1975) рассмотрел скольжение дислокаций в гексагональной плотной упаковке ионов кислорода в оливине, развивающееся с учетом наличия $O-Si$ -связей, и предположил, что карандашевидное скольжение $\{0K1\} [100]$ обусловлено поперечным скольжением винтовых дислокаций в зоне $[100]$.

Единственный поляризационно-оптический метод определения элементов скольжения, применявшийся к природным деформированным оливинам, основан на замерах элементов полос сброса². С. Рели (Raleigh, 1968) показал, что полосы сброса в оливине возникают при неоднородной трансляции и представляют собой блоки кристалла, в которых решетка повернута относительно соседних частей кристалла вокруг некоторой оси, лежащей в плоскости скольжения и перпендикулярной направлению скольжения. Одновременно с вращением решетки внутри полосы деформируется скольжением. Образующиеся примерно таким же образом полосы сброса хорошо известны в металлических и некоторых других кристаллах (Коттрелл, 1958; и мн. др.). В экспериментально деформированных оливинах элементы скольжения обычно определяются более точным методом измерения ориентировки так называемых «деформационных пластинок». Они видны в оливине, деформированном при температурах не выше $1000-1100^\circ C$ и применяемых в экспериментах скоростей деформации (Green, Radcliffe, 1972; Raleigh, Kirby, 1973). Оптически видимым «деформационным пластинкам» отвечают скопления дислокаций, исчезающие при более высоких температурах, когда скорости возврата становятся достаточно большими. В природных оливинах «деформационные пластинки» встречаются очень редко. Из работы (Raleigh, 1968) следует, что результаты замеров обоими методами вполне сопоставимы, во всяком случае для наших целей.

В экспериментально деформированных при температурах более высоких, чем $1000-1100^\circ C$ кристаллах оливина системы скольжения определялись с помощью замеров полос сброса (Raleigh, Kirby, 1970), травления (Ysung, 1969) и декорирования. В работе (Carter, Ave'Lallemant, 1970) система скольжения $(010) [100]$ была установлена с помощью декорирования дислокаций Mg , диффундировавшим в кристаллы во время деформации.

Признаки переползания дислокаций в виде образования субзерен наблюдаются в экспериментально деформированных в режиме устано-

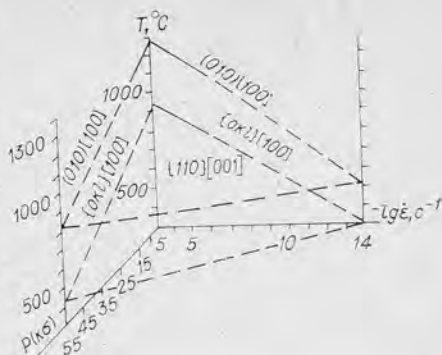


Рис. 1. Смена преобладающих систем скольжения в оливине как функция температуры ($T^\circ C$), скорости деформации $\{-lg \cdot (s^{-1})\}$ и всестороннего давления (P , кб), по Н. Картеру, (Carter, 1971). Сплошными линиями показаны экспериментально установленные границы, штриховыми — экстраполированные.

² В нашей петрографической литературе полосы сброса в оливине описаны под названием «трансляционных двойников» (Пинус, Колесник, 1966, и др.), «микродвойников», «деформационных полосок» (Добрецов, 1964) и т. п. В англоязычной литературе они сразу получили название «полос сброса» (kink-bands), однако механизм их образования понимался неверно: так, Ф. Тернер, впервые их описавший в оливине, полагал, что плоскость границы полосы является плоскостью скольжения (Raleigh, 1965).

вившейся ползучести зернах оливина начиная с температур, примерно на 50°C превосходящих температуру начала скольжения по {0Kl} [100] (Carter, Ave'Lallemant, 1970; Kirby, Raleigh, 1973). Субзерна наблюдались оптически (в прозрачных шлифах и протравленных при-шлифовках) и электронно-микроскопически. Оптически они видны в сечениях (010) и близких к ним в виде системы разориентированных на малые углы прямоугольных ячеек с границами, перпендикулярными [001] и [100]. Границы другой ориентировки, например $\perp$ [010], наблюдаются очень редко (Kirby, Raleigh, 1973). Заметим: наличие границ наклона (001) должно означать, что и в деформированных при довольно высокой температуре зернах оливина наряду со скольжением в направлении [100] имело место скольжение по (100) ({110}) [001], что подтверждается и результатами электронно-микроскопических исследований экспериментально- и природно- деформированных кристаллов оливина (Boland, MacLaren, Hobbs, 1971; Blacic, Christie, 1973; и др.), однако скольжение {0Kl} [100] все же является в таких случаях преобладающим.

Происхождение оптически наблюдаемых в оливине субзерен в результате переползания краевых дислокаций и, отчасти, поперечного скольжения винтовых дислокаций устанавливается при электронно-микроскопических исследованиях вполне определенно (Boland *et al.*, 1971; Green, Radcliffe, 1972).

Можно предполагать, что в оливине размеры субзерен, образующихся при ползучести, не зависят непосредственно от температуры, а связаны с напряжением, аналогично тому, как это установлено для некоторых металлических кристаллов (Weertman, 1970): $L \sim L_0 \mu / \sigma$, где L_0 — константа, μ — модуль сдвига. Используя эту зависимость и размеры субзерен в деформированных при известных напряжениях образцах, С. Рели и С. Кёрби (Raleigh, Kirby, 1970) построили диаграмму $L - \mu / \sigma$. Экспериментальное подтверждение указанной зависимости нельзя считать достаточным, кроме того имеются некоторые основания для сомнений в корректности этого метода определения «палеонапряжений» (см. Green, Radcliffe, 1972); обсуждение критики этих исследователей — см. (Kirby, Raleigh, 1973). Эти обстоятельства необходимо иметь в виду при оценке надежности получаемых с помощью данного метода результатов.

Одновременно с началом полигонизации (образования субзерен) Картер и Аве'Лаллемант (Carter, Ave'Lallemant, 1970) наблюдали «зазубривание» границ зерен оливина. Первые рекристаллизованные зерна появлялись на границах зерен матрицы при температурах на 40–50°C более высоких, чем температуры начала полигонизации (см. рис. 10). С. Кёрби и С. Рели (Kirby, Raleigh, 1973) также отмечают, что начало рекристаллизации обычно наблюдается в экспериментах при температурах, превосходящих примерно на 100° начало скольжения по {0Kl} [100]. С повышением температуры или понижением скорости деформации новообразованные зерна появлялись во внутренних частях зерен матрицы, а затем наблюдалось и полное замещение последних мозаичным агрегатом полигональных зерен.

В работе (Ave'Lallemant, Carter, 1970) используются для характеристики роста зерен очень неопределенные категории: «плохой», «хороший» («достаточный для измерения ориентировки») и «превосходный» рост зерен. При скоростях деформации от 10^{-8} до 10^{-3} с^{-1} «плохой» рост зерен отмечался при 850–1000°C, «хороший» — 950–1150, «превосходный» — 1050–1300°C.

Изменение всестороннего давления в интервале 5–20 кб заметно не влияло на ход рекристаллизации. Понижение скорости деформации

на один десятичный порядок оказывалось для начала рекристаллизации (как и для начала полигонизации) равносильным повышению температуры на 50°C.

Ориентировка рекристаллизованных зерен, растущих во внутренних частях зерен матрицы, контролировалась ориентировкой последних, ориентировка межзерновых и сплошных рекристаллизационных агрегатов характеризовалась наличием максимумов $[010] \parallel \sigma_1$ и поясов двух других осей в плоскости $\sigma_2 = \sigma_3$. Несколько отличная ориентировка экспериментально рекристаллизованных зерен оливина с наличием вторичных максимумов $[010] \perp \sigma_1$ наблюдалась А. Никола с сотрудниками (Nicolas, Boudier, Boullier, 1973). Последняя, по-видимому, объясняется наличием неоднородности в распределении напряжений и деформации в образце.

Присутствие воды заметно сказывалось на поведении содержащих ее образцов по сравнению с поведением «сухих» образцов, начиная с температур 850—900°C (при $\dot{\epsilon} = 10^{-5}$; Carter, Ave'Lallemant, 1970; фиг. 7), однако существенных различий в условиях начала рекристаллизации и полигонизации в присутствии и в отсутствие воды не было установлено. Присутствие воды в деформируемом оливине должно, в соответствии с механизмом «гидролитического ослабления силикатов» Григгса (Griggs, Blacic, 1965), способствовать переползанию дислокаций. Можно ожидать, что присутствие воды будет понижать температуру начала рекристаллизации оливина, подобно тому, как это наблюдалось для кварца (Hobbs, 1968), хотя, насколько можно судить, этот эффект не будет для оливина столь значителен, как для кварца.

Сведения о влиянии степени деформации зерен матрицы и других подобных факторов на рекристаллизацию оливина, а также данные, которые могли бы характеризовать кинетику этого процесса, пока еще очень немногочисленны и несистематичны (см. Nicolas, Boudier, Boullier, 1973). Это обстоятельство до некоторой степени затрудняет сопоставление рекристаллизации оливина, наблюдаемой в природе, с результатами экспериментов.

Деформация энстатита может реализоваться за счет двух процессов (Raleigh e. a.; 1971): трансформации в клиноэнстатит и скольжения по $(100) [001]$ и реже $\{110\} [001]$; последняя система скольжения в природе не встречена. Граница между полями этих механизмов в координатах $\dot{\epsilon} - T^\circ$ была предсказана исходя из установленных в цитируемой работе активационных энергий обоих процессов и зависимостей от напряжений.

Результаты экспериментального определения положения этой границы (при $\dot{\epsilon} = 10^{-2} - 10^{-7} \text{ с}^{-1}$, температурах 850—1400°C и всесторонних давлениях 5—20 кб), несмотря на наличие некоторой области неопределенности, в общем согласуются с предсказанным ее положением.

Поле преобладания скольжения по $\{0K1\} [100]$ в оливине целиком или почти целиком оказывается в поле инверсии энстатита, что противоречит постоянно наблюдаемой ассоциации оливина, деформированного скольжением по указанной системе и деформированного скольжением по $(100) [001]$ энстатита. Выше было отмечено, что существование системы скольжения $(010) [100]$ в оливине в качестве самостоятельной, не являющейся частным случаем $\{0K1\} [100]$, системы сомнительно.

В природе преимущественное скольжение по (010) наблюдается в некоторых тектонитах — в тех случаях, когда плоскости (010) оливина соответствующим образом ориентированы; при этом скольжение по (010) следует рассматривать как частный случай $\{0K1\} [100]$. Не ясна

надежность и точность метода определения этой системы скольжения в работе (Carter, Ave'Lallemant, 1970). Положение границы полей инверсии и скольжения в энстатите вызывает значительно меньше сомнений.

Температуры протекания возврата и рекристаллизации (динамических) и преобладания различных систем скольжения, найденные экспериментально, обычно экстраполируются до геологически реальных скоростей деформации линейно. Такой подход характерен и для большинства цитированных выше работ.

Существует, однако, и противоположная точка зрения. Например, С. Гётце и В. Брейс (Goetze, Brace, 1972) ставят под сомнение не только возможность линейной экстраполяции температур, но и вообще правомерность какого-либо геологического приложения экспериментальных данных типа изложенных выше. Критика этих авторов очень обща; сомнения в корректности моделирования малых скоростей деформации с помощью повышенных температур, по-видимому, нельзя считать оправданными. В некоторых случаях сомнения в возможности сопоставления особенностей деформации в природных и экспериментально деформированных минералах основываются на недостаточно представительных данных (Olsen, Birkeland, 1973). Геологические данные и соображения, приводимые в работах (Raleigh, 1968; Carter, Ave'Lallemant, 1970; Carter, 1971; и др.), не противоречат результатам линейной экстраполяции температур деформации и рекристаллизации минералов; интервал скоростей деформации, применяемых в экспериментах, сопоставим с интервалом экстраполяции, и, поскольку на данном этапе нас удовлетворяет и очень грубая оценка температур деформации и рекристаллизации, линейную экстраполяцию их можно, по-видимому, считать оправданной.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ОЛИВИНА И ЭНСТАТИТА

Билинский массив расположен на крайнем востоке Тувы в области, сложенной карбонатными и преимущественно терригенными (с подчиненными количествами вулканитов) отложениями верхнего протерозоя и почти лишенной обычно ассоциирующих с гипербазитами эвгеосинклинальных образований. Помимо Билинского здесь известны и другие тела гипербазитов, наиболее крупные из них — Шишхидгольский (50 км к востоку от Билинского) и Водораздельный массив (в 4,5 км от Билинского, к северо-западу) массивы. Обладая своеобразной тектонической позицией, все они характеризуются в то же время обычным для альпинотипных массивов дунит-гарцбургитовым составом. Билинский и Водораздельный массивы являются, вероятно, фрагментами — поднятыми блоками более крупного пластинообразного (?) тела северо-западного простиранья. Возраст внедрения гипербазитов, вероятнее всего, нижнекембрийский. Дуниты и гарцбургиты встречаются в Билинском массиве в виде перемежающихся полос и удлинённых обособлений, чаще всего широких (до 200 м) и распычатых, с трудно картирующимися контактами. Реже наблюдаются более узкие (0,5—5 м) полосы непостоянной ориентировки. «Широкие» полосы вытянуты преимущественно согласно с длинной осью массива. Оливин дунитов и гарцбургитов представлен разностями Fo_{90} — Fo_{94} ; энстатит (в гарцбургитах от 3—5 до 15—20%) — разностями En_{90} — En_{93} , обычно с тонкопластинчатой структурой. На большей части площади массива энстатит полностью замещен тальком при отсутствии каких-либо новообразований по оливину (рис. 2). Этот метаморфизм гипербазитов в общем соответствует эпидот-амфиболитовому (сине-зеленая ро-

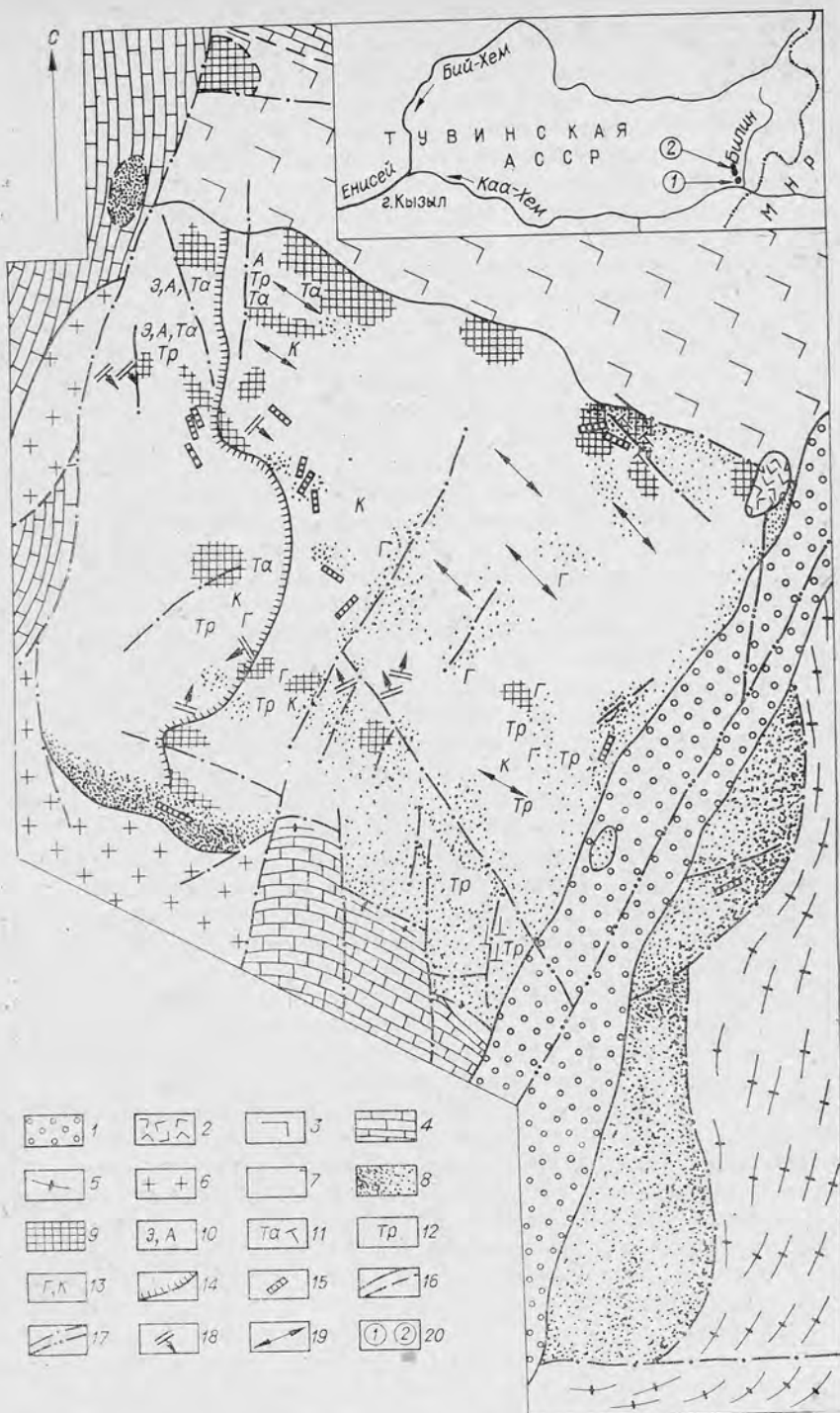


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Билинского гипербазитового массива.

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — четвертичные базальты; 3 — амфиболиты по эффузивам, туфам (?), субвулканитам основного и основного — среднего состава (верхний рифей — нижний кембрий); 4 — карбонатные отложения (рифей); 5 — терригенно-вулканогенные отложения (рифей); 6 — гранитоиды (кембрий); 7 — дуниты и гарцбургиты, свежие и с оталькованным энстатитом; 8 — серпентинизация — от сплошной до первых процентов (слева направо); 9 — участки проявления синметаморфической рекристаллизации оливина; 10 — вторичный ортопироксен (Э), антофиллит (А); 11 — тальк, по оливину, тальк-карбонат-антигоритовые породы и т. п.; 12 — тремолит; 13 — графит (Г), карбонат (К); 14 — граница полного оталькования энстатита, гладкой стороной — к ареалу полного оталькования; 15 — дайки аподиабазовых амфиболитов; 16 — границы ненарушенного залегания; 17 — разлом нарушения; 18 — элементы залегания «узких» полос дунитов и гарцбургитов; 19 — простирание «широких» полос дунитов и гарцбургитов; 20 (на врезке) — Билинский массив (1); 21 — Водораздельный массив (2).

говая обманка+плагноклаз $An_{20}-An_{25}\pm$ клиноцоизит) метаморфизму метабазитов, развитых в виде узкой полосы к востоку от массива и образующих дайки в нем самом. Парасланцы вблизи южного контакта массива и на удалении в 3—4 км от него в них содержат ассоциации с биотитом и гранатом. С зонами контактов связаны участки антигоритизации в гипербазитах; последняя отмечается также во внутренних частях массива в зонах тектонических нарушений. В большинстве случаев наблюдается лишь частичное (от первых процентов до 50%) замещение оливина антигоритом. На северо-востоке массива местами развиты по оливину вторичный ортопироксен, антофиллит и тальк, а также тремолит, всегда в небольших количествах (иногда первые три минерала можно наблюдать вместе в одном шлифе). Ареал распространения этой ассоциации попадает в зону, для которой характерна сохранность первичного энстатита; можно думать, что сохранность энстатита обусловлена здесь не недостатком воды при метаморфизме, а локальным повышением его температуры (или понижением R_{H_2O}) по сравнению с региональным фоном. В раме массива здесь развиты гранитоиды; в западном экзоконтакте — преимущественно лейкократовые плагιοграниты, в северном — кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты.

В западной и юго-западной частях массива многочисленны локальные проявления тремолитизации, графитизации и карбонатизации, в ряде пунктов встречены небольшие, отчетливо связанные с разломами участки тальк-оливиновых пород, тальк которых не является псевдоморфным по энстатиту.

Основная масса встреченных существенно оливиновых пород содержит оливин с признаками деформации. Породы, сложенные оливином, лишенным таких признаков, встречаются сравнительно редко. Оливин в них, по данным рентгеноспектральных и химических анализов, а также оптическим данным, совсем или очень мало отличается от деформированного оливина (обычно в сторону более высокой железистости). Однако связь этих пород с зонами локального метаморфизма, морфология оливина и характер его взаимоотношений с метаморфическими минералами, а также наблюдающиеся иногда взаимоотношения с деформированными разностями не оставляют сомнений в метаморфическом (по деформированному оливину) происхождении этих разностей. В связи с оталькованием в ослабленных зонах встречены оливины бочонковидного и призматического габитуса, иногда хорошо образованные. В пространственной связи с графитизацией и карбонатизацией встречены гигантозернистые, нередко включающие пылевидный графит (?) оливины. В ассоциации с вторичным бронзитом и антофиллитом появляются неправильные с резко извилистыми границами, а также веретенообразные сильно удлиненные зерна оливина. Иногда в таких образцах сохраняется и деформированный оливин. Кроме того, в ассоциации с энстатитом и антофиллитом наблюдались мелкозернистые рекристаллизационные агрегаты оливина.

Оталькование энстатита, сопоставимое с региональным метаморфизмом пород рамы, является самым ранним «химическим» метаморфизмом гипербазитов, ему подвергается уже деформированный и подвергшийся разрушению энстатит. Вторичный энстатит и антофиллит, которые появляются в свободной от оталькования энстатита зоне, также развиваются по уже деформированному оливину — с их появлением бывает связана его рекристаллизация, поэтому вся син- и постметаморфическая деформация минералов и пород Билинского массива (в том числе и наблюдающаяся в очень редких случаях деформация метаморфического оливина и ортопироксена), прорывающих его даек и вмещающих его пород может быть исключена из рассмотрения в связи с основным наблюдаемым в массиве этапом динамометаморфизма. В пороках рамы, естественно, трудно найти признаки дометаморфической де-

формации, хотя и можно предполагать дометаморфическую складчатость, более того, оказывается трудным и обнаружение признаков син-метаморфической деформации пород и минералов: текстуры течения и милонитизации наблюдаются чаще всего в диафторитах, недиффторированные амфиболиты имеют массивные текстуры. К северу от массива встречены милониты по мраморам; учитывая сравнительно низкие температуры, необходимые для рекристаллизации кальцита и легкость, с которой он рекристаллизуется (Heard, 1963), сохранность милонитовых и других катакlastических текстур в мраморах нельзя рассматривать иначе, чем как свидетельство холодного постметаморфического течения.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕФОРМИРОВАННЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ БИЛИНСКОГО МАССИВА

Признаки пластической деформации оливина, прежде всего полосы сброса и волнистое погасание, наблюдались более чем в 200 шлифах³, распределение которых на площади массива показано на рис. 3.

Среди пород, содержащих деформированные зерна оливина и энстатита, могут быть выделены следующие основные структурные типы.

1. Протогранулярный тип. Представлен крупнозернистыми дунитами (средний размер зерен оливина 1,4—5 мм, иногда — мегалокристы до 3—5 см) и гарцбургитами с крупнозернистым оливином (1,0—1,6 мм) и энстатитом (2—4 мм). Зерна оливина изометричны или имеют случайную анизометрию, зерна энстатита иногда разобщены на несколько соприкасающихся друг с другом фрагментов и обычно содержат неправильные зерна хромшпиннели. Крупные зерна оливина в дунитах данного типа часто включают округлые «хадакристаллы» оливина (по оптическим данным идентичные «хозяевам»).

2. Порфирокластический тип. Представлен двумя разновидностями: в первой деформированные порфирокласты (0,8—1,2 мм, содержание 40—80% площади шлифа) оливина включены в мелкозернистый агрегат рекристаллизованных зерен оливина; во второй разновидности относительно крупные, часто резко удлинённые (0,7—2 мм, иногда до 1,5 см, в коротких измерениях 0,8—1 мм) порфирокласты лейстовидной и таблитчатой формы включены в массу более мелких (0,6—0,8 мм), также деформированных изометричных зерен. В подчиненных количествах рекристаллизованные зерна



Рис. 3. Схема динамометаморфической зональности в Билинском гипербазитовом массиве. 1 — границы зон; 2 — точки отбора шлифов, в которых наблюдался деформированный оливин. Римскими цифрами обозначены зоны структур: I — протогранулярных; II — порфирокластических; III — равнозернистых «мезокластических»; IV — мозаичных и порфиромозаичных; V — лейстовидных.

³ Из коллекции автора, в том числе и по совместным с П. А. Никитчиным и Ю. И. Митинским полевым работам, а также из коллекции В. М. Иванова, которую он нам любезно предоставил.

присутствуют и здесь. В нескольких случаях наблюдались переходные между протогранулярными и описываемого типа дунитами разности, в которых видно расчленение мегалокристов оливина с образованием удлинённых порфирокластов. Таким происхождением порфирокластов можно, вероятно, объяснить тот факт, что ориентировка их удлинения часто оказывается случайной по отношению к осям индикатрисы и направлению скольжения. Для гарцбургитов структуры данного типа малохарактерны; в них формируются соответствующие порфирокластическим в дунитах структуры, обладающие чертами как протогранулярных, так и «мезокластических структур».

3. Равнозернистый «мезокластический тип». Зерна оливина в дунитах и гарцбургитах данного типа обычно слабо удлинены (0,5—1 мм в в длинном измерении, 0,3—0,6 мм — в коротком) и часто имеют выраженную ориентировку по форме зерен, хотя удлинение в большинстве случаев продолжает оставаться случайным. В некоторых разностях мезокластических пород намечается преобладание зерен, вытянутых в направлениях, близких к $Ng = [100]$. Эти разности являются переходными к лейстовым.

4. Мозаичный тип. Представлен двумя разновидностями: равнозернистой и порфирово-мозаичной. Отнесенные к первой из них породы сложены изометричными слабоудлинёнными зернами оливина и неоднородными по размерам (0,1—2 мм) зернами энстатита. Зерна оливина часто слегка вытянуты в направлении $[100]$ или близких к нему направлениях и обнаруживают довольно сильную ориентировку по удлинению. Размер их в направлении $[100]$ — 0,15—0,4 мм, размеры в направлениях $[001]$ и $[010]$ обычно одинаковые и составляют 0,15—0,25 мм. Породы второй разновидности от равнозернистых мозаичных отличаются обычным присутствием более крупных порфирокластов (до 2—3 мм) и еще большей равнозернистостью энстатита (до 4 мм).

5. Равнозернистый лейстовый тип. В большей мере характерен для дунитов, в меньшей — для гарцбургитов. Для пород этого типа характерно преимущественное развитие в породах длинных, всегда вытянутых под углом 22—25° к Ng в плоскости (010) зерен. Длина таких зерен 0,3—1,5 мм при ширине в направлениях, близких $[001]$ и $[010]$, — 0,05—0,2 мм. Оливин пород данного типа всегда обнаруживает очень сильную ориентировку по удлинению, а часто — и сильную плоскостную ориентировку по направлениям (010) , располагающимся параллельно плоскости течения. Энстатит здесь представлен наиболее мелкими зернами (0,06—1 мм), цепочки таких зерен вытягиваются параллельно направлению вытянутости оливина. Вместе с энстатитом в таких цепочках присутствует хромшпинель, несущая явные признаки дробления. Выявленные структурные типы пород очень характерны для деформированных гипербазитов, как локализованных в коре (Nikolas e. a., 1971; и др.), так и из ксенолитов в базальтах (Mercier, Nikolas, 1975). Протогранулярный, порфирокластический (с рекристаллизационной основной массой) и мозаичный (равнозернистый) типы, описанные выше, вполне соответствуют одноименным структурным типам по классификации Мерсье и Никола (Mercier, Nicolas, 1975), предложенной ими для деформированных перидотитов из ксенолитов в базальтах, а лейстовый тип отличается от таблитчатого по указанной классификации лишь приблизительно одинаковым размером зерен оливина в направлениях $[010]$ и $[001]$.

Из приведенного описания видно, что средний размер зерен оливина убывает от пород протогранулярного типа до пород лейстового типа. Уменьшение размеров зерен можно рассматривать как свидетельство их разрушения, хотя характер этого разрушения чаще всего не ясен. По-видимому, в некоторых случаях, уменьшение размеров зерен достигается также за счет расчленения крупных зерен цепочками ре-

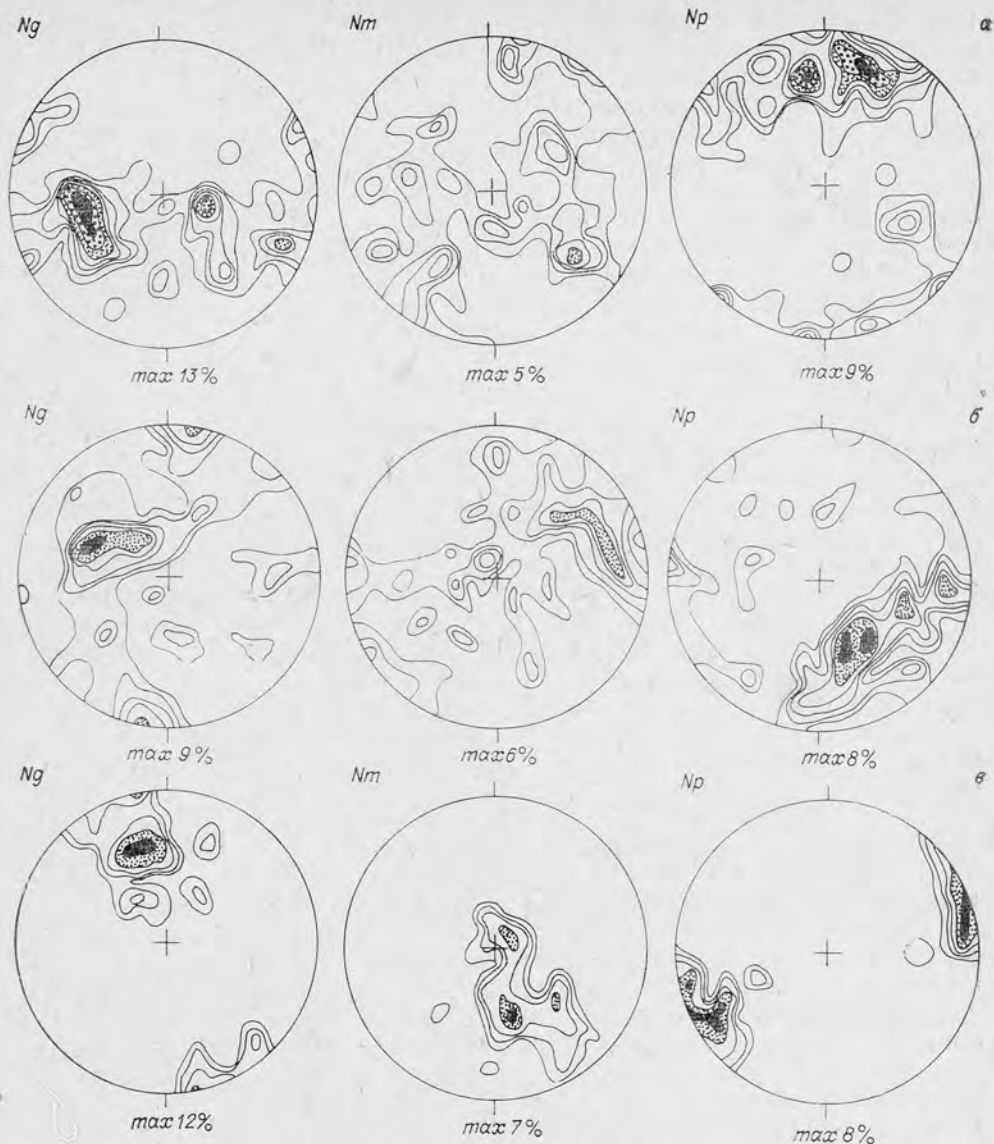


Рис. 4. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина в слабо деформированных породах (разупорядочение реликтовых ориентировок?).

a — дунит с протогранулярной структурой. Обр. 1134-4; $\frac{1-2-3-4-5-7-8\%}{n=100}$; *б* — дунит с порфиро-
 кластической структурой (кластическая основная масса). Обр. 609-A; $\frac{1-2-3-4-5-7\%}{n=100}$; *в* — дунит
 со структурой, переходной от протогранулярной к порфирокластической (с кластической основной
 массой). Возможно, что все зерна, наблюдаемые в поле шлифа (2×2 см), являются фрагментами од-
 ного мегалокристалла (?). Обр. 241-3; $\frac{2-4-6-10-14\%}{n=50}$.

кристаллизованных зерен, но значение этого механизма невелико. Можно считать, что уменьшение размеров зерен в общем соответствует увеличению степени деформации пород (Nicolas, Bondier, Boullier, 1973). Последовательность структур от первого до пятого типов также может рассматриваться как отвечающая различным стадиям разрушения зерен, т. е., в конечном счете, различным степеням деформации пород (Mercier, Nicolas, 1975). Эти признаки — размер зерен и тип структуры — в общем коррелируются друг с другом, а также с другими при-

знаками, могущими указывать на различную степень деформации пород: крупностью зерен энстатита, размерами и характером размещения в породе хромшпинели, и, отчасти, текстурными признаками.

Тип и степень ориентировки оптической индикатрисы оливина не обнаруживают закономерного изменения с усилением деформации, как это наблюдается, например, в экспериментально деформированных дунитах с изотропной исходной текстурой. Главной особенностью ориентировки оливина во всех типах пород, за исключением пород с лейстовидной структурой и некоторых таблитчатых и мозаичных разновидностей, является наличие сильных ориентировок, (поясов и максимумов) всех трех осей, представляющих, по-видимому, текстуру исходных разновидностей и групп второстепенных максимумов, в некоторых случаях — поясов, отражающих разупорядочение этой текстуры в ходе наблюдаемой деформации (рис. 4, а, б, в). В сильно деформированных породах (лейстовых и некоторых мозаичных) ориентировка отражает уже главным образом наблюдаемую деформацию (см. рис. 7, 8).

На рис. 3 показана деформационная зональность, откартированная по средним размерам зерен и типу структур. Зона I включает породы с протогранулярной структурой, зона II — порфирикластические обеих разновидностей (в дунитах); в тех частях массива, где преобладают гарцбургиты, например на севере массива, выделение этой зоны иногда несколько условно; зона III включает породы равнозернистого «мезокластического» типа, заметим, что в южной части этой зоны отчетливо наблюдается уменьшение размеров зерен оливина с востока на запад от 0,7—0,6 до 0,3—0,4 мм — в направлении зон V и IV.

Зона IV включает гарцбургиты с мозаичными и порфирово-мозаичными структурами, а также дуниты со структурами, приближающимися к лейстовым и, отчасти, отвечающим лейстовым по морфологии зерен, но имеющим размеры последних нередко 0,2—0,3 мм в коротком измерении и до 1—2 мм — в длинном (25° к Ng).

Зона V включает дуниты и гарцбургиты с лейстовыми структурами и наименьшим размером зерен оливина (см. выше).

Данные о деформационной зональности Билинского массива, как и вообще данные петроструктурного характера, позднее будут изложены нами подробно, однако для понимания различий в особенностях деформации, характере и масштабах рекристаллизации и возврата в оливине из пород разных зон здесь необходимо отметить следующее: 1) деформация массива неоднородна; 2) в процессе деформации пород массива зерна оливина и энстатита не только деформировались, но и разрушались; 3) морфологические особенности зерен оливина и характер его ориентировки по форме и осям оптической индикатрисы не позволяют утверждать, что деформация зерен в породах I, II, III и частично IV зон, предшествовавшая разрушению зерен, была значительной.

Скольжение в оливине

Зерна оливина с полосами сброса и волнистым погасанием присутствуют, как отмечалось, повсеместно. Полосы сброса видны в скрещенных николях как полосы с различным положением погасания. Чаще всего они имеют параллельные границы, реже встречаются клиновидные полосы (оба типа — на фото 1)⁴. Плоскость границы полосы совпадает или близка к (100) одного из разделяемых ею блоков, но обычно не является инвариантной для обоих блоков. Ширина полос в сечениях, близких (010) и (001), составляет обычно от 0,02—0,2, изредка до 1 мм. Углы поворота между соседними блоками (один из кото-

⁴ Фотоиллюстрации к данной статье помещены в конце книги.

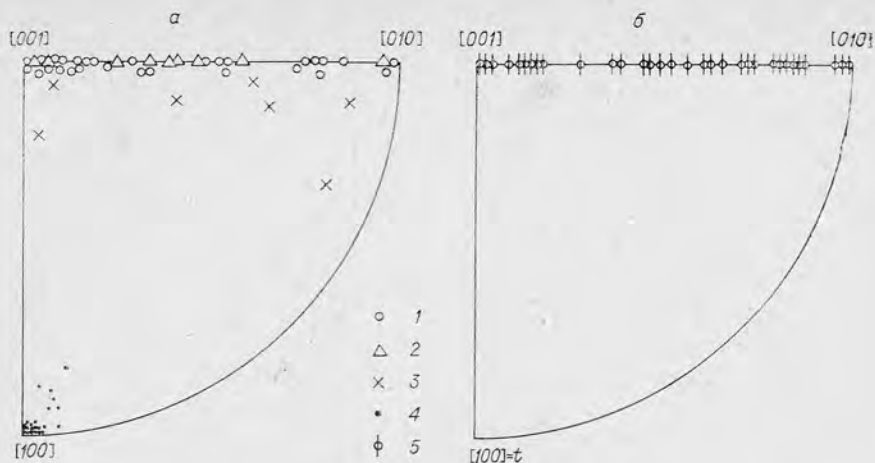


Рис. 6. Стереографическая проекция.

а — элементы полос сброса (45 О.В.; 25 $P_{ГПС}$); б — полюсы плоскостей скольжения, построенных по О.В. группы I, и $t=[100]$ (34—1T).
1 — О.В. — группа I; 2 — О.В. — группа II; 3 — О.В. — группа III; 4 — $P_{ГПС}$; 5 — 1T.

(группа II), а также некоторые О.В., построенные как полюса больших кругов $Ng'Ng''$ (при углах между Ng' и $Ng'' \geq 8-10^\circ$), но не совпавшие достаточно хорошо (см. выше) с соответствующими биссектрисами (группа III). Разброс замеров О.В. (группа II) примерно таков же, как в работе (Raleigh, 1968), где он, однако, связывается не с неоднородностью деформации, а с неточностями замеров. Замеры на рис. 6, а представляют полосы сброса из зерен оливина по породам всех зон.

Плоскости скольжения (рис. 6, б) были построены на проекции как плоскости, содержащие О.В. (группа II) и $t=[100]$ (в любом из блоков). Все T принадлежат зоне $[100]$ и отвечают OKI . Как следовало ожидать, в различных зернах в одном шлифе, в зависимости от их ориентировки, наблюдаются различные от (010) до (001) плоскости скольжения.

В некоторых случаях, особенно в лейстовидных зернах зоны V, имело место однородное скольжение в оливине, не связанное со сборообразованием. Основным признаком такого скольжения является постоянно наблюдаемый угол $22-25^\circ$ между направлением вытянутости лейстовидных зерен и осью $Ng=[100]$ (направлением скольжения). Наблюдаемые в таких зернах полигонизационные «стенки» (см. ниже) $\perp [100]$, а также направление вытягивания зерен соответствуют скольжению в направлении $[100]$.

В одном случае нам встретились и полосы сброса с границами, параллельными (001) . Координаты О.В. здесь были ($^\circ$): $Ng=[100]=87^\circ$; $Nm=[001]=86^\circ$; $Np=[010]=5$; полученная отсюда система скольжения: $(100) [001]$. Оливин, в зерне которого наблюдались полосы сброса указанной ориентировки, определенно является метаморфическим. Зерна его имеют резко удлинённую по $[001]$ веретенообразную форму, оптические константы его: $+2V=89^\circ$, полоса шириной около 2—3 см, состоящая из таких зерен, рассекает дунит, сложенный оливином с полосами сброса $\parallel (100)$. Удлиненную форму зерна в данном случае вряд ли можно связывать с деформацией, скорее это результат ориентированного бластеза.

Рекристаллизация оливина

Зерна оливина, рассматриваемые в качестве рекристаллизованных, присутствуют в породах зон II, III, IV, V вместе с деформированными, за счет которых они образовались. Они выделяются благодаря своим малым размерам, обычно намного меньшим, чем размер зерен матрицы, позиций (по отношению к зернам матрицы), морфологией, характером границ, ориентировкой и, в некоторых случаях, отсутствием признаков деформации.

В ряде шлифов наблюдалась рекристаллизация, которую довольно определенно можно связывать с метаморфической гидратацией⁵. Агрегаты зерен оливина, образование которых обусловлено синметаморфической рекристаллизацией, встречаются в дунитах и гарцбургитах в виде полос, обычно узких — до 1 см и менее (фото 3) и жилок (1—5 мм). Во внутренних частях полос первичный оливин полностью рекристаллизован, в периферических — рекристаллизация его частичная и на расстоянии от оси полосы в первые миллиметры — 2 см полностью прекращается. Новообразованные зерна сохраняют ориентировку, близкую к ориентировке осей индикатрисы «старого» зерна, поэтому контуры «старых» зерен хорошо видны. Жилообразные агрегаты пересекают все деформированные зерна в пределах поля шлифа, независимо от их ориентировки и размеров. Размеры рекристаллизованных зерен в обоих случаях составляют 0,04—0,07 мм, зерна обычно субгексагональны в любом сечении, границы их строго прямолинейны, часто наблюдаются тройные соединения границ зерен с углами между границами около 120° и другие особенности рекристаллизованных агрегатов, близких к равновесным (фото 4, а). Полосы рекристаллизации встречены в тесной пространственной связи с участками антофиллитизации, бронзитизации и оталькования по оливину, нередко эти минералы в небольших количествах присутствуют среди рекристаллизованных зерен. По оптическим свойствам рекристаллизованные зерна описанного типа не отличаются от зерен матрицы, как и от зерен оливина, предположительно образованных в результате синтектонической (динамической) рекристаллизации. Отбраковка проявлений синметаморфической рекристаллизации от проявлений интересующей нас синтектонической не создает затруднений, когда первая проявлена в описанных легко распознаваемых формах, но, по-видимому, нельзя быть уверенным в том, что только в этих формах она проявлена.

Зерна оливина, возникновение которых связывается с синтектонической рекристаллизацией, никогда не образуют «сквозных» агрегатов типа жилок или полос; в породах зоны II такие зерна располагаются в виде прерывистых или непрерывных цепочек по границам зерен матрицы или образуют мелкозернистый агрегат, включающий деформированные порфироокласты, для пород зон III, IV и V более характерны отдельные зерна или агрегаты из нескольких зерен, также приуроченные к стыкам деформированных зерен. Реже встречаются рекристаллизованные зерна, развивающиеся внутри матричных зерен. В любом сечении зерна данного типа изометричны, но границы их далеко не всегда прямые, а имеют выпуклость или вогнутость постоянной кривизны; характер их агрегатов обычно не отличается таким совершенством, как и в случае синметаморфической рекристаллизации, хотя тенденция к образованию тройных соединений выражена и здесь (см. фото 4, б). В породах зоны II размеры рекристаллизованных зерен составляют 0,02—0,06 мм; «субгексагональная» огранка их здесь, как

⁵ Мы называем этот процесс рекристаллизацией, поскольку предполагаем, что роль воды сводится только к ускорению переползания дислокаций.

правило, наименее совершенная; они слагают в порфирокластических породах с «кластической» основной массой до 2—3% площади шлифа (в некоторых разностях их может почти не быть); в порфирокластических с рекристаллизационной основной массой они слагают от 10—20 до 40—50% площади шлифа. В породах III зоны рекристаллизованные зерна имеют размеры 0,03—0,07 мм, огранка — от несовершенной, типа той, которую имеют зерна на фото 4, б, до сравнительно хорошей полигональной. Относительное количество их здесь не превышает обычно первых процентов. Зерна матрицы в породах зон II и III часто имеют «зазубренные» границы (см. ниже). Иногда в породах с таким типом границ можно наблюдать развитие рекристаллизованных зерен из выступов границы. В зоне V рекристаллизованные зерна (размером 0,03—0,08 мм) располагаются преимущественно на торцевых стыках лейстовидных зерен матрицы (фото 5). В некоторых случаях рекристаллизованные зерна обнаруживают волнистое погасание, а в зоне V в относительно крупных, предположительно рекристаллизованных, зернах наблюдались и полигонизационные «стенки», однако найти такие зерна удается не в каждом шлифе. Для проверки предположения о синтетектонической природе рекристаллизованных зерен в лейстовых породах мы сравнили ориентировку их в одном из образцов (обр. 319-2) дунита зоны V с ориентировкой зерен матрицы в том же образце (см. фото 5).

Ориентировка лейстовидных деформированных зерен оливина (рис. 7, а, шлиф вырезан в плоскости течения) обычна для оливино-

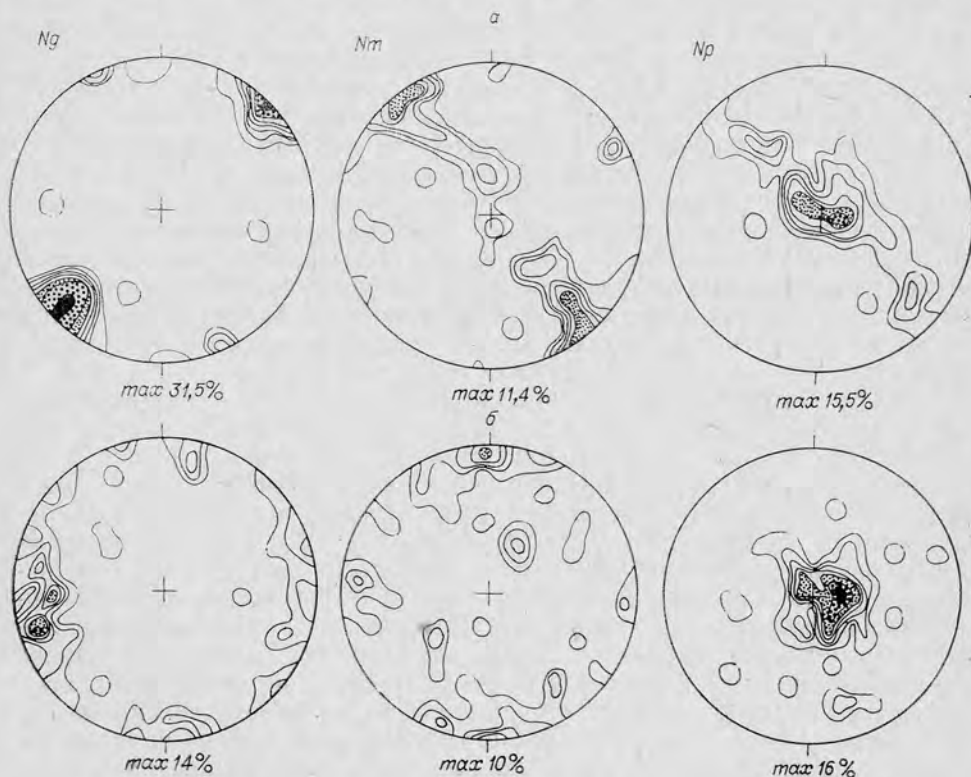


Рис. 7. Диаграммы ориентировки осей оливина в лейстовом дуните. Обр. 319-2.

а — лейстовидные зерна (матрица); $\frac{1,5-3-4-7-10-14-30\%}{n-70}$; б — рекристаллизованные зерна; $\frac{2-4-6-10-14-16\%}{n-60}$.

вых тектонитов (Raleigh, 1965; и мн. др.): здесь наблюдается максимум Np , перпендикулярный плоскости течения, а максимумы двух других осей располагаются в плоскости течения. Эта ориентировка осложнена поясами Np и Nm , отражающими вращение части зерен вокруг оси (Ng). Оси рекристаллизованных зерен оливина (см. рис. 7, б) образуют максимум Np , совпадающий с максимумом Np зерен матрицы, т. е., для большей части рекристаллизованных и матричных зерен можно констатировать одну и ту же ориентировку относительно напряжения сжатия (σ_1). Выше отмечалось, что ориентировка синтетектонически рекристаллизованных зерен, располагающихся по границам зерен матрицы, контролируется σ_1 , причем $Np \parallel \sigma_1$. Поскольку ориентировка напряжений, обусловивших наблюдаемую текстуру зерен матрицы и рекристаллизованных за их счет зерен, оказывается одинаковой, можно уже уверенно говорить о синтетектонической рекристаллизации, по крайней мере в данном образце. В некоторых других образцах из зоны V ориентировка рекристаллизованных зерен относительно зерен матрицы была проверена с помощью компенсатора. Совпадение максимумов N_p рекристаллизованных зерен и зерен матрицы устанавливается всюду, поэтому наблюдавшуюся в обр. 319-2 взаимную ориентировку зерен обоих типов нельзя рассматривать как случайную.

Заметим, что ориентировка рекристаллизованных синметаморфических зерен (в полосах), по-видимому, полностью определяется ориентировкой зерен матрицы (см. фото 3).

В описанных выше случаях вероятно рекристаллизация обычного типа, включающая возникновение зародышей в деформированной матрице и рост их за счет зерен матрицы. В мозаичных и порфирово-мозаичных породах зоны IV постоянно наблюдаются несколько иного типа полигональные зерна оливина размером 0,05—0,15 мм, для которых также характерны некоторые особенности рекристаллизованных зерен: прямые границы, тройные соединения, иногда субгексагональная форма и т. п. Очень часто благодаря своей близкой ориентировке они образуют обособленные в породе агрегаты (0,5—2 мм в поперечнике). В порфирово-мозаичных разностях в таких агрегатах присутствуют и относительно крупные деформированные зерна («ядра»), имеющие близкую к окружающим их мелким полигональным зернам ориентировку. Ориентировка этих относительно крупных деформированных зерен в основном и определяет ориентировку всех зерен в агрегате, мелкие полигональные зерна в большинстве не обнаруживают тенденции к образованию независимой текстуры, и в разных агрегатах они ориентируются в соответствии с ориентировкой «ядра» (рис. 8, б).

В нескольких случаях в таких агрегатах наблюдались полосы сброса, прослеживающиеся из «ядра» в полигональные зерна без изменения ширины и ориентировки. Вероятная реликтовая природа таких полос, особенности ориентировки и строения агрегатов противоречат предположению о рекристаллизационном (обычного типа) происхождении полигональных зерен, однако форма зерен, характер границ и стыков зерен исключают, по-видимому, и кластическое их происхождение. Ж. Пуарье и А. Никола (Poirie, Nicolas, 1975), наблюдавшие подобные взаимоотношения в деформированных перидотитах из ксенолитов в базальтах, высказали недавно предположение, что полигональные зерна, подобные описанным, образовались в результате рекристаллизации *in situ* — за счет субзерен, повернутых на достаточно большой угол относительно соседних субзерен. Размеры наблюдавшихся нами субзерен (см. ниже) в деформированных зернах пород зоны IV примерно соответствуют размерам полигональных зерен в этой зоне, полосы сброса остаются, насколько можно судить (см. фото 7), устойчивыми при полигонизации, поэтому указанное объяснение в нашем случае кажется приемлемым.

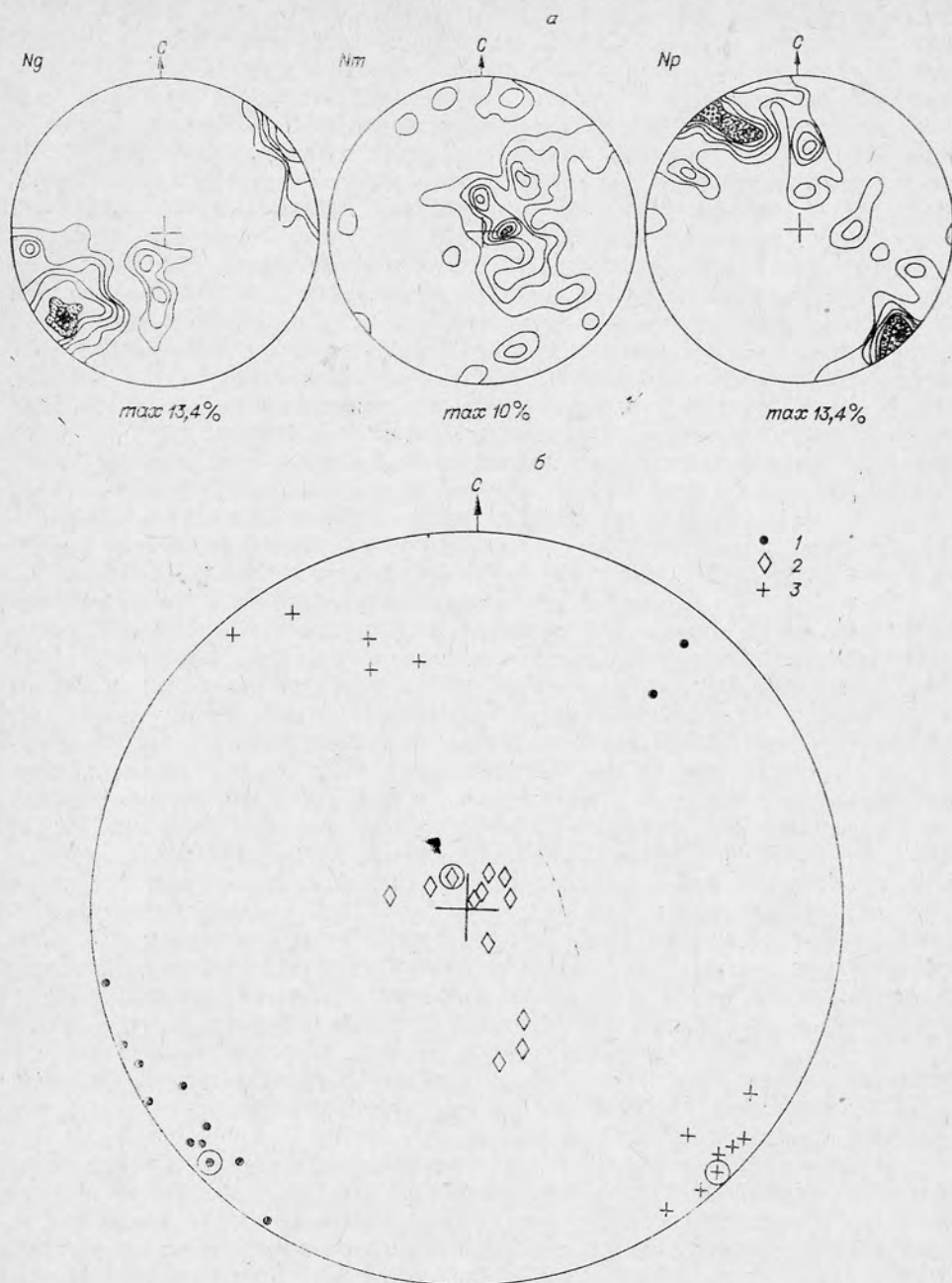


Рис. 8. Ориентировка осей оливина в порфирово-мозаичном гарцбургите 1,7-3, 4-5-6, 7-8, 4-10-11, 7-13,4% (a) и в агрегате полигональных зерен, предположительно рекристаллизованных in situ (б). Обр. 437-6.
1 — Ng; 2 — Nπ, 3 — Nρ. Обведены оси «ядра».

Некоторые особенности морфологии зерен оливина в зонах I, II, III дают основание предполагать миграцию границ крупных деформированных зерен (т. е. явление типа «вторичной рекристаллизации» по С. С. Горелику, 1967). Деформированные зерна из пород зон II и III очень часто обнаруживают некоторую «зазубренность» границ, выра-

жающуюся в осложнении сравнительно прямой или слабоизвилистой границы нерегулярными выступами, вдающимися в соседнее зерно на глубину 0,02—0,05 мм. Зерна оливина из протогранулярных пород часто имеют заливообразные границы с выступами равномерной кривизны, вдающимися в соседнее зерно на глубину до 0,5—1 мм. По-видимому, как результат вторичной — «собирающей» — рекристаллизации можно рассматривать и мегалокристы оливина из протогранулярных пород; наличие в них, как упоминалось, мелких «включенных» зерен оливина согласуется с таким предположением. В протогранулярных породах встречаются также крупные деформированные зерна, характеризующиеся рядом особенностей рекристаллизованных зерен («субгексагональность», прямые границы, тройные соединения и т. п.). Если допустить, что такие зерна и мегалокристы являются результатом рекристаллизации, то можно также предположить, что последняя (в отличие от описанной выше синтетектонической рекристаллизации) предшествовала наблюдаемой деформации оливина.

В отдельных случаях, особенно применительно к некоторым порфирокластическим породам зоны II (с мелкозернистой основной массой), возникает вопрос: не имеют ли зерна, рассматриваемые нами как рекристаллизованные, кластическое происхождение? Породы с такой структурой экспериментально были получены как посредством рекристаллизации (Ave'Lallemant, Carter, 1970), так и при дроблении (Лучицкий и др., 1967). Равнозернистость, морфология зерен и особенности агрегатов; отсутствие признаков дробления в зернах акцессорной хромшпинели и т. д. делают маловероятной возможность кластического происхождения мелких зерен.

Субзерна в деформированном оливине

В большинстве шлифов пород зоны V и в некоторых — из пород других зон в сечениях зерен оливина, близких (010), можно наблюдать субструктуру (см. фото 6, 7). Представляющие ее субзерна прямоугольны и повернуты одно относительно другого, судя по положению погасания, на угол от $<1^\circ$ до $4-5^\circ$. Границы их в указанных сечениях $\perp [001]$ и $\perp [100]$. Общая картина вполне отвечает той, которую можно ожидать от полигонизации переползанием дислокаций — наличие субзерен свидетельствует о протекании в содержащих их деформированных зернах оливина процессов возврата. Вопрос о природе субграниц, т. е. образованы ли они в результате полигонизации, связанной с возвратом, или в результате полигонизации скольжением (сбросообразованием), возникает иногда в связи с наблюдаемыми в указанных и в других сечениях полосовидных субзерен, границы которых проходят через все зерно. В лейстовых зернах оливина из пород зон V и IV субграницы $\perp [100]$ из-за отсутствия «ярких пластинок» и благодаря постоянно наблюдающимся очень маленьким углам разворота ($1-3^\circ$), по-видимому, не могут быть отнесены к полосам сброса. Иногда полигонизация наблюдается и в зернах, деформированных сбросообразованием (см. фото 7), в таких случаях можно видеть два типа субграниц $\perp [100]$: проходящие через все зерно границы полос сброса, с которыми связаны повороты на углы $5-8^\circ$, и более низкоугловые, прослеживающиеся только между двумя ближайшими субграницами $\perp [001]$. Иногда, однако, решить вопрос о природе полосовидных субзерен оказывается не просто, поэтому в качестве признаков возврата можно рассматривать лишь наблюдаемые в сечениях (010) прямоугольные субзерна, а также полосовидные субзерна в лейстовых зернах.

За пределами зоны V и прилегающей к ней части зоны IV системы субзерен, охватывающие все зерно (подобные изображенной на фото 6, а), встречаются сравнительно редко. В зернах из многих образцов

зон II, III, IV и северной части зоны I чаще всего можно наблюдать лишь отдельные субзерна, а иногда в шлифах из пород указанных зон вообще не удается найти субзерен, которые уверенно можно было бы связывать с полигонизацией переползанием дислокаций.

Поскольку рекристаллизация в ряде случаев обнаруживает связь с метаморфизмом, такую связь можно предполагать и для полигонизации. Выяснить отношение ее к той гидратации пород, с которой связано оталькование энстатита, не удастся. Субзерна наблюдаются как в породах с полностью оталькованным, так и в породах со свежим или частично оталькованным энстатитом. В зернах оливина, содержащих редкие иголки антигорита, иногда удается наблюдать искривление границ прямоугольных субзерен, а также границ полос сброса. Реже аналогичное искривление субграниц отмечается в связи с антофиллитизацией и бронзитизацией. Степень искривления субграниц и сама их миграция в целом явно зависят от расположения игл антигорита или амфибола по отношению к данной субгранице.

Таким образом, оказывается возможным установить только искажение в связи с метаморфизмом существовавших субграниц. По-видимому, в большинстве случаев само образование субзерен не связано с метаморфизмом и может рассматриваться как свидетельство динамического возврата.

Основные особенности субструктуры, наблюдаемой в оливинах Билинского массива, следующие.

1. Размеры субзерен в одном зерне (измеренные в точности $\pm 0,01$ мм) в направлениях $[001]$ и $[100]$ не одинаковы; в зерне из обр. 445-3, изображенном на фото 6, а, размеры их $\parallel [100]$ колебались в пределах от 0,06 мм до 0,23 мм; размер $\parallel [001]$ — от 0,05—0,06 мм до 0,32 мм (рис. 9, а). Более мелкие субзерна часто оказываются «вложенными» в более крупные (см. фото 6, б). Отношение размеров $L \parallel [100] : L \parallel [001]$ изменяется для отдельных субзерен в зернах из обр. 445-3 (см. фото 6, а) от 1:0,8 до 1:2.

2. Величина разворота субзерен относительно соседних частей кристалла непостоянна и, как правило, увеличивается с уменьшением размера субзерна: для последних с размерами порядка $0,06 \times 0,08$ мм она составляет, судя по положению погасания, $3-5^\circ$, для субзерен с размерами порядка $0,16 \times 0,20$ мм и крупнее — обычно $\leq 2^\circ$.

3. В различных зернах в одном образце наблюдается один и тот же (по порядкам размеров) набор субзерен — размеры последних не зависят от размеров содержащих их зерен.

Во всех образцах из зоны V и прилегающей к ней части зоны IV размеры субзерен колеблются в одних и тех же пределах, указанных выше для обр. 445-3. В зернах оливина из пород других зон набор размеров субзерен примерно такой же, как и в зернах из зоны V (см. рис. 9, б).

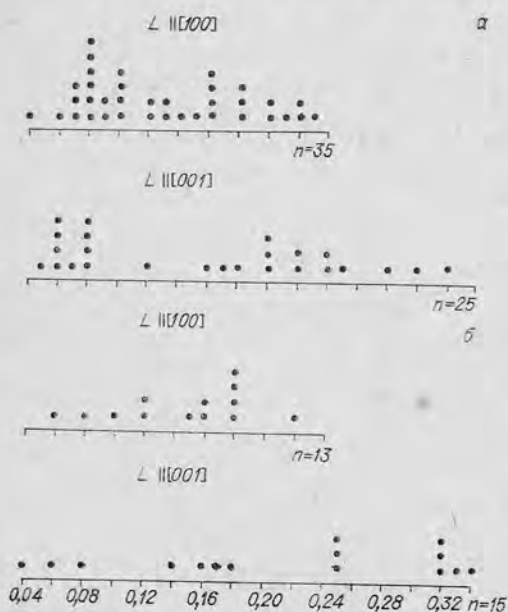


Рис. 9. Распределение размеров субзерен в оливине из лейстового дунита (а, обр. 445-3), в зерне оливина из мезокластического (?) дунита (б, обр. 363).

Деформация энстатита

В энстатите установлены полосы сброса и изгибы зерен без сbro-сообразования. Границы полос сброса в энстатите параллельны (001), замеры дают для осей вращения положение, близкое [010]. Таким образом, системой скольжения в энстатите является (100) [001]. Изгибы зерен также происходят вокруг осей, близких [010], с направлением распространения «волны» погасания — [001], часто углы изгиба достигают величины 15—20° и сами изгибы хорошо видны благодаря искривлению трещин спайности.

Иногда заметно, что изгиб зерна неоднороден и включает серию клиновидных полос сброса, в таких случаях угол между крайними полосками серии может составлять до 45°. Серии полос сброса более характерны для энстатита из гарцбургитов зоны IV, тогда как в зернах энстатита из пород зон I, II, III обычно наблюдаются лишь одиночные полосы сброса. Чаще всего встречаются зерна энстатита, имеющие изометричную или слабо удлиненную форму, со случайной по отношению к осям, вытянутостью. Значительно реже наблюдаются сильно вытянутые в направлении, близком к [001], зерна, часто в них можно видеть шейкообразные утончения, они сильно волнисто изогнуты (фото 8), их и можно рассматривать в качестве наиболее сильно деформированных скольжением. Но в большинстве случаев деформация, предшествовавшая разрушению зерен энстатита, была, по-видимому, очень небольшой. Сравнение с энстатитами из деформированных лерцолитов Средиземноморья (Nicolas e. a., 1972), Вост. Канады (Basu, 1975 и др.) и из ксенолитов в базальтах (Mercier, Nicolas, 1975), для которых характерно очень значительное вытягивание в направлении [001] в плоскости (100) и соответственно сплющивание по [100], более всего подтверждает предположение об относительно быстром разрушении кристаллов энстатита в билинских гарцбургитах.

Субзерна, развернутые на углы $\leq 2^\circ$, наблюдались в отдельных зернах из северной части массива в сечениях, близких (100), они были вытянуты $\parallel [001]$ на 0,08—0,1 мм (другая субграница, приблизительно $\parallel [010]$, — криволинейна). Во вторичном энстатите также были встречены субзерна. В нем наблюдались, кроме того, и изгибы зерен. Распространение деформированного вторичного ортопироксена, по-видимому, такое же ограниченное, как и у деформированного метаморфического оливина. (От первичного энстатита вторичный отличается рядом особенностей состава, отсутствием пластинок по (100) и некоторыми морфологическими признаками.)

Все зерна энстатита были просмотрены на предмет обнаружения клиноэнстатита: хотя инверсия и скольжение и представляют собой взаимоисключающие механизмы (см. выше), тем не менее неоднородность деформации в массиве не позволяет исключить той возможности, что в каком-то участке массива, на одном из этапов деформации существовали условия для инверсии, а не для скольжения в энстатите. Экспериментально клиноэнстатит был получен в полосах, морфологически близких полосам сброса и в виде пластинок по (100) (Raleigh e. a., 1971). В земных породах в виде полос он был надежно установлен Троммсдорфом и Венком (Trommsdorf, Wenk, 1968) в бронзите из оливиновых габбро комплекса Джайлс (Австралия), присутствие клиноэнстатита в виде пластинок было установлено в энстатите из гарцбургитов Восточного Папуа Болендом (Boland, 1974). Экспериментально полученный (Raleigh e. a., 1971) клиноэнстатит диагностировался оптически, и в случае присутствия его в виде полос оптическая диагностика не вызывала бы затруднений. Однако в виде полос в энстатите билинских гарцбургитов клиноэнстатит встречен не был. Постоянно наблюдающиеся в энстатите тонкие (0,001—0,002 мм) па-

параллельные (100) пластинки представлены, по-видимому, как и обычно, диопсидом (съёмкой в лучах Са на микросонде устанавливаются обогащенные кальцием пластинки; углы погасания пластинок в сечениях зоны [010] энстатита — 35—40°).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ

Попытаемся оценить условия деформации билинских гипербазитов, исходя из следующих, установленных выше, фактов: 1) преобладающей системой скольжения в оливине является $\{0K1\}$ [100]; 2) в массиве имела место динамическая (синтектоническая) рекристаллизация; 3) энстатит деформируется скольжением по (100) [001], признаки инверсии отсутствуют. Деформация оливина и энстатита является дометаморфической, как и динамическая рекристаллизация оливина; оснований считать, что эти процессы протекали в присутствии воды нет — мы вправе исходить из экспериментальных данных, полученных в «сухих» опытах. В соответствии с ними область на диаграмме на рис. 10, отвечающая температуре деформации билинских гипербазитов, при любой скорости деформации должна располагаться выше линии «начала рекристаллизации» и в поле скольжения энстатита. Всестороннее давление существенного влияния на изменение температуры рекристаллизации, так же как и на изменение положения границы механизмов деформации энстатита, не оказывает (в интервале 5—20 кб). Если принять, что верхняя граница поля преобладания системы скольжения $\{0K1\}$ [100] в оливине существует, и располагается там, где она показана на рис. 1, то интересующая нас область существенно умень-

шится. Однако исходить из существования этой границы нельзя (см. выше).

Рассмотрим положение интересующей нас области при скорости деформации порядка 10^{-14} с⁻¹. Вслед за Г. Хэрдом (Heard, 1963), по-видимому, показавшим, что такой порядок величины $\dot{\epsilon}$ следует считать наиболее вероятным для деформации известняков в природных условиях, ее стали считать «представительной геологической скоростью деформации» вообще, причем более поздние оценки подтверждают, что этот порядок величины $\dot{\epsilon}$ может рассматриваться в качестве характеристического для деформации пород, связанной с такими процессами как складчатость, внедрение крупных интрузий и некоторые другие (см., например, шкалу оценок геологических $\dot{\epsilon}$ Прайса, Price, 1975). При $\dot{\epsilon} = 10^{-14}$ с⁻¹ температура деформации должна составлять не менее 600—650°C (границей T—C мы при этом считаем ее расчетное положение). Верхний температурный предел может быть в данном случае оценен не выше, чем 800—900°C.

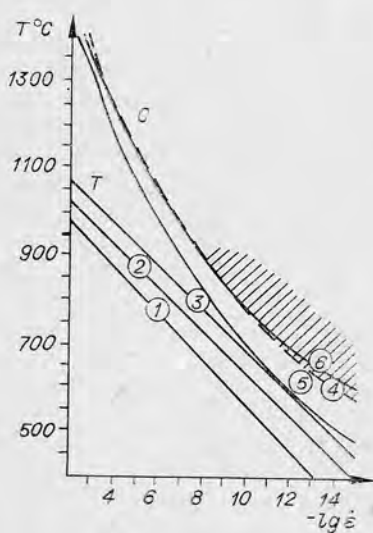


Рис. 10. Сводная диаграмма для оценки условий деформации.

1 — начало скольжения по $\{0K1\}$ [100]; 2 — начало полигонизации (образование субзерен); 3 — начало рекристаллизации (Carter, Ave'Lallemant, 1970); 4 — расчетное положение границы полей T и C; 5 — область, разграничивающая поля T и C по экспериментальным данным (Raleigh et al., 1971); 6 — область вероятных T, оливина и энстатита Билинского массива $\dot{\epsilon}$ (заштрихована). Диаграмма T — поле трансформации энстатита в клиноэнстатит; C — поле скольжения в энстатите.

с ним обратной зависимостью, то представление о величине напряжения скорее должны давать размеры относительно крупных субзерен. Модальное значение размера субзерен (L), для относительно крупных зерен из обр. 445-3 — $\parallel [100]$ —0,16 мм; $\parallel [001]$ —0,20 мм; для обр. 368 — соответственно 0,18 и 0,32 мм. Принимая, что в нашем случае $\mu=7,0 \times 10^2$ кб, находим, что для использованных размеров субзерен $\sigma \approx 1,0$ —1,15 кб (обр. 368) и $\sigma \approx 1,2$ —1,55 кб (обр. 445) (см. рис. 11). Заметим, что, используя размеры относительно малых субзерен в тех же зернах (порядка 0,06—0,08 мм), мы получили бы величину $\sigma \approx 3$ кб. Надежность произведенного определения проблематична, однако полученный порядок величины σ (первые килобары) кажется в данном случае наиболее вероятным (см. «деформационную карту» для оливина; Stocker, Ashby, 1973).

Для случая дислокационной ползучести зависимость между скоростью деформации, напряжением и температурой может быть записана в виде $\dot{\epsilon} = A \cdot \sigma^n \cdot \exp(-Q_n/RT)$, где A — константа, зависящая от свойств материала, Q_n — активационная энергия переползания дислокаций, R — газовая постоянная, T — абсолютная температура, $n \neq 1$. Значения величин A , Q_n и n экспериментально определялись и оценивались в ряде работ — см., например, сводную таблицу в работе Ж. Мерсье и Н. Картера (Mercier, Carter, 1975). Расхождения между формально возможными в данном случае значениями (полученными на поликристаллических образцах оливина в «сухих» условиях) довольно значительны, хотя режимы деформации, при которых эти значения получены, близки и особенности экспериментально деформированного материала практически одинаковы. Мы воспользуемся следующими наборами сильно отличающихся друг от друга значений: 1) $A=1,8 \cdot 10^8$, $Q_n=96$ ккал/моль, $n=3,0$ (Kirby, Raleigh, 1973); 2) $A=5,1 \cdot 10^9$, $Q_n=111$ ккал/моль, $n=3,3$ (пересмотренные данные Н. Картера и Х. Аве-Лалеманта; (Mercier, Carter, 1975). Принимая $\sigma=1,2$ кб, и по-прежнему считая, что $\dot{\epsilon}=10^{-14}$ с $^{-1}$, решаем вышеприведенное уравнение относительно T . Для первого набора значений получаем $T \approx 928^\circ\text{K}$, для второго — $T \approx 10^\circ\text{K}$. Эти значения в обоих случаях укладываются в интервал, указанный выше (600—900°C); заметим, однако, что, на наш взгляд, предпочтительнее скорее следует отдать более низкотемпературной области этого интервала.

Температура 600—900°C является вероятной, поскольку мы считаем наиболее вероятными в данном случае $\dot{\epsilon}$ порядка 10^{-14} с $^{-1}$. Из сопоставления с ходом рекристаллизации (см. выше) в работе (Ave'Lallemant, Carter, 1970) и с учетом наблюдаемого механизма деформации энстатита кажется возможным ограничить ее сверху значениями порядка 10^{-10} с $^{-1}$.

Существующие оценки условий деформации оливина немногочисленны, носят такой же сугубо предварительный характер, как наша, и в основном относятся к оливину из ксенолитов в базальтах (Raleigh, Kirby, 1970; Cohlschtedt, Goetze, 1973; и др.) и в кимберлитах (Boullier, Gueguen, 1975). Нам известны следующие оценки для гипербазитов, локализованных в коре: в работах (Raleigh, 1968; Carter, 1971; и др.) предполагается, что альпинотипные гипербазиты были деформированы при температурах 300—350°C, эта цифра получена исходя из наличия наблюдаемого в оливинах этих пород преимущественного скольжения по $\{0K1\} [100]$, при принятых наиболее вероятных условиях $P=3$ —5 кб, $\dot{\epsilon}=10^{-14}$ с $^{-1}$, аналогичные температуры указываются и для «дунит-пироксенитовых» массивов Аляски. Л. В. Агафонов (1975), исходя из наличия полос сброса в оливинах из гипербазитов Корякского нагорья, оценил температуру их деформаций величиной

$\geq 1000^{\circ}\text{C}$, предполагая, что скорость деформации была при этом такой же высокой, как в экспериментах С. Рели (Raleigh, 1968). А. Булье и И. Геген (Boullier, Gueguen, 1975) со ссылкой на устное сообщение Брауна указывают для милонитовлерцолитового массива Ланцо (Пьемонт) температуру деформации $850\text{--}900^{\circ}\text{C}$. С точки зрения знакомства с особенностями деформации этого массива по работам (Nicolas et al., 1971; 1972), эта оценка не кажется неправдоподобной; однако неизвестно, каким образом Браун ее получил. Ж. Мерсье и А. Никола (Mercier, Nicolas, 1975) считают вероятной температуру деформации 1200°C для лерцолитовых массивов, рассматриваемых в качестве «горячих».

Полученная нами оценка температуры ($600\text{--}900^{\circ}\text{C}$) не противоречит предположению о внедрении гипербазитов в верхние горизонты коры в виде горячих блоков, однако, для того, чтобы можно было так утверждать применительно к данному массиву, необходим еще целенаправленный петроструктурный анализ деформированных гипербазитов. Пока можно говорить только о том, что, по-видимому, наблюдаемая деформация оливина в Билинском массиве не была первой его деформацией. Признаки вторичной (собирательной) рекристаллизации оливина в исходных породах, с одной стороны, и сильнее — реликтовые — ориентировки осей индикатрисы оливина, наблюдаемые в слабо деформированных протогранулярных породах — с другой, дают основание предполагать, что оливин пород Билинского массива ко времени описанного выше динамометаморфизма уже подвергался деформации и был рекристаллизован. Возможно, эта собирательная рекристаллизация потребовала более высоких температур, чем те, которые могли иметь место при рассмотренной выше деформации. В этой связи интересно отметить присутствие в мегалокристаллах оливина дендритовидных включений магнетита, внешне аналогичных изученным в работе (Агафонов и др., 1974). С учетом этого факта предположение о высокотемпературном характере вторичной рекристаллизации оливина кажется весьма правдоподобным.

ВЫВОДЫ

Проведенное изучение деформации, возврата и рекристаллизации оливина и деформации энстатита позволило установить следующее. 1. Деформация оливина и энстатита является более ранней, чем наблюдаемый в гипербазитах и породах рамы региональный метаморфизм. 2. Преобладающей системой скольжения в оливине является $\{0K1\}$ $[100]$. 3. В массиве имела место как динамическая (синтектоническая), так и синметаморфическая рекристаллизация. 4. В наиболее сильно деформированных зернах оливина наблюдается субструктура, предположительно связанная с ползучестью. 5. Энстатит деформируется скольжением по (100) $[001]$. 6. Вероятные температуры деформации при скорости деформации порядка 10^{-14} с^{-1} лежат в пределах $600\text{--}900^{\circ}\text{C}$.

Автор благодарит профессора Г. В. Пинуса, сделавшего ряд полезных замечаний, а также Л. В. Агафонову и Ф. П. Леснова, с которыми обсуждались некоторые из рассмотренных вопросов.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Л. В. Минералогия альпинотипных гипербазитов Корякско-Камчатской складчатой области. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1975. 28 с.
Агафонов Л. В., Чепуров А. И., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова О. С. Закономерно ориентированные включения в оливине из гипербазитов Корякии. — «Геол. и геофиз.», 1974, № 6, с. 49—60.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 270.

Горелик С. С. Рекристаллизация металлов и сплавов. М., «Металлургия», 1967. 403 с.

Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, Изд-во ЛГУ, 1961.

Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хр. Борус.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1964, с. 242—316.

Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Козлов Е. К., Лялин П. В. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона.— В кн.: Материалы лаборатории геологии докембрия. Вып. 3. Л., Изд-во АН СССР, 1956, с. 47.

Класен-Неклюдова М. В. Механическое двойникование кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 80.

Коттрелл А. Х. Дислокации и пластическое течение в кристаллах. М., Metallurgizdat, 1958, с. 130.

Луичицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород. Новосибирск, «Наука», 1967, 73 с.

Москалева С. В. О тектоническом положении и возрасте гипербазитов Салатимского пояса.— В кн.: Магматические формации, магматизм и металлогения Урала. Т. II. Свердловск, 1969, с. 139—152.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966, 211 с.

Уэйджер Л., Браун Дж. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970, 551 с.
Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейсс Л., Вархафтиг К., Файф У. Земля. Т. 1, 2. М., «Мир», 1974, 845 с.

Фридель Ж. Дислокации. М., «Мир», 1967, 579 с.

Хоникомб Р. Пластическая деформация металлов. М., «Мир», 1972, 408 с.

Ave'Lallemant H. G., Carter N. L. Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1970, v. 81, p. 2203—2220.

Basu A. R. Hot — spots, mantle plumes and a model for origin of ultramafic xenoliths in alkali basalts.— "Earth. Plan. Sci. Letters.", 1975, v. 28, p. 261—274.

Blacic J. D., Christie J. M. Dislocation substructure in experimentally deformed olivine.— "Contrib. Miner. Petrol.", 1973, p. 141—146.

Boland J. D. Lammellar structures in low — calcium orthopyroxenes.— "Contrib. Miner. Petrol.", 1974, v. 47, p. 215—222.

Boland J. N., McLaren A. C., Hobbs B. E. Dislocations, associated with optical features in naturally — deformed olivine.— "Contrib. Miner. Petrol.", 1971, v. 30, p. 53—63.

Boullier A. M., Gueguen Y. SP — mylonites.— "Contrib. Miner. Petrol.", 1975, v. 50, p. 93—104.

Carter N. L. Static deformation of silica and silicates.— "J. Geophys. Res.", 1971, v. 76, p. 5514—5540.

Carter N. L., Ave'Lallemant H. G. High — temperature flow of dunite and peridotite.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1970, v. 81, p. 2181—2202.

Carter N. L., Raleigh C. B., De Carly P. S. Deformation of olivine in stony meteorites.— "J. Geophys. Res.", 1968, v. 73, p. 5439.

Carter N. L., Raleigh C. B. Principal stress directions from plastic flow in crystals.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1969, v. 80, p. 1231—1264.

Cohlschtedt D. L., Goetze C. Laboratory study of dislocation climb and diffusion in olivine.— "J. Geophys. Res.", 1973, v. 78, p. 5961—5971.

Green H. W., Radcliffe P. Dislocation mechanism of olivine and flow in the upper mantle.— "Earth. Plan. Sci. Lett.", 1972, v. 15, p. 239—249.

Green H. W., Radcliffe P. The nature of deformation lamellae in silicates.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1972, v. 83, p. 847.

Griggs D. T., Blacic J. D. Anomalous weakness of synthetic crystals of quartz.— "Science", 1965, v. 147, p. 292—295.

Goetze C., Brace W. F. Laboratory observations of high-temperature rheology of rocks.— "Tectonophysics", 1972, v. 13, p. 583—600.

Engel C., Fischer R. Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian ocean ridge system.— "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1975, v. 86, p. 1553—1578.

Hearl H. C. Effects of large changes in strain-rates.— "J. Geol.", 1963, v. 71, p. 162—195.

Kirby S. H., Raleigh C. B. High-temperature flow mechanisms in the mantle.— "Tectonophysics", 1973, v. 19, p. 163—194.

Mercier J. C., Carter N. L. Pyroxene geotherms.— "J. Geophys. Res.", 1975, v. 80, p. 3349—3362.

Mercier J. C., Nicolas A. Textures, structures and fabrics of upper mantle peridotites, as illustrated by xenoliths from basalts.— "J. Petrol.", 1975, v. 16, p. 454—487.

Nicolas A., Bouchez J. L., Boudier F., Mercier J. C. Textures, Structures and fabrics due to solid-state flow in some European lherzolites.— "Tectonophysics", 1961, v. 12, c. 12, p. 55—86.

Nicolas A., Bouchez J. L., Boudier F. Interpretation cinematique des deformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo.— "Tectonophysics", 1972, v. 14, p. 143—171.

- Nicolas A., Boudier F., Boullier A. M. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites.— "Amer. J. Sci.", 1973, v. 262, p. 853—876.
- Olsen A., Birkeland T. Electron microscope study of peridotite xenoliths in kimberlites.— "Contrib. Miner. Petrol.", 1973, v. 42, p. 147—158.
- Poirie J. P. Slip systems in olivine.— "J. Geophys. Res.", 1975, v. 80, p. 4059—4061.
- Poirie J. P., Nicolas A. Deformation-induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains with special reference to mantle peridotites.— "J. Geol.", 1975, v. 83, p. 707—720.
- Price N. J. Rates of deformation.— "J. Geol. Soc. Lond.", 1975, v. 131, p. 553—575.
- Raleigh C. B. Structure and petrology of an Alpine peridotite on Cypress Island, Wash. USA.— "Beitr. Miner. Petrol.", 1965, B. 11, S. 719—741.
- Raleigh C. B. Mechanisms of plastic deformation of olivine.— "J. Geophys. Res.", 1968, v. 73, p. 5396—5408.
- Raleigh C. B., Kirby S. H. Creep in the upper mantle.— "Miner. Soc. Amer. Spec.", Paper 3, 1970, p. 113—121.
- Raleigh C. B., Kirby S. H., Carter N. L., Ave'Lallemant H. G. Slip and clinoenstatite transformation as competing rate processes in enstatite.— "J. Geophys. Res.", 1971, v. 76, p. 4011—4022.
- Riecker R. E., Rooney T. P. Weakening of dunite by serpentinite dehydration.— "Science", 1966, v. 152, p. 196—197.
- Stocker R. F., Ashby M. F. On the rheology of the upper mantle.— "Rev. Geophys. Space Phys.", 1973, v. 11, p. 391—426.
- Trommsdorf V., Wenk H. R. Terrestrial metamorphic clinoenstatite in kinks of bronzite crystals.— "Contrib. Miner. Petrol.", 1968, v. 19, p. 158.
- Weertman J. The creep strength of the Earth Mantle.— "Rev. Geophys. Space Phys.", 1970, v. 8, p. 145—168.
- Young C. Dislocations in the deformation of olivine.— "Amer. J. Sci.", 1969, v. 267, p. 841—860.

В. В. Велинский, Г. В. Пинус

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ)

Проблема ультрабазитов складчатых областей в связи с резко возросшим интересом к происхождению офиолитовых серий в последнее время широко обсуждается. Однако многие вопросы до сих пор не решены, а появление на свет гипотезы тектоники плит придало этой проблеме еще более дискуссионный характер. Наиболее спорными при этом остаются вопросы происхождения и формационной принадлежности ультраосновных пород.

Как известно, комплексы их в складчатых областях выделяются главным образом в составе двух ассоциаций: альпинотипных гипербазитов и дунит-пироксенит-габбровой формации, происхождение которых считается различным. В последние годы нами был выдвинут тезис, согласно которому пестрый комплекс пород, слагающих массивы дунит-пироксенит-габбровой формации, рассматривается как результат пространственного совмещения и взаимодействия альпинотипных гипербазитов с прорывающими их интрузиями габброидного состава (Велинский, и др., 1970; Велинский, Пинус, 1971_{1,2}; Велинский, 1976). Решению этого сложного вопроса в значительной мере могут способствовать петрохимические исследования, которые дают наибольшую информацию как о составе вещества, так и об условиях формирования горных пород.

В настоящей статье мы возвращаемся к рассматриваемой теме, базируясь на результатах сравнительного анализа петрохимических особенностей ультрабазитов из альпинотипных гипербазитов и дунит-пироксенит-габбровой формации Кузнецкого Алатау. Объект исследования был выбран в силу того, что ультраосновные породы региона хо-

пошо изучены геологически и достаточно полно охарактеризованы аналитическим материалом. Кроме того, район Кузнецкого Алатау, являясь одним из регионов обширной Алтае-Саянской складчатой области, по составу и возрасту слагающих его толщ, истории геологического развития и характеру магматизма представляет собой типичный пример древнекаледонских складчатых структур юга Сибири, что позволяет распространить полученные результаты исследований и на обширную территорию развития каледонид сопредельных районов Казахстана и Монголии.

Петрографо-минералогический состав ультраосновных пород Кузнецкого Алатау, а также строение и тектоническое положение сложенных ими массивов, равно как и вопросы их металлогении освещены в многочисленных опубликованных работах (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958; Пинус, Колесник, 1966; Волохов, 1963; Волохов, Иванов, Пругов, 1968, 1969; Врублевский, Гончаренко, 1969; Гончаренко 1967, 1968, 1969, 1975; Гурьянова, 1959; Иванов и др. 1972; Ивонин, 1974; Коновалова, 1968, 1970; Кортусов, 1967; Никонов, 1971; Никонов, Никонова, 1971; Пругов, 1971; Шпайхер, Быков, 1961; и др.). Поэтому, не останавливаясь на этих вопросах специально, отметим лишь то положения, которые вытекают из анализа использованных материалов и в дальнейшем будут необходимы для решения поставленных задач.

1. Массивы альпинотипных гипербазитов и дунит-пироксенит-габбровой формации обнаруживают аналогичную структурную позицию. Чаще всего они располагаются вдоль региональных разломов длительного развития, отделяющих эвгеосинклинальные прогибы ранних каледонид от заключенных в них консолидированных срединных массивов. Реже они встречаются в периферических частях последних или во внутренних участках эвгеосинклинальных зон.

2. Интрузивные тела обеих формаций располагаются на одном стратиграфическом уровне. Вмещающие их отложения представлены метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами нижнего палеозоя или метаморфическими комплексами докембрия. Лишь в редких случаях (север Кузнецкого Алатау) отдельные тела альпинотипных гипербазитов тектонически выжаты на уровень угленосных отложений верхнего палеозоя (Врублевский, Гончаренко, 1969).

3. Ультраосновные породы той и другой формации тесно ассоциируют с габброидами, но роль последних в составе дунит-пироксенит-габбровой формации обычно значительно больше, чем в массивах альпинотипных гипербазитов.

4. Петрографический состав ультраосновных пород в массивах обеих формаций не обнаруживает различий. И в том и в другом случае устанавливаются дуниты, перидотиты и пироксениты. Однако в альпинотипных гипербазитах преобладают в различной степени серпентинизированные гарцбургиты, а в дунит-пироксенит-габбровой ассоциации наряду с дунитами широко развиты верлиты и пироксениты.

Нами были проанализированы особенности химизма ультраосновных пород обеих формаций. Из указанных выше источников было отобрано около 200 полных силикатных химических анализов горных пород. Из них для обработки взято лишь 113 анализов. Отбракованы были те, в которых сумма окислов составляла ниже 99 и выше 101%. Кроме того, в состав выборки не вошли верлиты и плагиоклаз-содержащие дуниты и перидотиты, по которым оказалось мало данных. В выборку не были включены и анализы пироксенитов. Последние сравнивались между собой по обобщенным данным (Иванов и др., 1972; Абрамович, Немцович, Парадеева, 1974)¹.

¹ Пользуясь случаем, авторы благодарят О. Г. Коновалову и А. И. Гончаренко, любезно предоставивших часть аналитического материала, ранее не опубликованного.

Формационная принадлежность ультраосновных массивов Кузнецкого Алатау

Формация	Массив	Литературный источник, из которого взяты хим. анализы пород
Дунит-пироксенит-габбровая	Бархатный	Гончаренко, 1967, 1975
	г. Зеленой	Кортусов, 1967
	г. Северной	—
	Заячий	Врублевский, Гончаренко, 1969
Альпино-типные гипербазиты	Проклопьевский	—
	Семеновский	—
	Яйский комплекс	—
	Чемодан	Иванов и др., 1972
	Белосаланский	Гурьянова, 1959
	Колтасский	—
	Кедровский	Никонов, Никонова, 1971
	Черноосиповский	—
	Крестовский	—

Примечание. Формационная принадлежность ультраосновных пород по указанным массивам дана по работам Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова, И. М. Волохова (1958); Г. В. Пинуса, Ю. Н. Колесника (1966), И. М. Волохова, В. М. Иванова, В. П. Пругова (1968, 1969), В. М. Иванова и др. (1972).

На подготовительном этапе работы были составлены две выборки: одна по ультраосновным породам альпинотипных гипербазитов (АГ), а другая — по дунит-пироксенит-габбровой формации (ДПГ). В табл. 1 приведен фактический материал по отдельным массивам и комплексам, использованный при обработке цифровых данных. Анализы в выборках распределились следующим образом: дуниты — 18, перидотиты (главным образом гарцбургиты) — 43, серпентиниты — 52. Всего по АГ — 52 анализа, по ДПГ — 61 анализ (табл. 2—7).

Классификация дунитов и перидотитов производилась по нормативному составу. В группу дунитов были включены породы, содержащие до 10% нормативного ромбического и до 5% — моноклинового пироксенов. Основанием для этого послужило наличие разрыва в области состава пород на тройных диаграммах (рис. 1, а, б), который обуславливает значимость различий в химизме перидотитов и дунитов. Данные обрабатывались на ЭВМ-220 в Вычислительном центре ИГиГ СО АН СССР по программе расчета статистических параметров распределения. Полученные результаты (см. табл. 2—7) сведены в обобщенные данные по анализам, пересчитанным на безводный остаток. Параллельно были проведены осреднения и сравнения по первичным материалам. Выводы оказались идентичными, в силу чего в статье рассматривается лишь один, первый, вариант расчета.

Из анализа приведенных таблиц выявляется ряд интересных закономерностей, вскрывающих особенности химического состава исследованных пород и характер распределения порообразующих окислов. Они сводятся к следующему.

Содержания всех порообразующих окислов в дунитах и подавляющего большинства их в гарцбургитах и серпентинитах распределяются по закону Гаусса (см. табл. 2, 3) — величины A/δ_A и E/δ_E меньше 3 (Родионов, 1964). Установленный факт весьма важен, так как на большом статистическом материале показано, что функции распределения элементов в горных породах и минералах, образование которых связано с одной обособленной геохимической генерацией, определяются логнормальным законом (Разумовский, 1948; Ahrens, 1954; Родионов, 1964). В случае если в процессе формирования минералов и пород принимало участие несколько независимых генераций элементов,

Средний химический состав ультраосновных пород аль-

Компонент	Дуниты (n=10)					
	$\bar{X}$	σ	A	E	A/σ_A	E/σ_E
SiO ₂	41,01	0,66	1,08	0,11	1,59	0,09
TiO ₂	0,05	0,04	0,06	-1,37	0,97	1,09
Al ₂ O ₃	0,63	0,22	0,42	-0,47	0,62	0,37
Fe ₂ O ₃	2,58	1,36	-0,14	-0,81	0,21	0,64
FeO	5,09	1,51	-0,10	-1,33	0,14	1,06
MnO	0,20	0,17	1,95	2,62	2,87	2,08
MgO	49,09	1,08	-0,54	-1,22	0,79	0,97
CaO	0,04	0,05	0,77	-1,15	1,13	0,91
Na ₂ O	0,17	0,29	1,94	2,48	2,85	1,97
K ₂ O	0,00	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,13	-1,63	0,19	1,29
Cr ₂ O ₃	0,57	0,36	0,50	-1,52	0,74	1,21

<i>Нормативный</i>						
Оливин	90,0	5,0	0,32	-1,82	0,47	1,44
Ромбич. пироксен . .	7,0	5,0	-0,50	-1,68	0,74	1,33
Монокл. пироксен .	—	—	—	—	—	—
Хромит	2,0	0,5	0,75	-1,57	1,10	1,25
Магнетит	2,0	1,0	0,95	0,28	1,40	0,22

то распределение их содержания аппроксимируется нормальным законом. Исходя из этого ультраосновные породы обеих формаций следует относить к числу таких образований, состав которых обусловлен присутствием в них минералов (и химических компонентов) разных генераций. Последнее хорошо согласуется с данными, полученными при изучении гипербазитов в других складчатых областях и показавшими, что эти породы на современном эрозионном уровне являются гетерогенными (Велинский, Пинус, 1972, 1973; Пинус и др., 1973; Велинский, 1976; Морковкина, 1967, 1974; Москалева, 1974; и др.).

С другой стороны, нормальный характер распределения содержания окислов в составе рассматриваемых пород указывает на то, что они представляют собой равновесные или близкие к таковым системы, так как закон Гаусса отражает распределение элементов в системах с максимальной энтропией — величиной статистически независимой (Карасев, 1971).

Ультраосновные породы в земной коре — объекты инородные, внедренные в нее. Но для неизменных интрузивных магматических образований распределение концентраций слагающих их породообразующих окислов характеризуется логнормальным законом (Разумовский, 1948; Родионов, 1964). Поэтому нормальный закон распределения содержания химических компонентов в ультрабазитах отражает генетические особенности пород и, по-видимому, связан с преобразованием первичного вещества последних, в результате чего возникли новые минеральные фазы, равновесные к условиям коровой обстановки.

Наряду с отмеченным, анализ цифровых данных (см. табл. 2—5) позволяет установить природу различия в составе отдельных типов

Т а б л и ц а 2

пиротипных гипербазитов Кузнецкого Алатау, вес. %

Гарцбургиты (n=24)					
$\bar{X}$	σ	A	E	A/σ_A	E/σ_A
43,20	1,74	1,28	2,77	2,72	3,00
0,05	0,03	0,54	-0,77	1,15	0,85
0,93	0,36	0,82	0,90	1,74	0,99
4,34	2,25	0,71	-0,56	1,51	0,62
4,77	2,00	-0,81	0,26	1,72	0,29
0,12	0,03	-0,42	-0,45	0,89	0,49
44,67	1,74	-0,19	-1,02	0,40	1,12
0,47	0,55	1,37	0,89	2,91	0,98
0,20	0,36	2,66	7,43	5,66	8,16
0,02	0,05	2,36	4,33	5,02	4,76
0,02	0,02	1,08	-0,03	2,30	0,03
0,45	0,32	0,89	0,85	1,89	0,93
состав					
66,0	11,0	-1,00	0,48	2,12	0,53
27,0	10,0	0,67	0,20	1,42	0,22
2,0	1,92	1,00	0,19	2,12	0,21
2,0	0,62	-0,78	0,55	1,66	0,60
3,0	1,60	1,00	-0,25	2,12	0,27

ультраосновных пород. Эти различия для каждой из рассматриваемых формаций имеют как общие черты, так и свои специфические особенности. Так, в группе альпинотипных гипербазитов гарцбургиты от дунитов отличаются повышенными содержаниями кремнезема, глинозема, окисного железа и извести и пониженным — окиси магния. В дунит-пироксенит-габбровой формации различия в составе этих пород в целом те же. Однако обращает на себя внимание то, что и в дунитах и в гарцбургитах этой формации количество глинозема и окиси кальция значимо не отличается.

Соответственно с этим и вариации в содержаниях петрохимических окислов в серпентинитах по сравнению с дунитами и гарцбургитами в каждой формации различны. В альпинотипных гипербазитах серпентинизация дунитов сопровождается привносом кремнезема, глинозема и окиси кальция, выносом окиси магния и перераспределением двух- и трехвалентного железа. При серпентинизации гарцбургитов направленность процесса в целом сохраняется, но менее сказывается привнос глинозема и извести.

Несколько иная картина наблюдается в группе дунит-пироксенит-габбровой формации. Здесь серпентинизация дунитов проявляется главным образом в перераспределении форм железа, привносе кремнезема и выносе магнелии, а в гарцбургитах этот процесс отражается в основном в окислении большей части закисного железа, протекающем на фоне неизменного поведения других компонентов породы.

Приведенные данные подтверждают существующее мнение о том, что серпентинизация есть процесс многосторонний и проходит как изохимически, так и с привносом — выносом вещества. Направленность

Компонент	Серпентиниты (n=18)						Пироксениты (n=11)	
	$\bar{X}$	σ	A	E	A/ σ_A	F/ σ_E	$\bar{X}$	σ
SiO ₂	44,56	1,57	-0,25	0,55	0,47	0,54	51,33	1,60
TiO ₂	0,06	0,04	0,73	-0,54	1,37	0,53	0,09	0,17
Al ₂ O ₃	1,13	0,47	2,23	5,30	4,21	5,19	2,46	0,96
Fe ₂ O ₃	6,17	1,81	-0,61	0,76	1,15	0,75	2,43	1,41
FeO	2,85	1,79	0,37	-0,32	0,70	0,31	4,44	1,02
MnO	0,16	0,10	0,79	-0,60	1,49	0,59	0,08	0,17
MgO	43,13	1,69	0,33	-0,40	0,62	0,39	23,61	1,83
CaO	0,75	1,14	1,84	2,02	3,47	1,98	15,36	2,32
Na ₂ O	0,22	0,39	2,13	3,87	4,02	3,79	0,17	0,41
K ₂ O	0,08	0,15	2,69	7,08	5,08	6,94	0,03	0,17
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,72	-1,03	1,36	1,01	—	—
Cr ₂ O ₃	0,31	0,25	-0,15	-1,54	0,28	1,51	—	—

Нормативный состав

Оливин	54,0	7,0	0,92	0,93	1,74	0,91	20,0	—
Ромбич. пироксен . .	37,0	10,0	-0,48	-0,78	0,91	0,89	18,0	—
Монокл. пироксен . .	3,0	4,5	1,82	2,00	3,43	1,96	60,0	—
Хромит	1,0	1,0	1,09	0,79	2,06	0,77	—	—
Магнетит	5,0	1,6	-0,18	-1,00	0,34	0,98	2,0	—

Примечание. Пироксениты — по данным И. И. Абрамовича и др. (1974).

же его при прочих равных условиях существенно определяется первичным составом подвергшихся серпентинизации исходных пород.

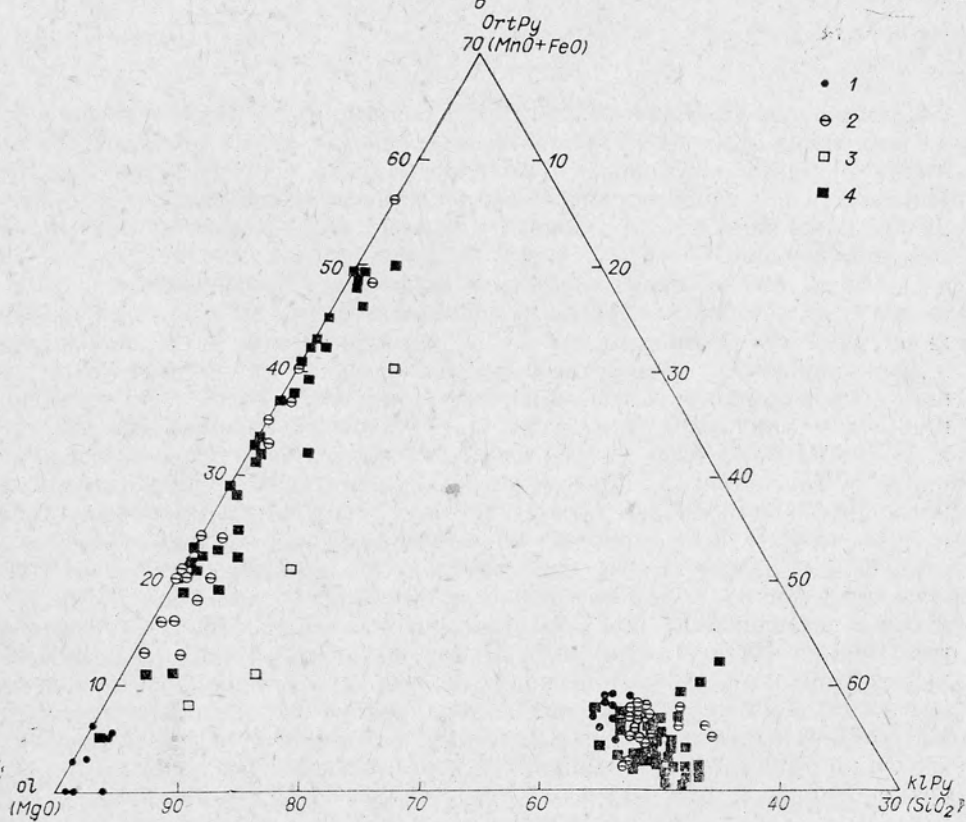
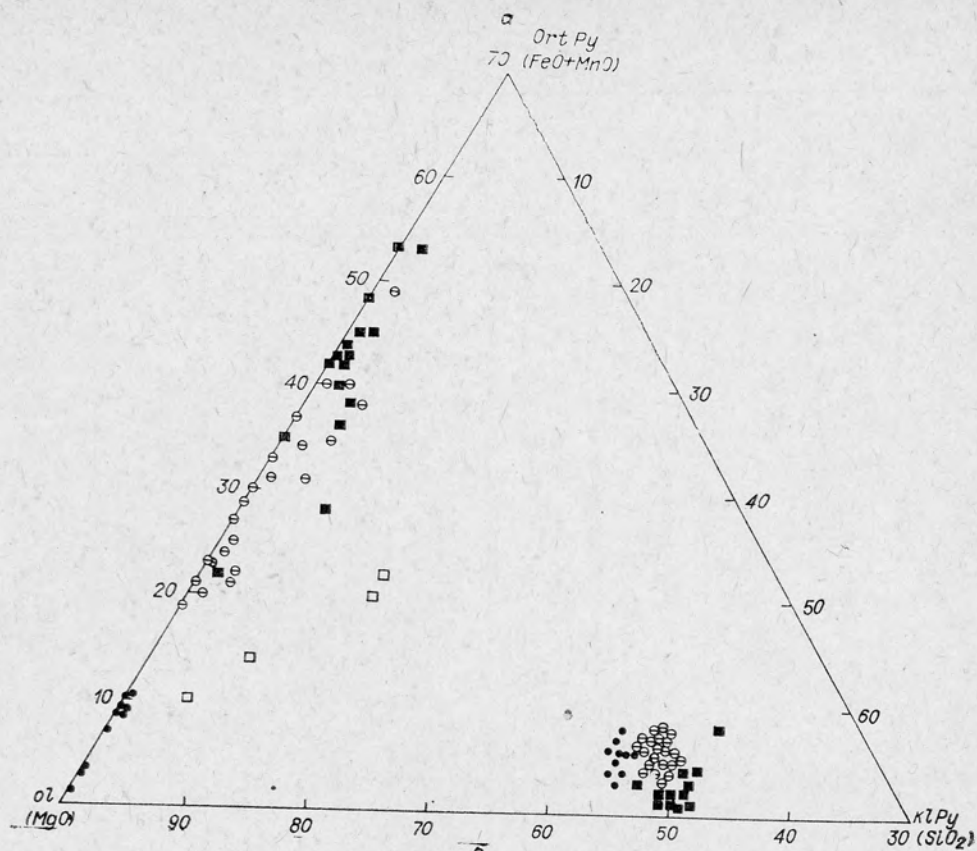
Таким образом, различия в химизме отдельных разновидностей пород рассматриваемых формаций, в общем близкие, имеют для каждой ассоциации свои особенности. В целом они выражаются в том, что типы пород в альпинотипных гипербазитах отличаются между собой относительно более контрастно, чем те же разновидности внутри дунит-пироксенит-габбровой формации.

Совершенно иной результат дает сравнение попарно между собой одноименных пород из альпинотипных гипербазитов и дунит-пироксенит-габбровой формации (рис. 2, см. табл. 6). Из приводимых материалов видно, что химические составы их практически не различаются между собой. Только в дунитах намечается различие в содержаниях СаО, но и это, по-видимому, связано со вторичными преобразованиями пород, в частности с более высокой степенью амфиболизации дунитов из дунит-пироксенит-габбровой формации (Волохов и др., 1969). Все же остальные компоненты, как в дунитах, так и в других породах той и другой группы, значимо не различаются.

Близость в химизме пород обеих формаций Кузнецкого Алатау ранее уже была подмечена И. М. Волоховым. После попытки с помощью дискриминантных функций по петрохимическим критериям установить

Рис. 1. Состав пород: а — формации альпинотипных гипербазитов; б — дунит-пироксенит-габбровой формации.

По линии ОI — ОгIРy — нормативный состав, по линии MgO — SiO₂ — состав по окислам. 1 — дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — апогарцбургитовые серпентиниты, 4 — лерцолиты.



Средний химический состав ультраосновных пород дунит-

Компонент	Дуниты (n=8)					
	$\bar{X}$	σ	A	E	A/σ_A	E/σ_E
SiO ₂	40,10	0,49	0,74	-0,36	1,00	0,26
TiO ₂	0,06	0,03	-0,92	-1,19	1,24	0,88
Al ₂ O ₃	0,98	0,66	0,12	-1,54	0,16	1,13
Fe ₂ O ₃	2,06	1,07	0,25	-1,86	0,34	1,37
FeO	7,34	1,15	-0,10	-1,45	0,14	1,06
MnO	0,17	0,05	0,90	-1,16	1,22	0,85
MgO	47,71	1,59	0,01	-1,16	0,01	0,85
CaO	0,54	0,31	0,59	-0,18	0,79	0,13
Na ₂ O	0,14	0,11	1,18	-0,10	1,59	0,07
K ₂ O	0,04	0,06	1,15	-0,14	1,55	0,10
P ₂ O ₅	0,00	0,00	1,86	1,70	2,51	1,25
Cr ₂ O ₃	0,27	0,33	0,59	-1,36	0,80	1,00

Нормативный

Оливин	93,0	3,0	0,11	-1,78	0,15	1,31
Ромбич. пироксен . .	3,0	3,0	-0,04	-1,92	0,05	1,41
Монокл. пироксен . .	1,0	1,0	0,75	-0,61	1,01	0,45
Хромит	2,0	1,0	-0,87	-0,89	1,18	0,65
Магнетит	1,0	0,5	1,86	1,70	2,51	1,25

формационную принадлежность ультраосновного Усинского комплекса, он констатировал, что «... полного отделения их от гипербазитов чистой линии получить не удалось» (Волохов, Иванов, Пругов, 1969, с. 231). Поразительное сходство химических составов гарцбургитов, серпентинитов и пироксенитов, а также дунитов из этих формаций вскрывают причины неудачи.

Такую же аналогию в химизме показали и средневзвешенные составы пород по обеим формациям Кузнецкого Алатау (см. табл. 6). По валовому составу ультраосновные породы альпинотипных гипербазитов и дунит-пироксенит-габбровой формации отвечают гарцбургиту со средним содержанием в нем ромбического пироксена около 25% и моноклинового — около 2% (см. табл. 7). Однако полученные количества пироксенов, по-видимому, завышены, так как в генеральной выборке около 50% вариантов приходится на серпентиниты. Образование же последних, как показано выше, часто сопровождается привнесом CaO и Al₂O₃, что и сказывается при пересчете анализов на нормативный состав. Более соответствуют действительности данные, полученные при непосредственном подсчете минералогического состава пород. Как показали исследования для альпинотипных гипербазитов по регионам юга Сибири (Пинус и др., 1958, Пинус, Колесник, 1966), ультраосновные породы этой формации представлены в основном обогащенными оливином гарцбургитами с содержанием в них пироксенов в пределах 10—15%. В силу незначимых различий в химизме ультрабазитов обеих формаций, данный вывод может быть распространен и на дунит-пироксенит-габбровую формацию.

пироксенит-габбровой формации Кузнецкого Алатау, вес. %

Гарцбургиты (n=19)					
$\bar{X}$	σ	A	E	A/σ_A	E/σ_E
43,11	2,42	-0,50	1,50	0,96	1,50
0,05	0,05	0,51	-0,89	0,98	0,89
1,20	1,06	1,86	3,03	3,58	3,03
4,27	3,42	1,54	1,39	2,96	1,39
5,37	1,78	-0,78	-0,50	1,50	0,50
0,12	0,06	-0,55	-0,02	1,06	0,02
44,03	3,22	-0,68	-0,95	1,31	0,95
0,47	0,58	1,43	1,07	2,75	1,07
0,25	0,25	0,98	-0,03	1,88	0,03
0,11	0,13	1,06	-0,11	2,03	0,11
0,02	0,06	1,82	1,58	3,50	1,58
0,52	1,50	3,51	5,39	6,75	5,39
<i>состав</i>					
69,0	13,0	-0,74	-0,95	1,42	0,95
25,0	13,0	0,70	-0,57	1,35	0,57
2,0	2,0	1,44	1,04	2,77	1,04
2,0	1,0	0,85	0,08	1,63	0,08
2,0	2,0	0,80	-0,58	1,54	0,58

Проведенные исследования по химизму пород позволяют обратиться к рассмотрению вопросов их генезиса и формационной принадлежности, что, в свою очередь, дает возможность сделать и более широкие выводы по проблеме в целом.

Генезис ультраосновных пород складчатых областей, как известно, большинством петрологов рассматривается двояко. Образование альпинотипных гипербазитов объясняется внедрением в литосферу перидотитовой магмы, кашеобразного агрегата существенно оливинового состава или же в форме протрузивных тел. Наличие ультраосновных пород дунит-пироксенит-габбровой формации связывают обычно с процессами кристаллизационно-гравитационной дифференциации известково-щелочных основных расплавов. Детально этот вопрос обсуждался ранее (Велинский, Пинус, 1973₂; Пинус и др., 1973; Велинский, 1976; и др.).

Наряду с этим уже давно при изучении уральской ассоциации дунит-пироксенит-габбро было высказано мнение о том, что это не генетическая, а парагенетическая совокупность пород, обусловленная пространственным совмещением массивов альпинотипных гипербазитов и крупных интрузивных тел габброндов, разобщенных по времени внедрения (Романов, 1949). С этих позиций пироксениты, которые в подобных массивах отделяют габброиды от ультраосновных пород, рассматриваются Б. М. Романовым как реакционные образования.

В настоящее время метасоматическая природа пироксенитов признается подавляющим большинством исследователей. По Кузнецкому Алатау это доказано (Пинус и др., 1958, Пинус, Колесник, 1966; Коно-

Компонент	Серпентиниты (n=34)						Пироксениты (n=27)	
	$\bar{X}$	σ	A	E	A/ σ_A	E/ σ	$\bar{X}$	σ
SiO ₂	44,00	1,96	0,23	-0,34	0,58	0,43	50,81	1,64
TiO ₂	0,05	0,05	0,12	-1,65	0,30	2,09	0,16	0,39
Al ₂ O ₃	1,48	1,13	2,02	5,75	5,05	7,27	2,84	1,22
Fe ₂ O ₃	5,33	2,42	0,00	-0,92	0,00	1,16	2,65	1,31
FeO	4,00	2,26	0,91	-0,13	2,28	0,16	4,69	1,34
MnO	0,14	0,07	0,56	0,92	1,40	1,16	0,09	0,22
MgO	44,49	3,47	-0,43	0,70	1,08	0,89	23,36	2,12
CaO	0,44	0,51	1,79	2,64	4,48	3,34	15,00	2,29
Na ₂ O	0,20	0,24	2,33	6,62	5,82	8,38	0,30	0,51
K ₂ O	0,10	0,16	1,38	0,23	3,45	0,29	0,07	0,33
P ₂ O ₅	0,00	0,00	—	—	—	—	0,01	0,20
Cr ₂ O ₃	0,10	0,22	1,97	2,52	4,92	3,19	—	—

Нормативный состав

Оливин	64,0	12,0	0,15	-0,99	0,38	1,25	20,0	—
Ромбич. пироксен .	30,0	12,0	-0,19	-1,11	0,48	1,41	18,0	—
Монокл. пироксен .	2,0	2,0	2,26	4,81	5,65	6,09	60,0	—
Хромит	1,0	1,0	1,12	1,32	2,83	1,67	—	—
Магнетит	3,0	1,5	0,53	-0,39	1,33	0,49	2,0	—

Примечание. Пироксениты — по данным В. М. Иванова и др. (1972).

валова, 1968, 1970; и др.). Кроме того, при изучении химизма ультраосновных пород альпинотипных гипербазитов и габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала (Штейнберг, Малахов, 1965; Малахов, 1966) выявлено, что ни по железистости, ни по составу редких и рассеянных элементов они не отличаются между собой. К близким выводам ранее пришел и Ю. А. Кузнецов (1964), показавший, что ультрабазиты обеих формаций по химизму почти не различимы, за исключением несколько повышенной известковистости пород дунит-пироксенит-габбровой формации. На основании этого и широкого анализа геологической ситуации, в которой происходило формирование рассматриваемых ассоциаций, исследователь делает обоснованный вывод, что в складчатых областях массивы, сложенные базит-гипербазитовыми комплексами, являются многофазными. Им подчеркивается, что по своему происхождению ультраосновные породы дунит-пироксенит-габбровой формации «... ближе к ультраосновным породам гипербазитовой формации, чем к собственно породам дифференцированных основных интрузий устойчивых областей» (с. 63). Переходные же между габбро и гипербазитами породы Ю. А. Кузнецовым рассматриваются как гибридные образования.

Наконец, наши исследования петрохимических особенностей ультраосновных пород из различных магматических формаций с помощью статистических методов и логико-дискретного анализа, проведенные как по отечественным, так и зарубежным материалам, также показали, что дуниты и перидотиты альпинотипных гипербазитов и дунит-пироксенит-габбровой формации очень близки и имеют высокую степень

Таблица 4

Значимость различий состава между разновидностями ультраосновных пород из разных магматических формаций

Компонент	I			II		
	Д-Г(34)	Д-С(28)	Г-С(42)	Д-Г(27)	Д-С(42)	Г-С(53)
	$t_{01}=2,75$	$t_{01}=2,78$	$t_{01}=2,70$	$t_{01}=2,79$	$t_{01}=2,70$	$t_{01}=2,68$
SiO ₂	5,34	8,25	2,67	5,19	10,26	1,37
TiO ₂	0,00	0,63	0,90	0,64	0,59	0,00
Al ₂ O ₃	3,00	3,82	1,63	0,65	1,67	0,90
Fe ₂ O ₃	2,79	5,93	2,90	2,54	5,84	1,19
FeO	0,51	3,50	3,25	3,46	5,94	2,45
MnO	1,48	0,68	1,65	2,22	1,40	1,09
MgO	9,02	11,25	2,91	3,96	3,93	0,48
CaO	3,77	2,63	0,96	0,41	0,71	0,19
Na ₂ O	0,25	0,39	0,17	1,62	1,06	0,07
K ₂ O	1,26	0,56	2,22	1,91	1,73	0,24
P ₂ O ₅	1,94	1,88	0,00	1,46	0,00	1,45
Cr ₂ O ₃	0,83	2,03	1,59	0,69	1,39	1,22

Нормативный состав

Оливин	8,80	16,65	4,33	7,50	12,60	1,38
Ромбич. пироксен	7,70	10,60	3,23	6,88	11,74	1,38
Монопироксен	5,12	2,83	0,88	1,72	2,04	0,00
Хромит	5,0	3,57	0,00	0,00	2,56	2,77
Магнетит	2,22	4,08	2,00	2,04	6,45	1,89

Примечание. I — альпинотипные гипербазиты, II — дунит-пироксенит-габбровая формация: Д — дуниты, Г — гарцбургиты, С — серпентиниты. Выделены значимые различия. t_{01} — значения критерия Стьюдента для 99%-ного порога вероятности (Плохинский, 1970).

сродства по всем породообразующим окислам (Васильев и др., 1971).

В качестве одного из главных доказательств магматического происхождения и генетической связи пород дунит-пироксенит-габбровой формации привлекается обычно факт наличия между ультраосновными и основными членами ассоциации очень характерной зоны. Она сложена полосчатым комплексом, в котором габброиды чередуются с тонкими прослоями плагиоклазосодержащих и (или) бесполовошпатовых дунитов и перидотитов. Такие соотношения пород в этих зонах расцениваются как признак, указывающий на явления внутрикамерной дифференциации, а сами полосчатые комплексы рассматриваются в качестве звена, связывающего постепенными переходами крайние члены ряда дунит — габбро. Подобная трактовка происхождения совокупности пород дунит-пироксенит-габбровой формации существует и для Кузнецкого Алатау (Волохов, Иванов, Пругов, 1968; Иванов и др., 1972).

При изучении альпинотипных гипербазитов Северо-Востока СССР нами было обращено внимание на то, что массивы их всегда сопровождаются рвущими интрузивами габброидов (Пинус и др., 1973; Велинский, 1976). Анализ материала из других регионов также показал, что тесная пространственная связь альпинотипных гипербазитов с габброидами закономерна (Михайлов, 1971; Велинский, 1976).

Таблица 5

Значимость различий состава ультраосновных пород габбро-пироксенит-дунитовой формации и альпинотипных гипербазитов Кузнецкого Алатау

Компонент	I $t_{0,01} = 4,02$ $= 3,55$	II $t_{0,01} = 3,55$	III $t_{0,01} = 3,50$	IV $t_{0,01} = 3,55$
SiO ₂	3,37	0,11	1,12	0,90
TiO ₂	0,61	0,00	0,79	0,77
Al ₂ O ₃	1,46	1,04	$\chi^2 = 2,20$	1,02
Fe ₂ O ₃	0,91	0,08	1,40	0,45
FeO	3,62	1,03	2,01	0,63
MnO	0,53	0,00	0,74	0,15
MgO	2,09	0,76	1,91	0,36
CaO	4,54	0,00	$\chi^2 = 0,00$	0,43
Na ₂ O	0,30	0,54	$\chi^2 = 0,43$	1,15
K ₂ O	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—

Нормативный состав

Оливин	1,58	0,81	2,73	0,00
Ромбич. пироксен	2,11	0,56	2,22	0,00
Монокл. пироксен	—	0,00	0,90	0,00
Хромит	2,56	0,00	3,38	0,00
Магнетит	2,78	1,78	2,20	0,00

Примечание. I — дуниты, II — гарцбургиты, III — серпентиниты, IV — пироксениты; $t_{0,01}$ — значения критерия Стьюдента для 99,9%-ного порога вероятности; $\chi^2_{0,05} = 3,84$.

характер. Геохимический спектр таких габброидов отмечается повышенными содержаниями компонентов, присущих гипербазитам (хром, никель, магний, железо и др.).

Приведенные данные свидетельствуют, на наш взгляд, о гибридной природе рассматриваемых пород и позволяют выделить такие образования в отдельную группу парамагматических габброидов, куда были отнесены такие разновидности, как троктолиты, алливалиты, эвкриты и др. (Велинский, Пинус, 1973_{1,2}; Пинус и др., 1973; Леснов, Пинус, Велинский, 1973; Велинский, 1976).

Таким образом, на примере Анадырско-Корякской складчатой системы Северо-Востока СССР видно, что взаимодействие габброидов с ультраосновными породами в альпинотипных гипербазитах приводит к образованию такой же ассоциации, которая описывается в составе полосчатых комплексов дунит-пироксенит-габбровой формации. Подчеркиваем, что сходство проявляется не только по морфологическим признакам, но и по структурным особенностям и вещественному составу слагающих их образований.

Аналогии эти, очевидно, не случайны. Они отражают общие закономерности, связанные с происхождением горных пород. Сошлемся на положения закона подобия, сформулированного В. И. Вернадским:

Детальное исследование габброидных интрузивов позволило нам вскрыть ряд весьма важных обстоятельств. Во-первых, на контакте габброидов и гипербазитов всюду отмечаются различной мощности зоны, сложенные набором пород, аналогичным полосчатому комплексу дунит-пироксенит-габбровой формации. Более того, сравнение минерального состава ультраосновных пород внутри габброидной части таких зон показало, что они аналогичны тем, которые образуются в экзоконтактовых частях габброидных интрузий. В последних также возникают пироксениты и наблюдается пироксенизация серпентинитов и серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, полевошпатизация и дегидратация, сопровождающаяся образованием вторичных дунитов, и т. д. В приконтактовых частях габброиды представлены главным образом оливинсодержащими разновидностями, в которых оливин имеет отчетливо ксеногенный

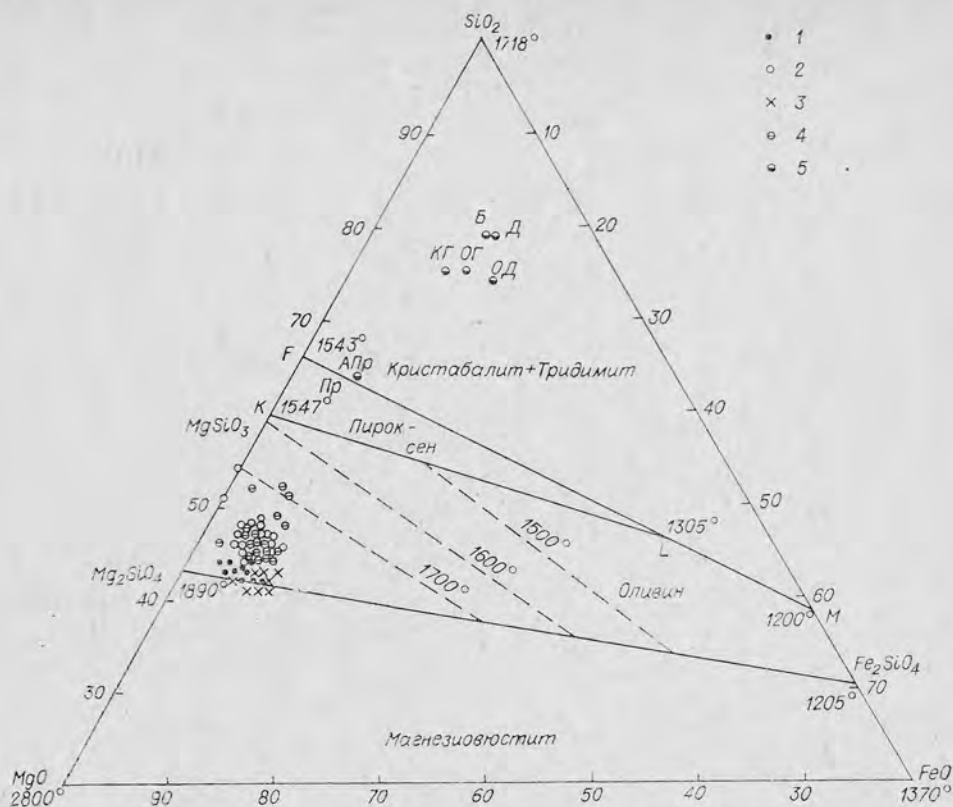


Рис. 2. Состав ультраосновных пород Кузнецкого Алатау в системе форстерит-фаялит-кремнезем.

Линии раздела полей кристаллизации: FL — пироксена и кристаллита+тридимита, LM — оливина и тридимита, KL — оливина и пироксена, L — неинвариантная перитектическая точка оливина, пироксена и тридимита (Заварицкий, Соболев, 1961). Проекция состава: альпинотипные гипербазиты: 1 — дуниты, 2 — гарибургиты; дунит-пироксенит-габбровая формация: 3 — дуниты, 4 — гарибургиты; 5 — по Дэли: Б — базальт, ОГ — оливиновое габбро, Д — диабаз, ОД — оливиновый диабаз, КГ — габбро усинского комплекса Кузнецкого Алатау (Абрамович и др., 1974). АПр — пироксениты из массивов альпинотипных гипербазитов Кузнецкого Алатау (Абрамович и др., 1974). Пр — пироксениты Усинского комплекса (Иванов и др., 1972).

«чем больше сходства в геометрии двух геологических объектов, тем больше сходства в природном состоянии пространства в момент возникновения этих объектов» (Вернадский, 1954). Под природным состоянием пространства в условиях Земли В. И. Вернадский понимал прежде всего физико-химическое пространство природных тел и явлений с присущей им симметрией, отражающей свойства рассматриваемых физических полей.

Итак, можно полагать, что взаимоотношения, наблюдаемые на контакте интрузивов габброидов с альпинотипными гипербазитами и габброидов с ультраосновными породами в дунит-пироксенит-габбровой формации обусловлены идентичными процессами, а ультрабазиты в обоих случаях имеют единую природу. Об этом же говорит и одинаковый характер распределения содержаний петрохимических компонентов в породах той и другой формации, так как равные функции распределения характеризуют совокупности с одинаковыми свойствами, что является объективным критерием для оценки однородности сравниваемых совокупностей (Беус, 1972).

Материал показывает, что дунит-пироксенит-габбровая формация есть ассоциация пород генетически не однородных, а представляет собой совокупность полигенную, включающую в себя, с одной стороны, две самостоятельные первичные фазы (гипербазиты и габброиды) и, с другой, — продукты их взаимодействия: парамагматические габброиды,

Средневзвешенный состав ультраосновных пород альпинотипных

Компонент	Альпинотипные гипербазиты (n=52)					
	$\bar{X}$	σ	A	E	A/σ_A	E/σ_E
SiO ₂	43,26	1,97	0,52	0,05	1,58	0,08
TiO ₂	0,05	0,04	0,76	-0,30	2,30	0,46
Al ₂ O ₃	0,94	0,42	1,73	5,34	5,24	8,22
Fe ₂ O ₃	4,64	2,33	0,24	-0,86	0,73	1,32
FeO	4,17	2,06	-0,31	-0,65	0,93	1,00
MnO	0,15	0,10	3,02	11,92	9,15	18,34
MgO	44,99	2,66	0,37	-0,82	1,12	1,26
CaO	0,48	0,80	2,71	7,65	8,21	11,77
Na ₂ O	0,20	0,35	2,55	6,45	7,73	9,92
K ₂ O	0,04	0,10	4,41	22,72	1,34	34,95

Нормативный

Оливин	66,85	15,48	0,27	-0,89	0,82	1,37
Ромбич. пироксен . .	26,73	13,91	-0,11	-0,88	0,33	1,35
Монокл. пироксен .	1,83	3,07	2,80	8,55	8,48	13,15
Хромит	1,63	0,69	0,59	1,26	1,79	1,94
Магнетит	2,75	1,69	0,55	-0,90	1,67	1,38

Примечание. k равен 3,84 (для 95%-ного порога вероятности).

пироксениты, пироксенизированные и полевошпатизированные дуниты и перидотиты и т. д. Гетерогенность этой ассоциации отчетливо проявляется и при анализе распределения показателей базитовости пород (содержание MgO и величина коэффициента b , по А. Н. Заварицкому), входящих в ее состав (Белоусов, 1972). А. Ф. Белоусовым, в частности, было установлено, что выбранные показатели для дунит-пироксенит-габбровой формации имеют бимодальное распределение с хорошо выраженным значимым минимумом между ультрабазитами и габброидами. Проведя подобные расчеты для целого ряда сложных контрастных по составу ассоциаций магматических пород, исследователь пришел к заключению, что они представляют собой парагенезисы естественных породных групп, являющихся продуктами самостоятельных магм, для нашего случая — ультрабазитовой и базальтовой.

Противоречат представлениям о генетическом родстве пород дунит-пироксенит-габбровой формации и экспериментальные данные в системе форстерит — диопсид — кварц (Куширо, Шейрер, 1969). Они показали, что из базальтового расплава толентового состава при фракционировании в силу существования температурного барьера (около 1390°C) не могут быть получены дифференциаты оливин-толентовой, недосыщенной кремнекислотой, магмы. Из такого расплава не могут образоваться дифференциаты, еще более недосыщенные кремнекислотой, какими являются ультраосновные породы. Это хорошо видно и на приводимой диаграмме (см. рис. 2), а также подтверждается результатами экспериментов по изучению жидкостной дифференциации в гомогенном базальтовом расплаве в условиях сильного гравитационного поля (Иванов и др., 1974). В указанных опытах была установлена нейтральность в поведении большинства элементарных компонентов сили-

Таблица 6

гипербазитов и пироксенит-дунит-габбровой формации, вес. %

Пироксенит-дунит-габбровая формация (n=61)						Хи- квадрат
$\bar{X}$	σ	A	E	A/σ_A	E/σ_E	
43,21	2,35	-0,06	0,12	0,20	0,20	0,46
0,05	0,05	0,22	-0,17	0,73	1,95	—
1,33	1,06	2,05	5,81	6,83	9,68	10,39
4,57	2,84	0,90	0,51	3,00	0,85	0,06
4,86	2,29	0,13	-1,13	0,43	1,88	0,06
0,14	0,07	0,31	1,14	1,03	1,90	1,35
44,77	3,38	-0,62	0,38	2,06	0,63	0,23
0,46	0,51	1,67	2,34	5,57	3,90	0,16
0,21	0,23	2,01	4,95	6,70	8,25	1,55
0,09	0,14	1,49	0,87	4,97	1,45	2,42
<i>состав</i>						
69,52	14,87	0,02	-1,04	0,07	0,12	0,42
24,85	14,40	0,03	-1,04	0,10	0,17	0,74
1,69	2,20	2,09	4,25	6,97	11,62	0,02
1,64	0,95	0,98	1,30	3,26	5,43	2,51
2,25	1,52	0,67	-0,34	2,23	3,72	1,59

катных расплавов в гравитационном поле и, в первую очередь, Fe и Mg, факт перераспределения которых обычно привлекается для объяснения вертикальной зональности в составе минералов из пород дунит-пироксенит-габбровой формации.

Все вышесказанное дает повод весьма критически относиться к развиваемым до сих пор положениям, согласно которым последовательность, наблюдаемая в массивах, относимых к дунит-пироксенит-габбровой формации, объясняется с позиций классической гипотезы дифференциации единого родоначального силикатного расплава основного состава.

Подобие в химическом и минеральном составе ультраосновных пород обеих формаций, нахождение последних в одних и тех же геоструктурных условиях, а также сказанное выше подтверждают положение об однотипном происхождении ультрабазитов в магматических формациях складчатых областей (Велинский и др., 1970, 1973; Пинус и др., 1973; Велинский, 1976).

С указанных позиций ультрабазитовая часть дунит-пироксенит-габбровых формаций рассматривается как реликты и ксенолиты альпинотипных гипербазитов, захваченных и переработанных габбро при своем внедрении. Масштабы развития, размеры и положение в разрезе дунит-пироксенит-габбровых ассоциаций ультраосновных членов связаны со степенью эродированности таких сложного состава массивов, первичным соотношением массы альпинотипных гипербазитов и объема габбрового расплава. В этой связи некоторые различия в химизме между отдельными разновидностями ультраосновных пород внутри каждой формации объясняются интенсивностью воздействия основного расплава на гипербазиты и *РТ*-условиями, в которых происходили эти процессы. Они

Таблица 7

Средневзвешенный химический и нормативный состав ультраосновных пород Кузнецкого Алатау, вес. %

Компонент	Дуниты (n=18)					Гарцбургиты (n=43)						
	$\bar{X}$	σ	A	E	A/ σ A	E/ σ E	$\bar{X}$	σ	A	E	A/ σ A	E/ σ E
SiO ₂	40,61	0,74	0,77	0,33	1,45	0,32	43,16	2,04	0,06	2,69	0,17	3,79
TiO ₂	0,06	0,04	0,11	-1,34	0,21	1,31	0,05	0,04	0,72	-0,06	2,00	0,08
Al ₂ O ₃	0,79	0,49	0,91	0,19	1,72	0,19	1,05	0,76	2,75	9,35	7,63	13,17
Fe ₂ O ₃	2,35	1,23	0,10	-0,83	0,19	0,81	4,31	2,79	1,45	1,90	4,03	2,68
FeO	6,09	1,75	-0,27	-0,91	0,51	0,89	5,03	1,91	-0,86	0,27	2,39	0,38
MnO	0,19	0,13	2,74	7,49	5,17	7,34	0,12	0,04	-0,61	1,16	1,69	1,63
MgO	48,48	1,46	-0,51	-0,72	0,96	0,71	44,39	2,49	-0,90	0,25	2,50	0,35
CaO	0,26	0,33	1,21	0,76	2,28	0,75	0,47	0,56	1,45	1,19	4,03	1,68
Na ₂ O	0,16	0,22	2,56	6,30	4,83	6,18	0,22	0,31	2,40	7,26	6,67	10,23
K ₂ O	0,02	0,04	2,45	5,47	4,62	5,36	0,06	0,10	1,96	3,26	5,44	4,59
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,96	-0,66	1,81	0,65	0,02	0,04	2,38	5,16	6,61	7,27
Cr ₂ O ₃	0,44	0,37	0,52	-0,99	0,98	0,97	0,48	1,01	5,18	28,55	14,39	40,21
Нормативный состав												
Оливин	91,61	4,33	-0,12	-1,51	0,23	1,48	67,79	11,82	-0,82	-0,20	2,28	0,28
Ромбич. пироксен . .	4,94	4,39	0,15	-1,60	0,28	1,57	26,63	11,13	0,63	-0,12	1,75	0,17
Моноклин. пироксен	0,67	1,08	1,68	2,30	3,17	2,25	1,74	2,09	1,33	1,13	3,69	1,59
Хромит	1,39	0,61	-0,34	-0,95	0,64	0,93	1,65	0,78	0,38	0,61	1,06	0,86
Магнетит	1,33	0,84	1,62	3,10	3,06	3,04	2,16	1,62	0,86	-0,17	2,39	0,24

Окончание табл. 7

Компонент	Серпентиниты (n=52)						Среднее (n=113)					
	$\bar{X}$	σ	A	E	A/ σ_A	E/ σ_E	$\bar{X}$	σ	A	E	A/ σ_A	E/ σ_E
SiO ₂	44,20	1,84	0,04	-0,13	0,12	0,20	43,23	2,16	0,13	0,26	0,57	0,58
TiO ₂	0,06	0,05	0,18	-1,25	0,55	1,92	0,05	0,04	0,38	-0,80	1,65	1,78
Al ₂ O ₃	1,36	0,96	2,49	9,10	7,55	14,00	1,15	0,85	2,70	10,85	11,74	24,11
Fe ₃ O ₃	5,62	2,24	-0,24	-0,57	0,73	0,88	4,60	2,60	0,70	0,28	3,04	0,62
FeO	3,60	2,16	0,89	0,38	2,70	0,58	4,54	2,20	0,01	-0,74	0,44	1,64
MnO	0,15	0,08	0,83	0,61	2,52	0,94	0,14	0,08	2,50	12,30	10,87	27,33
MgO	44,02	3,03	-0,11	1,14	0,33	1,75	44,87	3,06	-0,36	0,37	1,57	0,82
CaO	0,54	0,79	2,65	7,30	8,03	11,23	0,47	0,65	2,71	9,06	11,78	20,13
Na ₂ O	0,21	0,30	2,52	6,92	7,64	10,65	0,21	0,29	2,59	7,85	11,26	17,44
K ₂ O	0,09	0,15	1,81	2,13	5,48	3,28	0,07	0,13	2,28	4,68	9,91	10,40
P ₂ O ₅	0,01	0,02	2,26	4,09	6,76	6,29	0,01	0,03	2,83	9,23	12,30	20,51
Cr ₂ O ₃	0,17	0,25	0,98	-0,57	2,97	0,88	0,33	0,68	7,20	63,80	31,30	141,78

Нормативный состав

Оливин	60,63	11,42	0,56	-0,62	1,70	0,95	68,29	15,14	0,13	-0,96	0,57	2,13
Ромбич. пироксен	32,15	11,64	-0,38	-0,87	1,15	1,34	25,72	14,14	-0,04	-0,94	0,17	2,09
Моноклин. пироксен	2,13	3,25	2,54	6,25	7,59	9,62	1,75	2,63	2,75	9,05	11,96	20,11
Хромит	1,71	0,94	1,15	1,48	3,48	2,28	1,64	0,84	0,93	1,77	4,04	3,93
Магнетит	3,13	1,53	0,29	-0,81	0,88	1,25	2,48	1,62	0,64	-0,54	2,78	1,20

тем интенсивнее и оказывают тем большее влияние на гипербазиты, чем больше глубина, на которой происходило взаимодействие габброидов на ультраосновное вещество (Велинский, 1976). Именно этим обусловлен более контрастный характер различия в химизме пород в альпинотипных гипербазитах по сравнению с дунит-пироксенит-габбровой формацией, которые были установлены на рассматриваемых объектах Кузнецкого Алатау. В данном случае близкое содержание во всех разновидностях ультраосновных пород дунит-пироксенит-габбровой формации кальция и алюминия связано с большей переработкой ультраосновного материала основной магмой. Наблюдаемые соотношения этих компонентов отражают стремление системы габбро — гипербазит к равновесию, которое сопровождается выравниванием химических потенциалов слагающих ее элементов.

Таким образом, результаты исследования ультраосновных пород Кузнецкого Алатау подтверждают высказанное ранее положение о том, что ультрабазиты в составе альпинотипных гипербазитов и дунит-пироксенит-габбровой формации складчатых областей имеют родственную единую природу. В то же время следует помнить, что как предыдущие выводы, так и результаты изложенных исследований отражают лишь общую тенденцию. Не исключено, что в разных регионах могут иметь место свои специфические особенности, связанные с вариациями в составе гипербазитов и габброидов и обусловленные структурным положением интрузивных образований и спецификой геологического развития складчатых систем. Все эти вопросы при построении теоретической базы для объяснения выдвинутого положения могут быть решены после проверки их на многочисленных природных объектах, — иными словами, необходим статистический подход для решения выдвинутой проблемы. В целом же, как представляется авторам, основная идея не претерпит существенного изменения.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И. И., Немцович В. М., Парадеева Л. Н. О региональных вариациях химизма альпинотипных гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области. — «Геохимия», № 7, 1974, с. 1050—1056.
- Белоусов А. Ф. Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представления о породных группах. — «Геол. и геофиз.», 1967, № 5, с. 26—33.
- Беус А. А. Геохимия литосферы. М., «Недра», 1972. 295 с.
- Васильев Ю. Р., Велинский В. В., Дмитриев А. Н. Количественная оценка различий химических составов гипербазитов с помощью логико-дискретного анализа. — «Геол. и геофиз.», 1971, № 6, с. 57—63.
- Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан — континент. Новосибирск, «Наука», 1976. 300 с.
- Велинский В. В., Пинус Г. В. Петрохимические критерии поисков и методики оценки перспектив хромитовости и платиноносности гипербазитов Анадырско-Корякской складчатой системы. — «Труды ВИНТИ», 1972, № 42228-72. 39 с.
- Велинский В. В., Пинус Г. В. Некоторые общие вопросы проблемы генезиса альпинотипных гипербазитов. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 360—376.
- Велинский В. В., Пинус Г. В. Проблема ультраосновных формаций складчатых областей. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 187—195.
- Велинский В. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Васильев Ю. Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 1, с. 203—206.
- Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954. 615 с.
- Волохов И. М. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1963, с. 7—23.
- Волохов И. М., Иванов В. М., Пругов В. П. Габбро-пироксенит-дунитовая интрузивная ассоциация Кузнецкого Алатау. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 4, с. 931—934.
- Волохов И. М., Иванов В. М., Пругов В. П. Усинский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Кузнецкого Алатау. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 216—234.

Врублевский В. А., Гончаренко А. И. Гипербазиты северного продолжения Кузнецкого Алатау (Томская область).— «Труды ТГУ», Томск, Изд-во ТГУ, 1969, вып. 203, с. 199—208.

Гончаренко А. И. Гипербазиты Бархатного массива.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск, Изд-во ТГУ, 1967, с. 92—102.

Гончаренко А. И. Гипербазиты и листвениты северной части Кузнецкого Алатау и их металлогенические особенности.— «Труды СНИИГГиМС», Новосибирск, 1968, вып. 70, с. 122—125.

Гончаренко А. И. Гипербазиты северной части Кузнецкого Алатау. Томск, Изд-во ТГУ, 1969. 120 с.

Гончаренко А. И. К петрологии и минералогии альпинотипных гипербазитов севера Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геология Сибири. Томск, Изд-во ТГУ, 1975, с. 94—101.

Гурьянова В. Н. Петрохимические особенности интрузивных комплексов западного склона Кузнецкого Алатау и Горной Шории.— «Информ. сборник ВСЕГЕИ», Л., 1959, № 21, с. 101—116.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии и изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961. 383 с.

Иванов В. М., Волохов И. М., Полякова З. Г., Оболенская Р. В. Основные черты химизма пород габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1972. 80 с.

Иванов В. М., Доельницын Е. Ф., Лаврентьев Ю. Г., Корольюк В. Н. Экспериментальные исследования жидкостной дифференциации базальтоидных расплавов (методом высокотемпературного центрифугирования).— «Геол. и геофиз.», 1974, № 1, с. 25—32.

Ивонин И. П. Конфокальные массивы габбро-пироксенит-дунитовой формации в Кузнецком Алатау.— «Труды ТГУ», Томск, Изд-во ТГУ, 1974, т. 221, с. 158—166.

Карасев Б. В. Статистический подход к изучению природы в некоторые закономерности распределения вещества Земли.— В кн.: Пути познания Земли. М., «Наука», 1971, с. 131—152.

Коновалова О. Г. Геолого-тектоническая позиция и структурно-морфологические особенности дунит-гарцбургитовых массивов Кузнецкого Алатау.— «Труды СНИИГГиМС», Новосибирск 1968, вып. 70, с. 119—121.

Коновалова О. Г. Особенности формирования и метасоматического преобразования гипербазитов и хромитов Кузнецкого Алатау.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 25—40.

Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Марининской тайги (Кузнецкий Алатау). Т. 1. Томск, Изд-во ТГУ, 1967. 288 с.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Куширо И., Шейер Я. Ф. Новые данные по системе диопсидфорстерит-кремнезём.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. Вып. 62. М., «Недра», 1969, с. 52—62.

Леснов Ф. П., Пинус Г. В., Велинский В. В. Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 44—56.

Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала.— «Труды Ин-та геологии», Свердловск, 1966, вып. 79. 234 с.

Михайлов Н. П. Петрография Центрального Казахстана. Т. II. М., «Недра», 1971. 359 с.

Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Урала. М., «Наука», 1967. 280 с.

Морковкина В. Ф. Петрология гипербазитов Севанского хребта. М., «Наука», 1974. 144 с.

Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитонность. Л., «Недра», 1974. 279 с.

Никонов О. И. О проявлении габбро-пироксенит-дунитовой формации на СЗ склоне Кузнецкого Алатау.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 11, с. 48—58.

Никонов О. И., Никонова З. П. Уркопинский массив — представитель габбро-пироксенитовой формации Кузнецкого Алатау.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 10, с. 38—45.

Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Баников О. Л., Агафонов Л. В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973. 320 с.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 293 с.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966. 211 с.

Плохинский Н. А. Биометрия. М., Изд-во МГУ, 1970. 367 с.

Пругов В. П. Среднетерсинский габбро-пироксенит-дунитовый плутон (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 44—61.

Разумовский Н. К. Логнормальный закон распределения и его особенности.— «Зап. ЛГИ», Л., 1948, вып. 20, с. 105—120.

Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964. 102 с.

Романов Б. М. Габбро-перидотитовая формация Урала.— «Сов. геол.», 1949, сб. 40, с. 1—40.

Шпайхер Е. Д., Быков С. Г. Новые данные о хромитовом оруденении Кузнецкого Алатау.— «Вестн. ЗСГУ», № 3, 1961, с. 10—22.

Штейнберг Д. С., Малахов И. А. Сравнительная петрохимическая характеристика различных типов магматических пород ряда дунит — гарцбургит на Урале. Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала.— «Труды Ин-та геологии». Свердловск, 1965, вып. 70, с. 39—42.

Ф. П. Леснов, А. А. Меляховецкий, Ж. Баярхуу

ШИШХИДГОЛЬСКИЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ МАССИВ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

Шишхидгольский¹ гипербазитовый массив — один из наиболее крупных не только на территории Монголии, но и в пределах всего южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Расположен он в северо-западном Прихубсугулье, в бассейне р. Шишхид-гол (исток Мал. Енисея), своей небольшой северной частью уходит в пределы СССР (Восточная Тува). Впервые массив был кратко описан Н. Л. Кудрявцевой в 1947 г. Затем в 1954 и 1957 гг. северная часть его в пределах Тувы изучалась И. И. Башиловой и Г. В. Махиным. В 1968 г. наблюдения на массиве в пределах МНР были выполнены В. А. Благоднавым. Позже, в 1972 г. А. А. Ельянов, А. В. Ильин и В. М. Моралев исследовали восточный контакт объекта в районе долины р. Шишхид-гол и впервые обнаружили здесь хромитовую минерализацию. В том же году на территории Тувы П. А. Никитчиным и А. А. Меляховецким изучалась северная часть массива. Авторы настоящей статьи при участии В. В. Веллинского в 1974—1975 гг. провели геологическое картирование почти на всей его площади и петрографическое изучение слагающих его пород. Эти работы выполнялись по программе исследований Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. В литературе имеются лишь самые общие данные о массиве. Они приведены в работах Р. А. Хасина и др. (1973), А. В. Ильина и Г. А. Кудрявцева (1973) Н. С. Зайцева и др. (1974). Общая характеристика петрографии гипербазитов была дана нами.

Шишхидгольский массив образует вытянутое в субмеридиональном направлении тело длиной 55 км и шириной от 2 до 8 км. Общая площадь его составляет 200 км², из которых 175 находятся в пределах МНР (рис. 1). Массив обнажается в высокогорной, труднопроходимой части Северной Монголии между Дархатской межгорной впадиной на востоке и отрогами хребта Обручева — на западе. Осевая часть образует водораздельный скалистый хребет меридионального направления с резкими альпийскими формами рельефа, высотой более 3000 м (гора Хойту-Агуй-Ула). Относительное превышение водораздела над долинами рек достигают 1500 м. Его склоны покрыты мощным чехлом делювиальных и ледниковых отложений и расчленены глубокими эрозийными долинами и карами. Мощный шлейф крупноглыбовых отложений на склонах хребта, полностью сложенных ультраосновными породами, на значительной площади перекрывает вмещающую массив раму. Это обстоятельство не было учтено ранними исследованиями и поэтому размеры массива представлялись еще более крупными (до 400 км²).

¹ В некоторых работах массив описывался под названиями Хойтуагуйского, Бильдыкского и Хоромнэгойского.

Геоморфологически и, отчасти, по особенностям геологического строения массив может быть разделен на три блока: северный, центральный и южный. Северный блок в виде полосы шириной 2—6 км протягивается в юго-восточном направлении на 25 км от среднего течения р. Бильдык до района устья р. Улясуту-гол. Рельеф здесь характеризуется небольшими относительными превышениями и сглаженными формами, причем значительная часть массива перекрыта рыхлыми отложениями рек Хоромнэгой и Улясуту-гол. Блок разбит многочисленными кососекущими разломами на более мелкие фрагменты.

Центральный блок имеет меридиональное простирание и стыкуется с северным по разлому северо-восточного простирания. Прослеживается на 16 км от устья р. Улясуту-гол на севере до широтного отрезка долины р. Шишхид-гол на юге. Его ширина составляет 5—8 км. Это наиболее труднодоступная часть массива, характеризующаяся почти 100%-ной обнаженностью.

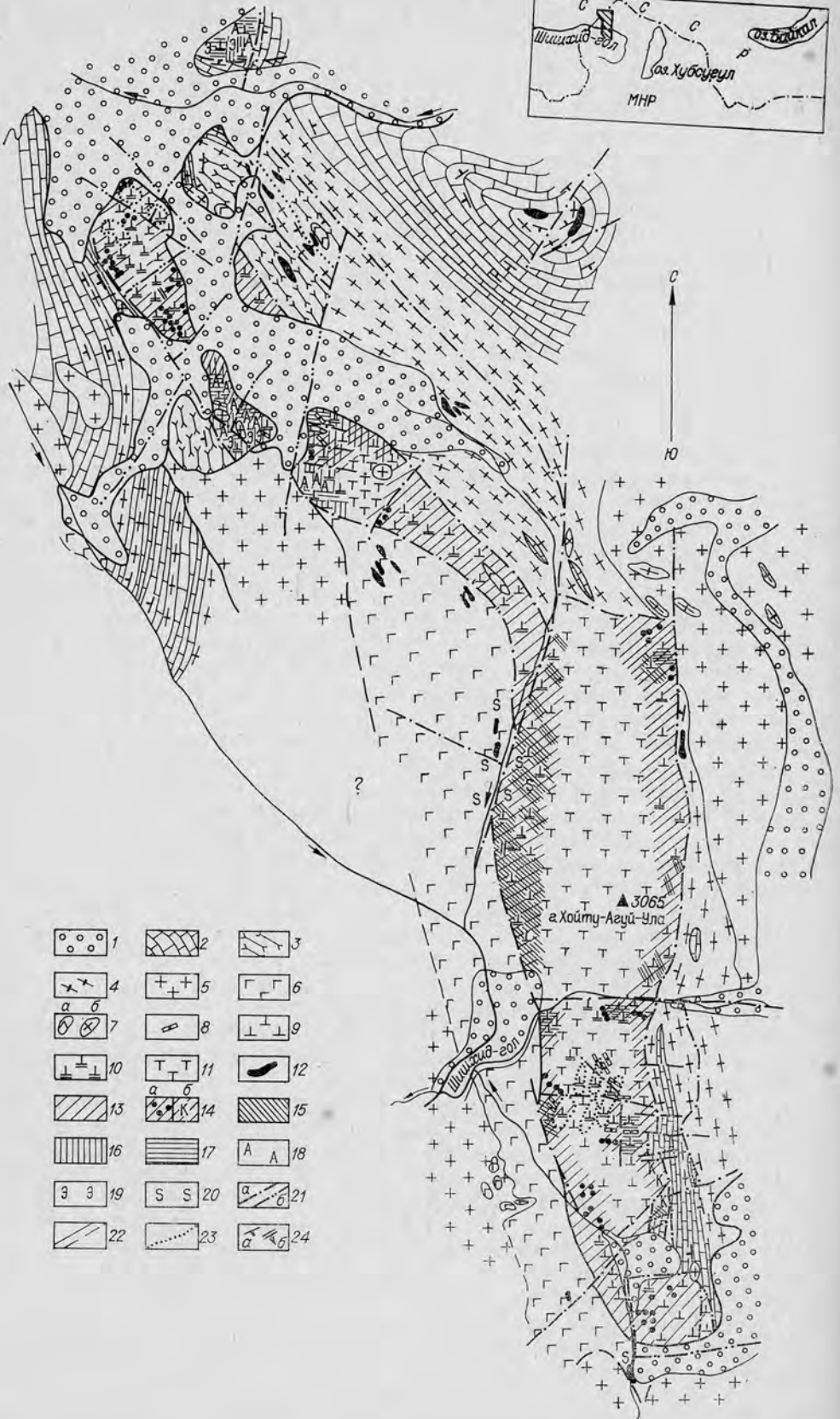
Южный блок граничит с центральным по широтному разлому, проходящему вдоль русла р. Шишхид-гол и протягивается в меридиональном направлении на юг на 14 км до устья р. Харатар-гол. В его северной части развит такой же высокогорный расчлененный рельеф, как и в центральном блоке, однако по мере удаления на юг абсолютные отметки водораздела, проходящего в осевой части массива, уменьшаются до 2000 м и менее, а рельеф становится более сглаженным.

Шишхидгольский гипербазитовый массив залегает среди докембрийских метаморфических пород, слагающих среди каледонид юга Сибири крупный блок. Последний в литературе получил название Тувино-Монгольского массива (Ильин, 1973), в пределах которого, в бассейне р. Шишхид-гол, выделяется крупная антиклинальная структура субмеридионального простирания — в осевой части ее согласно с общим простиранием залегает гипербазитовый массив. В непосредственном обрамлении массива прослеживаются отложения двух свит, датированных рифеем, — окинской и мурэнской (Ильин, 1973).

Отложения окинской свиты залегают в виде субмеридиональной полосы в ядре упомянутой антиклинальной структуры и имеют существенно терригенный состав. Преобладают среди них метапесчаники, металевролиты, парасланцы. Подчиненную роль играют карбонатные породы, углисто-кремнистые и филлитовидные сланцы. Кроме того, в ограниченном количестве в этой свите отмечаются метавулканы. Их первичный состав, по-видимому, отвечал базальтам, андезитам и дацитам. Видимая мощность окинской свиты в бассейне р. Шишхид-гол составляет не менее 2 км. Ранее эти же отложения Г. В. Махиным и И. И. Башиловой подразделялись на две свиты — харальскую и билинскую.

Отложения вышележащей мурэнской свиты распространены на крыльях антиклинальной структуры и имеют существенно карбонатный состав (кристаллические известняки и мраморы). В нижней части разреза свиты залегают отдельные маломощные прослои терригенных пород — конгломератов, гравелитов, песчаников с кремнистым цементом, углисто-кремнистых сланцев. Здесь же обнаружены маломощные прослои метатувов. В гальке конгломератов присутствуют породы окинской свиты (Меляховецкий, Никитчин, 1974). Мощность отложений мурэнской свиты вблизи Шишхидгольского массива составляет не менее 1,5 км. Отметим, что эти же отложения ранее относились Г. В. Махиным и И. И. Башиловой к балыктыгхемской и айлыгской свитам.

В породах окинской и мурэнской свит устанавливаются неодинаковая степень метаморфизма пород и повышение ее в направлении с запада на восток. Так, терригенные отложения, которые залегают в виде прослоев среди мраморов мурэнской свиты западнее гипербазитового массива, характеризуются весьма слабым метаморфизмом. В них



- | | | |
|--|--|--|
|  1 |  2 |  3 |
|  4 |  5 |  6 |
|  7 |  8 |  9 |
|  10 |  11 |  12 |
|  13 |  14 |  15 |
|  16 |  17 |  18 |
|  19 |  20 |  21 |
|  22 |  23 |  24 |

преобладает ассоциация кварц+альбит+хлорит+мусковит, причем присутствующие в существенно кремнистом цементе гравелитов и песчаников хлорит и мусковит играют подчиненную роль. Эти породы отличаются хорошей сохранностью первичных терригенных структур. Породы, распространенные к востоку от гипербазитового массива, характеризуются гораздо более высокой степенью метаморфизма, так как непосредственно к востоку от центрального и южного блоков массива и затем на удалении от него распространены парасланцы с гранатом и биотитом. Отметим, однако, что в восточном экзоконтакте северного блока массива развиты метапесчаники, в которых гранат отсутствует. В них преобладают ассоциации кварц+кальцит+биотит+мусковит+хлорит. Изобрада граната в метапесчаниках здесь проходит лишь на удалении 2—4 км от гипербазитового массива. На некоторых участках среди гранатосодержащих пород наблюдались диафориты, в которых гранат и биотит подвергались хлоритизации.

Антиклинальная структура, вмещающая гипербазитовый массив и сложенная породами окинской и мурэнской свит, в районе южного и центрального его блоков имеет меридиональное простираие. Так же расположены длинная ось гипербазитового тела и ограничивающие его разломы. Севернее центрального блока простираие складчатой структуры, как и гипербазитового массива, изменяется на северо-западное. Крылья антиклинальной структуры осложнены более мелкими складками, наблюдавшимися, в частности, в обрамлении северного блока. В общем случае простираие осей этих складок совпадает с простираием главной антиклинали, хотя в отдельных случаях (верхове р. Хара-Баран-гол) на фоне общего северо-западного простираия структуры возможны мелкие складки северо-восточного простираия. Местами складчатость выражена чередованием более широких антиклинальных и узких синклинальных складок. К западу от массива наблюдались небольшие изоклинальные и лежащие складки. Сундучные складки отмечены к востоку от массива по р. Шишхид-гол А. В. Ильным.

Достаточно сложной представляется разрывная тектоника гипербазитового массива. Его контакты с породами рамы проходят вдоль разломов. В частности, вдоль восточного контакта ясно выражен меридиональный разлом, падающий на запад под углом 70° (рис. 2, а, б). Аналогичное падение имеет и западный контакт. Кроме того, массив пересекается многочисленными поперечными и диагональными разрывами. Судя по полученным данным, гипербазитовый массив образует ядро горст-антиклинальной структуры, испытывающее восходящие блоковые движения и в современную эпоху. Об этом, в частности, свидетельствуют резко расчлененный, альпийский рельеф, приуроченный именно к осевой части гипербазитового массива, а также наличие висячих долин и глубоких, каньонообразных русел у большинства мелких

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Шишхидгольского гипербазитового массива (составлена по материалам авторов, а также В. В. Велинского с использованием данных Г. В. Махина, И. И. Башиловой, А. Н. Благовраова, А. В. Ильина и П. А. Никитчина).

1 — озерно-ледниковые, аллювиальные и др. четвертичные отложения; 2—4 — рифейские отложения; 2 — известняки и мраморы, 3 — метаморфизованные эффузивы, туфы, субвулканы основного, среднего и кислого состава, 4 — метаморфизованные песчаники, алевролиты, углистые сланцы с прослоями конгломератов и гравелитов; 5 — гранитоиды нерасчлененные; 6 — метаморфизованные габбро, лейкогаббро, реже габбро-диабазы и габбро-диориты (Тологойгольский интрузив); 7 — метагаббро субвулканические (а), гранит-порфиры (б); 8 — дайки диабазов. 9—20 — гипербазитовый массив: 9 — дуниты, 10 — гарцбургиты, 11 — гипербазиты нерасчлененные, 12 — малые тела гипербазитов (преимущественно серпентиниты), 13 — серпентиниты и существенно серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, 14 — серпентиниты с вторичным оливином (а), серпентиниты с тальком и карбонатом (б), 15 — клинопироксениты, верлиты, реже лерцолиты, 16 — тальк-оливиновые и амфибол-тальк-оливиновые породы, 17 — перекристаллизованные оливиновые породы, 18 — существенно амфиболитизированные гипербазиты, 19 — перекристаллизованные энстатит-оливиновые породы, 20 — сульфидная вкрапленность; 21 — разломы наблюдаемые (а), предполагаемые под рыхлыми отложениями (б); 22 — стратиграфические и интрузивные контакты; 23 — границы распространения петрографических разновидностей гипербазитов; 24 — элементы залегания слонистости (а), полосчатости (б).

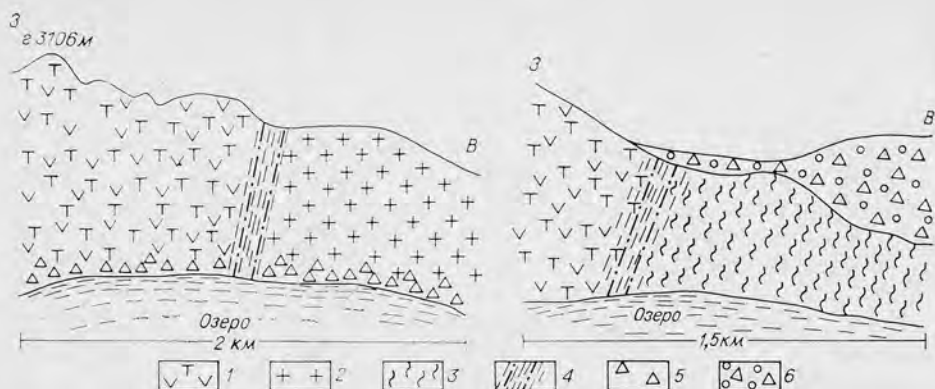


Рис. 2. Крутопадающий восточный тектонический контакт Шишихидгольского гипербазитового массива с гранитами таннуольского комплекса (а) и породами окинской свиты (б). Расположены соответственно в 10 км к северу и в 6 км к северо-востоку от горы Хойту-Агуй-Ула.

1 — дуниты серпентинизированные; 2 — граниты биотитовые; 3 — мусковит-хлорит-альбит-кварцевые тонкопослойчатые метаморфические сланцы; 4 — зона разлома; 5 — крупноглыбовая делювиальная осыпь; 6 — ледниковые и делювиальные крупноглыбовые отложения.

притоков р. Шишихид-гол, дренирующих склоны слагаемого гипербазитами хребта.

В целом гипербазитовый массив представляет собой осложненную поперечными разломами крутопадающую на запад пластину, мощность которой достигает 6—7 км. Общее простирание массива согласуется с простиранием складчатости его рамы.

Массив и вмещающие его породы окинской и мурэнской свит интродированы габброидами и более поздними гранитоидами. Габброиды слагают линейно вытянутый Тологойгольский интрузив, внедрившийся по разлому вдоль висячего бока гипербазитового массива. Среди габброидов присутствуют различного размера ксенолиты гипербазитов, подвергшиеся под влиянием габброидной магмы пироксенизации. Аналогичные преобразования гипербазиты испытали в экзоконтактовой части габброидного интрузива.

К западу и востоку от массива развиты обширные поля разновозрастных гранитоидов. Небольшие тела последних залегают также непосредственно среди гипербазитов северного блока. Их внедрением обусловлены существенные преобразования ультраосновных пород.

В описываемом объекте выделяются две главные группы пород: а) первичные и б) вторичные, образовавшиеся по первичным в результате различных процессов метаморфизма.

Рассмотрим первую группу. Она представлена дунитами и количественно подчиненными им гарцбургитами. Эти две разновидности образуют генетически единую ассоциацию и отличаются главным образом количественно-минеральным составом и некоторыми второстепенными признаками.

Дуниты и производные от них метаморфические разности гипербазитов слагают подавляющую часть массива. Это массивные среднезернистые породы, состоящие из оливина и хромшпинели. Помимо этих минералов в составе дунитов нередко присутствуют ортопироксен в количестве до 5%. Оливин, образующий субизометричные, полигональные и неправильные зерна, судя по оптическим определениям, представлен форстеритом с железистостью 5—10%². Для оливина весьма характерны признаки деформации, проявленные в виде полос сброса и волнистого

² Согласно определениям на рентгеновском микроанализаторе, железистость оливинов из дунитов массива в среднем составляет 6,9% (данные Л. В. Агафонова).

погасания. Более подробно на этих особенностях мы остановимся ниже. Содержащийся в дунитах ортопироксен образует разрозненные субизометричные зерна, которые, судя по оптическим определениям, имеют состав энстатита с железистостью 6—8%. Часто в ортопироксене наблюдаются тонкопластинчатые выделения, ориентированные параллельно (100) и представленные клинопироксеном. Дуниты Шишхидгольского массива характеризуются весьма низким содержанием акцессорной хромшпинели, слагающей всего несколько десятых процента объема породы. Она образует изометричные эвгедральные или округлые зерна размером в несколько десятых долей миллиметра, реже крупнее. Среди вторичных минералов в дунитах в том или ином количестве всегда присутствуют антигортит, тальк, карбонат, иногда вторичный оливин.

По своему химическому составу дуниты Шишхидгольского массива отличаются от среднего состава дунитов альпинотипных гипербазитовых массивов (Велинский и др., 1970) несколько более высокими содержаниями Si, Mg, Cr, а также более низкими содержаниями Al (табл. 1, анализы 1—4, 38). Они также весьма бедны Ti, Ca и щелочами. В целом описываемые дуниты характеризуются весьма низкой общей железистостью, что соответствует низкой железистости слагающего их оливина, установленной оптически. Пониженная глиноземистость и одновременно повышенная хромистость дунитов могут свидетельствовать о высокой хромистости присутствующей в них шпинели.

Гарцбургиты, как уже было сказано, генетически и структурно тесно примыкают к дунитам, но распространены в массиве гораздо меньше. Главные их отличия состоят в более высоком содержании ортопироксена, а также в морфологии выделений хромшпинели. Гарцбургиты образуют среди дунитов неправильные по форме участки, либо нечетко выраженные полосы различной протяженности и простираения. Они сложены оливином (обычно преобладающим), ортопироксеном и хромшпинелью. На некоторых участках массива встречаются гарцбургиты, содержащие отдельные зерна клинопироксена. Оливин гарцбургитов по характеру выделений и составу близок к оливину дунитов. В нем, как и в оливине дунитов, фиксируются различные признаки деформации. Ортопироксен, содержащийся в гарцбургитах в количестве 6—20%, реже до 25%, образует субизометричные и неправильные по форме зерна. Местами их размеры достигают 2—6 мм, благодаря чему порода приобретает порфировидную структуру. На ряде участков наблюдалось неравномерное, цепочечное и полосовидное обособление зерен ортопироксена. Как и в дунитах, ортопироксены описываемых пород обычно имеют тонкопластинчатую структуру из-за выделений клинопироксена, параллельных (100). Оптические характеристики ортопироксена свидетельствуют о его принадлежности к энстатиту. Гарцбургиты содержат, как правило, примесь вторичных минералов — антигортита и талька, реже карбоната и некоторых других минералов.

По химическому составу эти породы отличаются от среднего состава гарцбургитов альпинотипных гипербазитовых массивов Северо-Востока СССР (Пинус и др., 1973) более высоким содержанием Mg и Cr и более низким Al, Ca, K, хотя по содержанию Si, Ti, Mn и Na различия не обнаруживаются (см. табл. 1, анализы 13, 14, 39).

Как уже отмечалось, оливин и ортопироксен из дунитов и гарцбургитов Шишхидгольского массива часто обнаруживают признаки деформации, которой они подвергались на различных стадиях геологической истории массива.

Наиболее явными признаками деформации в оливинах являются волнистое погасание и полосы сброса. Границы последних субпараллельны (100). Зерна оливина, обнаруживающие указанные признаки, присутствуют в дунитах и гарцбургитах во всех частях массива. Их зерна обладают, по преимуществу, изометричной или близкой к ней формой

Химический состав гипербазитов Шишхидгольского массива

№ п/п	Авт. № обр.	Компонент				
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₄	FeO
1	20/4	41,32	0,01	Не обн.	6,02	3,02
2	20/1	39,90	Не обн.	»	6,66	3,33
3	М-628	38,28	»	1,01	3,58	6,99
4	Б-129-6	38,16	»	0,65	1,61	5,07
5	193-4	37,52	Сл.	0,54	6,71	3,66
6	М-674	36,86	Не обн.	0,61	6,24	3,56
7	20/04	41,04	»	0,61	4,80	2,15
8	1051	40,78	0,18	0,42	3,25	6,27
9	75-1	39,38	0,015	0,41	3,44	6,31
10	М-626-1	39,52	0,10	0,59	2,37	9,26
11	20/3	35,42	0,02	Не опр.	6,66	3,33
12	1	40,20	Сл.	0,78	7,05	2,21
13	19/8	41,32	Не обн.	Не опр.	5,49	3,30
14	78	42,56	0,015	1,20	1,84	6,82
15	193-5	40,02	0,015	0,55	3,36	5,31
16	193-2	39,26	0,015	0,64	4,16	2,80
17	75-2	40,26	0,015	0,92	3,04	5,17
18	М-696	44,10	Не обн.	1,30	0,48	7,26
19	М-697-3	41,47	»	0,61	1,42	8,78
20	М-690-1	51,90	0,16	2,60	Не обн.	4,54
21	8	43,00	0,09	7,55	3,22	5,32
22	М-665-2	49,53	0,20	4,19	1,54	4,54
23	87	39,16	0,015	1,37	5,51	3,20
24	582	39,44	0,015	0,82	4,82	2,78
25	193-3	39,42	0,015	0,28	3,67	4,24
26	1053-2	41,36	0,15	1,50	3,52	3,16
27	81-2	40,82	0,015	0,69	4,31	3,59
28	1067	40,86	0,06	0,42	2,08	4,74
29	145-3	42,46	0,075	0,75	5,11	4,00
30	18	41,74	0,07	23,67	2,72	2,80
31	21	44,96	0,04	22,04	1,38	2,95
32	М-691-2	46,06	0,14	19,79	0,65	4,01
33	М-676	47,97	0,31	16,76	0,76	5,83
34	М-691	47,35	0,24	18,00	1,55	4,23
35	М-1030	71,44	0,58	13,78	0,05	3,21
36	Б-60-1	70,80	0,34	14,58	0,53	2,04
37	М-1046	73,86	0,14	13,85	0,23	1,13
38	—	39,42	Не обн.	0,83	4,47	4,60
39	—	41,94	0,08	0,60	3,67	5,06
40	—	45,62	0,06	20,05	1,41	3,96

и полигональными ограничениями. Для структуры этих пород характерны тройные соединения границ зерен. Местами крупные деформированные зерна оливина образуют узкие клиновидные и бухтообразные выступы в пределы соседнего зерна. Такие зерна оливина иногда содержат включения более мелких зерен этого минерала, а также ортопироксена. Допустимо образование подобных крупных кристаллов оливина в результате собирательной рекристаллизации. Наблюдаемые при этом бухтообразные изгибы, вероятно, фиксируют связанную с этим процессом миграцию границ зерен. Судя по наличию в этих зернах полос сброса волнистого погасания, деформации подвергались уже рекристаллизованные зерна оливина. В то же время присутствие в крупных кристаллах оливина более мелких включений оливина и ортопироксена свидетельствует о том, что рекристаллизации предшествовала еще одна, более ранняя стадия их деформации.

Из сравнения деформационных структур пород, наблюдающихся в других гипербазитовых массивах (Nicolas e. a., 1971; см. также статью А. А. Меляховецкого в наст. сборн.), следует, что породы Шишхидгольского массива относятся к весьма слабо деформированным, и их струк-

Таблица 1

и ассоциирующих с ним габброидов и гранитоидов, вес. %

MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	NiO
47,65	0,15	Не обн.	Сл.	Не опр.	0,04	Не опр.
48,53	0,11	»	»	Не обн.	0,05	»
44,93	0,13	»	»	0,01	0,06	0,23
46,09	0,16	»	0,01	0,02	Не обн.	0,25
45,36	0,08	»	0,03	0,01	0,01	0,25
43,52	0,07	0,11	Не обн.	Сл.	Не обн.	0,15
49,47	0,08	0,55	Сл.	Не обн.	0,05	Не опр.
47,10	0,1	Не обн.	»	»	Сл.	0,32
44,75	0,11	»	0,05	0,02	Не обн.	0,32
44,18	0,16	1,04	Сл.	0,01	0,05	0,15
46,70	0,13	Не обн.	»	Не обн.	0,05	Не опр.
39,76	0,08	0,25	0,15	0,10	0,04	»
44,48	0,12	Не обн.	0,15	Не обн.	0,06	»
42,67	0,18	0,28	0,02	0,02	0,023	0,32
44,35	0,11	Не обн.	0,02	0,02	0,023	0,29
44,55	0,06	0,28	0,06	0,06	0,023	0,029
42,74	0,10	0,28	0,05	0,02	0,023	0,36
34,80	0,16	9,12	0,06	0,01	0,03	0,10
41,69	0,14	3,00	Сл.	0,02	0,04	0,16
18,10	0,11	19,98	0,40	0,02	Не обн.	Не обн.
22,46	0,17	11,00	0,35	0,10	0,04	»
18,27	0,13	18,25	0,27	0,01	Не обн.	»
40,42	0,05	Не обн.	0,05	0,02	0,023	0,23
42,39	0,10	0,28	0,13	0,02	0,023	0,25
45,20	0,10	Не обн.	0,05	0,02	Не обн.	0,32
40,22	0,076	0,28	0,08	Сл.	0,005	0,24
41,53	0,11	0,84	0,05	0,02	0,023	0,29
44,41	0,072	Не обн.	Сл.	0,02	0,023	0,27
38,32	0,081	»	»	0,02	0,016	0,23
9,37	0,11	12,65	1,67	0,10	0,06	Не опр.
8,35	0,13	16,15	2,15	0,10	0,05	»
9,05	0,07	14,55	1,25	0,02	Не обн.	»
8,64	0,16	15,48	0,90	0,03	Не обн.	Не обн.
8,89	0,13	16,17	0,80	0,05	0,02	»
0,81	0,11	1,50	3,30	3,75	0,16	»
0,50	0,06	1,73	4,10	3,55	0,14	»
Не обн.	0,06	0,58	3,80	5,00	Не обн.	»
46,80	0,14	Не обн.	Сл.	0,01	0,04	0,24
43,50	0,15	0,14	0,09	0,01	0,15	0,32
8,86	0,12	15,00	1,35	0,06	0,03	Не обн.

туры могут быть определены как протогранулярные. Учитывая более позднее образование этих структур по отношению к ранней деформации, их следует считать вторично протогранулярными (Mergier, Nicolas, 1975). Для текстур некоторых слабо деформированных дунитов характерны сильные ориентировки с весьма четко выраженными ортогональными максимумами всех трех осей оптической индикатрисы оливинов. Эти ориентировки, вероятно, связаны с ранним этапом деформации пород.

В энстатите гарцбургитов наблюдаются признаки деформации — волнистое погасание и, реже, полосы сброса. Характер распределения зерен энстатита и хромшпинели в этих породах свидетельствует о том, что они претерпели две стадии деформации, разделенные стадией рекристаллизации. Первая стадия была интенсивнее. В целом первичные породы Шишихдольского массива характеризуются относительно слабым и однородным развитием деформации второй стадии.

Другая группа представлена вторичными породами, возникшими в результате различных преобразований первичных дунитов и гарцбургитов. Наиболее широко они развиты по периферии гипербазитового массива, особенно в экзоконтактовых частях прорывающих его тел

№ п/п	Авт. № обр.	Компонент				
		CaO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	H ₂ O—	П.п.п.
1	20/4	He опр.	0,75	He опр.	0,08	0,66
2	20/1	»	0,21	»	0,06	0,96
3	M-628	0,02	0,98	0,43	0,20	3,20
4	B-129-6	0,03	0,13	He обн.	0,18	7,48
5	193-4	0,015	1,85	He опр.	0,12	3,99
6	M-674	0,02	1,15	0,89	0,44	6,40
7	20/04	0,02	0,29	He опр.	0,10	1,24
8	1051	0,016	0,34	»	0,12	1,54
9	75-1	0,015	0,52	»	0,07	4,51
10	M-626-1	0,02	0,67	0,46	0,08	1,43
11	20/3	0,02	6,15	He опр.	0,14	1,42
12	1	0,02	He опр.	»	0,55	9,23
13	19/8	0,02	0,88	»	0,02	4,76
14	78	0,015	0,52	»	0,12	3,82
15	193-5	0,015	0,52	»	0,04	5,67
16	193-2	0,012	0,35	»	0,09	7,15
17	75-2	0,014	1,05	He опр.	0,08	6,07
18	M-696	0,01	0,41	»	0,20	1,51
19	M-697-3	0,02	0,44	0,08	0,20	1,96
20	M-690-1	0,01	0,32	0,54	0,06	1,81
21	8	0,01	0,32	0,54	0,78	6,48
22	M-665-2	0,01	0,29	0,19	0,16	2,53
23	87	0,014	0,40	He опр.	0,14	9,53
24	582	0,015	0,37	»	0,12	8,69
25	193-3	0,015	0,39	»	0,14	6,49
26	1053-2	0,12	0,31	»	0,09	8,91
27	81-2	0,012	0,48	»	0,07	6,52
28	1067	0,014	0,64	»	0,17	6,11
29	145-3	0,014	0,36	»	0,39	8,47
30	18	0,014	0,36	»	0,42	4,66
31	21	0,014	0,36	»	0,22	2,39
32	M-691-2	0,01	He обн.	»	0,10	3,83
33	M-676	0,01	0,06	He обн.	He обн.	2,75
34	M-691	0,02	0,04	»	0,08	2,55
35	M-1030	0,01	He обн.	»	0,04	1,20
36	B-60-1	0,01	»	»	0,014	1,23
37	M-1046	0,01	»	»	0,014	0,91
38	—	0,02	0,52	0,43	0,13	3,12
39	—	0,02	0,70	—	0,07	4,75
40	—	0,01	0,05	He обн.	0,16	3,24

Примечание. 1—4 — дуниты; 5—7 — дуниты перекристаллизованные (регенерирован); 12 — дунит слабо серпентинизированный; 13, 14 — гарцбургиты; 15—17 — гарцбургиты слабо сеном; 20 — вебстерит; 21 — пироксенит; 22 — клинопироксенит оливинсодержащий; 23—25 — тальк-оливиновая порода с вторичным оливином; 30—34 — габбро частично измененные; 35, 36 — гранит микроклиновый (бреньский комплекс); 38 — средний состав дунитов по 4 анализам (1—4); анализ (30—34). Анализы 1, 2, 7, 11—13 — из коллекций А. В. Ильина, В. А. Благодирова; 26, 27 — аналитик Ф. Ф. Мухтарова, остальные — аналитик Е. Н. Жукова.

габбро и гранитов. В северном блоке массива вторичные породы наиболее развиты. Среди них можно выделить следующие разновидности: а) серпентиниты; б) породы с вторичным оливином, включая амфибол-оливиновые породы; в) амфибол-тальк-оливиновые и тальк-оливиновые породы; г) талькиты и клинопироксенсодержащие породы.

Серпентиниты имеют постепенные переходы к дунитам и гарцбургитам через серпентинизированные их разновидности. Они тяготеют к периферии массива, а также развиты вдоль рассекающих его поперечных разломов. Почти всегда в серпентинитах содержатся реликтовые зерна оливина. Серпентин представлен в породах Шишихидгольского массива почти одним антигоритом. Последний — в виде удлиненных пластинчатых и игольчатых выделений. В разностях пород, содержащих реликто-

Сумма	H ₂ O ⁺	CO ₂	S _{общ}	S _{сульфид}	S _{сульфат}	F	CuO
99,62	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
99,75	»	»	»	»	»	»	»
100,05	2,92	0,16	»	He обн.	0,01	»	»
99,84	4,35	2,55	»	0,05	0,01	»	»
100,15	He опр.	0,066	0,017	He опр.	0,01	»	0,004
100,02	5,39	0,85	He опр.	0,06	He обн.	»	0,004
99,67	He опр.	»	»	»	»	»	0,004
100,44	»	0,11	0,16	He опр.	»	»	0,004
99,93	»	0,11	0,01	»	He опр.	»	0,006
100,09	1,23	0,11	He опр.	0,01	»	»	0,006
99,88	He опр.	»	»	»	»	»	0,006
100,30	»	»	»	»	0,13	»	0,006
100,41	»	»	»	»	0,13	»	0,006
100,56	»	He опр.	0,004	He опр.	0,13	»	0,004
100,34	»	0,11	0,015	»	0,13	»	0,004
99,79	»	0,60	0,04	»	0,13	»	0,004
100,19	He опр.	He обн.	0,04	He опр.	0,13	He опр.	0,006
99,55	1,04	0,16	He опр.	0,04	He обн.	»	0,006
100,03	1,84	He обн.	»	0,04	0,03	»	0,006
100,55	1,60	»	»	0,03	He обн.	»	0,006
99,78	He опр.	»	Сл.	He опр.	»	»	0,006
100,11	2,12	0,05	He опр.	0,03	»	»	0,006
100,14	He опр.	He обн.	0,02	He опр.	»	»	0,004
100,33	»	0,78	0,05	»	»	»	0,022
100,43	»	0,22	0,03	»	»	»	0,022
99,95	»	0,14	0,044	»	»	»	0,022
99,77	»	He обн.	0,005	»	»	»	0,006
99,69	»	0,028	0,02	»	»	»	0,006
100,53	»	0,55	0,26	»	»	»	0,006
99,82	»	0,55	0,26	»	0,23	»	0,006
100,90	»	0,55	Сл.	He опр.	0,23	»	0,006
99,53	3,70	He обн.	He опр.	0,23	0,04	»	0,006
99,66	2,48	0,10	He опр.	0,04	He обн.	He опр.	—
100,12	2,28	0,11	»	He обн.	»	»	—
99,94	1,02	He обн.	»	»	»	0,07	He обн.
99,75	1,15	»	»	0,17	»	He опр.	»
99,57	0,73	»	»	0,17	»	0,06	He опр.
100,77	—	—	—	—	—	—	—
101,33	—	—	—	—	—	—	—
100,08	—	—	—	—	—	—	—

ные); 8—10 — дуниты, содержащие примесь ортопироксена; 11 — дунит, обогащенный хромитом серпентинизированные; 18 — лердолит, бедный ортопироксеном; 19 — верлит бедный клинопироксеном; 26—28 — гарцбургиты сильно серпентинизированные; 29 — граниты биотитовые (таннуольский комплекс). Обр. 36 содержал более поздний калишпат. 37 — 39 — средний состав гарцбургитов по двум анализам (13, 14); 40 — средний состав габбро по пяти (аналитик Г. А. Митрофанова). Остальные анализы — из коллекций авторов (5, 8, 9, 14—17, 23,

вый оливин, игольчатые выделения антигорита обычно тесно срastaются и пронизывают зерна последнего. В этом отношении серпентинизированные гипербазиты Шишхидгольского массива напоминают описанные на Урале войкариты или штубахиты (Варлаков, 1973).

В серпентинизированных дунитах и гарцбургитах, а также в аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитах нередко небольшие количества карбоната. Он образует неравномерно распределенные в породе мелкие выделения и их кучные скопления, а также прожилки. В некоторых случаях содержание карбоната повышается до 15% и более.

По данным химического анализа (см. табл. 1), сильно серпентинизированные дуниты и гарцбургиты отличаются от их неизменных аналогов более низкими содержаниями Mg и, отчасти, Si.

Породы с вторичным оливином встречаются в массиве достаточно часто, но наиболее широко они распространены в его северном блоке. Нередко наблюдаются разности серпентинитов и серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, в которых развиты единичные тонкие прожилки вторичного оливина (фото 1)³. Местами сеть таких прожилков очень густая. Размеры выделений вторичного оливина в них обычно невелики — 0,05—0,5 мм. По составу он соответствует форстериту. Следует отметить, что признаки деформации, характерные для первичных оливинов, во вторичных не наблюдаются. В северном блоке массива, вблизи прорывающих его тел гранитов обнаружены породы, сложенные идиоморфным вторичным оливином длинно- и короткопризматического габитуса. Последние часто имеют совершенную спайность, субпараллельную (100) и (010). В этой же части массива распространены **амфибол-оливиновые, тальк-амфибол-оливиновые, тальк-оливиновые, энстатит-оливиновые, амфибол-энстатит-оливиновые породы**, образовавшиеся по первичным гипербазитам под воздействием гранитоидного интрузива. Амфибол в них представлен антофиллитом и тремолитом. Оливин не несет признаков деформации. Многие из этих разновидностей пород известны и в других гипербазитовых массивах, прорываемых гранитами (Леснов, 1972а; Леснов, Якимов, 1970).

Существенно тальковые породы (талькиты) обнаружены вдоль восточного контакта южного блока массива в виде зоны мощностью до 50 м и протяженностью около 100 м.

В массиве широко развиты **клинопироксенсодержащие породы**, представленные клинопироксенитами, верлитами и в небольшом количестве лерцолитами. Пространственно они тяготеют к той части гипербазитового массива, которая является экзоконтактом прорывающего его Тологойгольского габброидного интрузива. Клинопироксенсодержащие породы слагают зону, протягивающуюся вдоль указанного контакта по левобережью р. Нурту-Баран-гол. В составе этой зоны серпентинизированные дуниты и гарцбургиты сложно перемежаются с клинопироксенитами, верлитами, реже лерцолитами, в которых содержание оливина и клинопироксена изменяется в широких пределах. Для этих пород характерны неоднородные, полосчатые текстуры, а также тонкорассеянная сульфидная вкрапленность. Клинопироксениты обычно содержат небольшие количества оливина и по мере увеличения содержания последнего переходят в верлиты. Клинопироксен образует субизометричные и неправильные зерна, по составу близкие к субкальциевому авгиту ($2V = +53^\circ$)⁴. Оливин присутствует в клинопироксенитах и верлитах в виде неправильных зерен, которые иногда включены в зерна клинопироксена. Он более железист, чем оливин дунитов и гарцбургитов⁵. Оливин обычно в той или иной мере замещен серпентином. Иногда клинопироксен замещается актинолитом. По сравнению с дунитами и гарцбургитами верлиты и клинопироксениты характеризуются более высокими содержаниями Са и, отчасти, Al, в то время как содержания Mg в них понижены. Существенные отличия по содержанию Fe не наблюдаются (см. табл. 1). Породы, слагающие зону клинопироксенизации, являются парамагматическими образованиями и возникли в результате активного воздействия габброидной магмы на гипербазиты (Леснов, 1972б; Леснов и др., 1973; Пинус и др., 1973).

Остановимся на некоторых особенностях метаморфизма первичных гипербазитов. В Шишихидгольском массиве проявились антигоритизация, оталькование, вторичная оливинизация, клинопироксенизация и некото-

³ Фотоиллюстрации к данной статье помещены в конце книги.

⁴ Данные Л. В. Агафонова.

⁵ Согласно определением на рентгеновском микроанализаторе, железистость оливинов из верлитов массива в среднем составляет 13,5% (данные Л. В. Агафонова).

рые другие процессы. В большинстве случаев оталькованию подвергается лишь ортопироксен дунитов и гарцбургитов. Этот процесс предшествовал антигоритизации оливина и вместе с ней имел широкое пространственное развитие. Более локально были развиты клинопироксенизация, а также вторичная оливинизация, амфиболизация и т. д., связанные с воздействием интрузий габброидов и гранитов. При отальковании энстатита оливин остается неизменным. Как в северном, так и в южном блоках массива ареал оталькования энстатита почти полностью перекрывается ареалом антигоритизации оливина.

Антигоритизация является практически единственным процессом серпентинизации гипербазитов, проявленным в массиве. Нацело или почти нацело серпентинизированные породы наблюдались в зонах контактов массива, вдоль секущих его разломов, а также в малых телах, залегающих среди вмещающих пород. В количестве 40—50% и до единичных выделений антигорит присутствует в массиве повсеместно. Антигоритизация предшествует появлению крупных игл и розеток, иногда во внутренних частях зерен оливина. Дальнейший процесс приводит к развитию мелкочешуйчатых и игольчатых агрегатов антигорита. Одновременно с замещением оливина гарцбургитов антигоритом, ассоциирующий с оливином апоэнстатитовый тальк замещается куммингтонитом. Последний обычно содержит тончайшую магнетитовую сыпь. В существенно антигоритизированных гарцбургитах оталькованный до этого энстатит повсеместно замещается магнетит-куммингтонитовым (?) или, реже, магнетит-оливиновым агрегатом.

Судя по взаимоотношению вторичного оливина, образующего тонкие прожилки в серпентинизированных породах, со слагающим их антигоритом, можно предполагать, что кристаллизация этих двух фаз проходила в условиях, близких к равновесным, и сопровождалась высвобождением части Fe и Mg.

Среди второстепенных разновидностей пород, образовавшихся в результате метаморфизма дунитов и гарцбургитов, изредка встречаются графитизированные гипербазиты, листвениты, нефриты. Согласно устному сообщению Л. Терещенко и Б. Долгова, нефрит найден в виде валуна среди ледниковых отложений р. Бол. Хормонгой на севере Шишхидгольского массива. В найденном ими образце нефрит имеет темно-зеленую окраску и характеризуется достаточно хорошим качеством.

В разных участках гипербазитового массива были обнаружены развалы, реже — небольшие коренные выходы пород, содержащих редкую и густую хромитовую вкрапленность. В нескольких точках найдены обломки и выходы массивных хромитовых руд (фото 2). Последние, по данным химического анализа, содержат до 49% трехоксида хрома.

Рассмотрим некоторые основные черты состава и структурного положения габброидов и гранитоидов, которые ассоциируют с Шишхидгольским гипербазитовым массивом.

Габброидный интрузив, названный Тологойгольским, расположен вдоль западного контакта гипербазитового массива. Это вытянутое в меридиональном направлении интрузивное тело. Общая протяженность его составляет около 26 км при ширине до 5 км. Интрузив сложен средне- и мелкозернистыми лейкократовыми, реже мезократовыми габбро, габбро-диабазами и диабазами, которые почти повсеместно интенсивно изменены эпигенетическими процессами. При этом клинопироксен замещен актинолитом, а плагиоклаз — тонкозернистым агрегатом вторичных минералов. Акцессорные минералы встречаются редко и представлены титаномagnetитом, сфеном и сульфидами. Последние образуют мелкую неравномерную вкрапленность. Реже наблюдаются более крупные зерна и гнезда сульфидов размером до 1—2 см. В прилегающей к габброидному интрузиву зоне гипербазитового массива также присут-

ствуется тонкая сульфидная вкрапленность. В остальных частях гипербазитового массива она не наблюдалась.

Габброиды Тологойгольского интрузива по своему химическому составу (см. табл. 1, анализы 30—34, 40) достаточно близки к габброидам Куртушибинского хребта Тувы (Зайков, 1976; Добрецов, Пономарева, 1976). В частности, те и другие характеризуются повышенной известковистостью, пониженным содержанием щелочей, особенно К, а также очень низкими содержаниями Ti. По принятой нами классификации (Леснов, Пинус, Велинский, 1973), это ортомагматические габброиды.

Сравнение состава габброидов Тологойгольского интрузива с габбро, ассоциирующими с гипербазитами Анадырско-Корякской складчатой области и охарактеризованными достаточно представительной выборкой анализов (Пинус и др., 1973), показало, что первые отличаются несколько более высокими содержаниями Mg, Са и, отчасти, Al, в то время как содержания Ti, щелочей, Р и, отчасти, Fe в них более низкие.

Важным фактором для понимания характера взаимоотношений между гипербазитовым массивом и габброидным интрузивом являются находки среди габброидов ксенолитов гипербазитов. Размеры ксенолитов варьируют от нескольких десятков сантиметров до десятков метров. Ксенолиты гипербазитов были обнаружены среди габброидов по правобережью рек Уласу-гол и Нурту-Баран-гол (устье притока последней — р. Тологой-гол), а также в южном блоке массива по левобережью р. Ихэ-Джамца-гол в ее среднем течении. В составе ксенолитов гипербазиты обычно представлены клинопироксенитами, которые последующими процессами превращены в существенно амфиболовые породы. Наличие ксенолитов гипербазитов среди габбро свидетельствует о более позднем внедрении последних, а замещение первичных гипербазитов клинопироксеном указывает на достаточно активное воздействие габброидной магмы на гипербазиты. Однако, судя по структуре и составу пород габброидного интрузива и мощности связанной с ним зоны пироксенизации гипербазитов, этот интрузив образовался на малой глубине. Отметим, что в пределах этой зоны полосчатость пород местами имеет крутое (до 80°) падение на восток. Возможно, что несмотря на приуроченность габброидного интрузива к крутопадающему на запад разлому, ограничивающему висячий бок гипербазитового тела, непосредственный контакт гипербазитов и габбро наклонен к востоку; последнее несколько увеличивает видимую ширину полосы пироксенизированных пород.

Возраст габброидов Тологойгольского интрузива определялся калий-аргоновым методом по валовой пробе (табл. 2, обр. М-664). Полученная цифра не отражает действительного возраста этих пород. Такое значительное занижение возраста габбро, вероятно, обусловлено не только малой точностью анализа низкокальциевых пород, но и плохой сохранностью первичных минералов проанализированного образца. Образец верлита из зоны клинопироксенизации (см. табл. 2, обр. М-669) оказался более древним по сравнению с габбро.

В обрамлении Шишихдгольского гипербазитового массива распространены гранитоидные породы. На схеме (см. рис. 1) они не расчленены из-за недостаточной изученности, однако петрографически среди них можно выделить две главных разновидности: а) серые биотитовые, реже двуслюдяные плагиограниты и граниты, дающие переходы к роговообманковым гранодиоритам и диоритам; б) розовые биотитовые, преимущественно лейкократовые граниты с существенным преобладанием калишпата над плагиоклазом, местами дающие переходы к граносиенитам и сиенитам. Первый тип гранитоидов по целому ряду признаков может быть сопоставлен с гранитами таннуольского комплекса, которые в Восточной Туве датированы кембрием (Пинус, 1961). Гранитоиды второго типа весьма сходны с породами бреньского комплекса,

Возраст пород района Шишхидгольского гипербазитового массива

№ образца и место отбора	Лабораторный № анализа	Порода	Содержание K_2O , вес. %	Возраст, 10^6 млн. лет
М-1030, левый борт долины р. Хадряус-гол в ее верховье	5420	Среднезернистый биотитовый гранит (таннуольский комплекс)	4,22	127
Б-60-1 водораздел рек Улясуту-гол и Хара-Баран-гол	5427	Среднезернистый биотитовый гранит (таннуольский комплекс).	3,29	287
М-1046, правобережье р. Хадряус-гол.	5419	Среднезернистый лейкокрастовый биотитовый гранит (бреньский комплекс)	4,11	325
М-664, правобережье р. Нурту-Баран-гол	5422	Среднезернистое габбро, измененное	0,05	57
М-639, левобережье р. Нурту-Баран-гол	5421	Среднезернистый верлит из зоны клинопироксенизации	0,55	230

П р и м е ч а н и е. Определения выполнены Л. В. Фирсовым калий-аргоновым методом по валовым пробам в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР.

которые также распространены в Восточной Туве и дагированы нижним—средним девоном. Вблизи Шишхидгольского гипербазитового массива поля распространения гранитоидов обоих комплексов нередко совпадают. Полученные нами определения возраста таннуольских гранитоидов калий-аргоновым методом (см. табл. 1, обр. М-1030 и Б-60-1) не согласуются с геологическим возрастом этих пород. По-видимому, такое несоответствие обусловлено наложенными метаморфическими процессами. В то же время данные о возрасте образца гранитов бреньского комплекса (обр. М-1046) не противоречат таковым, полученным для пород этого комплекса другими исследователями (Амшинский, Марнич, 1972).

Наиболее крупный выход гранитоидов в районе Шишхидгольского массива расположен непосредственно к востоку от него. Здесь гранитоиды прорывают гипербазиты и окружающие их терригенные породы окинской свиты. Контакт с последними очень неровный, извилистый. Среди гранитоидов, которые обнажены по левобережью р. Хадряус-гол и преимущественно представлены плагиогранитами таннуольского комплекса, в большом количестве распространены ксенолиты пород окинской свиты (фото 3). Наряду с небольшими линзовидными ксенолитами протяженностью 1—2 м встречаются отдельные провесы кровли до 2 км в длину. В ксенолитах представлены мусковит-биотит-плагиоклаз-кварцевые сланцеватые породы. Местами в них наблюдается гранат. Здесь обнаружены мигматитоподобные разновидности. С гипербазитами тело гранитов граничит по разлому, вдоль которого как гипербазиты, так и граниты подверглись рассланцеванию. Кроме того, многочисленные небольшие штоки гранитоидов прорывают гипербазитовый массив в пределах его северного блока.

Минеральный состав гранитоидов, отнесенных к таннуольскому комплексу, достаточно однороден. Эти породы сложены плагиоклазом, микроклин-пертитом, кварцем, биотитом, мусковитом реже роговой обманкой. Плагиоклаз нередко преобладает над калишпатом. Акцессории представлены цирконом, апатитом, сфеном и магнетитом. В плагиоклазе иногда наблюдается зональное погасание. Для микроклин-пертита характерна решетчатая структура. По химическому составу (см. табл. 1,

анализы 35, 36) эти граниты не отличаются от гранитов таннуольского комплекса, распространенных в соседних районах Тувы.

Более поздние и меньшие по размерам тела существенно микроклиновых гранитов бреньского комплекса секут гранитоиды таннуольского комплекса. Это преимущественно среднезернистые породы розоватого цвета, сложенные преобладающим микроклином, плагиоклазом, кварцем, биотитом. Последний иногда замещается мусковитом, а плагиоклаз местами корродируется калишпатом (см. табл. 1, ан. 37).

Результаты, полученные при изучении Шишихидгольского гипербазитового массива, сводятся к следующему.

1. Массив является одним из наиболее крупных в пределах Алтае-Саянской складчатой области. Однако проведенное более детальное картирование массива и его контактов показало, что его размеры в два раза меньше, чем представлялось. Это связано с тем, что в состав массива ранее включались значительные площади, на которых вмещающие породы перекрыты мощным чехлом крупноглыбовых ледниковых и делювиальных отложений; в обломочном материале последних представлены почти исключительно гипербазиты.

2. Массив по своей морфологии является протяженной и мощной крутопадающей протрузивной пластиной, ограниченной разломами. Поперечными разломами он разделяется на блоки, среди которых выделяются три наиболее крупных — северный, центральный и южный. Эти блоки отличаются по характеру рельефа, размерам и, отчасти, вещественному составу. Центральный и южный блоки в современную эпоху испытывают восходящие движения. Какие-либо признаки латеральных перемещений гипербазитовых масс не установлены.

3. По своему вещественному составу массив неоднороден. В нем выделены две главные группы пород — первичные и вторичные. Первые представлены дунитами и подчиненными им гарцбургитами, залегающими в дунитах в виде полос и неправильных обособлений. В дунитах часто присутствует ортопироксен. С повышением содержания последнего дуниты постепенно переходят в гарцбургиты. В оливине и ортопироксене первичных пород обычно наблюдаются признаки деформации, проявляющиеся в виде волнистого погасания, полос сброса и т. д. Содержание акцессорной хромшпинели в породах массива относительно низкое, хромистость высокая. Первичные породы испытали различные преобразования, в результате чего превращены на значительной площади во вторичные.

Вторичные породы представлены клинопироксенитами, верлитами и, отчасти, лерцолитами, слагающими зону пироксенизации в экзоконтакте габброидного интрузива, прорывающего гипербазитовый массив. Кроме того, в группу вторичных включены разновидности пород, возникших при воздействии на первичные дуниты и гарцбургиты гранитоидного интрузива, в частности породы, сложенные вторичным оливином, тальком, амфиболом, серпентином. Породы с вторичным оливином особенно широко распространены в северном блоке массива. Вторичный оливин отличается от первичного отсутствием волнистого погасания и полос сброса. К числу вторичных пород относятся также серпентиниты. Серпентинизацией в той или иной мере охвачены дуниты и гарцбургиты в пределах всего массива, но наиболее полно этот процесс шел вдоль зон разломов, обрамляющих и секущих массив, где распространены серпентиниты. Серпентин в Шишихидгольском массиве представлен почти исключительно антигоритом. Тесное срастание и взаимопрораствание игольчатых и длиннопластинчатых индивидуумов антигорита с зернами оливина обусловили широкое распространение в породах массива структур, характерных для штурбахитов. Таким образом, по своему вещественному составу массив во многом подобен типичным массивам альпинотипных гипербазитов.

4. Массив приурочен к осевой части субмеридиональной антиклинальной структуры. В ядре последней обнажаются существенно терригенные породы окинской свиты, а на крыльях — перекрывающие их существенно карбонатные породы муранской свиты. Вулканогенные породы в обрамлении гипербазитового массива развиты ограниченно, причем в их составе присутствуют не только метабазалты, но и метаандезиты и метадациты.

Таким образом, по своему вещественному составу толща вмещающих Шишихидгольский массив пород ближе к мио-, чем к эвгеосинклинальным образованиям, входящим в состав офиолитовых ассоциаций и вмещающим типичные массивы альпинотипных гипербазитов. В этом заключается особенность тектонической позиции Шишихидгольского массива.

ЛИТЕРАТУРА

Амшинский Н. Н., Мариич И. В. О возрасте брянского комплекса Тувы. — В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 60—62.

Варлаков А. С. Штубахит — особый тип дунитов в альпинотипных гипербазитовых массивах. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 10, с. 37—47.

Велинский В. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Васильев Ю. Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение. — Докл. АН СССР. Серия геол., 1970, т. 191, № 1, с. 203—206.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта (Западный Саян). — Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 40—53.

Зайков В. В. Рудоносные вулканические комплексы верхнего протерозоя и нижнего кембрия Тувы. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 200.

Зайцев Н. С., Ельянов А. А., Ильин А. В., Моралев В. М. Каледонские гипербазиты Северной Монголии. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 51—52.

Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М., «Наука», 1973, с. 167.

Ильин А. В., Кудрявцев Г. А. Возраст, характер размещения и вероятная тектоническая интерпретация гипербазитов юга Сибири — Севера Монголии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48(5), с. 83—96.

Леснов Ф. П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск, «Наука», 1972а, с. 228.

Леснов Ф. П. К петрографии и минералогии регенерированных оливиновых пород. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972б, с. 173—188.

Леснов Ф. П., Пинус Г. В., Велинский В. В. Взаимоотношение ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброндов в складчатых областях. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 44—56.

Леснов Ф. П., Якимов Л. И. О первой находке регенерированных оливиновых пород в Северном Прибайкалье. — Геол. и геофиз., 1970, № 11, с. 136—140.

Меляховецкий А. А., Никитчин П. А. Новые данные по геологии и петрографии гипербазитовых массивов бассейна р. Билин. — В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 3. Кызыл, 1974, с. 42—52.

Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). — Труды ИГиГ СО АН СССР, 1961, вып. 6, с. 110.

Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 320.

Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б. Дзабханский гипербазитовый пояс. — В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. М., «Недра», 1973, с. 23—33.

Mercier J. C., Nicolas A. Textures and Fabrics of Upper Mantle Peridotites as Illustrated by xenoliths from Basalts. — J. Petrol., 1975, v. 16, N 2, p. 454—487.

Nicolas A., Bouchez J. L. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. — "Tectonophysics", 1971, v. 12, p. 55—86.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЛИХРОННЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ПЛУТОНОВ

Большинство гранитных батолитов обладают сложным строением и, по нашему мнению, представляют собой продукт неоднократного проявления гранитоидного магматизма. Образующиеся тела гранитоидов имеют тесную пространственную сопряженность («гранит в граните») и разорваны во времени своего формирования. Причины пространственного совмещения разновозрастных гранитоидов (образования полихронных плутонов) обсуждались ранее (Добрецов, Попов, 1974). Исходя из сформулированных теоретических предпосылок, был изучен Мынчукурско-Арасанский полихронный плутон, расположенный в Джунгаро-Балхашской складчатой системе герцинского возраста. Плутон приурочен к Мынчукурскому антиклинальному блоку Центрально-Джунгарского антиклинория (Афоничев, Шлыгин, 1966).

В Мынчукурско-Арасанском плутоне выделяются шесть интрузивных комплексов. Из них два более древних, вероятно байкальского и каледонского этапов тектоно-магматической активности: 1) басканский, милонитизированные граниты и порфиroidы позднедокембрийского (?) возраста; 2) мынчукурский, плагиограниты дораннесилурийского возраста. Интрузивные породы герцинского тектоно-магматического цикла: 3) теректинский комплекс, габбро, габбро-диориты и диориты ранне-средне-каменноугольного возраста; 4) койтасский, гранодиориты и граниты позднекаменноугольного — раннепермского возраста; 5) ойсазский, лейкократовые граниты внутрипермского возраста; 6) салдыктасский, гранодиориты, биотитовые граниты позднепермского возраста.

По сравнению с ранее опубликованной схемой магматизма (Добрецов, Попов, 1975, 1976), приведенная нами отличается последовательностью двух самых поздних комплексов — ойсазского и салдыктасского. Выяснилось, что протяженные (на несколько километров), вытянутые дайкообразные тела салдыктасских гранитов прорывают ойсазские и койтасские граниты. К такой последовательности формирования комплексы относили и раньше, ссылаясь на общие соображения: структурно-тектонические условия формирования, геологическое положение тел и текстурно-структурные особенности пород. По этим признакам граниты ойсазского комплекса ближе всего к койтасским гранитоидам, но резко отличаются от них по минералогическим и петрохимическим характеристикам. Предыдущие исследователи (Хитрунов, 1968; и др.) выделяли ойсазские граниты в отдельный комплекс. Эти представления сохранились у местных геологов и сейчас (Азбель и др., 1976). В Северном Прибалхаше аналогичные гранитоиды подразделяются на калдырминский и акчатауский комплексы, их самостоятельность подчеркивается промежуточным дайковым комплексом (Бахтеев и др., 1976).

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Минеральный состав габброидов теректинского комплекса не имеет аналогов в описываемом районе. Габброиды первой фазы разнообразны по набору пород и представлены габбро-троктолитами, габбро-норитами, габбро, кварцевыми габбро и промежуточными между ними породами. Все эти разновидности образовались, вероятнее всего, при кристаллизационной дифференциации с гравитационным осаждением выпавших кристаллов. Для пород второй фазы внедрения характерно отсутствие

пироксена и оливина — это амфиболовые и амфибол-биотитовые габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты.

Плагиноклазы габброидов изменяются в зависимости от состава породы. В наиболее меланократовых разновидностях первой фазы ядра крупных зерен сложены почти чистым анортитом (№ 90-98), а кайма более кислая (№ 35-40), небольшие зерна по составу соответствуют лабрадору или битовниту. В габбро и кварцевых габбро основность плагиноклаза уменьшается от битовнита в ядрах зональных зерен до олигоклаза-андезина на каймах этих зерен, а незональные, более мелкие зерна отвечают каймам. Состав плагиноклазов габбро-диоритов и диоритов второй фазы колеблется от лабрадор-андезина в ядрах до олигоклаза на внешней части зерен, реже встречаются битовнитовые ядра. Характерны пятнисто-зональные плагиноклазы, когда внутри таблитчатых кристаллов плагиноклаза наблюдаются изометричные или вытянутые (согласно ориентировке всего кристалла) таблицы андезина или андезин-олигоклаза. Эти таблицы имеют приблизительно одинаковую ориентировку и обладают прямой зональностью, так что внешние зоны этих таблиц сливаются по составу и ориентировке с вмещающим альбитом (№ 5-10). Этот альбит заполняет интерстиции зерен и таблиц более основного состава. Образование таких плагиноклазов объясняется растворением ранее образовавшихся кристаллов при снятии литостатического давления (Шинкарев, 1970).

Состав темноцветных минералов также испытывает закономерные изменения. Например, железистость роговых обманок увеличивается от 27 мол. %¹ для пород I фазы до 45 — для II, биотита — от 28 до 52 мол. %. Кроме того, вариации железистости наблюдаются и у сосуществующих темноцветных минералов. Например, для габбро I фазы железистость ромбического пироксена равна 18, а для сосуществующих с ним бурой роговой обманки и биотита она больше — 27—28. Для пород II фазы железистость биотита всегда выше железистости зеленой роговой обманки (рис. 1).

Гранитоиды всех комплексов обладают четырех- или пятиминеральной ассоциацией: плагиноклаз — калишпат — кварц — слюда ± роговая обманка. В мусковитсодержащих гранитоидах отсутствует амфибол.

Наиболее древние граниты басканского комплекса и порфирониды, помимо сланцеватой, очковой текстуры и милонитовой структуры, отличаются от всех остальных интрузивных пород района своим минеральным составом. Полевошпатовая часть породы представлена в основном несдвойникованным калишпатом, реже решетчатым микроклином, в подчиненном количестве кислым плагиноклазом. В калишпатах иногда наблюдаются графические вроски кварца. Мусковит по составу отвечает низкотемпературной слюде (табл. 1) и фиксирует вторичные процессы. Однако постоянная высокая глиноземистость пород (см. ниже) не исключает возможности первичного магматического генезиса

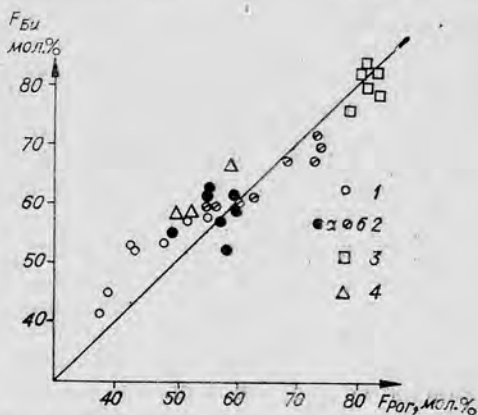


Рис. 1. Диаграмма железистостей сосуществующих биотитов и роговых обманок.

Комплексы: 1 — теректинский; 2 — койтасский первой (а) и второй (б) фаз; 3 — ойсазский; 4 — салдытасский.

¹ Железистость минералов рассчитана по данным анализов на рентгеноспектральном микроанализаторе MS=46.

Таблица 1

Средний состав мусковитов (по данным анализа на микрозонде)

Компонент	1(n=4)		2(n=7)		3(n=3)	
	Предел колебаний	Среднее	Предел колебаний	Среднее	Предел колебаний	Среднее
SiO ₂	46,6—48,7	$\frac{48,0}{3,20}$	46,9—49,4	$\frac{48,1}{3,20}$	45,6—47,2	$\frac{46,5}{3,14}$
TiO ₂	0,47—0,98	$\frac{0,74}{0,03}$	0,22—1,41	$\frac{0,78}{0,04}$	0,06—0,30	$\frac{0,19}{0,01}$
Al ₂ O ₃	30,0—33,4	$\frac{31,7}{2,50}$	29,3—33,1	$\frac{31,7}{2,49}$	31,8—34,0	$\frac{33,2}{2,64}$
FeO	2,36—4,68	$\frac{3,37}{0,19}$	2,08—5,10	$\frac{3,62}{0,20}$	3,33—3,61	$\frac{3,47}{0,20}$
MgO	0,92—1,66	$\frac{1,28}{0,13}$	0,75—1,74	$\frac{0,98}{0,10}$	0,33—0,59	$\frac{0,38}{0,04}$
Na ₂ O	0,25—0,50	$\frac{0,39}{0,04}$	0,23—0,72	$\frac{0,40}{0,05}$	0,40—0,58	$\frac{0,50}{0,07}$
K ₂ O	10,4—10,9	$\frac{10,6}{0,91}$	10,6—10,9	$\frac{10,7}{0,91}$	10,4—10,9	$\frac{10,6}{0,91}$
(H ₂ O)	—	4,5	—	4,5	—	4,5
Сумма	—	$\frac{100,58}{7,00}$	—	$\frac{100,78}{6,99}$	—	$\frac{99,34}{7,01}$

Примечание. 1 — басканские гранитоиды, 2 — мынчукурские плагиограниты, 3 — двуслюдяные граниты с гранатом. В числителе содержание окисла (вес. %), в знаменателе содержание катиона в формульных единицах. Количество H₂O приведено в соответствии с кристаллохимической формулой мусковита.

мусковита, который впоследствии при метаморфизме приобрел состав низкотемпературной слюды. Для аксессуарных минералов следует отметить почти полное отсутствие в искусственных шлихах 10—15-килограммовых проб флюорита и магнетита.

Мынчукурский комплекс представлен однообразными по составу плагиогранитами. В породе преобладают плагиоклаз и кварц, меньше решетчатого микроклина, биотита и мусковита. Плагиоклаз (№ 30-40) с краев, а иногда нацело, альбитизирован, неизменные части его серицитизированы. Биотит чаще всего хлоритизирован и обладает железистостью 59 мол. %. Мусковит по составу аналогичен басканскому и является низкотемпературной разновидностью (см. табл. 1).

Герцинские гранитоиды резко отличаются от древних присутствием амфибола, соотношением полевых шпатов и отсутствием мусковита. Ассоциация гранитоидов пятиминеральная: Кв — Кш — Пл — Би — Рог. Показательно, что роговая обманка отсутствует в поздних фазах — у биотитовых и лейкократовых гранитов салдыктасского, а в мелкозернистых аляскитах краевой фации — у ойсазского комплексов.

Закономерность изменения состава минералов, слагающих породы койтасского комплекса, от ранних фаз внедрения к поздним с небольшим сдвигом проявляется в салдыктасском комплексе (табл. 2). Видно, что от гранитоидов койтасского и салдыктасского комплексов по всем параметрам отличаются граниты ойсазского комплекса. Более наглядна эта тенденция на диаграмме зависимости железистости биотита от содержания SiO₂ в породе (рис. 2). Отметим, что поля составов ойсазских и койтасских гранитов не перекрываются по железистости. Обособля-

Состав минералов герцинских гранитоидов Мынчукурско-Арасанского плутона

Состав	Комплекс					
	койтасский		ойсазский		салдыктасский	
	I фаза	II фаза	Фация ядра	Краевая фация	I фаза	II и III фазы
Изменения у плагиоклазов, Ан, %						
зональные	50→17	40→20	16→6		60→20	23→11
незональные	20→25	20→25	8→16	4→9	20→35	13→19
Средняя железистость, %						
роговой обманки	57(n=7)	66(n=8)	82(n=6)	—	53(n=3)	—
биотита	58(n=7)	65(n=8)	79(n=8)	93(n=6)	60(n=4)	69(n=8)

ется поле с железистостью больше 89%, биотиты здесь представляют фацию мелкозернистых аляскитов ойсазского комплекса.

В общем виде диаграмма иллюстрирует возрастание железистости биотита с увеличением содержания SiO_2 в породе, причем корреляция этих величин, вероятно всего, не прямолинейная, так как возрастание железистости происходит неравномерно (см. рис. 2). Почти полное совпадение линий регрессии F_{SiO_2} (сплошная линия) и SiO_{2F} (штриховая линия) указывает на хорошую корреляцию этих величин. Нужно отметить, что такое «ступенчатое» возрастание железистости биотита наблюдалось для гибридных пород (Василенко, Литвинов, 1966).

Заметно отличие железистости темноцветных минералов ойсазского комплекса от всех других, перекрытие коэффициентов железистости темноцветов койтасского комплекса с темноцветами теректинского и салдыктасского. В отличие от теректинских диоритоидов в койтасском и ойсазском комплексах железистость биотита не всегда меньше, чем у роговой обманки. Намечаются интервалы перехода через линию равных железистостей, которые соответствуют значениям 55—60 и 80—85. Между этими значениями железистость роговой обманки выше, чем биотита (см. рис. 1).

Плагиоклазы комплексов отличаются друг от друга по своим свойствам (см. табл. 2). Выделяются различные генерации. В породах койтасского комплекса наблюдается три типа плагиоклазов: 1) зональные таблицы, 2) незональные, более мелкие зерна неправильной формы и 3) пятнисто-зональные таблицы, подобные ранее описанным для теректинского комплекса. В ойсазских гранитах отсутствуют пятнисто-зональные плагиоклазы, иногда встречаются слабозональные таблицы. Для салдыктасских гранитоидов характерны незональные и плагиоклазы с прямой, реже с обратной, зональностью, иногда встречаются пятнисто-зональные таблицы. Калишпаты во всех породах представлены решетчатым микроклином с разным

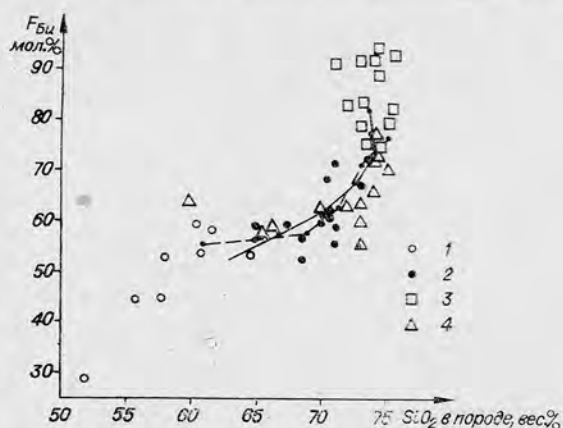


Рис. 2. Диаграмма зависимости железистости биотита от содержания SiO_2 в породе.

Усл. обозн. см. рис. 1.

количеством пертитов. Отмечается увеличение количества пятнистых пертитов в более лейкократовых разностях гранитов.

Для характеристики акцессорных минералов были изучены искусственные шлихи 10-15-килограммовых проб из пород всех комплексов². Помимо общих для всех гранитоидов минералов (циркон, апатит, магнетит), в породах существуют характерные акцессории: флюорит, сфен, ортит. Флюорит показателен для койтасских гранитоидов в концентрациях 10—20 г/т, в ойсазских гранитах содержание минерала возрастает на порядок, а салдыктасские гранитоиды практически не содержат его (знаки). Койтасские гранитоиды богаты сфеном (до 1500 г/т) в ойсазских гранитах его значительно меньше (до 10 г/т), а салдыктасские гранодиориты и меланократовые граниты содержат сфен в количестве 150—200 г/т. Ортит, наоборот, не характерен для пород салдыктасского комплекса, большие содержания его (60—150 г/т) отмечаются в ойсазских гранитах, несколько меньше (до 60 г/т) в койтасских гранитоидах. Мелко-среднезернистые граниты краевой фации ойсазского комплекса крайне бедны акцессорными минералами и не содержат магнетита. Отсутствие в этих гранитах магнетита, вероятно, связано с низким химическим потенциалом кислорода в магме, что обусловило аномально высокую железистость биотита (см. рис. 2). Впоследствии потенциал кислорода повысился и граниты фации ядра кристаллизовались уже с магнетитом, а железистость биотита снизилась в среднем на 10%.

Отдельно остановимся на особом типе гранитов, отличных от всех остальных гранитоидов. Это лейкократовые двуслюдяные граниты с гранатом, причем гранат иногда становится породообразующим минералом. Присутствие граната (альмандин — 64,3, спессартин — 32,6, андрадит — 2,0, пироп — 1,3 мол.%, по данным микрозондового анализа) отличает эти граниты от любых других гранитных комплексов. Присутствие мусковита сближает двуслюдяные граниты с догерцинскими гранитоидами. От плагиогранитов мынчукурского комплекса эти граниты отличаются по содержанию калишпата, от гранитоидов басканского комплекса — значительно меньшей степенью катаклаза и милонитизации, что при пространственной разобщенности может не иметь решающего значения. Гораздо существеннее различие по составу мусковита. Мусковит из двуслюдяных гранитов более близок по составу к самой высокотемпературной разновидности — чистому мусковиту (см. табл. 1). Набор акцессорных минералов басканских и двуслюдяных гранитов аналогичен. Например: отсутствуют магнетит и сфен, понижены содержания апатита и циркона, а главное, в двуслюдяных гранитах присутствует дистен (0,03 г/т), «знаки» которого отмечаются в басканских гранитах. К сожалению, пока неизвестны взаимоотношения двуслюдяных гранитов с другими гранитоидами. Поэтому объединять их с басканскими или другими гранитоидами, выделять в самостоятельный комплекс еще преждевременно.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

При петрохимическом сопоставлении пород выделенных комплексов в полихронных массивах наиболее интересны три задачи: 1) выявление петрохимических признаков, отличающих предлагаемые комплексы; 2) преемственность состава молодых от древних вмещающих гранитоидов; 3) общие тенденции изменения химизма пород во времени, в частности сопоставление догерцинских и герцинских гранитоидов и направленность эволюции герцинских гранитоидов.

² Приготовление шлихов и их изучение было проведено сотрудником Алтайского отдела ИГН КазССР В. Д. Тяном по материалам авторов.

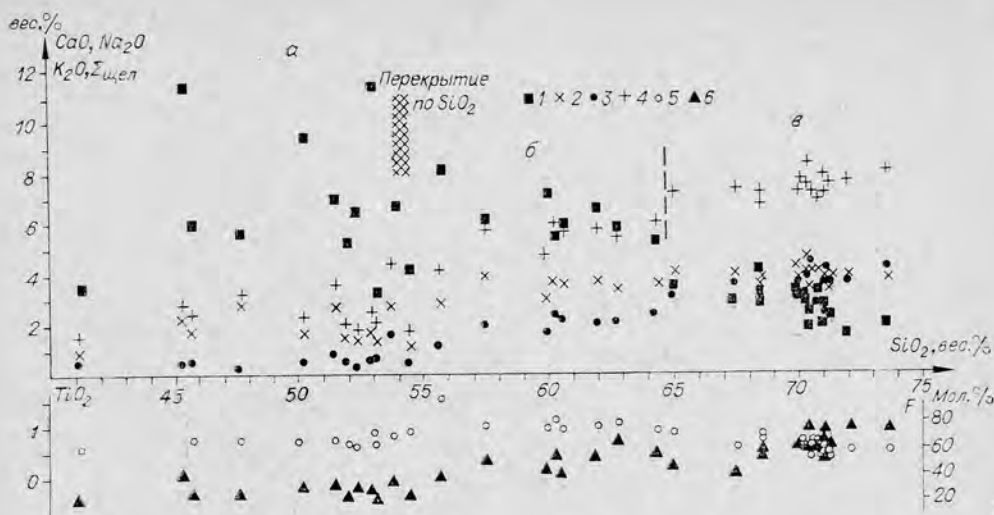


Рис. 3. Диаграмма Харкера для определения изменений содержаний CaO (1), Na₂O (2), K₂O (3); суммы щелочей (4), TiO₂ (5), и железистости (6) в зависимости от концентрации SiO₂.

Комплексы: а, б — теректинский (I, II фазы соответственно), в — койтасский.

Для решения этих задач были использованы 84 квантометрических и химических анализа пород. Часть квантометрических анализов продублирована химическим методом в ИГиГ СО АН СССР при этом выявилась неплохая сходимость. Дополнительные химические анализы выполнялись в Южно-Казахстанском геологическом управлении. При сопоставлении выборок мы старались представить все группы пород в объеме приблизительно пропорциональном их площади выхода на дневную поверхность. Поэтому высчитанные средние значения должны быть близки к валовому составу пород каждого комплекса.

Для всех выборок анализов пород из каждого комплекса подсчитаны статистические характеристики: среднее ($\bar{X}$), дисперсия (S), коэффициенты асимметрии (A), эксцесса (E) и составлены таблицы парных коэффициентов корреляции (табл. 3—8). Для наглядности и сопоставления построены петрохимические диаграммы Заварицкого и вариационные диаграммы Харкера, широко используемые при формационных исследованиях гранитоидов Э. П. Изохом. На диаграммах Харкера кроме обычных параметров (SiO₂ по оси абсцисс и K₂O, Na₂O, сумма щелочей, CaO по оси ординат) внизу отложены значения TiO₂ и F (железистости).

Прежде чем сопоставить гранитоиды разных комплексов, охарактеризуем габброиды теректинского комплекса. Габбро и габбро-диориты последнего не имеют аналогов в других комплексах Мынчукурского блока, мы сопоставляем их с общими формационными типами габброидов.

Габброиды (I фаза) характеризуются устойчивым низким содержанием TiO₂ (0,5—1%)³, низкой железистостью (20—40%), постоянным содержанием K₂O (<1%, в среднем 0,54); а также переменным содержанием CaO, Na₂O и суммы щелочей, не обнаруживающих закономерных изменений от содержания SiO₂ (рис. 3). По содержанию CaO можно наметить две группы пород: 1) содержание меньше 7% CaO (8 анализов) и 2) с повышенной кальциевостью от 9,5 до 11,5% CaO (3 анализа). Один из трех последних представляет эндоконтактовую зону Шарыктасского массива (анализ с повышенным содержанием TiO₂).

³ В одном анализе из северного эндоконтакта Шарыктасского массива TiO₂ = 1,90%, эта проба отличается и по другим параметрам: CaO, Al₂O₃ и F.

Оценки параметров распределения и парных коэффициентов корреляции пород I фазы теректинского комплекса

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.
$\bar{X}$	49,71	0,81	11,91	1,43	8,92	0,20	15,24	6,69	1,77	0,54	2,59
S	4,13	0,37	4,06	0,64	1,48	0,07	5,94	2,91	0,61	0,14	1,28
A	-0,68	2,24	0,24	0,66	0,23	-0,08	0,44	0,51	0,56	0,11	0,48
E	-0,97	3,81	-1,24	-0,61	-1,37	-1,56	-0,90	-1,28	-1,03	-0,12	-1,05
П. п. п.	-0,61	-0,11	0,05	0,23	0,17	-0,32	0,22	-0,17	0,07	-0,25	
K ₂ O	0,07	-0,07	0,08	0,36	-0,18	-0,22	-0,10	0,09	0,05		
Na ₂ O	-0,05	0,31	0,81	-0,20	-0,65	-0,65	-0,64	0,38			
CaO	0,01	0,60	0,71	-0,11	-0,77	-0,05	-0,81				
MgO	-0,33	-0,53	-0,90	0,46	0,90	0,16					
MnO	0,54	-0,37	-0,52	-0,19	0,10						
FeO	-0,36	-0,30	-0,77	0,30							
Fe ₂ O ₃	-0,69	-0,14	-0,25								
Al ₂ O ₃	-0,04	0,60									
TiO ₂	-0,24										

Примечание. $n=11$; $r_{05} = 0,60$; $r_{01} = 0,74$. Здесь и далее значимые коэффициенты подчеркнут

Таблица 4

Оценки параметров распределения и парных коэффициентов корреляции пород II фазы теректинского комплекса

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. л. п.
$\bar{X}$	60,17	0,96	15,95	1,47	5,27	0,16	3,69	6,00	3,48	2,02	0,91
S	3,30	0,10	0,64	0,38	0,93	0,03	2,04	0,67	0,38	0,27	0,60
A	-0,62	-0,22	1,05	-0,07	-0,05	-0,66	1,05	0,30	-0,60	-0,31	1,10
E	-0,80	-1,21	-0,14	-1,58	-0,89	-0,82	-0,08	-1,54	-1,18	-1,53	0,16
П. л. п.	-0,89	-0,51	0,01	0,60	0,81	-0,30	0,87	0,35	-0,64	-0,64	
K ₂ O	0,74	0,40	0,12	-0,42	-0,66	-0,13	-0,75	-0,94	0,69		
Na ₂ O	0,46	0,54	0,65	-0,77	-0,33	-0,03	-0,68	-0,58			
CaO	-0,56	-0,32	-0,19	0,21	0,46	0,41	0,61				
MgO	-0,91	-0,68	-0,15	0,38	0,68	0,15					
MnO	0,00	-0,09	-0,21	-0,29	-0,27						
FeO	-0,90	-0,07	0,37	0,24							
Fe ₂ O ₃	-0,29	-0,39	-0,48								
Al ₂ O ₃	-0,21	0,52									
TiO ₂	0,40										

Примечание. $n = 8$; $r_{08} = 0,71$; $r_{01} = 0,83$.

Оценки параметров распределения и парных коэффициентов корреляции пород мынчукурского комплекса

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.
$\bar{X}$	71,50	0,31	14,54	0,52	2,45	0,09	0,67	1,72	4,65	3,09	0,61
S	2,97	0,17	1,31	0,71	1,06	0,05	0,35	1,00	0,30	0,41	0,34
A	-0,05	1,06	-0,48	1,96	0,75	0,52	0,41	0,85	0,58	-0,54	0,33
E	-1,77	-0,13	-1,02	3,24	-1,18	-0,79	-1,21	-0,43	-0,94	-0,71	-0,88
П. п. п.	-0,08	-0,33	0,13	-0,27	0,20	-0,39	-0,20	-0,38	-0,24	-0,11	
K ₂ O	0,53	0,05	-0,12	-0,20	-0,70	0,18	-0,32	-0,51	-0,19		
Na ₂ O	0,37	0,23	-0,41	-0,22	-0,20	0,46	0,04				
CaO	-0,74	0,31	0,22	0,55	0,58	-0,08	0,62				
MgO	-0,62	0,50	0,11	0,63	0,33	0,08					
MnO	0,54	0,83	-0,83	0,41	-0,65						
FeO	-0,85	-0,35	0,59	0,07							
Fe ₂ O ₃	-0,37	0,73	-0,24								
Al ₂ O ₃	-0,69	-0,55									
TiO ₂	0,05										

Примечание. $n = 13$; $r_{05} = 0,55$; $r_{01} = 0,68$.

Оценки параметров распределения и парных коэффициентов корреляции пород койгасского комплекса

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.
$\bar{X}_m$	70,13	0,58	13,99	0,48	3,12	0,13	1,30	2,77	3,87	3,59	0,45
S	2,14	0,14	1,27	0,32	0,47	0,03	0,68	0,59	0,26	0,47	0,36
A	-0,57	0,31	-0,30	-0,56	-0,26	-0,30	1,31	-0,14	0,19	0,02	2,28
E	-0,18	-0,76	-0,85	-1,39	-1,43	-1,39	1,20	-1,05	-0,58	-1,53	5,05
П. п. п.	-0,14	-0,13	-0,46	-0,27	-0,12	-0,33	0,27	-0,06	-0,17	0,10	
K ₂ O	0,56	-0,67	-0,30	-0,27	-0,93	-0,43	-0,47	-0,89	-0,34		
Na ₂ O	-0,03	-0,01	-0,05	0,17	0,32	-0,08	0,04	0,06			
CaO	-0,65	0,79	0,36	0,28	0,86	0,56	0,50				
MgO	-0,73	0,57	0,17	0,17	0,54	0,10					
MnO	-0,23	0,63	0,12	-0,06	0,48						
FeO	-0,51	0,68	0,15	0,23							
Fe ₂ O ₃	-0,56	0,47	0,31								
Al ₂ O ₃	-0,70	0,43									
TiO ₂	-0,81										

Примечание. $n = 15$; $r_{03} = 0,51$; $r_{01} = 0,64$.

Таблица 7

Оценки параметров распределения и парных коэффициентов корреляции пород ойсазского комплекса

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.
$\bar{X}$	73,79	0,31	13,75	0,40	1,67	0,10	0,47	1,17	3,71	4,66	0,31
S	1,25	0,12	1,06	0,51	0,42	0,02	0,25	0,42	0,25	0,26	0,30
A	-0,36	0,96	0,04	1,34	-0,12	0,85	0,20	0,25	0,32	0,63	1,35
E	-0,54	-0,10	-1,11	0,55	-1,53	-0,35	-1,48	-0,93	-0,45	-0,64	0,68
П. п. п.	0,41	-0,14	-0,56	-0,21	0,24	0,05	-0,22	-0,32	-0,32	0,10	
K ₂ O	0,10	-0,54	0,34	-0,04	-0,41	-0,34	-0,38	-0,60	-0,59		
Na ₂ O	-0,06	0,21	-0,33	0,42	-0,19	0,10	0,04	0,33			
CaO	-0,39	0,42	-0,24	0,40	0,26	0,10	0,40				
MgO	-0,68	0,66	0,36	0,32	-0,04	0,33					
MnO	-0,36	0,78	-0,04	0,20	0,18						
FeO	0,12	0,31	-0,27	-0,47							
Fe ₂ O ₃	-0,66	0,29	-0,03								
Al ₂ O ₃	-0,52	0,09									
TiO ₂	-0,59										

Примечание. $n = 17$; $r_{02} = 0,48$; $r_{01} = 0,61$.

Оценки параметров распределения и парных коэффициентов корреляции пород салдыктасского комплекса

Компонент	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.
X	71,38	0,49	14,43	0,62	2,30	0,11	1,12	2,57	3,82	3,29	0,39
S	4,47	0,23	1,29	0,77	0,90	0,03	0,93	1,77	0,18	0,91	0,34
A	-1,31	0,69	0,59	2,13	0,55	0,43	1,78	0,78	0,73	-0,43	1,03
E	0,46	-0,57	-0,49	4,12	-1,07	-0,88	2,81	0,11	-0,31	-1,35	0,45
П. п. п.	-0,46	0,45	0,49	0,04	0,43	-0,06	0,18	0,31	-0,07	-0,32	
K ₂ O	0,65	-0,72	-0,13	-0,44	-0,80	-0,24	-0,73	-0,81	-0,81		
Na ₂ O	-0,46	0,43	0,09	-0,32	0,49	-0,03	0,69	0,54			
CaO	-0,88	0,89	0,24	0,74	0,88	0,45	0,74				
MgO	-0,77	0,77	0,10	0,75	0,78	0,22					
MnO	-0,31	0,54	-0,12	0,38	0,38						
FeO	-0,84	0,93	0,22	0,63							
Fe ₂ O ₃	-0,82	0,73	0,30								
Al ₂ O ₃	-0,58	0,37									
TiO ₂	-0,91										

Примечание. $n = 14$; $r_{03} = 0,53$; $r_{01} = 0,66$.

Две другие пробы взяты в центральной части этого же массива из обнажения, в котором видна расслоенность, причем пробы габбро из соседних слоев содержат $\text{CaO} < 7\%$.

Содержание Al_2O_3 изменяется в широких пределах — от 6 до 15% (при среднем 11,9), и лишь в той же пробе из северного эндоконтакта Шарыктасского массива (анализ с аномальными содержаниями TiO_2 ; CaO) содержание Al_2O_3 равно 19%, но объяснить эту особенность процессами контаминации трудно, так как вмещающие рогавики не содержат высокоглиноземистых минералов. Их состав: Пл—Кв—Амф—Би—Корд. Таким образом, как правило, содержание Al_2O_3 в породах теректинского комплекса меньше 15%, это отличает их от обычных габброидов габбро-гранитных серий, например габброидов степнякского комплекса Северного Казахстана (Кутолин, 1972) или герцинских серий Западного Узбекистана (Изох и др., 1975), которые содержат Al_2O_3 в среднем больше 15%.

Пониженная железистость габброидов теректинского комплекса связана с постоянно повышенным содержанием MgO по сравнению с другими габбро-гранитными сериями. Содержание MgO , в свою очередь, хорошо увязывается с минеральным составом пород — повышенным содержанием магнезиального оливина и особенно ромбического пироксена — бронзита.

На диаграмме Заварицкого состав пород комплекса обнаруживает нормальную для габброидов последовательность изменений основных характеристик — с уменьшением характеристики b (от 53,6 до 25,0) увеличиваются a (от 2,4 до 7,3) и c (от 2,3 до 10,7) (рис. 4). Такая закономерность связана как с гравитационным расслоением расплава, так и частично с наложенными процессами. Как справедливо отмечали Г. В. Поляков и др. (1974, с. 28), это не отражает истинной картины эволюции расплава в очаге.

Нужно отметить, что теректинские габброиды по дополнительным характеристикам несколько отличаются от обычных габбро-норит-диоритовых комплексов (см., например, Поляков и др., 1974, с. 101). Эти особенности выражены в более крутых (почти вертикальных) наклонах векторов, лежащих в плоскости aSb , что связано с повышенной магнезиальностью и, наоборот, в более пологих направлениях векторов на левой стороне диаграммы, что объясняется несколько повышенной ролью K_2O в сумме щелочей.

В целом по петрохимическим параметрам габброиды теректин-

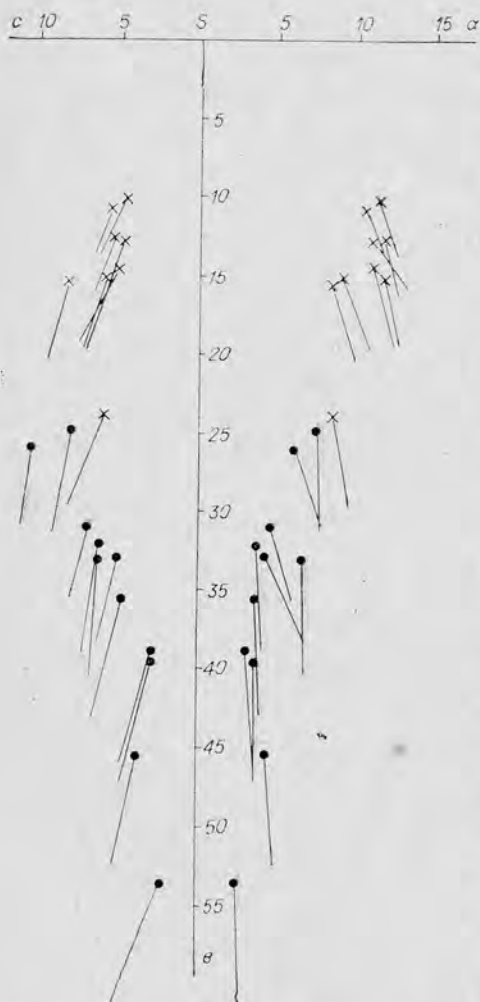


Рис. 4. Диаграмма Заварицкого для пород теректинского комплекса.

ского комплекса соответствуют лейкократовым, по магнезиальным — габбро-норитам. От обычных габбро в габбро-гранитных сериях эвкритового типа они отличаются повышенной магнезиальностью и пониженными глиноземистостью и кальциевостью.

От габброидов I фазы резко отличаются диориты II фазы. Их состав почти не перекрывается по содержанию SiO_2 и обнаруживает резкий скачок практически по всем компонентам (см. рис. 3). Он обладает повышенными содержаниями K_2O , Na_2O , суммы щелочей, большим процентом железистости (из-за резко пониженного содержания MgO) и заметно большим содержанием Al_2O_3 . Содержание CaO и TiO_2 примерно то же, что и в габброидах, но дисперсия по CaO значительно меньше, несмотря на меньшую выборку.

На диаграмме Заварицкого (см. рис. 4) векторы, отображающие состав диоритов, в целом образуют довольно компактную группу с небольшими колебаниями по характеристикам b (10—15); a (8,5—11,5) и c (4,5—8,5). Исключение составляет один анализ, вектор которого располагается ближе к габброидам I фазы, но на диаграмме Харкера (см. рис. 3), видно, что состав этой породы хотя и перекрывается по содержанию SiO_2 , по остальным компонентам K_2O , Na_2O , сумме щелочей и F резко отличается от состава пород I фазы.

Подобное изменение состава «диоритондов» характерно для любых габбро-гранитных серий (Добрецов, 1974). В данном случае нужно подчеркнуть самостоятельность и «оторванность» во времени формирования гранитоидов койтасского комплекса от теректинских диоритов, так как, по материалам Н. Л. Добрецова и Т. Г. Добрецовой (1972), в соседних районах Джунгарии устанавливается, что между габброидами теректинского комплекса и более молодыми гранитоидами произошло образование субвулканических гранитов усекского комплекса. Это указывает на резкое изменение структурно-тектонических условий в промежутке формирования теректинского и койтасского комплексов. По нашим данным, диориты теректинского комплекса и более молодые гранитоиды разделены дайками основного состава (Добрецов, Попов, 1975).

Отсутствие закономерных изменений содержаний компонентов в зависимости от содержания SiO_2 для пород I фазы (см. рис. 3) подтверждается отсутствием значимой линейной корреляции SiO_2 с другими окислами (кроме п. п. п. и Fe_2O_3). В этом отношении наиболее информативно изменение содержания Al_2O_3 , так как обнаруживаются значимые коэффициенты корреляции Al_2O_3 с Na_2O , CaO , MgO , FeO и TiO_2 (см. табл. 3). Для пород второй фазы теректинского комплекса значимые коэффициенты корреляции характерны для др. пар окислов (см. табл. 4).

Перейдем к характеристике гранитоидных комплексов. Из представленного материала (см. рис. 3, 5, 7, 10, 12) видно, что все они мало различаются по содержанию SiO_2 (65—75%). Как правило, они совпадают по содержанию Al_2O_3 , средней железистости (60—70%) и, что особенно характерно для герцинских гранитоидов, — по значениям Na_2O (3—4%), не зависящим от содержания SiO_2 и относительного возраста пород. Меняется содержание K_2O , что и определяет в основном вариации общей щелочности пород.

Для древних гранитоидов басканского комплекса характерна резко повышенная калиевоcть; при содержании Na_2O 1,3—2,7% содержание K_2O колеблется в интервале 4,0—6,5% (рис. 5). Повышенная калиевоcть хорошо видна на диаграмме Заварицкого (рис. 6), где она выражается в постоянном пологом наклоне векторов на левой стороне. Широкие вариации общей щелочности и фемической составляющей пород отображены в изменении характеристик a от 8,5 до 14,5 и b — от 4 до 15. Устойчивая низкая калиевоcть пород характеризуется малой величиной c , а повышенная глиноземистость — пологим наклоном векторов в плоскости aSb влево.

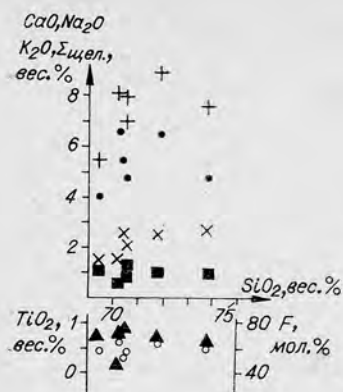


Рис. 5. Диаграмма Харкера для басканских гранитоидов (усл. обозн. см. рис. 3).

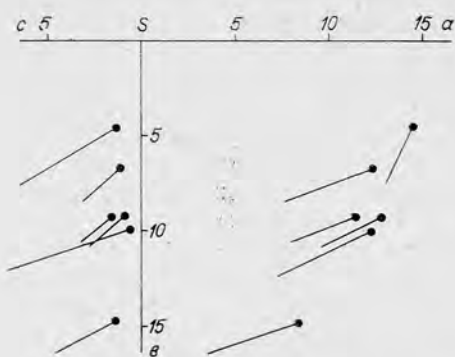


Рис. 6. Диаграмма Заварицкого для гранитоидов басканского комплекса.

Мынчукурские плагиограниты резко отличаются от предшествующих басканских типом щелочности. Для них характерно преобладание Na_2O (от 3,5 до 5,2%, в основном 4—5%) над K_2O (от 2,3 до 3,7%) (рис. 7), намечается снижение кальциевости с увеличением содержания SiO_2 . Кальциевость на диаграмме Заварицкого (характеристика c на рис. 8) не обнаруживает закономерных изменений с изменением фемической составляющей пород (колебания характеристики b — от 2,4 до 9,3). Если разбить выборку на две группы по характеристике b (<5 и >7) (рис. 8) то для каждой группы видна отчетливая обратная зависимость величин c и b . Но такое разделение искусственно, так как не совпадает с петрографическими типами мелко- и среднезернистых плагиогранитов (заметим, что большинство анализов с повышенной характеристикой b выполнено в Южно-Казахстанском геологическом управлении). Для плагиогранитов характерны значимые отрицательные коэффициенты корреляции SiO_2 с CaO , MgO , FeO и Al_2O_3 (см. табл. 5).

Герцинские гранитоиды представлены тремя самостоятельными комплексами — койтасским, ойсазским и салдыктасским. Еще раз подчеркиваем, что эти гранитоиды отделены от раннеорогенных габброидов теректинского комплекса формированием интрузивных тел субвулканических гранитов (Добрецов, Добрецова, 1972). Самостоятельность этих комплексов и независимое их развитие находят отражение в химическом составе пород (см. рис. 3). Данные анализов показывают, что породы не перекрываются по содержанию SiO_2 и обнаруживают «скачок» практически по всем эле-

ментам: резко повышаются содержания K_2O , Na_2O и сумма щелочей, понижается концентрация CaO и снижается (для проб с минимальным содержанием SiO_2) железистость, величина которой затем растет с ростом SiO_2 .

Фигуративные точки, построенные для анализов пород койтасского комплекса (рис. 9) обнаруживают вариации по всем характеристикам: наибольшую по характеристике b (от 4 до 9), показывающую изменение меланократовости

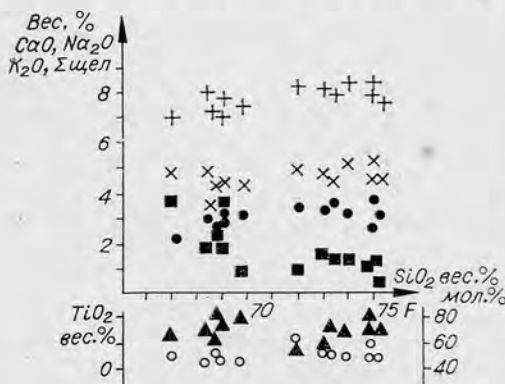


Рис. 7. Диаграмма Харкера для пород мынчукурского комплекса (усл. обозн. см. рис. 3).

пород меньше по кальциевости (c — от 1 до 4) и еще меньше — по общей щелочности (a — от 12,5 до 15). Положение векторов на плоскости cSb показывает незначительные изменения отношения K/Na , а преобладающий наклон векторов вправо на плоскости aSb свидетельствует о нормальном (не глиноземистом) типе пород.

Парные коэффициенты корреляции (см. табл. 6) характеризуются определенными закономерностями. Это, прежде

всего, значимые отрицательные коэффициенты корреляции SiO_2 с другими окислами (кроме K_2O) и положительные значения TiO_2 с другими феррическими компонентами — CaO , MgO , MnO и FeO . Также характерна отрицательная связь K_2O с CaO и FeO .

Граниты ойсазского комплекса обладают выдержанным постоянным составом (рис. 10, 11), что и отличает их от гранитоидов койтасского комплекса. Для них, по сравнению с койтасскими гранитами, показательны пониженная кальциевость пород, повышенные калиевость и общая щелочность при тех же содержаниях Na_2O (3—4%). На правой половине диаграммы Заварицкого (см. рис. 11) больше половины векторов наклонены влево, что свидетельствует о повышенной глиноземистости гранитов.

Для ойсазских гранитов отмечается меньшее количество значимых коэффициентов корреляции (см. табл. 7), но сохраняется тенденция, типичная для койтасских гранитоидов: отрицательная корреляция SiO_2 с другими окислами, положительная — TiO_2 с MgO и MnO , а также обратная связь K_2O с TiO_2 , CaO , появляется — с Na_2O .

Наиболее поздние гранитоиды салдыктасского комплекса по петрохимии во многом сходны с койтасскими. Разница в том, что салдык-

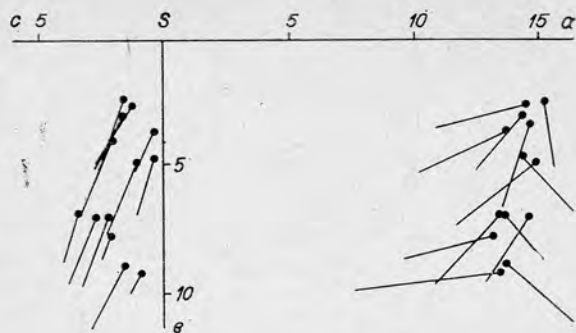


Рис. 8. Диаграмма Заварицкого для плагиогранитов мынчукурского комплекса.

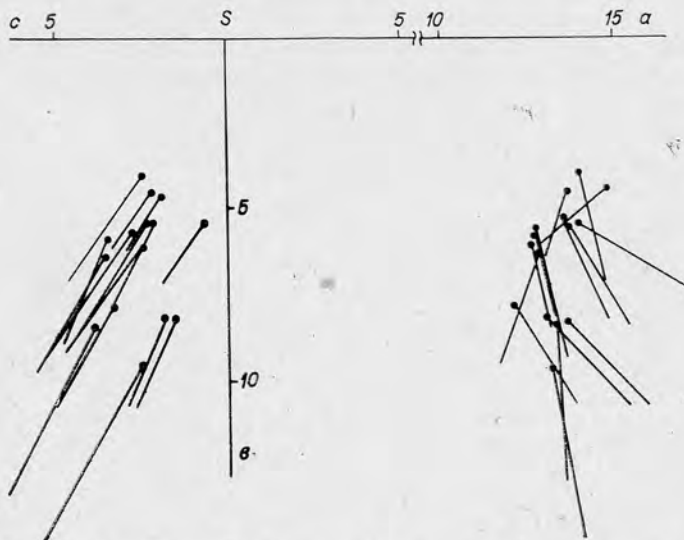


Рис. 9. Диаграмма Заварицкого для пород койтасского комплекса.

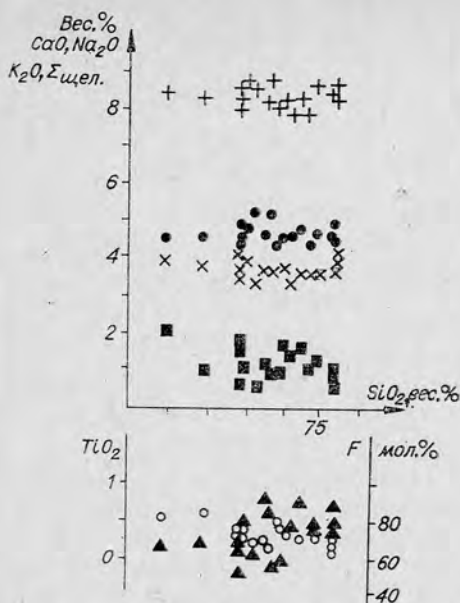


Рис. 10. Диаграмма Харкера для ойсазских гранитов (усл. обозн. см. рис. 3).

цательная) и MgO с Na_2O , CaO , Fe_2O (положительные).

По петрохимии упоминавшихся ранее двуслюдяных гранитов с гранатом мы не располагаем достаточными данными и не можем привести их сравнительную характеристику.

Таким образом, выделенные гранитоидные комплексы отчетливо различаются по минералогическим и петрохимическим особенностям пород.

Наиболее древние гранитоиды баскинского комплекса — калиевые, что указывает на специфические условия выплавления, так как тройной минимум в гранитной системе при увеличении P_{H_2O} смещается в сторону обогащения расплава альбитом, но не калишпатом (Кравцова, 1974а, б). Возможно, они образовались из перегретой, или «сухой», магмы. Мынчукурские гранитоиды обладают резко отличным от басканских натровым типом щелочности.

Герцинские гранитоиды в основном калинатровые. Для них характерно сложное строение с нарушениями гомодромности. Гомодромное

тасский комплекс содержит больше гранитов. Это хорошо видно на рис. 12, где большинство точек группируется в интервале от 72 до 75% SiO_2 . Эти анализы характеризуются низкими значениями CaO , повышенными K_2O и общей щелочностью. Гранитоиды салдыктасского комплекса в отличие от койтасских обладают меньшими значениями характеристик и большей глиноземистостью пород (рис. 13).

Парные коэффициенты корреляции петрогенных окислов пород салдыктасского комплекса во многом сходны с таковыми для койтасских гранитоидов (см. табл. 6 и 8). Имеются и отличия: например, отрицательная связь K_2O и Na_2O , характерная для лейкократовых ойсазских гранитов (см. табл. 7), новые корреляции MgO с K_2O (отри-

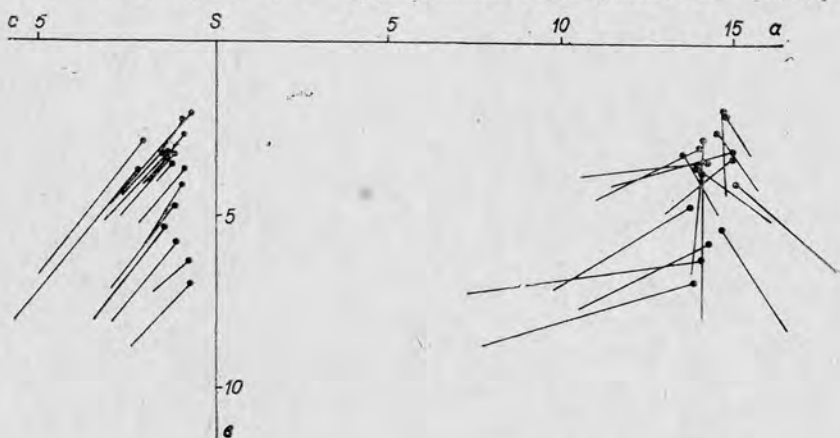


Рис. 11. Диаграмма Заварицкого для ойсазских гранитов.

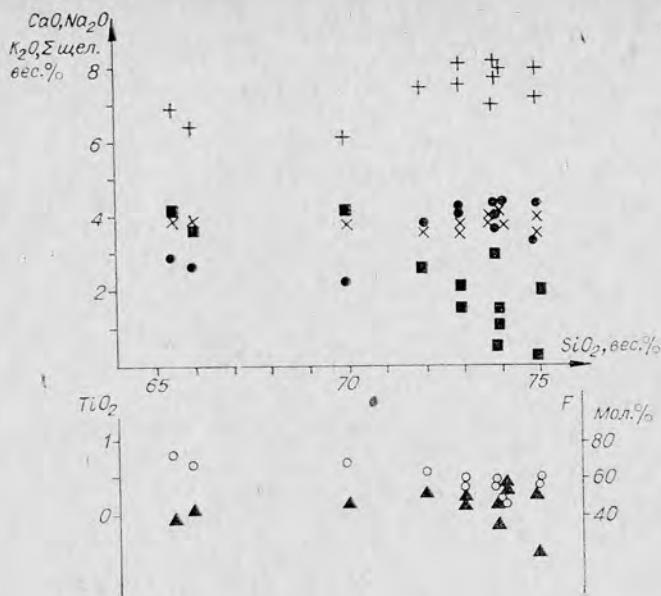


Рис. 12. Диаграмма Харкера для пород салдыктасского комплекса (усл. обозн. см. рис. 3).

развитие раннеорогенных габброидов теректинского комплекса отделено от последующих гранитов — гранодиоритов койтасского комплекса внедрением субвулканических гранитов (Добрецов, Добрецова, 1972), а по нашим данным, — дайками основного состава. Образование калиевых лейкократовых ойсазских гранитов завершает «гомодромный» ряд. Эти граниты в отличие от древних гранитов басканского комплекса (тоже калиевых) обладают значительными содержаниями акцессорного флюорита — индикатором фтористости расплава. Содержание фторидов в магме снижает температуру тройного минимума и смещает последний в сторону калишпата (Глюк, 1973). Самый поздний салдыктасский комплекс гранодиоритов — гранитов формируется с нарушением гомодромности, так как гранодиориты здесь прорывают более ранние лейкократовые граниты. По петрохимическим особенностям салдыктасские гранитоиды во многом сходны с койтасскими с той лишь разницей, что в салдыктасских преобладают граниты, а в койтасских — гранодиориты. По минералогическим критериям эти комплексы различаются лучше, что, вероятно, связано с условиями выплавления магм и становления массивов, режима кислорода и других летучих в магме.

Такое разнообразие гранитоидных пород, объединенных в одном плутоне, невозможно объяснить эволюцией одного магматического очага, существовавшего длительное время на протяжении трех тектоно-магматических циклов. Самостоятельность и разновозрастность герцинских гранитоидных комплексов свидетельствуют о последовательном возбо-

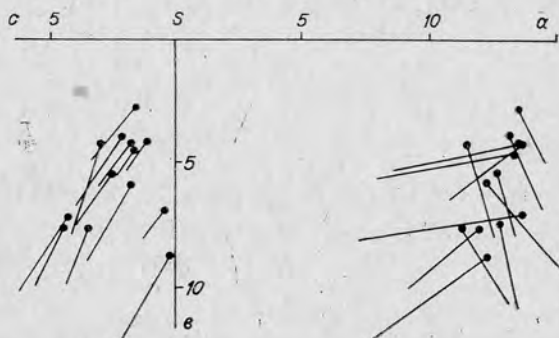


Рис. 13. Диаграмма Заварицкого для гранитоидов салдыктасского комплекса.

новлении магматической деятельности в Мынчукурском антиклинальном блоке. Такое сложное развитие интрузивного магматизма характерно для орогенной стадии развития всей Джунгаро-Балхашской складчатой системы.

ЛИТЕРАТУРА

- Азбель К. А., Борукаева М. Р., Дубовский А. Г., Жмырев А. М., Кигман Э. С., Мясников А. К., Мычник М. Б., Никитченко И. И., Севрюгин Н. А., Севрюгин Н. Н., Севастьянов В. Г., Скляренко Л. М., Скринник Л. И., Смирнов А. В., Суслов Г. А., Топоров Р. П., Хохлов И. В., Чабдаров Н. М., Шлыгин А. Е., Шувалов С. Я. Основные тенденции развития и спорные вопросы магматизма Южного Казахстана.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1976, с. 59—65. (Труды 2-го Казахск. петролог. совещ., ч. 1).
- Афоничев Н. А., Шлыгин А. Е. Тектоника.— В кн.: Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, «Наука», 1966, с. 150—159.
- Бахтеев М. К., Кудрявцев Ю. К., Мараева Р. Н., Михайлов А. Е., Попов В. С., Щербакова М. Н. Магматические комплексы южной части Токрауской впадины.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1976, с. 35—42. (Труды 2-го Казахск. петролог. совещ., ч. 1).
- Василенко В. Б., Литвинов В. Л. Некоторые особенности биотитов гибридных пород.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 7, с. 116—120.
- Глюк Д. С. Экспериментальные исследования взаимодействия кислых силикатных расплавов с фторидными в присутствии воды. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1973. 24 с.
- Добрецов Г. Л. О происхождении диоритов и габбро в габбро-гранитных сериях.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 9, с. 3—11.
- Добрецов Г. Л., Добрецова Т. Г. Об автономности пород основного и среднего состава, сопряженных с крупными гранитоидными плутонами.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 6, с. 1416—1419.
- Добрецов Г. Л., Попов Н. В. Расчленение и картирование полихронных интрузивных плутонов.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 9, с. 52—61.
- Добрецов Г. Л., Попов Н. В. Интрузивные комплексы Джунгарского Алатау и их возможные аналоги в Северном Прибалхашье. Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1976, с. 52—58. (Труды 2-го Казахск. петролог. совещ., ч. 1).
- Добрецов Г. Л., Попов Н. В. О длительности формирования гранитоидных плутонов.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 1, с. 50—60.
- Изох Э. П., Юдалевич З. А., Пономарева А. П. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск, «Наука», 1975. 518 с.
- Кравцова Е. И. Система $Ab-Og-Qu(H_2O)$ при P_{H_2O} от 0 до 10 кбар.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1974а, № 2, с. 5—16.
- Кравцова Е. И. Система $Ab-An-Og(H_2O)$ и $Ab-An-Og-Qu(H_2O)$ при P_{H_2O} от 0 до 10 кбар.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1974б, № 3, с. 5—24.
- Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972. 206 с.
- Поляков Г. В., Кривенко А. П., Орлов Д. М., Федосеев Г. С., Балыкин П. А. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1974. 130 с.
- Хитрунов А. Т. Некоторые особенности развития герцинского интрузивного магматизма в Джунгарском Алатау.— В кн.: Интрузивный магматизм и метасоматические образования Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1968, с. 3—7.
- Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных горных пород. Л., «Недра», 1970. 248 с.

В. Б. Василенко, Л. Д. Холодова

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ЗАУРУЛЮНГУЕВСКОЙ ГНЕЙСО-ГРАНИТНОЙ СЕРИИ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Гнейсо-граниты—это породы промежуточного типа (по составу, структуре и другим признакам) между гранитами и гнейсами. Их следует рассматривать как петрографическую разновидность мигматитов—

продуктов кристаллизации механической смеси расплава и метаморфогенных твердых фаз. Гнейсо-граниты в качестве составных частей присутствуют во всех комплексах высокометаморфизованных пород, но иногда в количественном отношении становятся главной, ведущей частью (мigmatитовые поля). Ассоциирующие с ними супракрустальные образования распространены в виде густой сети мелких ксенолитов. Однако отличие формаций, по преимуществу сложенных гнейсо-гранитами, от типично метаморфических заключено, главным образом, в том, что в ареалах развития гнейсо-гранитных комплексов пространственно совмещены комплексы метаморфических и магматических пород, относящиеся к разным формационным типам. Для части их устанавливаются генетические или парагенетические отношения. Этот факт находит объяснение в многостадийном метаморфизме и метаморфогенной природе этих связей.

Необратимый характер развития земной коры на щитах и древних массивах иллюстрируется сменой типично метаморфических формаций гранито-гнейсовыми, а последних — гранитными. Поэтому, рассматривая области развития гнейсо-гранитов, следует говорить о закономерных ассоциациях формаций или формационных сериях. Показателем наличия между ассоциирующими формациями парагенетических связей является участие их в совместном строительстве своеобразных кольцевых структур — гранито-гнейсовых куполов. Последние отчетливо фиксируются при структурных съемках и на аэрофотоснимках.

Фактографический материал по гранито-гнейсовым куполам, в настоящее время значительно увеличился за счет собранного, главным образом при изучении тектоники древних щитов и массивов. Используя петрологические представления о мигматитах как разновидностях горных пород, можно рассматривать закономерности становления и существования во времени комплексов гранито-гнейсовых ассоциаций. Имеются все основания считать, что при анализе строения гранито-гнейсовых куполов, их развития и происхождения могут быть использованы модели, рассматривающие ультраметаморфические гранитизацию и магматизм как движущую силу тектогенеза. Ясно, что при изучении гнейсо-гранитных серий значительное внимание должно уделяться их тектонике.

В зависимости от характера ассоциирующих комплексов среди гранито-гнейсовых куполов могут быть выделены, по меньшей мере, три типа, соответствующие трем типам метаморфически-магматических серий формаций: гнейсо-мигматитовым, мигматит-гранитным и гранит-мигматит-гранитным (Салоп, 1971).

Гнейсо-мигматитовые серии представлены монофацальными комплексами гнейсов и гнейсо-гранитов, содержащими тела автохтонных гранитов и образующих множество однотипных куполов. Типичным представителем может быть раннеалданский комплекс гнейсов и гнейсо-гранитов в устье р. Чуги и в некоторых других районах алданского архея.

Мигматит-гранитные серии формируют купола, в ядерных частях которых находятся гранитные массивы, конформно облекающиеся гнейсовыми и гнейсо-гранитными толщами. Нередко устанавливается их аллохтонный характер, однако метаморфические ареалы вокруг этих массивов отсутствуют. Межкупольное пространство может, вместе с тем, выполняться породами более низких ступеней метаморфизма.

Гранит-мигматит-гранитные серии формируют окаймленные гнейсовые купола. В составе парагенетической ассоциации три комплекса: а) ремобилизованных (очень часто это более древние гранитоиды); б) выходящих в ядрах куполов тел преимущественно автохтонных гранитов и в) метаморфизованных пород осадочного чехла, трансгрессивно лежащих на фундаменте. Характерна метаморфическая

зональность от высших ступеней амфиболитовой фации во внутренних частях куполов до зеленосланцевой на их периферии.

Общепринятая модель развития гранито-гнейсовых куполов основывается на циклическом (до сотен миллионов лет между циклами) проявлении ультраметаморфизма. Продукты кристаллизации предыдущих циклов совместно с возникающими в межцикловые эпохи терригенными и магматическими формациями выступали в качестве субстрата для последующих циклов ультраметаморфизма, от интенсивности проявления и длительности которых зависит возможность реконструкции фациальных, вещественных и возрастных особенностей ранних членов гнейсо-гранитных серий.

Исследование фациальных особенностей гнейсо-гранитных серий методом парагенетического анализа ассоциаций минералов затруднено из-за устойчивости их минеральных парагенезисов в широком интервале температур. Так, чарнокитовая формация с характерным минеральным парагенезисом, как типичный представитель гранулитовой фации, противопоставлялась мигматитовым полям (без маркирующих минеральных парагенезисов) — представителям амфиболитовой фации. Обращение к геотермометру Барта с проверкой по температурам раскристаллизации расплавных включений в параллельных образцах позволило нам установить принадлежность гнейсо-гранитов раннеалданского комплекса к гранулитовой, а позднеалданских гранитов — к амфиболитовой фациям (Василенко, Холодова, 1973а). С помощью этого геотермометра удалось подтвердить вывод о палеотемпературной эволюции Цаган-Олуевского окаймленного гнейсового купола (Василенко, Холодова, 1972). Следует заметить, что скептическое отношение к геотермометру в значительной мере обусловлено недостоверностью данных о распределении щелочей в полевых шлатах. Устранив источник ошибок (Василенко, Холодова, 1973б), можно с успехом использовать этот геотермометр при картировании гранито-гнейсовых комплексов. Возможность оценки достоверности принимаемых суждений позволила применить для петрологических выводов морфогранулометрический анализ. Трудности реконструкции геохронологических характеристик многократно ультраметаморфизованных комплексов общеизвестны. Омоложение калий-аргоновых датировок гнейсов и гранитов при их отжиге, т. е. прогреве без перекристаллизации приводит к отрицательно асимметричному распределению значений возрастных оценок с тем большей асимметрией, чем выше длительность метаморфизма и степень перекристаллизации пород. Например, на Алданском щите большинство датировок гнейсов и гранитов показывают нижнепротерозойский возраст и лишь единичные изотопно-радиологические датировки отдельных минералов — средний и ранний архей.

В настоящей работе использованы три зарекомендовавших себя при петрологических исследованиях метода: морфогранулометрический, геохронологический и палеотемпературный.

ЗАУРУЛЮНГУЕВСКАЯ ГНЕЙСО-ГРАНИТНАЯ СЕРИЯ

В состав серии входит протерозойский комплекс гнейсированных гранитов, гнейсо-гранитов и верхнепалеозойский комплекс преимущественно лейкократовых гранитов. Породы серии слагают Урулюнгуевский срединный массив, разделенный Восточно-Урулюнгуевской верхнемезозойской грабен-синклиналью на две зоны: северо-западную (урулюнгуевскую) и юго-восточную (заурулюнгуевскую). Заурулюнгуевская зона изучалась нами на двух участках, площадью около 100 кв. км, с центрами по падам Копчил и Досатуй. Основываясь на результатах площадных исследований В. Н. Козеренко (Козеренко, 1956) и

М. Н. Химки, отметивших однородный характер древнейших гранитов Приаргуны на протяжении всех областей выхода их на дневную поверхность, можно с уверенностью распространить результаты изучения Копчилского и Досатиевского участков на весь Урулунгуевский срединный массив.

Основным членом протерозойского комплекса являются мигматит-граниты крупнозернистые, порфировидные, в разной степени катаклазированные и разгнейсованные. Текстурные признаки, метаморфизм этих гранитов, наряду с часто встречающимися ксенолитами докембрийского субстрата (высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, кварцитами и амфиболитами), относятся к регионально устойчивым признакам. Ксенолиты в разной степени гранитизированы и зачастую прослеживаются лишь в виде небулитовых полос, придающих породам гнейсовидный облик. Гнейсовидность такого рода является прототекстурой, в отличие от бластогнейсовидных и катакластических текстур, возникших в результате последующего динамометаморфизма. Прото- и бластополосчатости пересекаются под острым углом. Зоны протополосчатости, например, за счет обогащения гранитов биотитом и амфиболом при мощности до 20 м прослеживаются на сотни метров. По данным М. Н. Химки, на севере заурулунгуевской зоны протополосчатость образует крупную (диаметром до 25 км) куполовидную структуру, сводовая часть которой расположена в районе пос. Молодежный. Крылья структуры по периферии падают под углом 30—35°, в ядерной части — 15—20°. Повсеместно на них развиты мелкие складки более высоких порядков. Прото- и бластогнейсовидность здесь совпадает, но достоверность этого факта невысока, так как на аэрофотоснимках бластогнейсовидность не отличима от небулитов, а в обнажениях первичная гнейсовидность подавляется более проявленной бластополосчатостью. Местами протогнейсовидность исчезает вовсе, когда крупнозернистые граниты и протогранито-гнейсы превращаются в мелкозернистый, разнотекстурный, плотносцементированный агрегат дробленых зерен полевых шпатов и перекристаллизованного кварца. Эти породы в виде полос и пятен подчеркивают бластогнейсовидность.

Бластокатаклазиты, наряду с метаморфизованными и ультраметаморфизованными гранитоидами протерозойского комплекса, по существу, занимают промежуточное положение между собственно протерозойскими гранитоидами и верхнепалеозойскими равномерно-зернистыми гранитами: часть минералов в них перекристаллизовалась в палеозое, а часть унаследована в неизменном, но отождествленном виде от протерозойских гранитов. Н. С. Вартанова (Вартанова и др., 1972) включает в состав протерозойского комплекса линзы и полосы мелкозернистых (иногда порфировидных) гранитов и описывает их как обычные магматические породы, кристаллизовавшиеся почти одновременно с крупнозернистыми, собственно протерозойскими гранитами. Однако их бластокластическая природа очевидна. Таким образом, протерозойский комплекс представлен протогранитами, протогранито-гнейсами и продуктами их последующих термально- и динамометаморфических изменений.

Верхнепалеозойские граниты, преимущественно мелкозернистые, равномерно-зернистые и лейкократовые (автохтонные разности), образуют небольшие штоки и дайки, но чаще распространены в виде густой сети маломощных неправильных аллохтонных тел, объединяемых на геологических картах в достаточно крупные поля. Нельзя не согласиться с Н. С. Вартановой (1972), что их роль в строении заурулунгуевской зоны преувеличена. Одна из причин этого состоит в том, что аллохтонные граниты нередко пространственно и по формам проявления совпадают с катабластическими гранитами, но отличаются от них почти полным отсутствием следов катаклаза. Автохтонные граниты, как правило, дискордантны относительно гнейсовидных текстур.

Выделение в зауралюнгуйской зоне двух комплексов — палеозойского и протерозойского (а более достоверно — древнего гнейсовидного и более молодого равномерно-зернистого) отмечали все исследователи. Отличие нашей точки зрения в том, что все гранитоиды, ассоциирующие с протогранитами и протогранито-гнейсами, рассматриваются как продукты динамического, термального и, наконец, ультраметаморфизма. Это и побуждает включать ассоциацию южноприаргунских гранитоидов в состав единой мигматит-гранит-гнейсо-гранит-гранитной серии.

Остановимся на некоторых петрологических фактах, свидетельствующих в пользу отстаиваемой точки зрения.

Петрографо-минералогические особенности

Структурно-петрографические и минералогические особенности уже достаточно обстоятельно освещены в работах В. Н. Козеренко (1956), Н. С. Вартановой и др. (1972), однако разноречивый характер петрологических выводов, строящихся на одних и тех же петрографических данных, вынуждает вновь вернуться к их рассмотрению.

К числу протоособенностей древнейшего комплекса гранитоидов относится четкая их порфиоровидность на фоне средне-крупнозернистой структуры основной массы. Вкрапленники представлены микроклином, реже кварцем. В основной массе — кварц, микроклин, альбит-олигоклаз, бурый биотит. В результате неравномерного распределения минералов состав пород в масштабах квадратных дециметров колеблется от аляски-тов до нормальных гранитов. Участки близкого состава индивидуализируются либо в виде линейных зон, либо в виде линейно ориентированных изолированных скоплений устойчивого состава. От этих типично гнейсовидных текстур наблюдаются все переходы к массивным породам с гипидиоморфно-зернистыми структурами. К первичным особенностям следует также отнести широко распространенные структуры замещения олигоклаза микроклином с интенсивным развитием мирмектитового кварца. Первичный облик кварца в этих породах характеризуется наличием крупных идиоморфных кристаллов или крупных скоплений, то вытянутых, то изометрических, одновременно угасающего кварца. По первичным петрографическим особенностям протерозойский комплекс зауралюнгуйской зоны должен быть отнесен к гнейсо-гранитным и может параллелизоваться с унгринским комплексом Алданского щита. По вторичным минерало-петрографическим признакам все изучавшиеся нами образцы пород протерозойского комплекса могут быть разделены на мета- и ультраметаграниты. Метаграниты, в которых заметную роль среди породообразующих минералов начинают играть мусковит, хлорит, клиноцоизит и мелкочешуйчатый зеленый биотит, представляют продукты изменения протерозойских гнейсо-гранитов в условиях зеленосланцевого метаморфизма¹. Ультраметаграниты несут следы вторичного плавления, что фиксируется по сплошному (в пределах шлифа) наложению симплектитовых графических структур на обычные алло- или гипидиоморфно-зернистые порфиоровидные протоструктуры.

Динамометаморфические изменения в равной мере проявлены в мета- и ультраметагранитах и выражены в региональном катаклазе разной интенсивности. Наиболее чувствителен к дроблению кварц. Используя метод гранулометрического анализа Д. А. Глаголева (1950), по отношению к породообразующему кварцу протерозойских гранитоидов, стало возможным оценить некоторые петрологические аспекты динамометаморфизма. Наблюдения позволяют выделить следующие стадии преобразования кварца при нарастающем катаклазе.

¹ Вторичная метаморфогенная природа мусковита не вызывает сомнений, поэтому и не применен термин «двуслодные граниты».

Деформация. Не нарушена сплошность зерен; стадии: а) волнисто-угасающие, б) мозаично-волнисто-угасающие, в) блоково-угасающие. В последнем случае видны зигзагообразные границы блоков.

Дезинтеграция. Протокристаллы разделены на многоугольные мелкие зерна с одним из типов волнистого угасания.

Перекристаллизация. Первые мелкие и мельчайшие зерна появляются уже на стадии дезинтеграции в зонах разрыва. Затем их роль увеличивается. Перекристаллизация захватывает и многоугольные блоки средних и крупных размеров. Весь перекристаллизованный кварц отличается равномерным угасанием.

Избирательная перекристаллизация. В зонах скопления множества мелких изометричных зерен одновременного угасания появляются blastoporphiroвые крупные изометрические зерна. Нередко в них можно заметить реликтовые зерна либо их границы, трассированные интерстиционным материалом внутри blastокристов.

Появление и развитие мелкозернистого агрегата перекристаллизованных зерен кварца более характерны для периферических частей крупных деформированных кварцевых зерен. Процесс дробления и перекристаллизации кварца не приводит к его рассеиванию по породе, и пространство, выполнявшееся ранее крупными зернами, после перекристаллизации заполняется агрегатом зерен. Иногда видны следы перемещения кварца относительно полевых шпатов, но и эти перемещения происходят без рассеивания зерен или их агрегатов. Это обстоятельство следует особо отметить, так как при отборе мономинеральных фракций кварца для всех видов исследования минерала в отобранных навесках сохраняется соотношение, характерное для породы в диапазоне отбираемых размеров.

Гранулометрический состав кварца в изученных образцах гранитоидов (всего измерено 12 000 зерен в более чем 60 шлифах) отражен на рис. 1. Приведенные здесь полигоны показывают проценты объема породы, занимаемого зернами данного класса размерности в пределах одного образца. Каждый шлиф характеризуется своим рядом распределения. Для подавляющего большинства их устанавливается положительная асимметрия. В ряде экспериментальных работ по дроблению кварца в связи с его использованием в промышленности (Ходаков, 1972), в работах, описывающих дробление других минералов (Филиппов, 1961), высказывалось предположение о применимости логнормальной модели к распределению количества частиц по размерам в процессе дробления. Нередки случаи и отклонения от логнормального закона, но положительная асимметрия, как правило, остается и увеличивается по мере увеличения длительности (степени) дробления. Однако данные экспериментов по измельчению минералов и минеральных агрегатов приводят к другому чрезвычайно важному для петрологии выводу: оказалось, что кинетика дробления зерен описывается уравнениями того же вида, что и кинетика собирательной перекристаллизации. Естественно, что эти процессы обратны по знаку. В петрологии эта особенность подтвердилась экспериментально.

Как показано В. В. Хлестовым и Г. Г. Лепезиным (1974), линейные размеры кварца в высокометаморфизованных комплексах больше и распределены симметрично относительно низкотемпературных комплексов, где размеры зерен кварца значительно меньше и распределены резко положительно асимметрично. Увеличение размеров зерен кварца и уменьшение положительной асимметрии распределений в процессе перекристаллизации гнейсов гранулитовой фации в условиях длительно-го разноэтапного метаморфизма амфиболитовой фации установлены нами при исследовании верхнеалданского гнейсо-гранитного комплекса. С другой стороны, кривые распределения линейных размеров кварца в разбираемом случае также сильно положительно асимметричны в своем

Количество кварца
в гранитоиде, об. %

80-100

60-70

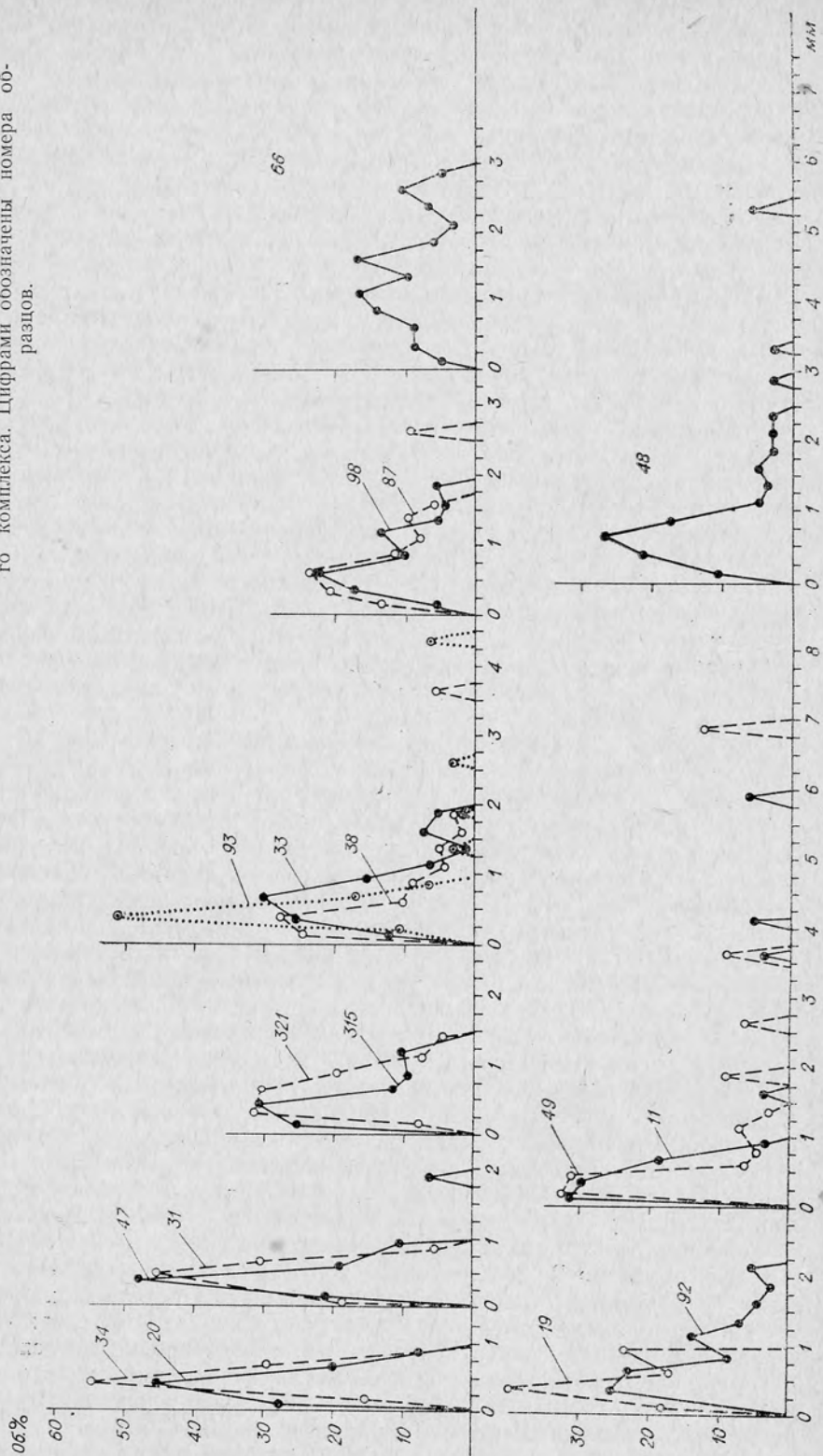


Рис. 1. Полигоны частот объемных процентов кварца разной величины в гранитоидах протерозойского комплекса. Цифрами обозначены номера образцов.

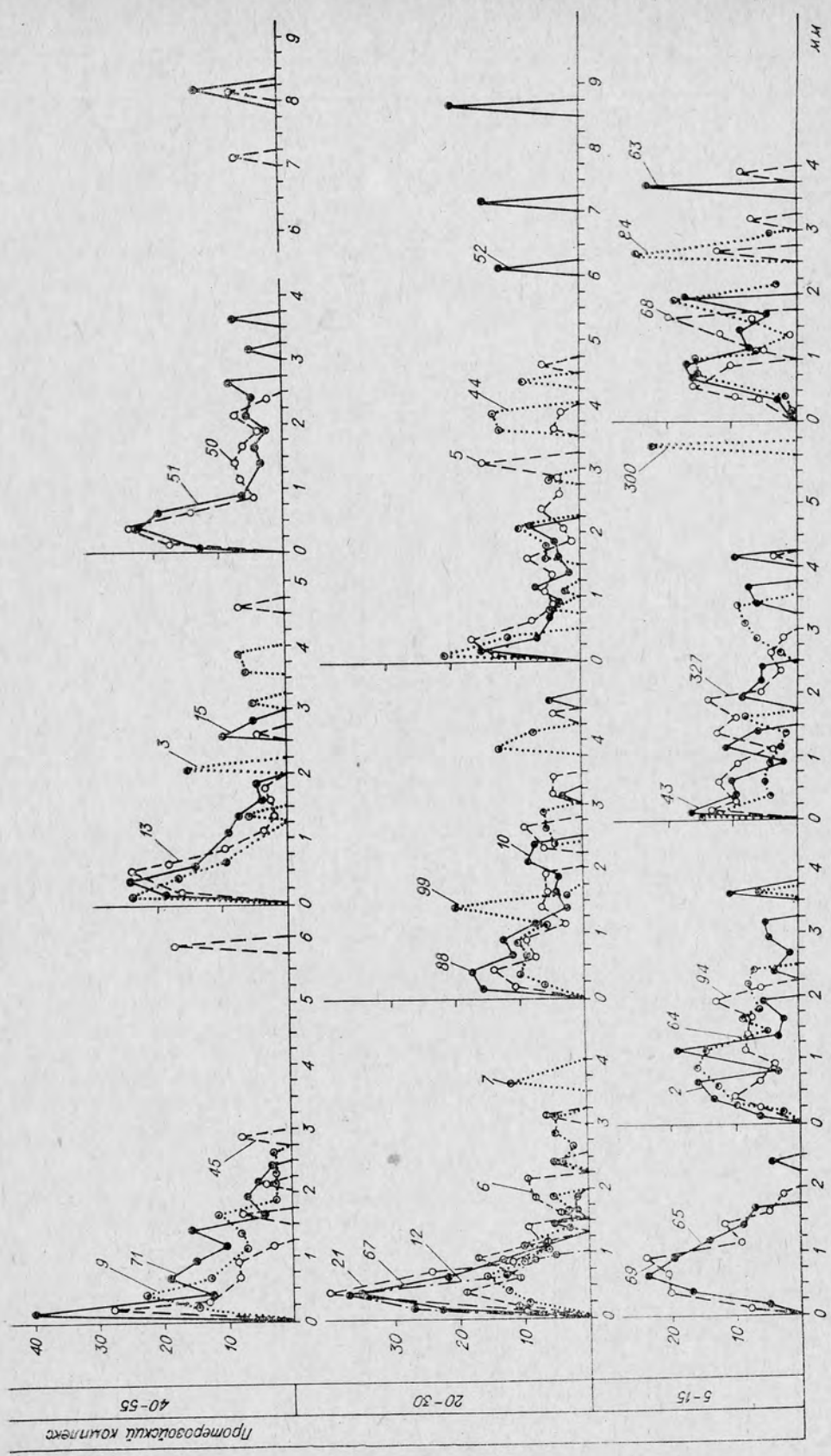


Таблица 1

Характеристики гранулометрического состава породообразующего кварца гранитоидов зауралюнгвевской серии

№ образца	Колич. измеренных зерен	Линейные размеры			Объемные проценты			Размер фракции перекристаллизованного кварца
		$\bar{X}$	S^2	V	M	R	Колич. перекристал. кварца	
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Протерозойский комплекс
Метаграниты аплитового состава

7	202	0,69	2,25	114	0,76	4,48	22	0,0—0,56
31	229	0,35	0,19	66	0,46	1,00	100	0,0—1,00
33	177	0,49	0,73	91	0,66	2,24	85	0,0—1,12
44	180	0,34	0,27	80	0,21	5,04	34	0,0—0,56
47	211	0,34	0,22	74	0,41	1,00	95	0,0—1,00
52	111	0,27	4,0	391	0,18	9,80	27	0,0—0,84
71	141	0,63	1,18	91	0,16	2,80	40	0,0—0,25
38	205	0,49	1,89	149	0,16	3,28	15	0,0—0,28

Метаграниты нормального состава

2	73	0,81	0,67	155	0,70	4,20	6	0,0—0,28
6	280	0,59	1,31	102	0,42	3,64	25	0,0—0,56
21	183	0,45	0,41	75	0,47	1,0	30	0,0—1,0
34	211	0,38	0,14	52	0,45	1,0	100	0,0—1,0
38	270	0,21	1,09	188	0,32	4,48	90	0,0—2,0
43	102	0,45	2,45	182	0,19	4,48	15	0,0—0,28
45	137	0,32	2,91	278	0,18	8,12	40	0,0—0,56
49	168	0,32	2,54	266	0,27	7,84	65	0,0—0,56
51	151	0,44	2,75	199	0,48	9,24	56	0,0—0,75
63	26	1,33	2,92	67	0,86	4,20	5	0,0—0,56
65	80	0,66	0,87	74	0,66	2,80	5	0,0—0,28
67	382	0,34	0,28	83	0,41	2,24	22	0,0—0,28
84	55	1,45	1,71	47	0,82	3,36	5	0,0—0,56
88	175	0,63	3,32	153	0,32	6,16	25	0,0—0,56
92	193	0,48	0,69	91	0,52	2,52	68	0,0—1,12
93	204	0,43	0,28	66	0,42	4,5	85	0,0—1,0
97	79	0,44	0,79	106	0,60	3,08	87	0,0—1,0
98	125	0,60	0,31	48	0,64	2,24	85	0,0—1,0
99	75	0,82	3,27	114	0,49	4,20	30	0,0—1,12

Метагранодиориты

15	150	0,41	1,04	132	0,35	3,36	45	0,0—0,5
48	240	0,53	1,25	106	0,63	6,16	70	0,0—1,12
50	295	0,47	2,38	173	0,39	9,24	53	0,0—0,75

Ультраметаграниты аляскинского состава

5	162	0,58	3,80	176	0,49	5,35	33	0,0—0,56
9	209	0,98	1,75	101	0,36	3,08	40,0	0,0—0,56
10	209	0,49	1,60	135	0,34	2,50	25,0	0,0—0,25
12	234	0,31	0,30	93	0,35	2,80	25,0	0,0—0,25
321	217	0,51	0,39	68	0,55	1,68	85	0,0—1,0

Ультраметаграниты нормального состава

3	188	0,50	1,60	135	0,21	4,5	40	0,0—0,56
11	321	0,26	0,18	86	0,31	6,72	60	0,0—0,56
13	155	0,49	0,81	97	0,43	5,04	45	0,0—0,5
19	214	0,37	0,26	72	0,39	1,12	70	0,0—0,84
20	214	0,31	0,17	71	1,12	1,12	90	0,0—1,0
64	60	1,11	1,82	64	1,79	4,20	12	0,0—2,00
64	60	1,11	1,82	64	1,79	4,20	12	0,0—2,00
66	94	0,94	2,09	81	0,77	3,36	80	0,0—2,24
68	96	0,98	3,35	98	0,89	4,20	6	0,0—0,56
69	135	0,58	1,21	102	2,0	2,24	7	0,0—0,28

1	2	3	4	5	6	7	8	9
94	169	0,86	3,80	119	0,37	5,32	15	0,0—0,56
315	382	0,35	0,29	69	0,21	1,68	85	0,0—1,0
327	242	1,53	1,81	123	0,43	4,76	13	0,0—0,28

Каменноугольный комплекс

Аллохтонные граниты нормального состава

27	450	0,17	0,17	126	0,14	1,96	85	0,0—0,84
32	214	0,46	0,37	69	0,52	5,32	90	0,1—0,12
39	206	0,32	0,81	146	0,56	2,52	80	0,0—1,12
40	178	0,63	0,82	75	0,60	2,80	90	0,0—1,40
41	318	0,29	0,21	82	0,49	1,68	100	0,0—1,68
42	161	1,37	0,45	259	0,64	2,52	70	0,0—0,84
46	268	0,29	0,45	120	0,58	2,52	20	0,0—1,96
53	78	1,09	2,03	69	0,98	2,00	95	0,0—2,80

Автохтонные граниты и гранодиориты

22	61	1,04	2,16	74	1,12	—	—	—
23	134	0,70	0,62	59	2,24	—	—	—
24	85	1,01	3,44	96	1,20	—	—	—
26	179	0,61	1,22	95	0,45	—	—	—
30	152	0,43	0,29	28	0,42	—	—	—
36	162	0,46	0,16	46	0,56	—	—	—
305	164	0,61	1,18	93	0,63	—	—	—

большинстве. Но изменение эмпирических распределений от симметричных или близких к ним в слабо метаморфизованных разностях до резко положительно асимметричных в сильно метаморфизованных однозначно определяет тип процесса, ответственного за гранулометрический состав кварца. При исследовании природных объектов гранулометрическим методом необходимо изучать и дополнительные признаки (угасание, характер других минералов), чтобы установить причины и направленность изменения формы и размеров кварцевых индивидуумов. В описываемом случае очевидна такая направленность изменений (см. рис. 1): от правой нижней части рисунка (начало дробления) к его центральной левой части (максимум дробления) и вновь направо вверх (максимум перекристаллизации).

Сравнение между собой нескольких десятков распределений неопределенного вида — процедура очень трудоемкая, поэтому для каждого образца (каждого распределения) рассчитаны некоторые статистические параметры. В линейном масштабе это среднее ($\bar{X}$), дисперсия (S^2) и коэффициент вариации (V). Эти же распределения пересчитаны на объемные проценты и охарактеризованы величиной первого максимума (M) распределения объемных процентов и его размахом (R). Совместно с оценкой количества перекристаллизованного кварца все эти данные помещены в табл. 1. Таким образом, если оценивается какая-нибудь особенность распределения размеров зерен в образце, необходимо прибегнуть к таблице (см. табл. 1), а если устанавливается характер распределения объемных процентов или сравнительная характеристика зерен определенного размера в разных образцах, то эти данные можно почерпнуть из рисунка (см. рис. 1). Величины табл. 1, суммированные по типам пород, показаны на рис. 2. Сравнение кривых распределений IIa и IIб, IIв и IIг, проведенное по критерию Хи-квадрат, показало незначимость их отличий. Сравнение суммарных полигонов частот объемных процентов ультра- и метагранитов также подтвердило незначимость их различий. Таким образом, на основании количествен-

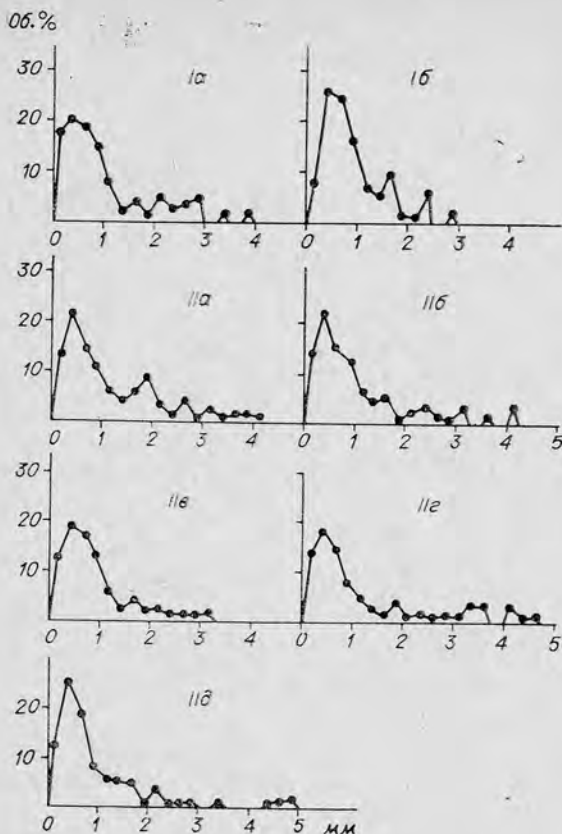


Рис. 2. Полигоны частот объемных процентов кварца разной величины в различных группах пород гранитоидов протерозойского комплекса.

1а — ультраметагранитоиды; 1б — метагранитоиды; 11а — метанормальные граниты; 11б — ультраметааляскиты; 11г — метанормальные граниты; 11г — метааляскиты; 11д — метагранодиориты.

шается величина среднего размера зерен кварца в образцах. Количественная оценка корреляционных связей между параметрами табл. 1 подтверждает этот вывод.

Устанавливаются такие значимые корреляционные связи при числе наблюдений (образцов) $N=47$; $r_{05}=0,31$; $r_{01}=0,41$: 1) $r_{\bar{x}S^*}=0,43$. Увеличение средних линейных размеров зерен кварца происходит параллельно с увеличением дисперсии отдельных рядов распределения; 2) $r_{\bar{x} \cdot \text{перекрист. кварц}}=-0,51$. Количество перекристаллизованного кварца тем меньше, чем больше средний размер зерен кварца в шлифе; 3) $r_{\bar{x}M}=-0,46$. Величина первого максимума, т. е. относительное количество мелких зерен кварца, убывает с возрастанием среднего размера зерен кварца в шлифе; 4) $r_{S^* \cdot \text{перекрист. кварц}}=0,50$. При постоянном среднем линейном размере зерен, т. е. частный коэффициент корреляции $r_{S^* \cdot \text{перекрист. кварц}} \cdot \bar{x}=0,60$, с увеличением дисперсии уменьшается количество перекристаллизованного кварца; 5) с увеличением количества перекристаллизованного кварца увеличивается средний размер перекристаллизованных зерен ($r=0,58$) и величина первого максимума ($r=0,50$).

На основании этих корреляций получена приближенная оценка тенденции изменения частных рядов распределения в процессе дробления.

Взаимосвязи же между частотами отдельных классов объемных процентов частных распределений выясняются при анализе соответствующих

ных оценок установлено, что гранулометрический состав кварца не зависит от степени метаморфизма протерозойских гранитов. Гранулометрический состав кварца одинаков также в аляскитах, нормальных гранитах и гранодиоритах.

Изучение взаимосвязи между отдельными характеристиками гранулометрического состава проведено путем изучения двух матриц линейных коэффициентов корреляции: матрицы, составленной из параметров табл. 1, и матрицы, составленной из частот 10 классов на рис. 1, причем 10-й класс объединяет все частоты следующих за ним классов больших значений. По всей вероятности (см. рис. 1), в пределах протерозойского комплекса с увеличением количества перекристаллизованного кварца уменьшается размах частных (по образцам) распределений, увеличивается величина первого максимума и умень-

щей матрицы линейных коэффициентов корреляции. Однако ее анализ проведен по-другому, методом корреляционных профилей (Миллер, Кан, 1965, с. 314). Напомним, что этот метод основывается на оценке существенности различия двух коэффициентов корреляции C , которая находится из выражения

$$P_Z\{|Z_1 - Z_2|/\sqrt{(N-3)/2} < C\} = 0,95, \quad (1)$$

где N — число образцов, по которым вычислена корреляционная матрица, а Z получают с помощью преобразования

$$Z = 0,5 \ln[(1+r)/(1-r)], \quad (2)$$

где r — парный коэффициент корреляции.

Каждый корреляционный профиль — это вариационная кривая данной переменной со всеми остальными. Группа согласующихся корреляционных профилей объединяет такие из них, в которых разность между любой парой одноименных коэффициентов корреляции не превышает величину C . Содержательный смысл группы согласующихся профилей в том, что переменные, образующие группу, относительно других переменных, не входящих в эту группу, ведут себя статистически однородно, хотя корреляция между переменными одной группы не обязательно должна быть высокой. Другими словами, причины, приведшие к объединению переменных в корреляционную группу, могли быть не связаны между собой.

Напомним, что группы согласующихся корреляционных профилей гранулометрического состава кварца протерозойского комплекса получены на основании анализа корреляционной матрицы частостей объемных процентов между 12 классами по 40 образцам (рис. 3). При этом разница в числе измеренных зерен каждого образца не учитывалась, так как во всех образцах изучалась одна и та же площадь ($\sim 5 \text{ см}^2$).

В описываемом случае каждая группа корреляционных профилей есть не что иное, как группа размеров зерен, ведущая себя одинаковым образом по отношению к другим размерам. Такую группу следует рассматривать как гранулометрическую фракцию. Действительно, корреляции между отдельными размерами одной фракции может и не быть, но относительно других размеров каждая фракция должна выступать как единое целое. Этот путь вполне применим для выделения гранулометрических фракций при анализе стадий кристаллизации магматических расплавов, тем более, что выделение максимумов на гистограммах и определение зон трансгрессий этих максимумов часто затрудняет исследователя. Итак, как видно на рис. 3, в описываемых гранитоидах выделяется пять гранулометрических фракций (групп корреляционных профилей). Основные закономерности взаимоотношения гранулометрических фракций и входящих в их состав переменных следующие.

1. Между переменными всех гранулометрических фракций устанавливается значимая положительная корреляция, что подчеркивает также и парагенетический характер переменных, входящих в корреляционную группу. Исключение составляет 12-я переменная в V фракции.
2. Фракция I обнаруживает увеличение отрицательной корреляции с другими фракциями по мере увеличения их размеров. Максимальная корреляция устанавливается с фракцией IV.
3. Аналогичная тенденция устанавливается и для фракции II с той разницей, что максимум отрицательной корреляции приходится на фракцию V, а не на фракцию IV, как в случае фракции I.
4. Между фракциями I и II устанавливается значимая отрицательная корреляция.
5. Фракция III не дает значимых корреляций с другими фракциями.
6. Фракции IV и V не обнаруживают между собой корреляционной связи.

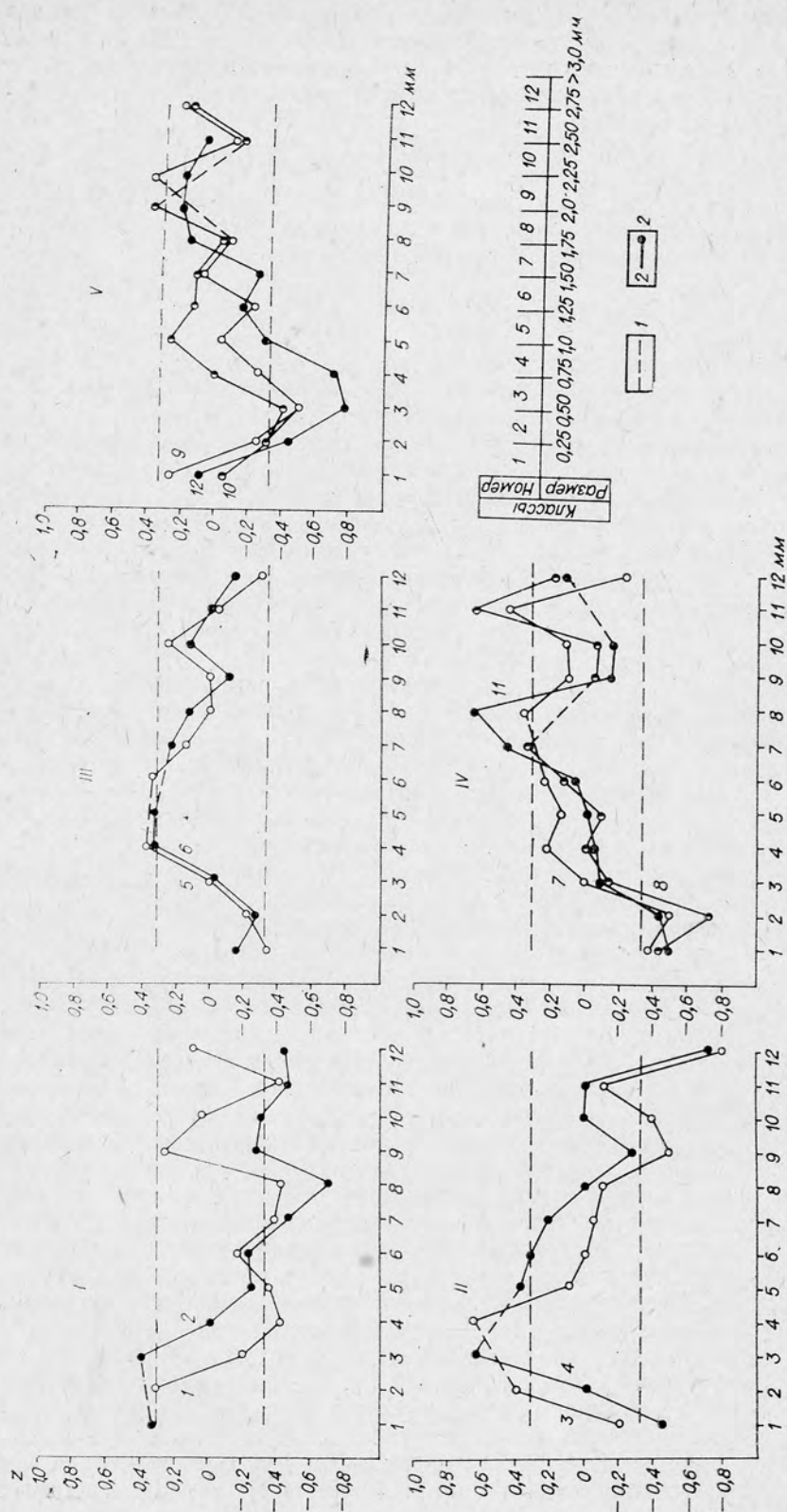


Рис. 3. Группы корреляционных профилей между частотами объемных процентов разных классов породобразующего кварца в протерозойских гранитоидах.

На основании этих данных строится схема динамометаморфического изменения фракционного состава кварца (рис. 4). Первичный гранулометрический состав протерозойских гранитоидов характеризовался наличием фракций V, IV и III. Дробление приводило к тому, что V фракция растрескивалась преимущественно на зерна, по величине соответствующие II фракции. Фракция I получалась путем дробления фракций IV и II. Фракция III в процессе дробления не участвовала. Именно она должна использоваться для характеристики протокварца гранито-гнейсового комплекса. Таким образом, исследование двух корреляционных матриц позволяет выявить закономерности изменения частных рядов распределения гранулометрического состава, выделить гранулометрические фракции и проанализировать их взаимоотношения.

Разрушение полевых шпатов происходит иначе. В них возникают узкие разноориентированные зоны тонкозернистого агрегата и клиновидные, явно механического происхождения, внедрения по плоскостям спайности мелкозернистых агрегатов или зерен кварца (перекристаллизованного и неперекристаллизованного). Разрушающее действие таких инъекций и их связь с близлежащим кварцем очевидны. Степень дробленности полевых шпатов в целом меньше кварца. В породах с нацело перекристаллизованным кварцем подавляющее количество полевых шпатов не перекристаллизовано. Они представлены остроугольными обломками, двойниковые полосы резко изогнуты, деформированы. Такие граниты, с полностью перекристаллизованным кварцем и катакла-

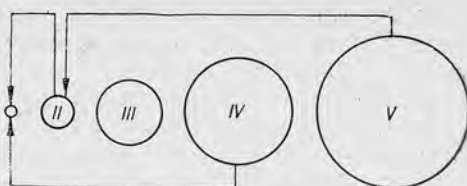


Рис. 4. Схема корреляционных взаимоотношений объемов гранулометрических фракций породообразующего кварца протерозойских гранитоидов. Стрелками соединены от-
рицательно коррелирующиеся фракции.

Таблица 2

Содержание щелочей в полевых шпатах гранитоидов зауралюнгвеевской серии и палеотемпературы пород, по Т. Барту

Комплекс	Состав пород	№ образца	Na ₂ O, %	K ₂ O, %	CaO, %	А _{вкпш} , %	А _{впл} , %	K _T	T°, C
Протерозойский	Метаграниты нормального состава	6	4,7	9,1	0,54	40,0	92,0	0,43	700
		21	3,7	11,2	0,80	31,5	87,0	0,36	630
		49	3,4	11,7	0,45	30,0	85,0	0,35	620
		67	5,0	9,4	0,35	42,5	88,0	0,52	780
		84	3,5	11,3	0,80	29,7	90,0	0,33	600
		100	3,6	11,2	0,64	30,6	83,0	0,37	640
Верхнепалеозойский	Ультраметаграниты нормального состава	13	3,9	10,8	0,35	33,1	92,0	0,36	630
		20	2,9	12,2	0,45	24,6	84,0	0,29	570
	Граниты нормального состава	27	5,3	9,0	0,96	45,0	81,0	0,55	820
		42	5,1	9,2	1,28	43,0	72,0	0,60	880
		46	5,2	8,8	1,0	44,0	76,0	0,58	860
	Гранодиориты	22	7,0	6,5	0,50	59,5	72,0	0,83	1100
		24	5,3	9,0	0,50	45,0	72,0	0,62	900
	К-Na лейкократовый гранит	23	6,0	7,8	0,86	51,0	84,0	0,61	890
		30	5,2	8,9	0,86	44,0	78,0	0,56	830
	Нормальный гранит								

стически дезинтегрированными полевыми шпатами, следует называть бластокластическими. По внешнему виду они отличаются мелкозернистыми структурами от типичных гнейсо-гранитов и либо считаются фациальными аналогами протерозойских гранитоидов, либо объединяются с гранитоидами верхнепалеозойского комплекса, с которыми они совпадают по внешнему виду и формам залегания. Это небольшие ветвящиеся тела, линзы, полосы, разнообразно чередующиеся с крупнозернистыми гранитами и постепенно в них переходящие. Однако бластокластические граниты всегда согласны со вторичной полосчатостью, в то время как аллохтонные граниты нередко секут ее. Микроструктурные особенности аллохтонных гранитов, позволяющие отличить их от бластокластических, состоят в том, что их полевые шпаты монолитны и не несут следов вторичного изменения. Нередко в аллохтонных гранитах видны ксенолиты катаклазированных пород и минералов. Нользя полностью исключить и возможность возникновения некоторой части аллохтонных гранитов путем перекристаллизации раздробленных пород, минуя стадию расплавления. Однако весь имеющийся материал указывает, что верхнепалеозойские граниты кристаллизовались из более высокотемпературных расплавов (табл. 2), а распределение зон плавления не контролировалось степенью динамометаморфических преобразований.

Из других петрографических особенностей верхнепалеозойских гранитов отметим вариабильность их состава, устойчивого в пределах отдельных тел; проявляющуюся, но слабо изученную сопряженность состава с составом вмещающих гранитоидов; в большинстве случаев идиоморфный характер кварца и его темно-серую окраску.

Обоснование возраста

По данным Г. И. Князева (1961), М. И. Стецюка и М. Н. Химки (1964), М. И. Стецюка (1965), кора выветривания заурюлгуевских гнейсо-гранитов вверх по разрезу постепенно сменяется отложениями существенно аркозовой урулюнгуевской свиты, помещаемой Г. И. Князевым в нижний отдел позднепротерозойской даурской серии на основе остатков протерозойской флоры, обнаруженных в известняках нортуйской свиты, залегающей на урулюнгуевских аркозах.

Кора выветривания протерозойских гнейсо-гранитов в районе станций Досатуй и Маргучек представлена сильно измененными гранитами, превращенными в кварц-серицитовые сланцы. Близконтактные серицитовые породы имеют повсеместное распространение, но наиболее интенсивно серицитизация проявлена вдоль узких зон. Изменение гранитов выражено в полном замещении полевых шпатов и биотита серицитом, потере структурных признаков. Текстура пород промежуточная — между сланцеватой и гнейсовидной. Непосредственно на контакте отмечен слой тонкокристаллического кремнезема (от 5 до 15 см). На кварц-серицитовых породах залегает метровый горизонт осадочных брекчий. Мощность зоны выветривания колеблется от 5 до 200 м. Выше по разрезу кора выветривания постепенно сменяется образованиями урулюнгуевской свиты. Это песчаники, гравелиты, конгломераты с кварц-серицитовым цементом, сланцы кварц-серицитовые и графито-кварцевые. Характерны плохие сортированность и окатанность материала, наличие косої слоистости. Все это указывает на отложение свиты вблизи областей размыва. Мощность ее 600—1000 м.

Установленный седиментационный контакт между древнейшими гнейсо-гранитами и породами урулюнгуевской свиты, на первый взгляд, противоречит многочисленным наблюдениям метаморфизма терригенного плаща вблизи выходов гранитоидов. Некоторые исследователи пытались найти выход из положения ссылкой на латеральную неоднородность протерозойского комплекса гранитоидов. Но искусственность та-

кого решения очевидна. Устойчивость основных петрографических признаков древнейшего комплекса гранитоидов для всего Приаргуны уже отмечалась. Для понимания возникшего противоречия следует учитывать, во-первых, факт метаморфизма самих гнейсо-гранитов (весьма аргументированно это впервые показал В. Н. Козеренко) и, во-вторых, — регионально проявленный зеленосланцевый метаморфизм карбонатно-сланцевых толщ Приаргуны. Вероятнее всего, гнейсо-граниты и лежащие на них осадочные формации совместно подвергались метаморфизму в среднем — верхнем палеозое, причем степень метаморфизма убывала вверх по разрезу.

Верхнепалеозойский комплекс лейкократовых гранитов сформировался в постурулюнгуевское время. Нами по падам Дырбылкой, Маргуцек, Ново-Цурухайтуй неоднократно наблюдались тела автохтонных лейкократовых гранитов, прорывающие сланцы заурулюнгуевской свиты, однородно метаморфизованные. Часть небольших аллохтонных гранитных тел (падь Дырбылкой), находящихся в ассоциации с урулюнгуевскими аркозами и тонко инъецирующих зеленокаменный горизонт (метаспириты и их туфы) этой же свиты, возникла также в постурулюнгуевское время. Соотношение аллохтонных и автохтонных гранитов отмечено по пади Лопатиха, где последние четко прорывают тела первых. Верхняя возрастная граница гранитов верхнепалеозойского комплекса определяется налеганием на их размытую поверхность отложений юры.

По разрезу от кровли до подошвы свиты на хр. Маргуцек отображены и проанализированы К—Аг методом образцы пород урулюнгуевской свиты (табл. 3). Породы представлены сланцами, мусковитовыми; кварцитами, мелкозернистыми, мусковитовыми; аркозами, интенсивно мусковитизированными. В образцах, характеризующих низы свиты, увеличивается зернистость и ухудшается окатанность. Местами породы несут следы катаклаза, в сланцах отмечена мелкая пльчатость. Однако в подавляющем большинстве случаев зерна кварца без следов деформации или дробления, что, наряду с хорошо проявленными grano- и лепидобластовыми структурами, свидетельствует о полной перекристаллизации

Таблица 3

Значения калий-аргоновой датировки абсолютного возраста пород урулюнгуевской свиты из хр. Маргуцек

№ образца	Порода	Минералогический состав	Место взятия образца	Возраст, млн. лет
033	Сланец	Мусковит, кварц, гематит, эпидот, альбит, клиноцоизит, турмалин	Из слоев, подстилающих толщу окварцованных известняков нортуйской свиты	373
036	Кварцит	Кварц, мусковит, эпидот, альбит, турмалин, гематит	Стратиграфически ниже обр. 033 (м): на 150	307
038	То же	—	на 150	407
043	»	—	на 270	350
058	Кварцит крупнозернистый	—	на 450	394
064	Аркоз крупнозернистый	Кварц, олигоклаз, микроклин, мусковит, эпидот	на 550	295
072	—	Кварц, олигоклаз, микроклин, мусковит, биотит, эпидот	на 750 в зоне экзоконтакта гранито-гнейсов	328

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР.

исходных пород в условиях зеленосланцевой фации. Значения абсолютных возрастов колеблются в пределах 400—300 млн. лет вне зависимости от стратиграфического положения образцов. Разброс значений в основном должен быть отнесен за счет колебания количества реликтовых минералов и неравномерного распределения степени и длительности метаморфической переработки. Таким образом, возраст метаморфизма урулюнгуевской свиты не моложе 400 млн. лет.

Значения абсолютного возраста пород гранит-гнейсо-гранитной серии (табл. 4) позволяют сделать следующие выводы.

1. Подтверждается более молодой возраст автохтонных гранитов (240—220 млн. лет) по отношению к аллохтонным (260—280 млн. лет).

2. Оценка возраста гранито-гнейсов по разным образцам изменяется непрерывно от 440 до 240 млн. лет. Эти цифры отражают не время кристаллизации протогранитов, а результат действия противоположных тенденций — естественного радиогенного старения пород и их динамического и метаморфического омоложения. Наиболее интенсивно прогретые участки по относительному содержанию аргона приближаются к верхнепротерозойским гранитам (верхний предел). Наиболее измененные — к породам урулюнгуевской свиты (нижний предел). Характерно, что группа образцов со следами ультраметаморфического плавления — по среднему для группы и по разбросу значений абсолютного возраста — не отличается от группы остальных определений. Учитывая, например (см. обр. 9), что даже для ультраметаморфизованных образцов возрастные оценки достигают максимальных значений, можно сделать следующий вывод: протограниты и гранито-гнейсы кристаллизовались задолго до максимальных значений зеленосланцевого метаморфизма урулюнгуевской свиты. Это значит, что гипотеза о протерозойском возрасте гранито-гнейсового комплекса на основании абсолютных возрастных датировок не отвергается. Время метаморфизма протерозойского комплекса не моложе 400 и не древнее 240 млн. лет.

3. Пределы колебаний и средние значения датировок абсолютного возраста на Копчилском и Досатуевском участках совпадают.

Возраст динамометаморфизма датировать труднее. Здесь можно выделить следующее: а) следы динамометаморфических процессов проявлены и в породах урулюнгуевской свиты; б) структуры плавления в гранито-гнейсах аллохтонные, и автохтонные граниты не несут следов регионального катаклаза; в) коэффициенты корреляции между оценками абсолютного возраста, с одной стороны, и параметрами распределения гранулометрического состава кварца в отдельных образцах — с высокой вероятностью не отличимы от нуля. Поскольку в группу попали образцы с разной степенью дробления, включая и предельные разности, то можно заключить, что динамометаморфические преобразования не сказывались на оценках абсолютного возраста.

Ряд наблюдений позволяет предполагать, что динамометаморфизм предшествовал зеленосланцевому метаморфизму и частично сопровождал его: если зонки дробления, переходя из полевых шпатов, попадают в биотит, то часть его, захваченная дроблением, замещается мелкочешуйчатым биотитом; в инъекциях мелкозернистых агрегатов кварца в полевые шпаты можно обнаружить чешуйки мусковита и т. п. С другой стороны, катакlastические зоны ни разу не прослеживались в метаморфогенных минералах зеленосланцевой фации, из чего следует, что метаморфические процессы завершали изменение пород.

Рассмотренные особенности пород протерозойского комплекса характеризуют их посткристаллизационную историю, когда гнейсо-граниты выступали в качестве субстрата. Воздействие на последний термального и динамического метаморфизма не только изменяло состав и свойства пород и слагающих их минералов (дробление, отжиг, перекристаллизация, замещение), но и приводило к образованию новых комплек-

Т а б л и ц а 4

Результаты определений абсолютного возраста гранитов зауралюнгуйской гнейсо-гранитной серии К—Аг методом

Комплекс	№ образца	Характеристика образца	Место взятия	Возраст, млн. лет	Исследователи
Протерозойский	60-а	Мусковит из пегматита	Район с. Досатуй	432—449	Н. В. Шталь,
		Биотит из пегматита	Там же	403	Р. В. Лесняк
					О. Н. Белоусова,
					Р. В. Лесняк
	9-63 (9)	Биотит из крупнозернистого гранита	Падь Дырбылкой	406	Г. И. Князев,
					Р. В. Лесняк
		Ультраметагранит аляскитового состава (по породе)	Падь Копчил	372±8	Н. С. Вартанова и др.
	1	Биотит из крупнозернистого гранита	В 7,5 км к северу от пос. Алкучан	359	М. Н. Химка,
					Р. В. Лесняк
	45-63 (45)	Метаморфизованный гранит нормального состава (по породе)	Падь Нестериха	306	Н. С. Вартанова и др.
	(64)	Ультраметагранит нормального состава (по породе)	Падь Досатуй	271±5	
	(400)	Метагранит нормального состава (по породе)	Хр. Бобачи, Митькин Утес	268	
	94-63 (94)	Ультраметагранит нормального состава (по породе)	Падь Досатуй	263	Н. С. Вартанова и др.
	70-63 (70)	Метагранит нормального состава (по породе)	Там же	259	Н. С. Вартанова и др.
Верхнепалеозойский	(51)	»	Район выс. 1040	258	
	(14)	»	Падь Верх. Копчил	254	
	(419)	»	Хр. Бобачи, Митькин Утес	249	
	(71)	»	Падь Досатуй	248	
	8-63	»	Падь Копчил	240	Н. С. Вартанова и др.
	(98)	»	Падь Досатуй	237	
	(678)	Аллохтонный аляскитовый гранит (по породе)	Падь Нестериха	279	
	24-63 (24)	Аллохтонный гранодиорит	Там же	261	Н. С. Вартанова и др.
	30-63 (30)	Автохтонный гранит нормального состава	»	244	Н. С. Вартанова
	5	Биотит из среднезернистого гранита	Зауралюнгуйский район	220	М. Н. Химка, Р. В. Лесняк

П р и м е ч а н и е. В графе «№ образца» в скобках приводится нумерация, принятая авторами статьи.

сов пород — бластокластитов и ультраметаморфических гранитов. Судя по бартовским температурам (см. табл. 2), ультраметаморфиты, т. е. породы с хорошо проявленными вторичными графическими структурами, дают средние и минимальные для метаморфитов палеотемпературы. Возможно, что в их возникновении основная роль принадлежала режиму воды. Алло- и автохтонные граниты верхнепалеозойского комплекса возникли в условиях, переходных между гранулитовой и амфиболитовой фациями, и являются наиболее высокотемпературными породами серии.

ЛИТЕРАТУРА

- Вартанова Н. С., Завьялова Н. В., Щербакова З. В. Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972. 271 с.
- Василенко В. Б., Холодова Л. Д. Некоторые примеры использования двуполевошпатового термометра Т. Барта при формационном анализе гранитоидов. — В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972, с. 94—107.
- Василенко В. Б., Холодова Л. Д. О применении двуполевошпатового термометра Т. Барта при формационном анализе архейских гранитоидов Алданского щита. — «Геол. и геофиз.», 1973а, № 4, с. 54—60.
- Василенко В. Б., Холодова Л. Д., Корреляция K_2O и Na_2O в калиевых полевых шпатах и ее использование при расчете двуполевошпатового термометра Т. Барта. — «Геол. и геофиз.», 1973б, № 6, с. 123—128.
- Глаголев А. А. Морфогранулометрический анализ массивных агрегатов. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1950. 48 с.
- Князев Г. И. Сводный стратиграфический разрез нижнего палеозоя и докембрия юго-востока Восточного Забайкалья. — «Труды Читинск. фил. ЦНИГРИ», Чита, 1961, вып. 1, с. 25.
- Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Львов, Изд-во ЛГУ, 1956. 309 с.
- Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965. 481 с.
- Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — «Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1971, № 4, с. 5—30.
- Стецюк М. И. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя и нижнего палеозоя юго-восточной части Восточного Забайкалья. — В кн.: Тезисы докладов 2-й научной конференции геологов (Секция им. В. А. Обручева). Чита, 1965, с. 48.
- Стецюк М. И., Химка М. И. Стратиграфическое положение и фациальные особенности верхнеборзинской свиты Приаргунья. — В кн.: Записки Забайкальского отделения Географ. об-ва СССР. Вып. XXIII. Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1964, с. 92—96. (Труды геол. секции им. В. А. Обручева, № 3).
- Филиппов А. Ф. О распределении размеров частиц при дроблении. — «Теория вероятностей и ее применение», 1961, т. 6, вып. 3, с. 299—318.
- Хлестов В. В., Лепезин Г. Г. Проблема регрессивного метаморфизма и сохранность высокотемпературных минеральных ассоциаций. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., изд. ИГиГД АН СССР, 1974. 146 с.
- Ходаков Г. С. Физика измельчения. М., «Наука», 1972. 306 с.

В. Б. Василенко, Ю. В. Киселев, Л. Д. Холодова

ИССЛЕДОВАНИЕ ПАРНЫХ КРИВОЛИНЕЙНЫХ РЕГРЕССИЙ СЕРЕБРА С МАЛЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ В ХЛОРИТОВОМ И КАРБОНАТНОМ АПАТИТОНОСНЫХ КОМПЛЕКСАХ СЕЛИГДАРА (АЛДАН)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КОМПЛЕКСОВ И ИХ ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Поисково-разведочные работы, проводимые в настоящее время на крупнейшем в Сибири Селигдарском апатитовом месторождении (Южная Якутия), дали много нового фактического материала. Однако целый

ряд вопросов геологического и генетического порядка, связанных с возможностью комплексного использования апатитоносных руд и т.д., все еще слабо или совершенно не изучен. В связи с этим актуальное значение приобретает исследование вещественного состава апатитоносных руд с целью определения содержания и характера распределения сопутствующих фосфору компонентов с тем, чтобы в дальнейшем использовать результаты при расшифровке некоторых особенностей формирования и строения месторождения.

Одним из наиболее интересных в геологическом, а возможно, и в практическом отношении элементом, повсеместным в апатит-карбонатных рудах Селигдара, является серебро, содержания которого, по данным пробирных анализов, сильно варьируют. Авторы предприняли попытку изучения поведения Ag по отношению к малым элементам в рудном (apatит-карбонатном) и вмещающем (apatитсодержащем хлоритовом) комплексах пород, используя методы математической статистики.

Месторождение находится в 30 км юго-западнее г. Алдан в истоках р. Селигдар и представлено одним крупным крутопадающим грубовальной формы телом (размером $2,4 \times 1,1$ км) северо-западной ориентировки с нечеткими изрезанными контактами. Оно окружено ореолом хлоритизированных пород архея, отмечаемых также и в пределах рудного тела. В тектоническом отношении месторождение приурочено к краевой части Нимгерканского поднятия и находится в узле пересечения региональных зон разломов диагональной и ортогональной систем. Значительная часть описываемого объекта перекрыта терригенно-карбонатным вендско-нижнекембрийским чехлом мощностью до 70 м. Рудное тело и чехол рвутся серией маломощных крутопадающих даек мезозойских псевдолейцитовых порфиров и роговообманковых сиенит-порфиров.

Руда представлена существенно карбонатными (доломитовыми, отчасти кальцитовыми) метасоматитами и их брекчиями, в значительной мере унаследовавшими свои текстурные и структурные особенности от замещаемых при метасоматозе пород. Кроме карбонатов присутствуют (%): апатит — 1—70, мартит — 1—50, кварц — 1—50, гидратизированные и хлоритизированные слюды — до первых процентов; изредка отмечаются сульфиды: пирит, халькопирит — до первых процентов в виде тонких прожилково-вкрапленных выделений и аметист — единичные рассеянные мелкие кристаллы. На глубинах свыше 250—300 м — гипс в виде гнездобразных или прожилковидных обособлений мощностью до 3—5 см. Содержание всех слагающих руду компонентов сильно варьирует.

Цвет апатит-карбонатных метасоматических брекчий от светло-серо-белого, желтого до мясо-красного и бурого и зависит, прежде всего, от содержания тонкораспыленного гематита.

Апатит представлен сургучными, розовыми, бурыми, редко зелеными, светло-серыми или водянопрозрачными кристаллами таблитчатой, округлой, бочонковидной, призматической, реже удлиненно-призматической формы размером от 1—2 мм до 2—3 см по длинной оси. В приповерхностной зоне месторождения и его периферии отмечаются кристаллы и их скопления до 0,3—0,5 м в поперечнике. Свежие кристаллы редки, чаще они корродированы и деформированы.

Среднее содержание пятиокси фосфора по разрезам скважин колеблется от 3,89 (скв. 72) до 10,29% (скв. 81). Близповерхностная часть рудного тела обогащена P_2O_5 , содержание которой достигает иногда 15—20%, но такие интервалы невелики — до 10—15 м, глубже по разрезу обычны содержания порядка 6—7%.

Рудное тело вскрыто буровыми скважинами до глубины 700 м, его нижняя граница пока не установлена.

Месторождение залегает в породах архейского комплекса, представленных биотитовыми кристаллосланцами и гнейсами, а также кварцитами с прослоями биотит-гранатовых гнейсов, амфиболовых и пироксеновых кристаллосланцев. На контакте с рудным телом все вмещающие породы почти нацело замещены хлоритом и выделяются в виде единого хлоритового комплекса, окаймляющего месторождение со всех сторон. Мощность этого ореола от десятков до первых сотен метров. По скважинам зоны хлоритовых метасоматитов отмечены и внутри рудного тела. Они содержат примеси кварца, гематита, калиевого полевого шпата, сильно измененной слюды, а также карбоната и апатита.

Возраст апатит-карбонатных и хлоритовых пород протерозойский, поскольку архейские образования рвутся рудным телом; последнее, в свою очередь, перекрывается кембрийским осадочным чехлом.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Отбор образцов происходил не для всех определений одинаково. Серебро и P_2O_5 определялись из навесок, полученных путем многократного квартования двухметровых интервалов керна. Содержание Ag оценивалось пробирным, а P_2O_5 — химическим анализами. Остальные элементы определены количественным спектральным анализом из 2-3 образцов, представляющих типичные петрографические разности пород интервала. Сопоставления производились между единичными оценками Ag, P_2O_5 и средними для интервала опробования значениями концентраций других элементов.

Обработка полученных результатов начиналась с визуальнографической проверки на однородность распределений концентраций Ag в хлоритовом и карбонатном комплексах. Проверка согласованности распределений элементов в выделенных группах анализов нормальной или логнормальной моделям производилась на основании оценок асимметрии и эксцесса.

Значимость различий средних значений проверялась по следующим формулам.

В случае принятия нормальной модели при условии $S_x^2 = S_y^2$:

$$|t| = |\bar{x} - \bar{y}| / \sqrt{[(n_x - 1)S_x^2 + (n_y - 1)S_y^2] (1/n_x + 1/n_y) / (n_x + n_y - 2)}, \quad (1)$$

$$f = n_x + n_y - 2.$$

В этом же случае, при условии $S_x^2 \neq S_y^2$,

$$|t| = |\bar{x} - \bar{y}| / \sqrt{S_x^2/n_x + S_y^2/n_y}, \quad (2)$$

$$f = (n_x + n_y - 2) [0,5 + S_x^2 \cdot S_y^2 / (S_x^4 + S_y^4)];$$

если принималась логнормальная модель,

$$|t| = [|\bar{\lg x} - \bar{\lg y}| + 1,153(S_{\lg x}^2 - S_{\lg y}^2)] / \sqrt{S_{\lg x}^2/n_x + S_{\lg y}^2/n_y + 2,65 [S_{\lg x}^4/(n_x - 1) + S_{\lg y}^4/(n_y - 1)]}. \quad (3)$$

Значимость различий дисперсий проверялась по критерию Фишера. Методы изучения нелинейных парных регрессий также не содержат ничего принципиально нового, однако менее освещены в справочно-методической литературе и почти совсем не используются в геохимической

практике. В связи с этим остановимся на основных моментах использованного нами метода, что необходимо для понимания полученных результатов.

Напомним, что в отличие от функциональной зависимости, когда значение функции точно определено, при корреляционной зависимости каждому значению аргумента соответствует ряд распределения значения функции (Лукомский, 1958; Езекиэл, Фокс, 1966). Наиболее вероятным значением функции будет среднее арифметическое такого ряда. Корреляционная зависимость считается установленной, если линия, соединяющая средние таких частных рядов распределений, число которых обычно равно числу классов аргумента и может быть увеличено до бесконечности для генеральной совокупности, достоверно непараллельна оси аргумента. Эта линия, получившая название линии эмпирической регрессии, проходя через частные средние, удовлетворяет одновременно требованию наибольшей близости к точкам корреляционного поля. Используя эту особенность линии регрессии, ее можно отыскать, минуя графические построения, аналитическим способом по методу наименьших квадратов. При этом приходится сравнивать последовательно лучшие кривые разных типов, например прямой, параболы и т.д. В связи с тем, что с помощью степенных многочленов можно выразить огромное множество типов кривых, обычно исследование начинают с получения по методу наименьших квадратов параметров многочлена 1; 2; 3-й степени и т.д., а затем сравнивают их между собой.

Рассмотрим некоторые особенности кривой k -й степени, предлагаемой в качестве кандидата для описания эмпирической линии регрессии и описываемой уравнением $y=f(x)$. Эта линия, будучи рассчитанной по методу наименьших квадратов, от всех кривых, описываемых многочленом k -й степени, отличается тем, что если по ней для всех значений аргумента вычислить значения функции, то сумма квадратов отклонений вычисленных значений от фактических будет наименьшей:

$$\sum (y - \bar{y}_x)^2 = \min.$$

Средний квадрат отклонений $S_{y \cdot v_x}^2 = \sum (y - \bar{y}_x)^2 / n$ выражается в тех

же единицах, что и дисперсия признака $y (S_y^2)$. Статистика $S_{y \cdot v_x}$ получила название стандартной ошибки оценки. Если необходимо сравнить, например, несколько среднеквадратичных ошибок разных функций одного аргумента, то лучше пользоваться безразмерной величиной $F_{y \cdot v_x} = S_{y \cdot v_x}^2 / S_y^2$, которая будет показывать, во сколько раз квадратическая ошибка уравнения $y=f(x)$ меньше ошибки случайного предсказания y по $x (S_y^2)$ и тем самым оценивать долю случайных факторов в естественной вариабильности признака y . Величина $i = \sqrt{1 - F_{y \cdot v_x}}$ носит название коэффициента корреляции при $k=1$ и индекса корреляции при $k>1$. Квадрат ее указывает на относительное количество вариабильности функции, связанной с аргументом. $S_{y \cdot v_x}^2$ и i подвержены ошибкам репрезентативности, поэтому при работе со случайными выборками следует пользоваться приведенными статистиками:

$$\begin{aligned} \hat{F}_{y \cdot v_x} &= \hat{S}_{y \cdot v_x}^2 / \hat{S}_y^2; \\ \hat{S}_{y \cdot v_x}^2 &= n S_{y \cdot v_x}^2 / (n - m); \\ \hat{i} &= 1 - (1 - i^2)^{\frac{(n-1)}{(n-m)}}. \end{aligned}$$

Аппарат сравнения коэффициентов корреляции, включая и справочные таблицы, применим и для $\hat{i}$ со степенями свободы $f = n$, где n — число наблюдений.

И еще об одном ограничении при аналитическом описании эмпирической линии регрессии. С помощью многочленов при относительно небольшом числе наблюдений можно воспроизвести эмпирическую линию регрессии с большей точностью, но это не всегда оправдано, так как эмпирическая линия регрессии характеризует лишь конкретную выборку, а не генеральную совокупность. Некоторые ее участки при накоплении наблюдений или изучении повторных выборок могут изменить свою конфигурацию.

Выбор оптимальной степени регрессионного полинома, т. е. выбор кривой, которая при меньшем числе параметров лучше передает закономерный ход линии регрессии, можно осуществить методом конечных разностей (Суходольский, 1972). Используемая нами модификация этого метода состоит в том, что оптимальное уравнение характеризуется минимальной ошибкой и максимальной теснотой корреляционной зависимости.

Описанный путь выбора оптимальных уравнений парной регрессии методологически исчерпывает решение такой прагматической задачи, как предсказывание труднодоступного элемента по легкодоступному — например, предсказание среднего содержания Ag в породах по их химизму. В этом случае заранее ясно, какой элемент выступает как аргумент, а какой в качестве функции. Однако при исследовании корреляционных связей с целью их содержательного толкования любой признак может выступать и как функция, и как аргумент. Но в отличие от линейных корреляционных и всех функциональных связей нелинейные уравнения регрессии не могут быть получены одно из другого. Линии регрессии $y=f(x)$ и $x=f^{-1}(y)$ называются сопряженными. Сопряженные индексы корреляции в общем случае не совпадают, и часто при высоком значении одного из сопряженных индексов корреляции другой может быть не отличим от нуля. Не вдаваясь в детальное обсуждение этой проблемы, отметим, что особенности сопряженных регрессий (возникают в силу вторичного характера связей (например, между элементами) отражающего причинно-следственные отношения между обычно не известными нам факторами генетического плана. Когда, например, Ag выступает в качестве аргумента, то корреляционное поле разбивается на классы по значениям серебра. Тем самым исследователь проводит однозначное соответствие между классами Ag и классами неизвестного фактора, определившего распределение Ag. Поэтому все элементы, с которыми Ag обнаруживает корреляционную зависимость, выступая в качестве аргумента, можно рассматривать как корреляционную ассоциацию парагенетически связанных элементов. С другой стороны, группа элементов, с которыми Ag обнаруживает корреляционные связи, выступая как функция, формирует гетерогенную корреляционную ассоциацию. Для удобства изложения примем такие обозначения:

$$\hat{i}_{y=f'(x)} > 0; \quad \hat{i}_{x=f''(y)} > 0$$

— взаимно сопряженная корреляционная зависимость.

$$\hat{i}_{y=f'(x)} > 0; \quad \hat{i}_{x=f''(y)} = 0$$

— активно сопряженная относительно x и пассивно сопряженная относительно y корреляционная зависимость.

$$\hat{i}_{y=f'(x)} = 0; \quad \hat{i}_{x=f''(y)} > 0$$

— пассивно сопряженная относительно x и активно сопряженная относительно y корреляционная зависимость.

ИЗЛОЖЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Эмпирические кривые распределения концентраций Ag в породах хлоритового и карбонатного комплексов показаны на рис. 1. Отчетливо видно, что концентрации ниже границы достоверной чувствительности метода образуют самостоятельные максимумы, четко отделенные от правых частей полигонов частот концентраций. На этом основании хлоритовый и карбонатный комплексы разделены на две группы: бедные, с концентрациями Ag ниже предела достоверной чувствительности (I) и богатые, с концентрациями выше предела чувствительности (II).

По числу анализов Ag и пятиокси фосфора (приводятся справа) образовавшиеся группы распределились следующим образом.

Породы карбонатного комплекса:

1) I—50; II—111.

Породы хлоритового комплекса:

3) I—41; 4) II—36.

Проверка гипотез о непротиворечивости эмпирических распределений каждого из изучаемых элементов в указанных группах пород показала (табл. 1), что нормальная модель может быть принята в случае распределения Ag в породах хлоритового и карбонатного комплексов; Mn, La и Ce в породах карбонатного и В в богатых серебром разновидностях хлоритового комплексов. Логнормальная модель не отвергается для P_2O_5 в бедных Ag хлоритовых, V—в карбонатных и хлоритовых; Co, Ni и Pb в хлоритовых, Sn в богатых Ag хлоритовых и В в бедных Ag группах пород. В остальных случаях распределения элементов характеризуются существенной положительной асимметрией, которая в подавляющем большинстве случаев весьма значительно уменьшается при замене значений концентраций их логарифмами.

К числу элементов, общих для обоих комплексов пород, относятся Ag, V, P, Mn, Co, Ti, Cu, Sn. Специфическими для хлоритового комплекса являются Zn, B, Cr и Ga, а для карбонатного — Y, La и Ce.

Карбонатные породы относительно обогащены Ag. Это выражается как в значительно меньшем (30 против 54%) для них количестве значений ниже предела чувствительности, так и в том, что более половины улавливаемых концентраций по абсолютному значению превышают максимум концентраций Ag в хлоритовом комплексе.

Некоторые особенности кривой распределения значимых концентраций Ag в карбонатных породах позволяют предположить, что наблюдаемое распределение явилось результатом наложения на распределение хлоритового комплекса нового распределения, существенно сдвинутого в сторону высоких значений. Следовательно, формирование содержания Ag произошло в три этапа: А — концентрации $<1 \times 10^{-6}\%$; Б₁ — концентрации $<4,0 \cdot 10^{-5}\%$; Б₂ — концентрации $>4,0 \cdot 10^{-5}\%$.

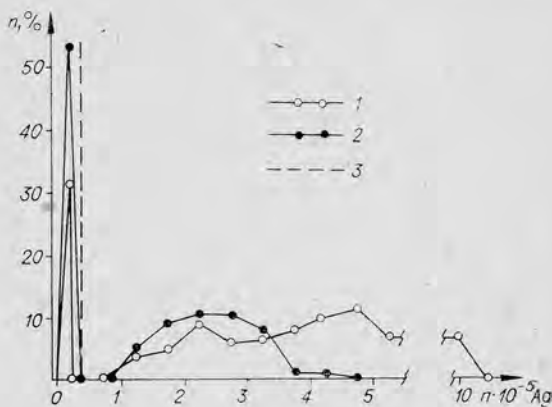


Рис. 1. Распределение концентраций Ag. Комплексы: 1 — карбонатный, 2 — хлоритовый; 3 — граница достоверной чувствительности метода.

Параметры эмпирических распределений концентраций элементов и их логарифмов в

Масштаб	Параметр	Ag		P ₂ O ₅			
		K, n·10 ⁻¹⁰ г/т	X, n·10 г/т	K, %		X, %	
		Ag>1		Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1
Линейный	Среднее	3,87	2,92	4,57	5,05	0,63	1,05
	Довер. интервал . .	0,29	0,26	0,58	1,03	0,29	0,36
	Максим. значение . .	10,6	4,70	20,15	18,19	4,74	4,40
	Миним. значение . .	1,00	1,20	0,90	0,70	0,11	0,15
	Стандарт. отклонение	1,55	0,79	3,14	3,72	0,88	1,16
	Коэф. вариации . . .	40,1	27,2	68,7	73,6	139,8	110,6
	Асимметрия	0,657	0,031	3,508	2,34	3,30	1,686
	Эксцесс	2,150	-0,271	13,83	5,28	11,60	1,810
	Коэф. эксцесса . . .	0,781	0,797	0,536	0,62	0,581	0,751
	Асимметрия норм . .	—	+	—	—	—	—
	Эксцесс норм	+	+	—	—	—	+
Логарифмический	Среднее	0,548	0,447	0,602	0,618	-0,404	-0,190
	Довер. интервал . .	0,037	0,042	0,039	0,075	0,123	0,129
	Максим. значение . .	1,025	0,672	1,304	1,259	0,676	0,643
	Миним. значение . .	0	0,079	-0,046	-0,155	-0,959	-0,824
	Стандарт. отклонение	0,199	0,129	0,208	0,272	0,377	0,422
	Асимметрия	-0,881	-0,755	0,665	-0,175	0,999	0,489
	Эксцесс	0,766	0,518	3,314	1,755	0,713	-0,848
	Коэф. эксцесса . . .	0,791	0,776	0,651	0,641	0,751	0,816
	Асимметрия норм . .	—	?	—	+	—	+
	Эксцесс норм	+	+	—	—	+	+

Масштаб	Параметр	Mn					
		K, %		X (n·10 ⁻¹ %)		K (n·10 ⁻³ %)	
		Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1
Линейный	Среднее	0,61	0,63	0,31	0,50	0,34	0,28
	Довер. интервал . .	0,05	0,09	0,11	0,19	0,08	0,10
	Максим. значение . .	1,00	1,00	2,00	3,6	3,58	2,0
	Миним. значение . .	0,05	0,02	0,1	0,1	0,05	0,05
	Стандарт. отклонение	0,26	0,32	0,34	0,63	0,45	0,36
	Коэф. вариации . . .	42,9	50,6	109,5	124,9	130,5	128,8
	Асимметрия	-0,226	-0,422	3,525	3,417	4,400	3,125
	Эксцесс	-0,572	-1,036	14,36	13,15	24,58	10,33
	Коэф. эксцесса . . .	0,800	0,858	0,616	0,572	0,535	0,600
	Асимметрия норм . .	+	+	—	—	—	—
	Эксцесс норм	+	?	—	—	—	—
Логарифмический	Среднее	-0,281	-0,313	-0,634	-0,476	-0,622	-0,753
	Довер. интервал . .	0,053	0,114	0,099	0,111	0,061	0,096
	Максим. значение . .	0	0,0	0,301	0,556	0,554	0,301
	Миним. значение . .	-1,301	-1,700	-1,0	-1,0	1,301	-1,301
	Стандарт. отклонение	0,284	0,413	0,303	0,364	0,326	0,348
	Коэф. вариации . . .	-1,838	-1,889	1,099	0,747	1,037	1,080
	Асимметрия	3,470	3,055	0,771	0,183	1,526	1,083
	Эксцесс	0,700	0,710	0,786	0,826	0,742	0,730
	Асимметрия норм . .	—	—	—	?	—	—
	Эксцесс норм	—	—	+	+	—	?

Таблица 1

богатых и бедных Аз группах пород карбонатного (К) и хлоритового (Х) комплексов

Ti				V			
К ($n \cdot 10^{-3}$ %)		Х, %		К ($n \cdot 10^{-3}$ %)		Х ($n \cdot 10^{-3}$ %)	
Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1
12,69	14,66	0,19	0,30	3,49	3,00	1,67	2,10
3,91	8,86	0,04	0,09	0,36	0,47	0,30	0,49
135,0	185,0	0,575	1,00	10,0	7,0	6,0	7,0
1,0	1,0	0,01	0,003	0,5	0,50	0,75	0,30
21,01	31,96	0,12	0,30	1,92	1,69	0,91	1,60
165,5	218,1	62,6	99,3	55,1	56,2	54,8	76,5
3,415	4,210	1,540	1,134	0,831	0,690	3,089	1,443
13,22	18,01	2,621	0,024	0,137	-0,343	12,20	1,313
0,592	0,503	0,698	0,831	0,809	0,807	0,631	0,742
—	—	—	—	—	?	—	—
—	—	—	+	+	+	—	?
0,766	0,749	-0,812	-0,785	0,474	0,404	0,180	0,211
0,096	0,149	0,101	0,178	0,047	0,074	0,059	0,096
2,130	2,267	-0,240	0,00	1,0	0,845	0,778	0,845
0	-0,125	-2,0	-2,523	-0,301	-0,301	-0,125	-0,523
0,515	0,539	0,310	0,583	0,253	0,268	0,180	0,314
0,506	0,812	-1,403	-0,971	-0,294	-0,385	0,915	0,034
0,365	0,252	4,422	1,110	-0,328	-0,436	1,607	-0,301
0,813	0,791	0,661	0,728	0,806	0,808	0,769	0,769
?	—	—	—	+	+	?	+
+	+	—	?	+	+	+	+

Продолжение табл. 1

Pb		Y		La		Ce	
Х ($n \cdot 10^{-3}$ %)		К ($n \cdot 10^{-3}$ %)		К ($n \cdot 10^{-1}$ %)		К ($n \cdot 10^{-1}$ %)	
Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1
0,26	0,28	2,92	2,84	0,44	0,40	0,53	0,60
0,09	0,07	0,16	0,31	0,04	0,08	0,04	0,07
1,10	1,0	7,0	6,0	1,0	1,0	1,00	1,00
0,05	0,05	1,6	1,6	0,1	0,1	0,075	0,15
0,28	0,23	0,86	1,11	0,20	0,27	0,24	0,25
109,2	86,1	29,6	39,0	44,9	56,0	44,8	41,8
1,810	1,819	1,439	0,742	0,676	0,231	0,374	0,093
2,040	2,691	5,116	0,168	0,572	-0,878	-0,400	-0,916
0,733	0,724	0,574	0,750	0,775	0,813	0,792	0,816
—	—	—	?	—	+	+	+
?	?	—	?	+	+	+	+
-0,765	-0,683	0,448	0,422	-0,403	-0,402	-0,330	-0,265
0,121	0,095	0,025	0,047	0,041	0,086	0,043	0,059
0,041	0,301	0,845	0,778	0	0	0	0
-1,301	-1,301	0,204	0,204	-1,0	-1,0	-1,125	-0,824
0,369	0,312	0,125	0,169	0,219	0,310	0,229	0,214
0,844	0,524	-0,182	0,019	-0,744	-0,685	-0,871	-0,780
-0,336	-0,389	1,062	-0,971	0,539	-0,719	0,749	-0,068
0,810	0,792	0,688	0,837	0,753	0,832	0,775	0,775
?	+	+	+	—	?	—	?
+	+	—	+	?	+	+	+

Масштаб	Параметры	Zn		B		Ga	
		X ($n \cdot 10^{-3} \%$)		X ($n \cdot 10^{-2} \%$)		X ($n \cdot 10^{-3} \%$)	
		Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1
Нормальный	Среднее	2,55	3,13	0,75	0,60	1,02	0,95
	Довер. интервал . .	0,76	0,70	0,14	0,16	0,13	0,14
	Максим. значение . .	8,5	10,0	1,83	2,0	2,0	2,0
	Миним. значение . .	0,5	0,5	0,10	0,05	0,05	0,05
	Стандарт. отклонение	2,33	2,30	0,45	0,52	0,41	0,45
	Коэф. вариации . . .	91,5	73,6	59,1	86,5	40,1	46,8
	Асимметрия	1,190	0,904	0,342	0,909	0,238	0,102
	Экссесс	-0,010	0,366	-0,617	-0,322	0,179	0,328
	Коэф. эксцесса . . .	0,811	0,808	0,833	0,828	0,726	0,717
	Асимметрия норм. . .	—	—	+	—	+	+
	Экссесс норм.	+	+	+	+	?	—
Логарифмический	Среднее	0,245	0,348	-0,226	-0,406	-0,044	-0,108
	Довер. интервал . .	0,122	0,126	0,111	0,133	0,088	0,109
	Максим. значение . .	0,929	1,00	0,262	0,301	0,301	0,301
	Миним. значение . .	-0,301	-1,00	-1,00	-1,301	-1,301	-1,301
	Стандарт	0,374	0,413	0,341	0,436	0,270	0,357
	Асимметрия	0,366	-0,952	-0,851	-0,185	-2,876	-2,202
	Экссесс	-0,980	1,071	-0,184	-1,097	11,25	4,670
	Коэф. эксцесса . . .	0,827	0,783	0,810	0,833	0,590	0,637
	Асимметрия норм. . .	+	—	?	+	—	—
	Экссесс норм.	+	+	+	+	—	—

Масштаб	Параметры	Ni		K ($10^{-3} \%$)	
		X ($n \cdot 10^{-3} \%$)		K ($10^{-3} \%$)	
		Ag<1	Ag>1	Ag>1	Ag<1
Нормальный	Среднее	0,46	0,60	0,52	0,54
	Довер. интервал . .	0,13	0,14	0,07	0,08
	Максим. значение . .	2,00	2,00	2,85	1,25
	Миним. значение . .	0,10	0,10	0,10	0,15
	Стандарт. отклонение	0,40	0,46	0,37	0,27
	Коэф. вариации . . .	87,2	77,0	71,4	50,5
	Асимметрия	1,844	1,49	2,657	0,554
	Экссесс	4,011	2,09	12,26	-0,462
	Коэф. эксцесса . . .	0,725	0,75	0,706	0,808
	Асимметрия норм. . .	—	—	—	?
	Экссесс норм.	?	+	—	+
Логарифмический	Среднее	-0,478	-0,344	-0,366	-0,324
	Довер. интервал . .	0,118	0,106	0,049	0,066
	Максим. значение . .	0,301	0,301	0,455	0,097
	Миним. значение . .	-1,00	-1,00	-1,00	-0,824
	Стандарт	0,362	0,346	0,265	0,238
	Асимметрия	0,022	-0,301	0,279	-0,284
	Экссесс	-0,775	-0,335	-0,368	-0,942
	Коэф. эксцесса . . .	0,788	0,795	0,829	0,833
	Асимметрия норм. . .	+	+	+	+
	Экссесс норм.	+	+	+	+

Примечание. Знак + (—) означает неотличимость (отличимость) оценки параметра от зна

Продолжение табл. 1

Cr		Co				Ni	
X ($n \cdot 10^{-3}\%$)		K ($n \cdot 10^{-3}\%$)		X ($n \cdot 10^{-3}\%$)		K ($n \cdot 10^{-3}\%$)	
Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1
0,21	0,23	0,17	0,17	0,43	0,74	0,27	0,30
0,049	0,05	0,04	0,08	0,17	0,26	0,04	0,07
0,65	0,7	1,5	1,85	2,0	5,00	2,00	1,00
0,10	0,10	0,05	0,05	0,05	0,05	0,15	0,15
0,149	0,17	0,20	0,29	0,52	0,86	0,24	0,25
70,1	71,5	113,9	166,2	122,4	115,9	87,2	81,8
1,364	1,124	4,175	4,58	2,00	3,247	4,252	1,811
0,993	0,414	21,14	22,47	2,980	13,19	24,33	2,135
0,767	0,824	0,555	0,494	0,703	0,616	0,589	0,718
—	—	—	—	—	—	—	—
+	+	—	—	—	—	—	—
—0,758	—0,728	0,887	—0,962	—0,603	—0,341	—0,642	—0,617
0,087	0,089	0,055	0,095	0,143	0,137	0,043	0,075
—0,187	—0,155	0,176	0,267	0,301	0,699	0,301	0,0
—1,0	—1,0	1,301	—1,301	—1,301	—1,301	—0,824	—0,824
0,267	0,292	0,296	0,343	0,437	0,447	0,234	0,269
0,603	0,410	1,068	1,549	0,506	—0,136	1,403	1,092
—0,952	—1,330	1,428	—2,578	—0,459	—0,481	1,898	—0,061
0,870	0,906	0,764	0,725	0,795	0,811	0,789	0,822
?	+	—	—	+	+	—	—
?	—	?	—	+	+	+	+

Окончание табл. 1

Cu		Sn			
X ($10^{-3}\%$)		K ($n \cdot 10^{-3}\%$)		X ($n \cdot 10^{-3}\%$)	
Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1	Ag>1	Ag<1
0,68	0,64	0,55	0,30	0,47	0,76
0,10	0,12	0,23	0,08	0,16	0,41
1,50	2,00	7,65	1,50	2,0	7,53
0,20	0,20	0,05	0,05	0,075	0,10
0,32	0,39	1,22	0,29	0,495	1,35
46,8	60,9	219,3	95,5	104,8	176,3
0,782	1,69	4,546	2,384	1,611	3,61
0,202	2,87	21,31	6,000	1,545	14,23
0,752	0,69	0,747	0,675	0,760	0,570
?	—	—	—	—	—
+	—	—	—	+	—
—0,217	—0,259	—0,592	—0,655	—0,512	—0,429
0,070	0,073	0,082	0,089	0,128	0,142
0,176	0,301	0,884	0,176	0,301	0,877
—0,699	—0,699	—1,301	—1,301	—1,125	—1,0
0,215	0,240	0,441	0,321	0,391	0,462
—0,404	0,113	1,318	0,593	0,574	0,991
—0,086	0,012	1,827	—0,044	—0,736	0,421
0,778	0,741	0,757	0,789	0,815	0,779
+	+	—	?	+	—
+	?	+	+	+	+

чения для нормального распределения при данном числе наблюдений. Знак (?)—неясность оценки.

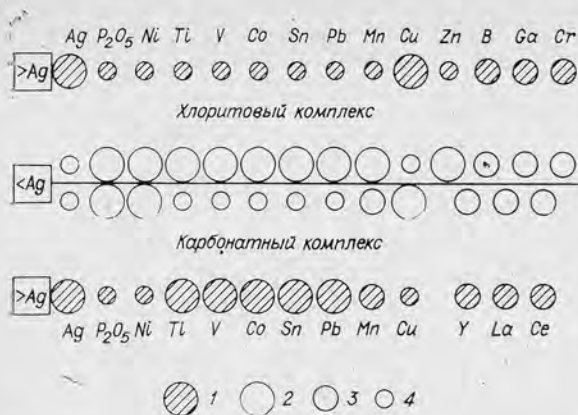


Рис. 2. Схема изменения средних содержаний элементов в богатых и бедных Ag группах пород.

1 — увеличение среднего содержания в группах, богатых Ag пород; 2 — увеличение среднего содержания в группах бедных Ag пород; 3 — равные средние содержания; 4 — уменьшение средних содержаний.

другими элементами на уровне выделенных по Ag групп пород комплексов, а затем уже внутри богатых этим элементом групп пород хлоритового и карбонатного комплексов.

Первую задачу решим путем выяснения значимости различий (табл. 2) и направленности (см. табл. 1) изменения средних значений элементов (рис. 2).

Выяснено, что по отношению к Ag изменение средних содержаний остальных элементов характеризуется следующими особенностями.

1. В хлоритовом комплексе группа богатых Ag пород отличается повышенным содержанием Cu и уменьшенными величинами средних значений P_2O_5 , Ni, Ti, V, Co, Sn, Pb, Mn, Zn. По содержаниям B, Ga и Cr богатые и бедные хлоритовые породы не различаются.

2. В карбонатном комплексе группа обогащенных Ag пород содержит в среднем больше Ti, V, Co, Sn, Pb, меньше P_2O_5 , Ni, Cu и равные количества Mn, Y, La и Ce.

По характеру изменения содержаний одного и того же элемента в разных комплексах выделяются элементы одинаковых и противоположных тенденций. К числу первых относятся P_2O_5 и Ni. Содержания их в обоих комплексах изменяются обратно пропорционально среднему содержанию серебра. Противоположные тенденции обнаруживают средние Ti, V, Co, Sn и Pb. Увеличение содержания Ag в хлоритовом комплексе сопровождается уменьшением их средних значений, а в карбонатном комплексе, наоборот, их увеличением. Специфические элементы, за исключением Zn, в обоих комплексах ведут себя индифферентно по отношению к изменению среднего содержания Ag.

Результаты изучения парной корреляции Ag с малыми элементами приведены на диаграммах (рис. 3, а, б).

Прежде всего рассмотрим пассивные связи Ag, так как именно они имеют значение для целей предсказания. В хлоритовом комплексе в качестве оптимальных, корреляция для которых превышает 99%-ный предел, могут быть рекомендованы уравнение 6-й степени для Pb и уравнение 5-й степени для V. Приведем их:

$$Ag_{(Pb)} = 6,46 - 75,3Pb + 562,1Pb^2 - 1964,5Pb^3 + 3402,05Pb^4 - \\ - 2814,0Pb^5 + 884,3Pb^6;$$

$$\hat{r}_{Ag Ag(Pb)} = 0,69; \hat{i} = 0,57; Pb = n \cdot 10^{-3}\%, Ag = n \cdot 10 \text{ г/т};$$

Первые два этапа проявлены в породах обоих комплексов, второй захватил лишь карбонатный комплекс. Достоверность выделенных этапов различна. Если выделение этапов А и Б убедительно, то разделение Б на Б₁ и Б₂ требует дополнительных подтверждений. Поэтому при изучении корреляции Ag с другими элементами в карбонатном комплексе рассматривается единая группа богатых данным элементом пород.

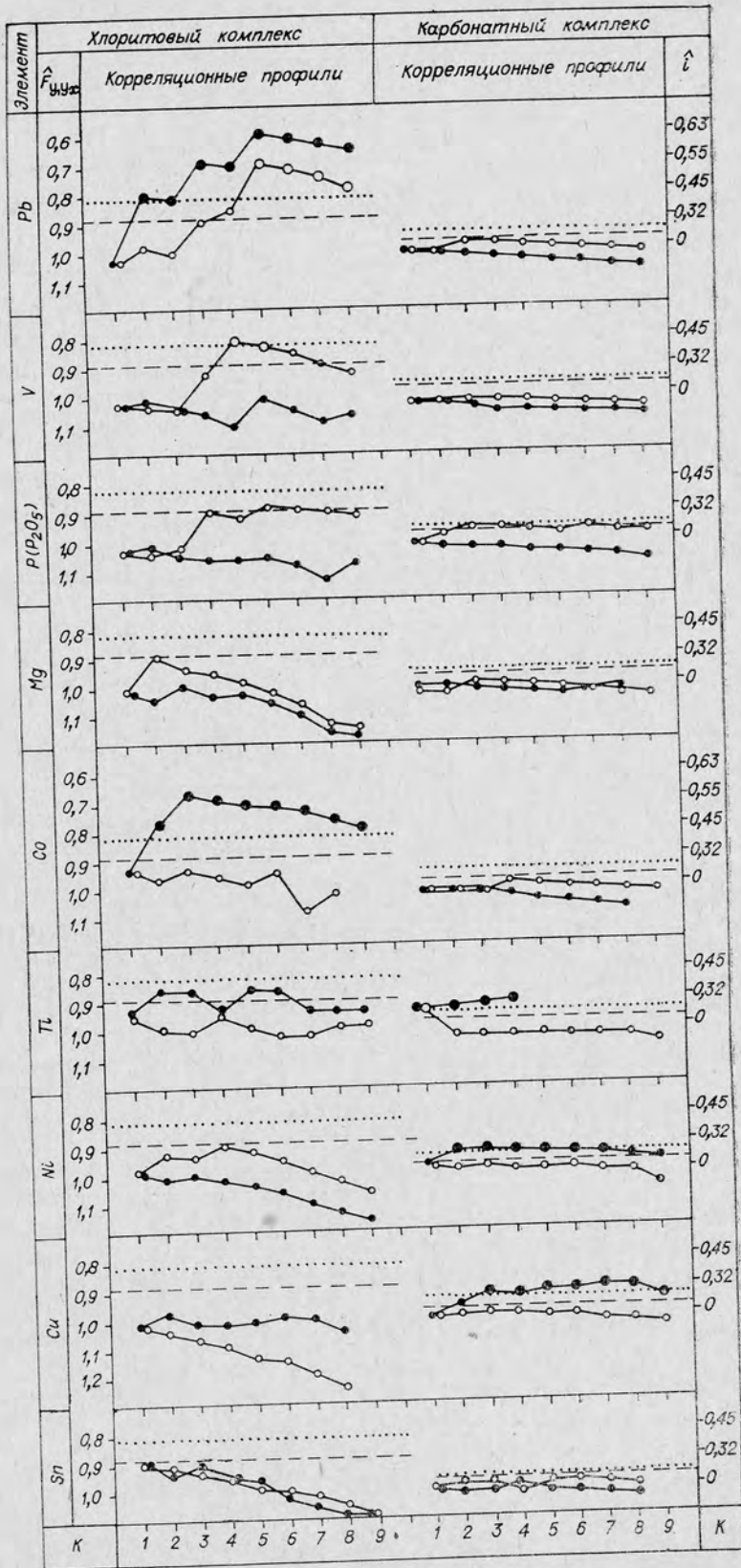
Проанализируем вначале связи между Ag и

Т а б л и ц а 2

Значения критериев достоверности различий дисперсий (F) и средних (t) между бедными и богатыми Ag разновидностями хлоритовых и карбонатных метасоматитов для изученных элементов

Элемент	Сравниваемые выборки	Принимаемый вид распределения	F-критерий			t-критерий						
			Эмпири- ческий	05	01	Принятое решение	Уравне- ние	Степени свободы	Эмпири- ческий	05	01	Принятое решение
Ag	Карбонатно-хлоритовые	Нормальный	3,85	1,61	1,97	≠		107	5,1	1,98	2,63	≠
P	Карбонатные	Логнормальный (?)	1,71	1,47	1,70	≠	3	159	3,21	1,97	2,60	≠
Ti	Хлоритовые	Тот же	1,25	1,72	2,17	=	3	75	5,35	1,99	2,65	≠
V	Карбонатные	»	1,09	1,47	1,70	=	3	159	5,48	1,97	2,60	≠
	Хлоритовые	Логнормальный	1,88	1,72	2,17	?	3	75	3,78	1,99	2,65	≠
Mn	Карбонатные	Тот же	1,12	1,48	1,72	=	3	159	4,62	1,97	2,60	≠
	Хлоритовые	Нормальный	3,03	1,72	2,17	≠	3	75	4,01	1,99	2,65	≠
Co	Карбонатные	Тот же (?)	1,51	1,48	1,73	?	1	159	0,42	1,97	2,60	=
	Хлоритовые	Логнормальный	1,44	1,72	2,17	=	3	75	4,79	1,99	2,65	≠
Ni	Карбонатные	»	1,34	1,48	1,73	=	3	159	4,87	1,97	2,60	≠
	Хлоритовые	(?)	1,05	1,72	2,17	=	3	75	5,7	1,99	2,65	≠
Cu	Карбонатные	»	1,32	1,47	1,72	=	3	159	3,6	1,97	2,60	≠
	Хлоритовые	»	1,09	1,72	2,17	=	3	75	4,5	1,99	2,65	≠
Sn	Карбонатные	»	1,24	1,51	1,81	=	3	159	4,2	1,97	2,60	≠
	Хлоритовые	(?)	1,25	1,72	2,17	=	3	75	2,9	1,99	2,65	≠
Pb	Карбонатные	»	1,89	1,51	1,81	≠	3	159	5,7	1,97	2,60	≠
	Хлоритовые	»	1,40	1,72	2,17	=	3	75	4,2	1,99	2,65	≠
Y	Карбонатные	Логнормальный (?)	1,14	1,51	1,81	=	3	159	5,3	1,97	2,60	≠
	Те же	Нормальный	1,27	1,72	2,17	=	3	75	3,9	1,99	2,65	≠
La	»	Тот же	1,83	1,46	1,70	≠	3	159	2,8	1,97	2,60	=
Ce	Хлоритовые	Логнормальный	1,80	1,46	1,70	≠	2	146	1,20	1,97	2,60	=
Zn	»	Нормальный	1,08	1,46	1,70	=	1	159	1,69	1,97	2,60	=
	Те же	Логнормальный	1,22	1,72	2,17	=	3	75	4,3	1,99	2,65	≠
Ga	»	Нормальный	1,33	1,72	2,17	=	1	75	1,33	1,99	2,65	=
	»	Логнормальный	1,63	1,72	2,17	=	3	75	5,0	1,97	2,65	≠
Cr	»	Нормальный	1,20	1,72	2,17	=	1	75	0,70	1,99	2,65	=
	»	Логнормальный	1,19	1,72	2,17	=	3	75	0,66	1,99	2,65	=

Примечание. Знак (=) — нулевая гипотеза принимается; знак (≠) — нулевая гипотеза отвергается. Знак (?) — для принятия решения требуется дополнительные исследования.



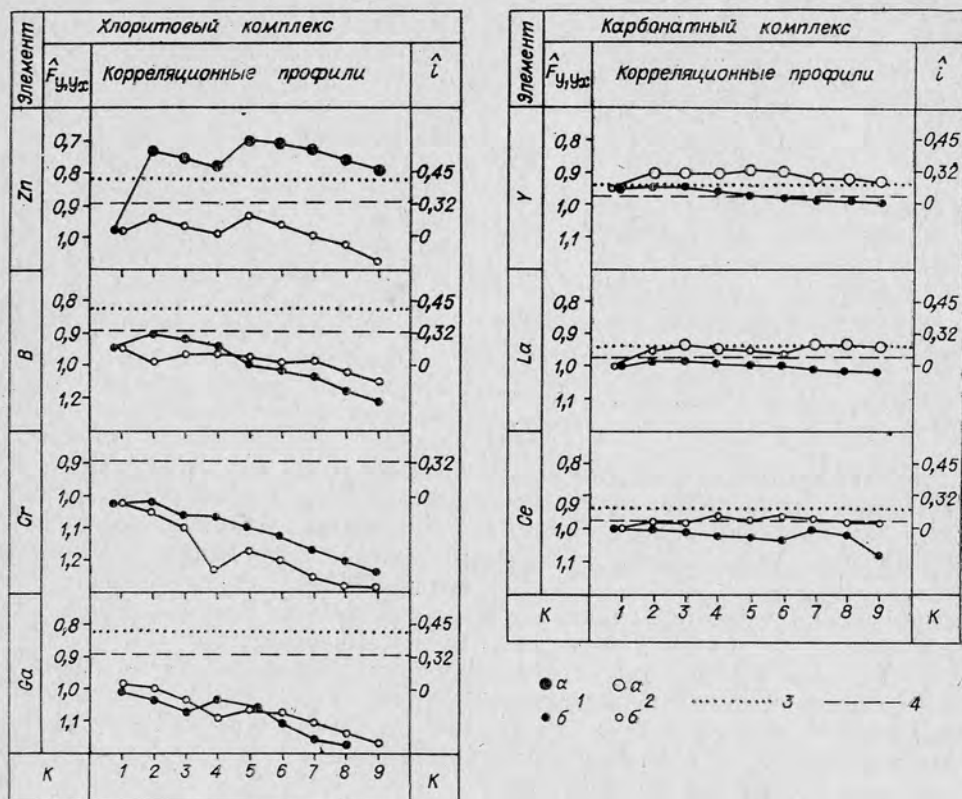


Рис. 3. Квадраты приведенных стандартных ошибок оценок, выраженных в единицах дисперсии, и приведенные индексы корреляции Ag зависимости от степени регрессионного полинома парной регрессии.

А — с малыми элементами, общими для обоих комплексов, Б — со специфическими малыми элементами.

1 — регрессии типа $N=f(Ag)$; 2 — регрессии типа $Ag=f'(N)$. 1а, 2а — значимые ($\hat{i} > i_{0.05}$) приведенные индексы корреляций, 1б, 2б — незначимые ($\hat{i} < i_{0.05}$) приведенные индексы корреляций; 3 — 99%-ный уровень значимости; 4 — 95%-ный уровень значимости.

$$Ag_{(V)} = 39,8 - 95,6V + 91,4V^2 - 40,3V^3 + 8,1V^4 - 0,59V^5;$$

$$\hat{F}_{Ag_{(V)}} = 0,86; \hat{i} = 0,45; V = n \cdot 10^{-3}\%, Ag = n \cdot 10 \text{ г/т.}$$

В карбонатном комплексе — это линейное уравнение с Ti , квадратичное — с Y и кубическое — с La . Они имеют следующий вид:

$$Ag_{(Ti)} = 4,12 - 0,02Ti;$$

$$\hat{F}_{Ag_{(Ti)}} = 0,94; \hat{i} = 0,26; Ti = n \cdot 10^{-3}\%; Ag = n \cdot 10 \text{ г/т.}$$

$$Ag_{(Y)} = 1,48 + 1,23Y - 0,13Y^2;$$

$$\hat{F}_{Ag_{(Y)}} = 0,93; \hat{i} = 0,27; Y = n \cdot 10^{-3}\%, Ag = n \cdot 10 \text{ г/т.}$$

$$Ag_{(La)} = 0,63 + 19,6La - 33,3La^2 + 16,5La^3;$$

$$\hat{F}_{Ag_{(La)}} = 0,94; \hat{i} = 0,27; La = n \cdot 10^{-3}\%, Ag = n \cdot 10 \text{ г/т.}$$

Уравнения на уровне 95%-ной значимости корреляции принимаем как неинтересные в практическом отношении. К этому же числу следует

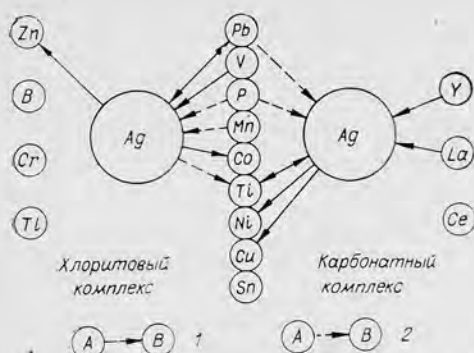


Рис. 4. Граф парных связей серебра с малыми элементами в хлоритовом и карбонатном комплексах.

1 — активная сильная ($\hat{i} > i_{099}$) корреляция A с B;
2 — пассивная слабая ($i > i_{095}$) корреляция B с A.

Так как нормальная модель может быть принята только для Ag и небольшого числа других элементов, то мы лишены возможности сравнивать между собой значимые индексы корреляции различных степеней. При установлении значимости отличий индекса корреляции от нуля мы основываемся на данных Д. А. Родионова (1964), который показал, что если существует корреляция между логарифмами величин, то между линейными их значениями она тем более существует.

Таким образом, имеющийся в нашем распоряжении материал в общем случае позволяет выделить из данных, приведенных на рис. 3а,б, наличие слабых связей, если $i_{01} > i > i_{05}$, и сильные связи, если $i > i_{01}$. На рис. 4 показаны сильные и слабые, пассивные и активные сопряженные корреляционные комплексы Ag.

Установлено, что в хлоритовом комплексе сильно проявлен свинцово-цинко-кобальтовый и, в меньшей мере, титановый активно-сопряженный корреляционный комплекс. Для карбонатного комплекса характерен титано-никелево-медный активно-сопряженный корреляционный комплекс. Отсюда правомерен и такой вывод: причины, определявшие распределение Ag в хлоритовом комплексе, активно сказывались на распределении в нем Pb, Zn и Co, а в карбонатных породах — Ti, Ni и Cu.

Сильные пассивно сопряженные связи в хлоритовом комплексе Ag обнаруживает с Pb и V, а слабые — с P и Mn. В карбонатном комплексе устанавливается сильная пассивно сопряженная корреляция Ag с Ti, Y и La и слабая — с Pb и P. Очевидно, пассивно сопряженные связи можно трактовать таким образом, что факторы, обусловившие распределение пассивно сопряженных элементов, сказывались и на распределении Ag. Это могли быть сопряженные или взаимно независимые факторы. Однако здесь этот вопрос не изучался.

ВЫВОДЫ

Установлены разные геохимические корреляционные ассоциации Ag с другими элементами в хлоритовом и карбонатном комплексах. В каждой точке опробования ныне существующие концентрации этого элемента и других могли сформироваться в результате многоэтапной и разной для каждого из них истории. Корреляционный комплекс — это группа элементов, в той или иной мере сопряженно изменяющих свои суммарные концентрации в разных точках опробованного пространства, что является результатом действий одной группы генетических факторов. Корреляционные связи интерпретируются как «братские», т. е. парагене-

отнести и все уравнения активной сопряженности Ag с малыми элементами, так как стоимость пробирного анализа выше спектрального. Однако для содержательного толкования особенностей корреляции наличие активно-сопряженных связей представляет особый интерес. Выше говорилось, что когда Ag выступает в качестве элемента-классификатора, то корреляционные связи его с другими элементами в известных условиях можно рассматривать как степень соответствия причин, обусловивших распределение Ag, и причин, обусловивших распределение сопряженного элемента.

тические связи. Таким образом, факторы генетического плана, обусловившие ныне существующее распределение Ag в изученных комплексах пород, в той или иной мере обусловили и распределение Zn, Pb и Co в хлоритовых породах Cu, Ni и Ti — в карбонатных. Налицо два различных парагенетических геохимических комплекса Ag — свинцово-цинковый и медно-никелевый.

Нетрудно убедиться, что этот вывод не мог бы иметь места при использовании метода линейной корреляции. Значимая линейная корреляция устанавливается лишь для Ti. На вопрос о том, есть ли связи между Ag и другими элементами, из 25 исследованных линейным корреляционным анализом случаев положительный ответ дан в одном случае, а нелинейным — в 16. Таким образом, применение нелинейного корреляционного анализа при геохимических исследованиях в 16 раз увеличило информацию, что позволило сделать принципиально новые выводы.

ЛИТЕРАТУРА

- Езекиэл М., Фокс К. Методы анализа корреляций и регрессий. М., ИЛ, 1966. 556 с.
Лукомский Я. И. Теория корреляции и ее применение к анализу производства. М., Гостехиздат, 1958. 388 с.
Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964. 102 с.
Суходольский Г. В. Основы математической статистики для психологов. Л., Изд-во ЛГУ, 1972. 429 с.

*В. В. Зайков, В. Н. Королюк, Г. Г. Лепезин,
А. А. Меляховецкий*

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ХАРАЛЬСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

Под Харальской структурно-формационной зоной понимается район развития верхнепротерозойских отложений в бассейнах левых притоков рек Бол. Енисей, Харал и О-Хем. Она занимает западную часть одноименной «изометричной блоковой зоны», которая, по Г. А. Кудрявцеву (1966), является фрагментом каледонид. С запада с ней контактируют вулканогенно-терригенные породы нижнего кембрия, с востока и юга ее окружают гранитоиды нижнего палеозоя.

В основании разреза здесь залегают известковистые сланцы, известняки и метапелиты предположительно верхов чинчилигской серии. Развита она в восточной части района, где занимают площадь около 15 км². Далее вверх по разрезу без признаков несогласия следуют отложения бийхемской серии, представленные демиржинской, харальской и охемской свитами. Первая из них (3000—4000 м) состоит преимущественно из метаалевролитов, метапесчаников с редкими прослоями туфов и графитосодержащих сланцев. Ранее эти породы включились в состав охемской и харальской свит (Геология СССР, 1966). Однако наблюдениями В. В. Зайкова и С. С. Куликова установлено, что они составляют самостоятельную стратиграфическую единицу, располагаясь ниже харальской свиты. Их непосредственные взаимоотношения прослеживаются в нижнем течении р. Шенелик и в верховьях р. Демиржи.

Харальская свита (2000—3500 м) имеет метабазит-метапелитовый состав. Метаморфизованные вулканыты первично базальтового и риолитового ряда дают серию пластов и линз, в совокупности образующих

своеобразные вулканические постройки, которые по простиранию постепенно сменяются терригенными осадками.

Охемская свита (неполная мощность 800—900 м) залегает согласно на предыдущей и представлена известняками, метапесчаниками, метаалевролитами и метаконгломератами. На основании находок водорослей возраст осадконакопления ее отложений определяется как вендский. В бассейне рек Ана-Хем, Булун-Ажик-Хем породы этой свиты согласно перекрываются метаэффузивами нижнего кембрия. На юге и юго-западе с охарактеризованными выше толщами контактируют по разломам неметаморфизованные эффузивы кызылбулакской серии девона.

Интрузивные образования в описываемой зоне представлены субвулканическими и жерловыми телами позднепротерозойского харальского, кембрийского улугуйского, а также гранитоидами ниже-среднекембрийско-таннуольского и девонско-бреньского комплексов.

Докембрийские субвулканы развиты среди отложений харальской и демиржинской свит и метаморфизованы в той же степени, что и вмещающие породы. Слагают они штоки, силлы и дайки. Интрузии улугуйского комплекса встречаются в виде силлов в поле развития тумат-тайгинской свиты, а частично и среди позднепротерозойских образований.

Таннуольские гранитоиды (плагнограниты, гранодиориты и диориты) прорывают и метаморфизуют породы докембрия. На востоке и юго-западе Харальской структурно-формационной зоны выходят соответственно Бий-Хемский и Каа-Хемский плутоны, которые за пределами района занимают тысячи квадратных километров.

Девонские граниты бреньского комплекса развиты к югу от описываемой зоны, где образуют так называемый Шорлугский массив. Кроме указанных интрузивных образований развиты также малые тела преимущественно основного состава, отнесенные к девонским баянкольскому и торгалыкскому комплексам.

Метаморфиты в рассматриваемом районе образуют систему дугообразно изогнутых антиклинальных и синклинальных складок с размахом крыльев 8—10 км. Их оси подвержены ундуляции и виргации, причем характер складок меняется от брахиформного на участках развития вулканогенных отложений до линейного в тех местах, где преобладают терригенные породы.

Дизъюнктивные нарушения в Харальской зоне представлены разломами северо-восточного, субширотного и субмеридионального простираний. Как правило, с ними ассоциируют катаклазиты, милониты и диафориты.

По литологическому составу метаморфические образования здесь можно объединить в четыре группы: метапелиты и метаграувакки (метаморфизованные песчаники, алевролиты и т. д., метаморфизованные кислые эффузивы, их туфы) и metabазиты (метагаббро, metabазальты и метатифы основного состава), а также метатерригенно-карбонатные породы (известковистые песчаники, песчанистые известняки и др.). Известковистые образования распространены ограниченно и развиты в основном в северо-восточной части района.

Демиржинская, харальская и охемская свиты метаморфизованы неоднородно. В пределах их развития закартированы хлоритовая, биотитовая, гранатовая и роговообманковая зоны, отделенные друг от друга одноименными изоградами (рис. 1). Первые три зоны выделены по метапелитам, последняя — по metabазитам, она занимает крайнее восточное положение. Следует обратить внимание на то, что перечисленные выше изограды в действительности представляют не линии, а полосы шириной 1—2 км, вытянутые в субмеридиональном направлении. Эта неопределенность объясняется прежде всего большими вариациями состава исходных пород.

Метаморфические зоны и изограды грубо параллельны западному контакту Бий-Хемского гранитного массива и субпараллельны осям основных складок, но секут стратиграфические границы. В то же время они не выходят за пределы Харальской структурно-формационной зоны и срезаются ограничивающими ее с юга и севера разломами.

Мусковит-хлоритовая зона проявлена в породах демиржинской, харальской и охемской свит, включая их вулканиты. Она закартирована в бассейне рек О-Хем, Ойна, Шенелик, Демиржи и Кара-Адыр. Для большей части ее отложений характерна хорошая сохранность первичных структур и текстур. В метазффузивах часто встречаются подушечная отдельность, апоинтерсертальная и офитовая, а в метапесчаниках — кластическая структуры.

Из минеральных ассоциаций преобладающими являются $Kв + Альб + Хл + Му \pm Эп$ и $Кв + Альб + Хл + Му + Ка \pm Эп$. В богатых K_2O породах отмечаются единичные находки биотита и калиевого полевого шпата, хотя последний может быть и реликтовым. Для метабазитов характерны безамфиболовые, но хлорит- и мусковитсодержащие парагенезисы. Довольно часто здесь наблюдаются стильпномелан и карбонаты.

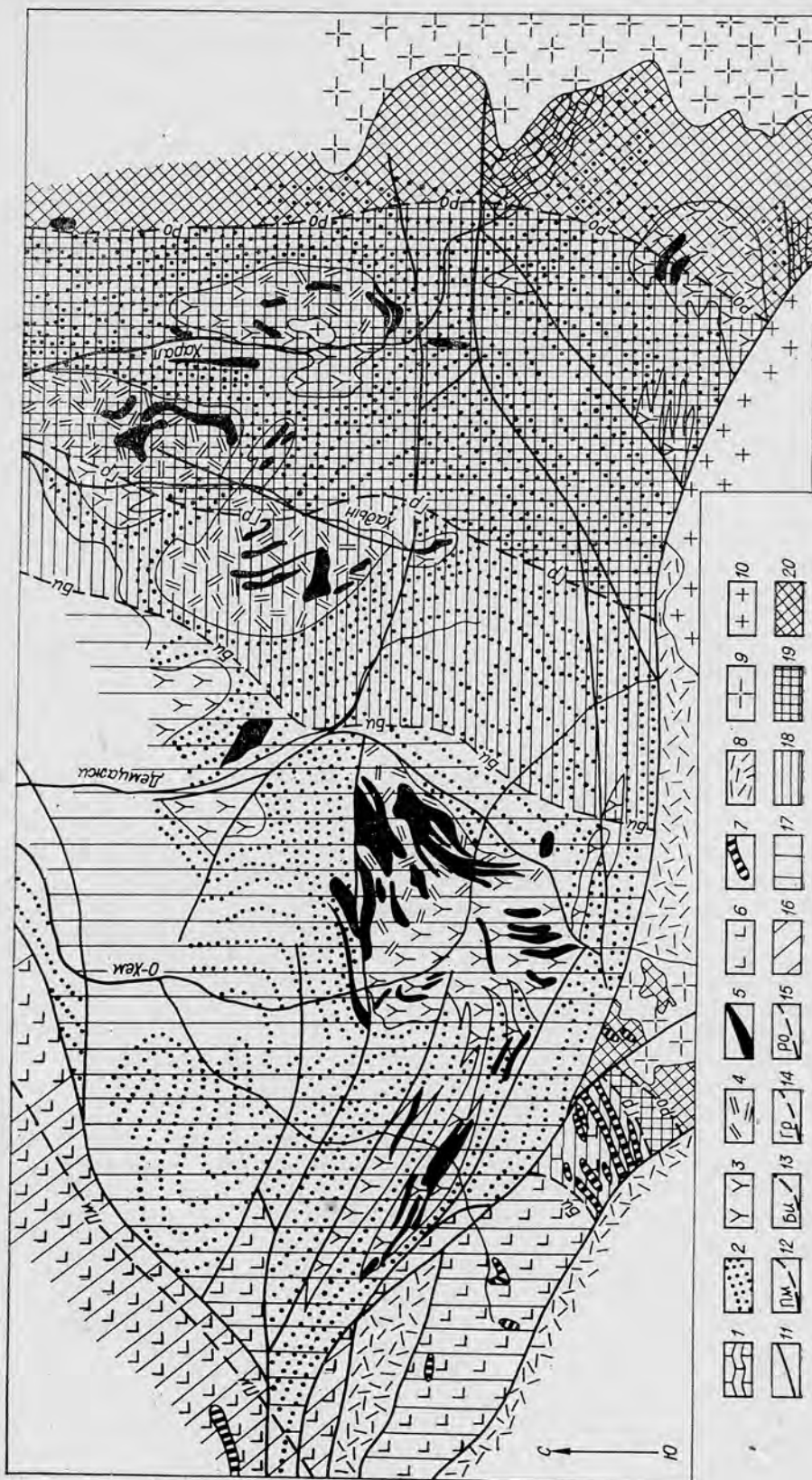
Амфибол в метабазитах представлен бледноокрашенным актинолитом средней железистости: $Ng = 1,656 - 1,662$; $Np = 1,632 - 1,637$; $2V = 75 - 82^\circ$; $cNg = 16 - 18^\circ$. Эпидот мелкокристаллический желтовато-зеленой окраски ($Ng = 1,725 - 1,730$; $Np = 1,715 - 1,718$; $2V = -88^\circ$), плагиоклаз — альбит, хлорит промежуточной железистости ($Ng = 1,617 - 1,618$; $Np = 1,614 - 1,615$). Из реликтовых минералов в метабазитах изредка встречается моноклинный пироксен, а еще реже — основной плагиоклаз.

Биотит-хлоритовая зона отличается от предыдущей прежде всего широким распространением биотита в метапелитах. В условиях этой зоны метаморфизованы отложения демиржинской и харальской свит. Развита она в бассейнах рек Хадыч, Демиржи, Эк и в верховье р. Ойна. Степень сохранности структур и текстур исходных пород здесь значительно ниже. Реликты характерны в основном для метаморфизованных габбро, диабазов, грубозернистых песчаников и гравелитов.

С появлением биотита в этой зоне полностью исчезает стильпномелан, в метабазитах возрастает роль актинолита ($Ng = 1,656 - 1,668$; $Np = 1,628 - 1,640$), эпидот сменяется клиноцоизитом ($Ng = 1,714 - 1,718$; $Np = 1,707 - 1,714$; $2V = +82^\circ$), в некоторых породах, возможно обогащенных марганцем, встречаются редкие зерна граната. Плагиоклаз в метапелитах и метабазитах представлен альбитом, оптические свойства хлорита $Nm = 1,614 - 1,618$. Следует отметить, что, помимо первично графитистых сланцев, прослои которых присутствуют практически во всех зонах, в данной зоне графитизации подвергаются и метабазиты.

Биотит-гранатовая зона охватывает отложения демиржинской и харальской свит. Ее парагенезисы развиты в основном в бассейне среднего и нижнего течения р. Харал. Породы здесь, как правило, сильно рассланцованы. Из реликтовых признаков сохраняются миндалекаменные текстуры в метабазальтах и офитовые структуры в метадиабазах, хотя плагиоклаз представлен альбитом.

Отличия минеральных ассоциаций гранат-биотитовой зоны от двух предыдущих заключаются в следующем. В метапелитах появляется гранат, мелкочешуйчатый мусковит (серицит) сменяется крупночешуйчатым; в метабазитах наряду с актинолитом, окраска которого становится густой, встречается и сине-зеленая роговая обманка; минерал группы эпидота исключительно представлен клиноцоизитом и т. д. Из других особенностей следует отметить сидовидные, диабластические и пой-



- | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |

килобластические структуры в метагаббро и сноповидные, гломеробластовые — в метабазах.

Роговообманковая зона развита в приконтактовой полосе Бий-Хемского гранитоидного массива, захватывая отложения чинчилогской (?) серии и харальской свиты. Представлена она в верхнем течении р. Харал и в верховьях его правых притоков, т. е. занимает крайнее восточное положение в исследуемом районе.

Для парасланцев роговообманковой зоны характерны в целом те же парагенезисы, что и для предыдущей, за исключением появления роговой обманки с варьирующими оптическими свойствами ($Ng=1,670-1,700$; $Np=1,662-1,676$) и плагиоклаза — № 15—20. Актинолит и хлорит в метабазах встречаются исключительно редко, причем последний возможно вторичный. Структуры и текстуры первичных пород полностью заменяются вторичными — метаморфическими.

Метаморфическая зональность аналогичного типа закартирована также в небольшом тектоническом клине в бассейне р. Ана-Хем, сложенном отложениями демиржинской и туматтайгинской свит. Местоположение данного участка таково, что в нем с учетом общей зональности района следовало бы ожидать минеральные ассоциации мусковит-хлоритовой зоны. Однако здесь прогрессивный метаморфизм от биотитовой до роговообманковой изограды (сопоставимый во всех других отношениях) проявился на отрезке 4—5 км, в то время как в предыдущем случае — на расстоянии 18—20 км. Позднее мы вернемся к этому вопросу.

На основании изложенного попытаемся выяснить фациальные условия метаморфизма, возраст и происхождение метаморфической зональности. Минеральные ассоциации хлоритовой и биотитовой зон (табл. 1) отвечают зеленосланцевой, роговообманковой эпидот-амфиболитовой фациям. Неопределенным остается положение парагенезисов третьей зоны. Если не принимать во внимание гранат, то она может быть отнесена к фации зеленых сланцев. Все образцы (табл. 2) оказались с прямой зональностью (имеется в виду повышение концентрации MnO от края к центру зерна). Эволюция химизма гранатов во времени от их зародышевания (состав ядра) до достижения максимальных значений P и T (состав каймы) показана на рис. 2 в двух вариантах $MnO-FeO-MgO$ и $MnO-CaO-FeO$. Оказывается, что даже во внешней зоне рассматриваемый минерал по составу близок к гранатам зеленосланцевой фации.

Как ранее уже отмечалось, для отложений О-Хемской свиты характерны водоросли венда. Поскольку на нижележащих породах свита залегает согласно, возраст прогрессивного метаморфизма должен быть вендский или даже послевендский. С другой стороны, имеющиеся радиогеохимические определения (табл. 3) дают группу цифр в пределах 480—520 млн. лет. Если принять во внимание постоянное занижение К-Аг датировок, то для метаморфизма толщ Харальской структурно-формационной зоны в целом получается довольно узкая возрастная вилка от венда до нижнего — среднего кембрия.

Возраст гранитоидов таннуольского комплекса, представленного здесь Бий-Хемским и Каа-Хемским массивами, со становлением кото-

Рис. 1. Схематическая карта метаморфизма Харальской структурно-формационной зоны. Верхнепротерозойские образования. 1 — чинчилогская (?) серия (мраморы, метапелиты); 2—4 — бийхемская серия: 2 — метатерригенные породы, 3 — метаморфизованные эффузивы и туфы основного состава, 4 — метаморфизованные эффузивы и туфы андезит-базальтового и риолит-дацитового состава; 5 — субвулканические интрузии метагаббро и метадиабазов; 6 — туматтайгинская свита (вулканогенные и вулканогенно-терригенные породы); 7 — нижнекембрийские субвулканические интрузии основного состава; 8 — кызылбулакская серия нижнего — среднего девона (риолито-дацитовые порфиры и андезитовые порфиры); 9 — гранитоиды таннуольского комплекса (плагиограниты, гранодиориты и диориты); 10 — интрузии брянского комплекса; 11 — разломы; 12—20 — изограды метаморфизма. Изограды: 12 — исчезновения пумпеллитита; 13 — первого появления биотита; 14 — граната; 15 — роговой обманки. Зоны метаморфизма: 16 — пренит-пумпеллитовая; 17 — мусковит-хлоритовая; 18 — биотит-хлоритовая; 19 — гранатовая; 20 — роговообманковая и, возможно, другие более высокотемпературные зоны.

Минеральные ассоциации метаморфических пород

Исходный состав породы	Зона	
	Мусковит-хлоритовая I	Хлорит-биотитовая II
Пелиты и граувакки	Кв+Альб+Хл+Му±Эп (19)	Кв+Альб+Хл+Му+Би+Эп± ±Граф (9)
	Кв+Альб+Хл+Му+Ка±Эп (11)	Кв+Альб+Хл+Му±Эп (4)
	Кв+Альб+Хл+Му+Стил± ±Эп (5)	Кв+Альб+Хл+Му+Би+Гр± ±Эп (2)
	Кв+Альб+Хл+Эп+Би+Кпш (1)	Кв+Альб+Хл+Му+Би (1)
		Кв+Альб+Хл+Му+Гр+Эп (1)
Кислые эффузивы, субвулканиды и ту- фы	Кв+Альб+Хл+Му+Эп±Ка (22)	Кв+Альб+Му+Хл+Би±Эп (10)
	Кв+Альб+Хл+Му+Би±Эп (11)	Кв+Альб+Му+Хл+Би+Гр± ±Эп (4)
	Кв+Альб+Би+Кпш+Му± ±Хл±Эп (9)	Кв+Альб+Му+Би+Эп+Кпш (1)
	Кв+Альб+Му+Би(Стил?)± ±Эп+Хл±Ка (3)	
	Кв+Альб+Му+Хл+Эп+Гр (1)	
Основные эффузивы, субвулканические интрузии и туфы	Кв+Альб+Хл+Акт+Эп±Му (32)	Кв+Альб+Хл+Акт+Эп±Му (27)
	Кв+Альб+Хл+Акт+Эп+Ка± ±Му (19)	Кв+Альб+Хл+Акт+Эп+ +Му±Ка (10)
	Кв+Альб+Хл+Акт+Эп+ +Стил+Ка+Му (5)	Акт+Альб+Эп+Хл (2)
	Кв+Альб+Хл+Эп±Ка (5)	Кв+Альб+Акт+Хл+Эп+Би (1)
	Кв+Альб+Хл+Му+Эп+ +Стил±Ка (2)	Акт+Альб+Эп+Стил (1)
		Кв+Альб+Хл+Му+Эп (1)
		Кв+Альб+Хл+Би+Эп+Ка (1)

Примечание. Цифры в скобках — количество шлифов с данным парагенезисом.

рых и предполагается возникновение метаморфической зональности, большинством исследователей до последнего времени считался послесреднекембрийским. Однако находки в фаунистически охарактеризованных конгломератах среднего кембрия Северо-Восточной Тувы галек гранитов (Чучко, 1971) позволяют опустить его верхнюю границу до нижнего кембрия. Таким образом, и эти данные не противоречат сделанному ранее выводу. Напротив, они в большей степени ограничивают возрастной интервал метаморфизма.

Выше обращалось внимание на то, что закартированные зоны не согласны маркирующим горизонтам, а поэтому метаморфизм следует рассматривать как постскладчатый. С другой стороны, изограды парал-

Харальской структурно-формационной зоны

метаморфизма	
Биотит-гранатовая III	Роговообманковая IV
Кв+Альб+Хл+Му+Би+Гр±Ка (18)	Кв+Пл+Би+Му+Гр±Ка±Эп±Хл (8)
Кв+Альб+Хл+Му+Би+Гр+Эп±Ка (6)	Кв+Пл+Му+Би±Ка±Хл (8)
Кв+Альб+Хл+Му±Ка±Эп (5)	Кв+Би+Ка (5)
Кв+Альб+Хл+Му+Би±Гр (4)	Кв+Пл+Хл+Му+Гр (1)
Кв+Альб+Би+Хл+Му+Эп (3)	--
Кв+Альб+Хл+Му+Эп (3)	
Кв+Альб+Би+Му+Гр+Эп (2)	
Кв+Альб+Акт+Эп+Хл±Му (32)	Кв+Пл+Ро+Эп+Хл+Му (15)
Кв+Альб+Акт+Эп+Хл+Би (8)	Кв+Пл+Ро+Эп+Хл (4)
Кв+Альб+Акт+Эп+Хл+Ка (6)	Кв+Пл+Ро+Би+Гр+Му+Хл±Ка (4)
Кв+Альб+Хл+Эп+Би+Ка (5)	Кв+Пл+Ро(Акт?)±Эп+Хл (2)
Альб+Акт+Эп+Хл+Ка (1)	Кв+Пл+Би+Ро (2)
	Кв+Пл+Ро (2)
	Пл+Ро+Эп+Ка (2)
	Кв+Пл+Акт (2)
	Кв+Пл+Ро+Ка+Му (1)

лельный контакту Бий-Хемского гранитного массива, причем при приближении к нему степень метаморфизма повышается. Такой же тип зональности, но на более коротком отрезке наблюдается и в бассейне р. Ана-Хем по западному обрамлению Каа-Хемского массива. Два эти примера в значительной мере предопределяют генетическую природу прогрессивного метаморфизма для Харальской структуры в целом. Если *РТ*-неоднородность обязана здесь тепловому воздействию гранитоидов, то почему в описанных выше случаях зональность однотипная, а ширина зон разная? Объяснения могут варьировать. Либо длительность охлаждения Бий-Хемского плутона была большей, чем у Каа-Хемского, либо положение его контакта (а следовательно, и положение изо-

Химические анализы гранатов из метаморфических пород Харальской структурно-формационной зоны

Компонент	№ образца									
	2019-1	2021-4	2023-6	2022	2023-1	2022-4	2021-8			
SiO ₂	37,87	37,06	—	36,90	—	36,57	—	37,22	—	36,39
Al ₂ O ₃	20,82	20,67	—	20,25	—	20,61	—	20,49	—	20,99
FeO	19,38	14,42	20,23	16,64	22,59	20,73	22,49	15,61	21,66	21,69
MnO	17,72	14,16	8,72	12,93	7,10	8,12	12,63	10,43	7,22	8,55
MgO	3,82	0,16	0,28	0,21	0,36	0,27	0,36	0,18	0,38	0,31
CaO	0,76	11,99	12,72	12,43	12,92	12,31	12,15	13,92	12,50	11,97
С у м м а	100,37	98,46	—	99,99	—	98,45	—	97,85	—	99,90
	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край

2019-1 — Кв+Альб+Гр+Му+Хл; 2023-1 — Кв+Альб+Гр+Му+Хл;

2021-4 — Кв+Альб+Гр+Му+Хл; 2022-4 — Кв+Альб+Гр+Му+Хл;

2023-6 — Кв+Альб+Гр+Му+Хл; 2021-8 — Кв+Альб+Гр+Му+Хл.

2022 — Кв+Альб+Гр+Му+Хл;

Примечание. Образцы проанализированы на микрозонде MS-46.

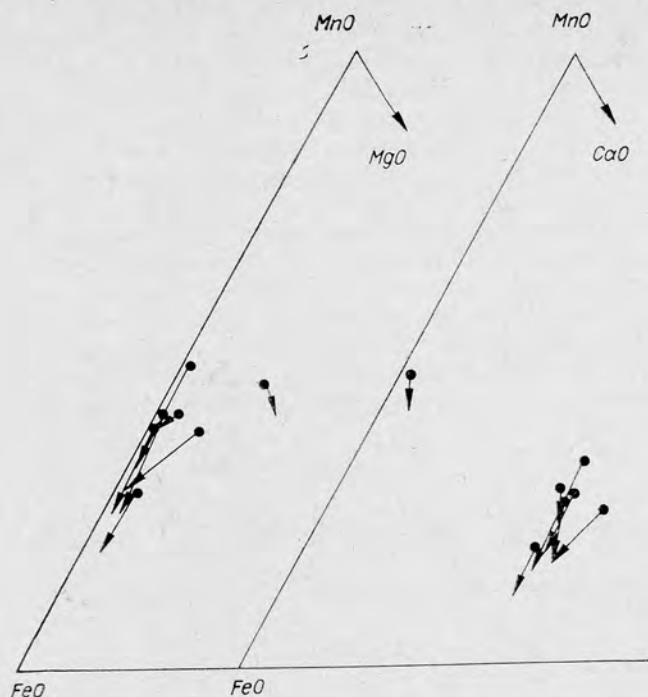


Рис. 2. Химические анализы гранатов из метаморфических пород Харальской структурно-формационной зоны (гранатовая зона).

термических поверхностей) более пологое. Предположим, что контакт Каа-Хемского массива является вертикальным. При этом условии и одинаковой продолжительности становления того и другого плутона, контакт Бий-Хемского массива должен падать на запад под углом 20—30° или даже менее. Неглубокое положение его кровли и неровности ее рельефа находят косвенное подтверждение в следующих данных. Границы между метаморфическими зонами, как правило, расплывчатые: в гранатовой зоне в метабазах часто картируются мелкие изолированные поля развития роговой обманки (на карте они не показаны); в пределах гранатовой, а чаще роговообманковой зон встречаются тела гранитов, по всем признакам сопоставимые с гранитами тануольского комплекса.

Таблица 3

Результаты определения абсолютного возраста метаморфических пород Харальской структурно-формационной зоны

№ образца	Порода	Место взятия	Возраст, млн. лет
689-4а	Мусковитовый сланец из контакта демир-жинской и харальской свит	Верховья руч. Мозго-левского	488
	То же	Там же	484
6900	Мусковитовый сланец из зальбанда кварцевой жилы	» »	502
	То же	» »	488
1874	Кварц-альбит-биотитовый сланец по метапесчанику	Левобережье р. Харал	516
	То же	Там же	474

Примечание. Определения производились в минералого-геохимической лаборатории СНИИГГиМСа.

Подчеркнем в заключение следующее. Приразломный метаморфизм для пород биотитовой, гранатовой и роговообманковой зон носит регрессивный характер, но является прогрессивным для слабометаморфизованных кембрийских и неметаморфизованных девонских толщ. Проявлен он практически вдоль всех более или менее крупных разломов. Первично терригенные и вулканогенные образования здесь сильно рассланцованы и приобретают листоватую текстуру. Для них характерно повышенное количество кварцевых жил. Возникающие при этом вторичные ассоциации соответствуют хлорит-мусковитовой субфации. Биотит, гранат и роговая обманка замещаются хлоритом, образуются также эпидот, мусковит, пирит и другие минералы.

Авторы благодарят А. И. Кудрявцеву, оказавшую помощь в петрографическом изучении пород района, и Н. Н. Амшинского — за содействие в выполнении определений абсолютного возраста.

ЛИТЕРАТУРА

Кудрявцев Г. А. Тектоника Тувы. Геология СССР. Т. 29. М., «Недра», 1966, с. 333—384.

Пинус Г. В., Шенкман Я. Д. Таннуольский интрузивный комплекс. — В кн.: Геология СССР. Т. 29. М., «Недра», 1966, с. 278—286.

Чучко В. Н. К вопросу о возрасте таннуольского комплекса северо-востока Тувы. — В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 2. Кызыл, 1971, с. 22—37.

В. И. Силаев

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПРИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОМ КОНТАКТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

В горных породах мы имеем дело не столько с химическими соединениями, сколько с физическими телами определенного химического состава — кристаллами и зернами, совокупность которых, заполняющая определенный участок пространства, образует минеральный агрегат. Поэтому кинетика минеральных преобразований при метаморфизме зависит, очевидно, не только от температуры, давления, концентрации химических компонентов, но и характера распределения минеральных индивидов в агрегате, объема и конфигурации порового пространства, особенно в процессах с выделением газовой фазы, строения контактных поверхностей, формы и размера кристаллов.

В процессе метаморфизма структура пород претерпевает значительные превращения, среди которых основная роль принадлежит перекристаллизации индивидов и агрегатов с укрупнением кристаллов (Григорьев, 1956, 1961). Побудительной причиной перекристаллизации служит стремление агрегата к снижению свободной энергии конечного состояния в сравнении с исходным, которое при определенных условиях реализуется сокращением контактных межзерновых (зерно — зерно) и контактных внутризерновых (зерно — включение) поверхностей, залечиванием пор, «сваркой» зерен. Следовательно, рост зерен является лишь одним из результатов структурной эволюции горных пород при метаморфизме, часто сопровождаясь сокращением их пористости (спеканием) и самоочисткой индивидов (автолизией).

В статье приведены результаты исследования онтогении кальцитового агрегата в карбонатных осадочных породах при низкотемпера-

турном контактовом метаморфизме, базирующиеся в основном на оригинальных материалах по контактово-метаморфическим ореолам вокруг диабазовых интрузий Центрального Пай-Хоя и о-ва Вайгач. Автор не ставил перед собой задачи исчерпывающего решения проблемы структурной эволюции минеральных агрегатов при метаморфизме, однако некоторые выявленные закономерности, несомненно, имеют общий характер.

Большую помощь автору в проведении полевых исследований оказали В. А. Петровский, Н. П. Калмыков и Г. И. Парфентьев. Планирование и проведение эксперимента осуществлено в содружестве с В. А. Петровским, а Л. А. Юшкиной и М. Карягиным выполнен большой объем аналитических и вычислительных работ. Важную роль сыграли консультации Н. П. Юшкина, В. В. Ревердатто и М. В. Фишмана. Всем перечисленным товарищам автор выражает свою искреннюю признательность.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

В средне-верхнеордовикских отложениях на Центральном Пай-Хое и о-ве Вайгач встречено более 300 диабазовых тел разнообразных размеров. Их выходы на Пай-Хое образуют полосу шириной 20—25 км, вытянутую и несколько расширяющуюся веерообразно с юго-востока на северо-запад. На о-ве Вайгач диабазовые интрузии приурочены к зоне регионального разлома, протягивающегося вдоль юго-западного побережья острова. Форма интрузий главным образом пластовая, мощность варьирует от 1 до 200—250 м, протяженность колеблется в интервале 0,1—17,0 км.

Ордовикская толща (O_2-3), вмещающая диабазы, представляет собой трансгрессивный макроритм, сложенный терригенно-карбонатными образованиями. Их минеральный состав определяется сосуществованием трех минеральных ассоциаций: седиментационной аллохтонной (кварц, глиноземистый хлорит, серицит, минералы тяжелой фракции), седиментационной автохтонной, представленной низкомагнезальным кальцитом и диагенетической (анкерит, сульфиды). Структура пород несколько преобразована в результате перекристаллизации карбонатной составляющей с укрупнением и уплощением кристаллов (Силаев, 1974, 1975). Степень вторичного изменения ордовикских пород отвечает в целом интервалу глубинный катагенез — ранний метагенез.

В контакте с диабазами ордовикские карбонатные породы подвергались низкотемпературному контактовому метаморфизму (Силаев, 1972). Мощность ореолов измененных пород колеблется в зависимости от мощности интрузий (первые метры — 100 м). Преобразование выражается, прежде всего, в обесцвечивании (осветлении) и уплотнении исходных пород, интенсивность которых нарастает к контакту с диабазами. По мере осветления и уплотнения сланцеватая текстура пород сменяется массивной, породы приобретают в зависимости от карбонатности роговиковый или мраморовидный облик. На приконтактовых участках ореолов часто наблюдаются жилки с аксинитом, пренином, эпидотом, датолитом, что является результатом постмагматического изменения продуктов контактового метаморфизма. Сами диабазы на контакте не испытали сколько-нибудь значительных преобразований.

Под микроскопом в контактовых породах устанавливаются проявления минерального преобразования, метаморфической дифференциации и перекристаллизации с укрупнением кристаллов.

Минеральное преобразование исходных пород привело к формированию отчетливой околотинтрузивной зональности. Распространенный

тип колонки, сложенной кальцифирами, имеет следующий вид:

Диабаз Пироксеновые кальцифиры	Везувиан-гранатовые кальцифиры	Пренитовые кальцифиры	Исходные породы
Пи+Гр+Пр+Ка	Вез+Пр+Ка+Кв	Пр+Хл+	Хл+Гсл+
Пи+Пр+Ка+Кв	Вез+Гр+Пр+Ка	+Ка+Кв	+Ка+Кв
Пи+Гр+Вез+Кв	Вез+Гр+Пр+Кв		

Прямое сопоставление валовых химических составов исходных пород и кальцифиров показало, что распределение всех породообразующих компонентов, за исключением CO_2 и H_2O , не меняется с метаморфизмом. Анализ вариационных кривых позволяет сделать вывод о том, что некоторое варьирование химических составов кальцифиров в колонках обусловлено колебанием в разрезе состава исходных пород. Согласно диаграмме состав — парагенезис (рис. 1) состав исходных пород мог обеспечить появление всех новообразованных минералов в условиях приближенно-изохимического метаморфизма.

Парагенетический анализ исследуемых пород показывает, что степень метаморфизма ордовикских пород в контактовых ореолах не поднималась выше роговообманково-роговиковой фации. Предполагаемые термодинамические условия метаморфизма следующие: давление нагрузки 300—500 бар, температура прогрева боковых пород 300—600°C, температура магмы в момент интрузии 1000—1100°C.

Метаморфическая дифференциация в исследуемых породах привела к перераспределению исходных и новообразованных минералов с образованием своеобразных сегрегаций. Кальцифирам внешней зоны ореолов большей частью присуща массивная микротекстура с реликтовой слойчатостью. Зерна пренита распределены по ткани пород либо равномерно, либо послойно в зависимости от сложения исходных пород. Ближе к контакту зерна пренита собираются в округлые почковидные гломеро-порфиробластовые вкрапленники, степень изометризации и размеры которых к контакту неуклонно возрастают. Размер зерен пренита при этом увеличивается от 0,15—0,050 (рассеянные зерна) до 0,08—0,10 мм (зерна во вкрапленниках). Текстура пренитовых кальцифиров становится пятнисто-массивной, реликтовая слойчатость присутствует редко. Наконец, для многих везувиан-гранатовых кальцифиров характерно резкое разделение ткани пород на два текстурных элемента: округлые, равномерно рассеянные по породе полиминеральные агрегаты и це-

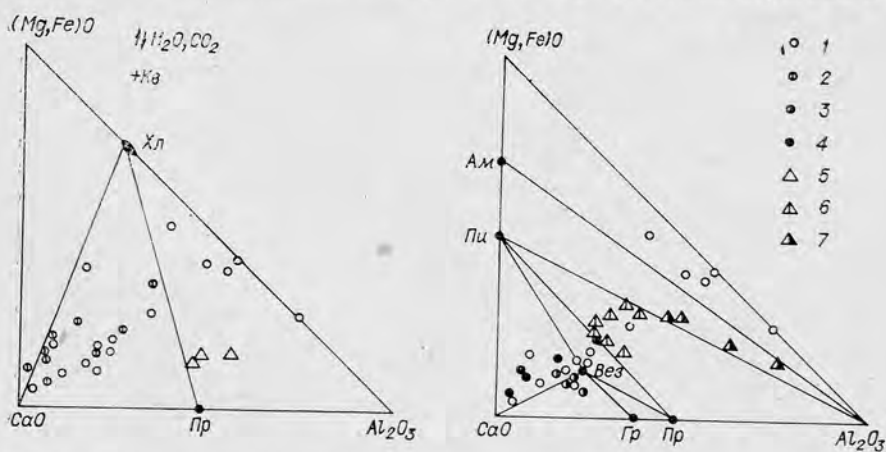


Рис. 1. Диаграмма состав — парагенезис контактово-метаморфизованных пород Центрального Пай-Хоя.

1 — исходные породы, 2—4 — пренитовые, везувиан-гранатовые и пироксеновые кальцифиры, 5—7 — пренитовые, пироксен-пренитовые и пироксен-амфиболовые роговики.

ментирующие их промежутки. Основными минералами агрегатов являются карбонат и кварц с примесью новообразованных минералов: везувиана, граната, иногда пренита. Напротив, промежутки сложены, главным образом, новообразованными минералами с примесью карбоната.

К числу основных явлений структурного преобразования исследуемых пород относятся уменьшение их пористости и рост зерен минералов. По мере кристаллизации пород происходит переход от бластопелитовой структуры к зубчатой гетерогранобластовой и далее — к гранобластовой мозаичной. Наибольший размах приобретает перекристаллизация кальцита, сопровождающаяся «самоочисткой» (автолизией) перекристаллизованных индивидов вследствие выталкивания насыщающих протозерна примесей в межкристалльные промежутки.

Масштабы проявления в исследуемых породах текстурно-структурных и минеральных преобразований различны. Наиболее широко распространены спекание и перекристаллизация, внешний фронт которых уходит во вмещающие породы на расстояние, часто соизмеримое с мощностью интрузий. Приведенная мощность¹ ореола спекания и перекристаллизации колеблется в интервале 0,56—1,15. Значительно уже ореол минерально преобразованных, т. е. собственно метаморфических пород. Его приведенная мощность составляет 0,33—0,50. Еще уже, наконец, ореол метаморфической дифференциации, приведенная мощность которого обычно ниже 0,36.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Микроскопические наблюдения измененных в контактовых ореолах карбонатных пород показывают, что перекристаллизованные агрегаты имеют в целом полиэдрическое строение. Каждому зерну в трехмерном пространстве отвечает в общем случае кривогранный полиэдр, а на плоскости (в шлифе) — многоугольник с выпуклыми или (и) вогнутыми сторонами (рис. 2). В процессе перекристаллизации агрегат стремится к такому состоянию, когда зерна будут представлять плоскогранные полиэдры приблизительно равного объема со следующими средними параметрами: число вершин — 22,79; число граней 13,40; число ребер 34,19; телесный угол при вершине π стерт; двугранный угол 120° ; угол между ребрами — $109,47^\circ$. Легко показать, что средний полиэдр в мономинеральном субравновесном агрегате будет близок к пентагон-додекаэдру или кубооктаэдру (Жабин, 1970).

Возможности непосредственного изучения объемного строения стереоструктуры агрегатов в настоящее время весьма ограничены. Поэтому почти единственным путем получения информации о стереоструктуре является анализ геометрии агрегата в его плоских срезах, находящейся в определенной зависимости от объемного строения. Теоретической основой планиметрического метода исследования стереоструктур служит принцип Кавалери, который в нашем случае формулируется следующим образом (Салтыков, 1970): если группа зерен, расположенных между двумя параллельными плоскостями, имеет сечения, площади которых находятся в постоянном отношении на любой плоскости, параллельной двум данным, то объемы зерен находятся в том же отношении. Следовательно, анализ натуральных параметров планиструктуры агрегатов в состоянии дать объективный материал для суждений о стереометрии полиэдрического строения и может быть применен в петрострук-

¹ Приведенное расстояние рассчитывалось, как доля от мощности интрузива; последняя принималась равной 1.

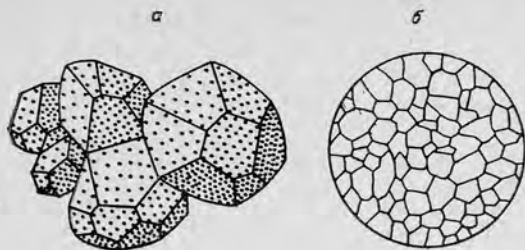


Рис. 2. Объемное строение полиэдрического агрегата (а) и геометрия его плоского среза (б).

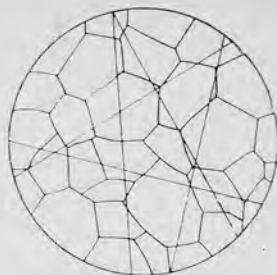


Рис. 3. Схема определения удельной протяженности границ сечений методом случайных секущих.

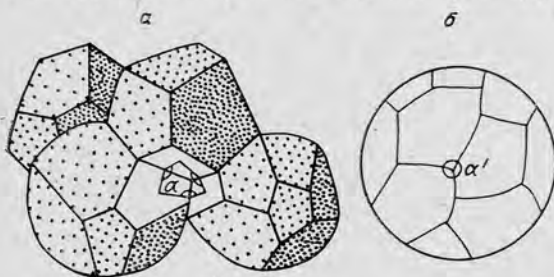


Рис. 4. Двугранные углы в полиэдрическом агрегате (а) и их проекция на плоскость (б).

турных исследованиях (см. таблицу). Приводим сопоставление основных параметров объемного и плоскостного строения агрегатов.

Стереоструктура
Удельная поверхность зерен
(S , $\text{мм}^2/\text{мм}^3$)
Удельная длина ребер зерен
(L , $\text{мм}^2/\text{мм}^3$)
Углы между гранями
Объем зерен (V , $\text{мм}^2/\text{мм}^3$)

Планиструктура
Удельная протяженность границ сечений зерен (lS , $\text{мм}/\text{мм}^2$)
Углы между границами сечений соседних зерен (α')
Площадь (F , мм^2) или диаметр (d , мм) сечений зерен

Удельная протяженность границ сечений зерен определялась методом случайных секущих (Салтыков, 1970), который сводится к подсчету на микрофотографиях числа пересечений границ секущими произвольно выбранного направления (рис. 3). Расчет удельной протяженности границ производился по основной формуле метода случайных секущих на плоскости: $lS = \pi/2m$, где m — среднее число пересечений на единице длины секущих. От удельной протяженности границ сечений возможен переход непосредственно к удельной поверхности зерен, осуществляющийся по формуле: $S = 2m$.

Углы между границами сечений зерен являются проекцией на плоскость реальных межграницных углов (рис. 4), оказывающих большое влияние на термодинамическую устойчивость полиэдрической структуры. В минералогической литературе показано (Жабин, Харченков, 1972), что в субравновесном агрегате двугранные углы приближаются к 120° . Поэтому величина отклонения реальных углов от угла, получаемого теоретически, может служить эффективным критерием термодинамического состояния агрегатов. Углы между границами сечений зерен, очевидно, не являются истинными величинами углов между гранями, но тем не менее характер их распределения по величине и тенденции изменения в процессе перекристаллизации могут дать необходимые представления о структуре агрегата и ее преобразовании.

Средняя величина углов между границами сечений весьма не показательна, поскольку она в любом случае равна 120° . Поэтому гномическим критерием состояния агрегатов выбрана величина $\pm(120 - \alpha')$, характеризующая степень отклонения угла α' от теоретически средней величины.

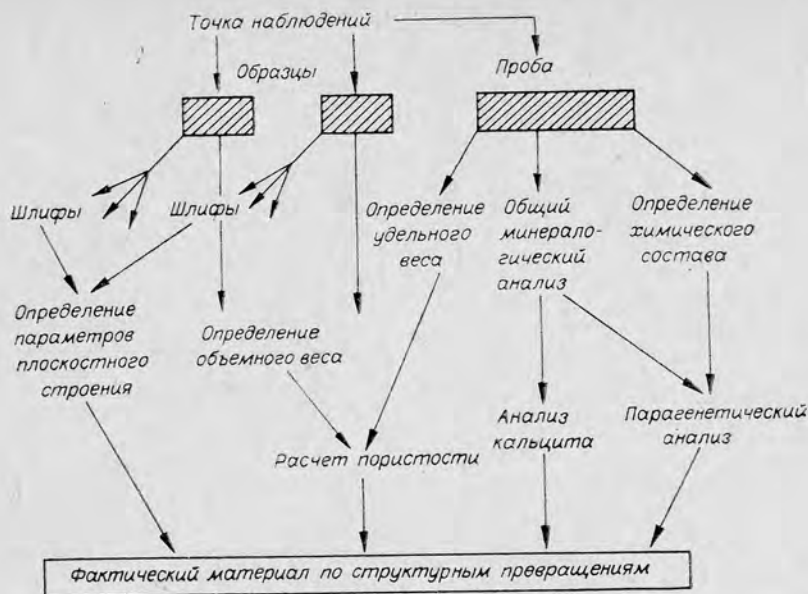


Рис. 5. Схема, иллюстрирующая последовательность аналитических работ при петроструктурном исследовании.

Диаметр сечений зерен наиболее очевидный, но относительно мало информативный признак перекристаллизации агрегатов. Он определялся в шлифах с помощью окуляра-микрометра по точечному методу. Продвижение шлифа производилось с помощью препаровочного стола на интеграционном столике, причем поля подсчета распределялись равномерно по всей плоскости шлифа. Число определений на поле было порядка 100.

Параллельно планиструктурному анализу определялась полная пористость пород путем расчета по формуле: $P = \frac{\gamma - \rho}{\gamma} \cdot 100\%$, где γ — плоскость, ρ — объемный вес породы.

При сборе материала отбирались образцы наиболее карбонатных пород, в которых эффект полиминеральности меньше всего сказывается на структуре собственно кальцитового агрегата. В качестве характеристики удаленности точек наблюдения от контакта с интрузией использовалось не абсолютное расстояние между ними, а приведенное, т. е. отношение абсолютного расстояния к мощности интрузии. В каждой точке наблюдения отбирались 2—3 образца и готовились 6—9 различных ориентированных в штуфе шлифов (рис. 5).

СТРУКТУРНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПРИ КОНТАКТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Основными структурными преобразованиями кальцитового агрегата являются спекание, рост и автолизия зерен, резко меняющие облик метаморфизованных пород.

Спекание. В направлении к контакту с диабазами пористость кальцифиров сокращается на 65—90%, что свидетельствует об интенсивной термической усадке их минерального агрегата (рис. 6). Сокращение пористости при этом хорошо коррелируется с карбонатностью пород; в более карбонатных породах оно выражено интенсивнее. Из кинетики спекания в контактовых ореолах (рис. 7) следует, что в спекании каль-

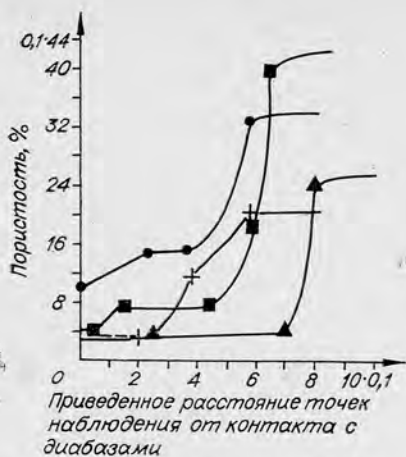


Рис. 6. Спекание карбонатных пород в контактовых ореолах.

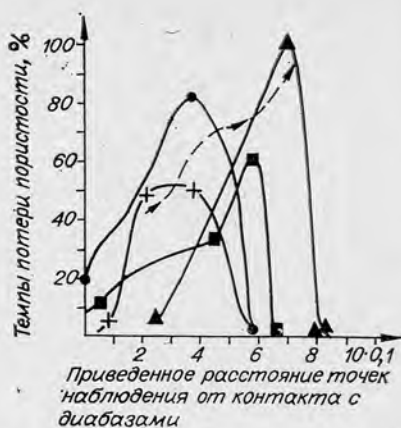


Рис. 7. Интенсивность спекания карбонатных пород в контактовых ореолах. Штриховой линией показано смещение инверсионной точки при возрастании карбонатности пород.

цифров выделяются два этапа: интенсивного (на 50—85%) и замедленного (1—33%) сокращения пористости.

Важно отметить, что с возрастанием карбонатности ореолов инверсионная точка на кинетических кривых смещается в область больших темпов потери пористости и дальше от контакта с диабазами, т. е. в более карбонатных породах спекание «стартует» раньше (при относительно более низких температурах) и происходит интенсивнее.

Перекристаллизация карбонатных пород при контактовом метаморфизме выражена прежде всего изометризацией и ростом зерен кальцита. При этом, согласно микроскопическим наблюдениям, в агрегате наряду с однородно перекристаллизованной основной массой выделяется примесь порфиروбласт. Исследование распределения зерен кальцита по размерам показало следующее. Кривая имеет логнормальный вид (рис. 8), что хорошо сопоставляется с экспериментальными данными металлографии. С приближением к контакту с диабазами максимум распределения смещается в область больших размеров зерен; количество мелких зерен в агрегате резко снижается, а крупных — возрастает, что хорошо иллюстрируется увеличением критического размера зерен по мере перекристаллизации (рис. 9).

Изменение распределения зерен кальцита в пользу больших приводит к значительному возрастанию среднего и модального размеров (рис. 10). Причем, согласно ходу кривых этих размеров, в росте зерен выделяются два этапа: ранний — замедленного роста (рост составляет 10—20% от общего укрупнения), приходящийся на наиболее периферийную часть ореолов, и поздний — интенсивного роста (80—88%) — на внутреннюю часть ореолов. Необходимо отметить, что согласно коэффициенту вариации, на раннем этапе заметно возрастает гранулометрическая неоднородность агрегата. В дальнейшем с возрастанием степени перекристаллизации агрегата происходит зеркальная смена гранулометрической тенденции: на позднем этапе перекристаллизации гранулометрическая неоднородность агрегатов постепенно снижается. Следует также обратить внимание на то, что для исследуемых агрегатов характерно постоянное наличие ненормированного отклонения в области наибольших размеров, обусловленного, по-видимому, присутствием некоторого количества (до 2—2,5%) особенно быстро растущих зерен.

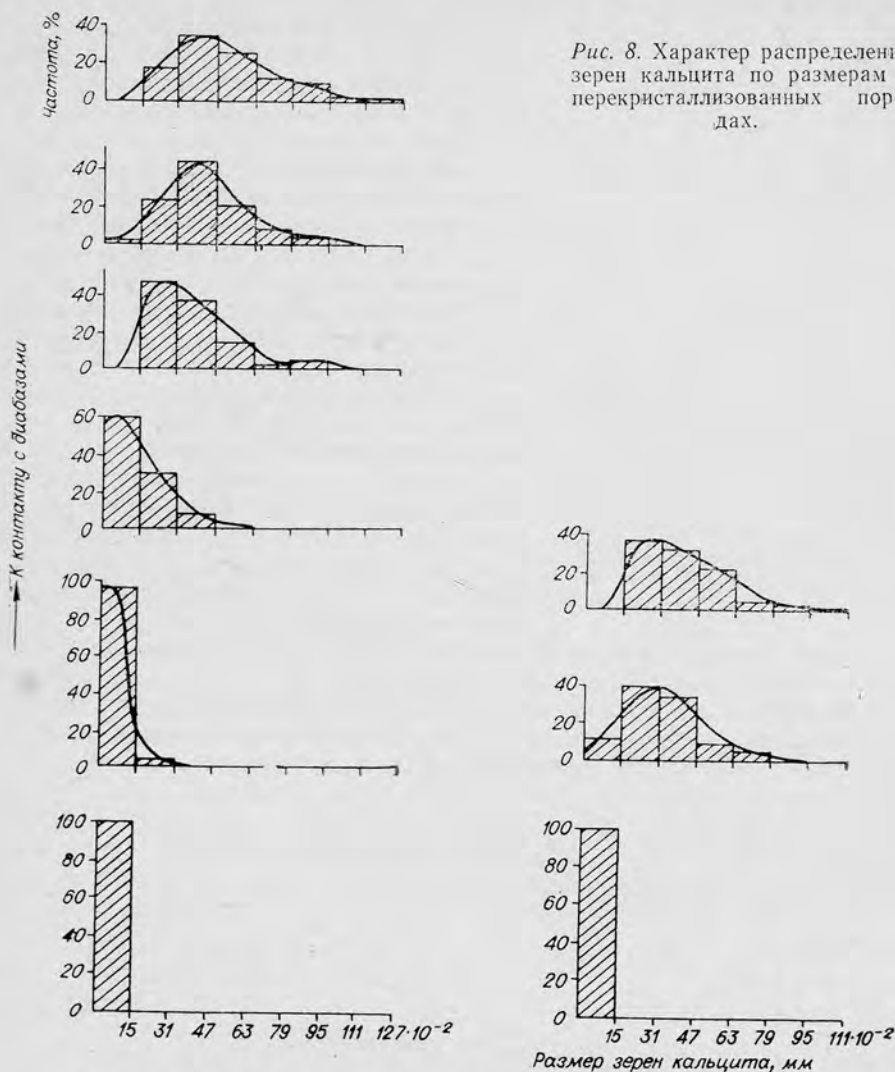


Рис. 8. Характер распределения зерен кальцита по размерам в перекристаллизованных породах.

Расчет удельной протяженности границ сечений зерен и их удельной поверхности (рис. 11) показывает, что рост зерен кальцита приводит к значительному сокращению контактных поверхностей в агрегате. Последнее также подразделяется на два этапа, полностью отвечающих этапам укрупнения зерен.

Измерение углов между границами сечений зерен в «тройных» точках планиструктуры показало, что величина отклонения от среднего значения 120° величины α' колеблется в широком диапазоне от 0 до 70° , составляя в среднем $10-35^\circ$. Распределение величины $\pm(120^\circ - \alpha')$ в исследуемых агрегатах имеет отчетливо логнормальный вид (рис. 12). С приближением к контакту с диабазами максимум распределения вначале заметно деформируется и смещается в область больших значений, а затем вновь возвращается в область минимальных значений. В изменении среднего и модального значений величины $\pm(120^\circ - \alpha')$ наблюдаются два этапа, совпадающие с этапами роста зерен (рис. 13). Этапу замедленного роста зерен отвечает увеличение термодинамической неустойчивости агрегата, достигающей максимума в начале этапа интенсивного роста. В дальнейшем рост зерен сопровождается постепенным снижением термодинамической неустойчивости агрегата. Следует, однако, отметить, что до последних моментов перекристаллизации исследуемых

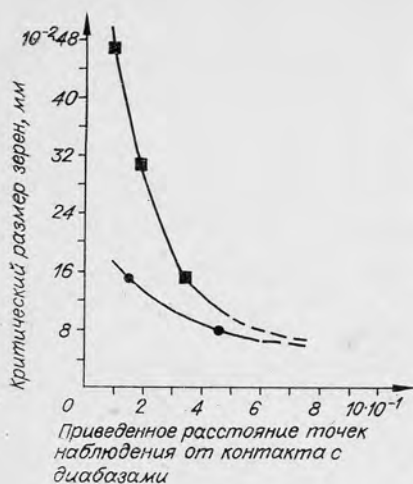


Рис. 9. Изменение критического размера зерен кальцита при перекристаллизации.

двух пород в агрегатах сохраняется некоторое количество неравновесных углов, что указывает на долго сохраняющиеся ресурсы перекристаллизации. Наконец, обращает на себя внимание то обстоятельство, что, согласно коэффициенту вариации, изменение степени разнообразия величины $\pm(120 - \alpha')$ противоположно изменению средних значений: на раннем этапе перекристаллизации размах вариаций величины $\pm(120 - \alpha')$ несколько снижается, а в дальнейшем возрастает. Причина требует дополнительного исследования.

Автолизия. Одним из ярких внешних признаков метаморфизма карбонатных пород в контактовых ореолах диабазовых интрузий является их обесцвечивание, обеление: темно-серая окраска исходных пород сменяется светло-серой и белой у кальцифиров.

Обычно такое явление объясняют «выгоранием» органического пигмента, окрашивающего осадочные породы в темный цвет.

Специальное исследование показало, что содержание $C_{орг}$ в кальцифирах совпадает с таковым в исходных породах и в смысле среднего и в смысле интервала колебаний. Анализ содержания $C_{орг}$ в кон-

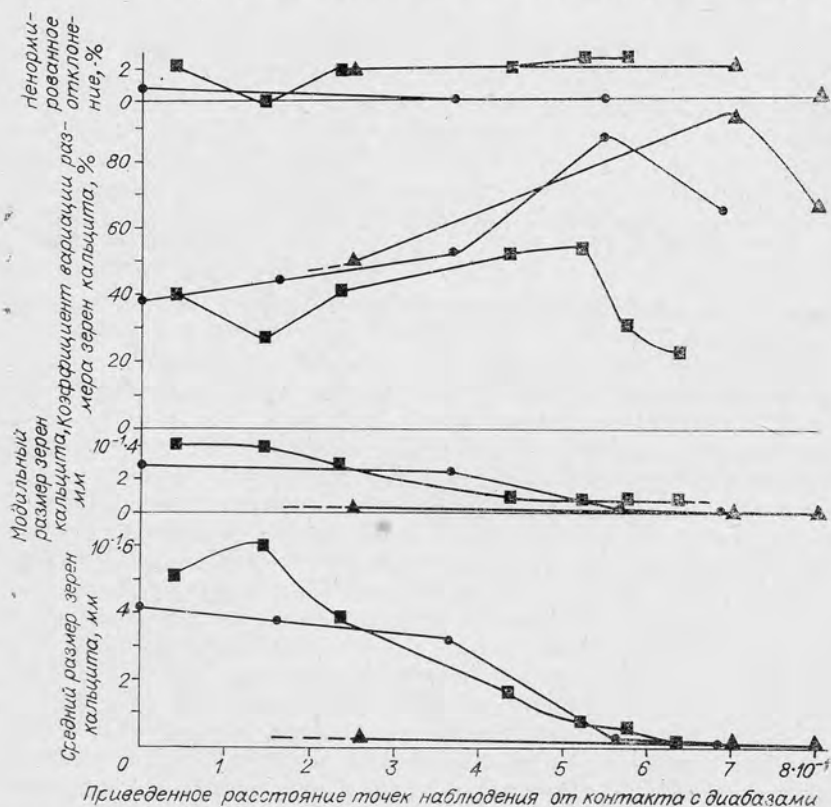


Рис. 10. Статистические характеристики распределения зерен по размерам в перекристаллизованных кальцитовых агрегатах.

кретных колонках приводит к выводу, что оно в целом ряде случаев не зависит от положения кальцифиров в ореолах (рис. 14), во всяком случае обесцвечивание пород не связано с вариацией содержания $C_{орг}$.

Внимание привлекает то, что общее обесцвечивание пород определяется степенью обесцвечивания зерен кальцита, нарастающей к контакту с диабазами. Доля обесцвеченного кальцита в кальцифирах закономерно возрастает в направлении к контакту с диабазами от 0 до 80% (рис. 15). Следует добавить, что степень описываемого процесса у «обесцвеченных» зерен заметно увеличивается к контакту, поэтому истинное положение кривых обесцвечивания на рис. 15 должно быть круче фактического.

В связи с выявленным фактом был проведен опыт по растворению зерен кальцита исходных пород и кальцифиров, по данным которого зерна содержат массу мельчайших твердых включений. Фазовый анализ нерастворимого остатка зерен кальцита исходных пород методом ИК-спектроскопии показал, что он состоит главным образом из смеси глинистых минералов, хлорита, серицита, кварца и полностью совпадает с нерастворимым остатком собственно пород. По мере перекристаллизации часть примесей выталкивается за пределы зерен кальцита и скапливается в межзерновых промежутках, порах, микростилолитах, т. е. наблюдается самоочищение индивидов. Уста-

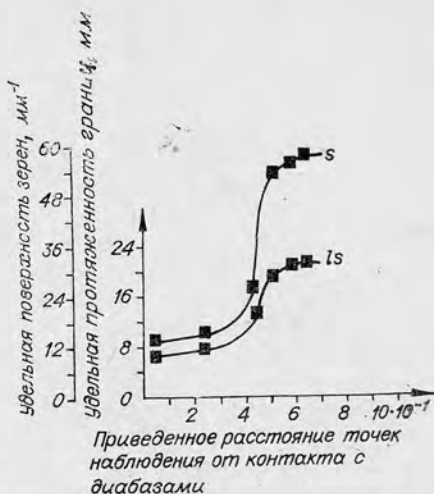


Рис. 11. Изменение удельной протяженности границ сечений зерен (ls) и удельной поверхности зерен (s) при перекристаллизации.

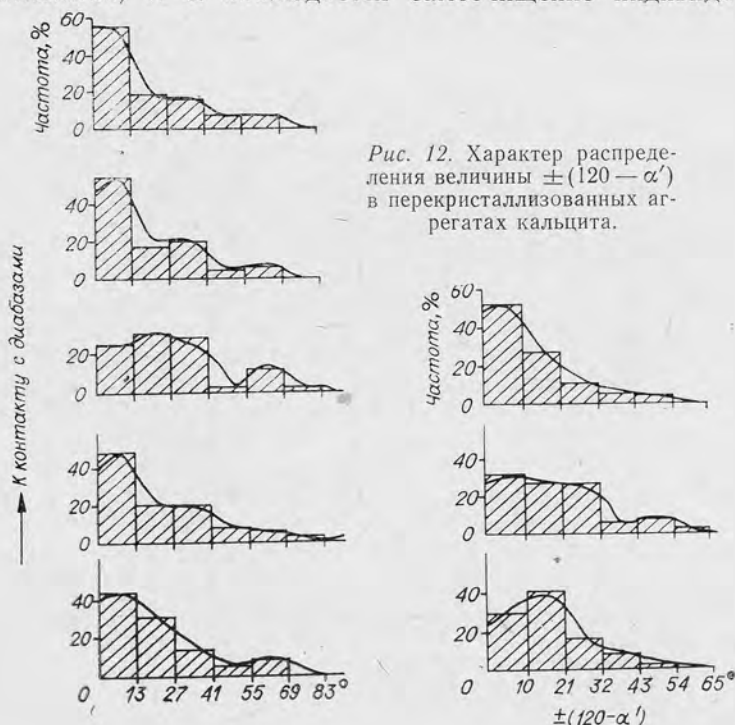


Рис. 12. Характер распределения величины $\pm(120 - \alpha')$ в перекристаллизованных агрегатах кальцита.

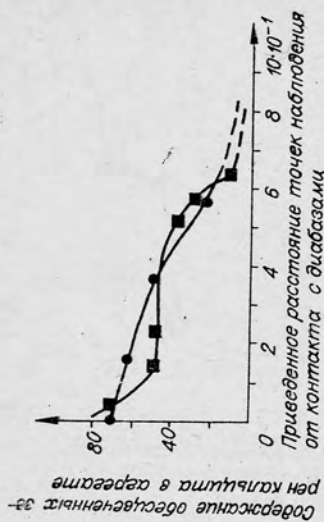


Рис. 15. Изменение содержания обесцвеченных зерен кальцита в перекристаллизованном агрегате.

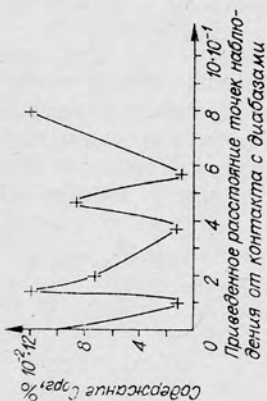


Рис. 14. Характер изменения содержания $S_{орг}$ в контактово-метаморфизованных породах.

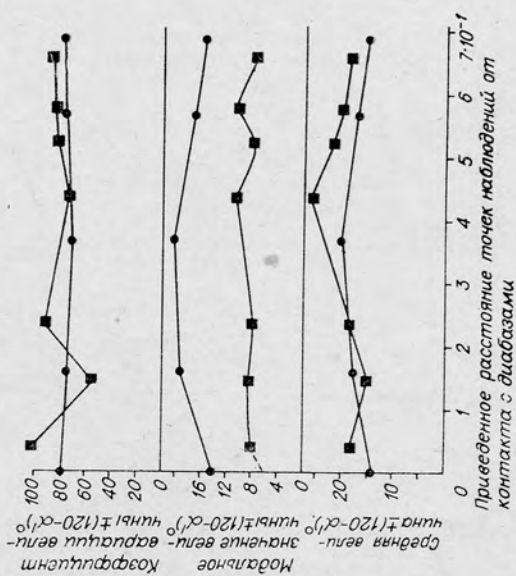


Рис. 13. Статистические характеристики распределения величины $\pm(120 - \alpha')$ в перекристаллизованных кальцитовых агрегатах.

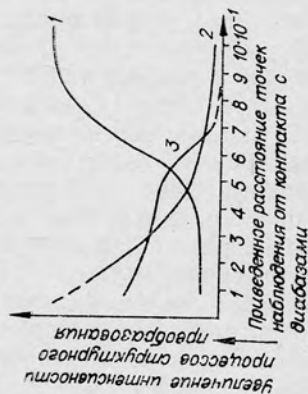


Рис. 16. Соотношение интенсивностей процессов спекания (1), роста зерен (2) и автолизии (3).

новлено, что самоочищение начинается с периферии зерен и постепенно захватывает их внутреннюю часть.

К вышеизложенному добавим следующее. В наиболее перекристаллизованных породах контактовых ореолов о-ва Вайгач обнаружено антраксолитоподобное вещество, выполняющее поры минерального агрегата. Содержание этого вещества в кальцифирах весьма мало отвечает валовому содержанию $S_{орг}$. Для выделений антраксолита характерна тенденция к изометризации. Возможно, появление антраксолита в контактово-метаморфических породах связано с очищением зерен кальцита.

Процесс самоочищения зерен кальцита при перекристаллизации мы назвали автолизией. Заметим, что этот термин был использован А. Е. Ферсманом для обозначения процесса обеднения различных генераций и зарождений одного минерала структурными примесями по мере падения температуры минералообразования. Однако представляется, что автолизия, по А. Е. Ферсману, отражает уменьшение «изоморфной емкости» структур минералов, а не собственно самоочищение минералов. Поэтому термин автолизия, по нашему мнению, больше подходит для рассматриваемого явления.

Соотношение процессов структурного преобразования. Изложенный выше материал позволяет сделать некоторые выводы. Структурное преобразование кальцитового агрегата включает спекание, рост зерен и их автолизия. Интенсивность этих явлений по мере перекристаллизации заметно меняется. В целом в структурном преобразовании можно выделить два этапа: ранний и поздний (рис. 16). На раннем этапе наблюдаются интенсивное сокращение пористости агрегата, увеличение его термодинамической неустойчивости, замедленный рост зерен и интенсивная автолизия. На позднем отмечаются уменьшение темпов сокращения пористости и автолизии, снижение термодинамической неустойчивости агрегата и резкое увеличение темпов роста зерен.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СПЕКАНИЯ И ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ КАЛЬЦИТОВЫХ АГРЕГАТОВ

Экспериментальные данные по структурным преобразованиям кальцитовых агрегатов весьма немногочисленны и характеризуют не столько сами преобразования, сколько роль деформаций в перекристаллизации и метаморфизме (Griggs, 1939; Griggs, Paterson, Heard, 1960).

Нами изучались результаты спекания и перекристаллизации спрессованных порошков кальцита при отжиге, осуществленном с целью экспериментальной проверки принципиальной возможности протекания этих процессов в «сухих» условиях при низких температурах. В опытах использовался порошок $CaCO_3$, который запрессовывался в таблетки $3,14 \text{ см}^2 \times 0,45 \text{ см}$ на децимальном прессе ДР-36. Нагрузка при этом составляла 1600, 3200 и 4800 кг/см². Отжиг высушенных таблеток ($T=105$ и 450°C) происходил при атмосферном давлении в трубчатой печи на протяжении 336 и 840 ч. Измерялись объемный вес таблеток до и после отжига, а также плотность порошка. Результаты гранулометрического анализа в шлифах и расчет полной пористости приведены на рис. 17 и 18.

Исходные таблетки сложены микрокриптозернистой массой с микроагрегационным погасанием. Индивиды в агрегате малоразличимы. На начальной стадии отжига (при $\tau=336$ ч) происходит индивидуализация зерен с образованием относительно четких ограничений, криптозернистая поляризующая масса постепенно переходит в микро-

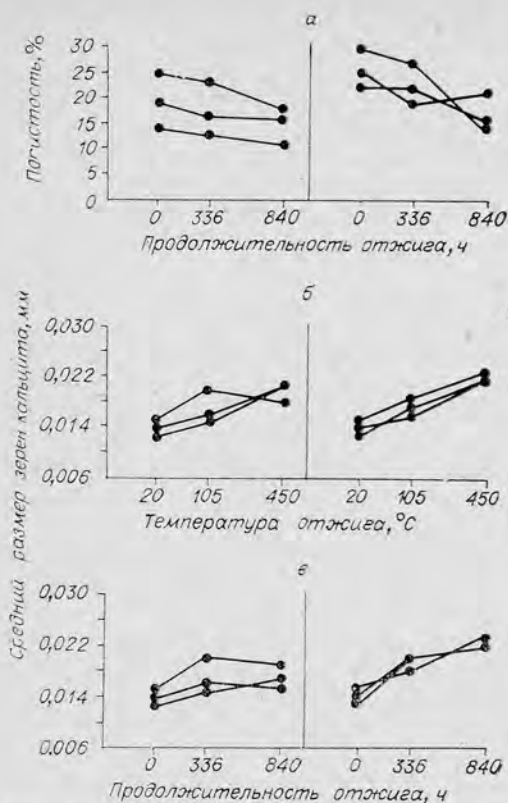


Рис. 17. Изменение пористости и среднего размера зерен при отжиге.

На диаграммах левая и правая части соответственно: а — $T = 105$ и 450°C ; б — $\tau = 336$ и 840 ч; в — $T = 105$ и 450°C .

Перекристаллизация таблеток обнаруживается в самом начале эксперимента. С повышением температуры и продолжительности отжига средний размер зерен кальцита возрастает. При $T = 105^\circ\text{C}$ относительное увеличение среднего размера зерен к окончанию эксперимента составило 14—30%, несколько возрастая с повышением продолжительности отжига. С подъемом температуры отжига до 450°C относительное увеличение среднего размера зерен достигает 53—70%.

Распределение зерен по размерам (см. рис. 18) в процессе отжига изменяется. Количество зерен размером 0,006—0,016 мм снижается вплоть до полного исчезновения. Напротив, содержание зерен размером 0,017—0,026 мм резко возрастает, появляются зерна размером 0,027—0,036 мм. Характерно поведение максимума распределения: при $T = 105^\circ\text{C}$ зерен кальцита он большей частью сохраняется в области 0,012—0,016 мм; повышение температуры до 450°C вызывает к окончанию отжига резкое смещение максимума в область больших размеров зерен: 0,022—0,026 мм. Таким образом, увеличение среднего размера зерен кальцита в таблетках при отжиге вызвано перераспределением вещества в пользу крупных зерен. Увеличение давления при прессовании таблеток повышает скорость перекристаллизации.

Результаты выполненных экспериментов позволяют сделать вывод, что спекание и перекристаллизация с укрупнением кристаллов при повышении температуры происходят даже в «сухих» условиях, начиная с довольно низких температур. Интенсивность процессов резко возрастает с повышением температуры и предшествующей деформации.

зернистый агрегат. На фоне агрегата появляются отдельные порфиробластовые и гломеробластовые образования. С увеличением времени отжига (до 840 ч) препараты приобретают микрогетерогранобластовую структуру, средний размер зерен карбонатного агрегата заметно возрастает.

Спекание таблеток обнаруживается уже при 105°C (см. рис. 17). Относительное сокращение пористости к окончанию эксперимента составило 19—30%. Эта величина зависит, по-видимому, и от приложенного к таблеткам при прессовании давления: с его увеличением относительное сокращение пористости уменьшается. Длительность отжига (до 840 ч) почти не оказывает влияния на интенсивность спекания.

Повышение температуры отжига до 450°C приводит к тому, что относительное сокращение пористости резко возрастает и достигает к исходу опыта 20—53%. Темпы сокращения пористости с увеличением продолжительности отжига заметно повышаются.

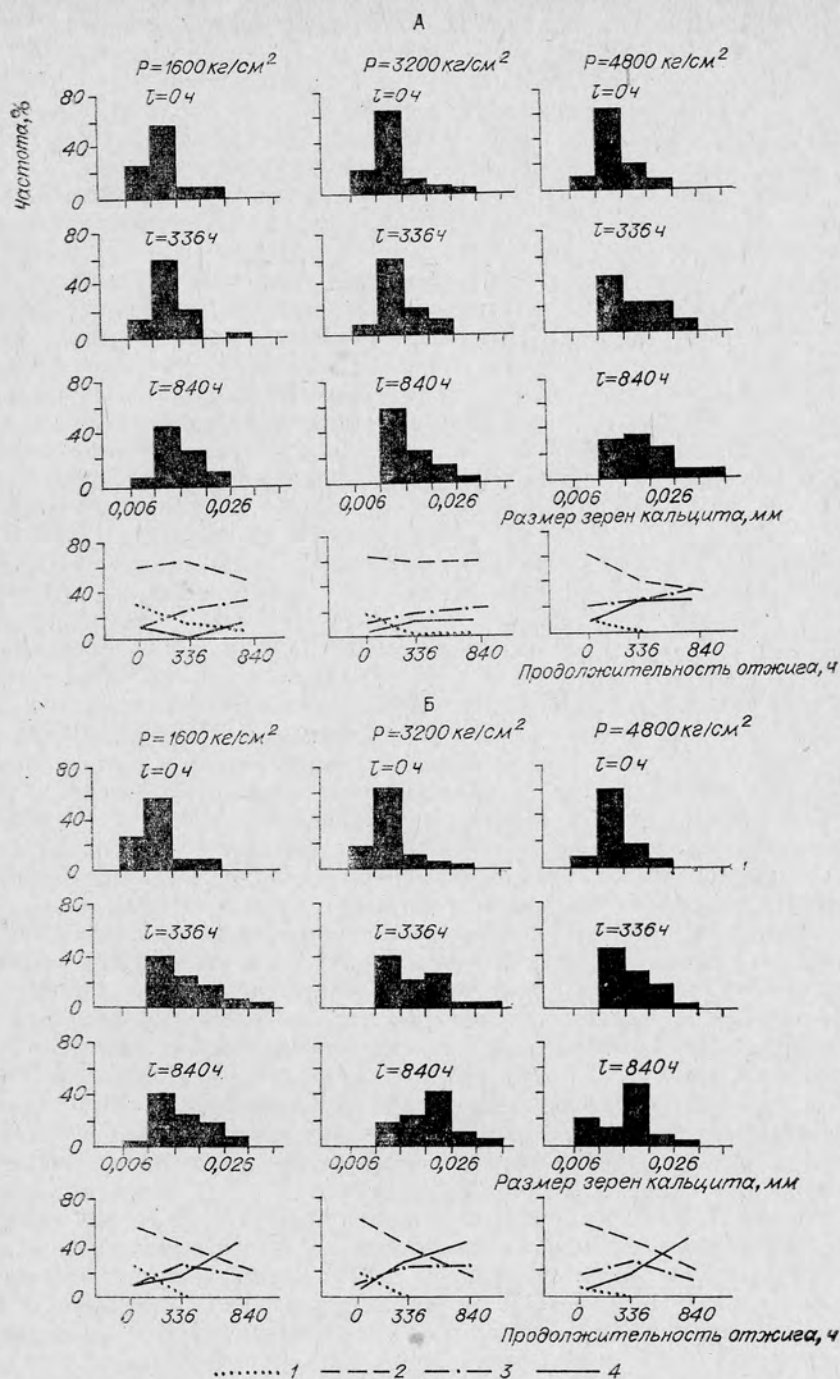


Рис. 18. Изменение распределения зерен кальцита при перекристаллизации (мм).

1 — 0,006—0,011; 2 — 0,012—0,016; 3 — 0,017—0,021; 4 — 0,022—0,026. А — $T=105^{\circ}\text{C}$; Б — $T=450^{\circ}\text{C}$.

Классической моделью структурных преобразований минеральных агрегатов является перекристаллизация в присутствии растворителя (Григорьев, 1956; Пунин, 1964, 1965), которая до сих пор используется в суждениях о структурных превращениях горных пород при метаморфизме (Добрецов, Хлестов, 1970). Однако с позиций жидкостной модели трудно объяснить такие явления, как самоочистка зерен от механических примесей и параллельное развитие при метаморфизме спекания и роста зерен. При спекании исследуемых пород их пористость снизилась в 5—10 раз, а следовательно, существенно сократился объем порового растворителя. Необходимо учитывать и то, что в процессе спекания система сообщающихся пор неизбежно сменяется системой локализованных пор. Последнее обстоятельство должно препятствовать перемещению вещества между индивидами путем диффузии в растворителе. В таких условиях рост зерен по мере спекания должен был бы замедлиться. Но, как показало исследование, он не только не замедляется, но, напротив, вблизи контакта резко усиливается.

Процессы спекания и роста зерен могут осуществляться при помощи механизмов объемной и поверхностной самодиффузии в кристаллах (Volmer, 1939). По Г. Хюттигу и Г. Маркусу (Hüttig, Marcus, 1939), начальные температуры объемной (T_v) и поверхностной (T_s) самодиффузии для простых «сухих» систем составляют соответственно $0,5T_f$ и $0,26T_f$, где T_f — абсолютная температура плавления. Согласно экспериментальным данным (Paterson, 1958; Wyllie, Tuttle, 1954, 1960), температура плавления кальцита колеблется в зависимости от мольной доли H_2O в газовой надкристалльной фазе в интервале 1000—1340°C, что определяет, по Г. Хюттигу и Г. Маркусу, температуры объемной и поверхностной самодиффузии в кристаллах кальцита следующим образом: $T=60-145^\circ\text{C}$; $T=260-530^\circ\text{C}$. Отсюда можно сделать вывод о том, что в предполагаемой термодинамической обстановке контактового метаморфизма существуют условия для обоих вариантов самодиффузии в кальците. Результаты моделирования структурных преобразований кальцитовых агрегатов, приведенные выше, служат экспериментальным подтверждением реализации в рассматриваемых условиях диффузионного механизма спекания и перекристаллизации.

Спекание и рост зерен приводят, как известно, с одной стороны, к уменьшению пористости агрегата в результате заполнения его межзерновых промежутков веществом, а с другой, к росту одних, чаще более крупных с вогнутыми поверхностями, за счет вещества других, обычно более мелких. Принципиальное различие процессов заключается в разном направлении миграции вещества: к порам и межзерновым промежуткам при спекании и к границам зерен при их росте (Будников, Гистлинг, 1971). В вопросе механизма спекания и перекристаллизации можно выделить два аспекта: термодинамический и кинетический. С термодинамической точки зрения, общей причиной этих двух процессов является стремление агрегата к минимуму термодинамического потенциала, которое может быть реализовано снижением его поверхностной энергии: $\Delta E = -\sum \sigma_i \Delta S_i$, где σ_i — удельная сила натяжения, а S_i — площадь поверхностного элемента i . Минус перед $\sum \sigma_i \Delta S_i$ указывает на снижение термодинамического потенциала системы.

В основе современного кинетического представления о самодиффузии в кристаллических телах лежит понятие о «паре Френкеля», т. е. о возможности и неизбежности возникновения в кристаллической решетке при температуре выше абсолютного нуля пары:

атом (ион) в междоузлии — вакантный узел (вакансия). С этой позиции самодиффузия в кристаллах рассматривается в основном как процесс встречной миграции атомов (ионов) и вакансий, миграции хаотической (броуновской) или в условиях существования соответствующего термодинамического потенциала направленной. В настоящее время установлено, что число вакансий в пределах кристалла неодинаково: выпуклые поверхности кристалла характеризуются пониженным (относительно его внутренней части) количеством вакансий, а вогнутые — повышенным. Кристаллу, в целом, свойственно стремление к вакансионному равновесию.

Ход спекания с позиции самодиффузии в кристаллах можно представить следующим образом (рис. 19). Если начальную пору рассматривать как концентратор вакансий, то необходимо допустить резкое повышение здесь их потенциала. При достижении системой активированного состояния будет наблюдаться поток вакансий из поры в поверхностные слои зерен, а следовательно, поток атомов в пору. Приток вакансий в поверхностные слои кристалла смещает вакансионное равновесие между ними и внутренней частью кристалла в пользу последней. Следовательно, вакансии «транзитно» следуют вглубь кристалла, освобождая место для новых порций вакансий из поры. Навстречу потоку вакансий из глубины кристалла движется поток атомов в пору: пора затягивается. По Я. И. Френкелю, спекание подразделяется на два этапа: затягивание открытых пор (полостей) и образование локализованных пор различной формы (процесс протекает с постоянной скоростью); сокращение и изометризация объема замкнутых пор под действием поверхностного натяжения (процесс со временем замедляется под влиянием противодействия газа поры). Связь изменения концентрации вакансий в окружающем пору слое кристалла с давлением газа в поре на этот слой выражается формулой (Гегузин, Маркон, Пинес, 1952): $\Delta c = -P_r \delta^3 / kT c_0$, где δ — период решетки; c_0 — равновесная концентрация вакансий в окружающем пору слое кристалла при отсутствии давления; P_r — противодействие газа поры. Минус перед $P_r \delta^3 / kT$ показывает, что при всех $P_r > 0$ концентрация вакансий в поверхностном слое кристалла понижается. Снижение концентрации вакансий в поверхностном слое кристалла свидетельствует об уменьшении вплоть до полного исчезновения их подтока из поры, т. е. о нарастании в поре дефицита вакансий. Последнее хорошо сопоставляется с ожидаемым ростом плотности заполнения поры газом и примесями по мере спекания и автолизии.

Процесс спекания кальцифиров (см. рис. 6 и 7) в известной степени сопоставляется со схемой Я. И. Френкеля. Периферия колонок характеризуется резким снижением пористости пород на 50—85%, что, по-видимому, соответствует этапу затягивания открытых пор. Ближе к контакту с диабазами пористость пород снижается мало, что можно объяснить возросшим противодействием поровой среды.

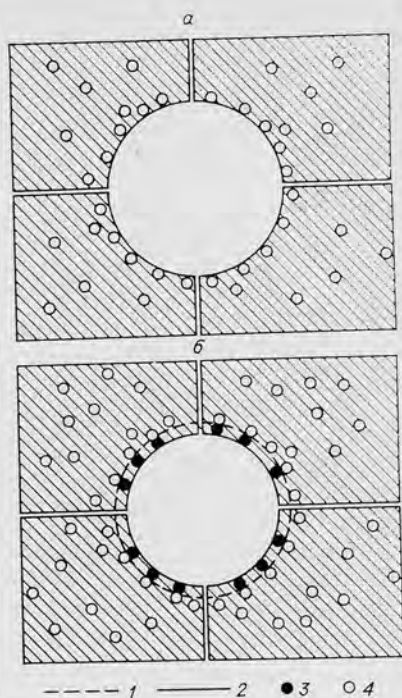


Рис. 19. Принципиальная схема затягивания локализованной поры при спекании *a*, *b* — последовательное состояние участка кристалла.

1, 2 — элементарное смещение границы кристалл — пора; 3 — атом; 4 — вакансия.

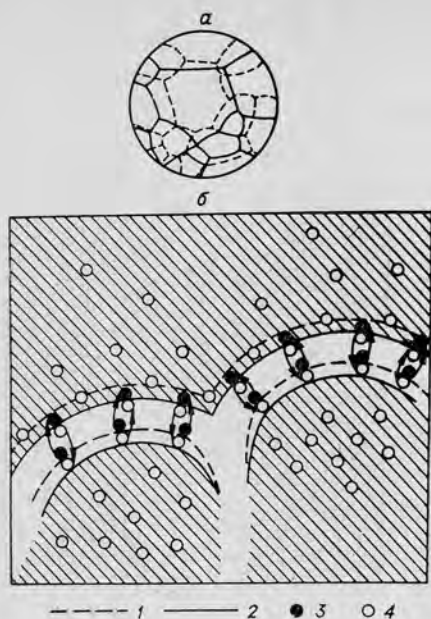


Рис. 20. Принципиальная схема перекристаллизации с укрупнением кристаллов по вакансионному механизму.

a — последовательное состояние агрегата кристаллов; *б* — атомарная схема миграции границ.

По мере расходования вакансий межзернового пространства их потоки в зерна снижаются, но не одновременно: раньше насыщаются поверхностные слои крупных зерен с вогнутой поверхностью и, начиная с некоторого момента, поток вакансий в мелкие кристаллы компенсируется их стоком в межзерновое пространство из поверхностных слоев крупных кристаллов. Этот последний этап и представляет собой собственно рост зерен по диффузионному механизму (см. рис. 20, б). Остается добавить, что именно этому этапу на рис. 11 и 16 отвечают участки роста зерен, иллюстрирующие интенсивное увеличение зернистости кальцитового агрегата.

Процесс срастания контактов между зернами агрегата, как показывают наблюдения и следует из теории, не идет до полной гомогенизации частиц, а ограничивается достижением равновесного положения контактных поверхностей. Условие равновесного положения межзерновых контактов легко получить с учетом действия сил натяжения границы раздела и поверхностей кристаллических фаз (Будников, Харитонов, 1966). Для случая границы двух фаз это условие выглядит следующим образом: $\sigma_{AB}/\sin \gamma = \sigma_A/\sin \beta = \sigma_B/\sin \alpha$, где σ_{AB} , σ_A , σ_B — удельные силы поверхностного натяжения, соответственно границы раздела и поверхностей фаз А и Б; γ , α , β — углы между соответствующими векторами сил поверхностного натяжения. Из этого выражения следует, что для мономинеральных агрегатов в условиях равенства σ_{AB} , σ_A и σ_B углы γ , α и β будут равны и составят по 120° . Как показывает опыт, углы между границами сечений зерен и, по-видимому, сами двугранные углы стремятся при перекристаллизации кальцитовых агрегатов к 120° (см. рис. 13), т. е. термодинамическая неустойчивость агрегата в целом снижается. Однако следует, видимо, признать, что собственно равновесного состояния агрегат не достигает.

Параллельно спеканию в исследуемых породах происходит рост зерен кальцита. Он развивается путем миграции искривленных межзерновых границ, наблюдающихся на стыках мелких и крупных зерен, к центрам кривизны, что приводит к преимущественному «поеданию» мелких зерен крупными (рис. 20, а). В отличие от спекания, которое со временем замедляется и мало реагирует на дальнейшее повышение температуры, перекристаллизация с повышением температуры непрерывно усиливается. На раннем этапе перекристаллизации, когда межзерновое пространство обладает избытком вакансий, происходит, по-видимому, обогащение поверхностных слоев контактирующих зерен вакансиями, т. е., в сущности, наблюдается лишь спекание (затягивание открытых пор). Последнее объясняет тот факт, что этап интенсивного сокращения пористости отвечает этапу замедленного роста зерен. Другими словами, поры агрегата являются эффективным тормозом («якорем») для движения границ зерен.

Необходимо, наконец специально остановиться на поведении примесей в кальцитовых зернах при перекристаллизации. Обычно автолизно перекристаллизованных индивидов связывают с соотношением сил поверхностного натяжения на границах зерно — включение ($\sigma_{з, в}$), зерно — пора ($\sigma_{з, п}$), включение — пора ($\sigma_{в, п}$). На фоне общей тенденции к уменьшению поверхностной энергии границы раздела зерен процесс выталкивания примесей в межзерновые промежутки будет отвечать следующему условию (Григорьев, -956): $\sigma_{з, в} > \sigma_{в, п} + \sigma_{з, п}$. Но принципиально возможны явления индифферентного отношения примесей к перекристаллизации: $\sigma_{з, в} = \sigma_{в, п} + \sigma_{з, п}$, а также захват примесей перекристаллизованной фазой в условиях интенсивной «смачиваемости» на границе зерно — включение: $\sigma_{з, в} < \sigma_{в, п} + \sigma_{з, п}$.

Механизм автолиза во многом не ясен. Можно сослаться на Я. Е. Гегузина (1970), которому как будто удалось показать связь перемещения примесей в кристаллах с броуновским движением в них атомов. По его расчетам, примеси радиусом в 1 микрон смещаются на расстояние, равное радиусу, за 300 лет. Соответствующее время для примесных частиц радиусом в 0,1 и 0,01 микрон составит, соответственно, 1 сут и 1 с.

Скапливающиеся в порах агрегата инактивные примеси существенно тормозят структурные преобразования. С термодинамической точки зрения, влияние примесей на перекристаллизацию обусловлено следующим. Согласно теореме Дж. Гиббса (1950), при адсорбции примесей происходит изменение удельной свободной поверхностной энергии:

$$\Delta \varepsilon_i = - \frac{n_i \Theta_i k T d a}{a},$$
 где Θ_i — степень покрытия поверхности i ; n_i — максимально достижимое число мест адсорбции, a — активность примесного компонента. Из приведенной формулы следует, что при адсорбции ($n_i \Theta_i > 0$) происходит снижение удельной поверхностной свободной энергии ($\Delta \varepsilon_i < 0$), а следовательно, снижение свободной энергии всей поверхности. Таким образом, в результате адсорбции достигается некоторое снижение термодинамического потенциала агрегата, в результате чего степень проявления перекристаллизации снижается. Кинетика этого явления менее ясна. Можно предполагать, что скопление примесей в межзерновых промежутках снижает в них потенциал вакансий и затрудняет переход атомов с поверхности одних зерен на поверхность других.

ВЫВОДЫ

Исследования показали, что контактовый метаморфизм карбонатных пород приводит к интенсивной перестройке их структуры, выражающейся в резком снижении пористости метаморфических пород, росте и автолизии минеральных индивидов. Процессы петроструктурных превращений «стартуют» в карбонатных породах задолго до кинетического порога метаморфизма. При этом этап затягивания открытых пор (интенсивного сокращения пористости) и ранний этап роста зерен захватывают лишь низкотемпературную область альбит-эпидот-роговиковой фации. Этап сокращения локализованных пор (замедленного сокращения пористости) и поздний этап роста зерен отвечают высокотемпературной области альбит-эпидот-роговиковой фации и, по-видимому, распространяются на более высокотемпературные фации.

Изложенный материал является примером конкретного анализа онтогении минеральных агрегатов, с помощью которого представляется возможной расшифровка в будущем «записанной» в агрегатах генетической информации.

ЛИТЕРАТУРА

- Будников П. П., Гинстлинг А. М. Реакция в смесях твердых веществ. М., 1971, Стройиздат, с. 441.
- Будников П. П., Харитонов Ф. Я. Миграция границ зерен и влияние межчастичных контактов на уплотнение корундовой керамики при спекании.— «Журн. прикладн. химии», 1966, т. 39, № 11, с. 18—24.
- Гегузин Я. Е. Очерки о диффузии в кристаллах. М., «Наука», 1970. 174 с.
- Гегузин Я. Е., Маркон Л. О., Пинес Б. Я. Самодиффузия и вязкое течение (спекание и крип) у спрессованных металлических порошков.— «Докл. АН СССР», 1952, т. 87, № 4, с. 577—580.
- Гиббс Дж. В. Термодинамические работы. М., Гостехиздат, 1950. 333 с.
- Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов.— «Зап. ВМО», 1956, ч. 85, № 2, с. 147—170.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, Изд-во ЛГУ, 1961, с. 201—221.
- Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Некоторые особенности текстур и структур метаморфических пород как отражение кинетических факторов.— В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970, с. 147—150.
- Жабин А. Г. Границы зерен в агрегатах.— В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов. М., «Наука», 1970, с. 11—28.
- Жабин А. Г., Харченко А. Г. Равновесная структура мономинерального агрегата.— В кн.: Кристаллография и минералогия. Л., изд. ЛГИ, 1972, с. 61—71.
- Пунин Ю. О. Перекристаллизация с укрупнением зерна в водном растворе.— «Зап. ВМО», 1964, ч. 93, № 3, с. 364—367.
- Пунин Ю. О. К вопросу о механизме перекристаллизации.— «Зап. ВМО», 1965, ч. 94, № 4, с. 459—462.
- Салтыков С. А. Стереометрическая металлография. М., «Металлургия», 1970. 371 с.
- Силаев В. И. Метаморфизм карбонатных пород в контакте с пластовыми диабазами (Центральный Пай-Хой).— В кн.: Магматизм, метаморфология и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, изд. Коми ФАН СССР, 1972, с. 67—69.
- Силаев В. И. Перекристаллизация карбонатных пород при эпигенезе.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 216, № 2, с. 414—417.
- Силаев В. И. Минералогический очерк ордовикских пород Центрального Пай-Хоя.— «Литоология и полезные ископаемые», 1975, № 1, с. 62—73.
- Griggs D. T., Paterson M. S., Heard H. S., Turner F. J. Annealing recrystallization in calcite crystals and aggregates.— «Mem. Geol. Soc. Amer.», 1960, v. 79, p. 21—37.
- Griggs D. T., Turner F. J., Heard H. S. Deformation of rocks at 500° to 800°C.— «Mem. Geol. Soc. Amer.», 1960, v. 79, p. 39—104.
- Hüttig G. F., Marcus G. Der Übergang von Y-Aluminiumoxyd und seine Beeinflussung und durch die Arwesenheit von Fremdgase.— «Kolloid-Zeitschrift», 1939, B 88, S. 274—288.
- Paterson M. S. The melting of calcite in the presence of water and carbon dioxide.— «Amer. Miner.», 1958, v. 43, N 5—6, p. 603—606.
- Volmer M. Kinetik der Phasenbildung. Dresden, 1939, S. 112.
- Wyllie P., Tuttle O. E. The system $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ and the origin of carbonatites.— «J. Petrol.», 1970, v. 1, N 1, p. 28—36.
- Wyllie P., Tuttle O. E. Melting of calcite in the presence of Water.— «Amer. Miner.», 1959, v. 44, N 2/3, p. 354—359.

В. Г. Кулебакин

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТОНКОДИСПЕРСНЫХ ФРАКЦИЙ ИЗОМОРФНЫХ МОДИФИКАЦИЙ СФАЛЕРИТА

Сфалерит — важный источник сырья для получения Zn, In и Ge. Известно, что окисление этого минерала сходно с окислением пирита, но осуществляется с меньшей скоростью (Бочаров, Голиков, 1967; Листова, Бондаренко, 1969; Мелентьев, Иваненко, Памфилова, 1965; Эллис, 1960). С увеличением температуры константа равновесия реакции растворения его уменьшается (Орлов, 1971). Сфалериты — клейофан и марматит — могут существенно отличаться по содержанию изоморфных примесей Fe, Cd, Mn, In, Ge и других. Особенно значительной может

Таблица 1

Результаты полуколичественного спектрального анализа исходных проб
клеюфана и марматита, %

Элемент-примесь	Минеральная проба		Элемент-примесь	Минеральная проба	
	клеюфана	марматита		клеюфана	марматита
Ba	Сл.	Сл.	Bi	Сл.	Сл.
Sb	—	Сл.	Al	10 ⁻²	10 ⁻¹
Mn	10 ⁻² — сл.	10 ⁻¹	Ti	Сл.	10 ⁻²
Mg	10 ⁻¹ —10 ⁻²	1 — 10 ⁻¹	Cu	10 ⁻¹ —10 ⁻²	10 ⁻¹
Pb	10 ⁻²	10 ⁻¹	Ni	Сл.	Сл.
Si	10 ⁻¹	10 ⁻¹ —10 ⁻²	Ca	10 ⁻¹	1 — 10 ⁻¹
Sn	Сл.	10 ⁻¹	Ag	Сл.	10 ⁻² — сл.

Примечание. Аналитик **З. А. Коршикова.**

быть разница в количестве Fe, изоморфно входящего в структуру (Дир, Хауи, Зусман, 1966; Клиентова, Малахов, 1966; Ковалев, 1972; Константинов, 1954; Лебедев, 1954; Рамдор, 1962; Ясинская, 1951, 1953; Williams, 1965).

Нашей задачей было выяснение особенностей поведения крайних членов ряда сфалерита — клеюфана и марматита — в процессе диспергирования в водной и воздушной средах, знание которых может помочь при решении вопросов, связанных с интенсификацией извлечения Zn, In и Ge при гидрометаллургической переработке сфалеритовых концентратов и руд.

По данным полуколичественного спектрального анализа исследуемых минеральных проб (табл. 1), количество элементов-примесей как

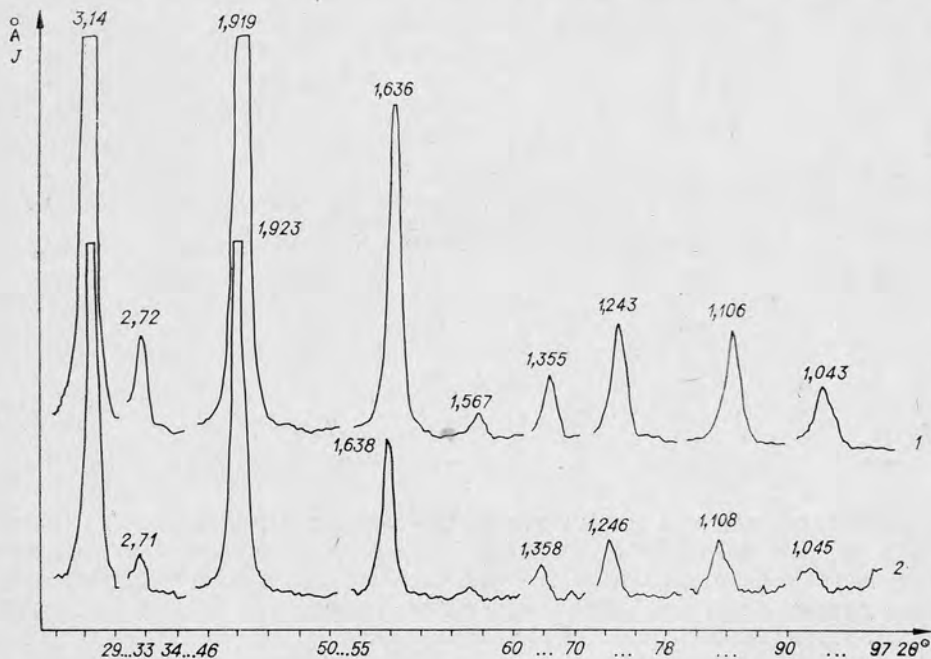
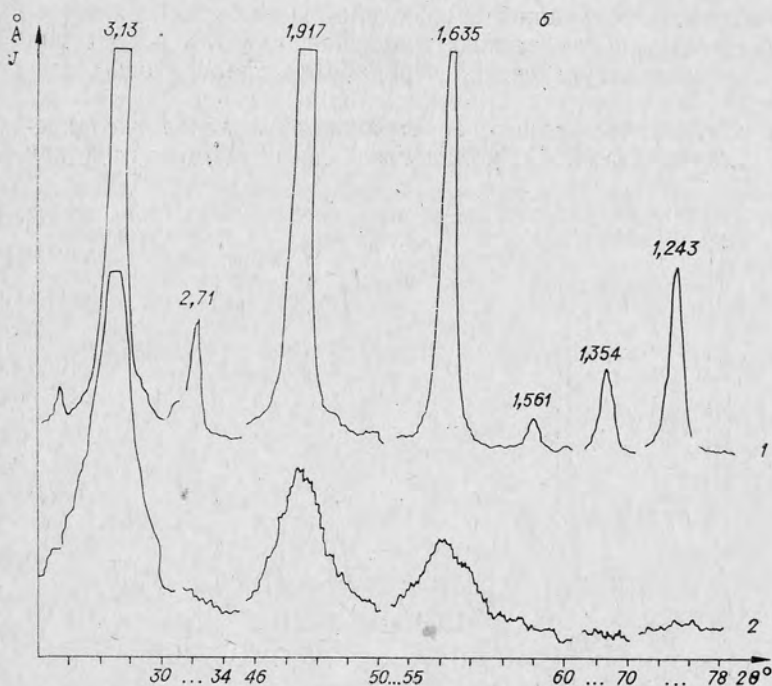
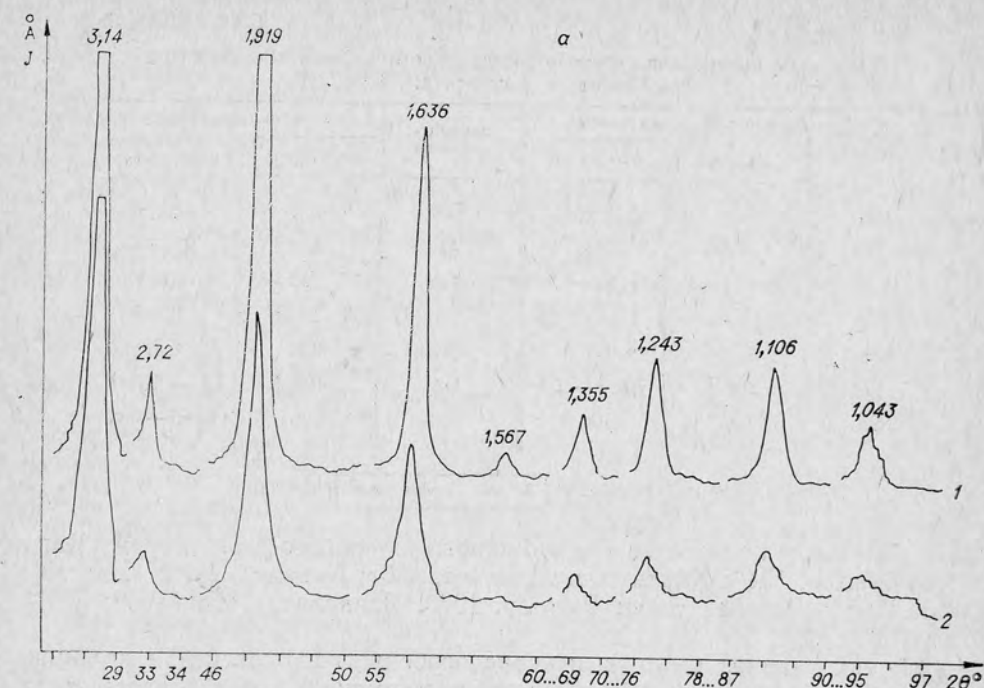


Рис. 1. Дифрактограммы исходных проб сфалеритов: клеюфана (1), марматита (2).
Условия съемки: дифрактометр УРС-50-ИМ; излучение — Cu=37 кВ, I=10 мА.
Аналитик М. В. Новожилова.



в клейофане, так и в марматите не превышает десятых долей процента, а ряд элементов, например Ba, Sb, Bi, Ni, содержатся в следовых количествах. О достаточной степени чистоты минералов свидетельствуют и данные рентгенографического фазового анализа (Bergy, Thompson, 1962). Из дифрактограмм исходных минералов видно, что межплоскостные расстояния клейофана (рис. 1, 1) заметно отличаются от таковых марматита (см. рис. 1, 2).

Сверхтонкое измельчение сфалеритов в водной среде проводилось на планетарной мельнице М-3. Навеска минералов составляла 25 г при

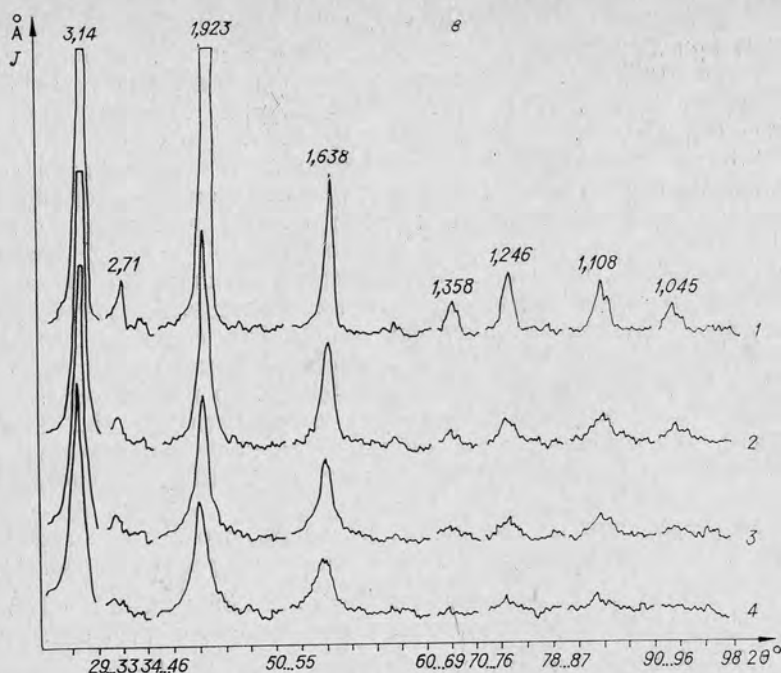


Рис. 2. Изменение рентгеноструктурной характеристики сфалерита после мокрого (а, в) и сухого (б) диспергирования.

Дифрактограммы проб: 1 — исходной (для а—в); 2—после помола в воде (а) и всухую (б). Продолжительность помола, мин: а, б — 7; в — 2; 7; 15 для кривых 2—4 соответственно. Аналитик М. В. Новожилова.

шаровой загрузке 500 г и объеме дистиллированной воды 125 мл. Время измельчения варьировало от 2 до 15 мин. При сухом диспергировании навески минералов были 3 г, вес стальной дробы — 1200 г. Удельная поверхность полученных фракций замерялась методом БЭТ (Буянова, Карнаухова, 1965), а содержание Zn, Fe, S, Cd, Ge в них — известными химическими методами. Флотационные и свертонки фракции клейофана и марматита 7-минутного помола в водной среде исследовались также при помощи электронографического фазового анализа¹.

Таблица 2

Изменение удельной поверхности и химического состава клейофана и марматита в процессе свертонного диспергирования

Фракция	Способ измельче- ния	Время из- мельче- ния, мин	S, м ² /г	Содержание элементов, %				
				Zn	Fe	S	Cd	Ge
Клейофан								
Исходная	—	—	0,5	62,7	0,85	31,2	0,25	0,074
Сверхтонкая	Мокрый	7	9,7	55,5	3,45	28,4	0,26	0,052
	Сухой	7	11,8		Не определялись			
Марматит								
Исходная	—	—	0,4	40,5	15,3	28,0	0,34	—
Сверхтонкая	Мокрый	2	4,7	39,0	15,2	26,9	0,31	—
	»	7	7,6	38,0	15,9	28,1	0,31	—
	»	15	11,9	37,0	16,2	25,0	0,29	—
	»	15	16,0	24,3	23,1	17,7	0,19	—
	Сухой	15	16,0	24,3	23,1	17,7	0,19	—

¹ По результатам анализа электронограмм в процессе свертонного диспергирования клейофана и марматита в водной среде новообразования не зафиксированы.

Данные, полученные нами, показали, что удельная поверхность (S) сфалеритов при диспергировании в водной среде и всухую очень сильно увеличивается (табл. 2). Максимальное значение ее достигается при сухом диспергировании: $11,8 \text{ м}^2/\text{г}$ через 7 мин помола клейофана и $16 \text{ м}^2/\text{г}$ — через 15 мин измельчения марматита.

Сверхтонкие фракции существенно отличаются также от исходных и по химическому составу. При этом проявляется закономерность — с увеличением времени мокрого помола содержание всех элементов уменьшается, за исключением железа, количество которого увеличивается с $0,85$ до $3,45\%$, что связано с износом мелющих тел. Очень сильным химическим изменением подвергается фракция марматита, полученная в результате сухого диспергирования. Так, если при мокром помоле уменьшение содержания Zn и S весьма незначительно — соответственно с $40,50$ до $37,00\%$ и с $28,04$ до $25,01\%$, то при сухом перепадах концентраций этих элементов составили соответственно $15,2$ и $12,3\%$. В то же время в отношении Fe наблюдается противоположная картина — с $15,35\%$ его содержание возрастает до $23,10\%$. Количество Cd и Ge уменьшается.

Изучение структурных изменений показало, что после сверхтонкого измельчения в воде в течение 7 мин сильные рефлексы клейофана с $d=1,919; 1,636 \text{ \AA}$, а также слабые с $d=2,72; 1,355; 1,243$ и $1,106 \text{ \AA}$ заметно уменьшаются в интенсивности. Самые слабые рефлексы с $d=1,567; 1,043 \text{ \AA}$ практически исчезают (рис. 2, а, 2). Гораздо большим изменениям подвергается кристаллическая решетка минерала при 7-минутном сухом диспергировании, которые сопровождаются значительным уширением и размытием сильных рефлексов с $d=3,13; 1,917$ и $1,635 \text{ \AA}$ (рис. 2, б, 2) и исчезновением всех остальных ($d=2,71; 1,561; 1,354$ и $1,243 \text{ \AA}$). Исследование структурных изменений марматита при измельчении его в воде показало, что по мере увеличения времени диспергирования кристаллическая решетка минерала разрушается все сильнее (рис. 2, в). Слабые рефлексы с $d=1,358$ и $1,045 \text{ \AA}$ исчезают уже через 2 мин помола (см. рис. 2, а, 2), а при 15-минутном измельчении разрушаются все рефлексы, находящиеся в области Брэгговских углов $58-96^\circ$ (см. рис. 2, в, 4). Интенсивность сильных рефлексов с увеличением времени помола равномерно уменьшается.

ВЫВОДЫ

1. Удельная поверхность сфалеритов при диспергировании в планетарной мельнице зависит от времени помола и его способа. Максимальные значения ее достигаются при сухом измельчении — $11,8 \text{ м}^2/\text{г}$ через 7 мин диспергирования клейофана и $16,0 \text{ м}^2/\text{г}$ — марматита.

2. В процессе сверхтонкого измельчения имеет место изменение химического состава сфалеритов, выражающееся в уменьшении содержания Zn и S и в увеличении концентрации Fe . Особенно сильно изменяется состав фракции марматита, полученной в результате сухого диспергирования в течение 15 мин; содержание Fe в ней возрастает с $15,3$ до $23,1\%$ в связи с износом мелющих тел.

3. Кристаллическая структура клейофана и марматита разрушается при сверхтонком диспергировании, особенно при сухом. Интенсивность сильных рефлексов при этом равномерно уменьшается по мере увеличения длительности помола; многие из них уширяются и размываются, а наиболее слабые исчезают.

ЛИТЕРАТУРА

- Бочаров В. А., Голиков А. А. Об окислении сульфидных минералов при измельчении.— «Цветные металлы», 1967, № 7, с. 26—31.
- Буянова Н. Е., Карнаухова А. П. Определение удельной поверхности твердых тел хроматографическим методом тепловой десорбции аргона. Новосибирск, «Наука», 1965. 61 с.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 5. М., «Мир», 1966, с. 189—202.
- Клиентова Г. П., Малахов А. А. Измерение параметра кристаллической решетки сфалерита в зависимости от содержания железа, кадмия и марганца.— «Рентгенография минерального сырья», 1966, № 5, с. 10—18.
- Ковалев К. Р. Генетические особенности сфалеритов колчеданно-полиметаллических месторождений Салаира и Тувы.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VII, Новосибирск, «Наука», 1972, с. 20—38.
- Константинов М. М. Экзогенные сульфиды свинца и цинка.— В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 1. Львов, Изд-во ЛГУ, 1954, с. 32—48.
- Лебедев Л. М. О коллоидном сфалерите и галените.— «Труды Минералог. музея АН СССР», 1954, т. 6, с. 122—130.
- Листова Л. П., Бондаренко Г. П. Растворение сульфидов свинца, цинка и меди в окислительных условиях. М., «Наука», 1969. 182 с.
- Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Памфилова Л. А. Исследование растворимости сфалерита в водных растворах различной кислотности.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 161, № 3, с. 687—690.
- Орлов А. И. Интенсификация процесса выщелачивания (на примере гидрометаллургии меди). Автореф. докт. дис. М., 1971. 52 с.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962. 1132 с.
- Эллис А. Дж. Растворимость сульфида цинка в воде при высоких температурах.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 1. М., ИЛ, 1960, с. 188—195.
- Ясинская А. А. О зависимости главнейших свойств цинковых обманок от химического состава.— «Минералог. сб. Львовск. гос. ун-та», 1951, № 5, с. 201—210.
- Ясинская А. А. Материалы к морфологической характеристике сфалерита.— «Учен. зап. Львовск. гос. ун-та. Серия геол.», 1953, т. 23, вып. 6, с. 67.
- Berry J. G., Thompson R. M. X-Ray Powder data for ore minerals: the peacock atlas. N. Y., 1962. 285 p.
- Williams K. L. Determination of the iron content of sphalerite.— «Econ. Geol.», 1965, v. 60, № 8, p. 1740—1747.

В. Г. Кулебакин, В. В. Марусин, Э. П. Солотчина

ПОВЕДЕНИЕ ХАЛЬКОПИРИТА И ТАЛНАХИТА ПРИ ДИСПЕРГИРОВАНИИ И БАКТЕРИАЛЬНОМ ВЫЩЕЛАЧИВАНИИ

До настоящего времени подавляющее большинство работ, связанных с окислением сульфидов при измельчении и бактериальном выщелачивании выполнено на фракциях флотационной крупности (Бочаров, Голиков, 1967; Гинсбург, Ольшанский, Беляцкий, 1961; Листова, Бондаренко, 1969; Орлов, 1971). Исследования, связанные с поведением минералов данного класса при их сверхтонком диспергировании, единичны (Гусев, Молчанов, 1971; Юсупов и др., 1970). Сведения о характере воздействия тионовых бактерий на сульфидные минералы, предварительно подвергнутые механическому активированию в процессе выщелачивания и, следовательно, в той или иной мере аморфизованные, отсутствуют. Изучение изменений, происходящих при сверхтонком помоле сульфидов и бактериальном выщелачивании полученных фракций, интересно как с теоретической, так и практической точек зрения, поскольку на металлургический передел поступают все более бедные руды, отличающиеся тонкой вкрапленностью ценных компонентов, что делает необходимым более полное разрушение минеральных сростков.

Халькопирит — один из основных источников добычи Cu. До недавнего времени была известна единственная структурная разновидность его, имеющая тетрагональную сингонию (Дир, Хаун, Зусман, 1966). Кубическая модификация этого минерала — талнахит, открытая недавно, характеризуется некоторым дефицитом S, в связи с чем его формула несколько отличается от халькопирита — соответственно $\text{CuFeS}_{1,8}$ и CuFeS_2 (Будько, Кулагов, 1963, 1968; Генкин и др., 1966).

Авторами ставилась задача сравнить степень физико-химических изменений халькопирита и талнахита как минералов, близких по химическому составу, при сверхтонком измельчении, а также установить зависимость между химической активностью и степенью дисперсности полученных продуктов в процессе бактериального выщелачивания, что может быть полезным для выяснения возможности интенсификации извлечения Cu в гидрометаллургическом производстве.

По данным минералогического анализа, выполненного О. Г. Кинэ, в пробе халькопирита, кроме основного минерала, содержались доли процента пирита в виде свободных зерен. Сам халькопирит мелкий, без сростков. В другой исследованной пробе талнахит находится в сростании с халькопиритом. Пентландит в ней составляет целые проценты, нередко находясь в свободных зернах, а также в виде вростков в халькопирите и талнахите (табл. 1).

Сверхтонкое измельчение халькопирита и талнахита проводилось в планетарной мельнице М-3 в водной и воздушной средах в течение 2, 7 и 15 мин при весе стальных мелющих тел соответственно 500 и 1200 г. Навеска при мокром помоле составляла 25 г, соотношение твердого к жидкому — 1:5, а вес минералов при сухом измельчении — 3 г. Опыты по изучению химического и бактериального окисления халькопирита и талнахита выполнялись на аппарате Варбурга АГ-1 (Семихатова, Чулановская, 1965) при $T=28^\circ\text{C}$. Навески тонкоизмельченных минералов по 50 мг загружались в сосудики Варбурга, в одну часть которых заливали по 2,5 мл раствора $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$, имеющего величину $\text{pH}=2,0$ и концентрацию $\text{Fe}^{3+}=9,0$ г/л, а в другую — такие же растворы, но содержащие бактерии *Th. ferrooxidans* в количестве 10^6 клеток в 1 мл. Изменения давления в манометрах из-за возможных перепадов температуры в термостатной ванне учитывались при помощи термометра. Длительность опытов составляла 8 ч, интервал времени между отдельными замерами манометрических данных — 1 ч. Для улавливания CO_2 в центральные сосудики заливалось по 0,2 мл 20%-ной КОН. Для исследований использовалась культура бактерий, полученная нами из Института микробиологии и вирусологии АН КазССР, которая выра-

Таблица 1
Результаты полуколичественного спектрального анализа исходных проб халькопирита и талнахита, %

Элемент-примесь	Проба		Элемент-примесь	Проба	
	халькопирита	талнахита		халькопирита	талнахита
As	10^{-2}	—	Al	10^{-2} — 10^{-1}	Сл.
Sb	10^{-2} — сл.	—	Ti	Сл.	Сл.
Mg	10^{-2}	10^{-2}	Co	Сл.	10^{-2}
Pb	10^{-2}	10^{-2} — сл.	Zn	10^{-1}	10^{-1} — 10^{-2}
Si	10^{-2} — 10^{-1}	10^{-2} — сл.	Ni	Сл.	10^{-1}
Sn	10^{-2}	—	Y	—	10^{-2}
Bi	Сл.	—			

Примечание. Аналитик З. А. Коршикова.

щивалась на питательной среде 9К: 63 г соли Мора, 0,5 г KH_2PO_4 , 0,1 г KCl , 0,5 г $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ и 0,01 г $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ на 1 л подкисленной 10н H_2SO_4 дистиллированной воды.

Рентгенографический фазовый анализ выполнялся на дифрактометре УРС-50-ИМ, излучение — $\text{Cu} = 37$ кВ, $I = 10$ мА. Съемка при T от 100 до 500°C проводилась Т. А. Невוליной на дифрактометре «ДРОН-1», излучение — $\text{Cu} = 35$ кВ, $I = 10$ мА. Образец набивался на никелевую подложку, прогрев с одновременной съемкой спектра осуществлялся с помощью высокотемпературной приставки ГПВТ-1220 в инертной атмосфере. Электронографический фазовый анализ выполнялся на электронографе ЭГ-100-А. Идентификация минералов и новообразований осуществлялась при помощи справочных руководств (Генкин и др., 1966; Михеев, 1957; Berry, Thompson, 1962), удельная поверхность определялась методом БЭТ (Буянова, Карнаухова, 1965).

ИЗМЕНЕНИЕ СТРУКТУРЫ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ В ПРОЦЕССЕ ИЗМЕЛЬЧЕНИЯ

По данным рентгенографического анализа сверхтонкой фракции халькопирита 2-минутного измельчения в водной среде, наблюдается уменьшение интенсивности рефлексов и их уширение (рис. 1) — рефлексы с межплоскостными расстояниями (d), равными 3,05; 1,873; 1,860 и 1,595 Å. При помоле в течение 7 и 15 мин эти изменения проявляются в большей мере. Рентгенографическое исследование продуктов сухого сверхтонкого измельчения показало, что в этом режиме помола халькопирит разрушается значительно сильнее, чем в водной среде. Аналогич-

Таблица 2

Результаты электронографического фазового анализа халькопирита

Проба				Эталон (Михеев, 1957)			
исходная		после диспергирования в воде в течение 15 мин		халькопирита		сульфата меди	
d	I	d	I	d	I	d	I
—	—	4,25	Сл.	—	—	4,20	53
3,08	С.	—	—	3,03	100	—	—
—	—	3,02	С.	3,03	100	—	—
2,56	Оч. сл.	—	—	2,26	7	—	—
—	—	2,50	С.	2,62	7	2,62	100
—	—	2,07	Сл.	—	—	2,08	5
1,88	Ср.	—	—	1,86	83	—	—
—	—	1,88	Ср.	1,86	83	1,77	33
1,61	Ср.	—	—	1,59	20	—	—
—	—	1,60	Ср.	1,59	20	1,58	13
—	—	1,485	Ср.	—	—	1,461	1
1,48	Сл.	—	—	1,51	6	—	—
—	—	1,34	Оч. сл.	1,323	3	1,375	11
1,33	Оч. сл.	—	—	1,320	3	—	—
1,23	Сл.	—	—	1,206	7	—	—
—	—	1,21	Оч. сл.	1,206	7	1,219	5
1,09	Ср.	—	—	1,077	3	—	—
—	—	1,09	Сл.	1,077	3	1,096	4
—	—	1,02	Оч. сл.	—	—	1,074	4

Примечание. d — параметры в ангстремах; I — интенсивность линий. Здесь и далее: С — сильная; Сл. — слабая; Оч. сл. — очень слабая; Ср. — средняя. Аналитики В. К. Розловская и Н. М. Усатова.

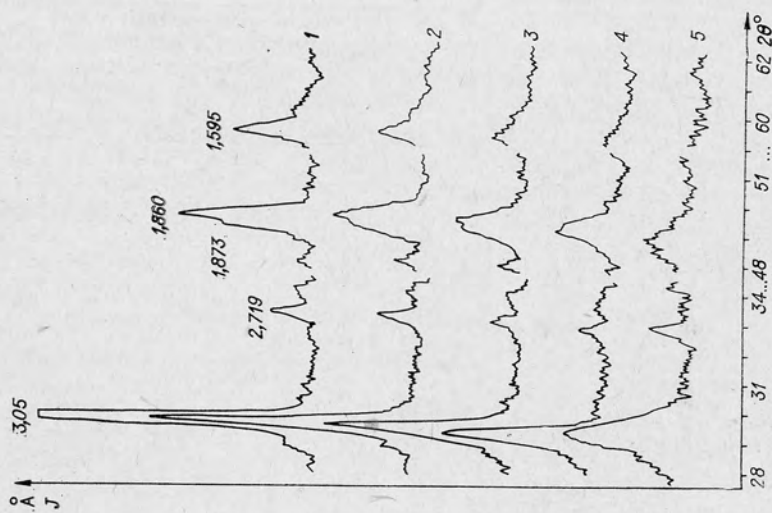


Рис. 1. Структурные изменения халькопирита после сверхтонкого измельчения.
Дифрактограммы проб: 1 — исходной; 2—4 — после диспергирования в воде в течение 2 (2); 7 (3) и 15 (4) мин; 5 — сухую в течение 7 мин.

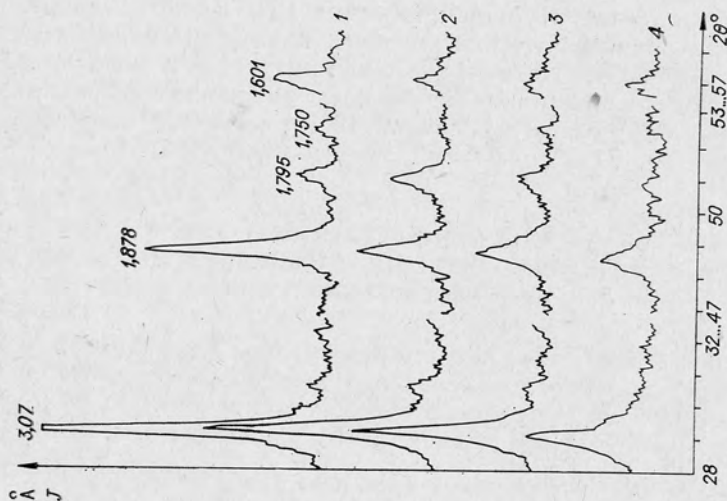


Рис. 2. Структурные изменения талька после сверхтонкого измельчения в воде.
Усл. обозн. см. рис. 1.

Таблица 3

Результаты электронографического фазового анализа талнахита

Проба				Эталон			
исходная		после диспергирования в воде в течение 2 мин		талнахита (Генкин и др., 1966)		CuSO ₄ ·H ₂ O (Михеев, 1957; Berry, Thompson, 1962)	
d	I	d	I	d	I	d	I
—	—	4,17	Оч. сл.	—	—	4,00	13
—	—	3,34	С.	—	—	3,40	100
3,05	С.	3,05	С.	3,061	10	—	—
—	—	2,695	Ср.	—	—	2,68	8
2,58	Оч. сл.	—	—	2,511	1	—	—
—	—	2,26	Сл.	—	—	2,27	38
2,12	Оч. сл.	—	—	2,071	5	—	—
—	—	1,96	Оч. сл.	—	—	1,92	10
1,87	С.	—	—	1,873	9	—	—
—	—	1,65	Сл.	—	—	1,67	25
—	—	1,60	Оч. сл.	—	—	1,59	38
1,59	Ср.	—	—	1,602	8	—	—
—	—	1,35	Сл.	—	—	1,352	3
1,33	Оч. сл.	—	—	1,329	4	—	—
1,21	Сл.	—	—	1,219	5	—	—
—	—	1,13	Оч. сл.	—	—	1,178	8
1,08	Сл.	—	—	1,082	7	—	—
1,02	Оч. сл.	—	—	1,022	6	—	—

Примечание. Усл. обозн. см. табл. 2. Аналитики В. К. Розловская и Н. М. Усатова.

ные исследования, проведенные с талнахитом, показали заметные изменения интенсивности рефлексов и их уширение уже через 2 мин (рис. 2). Как и в случае халькопирита, дальнейшее измельчение (7—15 мин) приводит к размытости линий и ослаблению их интенсивности (наиболее характерные линии с d , равными 3,07; 1,875 и 1,745 Å).

Результаты электронографического фазового анализа, проведенного с теми же пробами халькопирита и талнахита (исходные и измельченные в течение 2, 7 и 15 мин в водной среде), свидетельствуют о том, что на поверхности халькопирита образуется CuSO₄ после 15 мин диспергирования (табл. 2), а на поверхности талнахита соединение CuSO₄×

Таблица 4

Удельная поверхность и химический состав флотационных и свертонких фракций халькопирита и талнахита

Фракция	Время помола, мин	Удельная поверхность, м²/г	Содержание элементов, %		
			Cu	Fe	S
Халькопирит					
Флотационная . . .	—	0,59	25,60	33,72	38,81
Сверхтонкая	2	4,20	23,81	31,42	34,05
»	7	5,62	23,04	30,80	30,63
»	15	7,73	21,12	30,95	28,49
Талнахит					
Флотационная . . .	—	0,38	25,34	33,42	33,00
Сверхтонкая	2	2,48	17,92	31,26	29,70
»	7	3,56	19,46	31,11	28,72
»	15	4,58	19,07	31,11	26,30

Примечание. Аналитики Т. А. Андреева и В. С. Мешкова.

Таблица 5

Изменение химической характеристики водной фазы при мокром сверхтонком измельчении халькопирита и талнахита на планетарной мельнице М-3

Время помола, мин	рН водной фазы после измельчения минералов	Содержание SO_4^2 и элементов в воде, мг/л		
		SO_4^2	Cu	Fe
<i>Халькопирит</i>				
2	6,50	18,7	2,05	0,11
7	6,00	130,0	1,05	1,40
15	7,10	89,0	0,07	0,09
<i>Талнахит</i>				
2	8,00	He обн.	0,04	0,02
7	7,70	»	0,21	0,90
15	7,75	»	0,34	0,20

содержания S. Следует отметить, что характер изменений минералов по S совершенно другой, чем по Cu и Fe. Если разница по содержанию Cu между фракциями, измельчаемыми в течение одинакового времени, достигает почти 6%, то по S, будучи значительной для исходных фракций — также почти 6%, она сокращается через 7 и 15 мин помола примерно до 2%. Удельная поверхность сверхтонких фракций халькопирита значительно выше таковых талнахита, полученных при одинаковом времени измельчения (см. табл. 4).

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА ВОДНОЙ ФАЗЫ В ПРОЦЕССЕ ИЗМЕЛЬЧЕНИЯ

При замере рН водной фазы после диспергирования минералов выяснялся характер химических изменений, происходящих в сульфидах, в частности степень перехода из них S в раствор. Это было необходимо также для того, чтобы по возможности учесть воздействие на состав полученных сверхтонких фракций Fe мелющих стальных шаров, которое при их истирании может смешиваться с измельчаемым материалом. О количестве S, перешедшей в раствор в процессе сверхтонкого помола, судили по концентрации SO_4^{2-} . Результаты показали, что рН водной фазы после сверхтонкого измельчения минералов значительно отличается. Наибольший разрыв между ними по этому показателю отмечен при 2- и 7-минутных режимах помола (он составляет 1,5—1,6 ед.), наименьший — после 15-минутного измельчения (он сократился до 0,65 ед.). Очевидно, что в первые минуты измельчения особенности кристаллического строения этих минералов проявляются с максимальной силой, в то время, как при измельчении халькопирита наибольший перепад значений рН наблюдается между 7 и 15 мин, достигая 1 ед. (6,1—7,1); для талнахита он практически не имеет места (7,70—7,75). Сближение величин рН после 15-минутного измельчения, вероятно, объясняется значительной степенью аморфизации халькопирита и талнахита, вследствие чего различие их кристаллических решеток перестает быть доминирующим фактором. В данном случае, рН водных растворов, вероятно, можно рассматривать как индикатор поведения минералов и сделать заключение, что халькопирит подвержен большим изменениям в процессе сверхтонкого мокрого измельчения, чем талнахит. Это подтверждается и данными о содержании в водной фазе SO_4^{2-} . Если после измельчения халькопирита оно достигает 130 мг, то после помола

$\times \text{H}_2\text{O}$ — уже через 2 мин (табл. 3). Образование этих соединений является доказательством разрушения исходных структур халькопирита и талнахита. Последнее подтверждается также данными химического анализа флотационных и сверхтонких фракций этих минералов (табл. 4) и водной фазы после измельчения (табл. 5). Так, халькопирит и талнахит с содержанием Cu соответственно 25,60 и 25,34% уже через 2 мин помола резко отличаются по этому элементу — у халькопирита ее остается 23,81%, а у талнахита — 17,92%. По-разному ведут они себя и в отношении

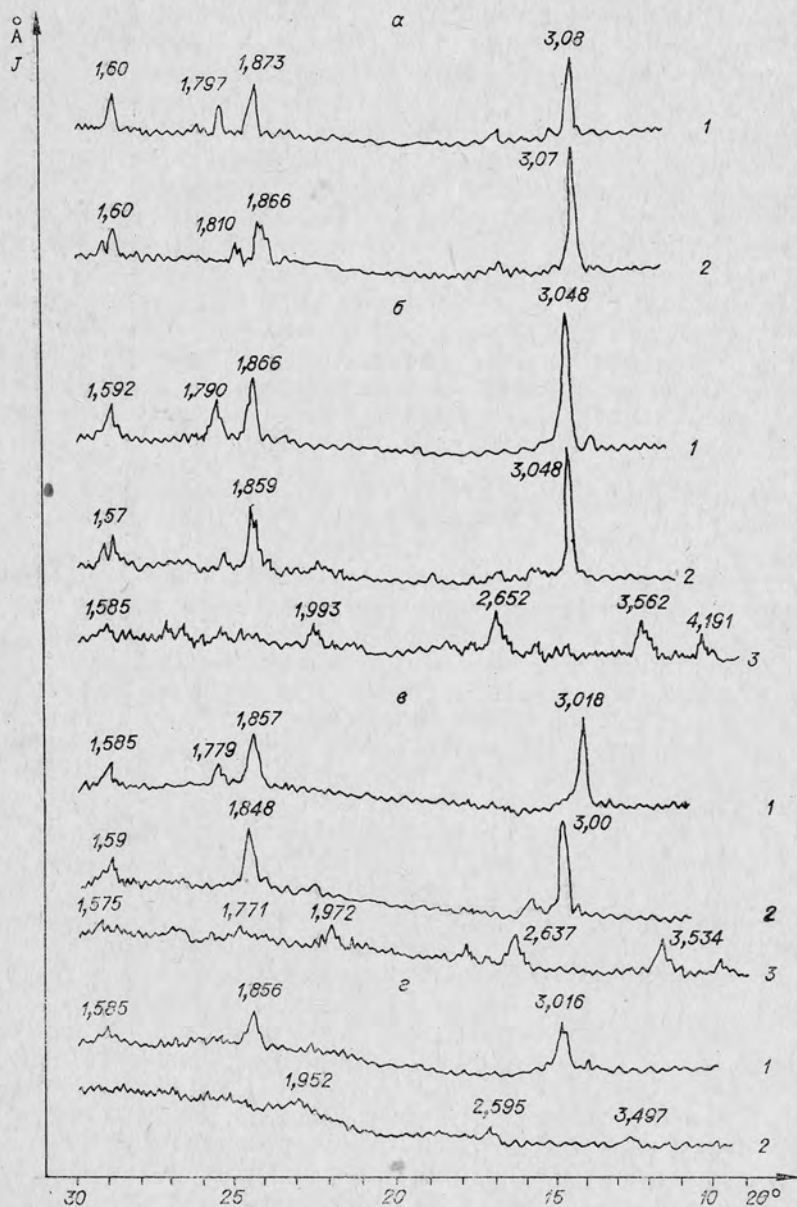


Рис. 3. Структурные изменения фракций талнахита при воздействии высоких температур.

Дифрактограммы фракций: α — флотационной ($S=0,38 \text{ м}^2/\text{г}$) при $T, ^\circ\text{C}$: 1 — 20; 2 — 400; β — 2 — сверхтонких: β — ($S=2,48 \text{ м}^2/\text{г}$) при $T, ^\circ\text{C}$: 1 — 20; 2 — 300; 3 — 400; γ — ($S=3,56 \text{ м}^2/\text{г}$) при $T, ^\circ\text{C}$: 1 — 20; 2 — 300; 3 — 400; δ — ($S=4,58 \text{ м}^2/\text{г}$) при $T, ^\circ\text{C}$: 1 — 20; 2 — 30.

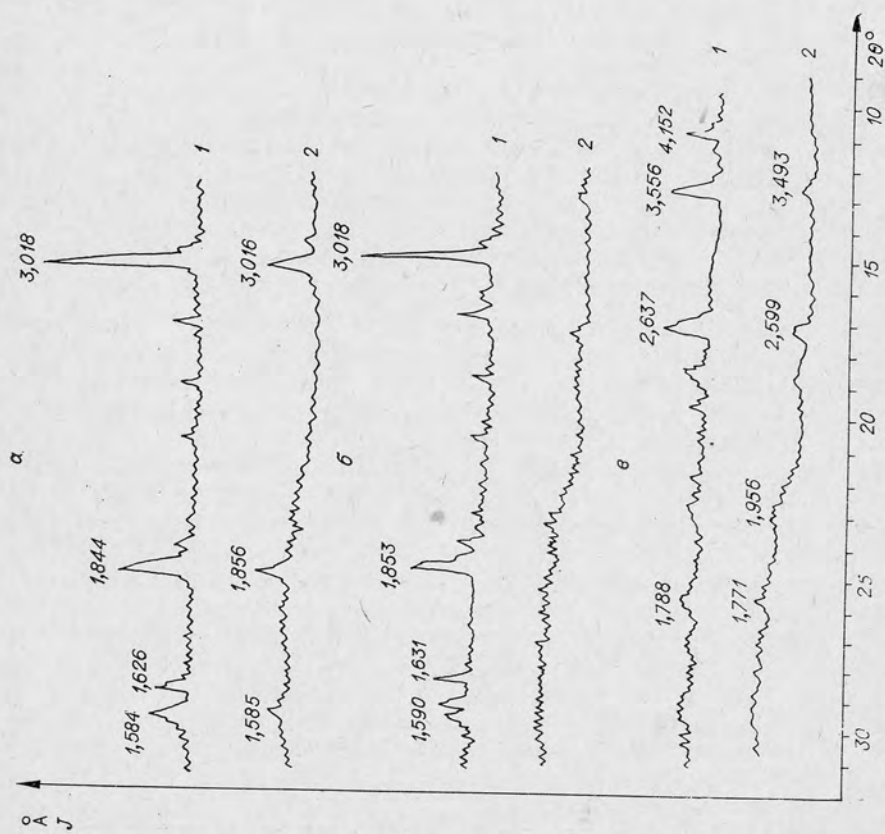


Рис. 4. Сравнение изменения структур сверхтонких фракций минералов с близкими значениями удельной поверхности (4,20 и 4,58 м²/г соответственно) при воздействии высоких температур. Дифрактограммы, полученные при T, °C: а — 20; б — 300; в — 400 (1 — халькопирит; 2 — талнахит).

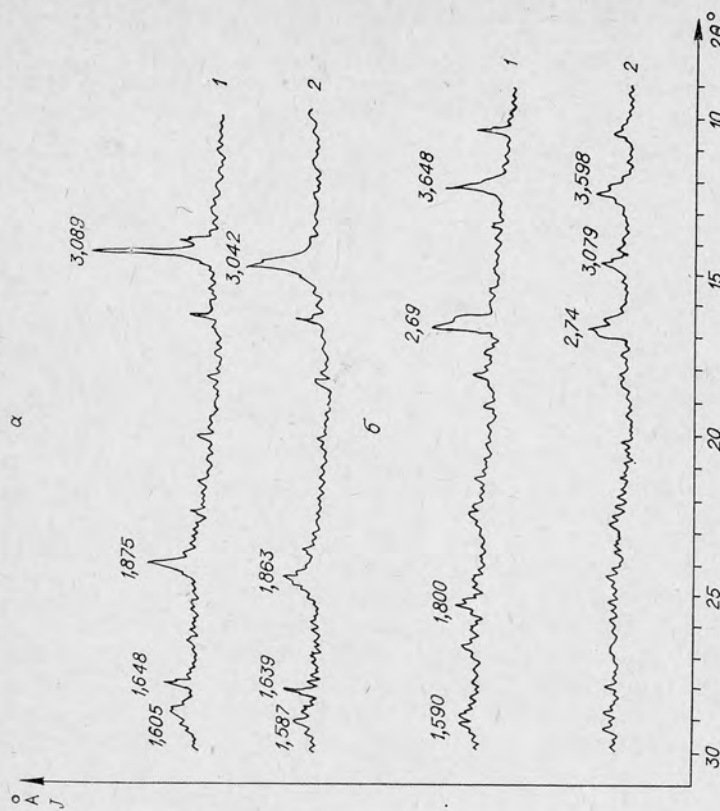


Рис. 5. Изменения структур сверхтонких фракций халькопирита с близкими значениями поверхности (5,62 и 5,20 м²/г соответственно), полученных при мокром и сухом диспергировании, при воздействии на них высоких температур. Дифрактограммы, полученные при T, °C: а — 20, б — 400 (помолы: 1 — мокрый, 2 — сухой).

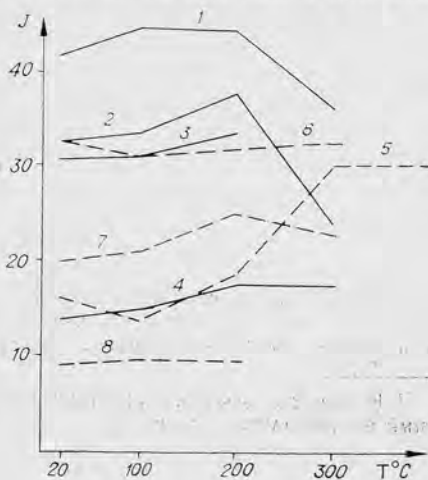
талнахита SO_4^{2-} не обнаружен. Следует отметить, что характер изменения pH и концентрации одинаков: при нарастании в воде его количества среда подкисляется (18,7—180 мг SO_4^{2-} и 6,5—6,1 величины pH), при уменьшении со 130 до 89 мг — подщелачивается (6,1—7,1). Неодинаковая направленность сдвига реакции среды, возможно, объясняется тем, что в растворе образуются основные сульфаты Fe, по мере седиментации которых концентрация SO_4^{2-} в нем уменьшается. Об этом свидетельствует содержание Си и Fe в водной фазе — при сдвиге реакции среды оно резко уменьшается (с 1,05 и 1,4 мг соответственно до 0,07 и 0,09 мг). Если при измельчении халькопирита концентрация Си в воде по мере увеличения длительности помола уменьшается (2,0—1,05—0,07 мг), то относительно талнахита проявляется совершенно противоположная тенденция (0,04—0,21—0,34 мг). Обращают внимание и количественные отличия по содержанию Си в водных растворах. Так, для халькопирита максимальная концентрация ее составляла 2,0 мг, а для талнахита — в 6 раз меньше (0,34 мг). Характер изменения содержания Fe после измельчения халькопирита в течение 2 и 7 мин отличается от такового по Си. Таким образом, особенности кристаллического строения исследованных минералов являются определяющими при оценке их поведения в процессе сверхтонкого водного измельчения.

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ ТЕРМОУСТОЙЧИВОСТЬЮ МИНЕРАЛОВ И ИХ АМОРФИЗАЦИЕЙ

С целью изучения зависимости между термоустойчивостью халькопирита и талнахита и степенью аморфизации и дисперсности их фракций (что представляет интерес в отношении пирометаллургической переработки этих минералов) были выполнены высокотемпературные рентгенографические съемки. Результаты показали, что с увеличением дисперсности температура, при которой происходит разрушение халькопирита и талнахита, уменьшается на 100—200°C; это сопровождается образованием CuSO_4 . Структуры минералов начинают подвергаться изменениям при температуре выше 200°C (рис. 3). Степень разрушения кристаллической решетки зависит от времени помола и удельной поверхности фракций (S) (см. табл. 4). Сопоставление дифрактограмм халькопирита и талнахита с очень близкими значениями S (соответственно 4,20 и 4,58 м²/г) показывает, что термоустойчивость сверхтонких фракций их определяется кристаллической структурой — при температуре 300°C структура халькопирита остается такой же, как и при комнатной, а талнахит полностью аморфизуется (рис. 4). Для фракции сухого помола разрушение структуры проявляется сильнее (рис. 5). Зависимость интенсивности рефлексов исходных и тонкодисперсных фракций халькопирита и талнахита от температуры представлена на рис. 6.

Рис. 6. Зависимость интенсивности рефлексов кристаллических и аморфизованных фракций халькопирита и талнахита от температуры.

1—4 — сверхтонкие фракции халькопирита (сплошная линия), полученные после помола в воде в течение 2 (1); 7 (2); 15 (3) и 7 мин (4, всухую); 5—8 — фракции талнахита (штриховая линия): 5 — флотационная; 6—8 — сверхтонкие, полученные при диспергировании в воде в течение 2 (6); 7 (7) и 15 (8) мин.



ИЗМЕНЕНИЕ СТРУКТУРЫ МИНЕРАЛОВ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ БАКТЕРИЙ

Расшифровка дифрактограмм проб после обработки сверхтонкой фракции халькопирита контрольными¹ и бактериальными выщелачивающими растворами показала, что в контрольном варианте опыта суще-

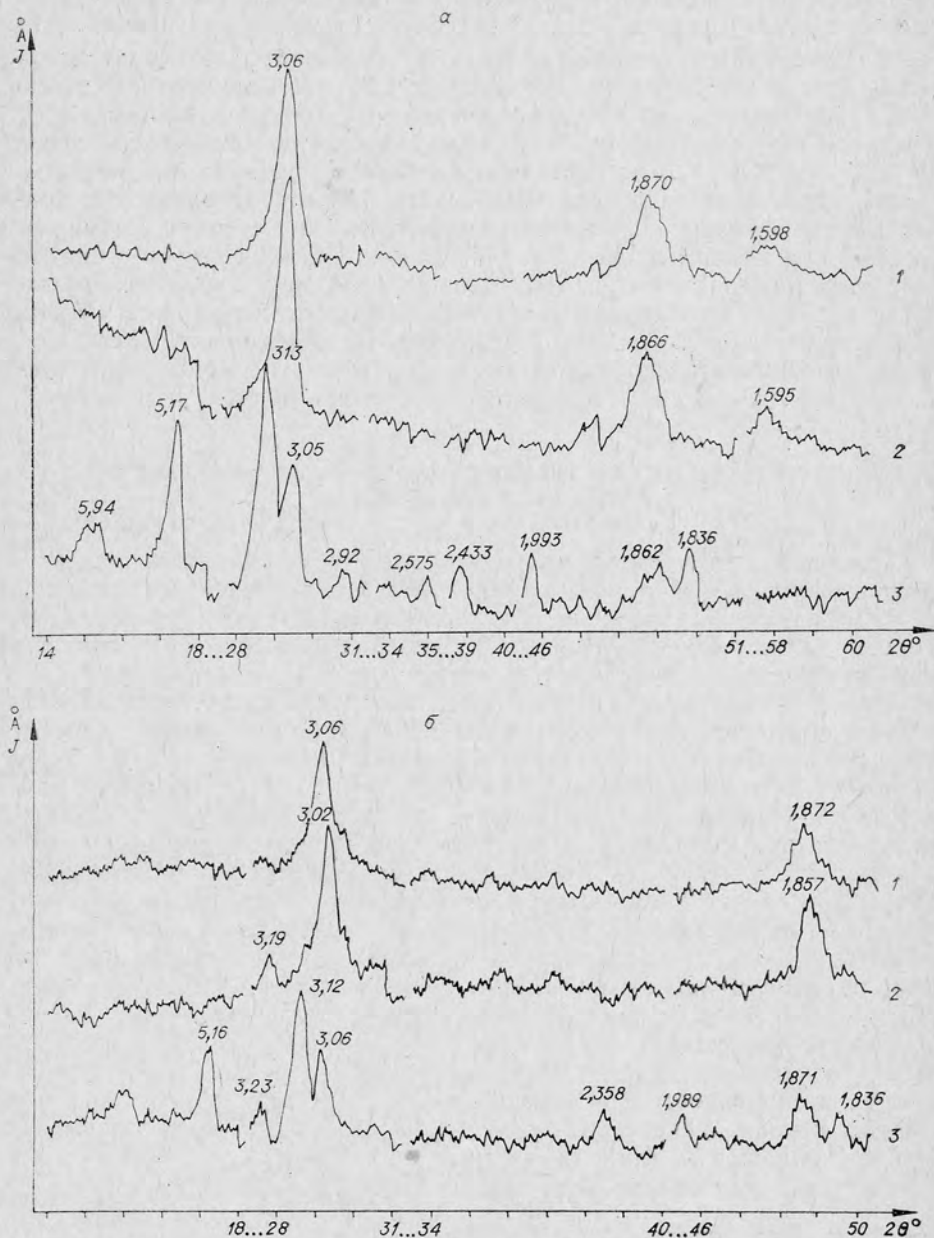


Рис. 7. Структурные изменения сверхтонкой фракции халькопирита при $S=7,73 \text{ м}^2/\text{г}$ (а) и талнахита при $4,58 \text{ м}^2/\text{г}$ (б) в процессе выщелачивания. Дифрактограммы проб: 1 — исходной; 2, 3 — после обработки (2 — контрольной, 3 — бактериальной).

¹ В качестве контрольного выщелачивающего раствора использовался прокипяченный бактериальный раствор.

Таблица 6

Результаты электронографического фазового анализа сверхтонкой фракции халькопирита после контрольной и бактериальной обработок

Экспериментальные данные		Эталон			
		халькопирита (Михеев, 1957)		Fe ₃ (SO ₄) ₃ ·H ₂ O (Berry, Thompson, 1962)	
d	I	d	I	d	I

Проба после контрольной обработки

3,05	С.	3,03	100	—	—
2,60	Сл.	2,62	7	—	—
1,85	Ср.	1,86	83	—	—
1,59	Сл.	1,59	20	—	—
1,21	Оч. сл.	1,206	7	—	—

Проба после бактериальной обработки

3,59	С.	—	—	3,53	100
3,07	Сл.	—	—	3,02	10
2,695	Ср.	—	—	2,67	20

Примечание. Усл. обозн. см. табл. 2. Аналитики В. К. Розловская и Н. М. Усатова.

ственных изменений не произошло. В бактериальном варианте отмечено появление фазы Fe₃(SO)₂(OH)₅·2H₂O (рис. 7, а). Интенсивность рефлексов халькопирита уменьшается, что свидетельствует о нарушениях в структуре минерала. И в контрольном, и в бактериальном вариантах опыта в твердых остатках обнаружена S⁰. По данным электронографического фазового анализа этих же проб, после контрольной обработки заметных изменений не произошло, а после бактериальной обработки на поверхности халькопирита обнаружено соединение Fe₂(SO₄)₃·X·H₂O (табл. 6).

Расшифровка дифрактограммы сверхтонкой фракции талнахита после контрольной обработки (рис. 7, б) показывает, что минерал не претерпевает заметных изменений — наблюдается незначительное уменьшение межплоскостных расстояний по сравнению с исходным образцом. При бактериальной обработке наблюдается появление

Таблица 7

Результаты электронографического фазового анализа сверхтонкой фракции талнахита после бактериальной обработки

Исследованная проба		Эталон			
		Fe ₃ (SO ₄) ₂ ·OH ₅ ·2H ₂ O (Berry, 1962)		талнахита (Гейкин и др., 1966)	
d	I	d	I	d	I
5,84	Оч. сл.	5,97	2	—	—
5,08	Ср.	5,11	9	—	—
3,65	Ср.	—	—	—	—
3,07	С.	3,09	10	3,061	10
2,35	Оч. сл.	2,27	6	—	—
1,99	Сл.	1,99	6	2,071	5
1,83	Сл.	1,84	4	1,878	—

Примечание. Усл. обозн. см. табл. 2. Аналитики В. К. Розловская и Н. М. Усатова.

$\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2 \cdot (\text{OH})_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и S^0 . По данным электронографического фазового анализа сверхтонкой фракции талнахита, этот минерал после бактериальной обработки разрушается и на его поверхности образуется соединение $\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2 \cdot (\text{OH})_5 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (табл. 7).

РАСХОД O_2 В ПРОЦЕССЕ БАКТЕРИАЛЬНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ

Манометрические исследования с халькопиритом и талнахитом проведены при соотношении твердого (Т) к жидкому (Ж) 1:50, а с фракцией халькопирита, имеющей удельную поверхность $7,73 \text{ м}^2/\text{г}$, кроме того, при Т:Ж=1:250; 1:100; 1:25 и 1:5. Результаты изучения окисления сверхтонких фракций халькопирита показали (табл. 8), что скорость этого процесса в присутствии бактерий при соотношении Т:Ж=1:50 зависит от величины удельной поверхности минерала и способа его диспергирования. Так, если за 8 ч на окисление фракции с $S=4,2 \text{ м}^2/\text{г}$ израсходовано 2246 мкл O_2 , то для фракции с $S=5,62 \text{ м}^2/\text{г}$ — 7475 мкл или в 3,3 раза больше. Дальнейшее увеличение удельной поверхности не приводит к столь значительному росту расхода O_2 — для фракции с $S=7,7 \text{ м}^2/\text{г}$ этот показатель составил всего 8223 мкл O_2 за тот же период. Сопоставление между собой результатов манометрических исследований со сверхтонкими фракциями, полученными при различных способах помола, но с близкими значениями удельной поверхности ($5,2 \text{ м}^2/\text{г}$ — фракция «сухого» помола и $5,6 \text{ м}^2/\text{г}$ — фракция «мокрого» помола) свидетельствует об их значительном отличии: если в конце опыта при выщелачивании фракции сухого помола на окисление 1 г минерала израсходовано 5490 мкл O_2 , то для фракции мокрого помола этот показатель составил 7475 мкл, или почти в 1,4 раза больше. Вероятно, определенную роль играет состояние поверхности

Таблица 8

Расход O_2 при бактериальном выщелачивании сверхтонких фракций халькопирита, мкл

Время выщелачивания, ч	Удельная поверхность фракций, $\text{м}^2/\text{г}$							
	4,20		5,20		5,62		7,73	
	К	Б	К	Б	К	Б	К	Б
1	53	399	102	762	60	1073	89	1084
	13	95	20	146	11	192	11	141
2	53	721	274	1392	60	2269	146	2280
	13	172	53	268	11	405	19	296
3	53	1050	480	2060	60	3409	235	3407
	13	250	29	396	11	609	30	442
4	53	1326	682	2603	60	4396	352	4379
	13	316	131	501	11	785	46	569
5	53	1604	852	3480	60	5295	470	5304
	13	382	164	669	11	946	61	689
6	53	183	1024	4160	181	6079	618	6251
	13	448	197	800	32	1085	80	813
7	53	2082	1230	4902	242	6835	705	7262
	13	496	236	943	43	1220	91	943
8	82	2246	1440	5490	304	7475	822	8223
	19	535	277	1056	54	1335	107	1068

Примечание. Здесь и далее варианты опытов: К — контрольный, Б — бактериальный расход O_2 : в числителе — на 1 г минерала; в знаменателе — на 1 м^2 . Фракция с удельной поверхностью $5,20 \text{ м}^2/\text{г}$ получена при сухом измельчении.

Таблица 9

Зависимость расхода O_2 при бактериальном выщелачивании фракции халькопирита с удельной поверхностью $7,73 \text{ м}^2/\text{г}$ от соотношения Т:Ж, мкл

Время выщелачивания, ч	Соотношение Т:Ж									
	1:250		1:100		1:50		1:25		1:5	
	К	Б	К	Б	К	Б	К	Б	К	Б
1	930	4450	156	2440	89	1084	132	223	60	66
	121	578	20	317	11	141	17	29	8	8
2	1560	8020	312	4536	146	2280	248	365	110	132
	202	1041	40	589	19	296	32	47	14	17
3	1710	9900	392	6218	235	3407	313	426	150	186
	222	1286	51	811	30	442	41	55	19	24
4	2040	10800	480	8000	352	4379	380	485	187	236
	265	1402	62	1039	46	569	49	63	24	31
5	2200	11820	560	9480	470	5304	445	570	228	292
	286	1535	73	1231	61	689	58	74	29	38
6	2350	11820	640	1044	618	6265	496	610	250	321
	305	1535	83	1356	8	814	64	79	32	42
7	2510	12170	640	11080	705	7262	546	670	284	372
	326	1580	83	1439	91	943	71	87	37	48
8	2670	2510	640	11540	822	8223	585	770	317	424
	347	1625	83	1499	107	1068	76	100	41	55

Примечание. Усл. обозн. см. табл. 8.

минерала и степень его аморфизации при измельчении. Для контрольных вариантов опыта отмечена другая картина — фракция сухого помола окисляется активнее.

Сопоставление расхода O_2 в процессе бактериального выщелачивания халькопирита при различных соотношениях Т:Ж показывает, что наибольшим он становится при 1:250. Затем, по мере повышения плотности пульпы, он уменьшается, особенно значительно при Т:Ж=1:25 и 1:5 (табл. 9). Так, если при Т:Ж от 1:250 до 1:50 за 8 ч в присутствии бактерий на окисление 1 г минерала расходуется от 12 510 до 8223 мкл O_2 , то для плотных пульп (1:25 и 1:5) — только 770 и 424 мкл. При этом в последнем случае результаты химического и бактериального вариантов опыта очень близки, что свидетельствует о подавлении активности бактерий. Другой причиной такого контраста может быть недостаточная амплитуда и сила встряхивания пульпы в сосудах Варбурга, вследствие чего при Т:Ж=1:25 и 1:5 трудно достичь необходимой степени гомогенности и аэрации их содержимого. Это подтверждается анализом динамики расхода O_2 *Th. ferroxidans* (табл. 10), так, если при соотношении Т:Ж=1:250 уже через 1 ч было израсходовано 4450 мкл, то при Т:Ж=1:100—2440, а при Т:Ж=1:50 — только 1084 мкл. В то же время следует отметить, что к концу опыта эти соотношения меняются противоположным образом — потребление O_2 становится соответственно равным 340, 460 и 961 мкл/ч. Это может быть признаком того, что в жидких пульпах процесс выщелачивания протекает значительно быстрее, чем в плотных, так что самого материала, подвергаемого окислению, остается все меньше и меньше.

Результаты манометрических исследований в процессе бактериального выщелачивания талнахита (табл. 11) показывают, что с увеличением удельной поверхности сверхтонких фракций рост количества потребляемого бактериальными растворами O_2 незначителен: через 8 ч эти данные составили для фракции с $S=2,5 \text{ м}^2/\text{г}$ — 7778, с $S=3,6 \text{ м}^2/\text{г}$ —

Таблица 10

Почасовой расход O_2 при бактериальном выщелачивании фракции халькопирита с удельной поверхностью $7,73 \text{ м}^2/\text{г}$ при разных соотношениях Т : Ж, мкл

Интервал времени выщела- чивания, ч	Соотношение Т:Ж									
	1:250		1:100		1:50		1:25		1:5	
	К	Б	К	Б	К	Б	К	Б	К	Б
0—1	930	4450	156	2440	89	1084	132	223	60	66
	121	678	20	317	11	141	17	29	8	8
1—2	630	3570	156	2096	57	1196	116	142	50	66
	82	464	20	272	7	155	15	18	6	8
2—3	150	1880	80	1712	89	1126	65	61	40	54
	19	214	10	222	11	146	8	8	5	7
3—4	330	900	88	1752	117	972	67	59	37	50
	43	117	11	227	15	126	9	8	5	6
4—5	160	1020	80	1480	117	926	65	85	41	56
	21	132	10	192	15	120	8	11	5	7
5—6	150	0	80	960	148	961	51	40	22	29
	19	0	10	124	19	126	7	5	3	4
6—7	160	350	0	640	87	997	50	60	34	51
	21	45	0	83	11	129	6	8	4	7
7—8	160	340	0	460	117	961	39	100	33	52
	21	44	0	60	15	125	5	13	4	7

Примечание. Усл. обозн. см. табл. 8.

Таблица 11

Расход O_2 при бактериальном выщелачивании флотационной и свертонких фракций тална-хита, мкл

Время вы- щелачива- ния, ч	Удельная поверхность фракций, $\text{м}^2/\text{г}$							
	0,38		2,48		3,56		4,58	
	К	Б	К	Б	К	Б	К	Б
1	100	34	27	913	0	1036	117	1082
	250	85	11	365	0	288	25	235
2	100	100	53	1922	91	2180	294	2362
	250	250	21	769	25	606	64	613
3	100	200	133	2896	160	3393	500	3642
	250	500	53	1158	44	942	109	792
4	100	300	192	3939	302	4619	676	4744
	250	750	77	1576	84	1283	147	1031
5	100	434	382	4970	548	5715	1000	5767
	250	1085	152	1988	152	1588	217	1254
6	100	536	381	5838	577	6559	1116	6799
	250	1340	152	2335	160	1822	243	1478
7	100	636	463	6791	667	7645	1292	7867
	250	1590	18	2716	185	2124	281	1710
8	100	732	600	7778	819	8775	1499	8971
	250	1830	240	3111	227	2438	326	1950

Примечание. Усл. обозн. см. табл. 8.

Таблица 12

Почасовой расход O_2 при бактериальном выщелачивании флотационных и сверхтонких фракций халькопирита и талнахита при соотношении Т:Ж=1:50, мкл

Интервал времени выщела- чивания, ч	Удельная поверхность фракций, м²/г								
	халькопирита			талнахита					
	0,59	4,20	5,20	5,62	7,73	0,38	2,48	3,56	4,56
0—1	162	399	762	1073	1084	34	913	1036	1082
	270	95	146	192	141	85	365	288	235
1—2	82	322	630	1196	1196	66	1009	1144	1280
	137	77	121	214	155	105	404	318	278
2—3	120	329	668	1139	1127	100	974	1212	1280
	200	78	128	203	146	250	389	337	278
3—4	42	276	548	988	972	100	1043	1226	1102
	70	66	105	176	126	250	417	341	239
4—5	82	278	872	899	926	134	1031	1096	1023
	137	66	168	160	120	335	412	304	222
5—6	40	279	680	783	961	102	869	844	1032
	67	66	131	140	125	255	347	231	221
6—7	42	199	742	756	997	100	952	1085	1068
	70	47	143	135	129	250	381	302	232
7—8	82	164	58	640	961	96	988	1130	1103
	137	39	113	114	125	240	395	314	240

Примечание. Фракция 5,20 m^2/g — сухого измельчения.

8775 мкл и с $S=4,6 m^2/g$ — 8971 мкл. Сравнение между собой дыхательной активности бактерий при обработке халькопирита и талнахита в расчете на 1 г говорит о том, что сверхтонкие фракции последнего, несмотря на меньшие величины их удельной поверхности, окисляются активнее халькопиритовых; в расчете же на 1 m^2 это отличие становится существенным. Наиболее интересно сопоставление результатов по фракциям данных минералов с близкими значениями удельной поверхности. Так, в конце опыта в процессе выщелачивания халькопирита с $S=4,2 m^2/g$ на окисление 1 г пошло 2246 мкл, а талнахита с $S=4,6 m^2/g$ — 8971 мкл O_2 , или в 4 раза больше. Часовое потребление O_2 (табл. 12) по окончании опытов составило для халькопирита 164, а для талнахита — 1103 мкл O_2 на 1 г минерала.

ВЫВОДЫ

1. Сверхтонкое измельчение халькопирита и талнахита приводит к разрушению их кристаллических структур; степень разрушения зависит от длительности и способа помола.

2. Установлено, что в процессе сверхтонкого диспергирования на поверхности халькопирита $CuSO_4$ образуется через 15 мин, а на поверхности талнахита — через 2 мин помола.

3. Найдены границы термоустойчивости сверхтонких фракций халькопирита и талнахита.

4. При воздействии тионовых бактерий на сверхтонкие фракции халькопирита на его поверхности зафиксировано появление фазы $Fe_3(SO_4)_2 \cdot (OH)_5 \cdot 2H_2O$, а в случае талнахита, кроме того, и элементарной серы.

5. При близких значениях удельной поверхности бактериальное окисление талнахита протекает значительно активнее, чем халькопирита.

ЛИТЕРАТУРА

- Бочаров В. А., Голиков А. А. Об окислении сульфидных минералов при измельчении. — «Цветные металлы», 1967, № 7, с. 26—31.
- Будько И. А., Кулагов Э. А. Природный кубический халькопирит. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 152, № 2, с. 408—410.
- Будько И. А., Кулагов Э. А. Новый минерал талнахит — кубическая разновидность халькопирита. — «Зап. ВМО. Вторая серия», 1968, ч. 97, вып. 1, с. 63.
- Буянова Н. Е., Карнаухова А. П. Определение удельной поверхности твердых тел хроматографическим методом тепловой десорбции аргона. Новосибирск, «Наука», 1965. 61 с.
- Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н., Соболева С. В., Тронева Н. В. О кубическом кубаните и кубическом халькопирите. — «Геология рудных месторождений», 1966, с. 41—53.
- Гинсбург И. И., Ольшанский Я. И., Беляцкий В. В. Экспериментальные исследования по окислению сульфидов. — «Труды Ин-та геол. рудн. месторождений, петрогр., минер. и геохимии АН СССР», 1961, вып. 59, № 4, с. 130—131.
- Гусев Г. М., Молчанов В. И. Поведение сульфидов тяжелых металлов при диспергировании. — В кн.: Механохимические явления при сверхтонком измельчении. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 55—61.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., «Мир», 1966, т. 5, с. 180—188.
- Листова Л. П., Бондаренко Г. П. Растворение сульфидов свинца, цинка и меди в окислительных условиях. М., «Наука», 1969. 182 с.
- Михеев В. И. Рентгенографический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
- Орлов А. И. Интенсификация процесса выщелачивания (на примере гидрометаллургии меди). Автореф. докт. дис. М., 1971. 52 с.
- Семихатова О. А., Чулановская М. В. Манометрические методы изучения дыхания и фотосинтеза растений. М. — Л., «Наука», 1965. 168 с.
- Юсупов Т. С., Голосов С. И., Гусев Г. М., Молчанов В. И., Архипенко Д. К. Деструкция некоторых сульфидов и окислов в процессе тонкого измельчения и механической активации. — «Труды 9-го Международного конгресса по обогащению», Прага, 1970, с. 22—26.
- Berry Y. G., Thompson R. M. X-Ray Powder data for ore minerals: the peacock atlas. N. Y., 1962, 285 p.

В. Г. Кулебакин

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ АМОРФИЗОВАННЫХ МЕДЬ- И МОЛИБДЕНСОДЕРЖАЩИХ СУЛЬФИДОВ

Гидрометаллургические процессы при получении цветных, благородных и редких металлов приобретают все большее значение. Одним из путей интенсификации их является повышение скорости протекающих реакций, для чего необходимо знание их кинетики (Каковский, 1970; Листова, Бондаренко, 1969; Рамдор, 1962).

Основная реакция окисления сульфидов следующая: $\text{MeS} + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{MeSO}_4$. Характер окисления халькозина и борнита аналогичен таковому пирита, при этом окисление их протекает со значительно меньшей скоростью (Бочаров, Голиков, 1967; Матыскин, 1967; Орлов и др., 1971; Grueh, 1950). Исследование кинетики растворения этих минералов показало, что в кислых растворах солей Fe^{3+} величины констант равновесия их с повышением температуры увеличиваются. Установлена также связь окислительно-восстановительного потенциала FeCl_2 , CuCl и других окислителей, а также эффективных потенциалов борнита в них

в зависимости от температуры и концентрации окислителя. Большее растворение борнита и халькозина происходит при его эффективном потенциале 0,25 В, при этом наибольшая скорость выщелачивания наблюдается в диффузионной области (Орлов, 1971). В противоположность медным минералам молибденит в сернокислотных растворах (при $pH > 1$), содержащих Fe^{3+} , окисляется слабо, так как при этой реакции среды образуются нерастворимые комплексы Мо с катионами Fe (Bharru, Reunolds, Roman, 1965).

В данной статье анализируется характер изменений халькозина, борнита и молибденита при сверхтонком диспергировании в планетарной мельнице в водной и воздушной средах. При этом определенный интерес представляет сопоставление тонкодисперсных фракций медных сульфидов и молибденита и, в частности, их поведения в сернокислых растворах.

Подготовка материалов осуществлялась по методике, описанной в статье В. Г. Кулебакина и др. (см. настоящий сборник). Удельная поверхность полученных продуктов замерялась методом БЭТ (Буянова, Карнаухова, 1965), концентрацию Си в них определяли атомно-адсорбционным способом, S — весовым в виде $BaSO_4$, Fe — трилометрическим. Рентгеновскую съемку выполняли на дифрактометре УРС-50-ИМ в режиме: излучение Cu ; $V=37$ кВ; $I=10$ мА; без фильтра; h экспозиции — 6 ч. Электронограммы получены при помощи электронографа ЭГ-100-А. Идентификацию минералов осуществляли по рентгенографическим определителям В. И. Михеева (1957), а также Берри и Томпсона (Berry, Thompson, 1962). Полуколичественный спектральный анализ проведен на эмиссионном спектрографе ИСП-28. Манометрические исследования выполнены на аппарате Варбурга АГ-1 (Семихатова, Чулановская, 1965). Навески минералов при этом составляли 50 мг, темпе-

Таблица 1

Результаты полуколичественного спектрального анализа сульфидов, %

Элемент-при- месь	Минеральная проба			
	халькозина-1	халькозина-2	борнита	молибденита
Be	—	—	—	—
Mn	Сл.— 10^{-2}	Сл.— 10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}
Mg	10^{-1} — 10^{-2}	10^{-1} — 10^{-2}	10^{-1}	10^{-2} — 10^{-1}
Pb	10^{-2}	Сл.— 10^{-2}	10^{-1}	10^{-1}
Si	10^{-1} —1	10^{-1}	1	10^{-1} — 10^{-2}
Fe*	1	1	—	10^{-1} —1
Sn	—	—	Сл.	Сл.— 10^{-2}
Bi	10^{-2} — 10^{-1}	Сл.— 10^{-2}	10^{-1} — 10^{-2}	10^{-1}
Al	10^{-1} — 10^{-2}	Сл.	Сл.— 10^{-2}	10^{-1}
Ti	10^{-2} — 10^{-1}	10^{-2} — 10^{-1}	10^{-2}	—
Cu*	—	—	—	10^{-2}
Zn	10^{-2}	10^{-2} —сл.	10^{-2} — 10^{-1}	10^{-1}
Co	—	—	Сл.— 10^{-2}	—
Ni	10^{-1}	10^{-1}	10^{-1} —1	—
Mo	Сл.	—	—	60
Ca	10^{-1}	10^{-1}	10^{-2}	10^{-1}
Y	Сл.— 10^{-2}	10^{-2} —Сл.	Сл.	—
Ag	Сл.	Сл.— 10^{-2}	10^{-2}	10^{-2} —Сл.
Cr	—	—	—	10^{-2}

* Данные о концентрации основных компонентов медных сульфидов см. табл. 2.

Таблица 2

Изменение химического состава медных сульфидов в процессе сверхтонкого измельчения в водной среде

Фракция	Время помола, мин	Содержание элементов, %		
		Cu	S	Fe
Халькозин-1				
Флотационная	2 7 7 15	58,50	20,46	—
Сверхтонкая		62,98	20,07	—
»		63,61	19,63	—
»		63,10	19,60	—
Халькозин-2				
Флотационная	2 7 7 15	67,33	20,32	—
Сверхтонкая		66,05	19,22	—
»		62,98	19,22	—
»		59,90	18,87	—
Борнит				
Флотационная	7	45,31	22,00	14,78
Сверхтонкая		54,40	22,80	11,70

ратура — 20°C. В качестве выщелачивающего раствора использовался $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ (pH=2,5; концентрация $\text{Fe}^{3+}=9$ г/л). Плотность пульпы составляла 1:50. Показатели манометров фиксировались еже часно в течение восьмичасового опыта. Перепады температуры в термостатной ванне прибора учитывались посредством термобарометра.

Согласно минералогическим исследованиям крупных фракций, в первой пробе преобладает халькозин. В ней содержится заметное количество борнита, срастающегося с халькозином и пентландитом. В ней присутствуют также единичные зерна самородной Cu. Во второй халькозиновой пробе отмечены гидроокислы Fe. В третьей пробе преобладает борнит, в подчиненном количестве (целые проценты) находится пентландит. В молибденитовой пробе зафиксированы мелкие вкрапленности халькопирита в обломках нерудных минералов. Данные полуколичественного спектрального анализа свидетельствуют об относительной чистоте исследуемых сульфидов (табл. 1).

Таблица 3
Изменение удельной поверхности сульфидов при различных режимах диспергирования, м²/г

Время из- мельчения, мин	Измельчающий аппарат			
	виброси- ратель	планетарная мельни- ца		
		в воде	в сухую	
Халькозин-1				
2	—	1,18	0,45	
7	—	1,98	1,21	
15	0,21	2,27	3,91	
Халькозин-2				
2	—	1,25	—	
7	—	2,09	—	
15	0,22	2,56	—	
Борнит				
7	—	3,68	3,01	
15	0,30	—	—	
Молибденит				
7	—	9,08	13,60	
15	0,30	—	—	

Химический состав медных сульфидов в процессе сверхтонкого диспергирования в водной среде изменяется неодинаково. Наиболее существенные сдвиги этого показателя отмечаются в отношении концентрации Cu, причем пробы халькозина проявляют себя по-разному (табл. 2). Возможно, это связано с характером входящих в их состав примесей. Содержание S изменяется незначительно. Удельная поверхность халькозиновых проб при диспергировании в воде увеличивается примерно в равной мере и пропорциональна длительности помола (табл. 3), однако абсолютные значения ее невелики и не превышают 2,56 м²/г. Бо-

Таблица 4

Результаты расшифровки электронограмм флотационной и сверхтонкой фракций халькозина-1

2 ч, мм	Экспериментальные данные		Эталон для			
			халькозина		халькопирита	
	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>
<i>Флотационная фракция</i>						
22,0	3,18	Сл.	3,14	8	—	—
24,5	2,80	Сл.	2,73	4	—	—
<i>Сверхтонкая фракция</i>						
23,2	3,02	С.	—	—	3,03	100
37,6	1,86	Ср.	—	—	1,86	83
44,0	1,59	Сл.	—	—	1,59	20
57,0	1,23	Оч. сл.	—	—	1,206	7
64,5	1,09	Оч. сл.	—	—	1,077	3

Примечание. $2r$ — диаметр дифракционного кольца; d — параметры, A ; J — интенсивность линии: С — сильная; Сл. — слабая; Ср. — средняя; Оч. сл. — очень слабая. Аналитик В. К. Розловская.

лее развитую поверхность приобретает фракция, полученная после 15 мин сухого диспергирования — $3,91 \text{ м}^2/\text{г}$. Молибденит резко отличается в этом отношении от медных сульфидов. При измельчении в водной среде его удельная поверхность достигает через 7 мин $9,08 \text{ м}^2/\text{г}$, а при помоле всухую — $13,60 \text{ м}^2/\text{г}$.

Интересно отметить, что структура халькозина разрушается даже при измельчении до флотационной крупности — на электронограмме обнаружены только две слабые линии этого минерала (табл. 4). При

Таблица 5

Результаты расшифровки дифрактограмм флотационной и сверхтонких фракций халькозина-2

Экспериментальные данные						Эталон для халь- козина	
Флотационная фракция		Сверхтонкие фракции после помола					
		2 мин		5 мин			
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
10	4,12	—	—	—	—	0,5	3,93
15	3,77	20	3,76	—	—	1	3,77
15	3,62	—	—	—	—	1	3,60
20	3,32	20	3,40	—	—	3	3,39
18	3,30	24	3,28	35	3,29	1	3,31
30	3,19	24	3,19	—	—	1	3,21
15	3,06	—	—	—	—	2	3,05
25	2,96	30	2,96	—	—	0,5	2,97
20	2,88	25ш	2,89	40	2,84	2	2,88
45	2,73	—	—	25	2,70	1	2,73
15	2,67	—	—	—	—	1	2,67
40	2,54	35	2,54	—	—	1	2,54
30	2,48	25	2,48	10	2,49	2	2,47
60	2,41	90	2,41	30	2,41	7	2,40
40	2,34	20	2,34	75	2,31	0,5	2,34
20	2,22	20	2,22	—	—	2	2,22
100	1,983	90	1,979	100	1,991	8	1,969
10	1,937	—	—	—	—	0,5	1,937
60	1,885	100	1,882	45	1,873	10	1,870
13	1,796	—	—	—	—	0,5	1,787
50	1,711	40	1,709	35	1,707	4	1,695
15	1,662	30	1,692	—	—	2	1,645

Примечание. Ш — широкая линия. Аналитик Н. А. Пальчик.

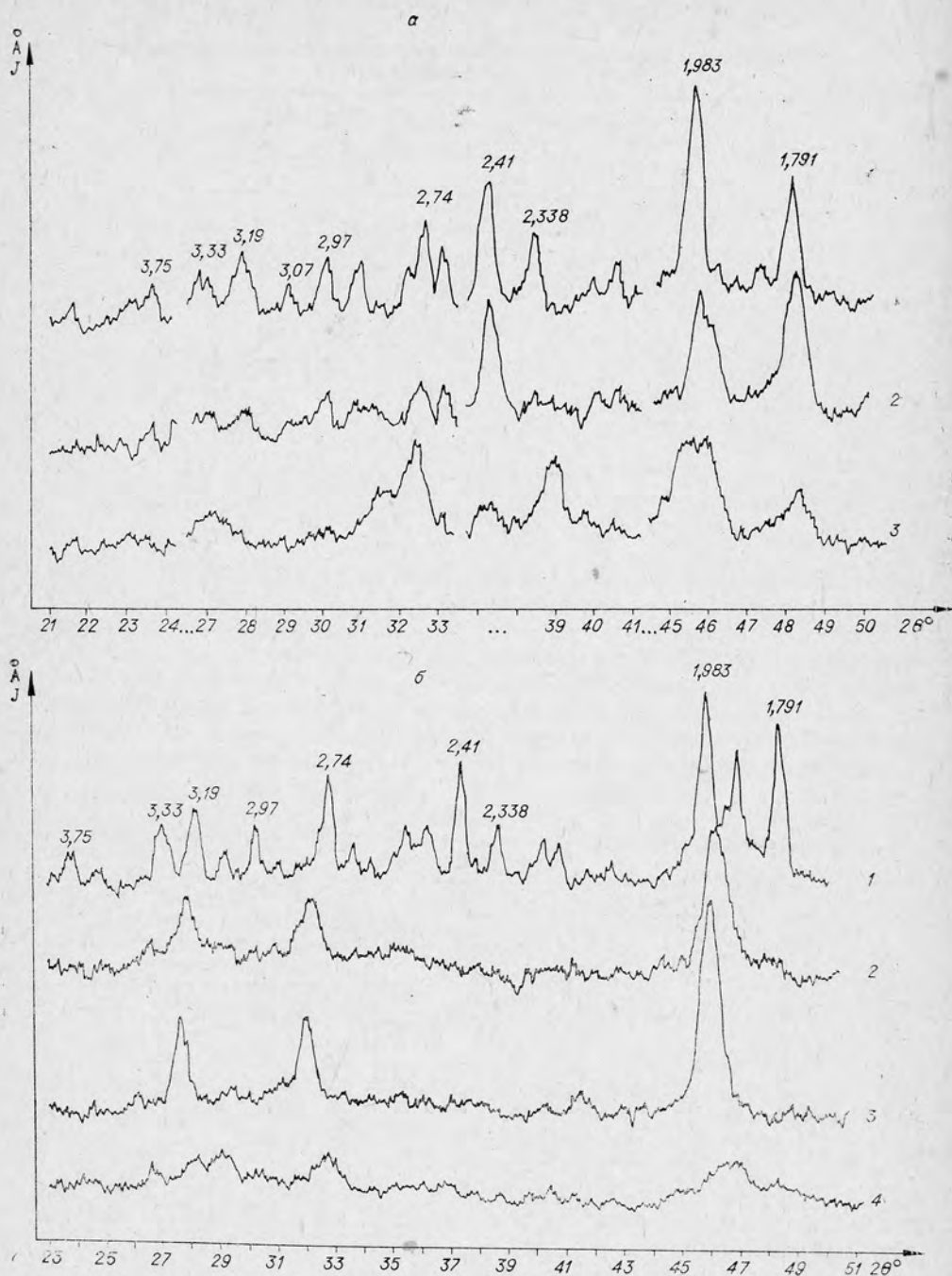
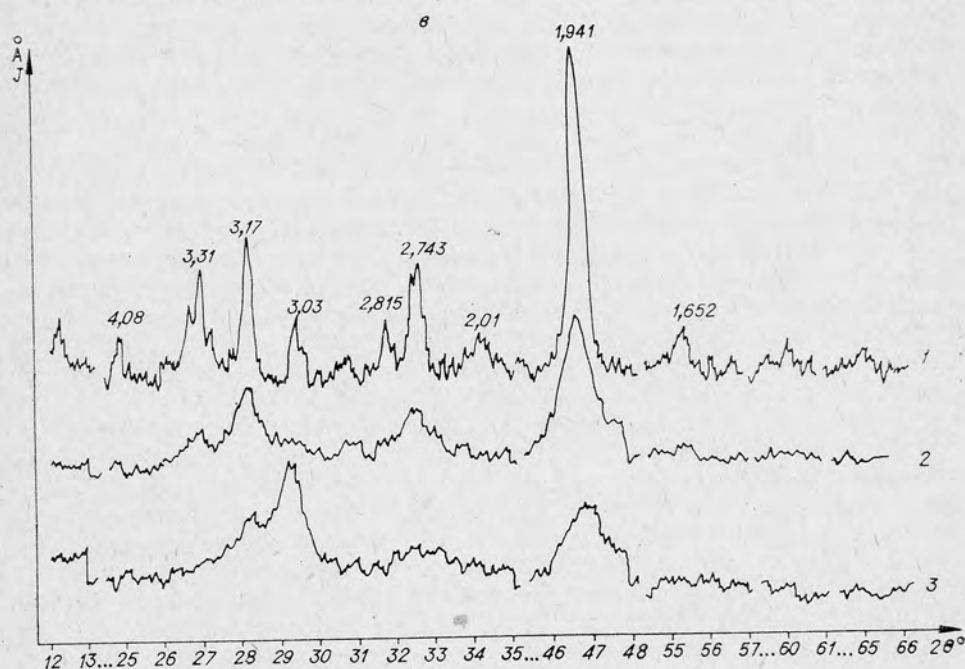
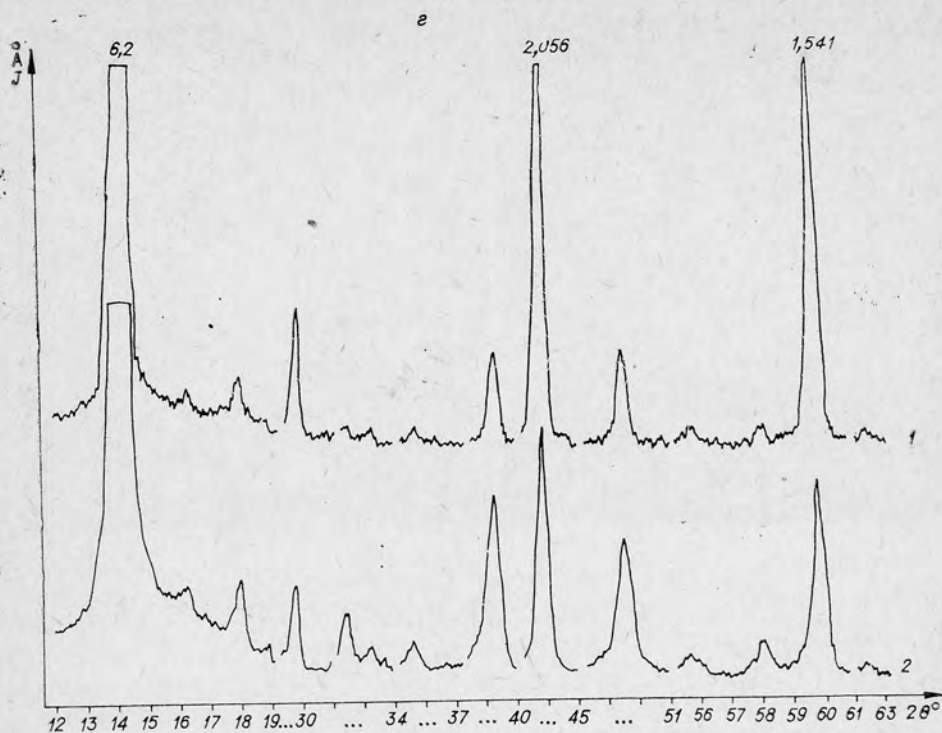


Рис. 1. Рентгеноструктурные изменения халькозина-1 (а, б), борнита (в) и молибденита (г). Дифрактограммы: 1 — исходной пробы; после диспергирования в течение

сверхтонком измельчении появляется халькопирит, чему, вероятно, может способствовать натирание Fe мелющих тел. Сравнение дифрактограмм фракций халькозина-1, полученных при различных режимах диспергирования (рис. 1, а, б) показывает, что при измельчении всухую



(г) после сверхтонкого измельчения в водной (а, в, г) и воздушной (б, в) среде. Ана-Новожилова, Э. П. Солотчина.

2 мин (а — 2; б — 2—4); 7 мин (б — 3; в — 2, 3; г — 2); 15 мин (а — 3; б — 4).

минерал аморфизуется в большей степени, чем при помоле в водной среде. После 15 мин измельчения сильные рефлексы халькозина практически исчезли (рис. 1, б, 4). Расшифровка дифрактограмм халькозина-2 также свидетельствует о значительном разрушении структуры

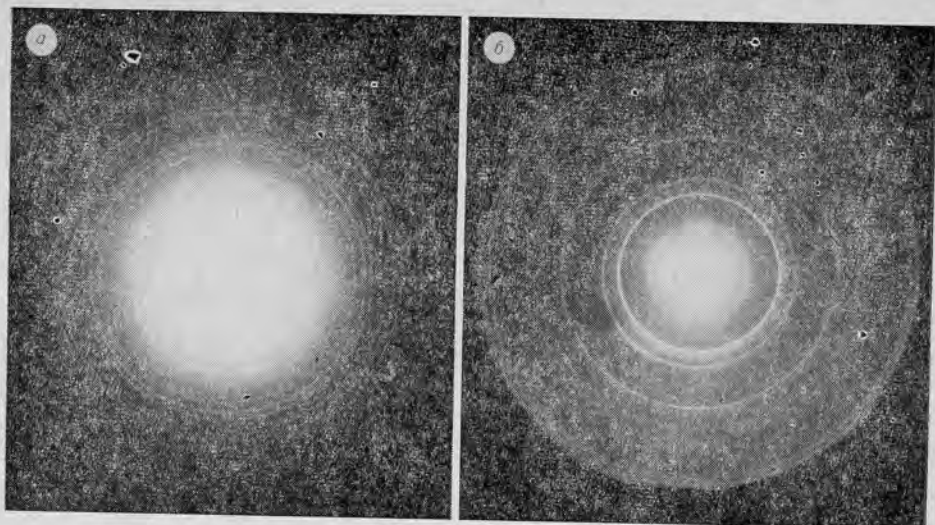


Рис. 2. Электронограмма молибденита.

а — исходная проба; б — проба после диспергирования в воде в течение 7 мин. Аналитики В. К. Розловская, Н. М. Усатова.

при диспергировании в водной среде (табл. 5). При этом наибольшая аморфизация отмечается при самом длительном времени помола (15 мин). Значительная часть слабых рефлексов исчезает. Заметным изменениям подвергается также кристаллическая решетка борнита (рис. 1, в). При сухом диспергировании степень ее разрушения больше (см. рис. 1, в, 3). Рентгеновская съемка молибденита при температуре 600°C и экспозиции 1 ч выявили, что рефлекс $14,5 \text{ \AA}$ исчез полностью, так же как и рефлекс $6,2 \text{ \AA}$, что свидетельствует о разрушении минерала. Рефлекс $14,5 \text{ \AA}$ проявляется сверх структуры хорошо ориентированного молибденита. Если в исходном образце интенсивность рефлексов серии ООС очень высока при уменьшенной интенсивности, то в тонкодиспергированном преимущественная ориентация выражена меньше¹ (см. рис. 1, г). Эффект сверхтонкого измельчения молибденита зафиксирован и электронографическим методом анализа — дифракционные кольца на электронограмме стали более широкими (рис. 2).

Результаты манометрических исследований показывают, что сверхтонкие фракции медных минералов сухого диспергирования химически более активны, чем фракции, полученные в водной среде. Обращает внимание то, что расход O_2 на окисление 1 г минералов флотационных и сверхтонких фракций водного помола примерно одинаков: 274 и 265 мкл для халькозина-1 через 8 ч выщелачивания и 444 и 306 мкл для борнита за это же время. Значительно больше окислительное воздействие раствора $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ на тонкодисперсные фракции этих минералов, полученные при сухом измельчении (табл. 6). Для халькозина эта величина становится равной 1624, а для борнита — 1020 мкл O_2 . Очевидно, что поверхность фракций сухого помола более активизированная вследствие значительно большей аморфизации минералов. В то же время величина удельной поверхности халькозина и борнита практически не является определяющим фактором окислительной активности их сверхтонких фракций. Поведение молибденита при выщелачивании резко отличается — даже сверхтонкая фракция

¹ Напитку образца осуществить не удалось из-за его несмачиваемости.

Таблица 6

Расход O_2 при выщелачивании сульфидов раствором $Fe_2(SO_4)_3$, мкл

Время выщелачивания, ч	Ед. измерения	Минерал (удельная поверхность— в m^2/g)							
		халькозин-I			борнит			молибденит	
		0,21	2,27	3,91	0,30	3,68	3,01	0,30	9,08
1	г	102	30	244	68	60	82	0	30,0
	m^2	510	13	62	226	16	27	0	3,2
	г	136	59	490	170	122	164	0	30,0
2	m^2	680	25	126	567	33	55	0	3,2
	г	172	89	800	240	154	286	0	30,0
3	m^2	860	39	205	800	42	95	0	3,2
	г	172	117	1014	308	154	408	0	30,0
4	m^2	860	51	260	1026	42	136	0	3,2
	г	172	148	1200	340	184	570	0	30,0
5	m^2	860	64	308	1133	50	190	0	3,2
	г	204	205	1320	374	246	652	0	30,0
6	m^2	1020	89	338	1246	66	217	0	3,2
	г	240	235	1500	410	276	816	0	30,0
7	m^2	1200	102	385	1367	74	272	0	3,2
	г	274	265	1624	444	306	1020	0	30,0
8	m^2	1370	115	416	1480	83	340	0	3,2

Примечание. Здесь и в табл. 7 фракции 3,91 и 3,01 m^2/g — после сухого измельчения.

его с очень развитой удельной поверхностью (9,08 m^2/g) остается индифферентной по отношению к выщелачиваемому раствору. Анализ почасового расхода O_2 при обработке тонкодисперсных фракций халькозина и борнита раствором $Fe_2(SO_4)_3$ показывает, что к концу опыта этот показатель для халькозина уменьшается с 244—310 мкл до 124 мкл (фракций сухого помола, 3,91 m^2/g), а для борнита, наоборот, увеличивается с 82 до 204 мкл (фракция сухого помола, 3,01 m^2/g). Это говорит о том, что халькозин окисляется значительно активнее борнита (табл. 7).

Таблица 7

Почасовой расход O_2 при выщелачивании сульфидов раствором $Fe_2(SO_4)_3$, мкл

Интервал времени выщелачивания, ч	Ед. измерения	Минерал (удельная поверхность— в m^2/g)							
		халькозин-I			борнит			молибденит	
		0,21	2,27	3,91	0,30	3,68	3,01	0,30	9,08
0—1	г	102,0	30,2	244,0	68,0	60,0	82,0	0	30,0
	m^2	510,0	13,1	62,5	226,6	16,2	27,3	0	3,2
	г	34,0	28,4	246,0	102,0	62,0	82,0	0	0
1—2	m^2	170,0	12,3	63,0	339,9	16,7	27,3	0	0
	г	36,0	30,2	310,0	70,0	32,0	122,0	0	0
2—3	m^2	180,0	13,1	70,4	233,3	8,6	40,6	0	0
	г	0	28,4	214,0	68,0	0	122,0	0	0
3—4	m^2	0	12,3	54,8	226,6	0	40,6	0	0
	г	0	30,2	186,0	32,0	30,0	162,0	0	0
4—5	m^2	0	13,1	47,6	106,6	8,1	54,0	0	0
	г	31,9	56,9	120,0	34,0	62,0	82,0	0	0
5—6	m^2	159,9	24,7	30,7	113,3	16,7	27,3	0	0
	г	36,0	30,2	180,0	35,9	30,0	164,0	0	0
6—7	m^2	180,0	13,1	46,1	119,9	8,1	54,6	0	0
	г	34,0	30,2	124,0	34,0	30,0	204,0	0	0
7—8	m^2	1700	13,1	31,7	113,3	8,1	68,0	0	0

Таким образом, на основании проведенных исследований установлено, что физико-химические свойства сульфидных минералов в процессе сверхтонкого диспергирования претерпевают существенные изменения (разрушение кристаллической структуры минералов, увеличение удельной поверхности их). Наибольшая степень аморфизации отмечается при измельчении в воздушной среде. Изменяется также химический состав минералов. Химическая активность тонко-дисперсных фракций халькозина и борнита пропорциональна степени аморфизации их структур. Кристаллическая решетка молибденита при сверхтонком измельчении разрушается незначительно, но удельная поверхность его становится в несколько раз большей, чем у медных минералов. Химическая активность молибденита в растворе $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ практически не изменяется.

ЛИТЕРАТУРА

- Бочаров В. А., Голиков А. А. Об окислении сульфидных минералов при измельчении.— «Цветные металлы», 1967, № 7, с. 26—31.
- Буянова Н. Е., Карнаухова А. П. Определение удельной поверхности твердых тел хроматографическим методом тепловой десорбции аргона. Новосибирск, «Наука», 1965. 61 с.
- Каковский И. А. Исследование кинетики и механизма гидрометаллургических процессов.— «Цветные металлы», 1970, № 12, с. 18—21.
- Листова Л. П., Бондаренко Г. П. Растворение сульфидов свинца, цинка и меди в окислительных условиях. М., «Наука», 1969. 182 с.
- Матыскин Ю. Д. Возможности интенсификации процесса выщелачивания в гидрометаллургии меди. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1967. 34 с.
- Михеев В. И. Рентгенографический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
- Орлов А. И. Интенсификация процесса выщелачивания (на примере гидрометаллургии меди). Автореф. докт. дис. М., 1971. 52 с.
- Орлов А. И., Копылов Г. А. Кинетика растворения борнита.— «Изв. вузов. Цветная металлургия», 1963, № 6, с. 68—74.
- Рамдор Р. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962. 1132 с.
- Семихатова О. А., Чулановская М. В. Манометрические методы изучения дыхания и фотосинтеза растений. М.—Л., «Наука», 1965. 168 с.
- Berry J. G., Thompson R. M. X-Ray Powder data for ore minerals: the peacock atlas. N. Y., 1962. 285 p.
- Bhappu R. B., Reynolds D. H., Roman R. L. Molybdenum recovery from sulfide and oxide ores.— «J. Metals», 1965, v. 17, № 11, p. 1199—1205.
- Frueh A. J. Disorder in the mineral bornite, C_5FeS_4 .— «Amer. Min.», 1950, v. 35, № 3-4, p. 185—192.

ФОТОІЛЮСТРАЦІИ

К ст. В. В. Рябова, И. Т. Бакуменко, И. М. Фоминых.
Дендритовидные мегакристаллы клинопироксена
в траппах Норильского района
и некоторые вопросы их образования

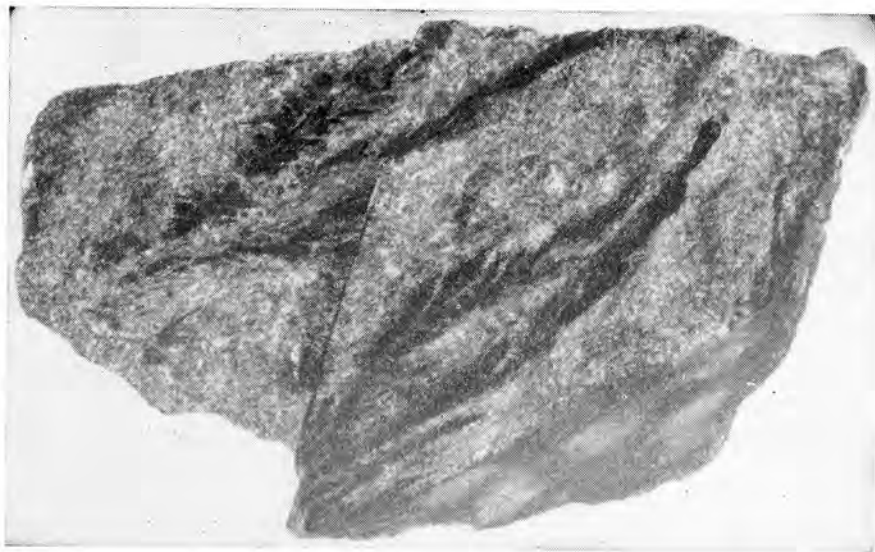


Фото 1. Перистые кристаллы клинопироксена в оливинсодержащих габбро-долеритах интрузии горы Гудчихи. Обр. Кас-5, ум. 3.



Фото 2. Дендриты клинопироксена из базальтов Микчандского покрова. Обр. Мч-34, ум. 1,5.

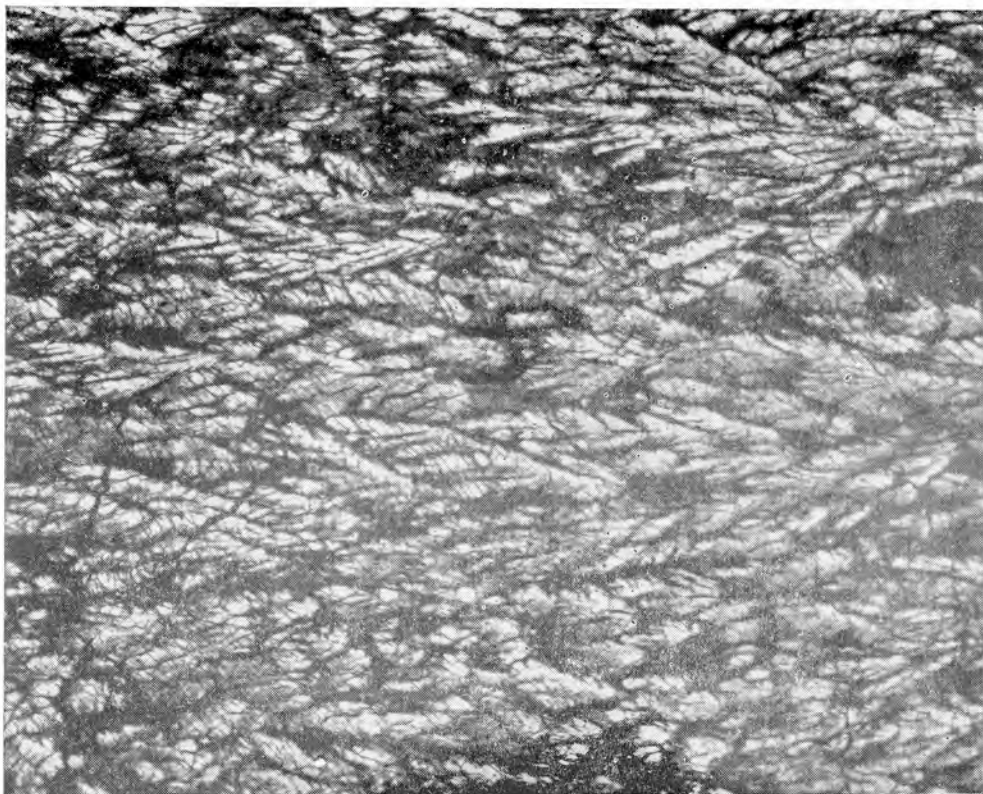


Фото 3. То же. Обр. Мч-35, пластинка, ув. 2 раза.



Фото 4. Мегакристаллы клинопироксена в базальте Микчандского покрова. Шл. Мч-34А, ув. 10, николи +.

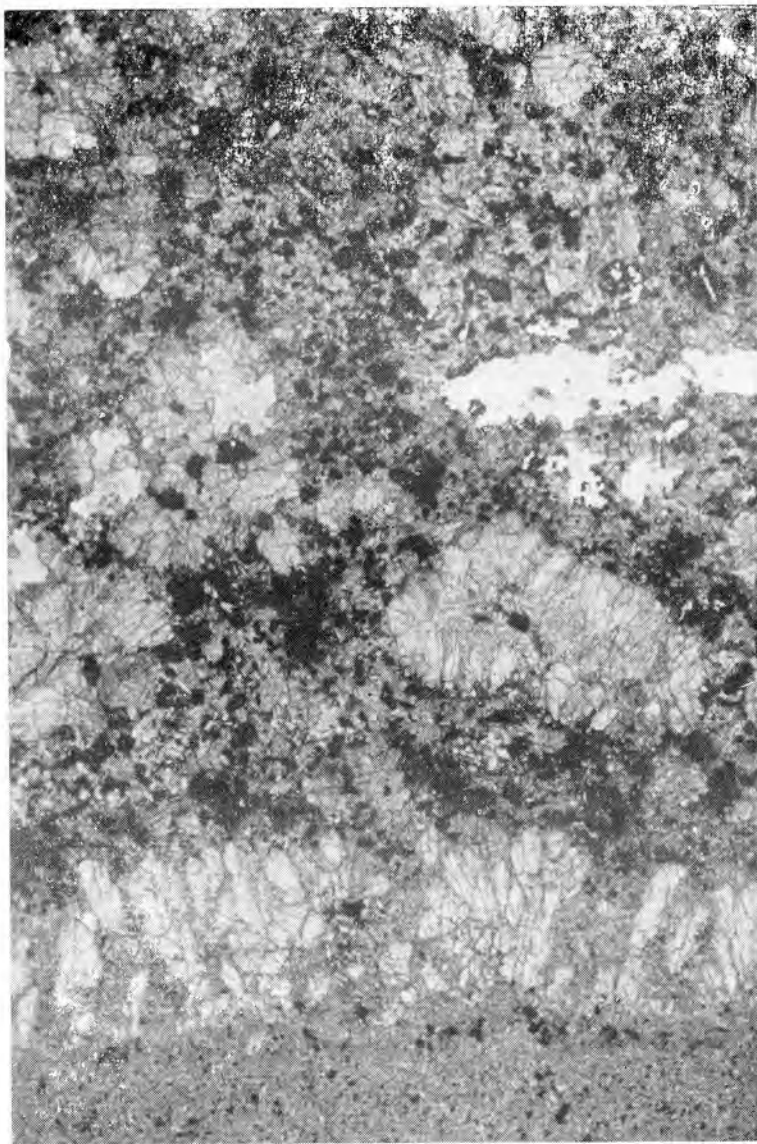


Фото 5. Характер проявления клинопироксена в базальте Микчандского покрова. Снизу вверх: оливинсодержащий базальт, прослой призматических кристаллов клинопироксена, очковый базальт со сферокристаллами клинопироксена и фенокристами клинопироксена и оливина. Шл. Мч-9К, ув. 5, без николей.

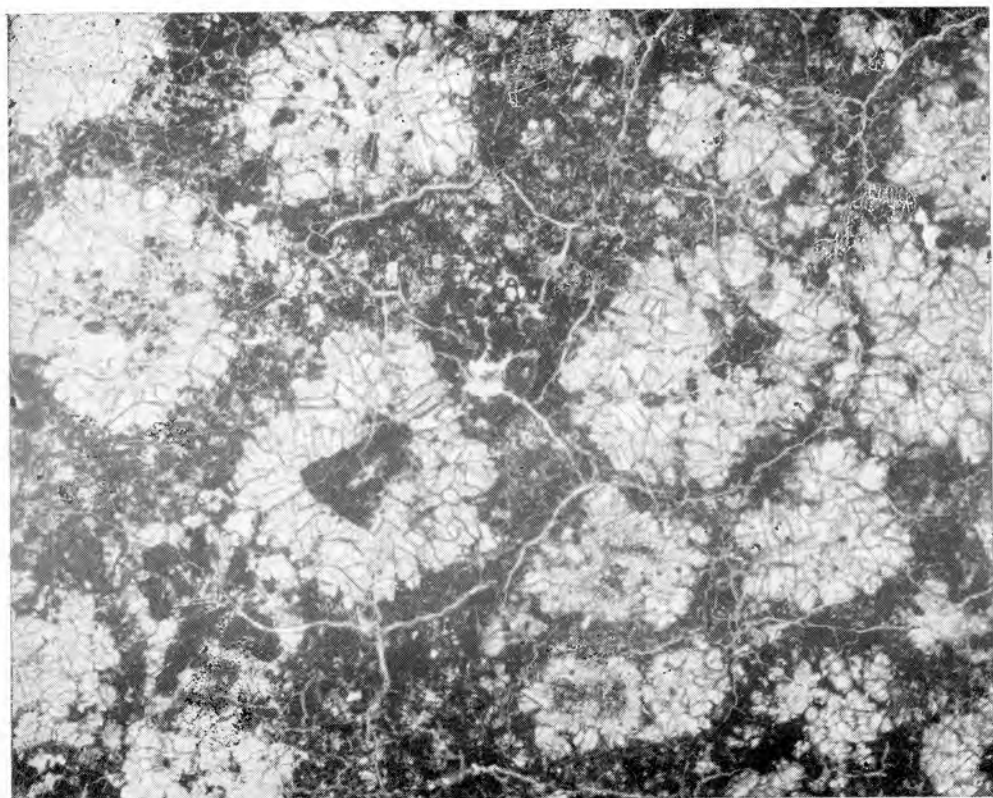


Фото 6. Очковый базальт со сферокристаллами клинопироксена и фенокристами оливина из Микчандского покрова. Шл. Мч-31, ув. 1,5.

К ст. А. А. Меляховецкого.

**О пластической деформации оливина
в гипербазитах Билинского массива (Восточная Тува)
в связи с оценкой ее условий**

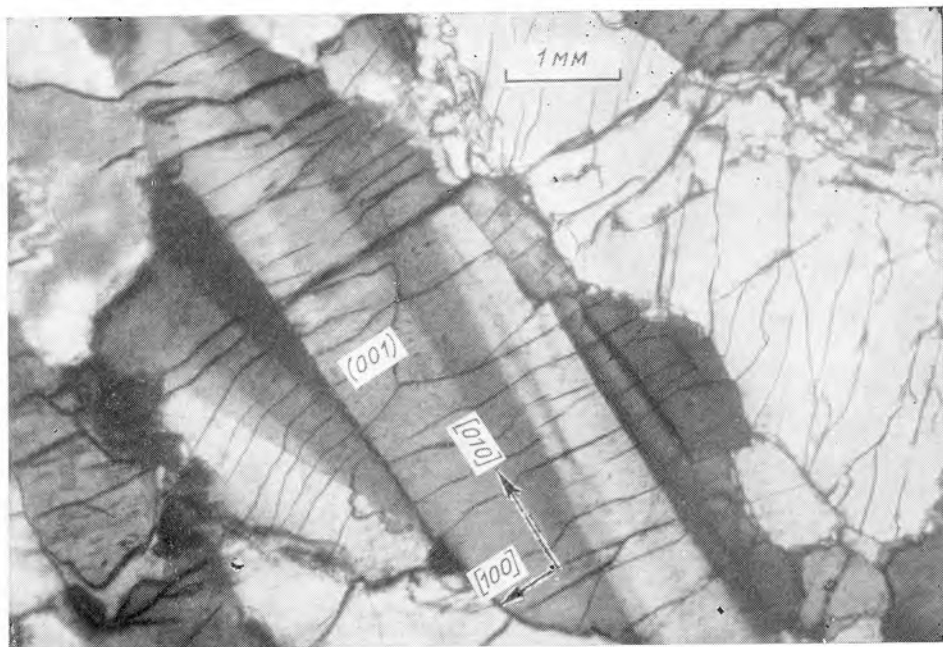


Фото 1. Серия полос сброса (сложный сброс) в зерне оливина из обр. 1121. Николи+. Характерно наличие узких полос и повернутых на небольшой ($1-2^\circ$) угол областей внутри более широких полос.



Фото 2. «Узкие» полосы сброса в зерне оливины из обр. 609-1А (сечение ориентировано под острым углом к плоскости их границ). Хорошо видна косая (17°) ориентировка границ узких полос по отношению к границе более широкой полосы в правой части зерна (поставлена на погасание), а также изгибы границ некоторых «узких» полос сброса. На стыках зерен видны мелкие рекристаллизованные зерна оливины. Николи. +.



Фото. 3. Синметаморфическая рекристаллизация оливина в полосе шириной около 3 см. Видна периферическая часть полосы. Справа сверху протогранулярный дунит, слабо затронутый рекристаллизацией. В нижней части снимка хорошо заметны контуры старых зерен, «просвечивающие» благодаря близкой ориентировке новообразованных зерен. Обр. 364-3. Ув. 14. Николи +.

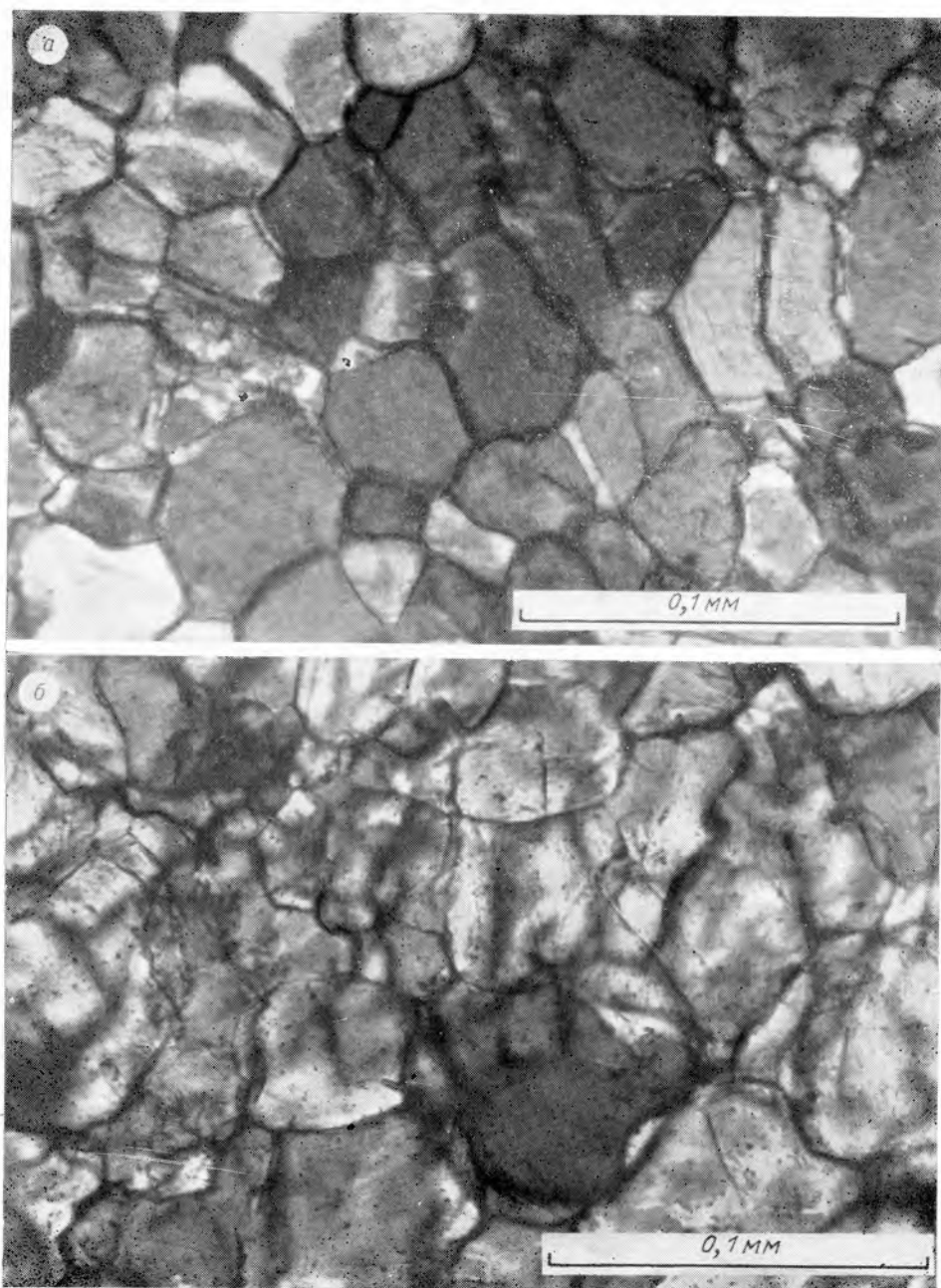


Фото 4. Рекристаллизованные агрегаты. *a* — синметаморфически рекристаллизованные зерна оливина из обр. 364-3 (см. фото 3), ув. 500; *б* — рекристаллизованные зерна оливина из основной массы дунита с порфирокластической структурой. Обр. 239-1. Николи +, ув. 500.

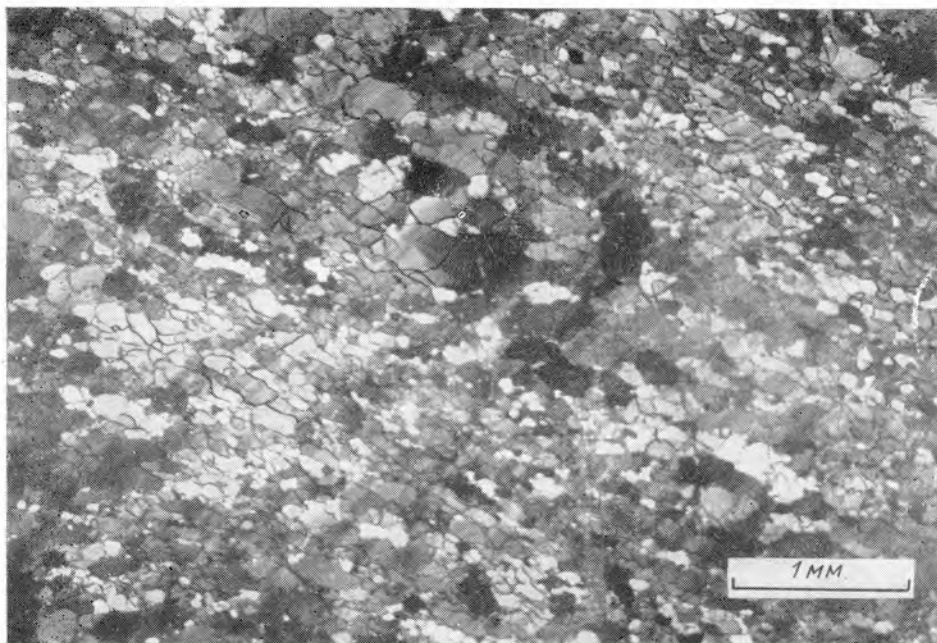


Фото 5. Лейстовый дунит. Обр. 319-2. Мелкие изометричные зерна, рекристаллизованные. Николи +.

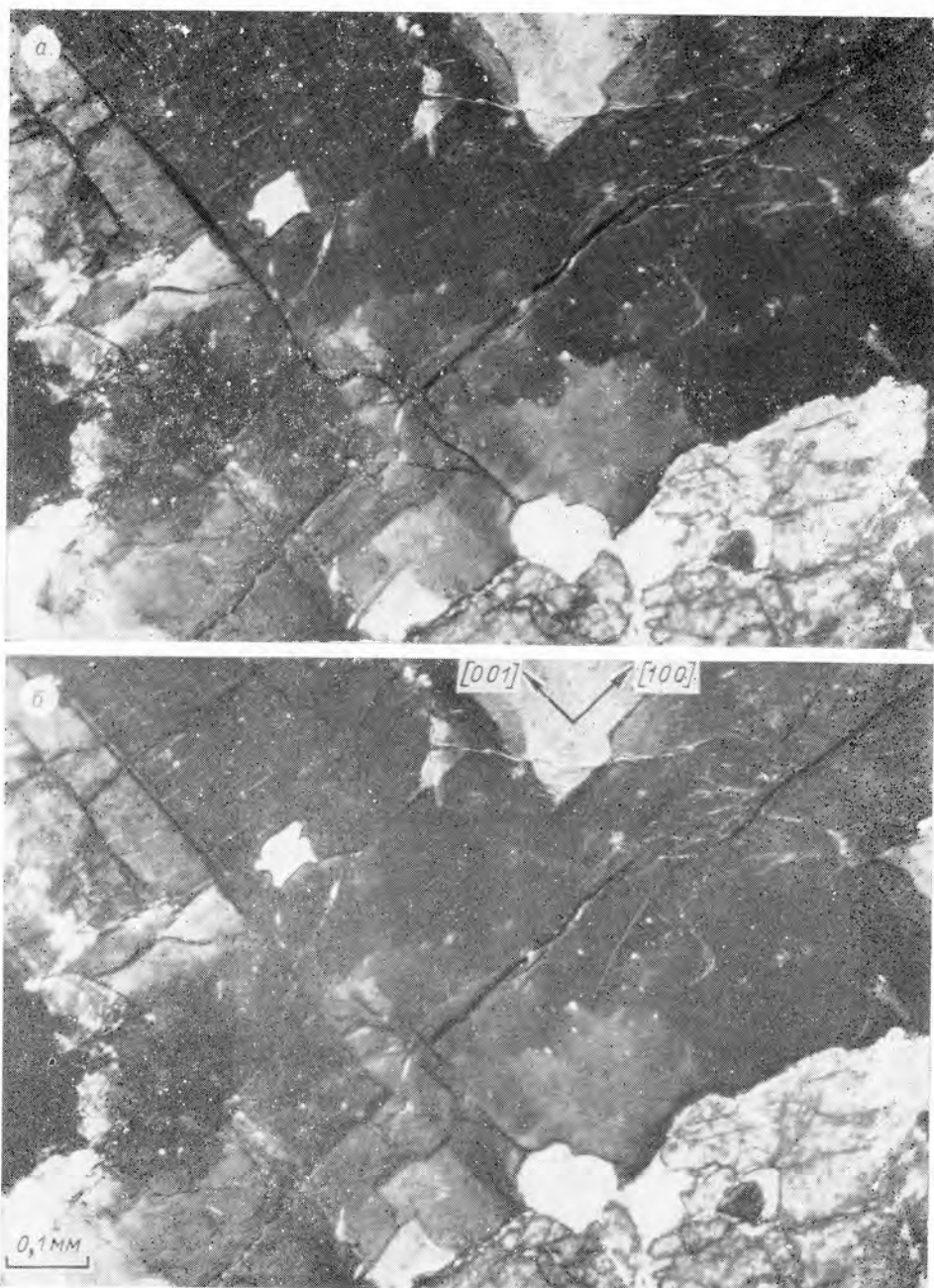


Фото 6. *a* — зерно оливина с субструктурой из обр. 445-3, николи +; *б* — характер субзерен там же.

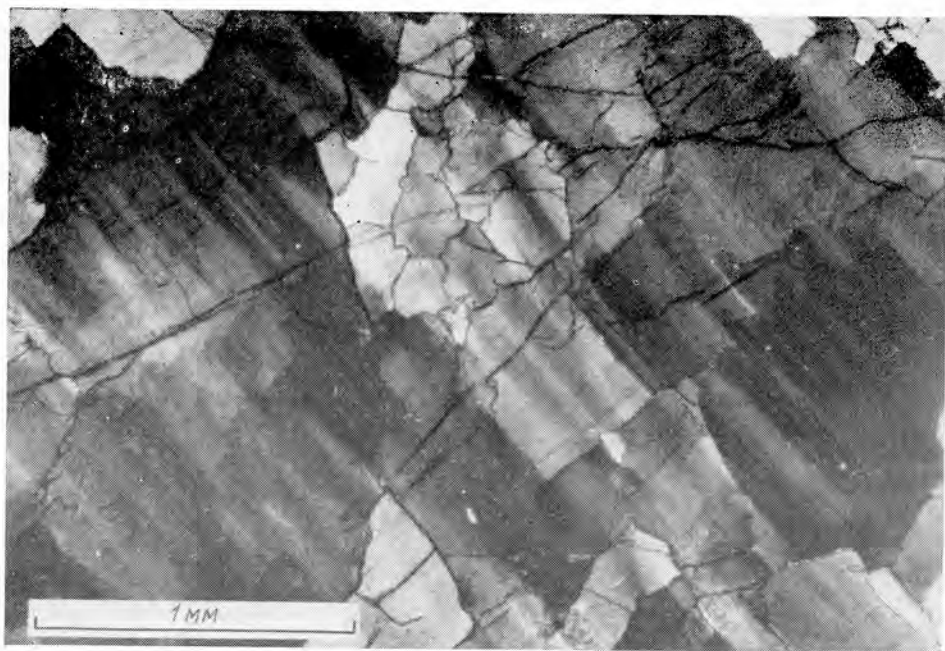


Фото 7. Субзерна в зерне оливина из протогранулярного дунита северной части зоны I. Обр. 368, николи +. Часть субграниц $\parallel [001]$ — полосы сброса, связанные с системой скольжения $(001) [100]$.

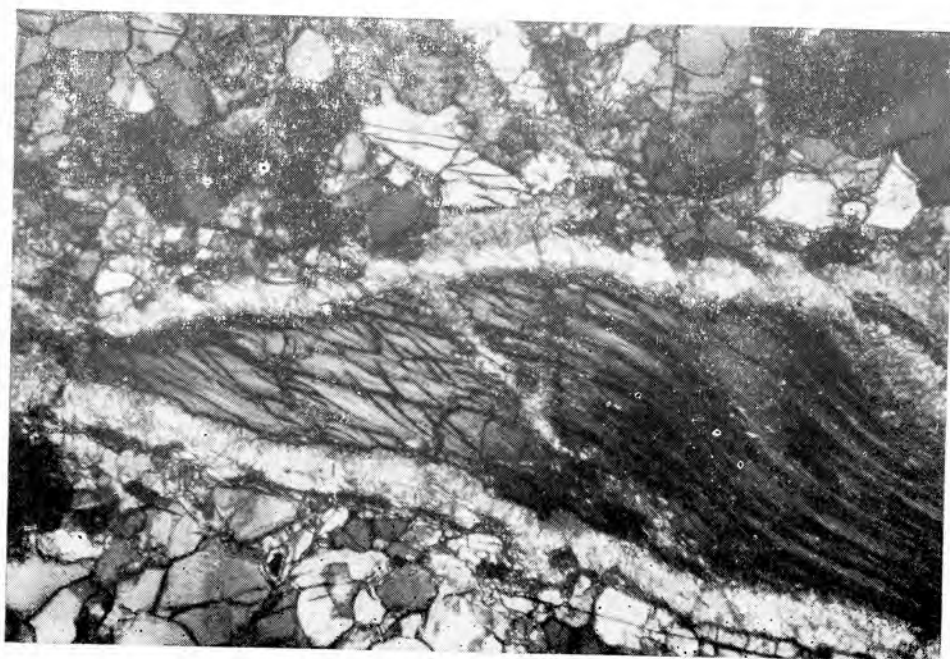


Фото 8. Дсформированное зерно энстатита из обр. 437-6 Николи +. По периферии зерна — кайма талька.

К ст. *Ф. П. Леснова, А. А. Меляховецкого, Ж. Баярхуу.*
Шишихдгольский гипербазитовый массив
(Северная Монголия)

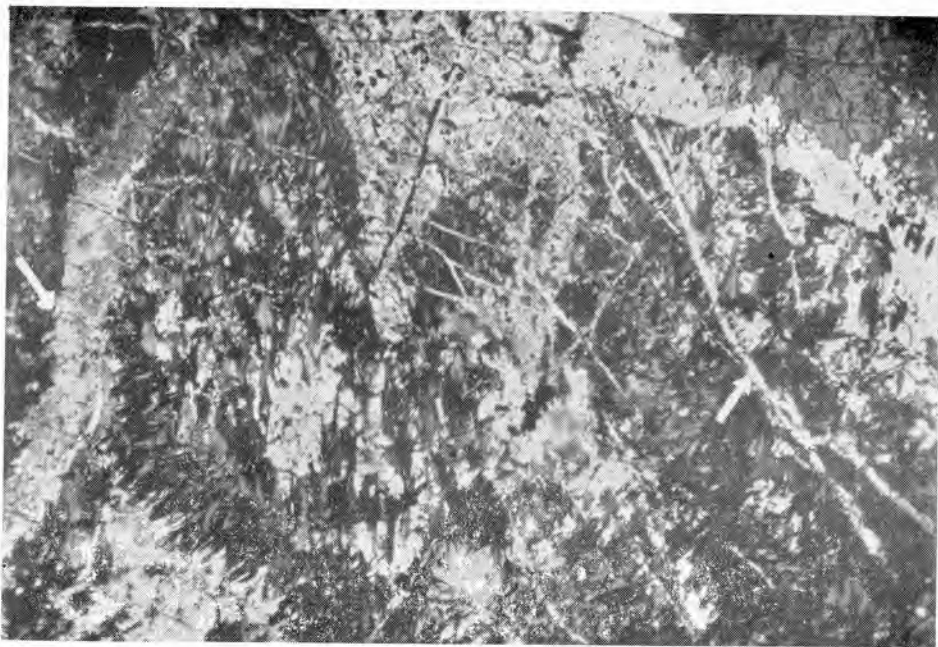


Фото 1. Прожилки вторичного оливина (показаны стрелкой) в антигоритовом серпентините. Обр. М-1246, ув. 50

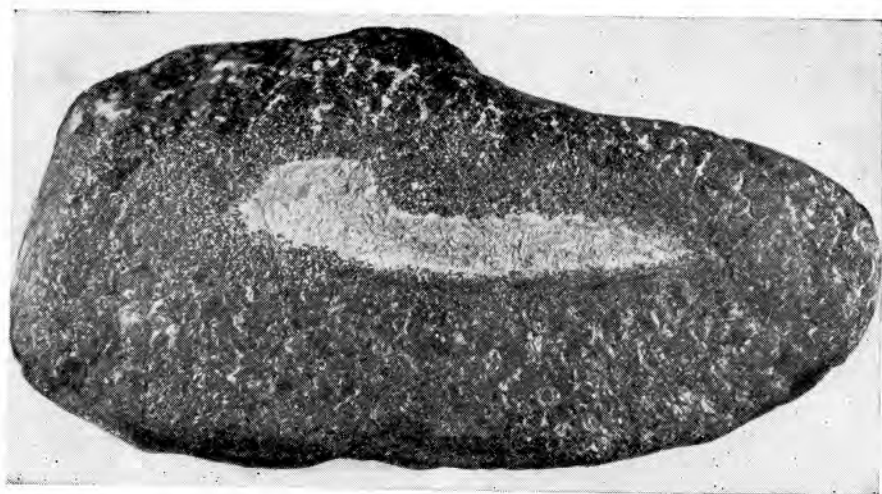


Фото 2. Густовкрапленный хромит с линзовидным включением дунита. Вблизи включения структура хромита мелкозернистая (обр. 1081а). Западный контакт центрального блока у оз. Баран-нур. В натур. велич.



Фото 3. Контакт гранита с ксенолитом сланцев окинской свиты (обр. 621). Северо-восточный экзоконтакт центрального блока по левобережью р. Хадряус-гол. В натур. велич.

СОДЕРЖАНИЕ

В. П. Костюк, Е. А. Костюк, Т. Ю. Базарова, И. К. Кузнецова, Ю. Г. Лаврентьев, О. С. Покачалова. Минералогия и природа глубинных включений в базальтах Минусинской котловины	3
В. В. Золотухин, В. Ф. Коненко, В. Н. Королюк. Сосуществующие магматические минералы в породах Мантуровской дифференцированной интрузии	29
В. В. Рябов, И. Т. Бакуменко, И. М. Фоминых. Дендритовидные мегакристаллы клинопироксена в траппах Норильского района и некоторые вопросы их образования	47
Ф. П. Леснов, Е. М. Крестин. Породообразующие минералы габброидов Курско-Воронежского кристаллического массива (Смординский и Светлодунский участки)	74
А. А. Меляховецкий. О пластической деформации оливина и энстатита гипербазитов Билинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой ее условий	84
В. В. Велинский, Г. В. Пинус. К вопросу о природе ультраосновных пород складчатых областей (на примере Кузнецкого Алатау)	111
Ф. П. Леснов, А. А. Меляховецкий, Ж. Баярхуу. Шинхидгольский гипербазитовый массив (Северная Монголия)	130
Н. В. Попов, Г. Л. Добрецов. Минералого-петрохимические особенности полихронных гранитоидных плутонов	146
В. Б. Василенко, Л. Д. Холодова. Некоторые вопросы петрологии и минералогии зауралюнгуйской гнейсо-гранитной серии (Восточное Забайкалье)	164
В. Б. Василенко, Ю. В. Киселев, Л. Д. Холодова. Исследование парных криволинейных регрессий серебра с малыми элементами в хлоритовом и карбонатном апатитовых комплексах Селигдара (Алдан)	182
В. В. Зайков, В. Н. Королюк, Г. Г. Лепезин, А. А. Меляховецкий. Метаморфическая зональность Харальской структурно-формационной зоны Восточной Тувы	197
В. И. Силаев. Структурная эволюция карбонатных пород при низкотемпературном контактом метаморфизме	206
В. Г. Кулебакин. Физико-химические особенности тонкодисперсных фракций изоморфных модификаций сфалерита	224
В. Г. Кулебакин, В. В. Марусин, Э. П. Солотчина. Поведение халькопирита и таллахита при диспергировании и бактериальном выщелачивании	229
Е. Г. Кулебакин. Об особенностях аморфизованных медь- и молибденсодержащих сульфидов	244

**МАТЕРИАЛЫ
ПО ГЕНЕТИЧЕСКОЙ
МИНЕРАЛОГИИ
И ПЕТРОЛОГИИ**

Ответственный редактор
Владимир Степанович Соболев

Редактор Я. М. Мочалов
Художник М. М. Погребинский
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Технический редактор Ф. Ф. Орлова
Корректоры М. В. Ржевцева, Л. Л. Тычкина

Сдано в набор 27 августа 1976 г. Подписано к печати 10 мая 1977 г. МН 01526. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 15,75 печ. л., +1,25 печ. л. на мел. бум., 23,8 усл. печ. л., 21,4 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 237. Цена 2 р. 59 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Минералогия и природа глубинных включений в базальтах Минусинской котловины. Костюк В. П., Костюк Е. А., Базарова Т. Ю., Кузнецова И. К., Лаврентьев Ю. Г., Покачалова О. С. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1977, с. 3—29.

Приводятся результаты изучения породообразующих минералов ксеногенных включений ультрабазитов и мегакристов клинопироксена в щелочных базальтоидах Минусинской котловины. Показаны особенности химизма клинопироксена — наиболее чувствительного индикатора к физико-химическим и РТ-условиям. Выявлены четкие различия в составе пироксенов из перидотитов и безоливиновых пироксенитов между собой, с одной стороны, и вкрапленников щелочных базальтов — с другой. Обособленное место занимают мегакристы клинопироксена. Установленные различия подтверждаются расчетом *t*-критерия Стьюдента.

Клинопироксены перидотитовых и гранат-перидотитовых включений, вероятно, кристаллизовались в условиях наибольших глубин и спокойной тектонической обстановки (минимальное содержание Al^{IV} , но повышенное — Cr , полное отсутствие первичных включений минералообразующей среды — расплава). Вкрапленники клинопироксена в базальтах, судя по возрастающему содержанию Al^{IV} и Sa -алюмошмаркита, кристаллизовались в условиях очень высоких температур (1230—1280°C), но относительно пониженных давлений. Еще более высокие температуры образования характерны для весьма бедных кальцием мегакристов пироксена (1300—1340°C).

Выявившаяся по целому комплексу признаков градиация клинопироксенов (отчасти ортопироксенов) позволяет рассматривать ксенолиты всей гаммы ультрабазитов, кроме черных бесшпиннелевых клинопироксенитов, в качестве вероятного мантийного субстрата, захваченного щелочно-базальтовой магмой. Ил. 2, табл. 7, библ. 30.

УДК 552.121; 553.21

Сосуществующие магматические минералы в породах Мантуровской дифференцированной интрузии. Золотухин В. В., Коненко В. Ф., Королюк В. Н. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1977, с. 29—47.

Дается краткая петрографическая характеристика пород разреза дифференцированной Мантуровской интрузии из Имандинского рудного узла на северо-западе Сибирской платформы. Указывается, что по присутствию здесь трехчленного строения (пикритовые, оливиновые, безоливиновые габбро-долериты) и верхних и нижних пегматитов (такситовые породы и габбро) интрузия приближается к типу Норильск-I. Проведенное изучение темнопетельных минералов на микрозонде позволило выявить ряд взаимосвязей в составе минералов каждого из дифференциатов. Авторы приходят к выводу, что состав клинопироксенов может быть показателем дифференциации магмы, так как в них четко изменяется соотношение Sa/Al . Можно говорить, что состав всех магматических минералов, изменяющихся по разрезу интрузии, подчеркивает состоявшуюся внутрикамерную дифференциацию магмы. Даны оценки температур образования дифференциатов, исходя из ряда минералогических термометров. Ил. 14, табл. 3, библ. 17.

УДК 549.642; 552.11; 552.3; 553.2

Дендритовидные мегакристаллы клинопироксена в траппах Норильского района и некоторые вопросы их образования. Рябов В. В., Бакуменко И. Т., Фоминых И. М. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1973, с. 47—74.

Освещаются результаты изучения гигантских дендритов клинопироксена (КлП) в интрузивных и эффузивных траппах северо-запада Сибирской платформы. Описывается геологическое положение дендритов КлП в интрузиях Нижне-Фокинской, Норильск-II, г. Гудчихи, Ергалакской, г. Пегматитовой и базальтах Микчандинского дифференцированного покрова. Приводится химический состав пород вмещающих дендриты КлП и самих мегакристаллов. Детально описывается строение Микчандинского покрова. Предполагается, что формирование дендритов КлП в интрузиях осуществлялось с участием флюидов при высоком давлении воды. Породы Микчандинского покрова сопоставляются с покровами пикритовых базальтов, делается заключение, что первые являются своеобразным аналогом последних. Специфический состав исходного расплава Микчандинского покрова рассматривается как результат динамической и кристаллизационной дифференциации, а экзотические формы проявления КлП в виде дендритов и сферокристаллов — в качестве продуктов гетероморфной кристаллизации пикритового расплава в условиях переохлаждений. Температура кристаллизации дендритов КлП определяется в 1230—1240°C. Ил. 9, табл. 4, библ. 16.

УДК 549.651.2(642.25)

Породообразующие минералы габброидов Курско-Воронежского кристаллического массива (Сморodinский и Светлодунский участки). Леснов Ф. П., Крестин Е. М. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1977, с. 74—84.

С помощью химического и ряда других видов анализа впервые изучены состав, структурное состояние и содержание элементов-примесей в плагиоклазах, клинопироксенах, ортопироксенах, оливины и роговой обманке некоторых габброидных пород Курско-Воронежского кристаллического массива. Выявлены существенные отличия в составе, степени упорядоченности и содержания изоморфных примесей F , Sr и др. между плагиоклазами из габбро-норитов малоархангельского и габброидов сморodinского комплексов, отличающихся по глубине формирования. Показано, что распределение Al , Sa и Na между сосуществующими плагиоклазами и клинопироксенами зависит от температуры их кристаллизации. Ил. 3, табл. 5, библ. 16.

УДК 549.621.14+552.321.6

О пластической деформации оливина и энстатита гипербазитов Билинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой ее условий. Меляховецкий А. А. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1977 г. с. 84—111.

Приведено краткое описание особенностей пластической деформации, возврата и рекристаллизации оливина и пластической деформации энстатита. Деформация оливина и энстатита является более ранней, чем региональный метаморфизм гипербазитов и пород рамы. Преобладающей системой скольжения в оливине является {ОК1} [100]. Показано, что в массиве имела место как динамическая (синтектоническая), так и синметаморфическая рекристаллизация оливина. В зернах оливина, особенно принадлежащих к зоне наиболее сильной деформации, наблюдалась субструктура, предположительно связываемая с ползучестью. Энстатит деформируется скольжением по {100} [001]. Вероятные температуры деформации при скорости деформации порядка 10^{-14} с⁻¹ лежат в пределах 650—900°C. Помещен краткий обзор экспериментальных данных о пластической деформации оливина и энстатита. Ил. 19, табл. 1, библ. 51.

УДК 552.326+552.11(571.56)

К вопросу о природе ультраосновных пород складчатых областей (на примере Кузнецкого Алатау). Велицкий В. В., Пинус Г. В. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1977, с. 111—130.

Рассматриваются особенности состава ультраосновных пород из альпийотипных гипербазитов и дунит-пироксенит-габбровой формации. По результатам статистической обработки химических анализов устанавливается степень сходства в химизме пород обеих формаций и обосновывается положение о единой природе этих образований. Ил. 3, табл. 7, библ. 48.

УДК 552.321

Шинхидгольский гипербазитовый массив (Северная Монголия). Леснов Ф. П., Меляховецкий А. А. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1977, с. 130—145.

Описывается Шинхидгольский гипербазитовый массив — крупнейший в пределах южного складчатого обрамления Сибирской платформы (200 км²). Подчеркивается его отличие от типичных массивов альпийотипных гипербазитов, входящих в состав офиолитовых ассоциаций складчатых областей, поскольку он залегает среди существенно карбонатно-терригенных образований.

В составе массива выделяются дуниты и подчиненные им гарцбургиты, являющиеся первичными породами массива, подвергшимися впоследствии вторичным преобразованиям. В качестве вторичных пород выделяются клинопироксениты и верлиты, возникшие под влиянием прорывающего интрузива габбродов, а также тальк-оливиновые, тальк-амфибол-оливиновые породы, серпентиниты и др. Серпентин повсеместно в массиве представлен антигортитом. Эти породы сформировались в процессе воздействия на гипербазитовый массив прорывающих его тел гранитоидов. Ил. 7, табл. 2, библ. 18.

УДК 549.6+552.321.4

Минералого-петрохимические особенности полихронных гранитоидных плутонов. Попов Н. В., Добрецов Г. Л. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1977, с. 146—164.

Рассматриваются различия и сходства минералогических, петрографических, петрохимических свойств разновозрастных комплексов, слагающих полихронный гранитоидный плутон в Джунгарском Алатау. В плутоне, состоящем из шести самостоятельных комплексов, представлены гранитоиды байкальского (?), каледонского и герцинского этапов развития. Наиболее четко отличаются древние гранитоиды от герцинских и друг от друга. Более сложная картина наблюдается для герцинских комплексов. Здесь наряду с гомодромным развитием сменяющих друг друга комплексов отмечается нарушение гомодромности, породы молодого комплекса в какой-то мере проявляют унаследованность состава предшествующих. Подтверждается самостоятельность комплексов, выделенных геологическими методами. Ил. 13, табл. 8, библ. 17.

УДК 552.321/549.514.51

Некоторые вопросы петрологии и минералогии зауралонгуевской гнейсо-гранитной серии (Восточное Забайкалье). Василенко В. Б., Холодова Л. Д. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1977, с. 164—182.

На примере зауралонгуевской гнейсо-гранитной серии рассмотрены калий-аргоновый, гранулометрический по кварцу и палеотемпературные аспекты некогда коагелированных протерозойских мигматитов, разгнейсованных и метаморфизованных в результате прогрессивного палеозойского метаморфизма, на кульминационной стадии которого возникли аллохтонные тела мелкозернистых гранитов.

Установлено, что вовлечение пород разных формационных типов, но пространственно совместных, в термальный и динамический метаморфизм приводит не только к возникновению между ними парагенетических связей, но и к образованию новых комплексов пород. Ассоциации дометаморфических и постметаморфических комплексов пород объединены в формационную серию. Ил. 4, табл. 4, библ. 14.

УДК 549.753.1/550.442

Исследование парных криволинейных регрессий серебра с малыми элементами в хлоритовом и карбонатном апатитовых комплексах Селигдара (Алдан). Василенко В. Б., Киселева Ю. В., Холодова Л. Д. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1977, с. 182—197.

Показаны результаты изучения парных нелинейных связей Ag с Pb, V, пятиокисью фосфора, Mg, Co, Ti, Cu, Sn, Zn, P, Cr, Ga, Y, La, Ce. Изучались регрессионные уравнения до 9-й степени включительно. Исследовались пассивные (серебро-функция) и активные (се-

ребро — аргумент) корреляционные связи. Удалось показать, что в хлоритовом комплексе Ag имеет цинк-свинец-кобальтовую, а в карбонатном — титан-медно-никелевую активные корреляционные ассоциации. Все значимые корреляции имеют нелинейный характер. Линейные коэффициенты корреляции не отличимы от нуля. Ил. 5, табл. 2, библи. 4.

УДК 552.162(571.52)

Метаморфическая зональность. Харальской структурно-формационной зоны Восточной Тувы. Зайков В. В., Корольков В. Н., Лепезин Г. Г., Меляховский А. А. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1977, с. 197—206.

Описан пример метаморфической зональности в толщах позднего докембрия. Выделены пренит-лунпеллитовая, хлоритовая, биотитовая, гранатовая и роговообманковая зоны. С учетом органических остатков в верхах разреза и радиологических данных возраст метаморфизма оценен в пределах от венда до нижнего кембрия. Происхождение зональности трактуется как результат контактового воздействия гранитоидов таинуйского комплекса на вмещающие породы. В работе приведены химические анализы семи гранатов. Все они оказались с прямой зональностью, т. е. с повышением концентрации MnO от периферии к центру моно-кристаллов. Ил. 2, табл. 3, библи. 4.

УДК 553.1 : 539.2(552.161)

Структурная эволюция карбонатных пород при низкотемпературном контакто-вом метаморфизме. Силаев В. И. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1977, с. 206—224.

В статье исследуются структуры карбонатных пород, метаморфизованных в контактах диабазов на Центральном Пай-Хое и о-ве Вайгач. Показано, что контактовый метаморфизм приводит к интенсивной перестройке структуры, уменьшению пористости, самоочищению минеральных зерен от примесей. Процессы пестроструктурных превращений начинаются в карбонатных породах задолго до того, как температуры достигнут «кинетического порога» метаморфизма. При этом этап затягивания открытых пор (т. е. интенсивное сокращение пористости) и ранний период роста зерен захватывают лишь низкотемпературную область альбит-эпидот-роговиковой фации. Этап сокращения локализованных пор (замедленного сокращения пористости) и поздний — роста зерен отвечают высокотемпературной области альбит-эпидот-роговиковой фации. Ил. 20, библи. 23.

УДК 622.7 : 622.342.1

Физико-химические особенности тонкодисперсных фракций изоморфных модификаций сфалерита. Кулебакин В. Г. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1977, с. 224—229.

Устанавливается, что при диспергировании в воздушной среде удельная поверхность сфалерита возрастает сильнее, чем при измельчении в воде. Имеет место изменение химического состава клейфана и марматита: концентрация Zn и S при этом уменьшается, а железа — увеличивается за счет натирания мелющими стальными телами. Разрушение кристаллической структуры минералов, особенно значительное при сухом помоле, проявляется в равномерном уменьшении интенсивности сильных и исчезновении слабых рефлексов. Ил. 4, табл. 2, библи. 16.

УДК 699.334.43 : 622.7 : 622.342.1

Поведение халькопирита и талнахита при диспергировании и бактериальном выщелачивании. Кулебакин В. Г., Марусин В. В., Солотчина Э. П. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1977, с. 229—244.

В статье рассматриваются степень разрушения кристаллических структур халькопирита и талнахита, зависимость от режима измельчения. Приводятся данные, показывающие, что аморфизация проявляется в уширении рефлексов, уменьшении их интенсивностей и исчезновении ряда слабых из них. Найдены границы термоустойчивости сверхтонких фракций данных минералов с помощью высокотемпературной рентгеновской дифракции. По данным электронографического фазового анализа, обнаружено, что на поверхности талнахита после 2 мин измельчения в водной среде образуется $CuSO_4$, а на поверхности халькопирита после 15 мин — $CuO \cdot H_2O$. При бактериальной обработке сверхтонких фракций халькопирита зафиксировано появление фазы $Fe_2(SO_4)_3 \cdot OH \cdot 2H_2O$, а в случае талнахита, кроме того, элементарной серы. Результаты манометрических исследований показали, что при близких значениях удельной поверхности окисление талнахита протекает значительно активнее, чем халькопирита. Ил. 8, табл. 12, библи. 14.

УДК 622.7 : 622.342.1

Об особенностях аморфизованных медь- и молибденсодержащих сульфидов. Кулебакин В. Г. «Материалы по генетической минералогии и петрологии». Новосибирск, «Наука», 1977, с. 244—252.

Показано, что физико-химические свойства сульфидных минералов при сверхтонком диспергировании изменяются в направлении аморфизации кристаллической структуры, увеличения удельной поверхности и химической активности. Наибольшая степень аморфизации имеет место при измельчении в воздушной среде. Изменяется также химический состав минералов. Химическая активность тонкодисперсных фракций халькозина и борнита пропорциональна степени аморфизации их структур. Молибденит при сверхтонком измельчении разрушается незначительно, но удельная поверхность его становится в несколько раз большей, чем у медных минералов. Химическая активность его в сернокислом растворе железа практически не изменяется. Ил. 5, библи. 13, табл. 7.