



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

Т Р У Д Ы

ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА
ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ТОМ IV

Выпуск I

ВНИИТ
6-е Главное Управление

МОСКВА — 1960

Редакционная коллегия:

В. П. Бутузов (*отв. редактор*), Н. Д. Меркурьев (*зам. отв. редактора*),
И. Н. Аникин, Н. П. Ермаков, Е. Я. Киевленко, Б. Я. Меренков,
И. А. Островский, М. Т. Гурин (*отв. секретарь*)

ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Д. П. Григорьев

ГЕНЕЗИС КВАРЦА В ЖИЛАХ АЛЬПИЙСКОГО ТИПА НА ТЕРРИТОРИИ СССР¹

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения минералов альпийского типа распространены на территории СССР очень широко. По морфологии, свойствам и парагенезису минералы таких месторождений весьма разнообразны, но нередко бывают схожи с аналогичными минералами из классических месторождений Альп.

В СССР различными авторами описывались как альпийские минералы и минеральные сообщества разных типов, приведенные в табл. 1. Кроме того, отмечалось генетическое сходство с альпийскими тех минералов, которые образуются в мраморитовых пустотах. К альпийским месторождениям (в широком понимании термина)² могут также относиться некоторые полости с кристаллами минералов в пегматитах, карбонатные прожилки в мраморизованных известняках и даже некоторые новообразованные солевые минералы в пустотах соляных месторождений.

Наиболее распространенным минералом альпийского типа является кварц и его разновидности — горный хрусталь, дымчатый кварц и амethyst. О генезисе кварца в месторождениях альпийского типа в Советском Союзе опубликовано большое количество статей, так как исследование этого минерала представляет общий интерес. Настоящая статья является кратким обзором некоторых исследований советских ученых, поэтому ссылки в ней сделаны только на отечественную литературу, хотя месторождения минералов альпийского типа в СССР имеют много общего с месторождениями Швейцарских Альп, охарактеризованных П. Ниггли, И. Кенигсбергом и Р. Л. Паркером, а также с месторождениями альпийского типа других стран.

Характеристика генезиса кварца в данной статье состоит из двух частей. В первой части говорится о генезисе кварца как минерального вида, и этот этап его образования называется филогенией минерала, во второй части рассматривается образование индивидов кварца, или онтогенеза минерала.

ФИЛОГЕНИЯ КВАРЦА

Соотношение кварца альпийского типа с кварцевыми жилами

На территории СССР полости с кристаллами кварца и других минералов альпийского типа нередко встречаются в жилах, сложенных обычным жильным кварцем. Раньше считали, что образование интересующих нас минералов является одним из этапов формирования таких жил. Однако затем было обнаружено, что альпийские минералы нахо-

¹ Доклад на симпозиуме «Минералы альпийских трещин» Конгресса Международной минералогической ассоциации. 1 сентября 1959 г. Цюрих, Швейцария. Печатается с небольшими сокращениями.

² Альпийскими ранее было принято называть латераль-секреционные месторождения, образовавшиеся в процессе регионального метаморфизма горных пород и не имеющие связи с изверженными породами. — *Прим. ред*

Минералы и минеральные парагенезисы в месторождениях альпийского типа в СССР

Типы	Парагенезис минералов	Вмещающие породы
Ia	Альбит ¹ . Анкерит. Арсенопирит. Биотит. Гематит. Мусковит (серицит). Кальцит. Кварц. Рутил. Пирит. Турмалин. Циркон. Халькопирит. Хлорит. Флюорит. Эпидот	Кислые породы — метаморфизованные граниты и гнейсы
Iб	Валуевит. Гранат. Диопсид. Кварц. Клинохлор. Магнетит. Перовскит. Сфен. Шпинель. Эпидот	Средние породы — метаморфизованные диориты
Iв	Кальцит. Кварц. Рутил. Хлорит. Цоизит. Эпидот	Основные породы — метаморфизованные диабазы
Iг	Арагонит. Демантоид. Кальцит. Магнетит. Метаксит	Ультраосновные породы — серпентинизированные диаллагиты и перидотиты
IIa	Андалузит. Биотит. Гематит. Кварц. Кванит. Корунд. Мусковит. Пирит. Рутил. Силлиманит. Хлорит	Кварцево-мусковитовые сланцы
IIб	Адуляр. Аксинит. Актинолит. Альбит. Анатаз. Апатит. Брукит. Гематит. Десмин. Кварц. β-леонгардит. Мусковит. Периклин. Пирит. Прохлорит. Рутил. Сфен. Тремолит-асбест. Турмалин	Зеленые сланцы
IIв	Адуляр. Анатаз. Биотит. Брукит. Гематит. Ильменит. Кальцит. Кварц. Монацит. Мусковит (серицит). Рутил. Силлиманит. Сфен. Турмалин. Флюорит	Кварциты
IIIa	Браунит. Кварц	Метаморфизованные марганцово-кремнистые отложения
IIIб	Ильменит. Клинохлор. Сидерит. Титаномагнетит	Метаморфизованные титаномагнетитовые руды в габбро
IIIв	Барит. Галенит. Гипс. Кальцит. Кварц. Опал. Сфалерит. Теннантит. Халькопирит	Метаморфизованные колчеданные руды в зеленых сланцах
IIIг	Брукит (хромистый). Везувиан (хромистый). Диопсид (хромистый). Кеммерерит. Кочубейт. Пеннит. Перовскит. Рутил (хромистый). Турмалин (хромистый). Уваровит. Фуксит	Метаморфизованные хромитовые руды в серпентинитах

дятся в более поздних, чем жильный кварц, трещинах и полостях. Эти трещины и полости обычно располагаются на выклинивании кварцевых жил или у зальбанда, преимущественно в лежащем боку. Но иногда трещины явно секущие и выходят из тела кварцевой жилы во вмещающую породу. Конечно, встречаются и такие трещины и полости с альпийскими минералами, которые залегают целиком в теле кварцевой жилы или, наоборот, образуются вне кварцевой жилы.

Имеющиеся данные позволяют сделать вывод, что альпийская минерализация развивается после образования гидротермальных кварцевых жил, хотя разрыв во времени образования пока не определен.

Трещины и полости в кварцевых жилах образуются в одних случаях при повторных тектонических движениях, когда возле жестких кварцевых жил создаются «тени» давления, а в других случаях — при разрывах хрупких кварцевых жил, когда вмещающие породы, например зеленые сланцы, испытывают пластическую деформацию.

¹ Выделены минералы, наиболее характерные для типа.

Сравнение минерального состава неизмененных и измененных пород, вмещающих жилы альпийского типа на Приполярном Урале (в объемных %)

	Гранит-порфир			Плагиогранит			Диорит			Диабаз			Гранитизированные сланцы		
	Неизмен.	Измен.	Разница	Неизмен.	Измен.	Разница	Неизмен.	Измен.	Разница	Неизмен.	Измен.	Разница	Неизмен.	Измен.	Разница
Кварц	50,5	67	+ 9,5	30,2	35	+ 4,8	—	4	+ 4	—	1	— 1	45,6	48	+ 2,4
К-полевой шпат	21,4	—	— 21,4	6,8	3 (Mi)	— 3,8	—	—	—	—	—	—	10,3	—	— 10,3
Плагиоклаз	17,6	12 (Ab)	— 5,6	52,5	43 (Ab)	— 9,5	71,4	42 (Ab)	— 28,6	58,4	26 (Ab)	— 22,4	25,3	17 (Ab)	— 8,3
Пироксен монокл.	—	—	—	—	—	—	4,3	—	— 4,3	15,3	—	— 15,3	—	—	—
Амфибол	3,2	—	— 3,2	2,5	—	— 2,5	17,1	2	— 15,1	13,6	6	— 7,6	5,6	—	— 5,6
Актинолит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	+ 4	—	—	—
Биотит	6,8	—	— 6,8	4,4	—	— 4,4	3,7	—	— 3,7	—	—	—	9,8	—	— 9,8
Эпидот	—	2	+ 2	—	—	—	—	21	+ 21	—	24	+ 24	—	3	+ 3
Цоизит	—	—	—	—	—	+ —	—	19	+ 19	—	21	+ 21	—	2	+ 2
Вторичные минералы	0,5	—	+ 25,5	1,9	—	+ 14,1	3,5	—	— 3,5	12,7	—	— 12,7	—	—	—
Хлорит	—	6	—	—	5	—	—	11	+ 11	—	12	+ 12	3,4	13	+ 19,6
Серицит	—	20	—	—	10	—	—	—	—	—	3	+ 3	—	10	—
Кальцит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,5	+ 2,5	—	—	—
Карбонаты	—	—	—	—	2	+ 2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Турмалин	—	—	—	—	2	+ 2	—	—	—	—	—	—	—	1	+ 1
Сфен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Рутил	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	+ 0,5	—	—	—
Глинистое вещество	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	+ 6

Примечание. Все анализы пересчитаны на 100%. Точность подсчета в измененных породах $\pm 0,5\%$.

Химический состав неизмененных и измененных пород, вмещающих жилы альпийского типа на Приполярном Урале (в вес. %) и разница содержания оксидов в 1 м³ породы (в кг). По А. Е. Карякину [5]

Таблица 3

	Гранит-порфир			Диагранит			Диорит			Диабаз			Гранитизированные сланцы			Кварцево-серпичные сланцы			Кварцево-хлоритовые сланцы			Кварцит		
	Неизмен.	Измен.	Разница	Неизмен.	Измен.	Разница	Неизмен.	Измен.	Разница	Неизмен.	Измен.	Разница	Неизмен.	Измен.	Разница	Неизмен.	Измен.	Разница	Неизмен.	Измен.	Разница			
SiO ₂	74,50	70,73	-252,0	63,64	62,09	-259,1	55,62	56,04	-195,0	44,76	43,59	-210,0	65,36	64,97	-293,0	68,24	66,03	-200,0	45,55	42,35	-171,0	92,75	92,60	-368,0
TiO ₂	0,11	0,08	-1,0	0,23	0,21	-1,3	1,38	1,61	-0,2	1,12	1,33	0	0,90	0,87	-4,5	0,32	0,28	-1,0	0,79	0,84	-0,2	0,31	0,25	-1,8
Al ₂ O ₃	12,15	13,12	+3,3	18,51	18,95	+54,5	16,75	18,11	+30,4	16,62	16,91	+61,8	15,21	16,91	+28,8	19,32	19,25	-42,0	19,69	20,63	+11,6	3,76	3,25	+13,9
Fe ₂ O ₃	1,61	1,37	-10,0	2,65	3,09	+0,9	2,79	3,18	+1,5	2,43	4,09	+25,8	1,14	0,84	-11,7	0,38	0,29	-3,0	2,04	3,14	+24,4	0,98	0,96	-14,6
FeO	0,72	0,68	-2,7	0,86	0,18	-18,7	4,50	3,40	-48,1	6,49	6,20	-32,4	5,49	4,46	-46,0	1,82	1,21	-18,6	8,87	6,17	-84,7	0,82	0,73	-7,0
MnO	—	—	—	—	—	—	0,18	0,21	-0,1	—	—	—	0,10	0,06	-1,4	0,08	0,02	-1,1	0,12	0,10	-0,7	—	—	—
CaO	1,67	1,52	-7,6	6,04	4,58	-55,3	7,84	7,25	-42,5	9,78	8,43	-69,8	2,50	1,90	-23,5	1,38	1,12	-9,5	2,25	2,15	-6,9	0,56	0,53	-7,0
MgO	1,47	1,15	-11,3	1,53	0,81	-21,9	4,58	2,30	-72,8	9,34	6,51	-98,5	2,03	1,32	-24,0	1,06	0,87	-7,0	11,41	8,72	-90,1	0,52	0,48	-11,4
K ₂ O	5,10	5,00	-13,0	1,29	2,04	+12,7	1,15	0,26	-25,0	0,11	0,40	+5,9	3,26	2,17	-39,7	3,20	3,89	+10,6	1,72	3,15	+33,0	0,11	0,44	+17,6
Na ₂ O	1,64	1,80	+0,5	3,82	2,57	-11,9	3,82	3,34	-25,5	0,86	1,79	+17,0	2,18	2,07	-11,8	1,02	1,74	+16,0	1,18	2,06	+20,4	0,08	0,12	+3,0
H ₂ O-	Нет	0,16	+3,9	0,16	0,42	+5,5	0,14	0,23	+1,6	0,18	0,46	+5,4	0,12	0,16	+0,4	0,06	0,62	+14,0	0,08	0,72	+16,3	0,04	0,04	-0,5
H ₂ O+	1,32	4,21	+66,5	1,62	5,54	+83,6	1,21	3,82	+60,5	8,68	10,77	+9,4	1,73	4,52	+54,0	3,24	4,78	+31,9	6,52	10,15	+80,6	0,12	0,61	+10,8
Среды	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Среды	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,29	99,84		101,35	100,48		100,12	99,75		100,37	100,58		100,02	100,25		100,08	100,10		99,32	100,18		100,05	100,04	
Объемный вес	2,65	2,41		2,65	2,30		2,71	2,33		2,61	2,20		2,72	2,51		2,76	2,57		2,76	2,57		2,62	2,21	

Источник кремнезема для образования альпийского кварца

В пределах СССР, как и в Альпах, наблюдается зависимость минерального состава месторождений альпийского типа от состава вмещающих пород (см. табл. 1).

Вокруг трещин и полостей с альпийскими минералами вмещающие породы интенсивно изменены, в то время как около гидротермальных жил, находящихся рядом, наблюдается незначительное изменение. Первичные минералы вмещающих пород — полевой шпат, пироксен, амфибол, биотит — разрушаются и замещаются вторичными минералами — эпидотом, цонзитом, хлоритом, серпичитом и др. (табл. 2). Однако количество кварца при этом может возрастать [15].

Обычный химический анализ околожильной породы действительно показывает повышение содержания кремнезема даже в кварците [15]. Этот факт иногда приводится в доказательство привноса кремнезема как в трещину, так и в породу. Но это лишь кажущееся увеличение содержания кремнезема. Дело в том, что при гидротермальном изменении породы становится более пористой и объемный вес ее уменьшается. Поэтому химические анализы, рассчитанные не на массу, а на объем породы, показывают, что хотя при разложении первичных минералов количество кварца и возрастает, кремнезем выносится в значительном количестве — от 171 до 368 кг из 1 м³ породы (табл. 3).

Освобождающееся количество кремнезема превосходит то количество, которое откладывается в трещине или полости. Как показывают подсчеты, кристаллизация альпийского кварца (и его спутников) происходит в условиях общего выноса кремнезема (и в большей части других веществ), когда растворяются мелкие зерна кварца, а растут крупные кристаллы. Подобный процесс образования жил альпийского типа был предсказан теоретически на основании физико-химических закономерностей метасоматоза [16].

Из табл. 3 видно, что при альпийском минералообразовании в ряде случаев происходит привнос щелочей. Источником щелочей служат находящиеся неподалеку кислые силикатные породы, которые подвергаются процессам изменения, теряя при этом щелочи.

Что касается кремнезема, выносимого при альпийском минералообразовании, то он, вероятно, реносится и откладывается на некотором расстоянии, так как в районах развития альпийских жил среди карбонатных пород встречаются полости с кристаллами горного хрусталя типичного альпийского облика.

Происхождение растворов, с которыми связано альпийское минералообразование

Месторождения альпийских минералов наблюдаются на территории СССР в районах проявления как метаморфизма, так и магматизма.

Минералы альпийских трещин, вообще говоря, качественно одинаковы с теми, которые образуются при региональном метаморфизме пород. Поэтому к ним применяются термины «метаморфическое» или «метаморфогенное» минералообразование. Это значит, что генезис минералов альпийского типа обусловлен действием тех же растворов, которые вызывают региональный метаморфизм пород [10].

Однако в ряде случаев отмечается образование альпийских минералов, вызываемое интрузивной деятельностью: полости с горным хрусталем и вмещающие их кварцевые жилы бывают пространственно связаны с определенными интрузивами и располагаются непосредственно в интрузиве или вокруг него [26]. На основании таких фактов делается вывод о гидротермальном происхождении минералов альпийского типа.

В других случаях связь минералообразования с интрузивной деятельностью устанавливается путем исследования газовой-жидких включений в кварце. Констатируется, что состав включений зависит от местонахождения кварца относительно интрузии. Кристаллы кварца, расположенные ближе к интрузии, содержат во включениях более концентрированные растворы; включения в таких случаях гомогенизируются при более высокой температуре [11, 17]. Это обстоятельство также указывает на гидротермальное происхождение минерализующих растворов. Следует обратить внимание на то, что понятие «гидротермы» относится лишь к воде, а растворенные компоненты, по мнению некоторых исследователей, в основном привносятся из магматического очага [11], тогда как по данным других исследователей эти компоненты почти целиком заимствуются из вмещающих пород [15].

Наконец, имеются указания на то, что образование альпийских минералов является составной частью процесса метаморфизма, но связывается с интрузивной деятельностью в той мере, в какой вообще метаморфизм связывается с магматизмом [1, 25]. При этом могут иметь значение погребенные вадозные воды в метаморфизируемых толщах, хотя ведущая роль отводится восходящим растворам, связанным с магматическим процессом [16].

ОНТОГЕНИЯ КВАРЦА

Зарождение кристаллов кварца

Кристаллы кварца образуются в разной обстановке и на разных зародышах [5].

При нарастании кристаллов кварца на породу основанием им служат зерна породообразующего кварца, обнажающиеся на стенке [19]. Теоретически и это можно объяснить тем, что кремнезему энергетически выгоднее откладываться на уже имеющихся зернах кварца, чем образовывать новые зародыши.

Если до начала кристаллизации кремнезема на стенке трещины или полости отложится какой-нибудь другой минерал, то зерна породообразующего кварца не могут служить зародышами. Такая ситуация характерна для случаев, когда стенка трещины имеет выступы и на них предварительно, но только сверху откладывается хлорит или какой-нибудь другой минерал, а зерна-затравки снизу выступов остаются свободными. В результате кварц нарастает только на нижние части выступов.

Иногда наблюдается две генерации кварца, т. е. отложение кремнезема происходит в два приема с перерывом между ними. Кварц первой генерации начинает рост на зернах породообразующего кварца, как упоминалось выше. Образование кварца второй генерации — аметиста — начинается в присутствии готовых кристаллов. И здесь не создаются новые зародыши, а кристаллизация происходит на раннем кварце, причем наиболее удобным местом для зарождения аметиста является вершина раннего кристалла. Так образуется скипетровидный кристалл или односторонне сросшиеся кристаллы, если одна сторона раннего кварца во время перерыва в отложении кремнезема была закрыта корочкой постороннего минерала (рис. 1, а).

Зародышами служат также осколки кристаллов, получающиеся при дроблении кварца в результате внутриминерализационных тектонических движений. Осколки падают на верхние грани кристаллов. На осколках начинается рост новых кристаллов, а затем как старые, так и молодые кристаллы растут совместно. В результате образуются отдельные мелкие кристаллы или их друзы, корни которых находятся внутри старых кристаллов. Такие зародыши иногда возникают несколько раз [4].

Следует подчеркнуть, что описанное явление принципиально отличается от образования кварца разных генераций. Отличие заключается в следующем. О генерациях (см. рис. 1, а) кварца можно говорить в тех случаях, когда кристаллизация происходит в разное время и при формировании поздних кристаллов ранние кристаллы уже не растут. При образовании новых зародышей — осколков (см. рис. 1, б) кристаллизация начинается в разное время, но далее все кристаллы, и старые и молодые, растут и заканчивают рост одновременно.



Рис. 1. Соотношения кварца, анкерита и аметиста, схема последовательности кристаллизации кремнезема и роста кристаллов кварца и аметиста (а); соотношение кристаллов кварца разной величины, схема последовательности кристаллизации кремнезема и роста крупных и мелких кристаллов кварца (б). Приполярный Урал

РОСТ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА

Кристаллизация кварца происходит путем роста плоскости или спиральными слоями.

Весьма интересен вопрос о скорости кристаллизации. Сейчас имеется возможность определять только линейную скорость роста разных кристаллов путем изменения толщины одновременно образовавшихся слоев. На рис. 2 видно, что за время образования на большом кристалле слоя, от-

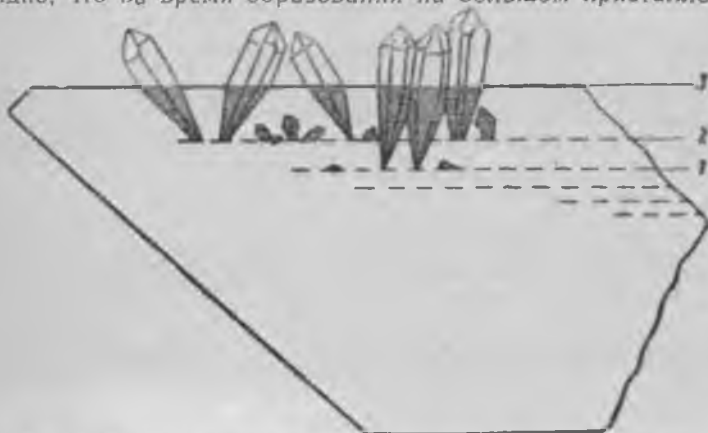


Рис. 2. Кристаллы кварца, рост которых начинался в три приема. Крупный кристалл вырос на стенке трещины от зародыша — зерна породообразующего кварца. Мелкие кристаллы образовались на осколках кварца в слоях 1—3

меченного цифрами 2 и 3, целиком вырастает малый кристалл. Данные измерений свидетельствуют о том, что мелкие кристаллы растут в нес-

сколько раз медленнее крупных, но в разных месторождениях скорости роста различна.

Средняя скорость роста мелких кристаллов кварца относительно крупных по направлению $\perp \{10\ 10\}$:

Урал	0,3—0,4
Памир	0,2
Алдан	0,1

Таким же способом определяется скорость роста других минералов кристаллизующихся одновременно с кварцем. Полученные результаты приведены в табл. 4 [7].

Таблица 4

Скорость роста различных минералов относительно направления $\{0001\}$ кварца

Минерал	Район	Направление роста минерала	Относительная скорость роста
Флюорит	Алдан	$\{10\bar{0}\}$	0,32
Гематит	Алдан	$\{1\ 0\bar{1}\}$	3,0
Пирит	Памир	$\{100\}$	0,9
Пирит	Урал	$\{100\}$	50,0

Из табл. 4 видно, что относительная скорость роста одного и того же минерала — пирита — на месторождениях Урала в 50 раз больше, чем на месторождениях Памира.

При росте кристаллов их внутреннее строение становится зональным секториальным или мозаичным [23]. Кристаллы приобретают нормальную или неравномерно развитую форму.

Для альпийского кварца весьма характерно искажение облика кристаллов в результате неодинакового развития граней ромбоэдров, вплоть до образования кристаллов «типа Дофине» или «basoïde» по Гаюи.

Искаженный облик наблюдается у тех кристаллов, у которых ось c расположена не вертикально, а горизонтально или наклонно. У таких кристаллов рост нижних граней обоих ромбоэдров замедляется, и нижние грани получаются крупнее верхних, быстрее растущих граней [21]. Искажение облика усиливается тем, что грани дополнительных форм — дипирамиды s и трапецоэдры x — появляются на кристалле не в полном числе, а только снизу и не одинаковых размеров (рис. 3). Следует отме

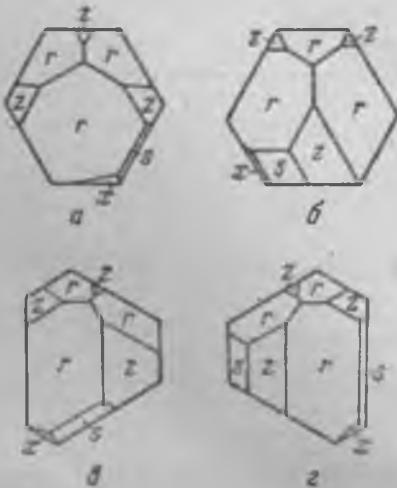


Рис. 3. Искажение облика кристаллов кварца. Ориентировка кристаллов: а — внизу грань положительного ромбоэдра r ; б — внизу грань отрицательного ромбоэдра z ; в — внизу отрицательное ребро призм; г — внизу положительное ребро призм

тить, что искажается также призма m (обычно в результате более быстрого роста нижних граней).

Такого рода искажение облика кристаллов кварца вызывается неодинаковым количеством кремнезема, поступающего к разным сторонам растущего кристалла, а следовательно, неодинаковой скоростью роста разных сторон. Это может быть обусловлено влиянием силы тяжести (по Маухеру) или направлением течения минералообразующего раствора (по Ньюхаузу). Для альпийского кварца установлены признаки первой причины. Кристаллы искаженного облика часто имеют приблизительную вертикальную симметрию, что объясняется влиянием конвекционных потоков, подчиняющихся силе тяжести [21]. Здесь проявляется, согласно принципу Кюри, результат совпадения симметрии кристалла кварца и симметрии среды, в которой растет кристалл [30].

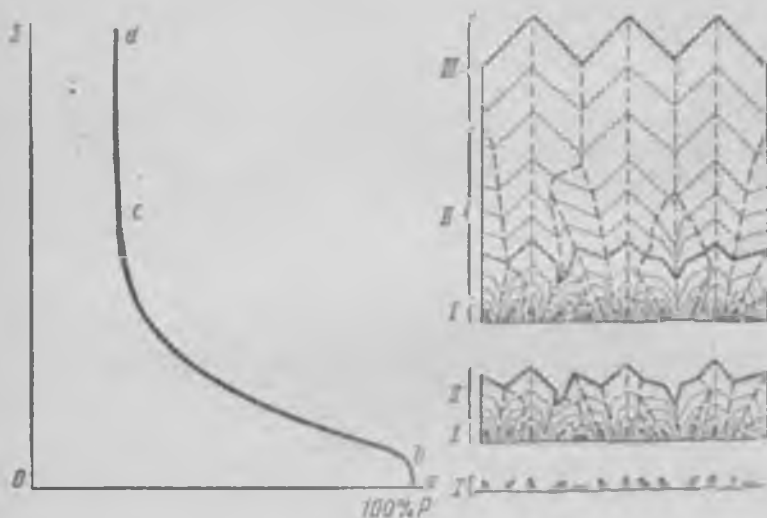


Рис. 4. Геометрический отбор при групповом росте разно ориентированных кристаллов кварца

Справа — три стадии роста: I — рост отдельных кристаллов, II — рост друзы, III — рост параллельно-шестоватого агрегата. Слева: P — число растущих кристаллов, S — расстояние от поверхности. На расстоянии a — b кристаллы не соприкасаются и растут все; b — c — геометрический отбор: число кристаллов, имеющих возможность расти, резко уменьшается; c — d — растут только кристаллы, направление наибольшей скорости роста которых перпендикулярно поверхности нарастания

Когда кристаллы растут соприкасаясь, они отделяются один от другого поверхностями совместного роста, покрытыми индукционной штриховкой, образованной узкими полосками граней различных кристаллографических форм [32].

При совместном росте различно ориентированных кристаллов вступает в действие закон геометрического отбора Гросса и Моллера, исследованный Г. Г. Леммлейном [20]. Кристаллы, направление наибольшей скорости роста которых отклонилось на небольшой угол от поверхности трещины, постепенно упираются в соседние кристаллы и поневоле заканчивают свой рост: сначала наименее отклонившиеся, а затем остальные в порядке возрастания угла отклонения (рис. 4). Этот процесс соответствует друзовой стадии роста групп кристаллов. После завершения действия закона геометрического отбора продолжают рост лишь кристаллы, наибольшая скорость которых перпендикулярна поверхности нарастания

На этой стадии роста формируется параллельно-шестоватый агрегат кристаллов, имеющий в основании зону геометрического отбора.

Особый случай — собирательная перекристаллизация кварца. Этот процесс объясняется различной растворимостью или, наоборот, различной концентрацией насыщения мелких и крупных зерен или кристаллов согласно формуле Оствальда-Фрейндлиха:

$$C_r = C_\infty e^{-\frac{F}{RTd}}$$

где C_r — концентрация насыщенного раствора для малого кристалла;

r — радиус шарообразного зерна;

C_∞ — концентрация насыщенного раствора для „бесконечно большого“ кристалла;

$F = 2\sigma M / RTd$, где σ — удельная поверхностная энергия граней равновесной формы кристалла, d — плотность кристаллов, M — молекулярный вес растворенного вещества, T — абсолютная температура, R — газовая постоянная;

e — основание натуральных логарифмов¹.

Эта формула показывает, что каждой концентрации раствора соответствует вполне определенный размер находящихся в равновесии с этим раствором кристаллов. Данная зависимость (в качественном выражении) показана на рис. 5.

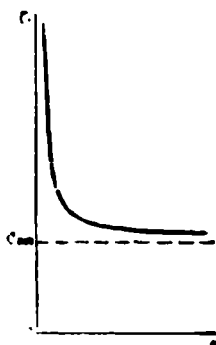


Рис. 5. Зависимость концентрации насыщения C_r раствора от размера находящихся с ним в равновесии кристаллов с размером r (схема)

При изменении вмещающих пород способом диффузионного метасоматоза пропитывающий породу раствор неподвижен, а кремнезем передвигается диффузией. В такой обстановке раствор, постепенно взаимодействующий с минералами вмещающей породы, сначала растворяет кварц, затем становится насыщенным по отношению к крупным зернам, но остается недонасыщенным по отношению к мелким зернам.

В связи с этим мелкие зерна породообразующего кварца растворяются, и их вещество откладывается на крупных зернах. Из крупных зерен сначала могут расти лишь расположенные на стенке — в сторону свободного пространства трещины, но затем, благодаря прогрессирующему растворению породообразующих минералов, рост тех же кристаллов кварца идет и в сторону вмещающей породы. В итоге формируются своеобразные друзы, в которых различаются две части: одна с чистым горным хрусталем, росшая в полость трещины, и другая с кварцем, корни которого пе-

¹ Формула приводится без поправок, вызываемых диссоциацией растворяющегося или кристаллизующегося вещества

реполнены включениями остаточных порообразующих минералов — серицита, хлорита и др. Нередко при этом образуются двусторонне развитые друзы правильно опранных кристаллов.

Есть еще один способ кристаллизации кварца, когда трещина приоткрывается постепенно, а кристаллы, начиная расти от зерен порообразующего кварца, подрастают вслед за отодвигающейся стенкой трещины. Способ этот был отмечен Мюгге и затем подробно исследован [8]. В результате такого роста образуется параллельно-шестоватый агрегат другого типа, заполняющий трещину от стенки до стенки без перерыва.

В основании такого агрегата нет следов геометрического отбора, и кристаллы не имеют однообразной кристаллографической ориентировки, т. е. каждый индивид в агрегате имеет собственное направление удлинения. Нередко такие агрегаты состоят из двух одновременно выросших минералов — кварца и какого-нибудь карбоната. После окисления или растворения карбоната параллельно-шестоватое строение агрегата кварца бывает выражено особенно хорошо. Форма отдельных шестиков фиксирует направление движения раздвигающихся стенок трещины.

Таковы отдельные процессы кристаллизации кварца. При образовании месторождений альпийского типа эти процессы могут сочетаться одни с другими вследствие изменения скорости приоткрывания трещины, изменения насыщения растворов и др. Например, иногда наблюдаются параллельно-шестоватые агрегаты второго типа, на поверхности которых затем свободно вырастают друзы кристаллов [6].

ИЗМЕНЕНИЕ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА

После кристаллизации или еще в период роста кристаллы кварца подвергаются различным процессам физического и химического изменения.

Тектонические движения вызывают деформации кристаллов. При давлении кристаллов друг на друга прежде всего происходит пластическая деформация, с которой связано появление дофинеиных двойников (рис. 6). Хрупкие деформации начинаются с образования трещин, в которые проникает раствор, «залечивающий» их, но вдоль трещин остаются многочисленные жидкие включения.

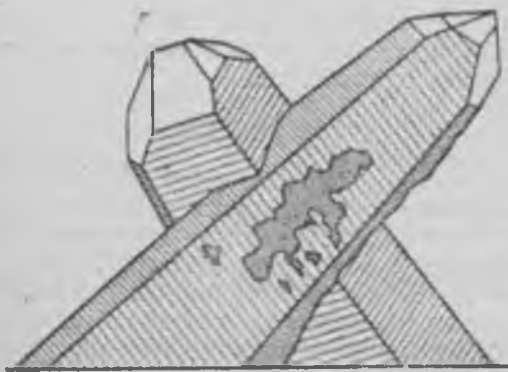


Рис. 6. Крупные дофинеиные двойники приурочены к месту давления одного кристалла на другой. Кроме того, мелкие двойниковые вроски имеются и в других частях кристаллов. Приполярный Урал

Свободно выросшие головки кристаллов обычно остаются прозрачными, но к основанию кристаллы пронизываются все большим и большим количеством залеченных трещин с включениями и становятся сначала мутными, а затем даже непрозрачными. Одновременно может происходить процесс более глубокого метаморфизма кристаллов с постепенным превращением их в зернистый агрегат, т. е. в жильный кварц [2]. Тот же процесс описан для кварца золотоносных жил [27].

Чередко кристаллы раскалываются по спайности. Трещины проходя по ромбоэдру $\{1011\}$, иногда они очень ровные; более грубые трещины идут по призме $\{1010\}$ или по пинакоиду $\{0001\}$.

Поверхности трещин спайности, а также неправильные изломы регенерируются. Как показывает гониометрическое изучение, сначала излом покрывается мелкими гранями, наименее отклоненными от поверхности излома и имеющими сложные кристаллографические символы, затем эти грани сменяются гранями главных форм, и на изломе образуется много мелких головок. В результате разрастания мелких головок и слияния их друг с другом в конце концов образуется одна нормальная головка, и из отломанных кристаллов возникают двухконечные кристаллы. Следовательно, процесс идет в несколько этапов, подчиняясь «правилу переходных ступеней» Оствальда [28].

На стенке трещины на месте отломанного кристалла остается его основание, своего рода «пень», который также подвергается регенерации. На друзьях часто наблюдаются упавшие на них многочисленные регенерированные обломки кристаллов самой различной величины и формы.

Обычным процессом химического изменения кварца является растворение. Первые признаки растворения проявляются в том, что поверхность кристаллов делается матовой и на ней становятся хорошо видимыми границы двойников. Более глубокое воздействие раствора вызывает появление фигур травления, которые исследовал в свое время Моленграф. Но иногда растворению подвергаются не грани, а ребра кристаллов. Весьма интересно, что растворение при этом затрагивает в первую очередь положительные ребра призмы [29]. В таком случае на месте ребра остаются конусовидные выступы, оси которых совпадают с двойными осями симметрии кристалла, а поверхность конусов составляется серией ромбоэдров $\{0443\}$, $\{4043\}$, $\{6065\}$ и $\{0665\}$, тригональной дипирамидой $\{1122\}$, трапецоэдром $\{3144\}$ и призмой $\{41\bar{5}0\}$, не известной в качестве формы роста кварца. Такие же конусовидные поверхности появляются и на всесторонне растворившихся кристаллах.

ДРУГИЕ ПРОЦЕССЫ

Кроме рассмотренных процессов генетической истории кварца альпийского типа, детально изучались жидкие включения в кварце [9, 24], кристаллография кварца [12], скрученные кристаллы [18], минералогия и геология месторождений в различных районах СССР.

Литература о кварце весьма обширна, но, как мы уже подчеркивали, в статье удалось затронуть лишь отдельные проблемы генезиса этого минерала. Другие исследования на примере альпийского кварца позволили выяснить многие новые особенности процессов образования минералов, имеющие общее значение для науки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вертушков Г. И. Месторождения жил альпийского типа на Среднем Урале. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. филиала АН СССР, вып. 14, 1948.
2. Вертушков Г. И. Метаморфизм жильного кварца. Тр. Свердл. горн. ин-та, вып. 22, 1955.

3. Григорьев Д. П. Замечания об исследованиях В. Г. Ньюхауза и Р. Э. Стойберы по определению направления течения минерализующих растворов. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 76, вып. 4, 1947.
4. Григорьев Д. П. Генерации и зарождения минералов. Минер. сборник Львов. геол. об-ва, № 3, 1949.
5. Григорьев Д. П. Что известно о зарождении минералов? Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 80, № 1, 1951.
6. Григорьев Д. П. Некоторые явления генезиса минералов в жилах. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 83, вып. 3, 1954.
7. Григорьев Д. П. О скорости кристаллизации минералов. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 88, вып. 5, 1959.
8. Григорьев Д. П. и Гамзулова И. Я. Параллельно-шестоватый кварц с верховьев Аварского Коусу в Дагестане. Докл. АН СССР, т. 101, № 2, 1955.
9. Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950.
10. Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1943.
11. Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил на опыте изучения кварцевых жил Памира и включений растворов в минералах. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 6, 1955.
12. Иванов П. А. Кварцы Памира. М. — Л., 1940.
13. Карякин А. Е. О генезисе хрустальных погребов. Докл. АН СССР, т. 92, № 5, 1953.
14. Карякин А. Е. Зарождение, рост и разрушение кристаллов кварца. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 83, № 1, 1954.
15. Карякин А. Е. Вмещающие породы — источник материала для минералов хрустальных гнезд. Зап. Горн. ин-та, т. 30, вып. 2. Ленинград, 1955.
16. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В книге «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Москва, 1953.
17. Лазько Е. М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис на примере изучения Алданских месторождений горного хрусталя. Львов, 1957.
18. Леммлейн Г. Г. Наблюдения над скрученными кварцами. Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, 1937.
19. Леммлейн Г. Г. Об ориентировке кристаллов кварца в альпийского типа жилах на Приполярном Урале. Докл. АН СССР, т. 22, № 1, 1939.
20. Леммлейн Г. Г. Искажения облика кристаллов кварца, обусловленные их положением во время роста. Докл. АН СССР, т. 33, № 6, 1941.
21. Леммлейн Г. Г. Процесс геометрического отбора в растущем агрегате кристаллов. Докл. АН СССР, т. 48, № 3, 1945.
22. Леммлейн Г. Г. О происхождении плоских кварцев с «белой полоской». Сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Москва, 1946.
23. Леммлейн Г. Г. Секториальное строение кристаллов. Москва, 1948.
24. Леммлейн Г. Г. Дополнение по отечественной литературе о жидких включениях в минералах и о геологической термометрии. Приложение к переводу на русский язык книги Ф. Г. Смита «Геологическая термометрия по включениям в минералах». Москва, 1956.
25. Меркулова Г. В. К вопросу о типе и генезисе месторождений кварца Приполярного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1942.
26. Морозенко Н. К. Генезис хрусталеносных жил Памира. Советская геология, № 9, 1946.
27. Петровская Н. В. Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золото-кварцевых образований на примере месторождений Енисейского кряжа. Тр. Ин-та золота, вып. 21, 1956.
28. Шафрановский И. И. Этюды по кристаллографии кварца с Приполярного Урала. II. Формы растворения и регенерации. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 74, № 1, 1945.
29. Шафрановский И. И. Формы природного растворения кварца. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 3, 1949.
30. Шафрановский И. И. Внешняя симметрия реальных кристаллов и симметрия питающей среды. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 83, № 3, 1954.
31. Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Ч. 1. Плоскогранные формы. Ленинград, 1957.
32. Шафрановский И. И. и Григорьев Д. П. О поверхностях соприкосновения кристаллических индивидов. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 77, вып. 3, 1948.

К ВОПРОСУ О ХИМИЗМЕ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ И ЗНАЧЕНИИ ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ В ГРАНИТОИДАХ ДЛЯ ХРУСТАЛЕОБРАЗОВАНИЯ

О роли повышенной щелочности в гранитоидах

За последние годы опубликовано много работ по пьезокварцу, имею- щих целью установить поисковые признаки для диагностирования про- мышленно-хрусталеносных пегматитов и кварцевых жил. В большей ча- сти этих работ рассматриваются вопросы формирования хрусталеносных пегматитов и кварцевых жил, их классификация, характеристика и гене- зис. С одной стороны, устанавливается генетическая связь хрусталенос- ности с гранитоидами, содержащими большое количество кремнезема, с другой стороны (в качестве литологического контроля), — приурочен- ность хрусталеобразования к наиболее богатым кварцем породам—гра- нитоидам, кварцитам, песчаникам и др.

Эти положения являются общепринятыми. Так, Е. М. Лазько [26], подчеркивая, что хрусталеносные жилы представляют собой своеобразную группу, генетически связанную с гранитоидами, приводит выдержку из работы А. Г. Бетехтина [4], который пишет, что, наряду с определяющей ролью вмещающих пород в формировании хрусталеносных жил в настоя- щее время можно считать установленным наличие генетической связи этих жил с интрузивами гранитоидов. Это не позволяет отождествлять их с альпийскими жилами в современном понимании этого термина. М. М. Хо- тенюк, разбирая вопрос о геологических предпосылках поисков место- рождений пьезооптического кварца [41], отмечает, что месторождения Приполярного и Южного Урала, Алдана, Памира и Центрального Казах- стана приурочены к областям развития интрузивных пород кислого со- става.

В отдельных случаях породы с большим содержанием кремнезема, особенно гранитоиды, имеют настолько широкое распространение, что перестают играть роль поискового признака. Кроме того, часто благо- приятные по содержанию кремнезема гранитоиды не содержат проявлен- ний хрустала, тогда как в некоторых умеренно кислых гранитоидах они наблюдаются. Очевидно, что, кроме содержания кремнезема, гранитоиды отличаются и другими петрохимическими и структурно-морфологическими признаками, определяющими перспективность их в отношении хрустале- ности.

Из петрохимических признаков, кроме содержания кремнекислоты, решающее значение для хрусталеносности гранитоидов имеет фактор ще- лочности, или аглаитность пород (магм).

Щелочи (калий и особенно натрий), поступаая в гидротермальные растворы, резко повышают растворимость кремнезема и улучшают ус- ловия его переноса, а следовательно, условия процессов гидротермальной переработки кварца как в кварцевых жилах, так и в кварцсодержащих породах, в том числе в пегматитах. При понижениях концентраций щело-

чей в растворах (по сравнению с первоначальными) уменьшается растворимость кремнезема, который и выделяется в виде кристаллов кварца. Это возможно в том случае, если некоторое количество щелочей уходит из растворов в виде альбита, серицита и других минералов, чем и объясняется часто наблюдаемый парагенезис этих минералов с горным хрусталем.

Вероятно, щелочей, поступающих в растворы из гранитов нормального типа, не всегда хватает для растворения кремнезема. Что же касается содержания кремнезема в гранитоидах, то для образования хрусталя его всегда достаточно.

Таким образом, повышенную щелочность гранитоидов, с которыми генетически связывается то или иное хрусталепроявление или месторождение, надо считать благоприятным признаком.

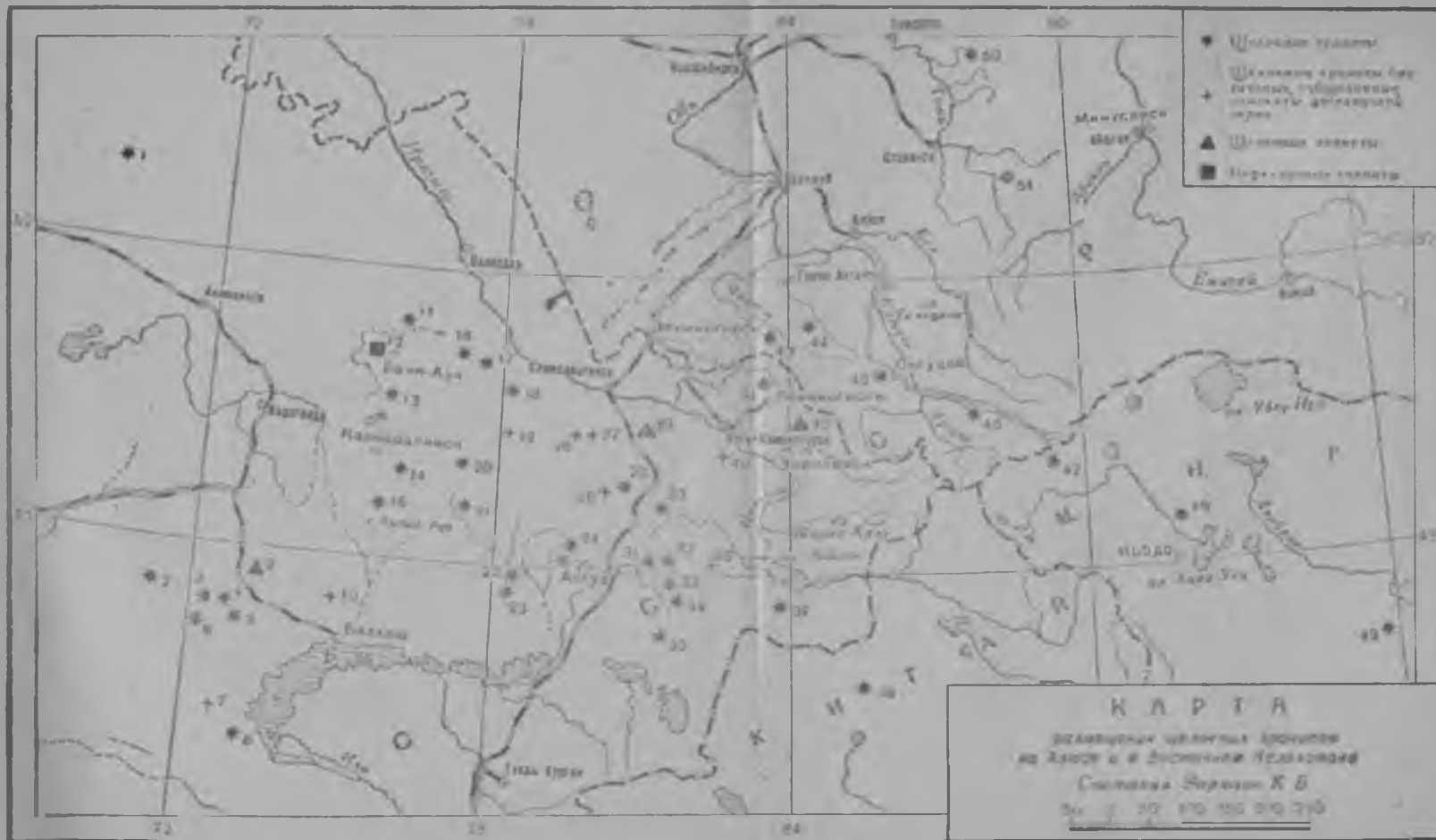
Повышенная щелочность материнских гранитов для ряда месторождений горного хрусталя отмечается многими исследователями. По данным А. И. Захарченко, кварцевые жилы Памира связаны с киммерийским комплексом гранитоидов, характеризующихся («особенно мелкие пластовые инъекции лейкократовых гранитов») повышенным содержанием щелочей с преобладанием натрия над калием, что «является важной предпосылкой к появлению кварцобразующих растворов» [14]. М. М. Хотенок [41] также подчеркивает повышенную щелочность и обогащение летучими компонентами гранитоидов, материнских в отношении хрусталеносности.

Наконец, А. И. Захарченко, С. Н. Венедиктов и Я. Н. Соколов [15] считают, что граниты Бек-Пак-Далы и Северного Прибалхашья, содержащие пегматиты с кристаллами кварца и флюорита, имеют существенно кварц-полевошпатовый состав (микроклиновый), повышенное содержание кремнезема (73—75%) и минералов с летучими компонентами (флюорита) при почти полном отсутствии или небольшом количестве цветных компонентов — особенно, свойственные щелочным лейкократовым биотитовым гранитам, пересыщенной кремнекислотой. По данным В. К. Монич [32], погребя с горным хрусталем и оптическим флюоритом встречаются в щелочных гранитах (очевидно, в пегматитах — К.З.). Синтез кристаллов кварца также осуществляется в щелочной, существенно натрийсодержащей среде.

Естественно, что благоприятного химического состава материнских интрузий (содержание кремнезема и щелочность) недостаточно для образования хрусталя, но это тоже важный поисковый признак.

Таким образом, наличие в районе щелочных или с повышенной щелочностью гранитоидов в совокупности с другими необходимыми структурно-литологическими признаками — благоприятная геологическая предпосылка для обнаружения хрусталепроявлений.

Присутствие на глубине магмы повышенной щелочности фиксируется не только выходами щелочных гранитов. Роль этой магмы в гидротермальной деятельности может быть установлена и по косвенным признакам, в частности по наличию в парагенезисе с хрусталеносной минерализацией полезных ископаемых, генетическая связь которых с породами щелочного интрузивного комплекса не вызывает сомнений (например, флюорита). На наличие щелочного комплекса указывает и присутствие барита, киновари, сурьмы, олова и, наконец, магнетита. Последний почти постоянно образуется при процессах щелочного метасоматоза. Непосредственный парагенезис щелочных гранитов с хрусталепроявлениями не обязателен. Телотермальность последних и трудность диагностики первых, особенно когда они устанавливаются по косвенным признакам, делают выявление такой связи не всегда возможным.



Распространение и химизм щелочных гранитов

Вышеизложенное привлекло внимание автора к интрузивам щелочных гранитов и побудило заняться вопросом определения места щелочных гранитов в общей систематике пород. Собранный за этот период материал свидетельствует о том, что в пределах Алтая и особенно Восточного Казахстана щелочные граниты имеют более широкое распространение, чем предполагалось. Но развиты они здесь, очевидно, еще более широко, так как точной характеристики пород, известных под названием «щелочной гранит», нет, поэтому довольно часто их принимают в полевых условиях за граниты нормального типа.

Большинство исследователей термином «щелочной гранит» объединяет группу гранитоидов, имеющих в своем составе щелочные амфиболы и пироксены, другие выделяют эти породы по химическому составу, некоторые предлагают «не разделять данное семейство пород (гранитоиды — К.З.) на две противоположные в химическом отношении группы щелочных и щелочноземельных» [6].

В настоящей статье автор хочет показать на материале щелочных гранитов Алтая и Восточного Казахстана, почему системой пересчета химических анализов по А. Н. Заварицкому невозможно выделить группу щелочных гранитов. Автор предлагает методику графического изображения химических составов пород в системе координат с осями «содержание кремнезема — алкаитность», что позволит выделить щелочные граниты в самостоятельную петрогенетическую группу.

В литературе нет сводной работы по щелочным гранитам Алтая и Восточного Казахстана, а их распределение может представить интерес для последующих исследований на этой территории как в отношении хрусталеносности, так и металлогении. Учитывая это, в настоящей работе приводится карта размещения щелочных гранитов и сводная таблица их анализов (табл. 1).

Анализ натриевого щелочного сиенита с р. Малый Тургусун в Зыряновском районе Восточно-Казахстанской области (см. табл. 1, анализ № 45) свидетельствует о развитии щелочных пород в Рудном Алтае и возможной связи с ними гидротерм, давших хрусталепроявления (Черная Гора).

Причины невозможности выделения группы щелочных гранитов при применении общепринятой методики пересчета анализов по А. Н. Заварицкому

Поскольку существующие системы пересчета не позволяют графически четко выделить группу щелочных гранитов, многие исследователи либо признают несостоятельность этих пересчетов [46], либо, как уже упоминалось, приходят к выводу [6] о необходимости не выделять щелочные граниты из группы гранитоидов, а разделять последние по минералогическому признаку. Автор считает последнее нецелесообразным, так как этим умаляется значение целой группы щелочных пород, особая роль которых в металлогении несомненна.

Ниже на примере частичного анализа методики пересчета по системе А. Н. Заварицкого автор постарается показать, почему при ее применении щелочные граниты графически не выделяются. Следует иметь в виду, что

Химический состав щелочных гранитов Алтая и Восточного Казахстана

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	72,26	74,98	75,40	74,97	73,29	70,70	76,67	68,38	70,38	72,66	73,72	75,86
TiO ₂	—	0,13	0,15	0,32	0,1	0,53	0,12	0,61	0,63	0,54	0,41	0,27
Al ₂ O ₃	16,35	8,83	11,61	12,11	14,08	14,40	12,40	16,34	15,30	13,04	14,52	10,93
Fe ₂ O ₃	1,19	6,54	2,71	2,03	2,08	3,14	2,26	3,69	2,79	2,07	2,26	4,64
FeO	0,14	—	—	0,98	0,36	0,05	0,44	0,47	0,70	0,57	0,56	1,00
MnO	—	0,10	0,07	0,05	0,01	0,02	0,05	0,06	0,10	0,07	0,08	0,16
MgO	0,08	0,22	0,79	0,25	0,37	0,31	0,21	0,21	0,39	0,48	0,30	0,18
CaO	0,93	1,17	0,95	0,32	0,40	0,20	0,45	Следы	Следы	0,30	Следы	Следы
Na ₂ O	6,28	4,24	4,10	3,96	5,13	6,25	4,35	5,12	4,28	4,12	4,04	2,60
K ₂ O	2,35	4,18	3,84	4,42	2,52	1,96	2,72	4,76	5,25	6,06	4,38	4,60
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,03	0,06	Следы	0,14	0,09	0,05	0,03	0,05
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11	—	—
F ₂	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,08	—	—	0,24	0,12	—	0,05	0,20	0,16	0,24	0,08	0,08
П. п. п.	0,64	0,70	0,29	0,24	0,21	0,32	0,35	0,54	0,20	0,64	0,10	0,04
Σ	100,30	100,69	99,81	99,89	99,48	—	100,37	100,51	100,27	100,95	100,48	100,43
K _a	0,79	1,31	0,93	0,93	0,79	0,87	0,81	0,83	0,71	1,03	0,79	0,85

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	69,03	74,8	73,48	72,70	75,20	67,94	76,10	76,42	75,08	76,83	74,63	74,68
TiO ₂	0,54	0,05	0,20	0,20	0,09	0,40	0,08	0,10	0,31	0,11	0,08	0,06
Al ₂ O ₃	13,24	11,64	12,05	14,76	11,46	13,39	12,18	11,33	11,59	11,84	12,87	13,01
Fe ₂ O ₃	7,18	0,45	2,36	0,83	0,83	2,04	0,23	1,30	0,80	0,50	0,74	1,10
FeO	—	0,96	0,75	0,27	0,96	1,23	0,83	0,77	2,91	2,03	1,89	1,68
MnO	0,04	Следы	0,02	Следы	0,06	0,14	Следы	0,03	0,07	0,03	0,06	0,05
MgO	—	0,53	0,26	0,18	0,30	0,68	0,18	Следы	0,26	0,16	0,10	0,36
CaO	0,30	0,51	1,15	0,40	0,70	1,33	0,50	0,27	0,70	0,15	0,24	0,12
Na ₂ O	5,17	4,91	5,60	4,04	3,67	6,04	4,59	5,00	3,90	4,10	4,26	5,60
K ₂ O	2,37	5,76	3,03	5,76	5,82	4,86	4,88	4,15	4,20	4,20	4,45	3,60
P ₂ O ₅	—	—	—	Следы	Следы	0,16	Следы	—	0,08	0,02	—	0,02
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	0,61	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	0,032	0,042	—	0,014
H ₂ O	—	—	0,58	—	—	—	—	0,15	0,36	0,20	0,07	Не обн.
П. п. п.	—	0,16	—	0,16	0,52	0,80	0,20	0,33	0,16	0,08	0,38	0,09
Σ	97,83	99,79	100,06	99,3	99,61	99,01	100,16	99,85	100,452	100,43	99,77	100,384
K _a	0,84	1,24	1,03	0,58	1,06	1,14	1,01	1,13	0,95	0,96	0,92	1,00

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	74,58	71,36	72,36	75,74	75,00	73,64	76,62	71,20	77,52	73,03	75,18
TiO ₂	0,19	0,40	0,32	0,23	0,21	0,35	0,15	0,77	—	Следы	0,22
Al ₂ O ₃	13,48	10,80	14,24	12,37	13,04	12,89	12,22	12,45	10,82	13,31	12,27
Fe ₂ O ₃	1,15	2,62	0,59	0,63	0,84	1,58	0,33	1,98	2,02	1,67	2,41
FeO	1,14	0,98	2,03	1,46	1,10	1,03	2,21	3,14	0,71	0,94	0,66
MnO	0,03	0,02	0,20	0,10	0,10	0,06	0,03	0,17	—	—	0,07
MgO	0,53	0,41	0,22	0,31	0,27	0,35	0,22	0,35	0,15	Следы	0,11
CaO	0,09	0,54	0,20	0,10	0,19	0,41	0,23	0,44	0,40	0,77	—
Na ₂ O	4,00	4,76	4,16	3,79	3,23	3,26	3,70	4,30	3,85	4,04	3,24
K ₂ O	4,56	6,72	5,04	4,91	4,87	5,48	4,20	4,83	4,53	6,12	5,42
P ₂ O ₅	0,01	0,18	0,04	0,11	0,11	0,06	0,06	0,06	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,27	—
SO ₃	—	0,19	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F ₂	0,034	—	0,023	—	—	—	0,032	—	—	—	—
H ₂ O	0,04	0,40	0,52	0,06	—	0,21	0,20	—	0,48	0,30	Не обн.
П. п. п.	0,16	0,51	0,35	—	0,48	0,57	0,16	—	—	0,16	0,42
Σ	100,054	99,89	100,303	99,75	99,94	99,87	100,422	99,69	100,48	100,61	100,00
K ₂	0,86	1,40	0,87	0,93	0,81	0,83	0,83	0,98	1,04	1,00	0,90

	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	75,71	76,90	76,92	76,42	75,80	76,82	74,17	73,2	73,3	65,32
TiO ₂	0,18	0,12	0,09	0,09	0,18	0,14	0,24	0,2	0,11	0,53
Al ₂ O ₃	12,50	12,19	12,78	12,87	10,03	10,65	12,65	12,5	12,33	16,14
Fe ₂ O ₃	1,42	1,52	1,12	1,35	2,58	1,87	1,94	1,9	2,58	3,35
FeO	1,40	0,46	0,74	0,84	2,53	1,62	1,04	1,3	1,28	2,59
MnO	0,04	0,04	0,03	0,05	0,09	0,06	0,06	0,1	0,02	0,24
MgO	0,14	0,12	0,08	0,09	Следы	0,05	0,25	0,2	0,26	0,77
CaO	0,25	0,47	0,33	0,40	0,37	0,17	0,40	0,5	0,46	0,18
Na ₂ O	3,60	4,00	3,60	4,00	3,43	3,57	4,29	4,6	4,55	8,00
K ₂ O	4,08	4,00	3,60	3,80	4,28	4,70	4,42	4,9	4,20	2,84
P ₂ O ₅	0,09	0,16	0,05	0,09	0,06	0,03	0,04	—	0,05	0,06
S	—	—	—	—	0,02	Her	0,01	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—
U ₁	0,075	0,032	0,034	0,058	—	—	0,06*	—	—	0,008
H ₂ O	0,16	He обн.	0,18	He обн.	0,16	0,15	0,13	0,06	0,86	He обн.
П. н. п.	0,28	0,38	0,24	0,22	0,62	0,38	0,70	—	—	0,09
Σ	99,855	100,292	99,794	100,278	100,15	100,21	100,02	100,00	—	100,138
K ₂	0,83	0,89	0,77	0,83	1,03	1,03	0,94	1,02	0,98	1,01

* Среднее из 11 анализов.

Точки развития щелочных гранитов (порядковый номер соответствует номеру на карте):

1. Зерендинский массив. Щелочной гранит-порфир жильный (табл. 1, ан. 1) Р. Д. Гаврилин [5].
2. Массив Кылча, Рибекитовый щелочной гранит, М. И. Александрова, Б. И. Борсук [1].
3. Таятханский массив. Рибекитовый среднезернистый щелочной гранит, Н. В. Полтавцева, С. Г. Толмачева, 1953.
4. Шунакский массив. Рибекитовый щелочной пегматондный гранит, Н. В. Полтавцева, С. Г. Толмачева, 1953.
5. Кызыл-Тасский массив. Среднезернистый щелочной, чаще рибекитовый гранит Н. В. Полтавцева, С. Г. Толмачева, 1953.
6. Булат-Тауский массив. Щелочной гранит (описания нет). Э. К. Вильцинг, И. Т. Серебрякова, 1953.
7. Каибский массив. Крупнозернистый биотитовый щелочной гранит (табл. 1, 2), мелкозернистый лейкократовый щелочной гранит (табл. 1, 3). А. И. Захарченко и др. [15].
8. Массив Каракамыс. Щелочной гранит жильный. В. С. Колтев-Дворников, О. С. Полквой [17].
9. Дайки щелочного сиенита северо-восточного простирания. Левый берег р. Шумек в 35—40 км к юго-западу от железнодорожной станции Басага. А. Нурлыбаев [33].
10. Массив Бектаута. Крупнозернистый порфиroidный гранит (табл. 4, ан. 22), мелкозернистый порфиroidный гранит (табл. 4, ан. 23). А. Г. Гогоев [7].
11. Массив Чакчанского пикета. Щелочной гранит-порфир арфедсонитовой (табл. 1, ан. 4). Д. С. Коржинский [19].
12. Нефелиновые сиениты. Район к западу от Баянаула. В. К. Монич [30, 31].
13. Массив Жильтау. Щелочной среднезернистый гранит, северо-западная часть массива (табл. 1, ан. 5), щелочной мелкозернистый порфиroidный гранит, северная часть массива (табл. 1, ан. 6). Н. А. Севрюгин, М. М. Марфенкова, 1954.
14. Массив Кент. Щелочной гранит из мощной дайки северо-западного простирания (табл. 1, ан. 7). О. Ф. Кроль, 1956.
15. Щелочной гранит. Верховья р. Аппас. В. В. Донских, А. В. Зайчкина [9].
16. Массив Тлеумбет. Щелочной граносиенит из центральной части массива — гора Дастор (табл. 1, ан. 8), крупнопорфиroidный щелочной гранит из краевой части массива — гора Дастор (табл. 1, ан. 9), крупнозернистый щелочной гранит из центральной части массива — гора Дастор (табл. 1, ан. 10), крупнозернистый щелочной гранит — взят там же (табл. 1, ан. 11), мелкозернистый порфиroidный щелочной гранит из центральной части массива — гора Тлеумбет (табл. 1, ан. 12). Аналитики Гуркина (ан. 8, 9, 11, 12); Н. А. Севрюгин, Ю. А. Столяров, 1948.
17. Массив Джаман-Агирек. Щелочной гранит. К. А. Рачковская, В. А. Шурыгин, 1948.
18. Массив Бесембай-Джал. Щелочной розовый лейкократовый гранит, обр. 768 (табл. 1, ан. 13). К. А. Рачковская, В. А. Шурыгин, 1948.
19. Дегеленский массив. Щелочной гранит, по О. Ф. Кролю — лейкократовый граносиенит (табл. 1, ан. 14). О. Ф. Кроль, 1956.
20. Массив Жаксы-Абралы-Кайнарский. Щелочной гранит. В. И. Станина, А. В. Степанов, 1949.
21. Массив Ак-Койтас. Щелочной гранит. Ё. И. Станина, А. В. Степанов, 1949.
22. Кызылтавский массив. Щелочной гранит Ак-Шоко. К. Н. Ерджанов [12].
23. Щелочной гранит горы Джаксы-Кюйкентай (табл. 1, ан. 15). К. Н. Ерджанов, 1944.
24. Арсаланский массив. Щелочной гранит. В. М. Синецын, Г. М. Галеева, 1948.
25. Массив Жон-Койтас. Щелочной гранит. В. М. Синецын, Г. М. Галеева, 1948.
26. Массив Коконь. Поздневарисский аляскитовый гранит из центральной части массива (табл. 1, ан. 16). Н. А. Севрюгин, Ю. А. Столяров, 1947.
27. Массив Южный Койтас. Лейкократовый щелочной гранит из восточной части массива (табл. 1, ан. 17). Н. А. Севрюгин, Ю. А. Столяров, 1947.
28. Аркатский массив. Крупнопорфиroidный лейкократовый щелочной гранит из центральной части массива (табл. 1, ан. 18), крупнозернистый аляскитовый гранит из юго-восточной части массива — горы Буркат (табл. 1, ан. 19). Н. А. Севрюгин, Ю. А. Столяров, 1947.

29. Массив Керегетас. Щелочной гранит (табл. 1, ан. 20). А. Г. Гокоев, 1936.
30. Кандыгатайский массив. Н. Ф. Аникеева, 1946. Щелочной гранит (табл. 1, ан. 21 и 22). К. Б. Зарянов, 1957. Аналитик В. А. Кленова.
31. Щелочные граниты горы Ийсор (по Д. С. Коржинскому — горы Балтакара). Рибекитовый щелочной гранит (табл. 1, ан. 23). Д. С. Коржинский [18].
32. Верхне-Эспинский массив (горы Карагайлы по Д. С. Коржинскому). Рибекитовый щелочной гранит (табл. 1, ан. 24), щелочной милонит с р. Эспе к западу от массива (табл. 1, ан. 25). К. Б. Зарянов, 1956. Аналитик В. М. Кобылина.
33. Массив Акжеялу. Щелочной гранит из южной части массива (табл. 1, ан. 26) К. Н. Ерджанов [11].
34. Массив между вершинами р. Дженишке. Западный Тарбагатай. В. Н. Лодочников [28]. Щелочной гранит-порфир красный (табл. 1, ан. 27). К. Б. Зарянов, 1957 Аналитик В. А. Кленова.
35. Некрасовский массив. Тарбагатай. Щелочной гранит, обр. 66-Г (табл. 1, ан. 28), обр. 528-Г (табл. 1, ан. 29), обр. 8-П (табл. 1, ан. 30). В. Е. Гендлер, В. Г. Чуйкова, 1958.
36. Гранитная скала Бор-Тастаган в Зайсанской котловине. Щелочной аляскит (табл. 1, ан. 31). К. Б. Зарянов, 1957. Аналитик В. А. Кленова.
37. Массивы гор Тологой и Жак-Тологой. Щелочной эгирин-рибекитовый гранит-порфир горы Тологой (табл. 1, ан. 32). В. Г. Чуйкова, 1957.
38. Горы Семистай. Пограничная Джунгария. Рибекитовый щелочной гранит (табл. 1, ан. 33). М. А. Усов [39].
39. Массив Дельбегетей. Щелочной сиенит. А. Г. Гокоев, 1938
40. Себинский массив, юго-западная часть гор Байча. Крупнозернистый щелочной (биотитовый) гранит (табл. 1, ан. 34). В. А. Калужный, 1936.
41. Массив горы Голуха. Рибекитовый щелочной гранит. З. А. Райкова, А. Ф. Фоминых, Г. Ф. Яковлев, 1954.
42. Река Малый Тургусун, Рудный Алтай. Натровый щелочной сиенит (табл. 1, ан. 45). К. Б. Зарянов, 1955. Аналитик В. М. Кобылина.
43. Майорский массив. Рибекитовый щелочной гранит. Ключ Полыгалов (табл. 1, ан. 35). В. Е. Гендлер, 1952. То же, Ключ Рубежный (табл. 1, ан. 36). К. Б. Зарянов, 1954. Аналитик И. В. Стахеева.
44. Массив горы Орешной в бассейне р. Ануй выше с. Топольного. Рибекитовый крупнозернистый щелочной гранит из вершины лога Сопливого, водораздел рр. Ануй и Аската (табл. 1, ан. 37). Там же, рибекитовый мелкозернистый щелочной гранит (табл. 1, ан. 38). Рибекитовый среднезернистый щелочной гранит, валун из русла р. Аската (табл. 1, ан. 39). К. Б. Зарянов, 1954. Аналитик И. В. Стахеева.
45. П'ебеликский массив. Район Онгудая. Рибекитовый гранит (табл. 1, ан. 40 и 41). Ю. А. Кузнецов [23].
46. Ак-Туринский массив. р. Ак-Туру, район Курая, Горный Алтай. Рибекитовый щелочной гранит. В. Крашенинников, 1949.
47. Монголия, 90 км к востоку от рудника Калгуты. Рибекитовый щелочной гранит. К. Л. Волочкович (устное сообщение).
48. Монголия, холмистая гряда Цаган-Унят к северо-западу от озера Хара-Усу Рибекитовый щелочной гранит. Б. М. Куплетский, М. А. Литвин, [25].
49. Монголия, в холмистом отроге хребта Хасакт-Хайрхан, идущем к р. Дзабхану. Рибекитовый щелочной гранит. Б. М. Куплетский, М. А. Литвин [25].
50. Массив горы Малый Таскыл в верховьях р. Алзаса, притока р. Большой Тайдон. Эгириново-рибекитовый гранит. В. А. Кузнецов [20].
51. Речка Плоская, система речки Заслонки — притока р. Мрассу. Рибекитовый гранит. В. К. Монич [29].
- Анализ 42 — средний из 41 анализа щелочных гранитов Восточного Казахстана и Алтая. К. Б. Зарянов, 1959.
- Анализ 43 — средний из 13 анализов щелочных гранитов мира. Г. Розенбуш [36]
- Анализ 44 — средний из 12 анализов щелочных гранитов мира. Р. О. Дели [8].

автор не ставил перед собой задачу доказать несовершенство метода в целом, в области всего комплекса существующих пород. Это касается только группы кислых гранитоидов, в частности щелочных гранитов.

Для выделения щелочных гранитов наибольшее практическое значение, при той или иной интерпретации обычных 12—15 компонентов рядового химического анализа, имеет характеристика породы, в которой содержание кремнезема и щелочность, или агпаитность, выражены по В. М. Гольдшмидту и А. Е. Ферсману [40], отношением суммы окислов щелочей к алюминию, взятых в молекулярных количествах:

$$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Li}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$$

Это отношение и составляет коэффициент агпаитности (K_a). Остальные 8—11 элементов содержатся в щелочных гранитах в количествах, не превышающих в сумме 4—5%. Особенно ничтожна роль кальция и магния.

В пересчете А. Н. Заварицкого основной признак, по которому устанавливается место щелочных гранитов в систематике горных пород—их агпаитность, определяется как числовой характеристикой a , показывающей количество щелочей, связанных в алюмосиликатах, так и характеристикой c (для пересыщенных щелочами пород), т. е. количеством щелочей, не вошедших в алюмосиликаты и связанных в темноцветных минералах. Поэтому щелочность породы не может быть охарактеризована в полной мере ни одним из этих параметров.

На рис. 1 приведена диаграмма средних типов гранитоидов по Р. О. Дели, для которых числовые характеристики по А. Н. Заварицкому заимствованы из работы С. Д. Четверикова [43, прил. 4].

Анализы существенно щелочных гранитоидов, заимствованные у В. Трегера [47], коэффициенты агпаитности, а также главные числовые характеристики, рассчитанные по А. Н. Заварицкому, приведены в табл. 2.

Эти анализы не являются средними; построенные по ним кривые не могут служить типовыми, однако они показывают основные закономерности, связанные с изменением щелочных гранитов.

Весьма показательно, как меняется значение характеристики b при увеличении щелочности в группе гранитоидов. Для серии пород габбро—диорит—гранодиорит—гранит—аляскит—щелочной гранит и пород, на 50—60% состоящих из щелочного пироксена или щелочного амфибола, числовое значение этой характеристики закономерно уменьшается от габбро до аляскита и лейкократового щелочного гранита, отличающегося минимальным содержанием темноцветных минералов. Агпаитность породы в этом случае зависит от агпаитности содержащегося в ней в преобладающем количестве калиевого полевого шпата или микропертита (коэффициент агпаитности их теоретически равен единице). Для лейкократовых щелочных гранитов значение b будет минимальным.

При дальнейшем увеличении щелочности породы избыток щелочей фиксируется в щелочных темноцветных минералах: эгирине, рибеките, арфведсоните. Чем выше щелочность породы, тем в большем количестве образуются эти минералы и порода становится более меланократовой, т. е. числовая характеристика b после минимума, соответствующего лейкократовому щелочному граниту, будет снова увеличиваться и графически накладываться на характеристику b для более основных пород из ряда гранитоидов.

Обычно сечение тетраэдра, принятое для плоскостного графического изображения вычисленных по А. Н. Заварицкому числовых характери-

стик, позволяет иллюстрировать изменение главных характеристик a , b , c , которые не имеют значения для выделения щелочных гранитов.

Характеристика s (кремнезем) в обычно принятом графическом изображении числовых характеристик Заварицкого не отображается; изменение ее числового значения для ряда гранитоидов обратно пропорционально изменению значения характеристики b : увеличение в породах от габбро к щелочному лейкократовому граниту и последующее уменьшение при повышении содержания щелочных темноцветных минералов, т. е. с увеличением щелочности.

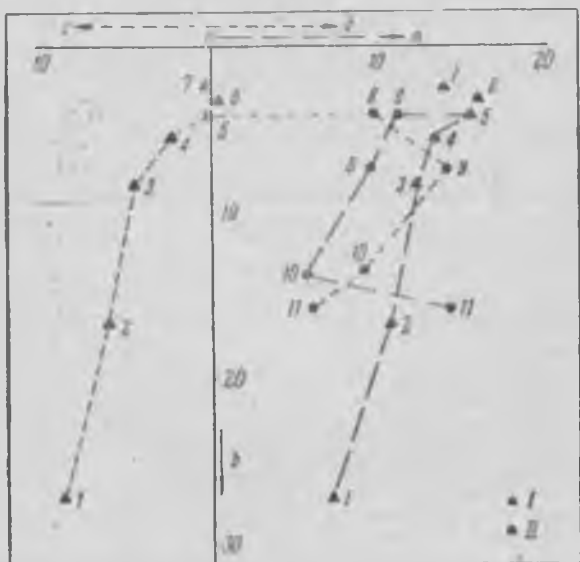


Рис. 1. Диаграмма средних типов гранитоидов по Р. О. Дели с пересчетом анализов по методу А. Н. Заварицкого

1 — габбро [43, прил. 4, ан. 57]; 2 — диорит [там же, ан. 48]; 3 — гранодиорит [там же, ан. 45]; 4 — гранит всех периодов [там же, ан. 4]; 5 — щелочной гранит [там же, ан. 10]; 6 — пезанит [там же, ан. 124]; 7 — аляскит [там же, ан. 116]; 8 — эгириновый гранит (табл. 2, ан. 1); 9 — ордоцит с 61% эгирина (табл. 2, ан. 3); 10 — линдинозит с 59% рибекита (табл. 2, ан. 2); 11 — лунитанит с 51% рибекита, эгирина и биотита (табл. 2, ан. 4). I — средние типы пород; II — единичные анализы s , a , b , c — числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Таким образом, четыре главных компонента щелочных гранитов (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O), составляющих свыше 95% этой породы, принятым графическим изображением характеристик по системе пересчета А. Н. Заварицкого не отражаются. Если в той или иной работе по систематике щелочных гранитов химическая характеристика пород иллюстрируется графическим изображением числовых характеристик в сечении a , b , c тетраэдра Заварицкого без проведения самих анализов, то такой фактический материал нельзя рассматривать как исчерпывающий, а сделанные на его основании выводы не будут обоснованными. Примером может служить статья И. В. Гинзбурга по систематике щелочных гранитов [6].

Химический состав ультращелочных пород граносиенитовой группы

	1	2	3	4
SiO ₂	68,29	61,72	56,90	55,60
TiO ₂	—	0,69	1,60	0,46
Al ₂ O ₃	8,71	4,21	7,00	10,56
Fe ₂ O ₃	11,60	13,94	17,41	7,53
FeO	Следы	9,83	1,25	13,91
MnO	—	0,21	0,27	Не опр.
MgO	0,40	0,28	1,22	0,41
CaO	0,11	0,48	1,62	1,06
Na ₂ O	10,63	4,54	6,86	7,23
K ₂ O	0,67	3,23	5,36	2,86
P ₂ O ₅	—	0,07	0,10	Следы
H ₂ O+	—	0,69	0,20	0,24
H ₂ O—	—	0,13	0,11	0,12
Сумма	100,81	100,02	99,90	99,98
K ₀	2,11	2,61	2,43	1,42
a	11,2	5,7	9,8	14,2
c	9,7	9,1	11,1	6,1
b	4,0	13,7	7,2	15,7
s	75,1	71,5	68,9	64,0

1. Эгириновый гранит. Эвиза (Корсика). Г. Розенбуш [36].

2. Рибекитовый гранит (линдинозит) с 59% рибекита. р. Линдиноза (Эвиза, Корсика). В. Трегер [47, ан. 59].

3. Меланократовый эгири-сиенит (ордосит), содержащий 61% эгирина. Провинция Ордо (Китай). В. Трегер [47, ан. 223].

4. Рибекит-сиенит (лузитанит) с 51% рибекита, эгирина и биотита. Португалия. В. Трегер [47, ан. 222].

Графическое изображение химического состава пород на плоскости в системе «кремнезем — апатитность»

Для графической интерпретации фактического материала по химическому составу горных пород с целью выявления закономерностей в группировках пород можно применить лишь плоскость и, следовательно, системы пересчета, возможности которых ограничены пределами плоскости.

Системы пересчета, для наглядности изображения которых необходимо пространственное представление (прямоугольные тетраэдры), при публикации результатов обработки анализов по этим системам сводятся к их частным плоскостным сечениям.

Пересчитанный тем или иным методом химический анализ пород, изображенный на плоскости несколькими (по Заварицкому — двумя) фигуративными точками и дополнительными векторами, может иллюстрировать закономерности изменений отдельных химических свойств породы, но не показывает общую картину размещения отдельных группировок горных пород в зависимости от их химического состава.

Для решения такой задачи следует изображать валовой состав породы на плоскости одной фигуративной точкой. Необходимого для этого уменьшения числа компонентов можно достигнуть, если рассматривать не весь комплекс пород, а отдельную петрогенетическую группу (например гранитоиды), в которой несколько (3—4) химических компонентов составляют почти всю породу. Такая постановка вопроса может позволить решить ряд частных задач (например, выделение из гранитоидов груп-

пы щелочных гранитов) и не только в данной, но и в смежных петрогенетических группах пород, так как нельзя рассматривать отдельную петрогенетическую группу в отрыве от общей геологической обстановки, т. е. общей среды.

Необходимо максимально упростить графическое изображение, доведя количество групп химических компонентов до двух, а состав в целом изображать одной фигуративной точкой. Как на пример графического изображения химических анализов одной фигуративной точкой можно сослаться на точечную диаграмму в системе «кремнезем—щелочи», составленную Граутом для средних составов изверженных пород по Р. О. Дели и приведенную у А. Н. Заварицкого [13]. Для удобства сравнения с нашими диаграммами в этой диаграмме оси координат следует поменять местами.

Учитывая вышеизложенное, автор сделал попытку разместить фигуративные точки средних составов пород в системе декартовых координат, причем по оси абсцисс откладывалось значение s , а по оси ординат — сумма значений характеристик a и c , характеризующих наиболее важные свойства щелочных гранитов — щелочность и содержание кремнезема. Группа щелочных гранитов на диаграмме выделилась довольно отчетливо.

Сумма характеристик a и c является суммарным количеством щелочей в породе и пропорциональна их количественному изменению. Характеристика s представлена в преобладающей части кремнеземом, поэтому фигуративная точка в принятой частной интерпретации химического состава в числовых характеристиках по А. Н. Заварицкому представляет породу тремя компонентами — натрием, калием и кремнеземом. Характеристики a и c могут быть заменены суммой молекулярных количеств щелочей, в том числе лития (последний играет в породе ту же роль, что и натрий с калием), а характеристика s — весовым содержанием в породе кремнезема.

Таким образом, для выделения щелочных гранитов пересчитывать химический анализ на числовые характеристики Заварицкого нет необходимости. Существенным недостатком системы «щелочи-кремнезем», как и аналогичной диаграммы Граута, является то, что она не учитывает алюминий, содержащийся в породах в значительных количествах. Однако этот пробел легко восполняется заменой суммы щелочей отношением этой суммы в молекулярных количествах к молекулярному количеству алюминия, т. е. откладыванием по ординате коэффициента агпаитности (K_a).

Степень правильности такого метода изображения для отдельных групп пород будет определяться процентным содержанием в них суммы окислов Si, Al, Na, K и составит: для щелочных гранитов (среднее из 41 анализа по Алтаю и Восточному Казахстану, табл. 1, ан. 42) — 95,5%; для гранитов (среднее из 546 анализов по Р. О. Дели) — 92,2%; для гранодиоритов (среднее из 40 анализов по Р. О. Дели) — 87,4%; для диоритов (среднее из 70 анализов по Р. О. Дели) — 78,9%; для габбро (среднее из 41 анализа по Р. О. Дели) — 69,5%.

Этот метод вполне применим, особенно для щелочных и наиболее кислых гранитоидов, и позволяет более отчетливо выделять группу щелочных гранитов.

Не менее важна возможность получения этим методом наглядного подтверждения (графически) связи химического состава породы с комплексом минералов, ее слагающих.

Диаграмма средних и некоторых типичных химических составов пород и породообразующих минералов в системе «кремнезем-агпаитность»

приводится на рис. 2. На нее наносятся содержание кремнезема в весовых процентах и коэффициент аглитности (K_a). Необходимо учесть, что

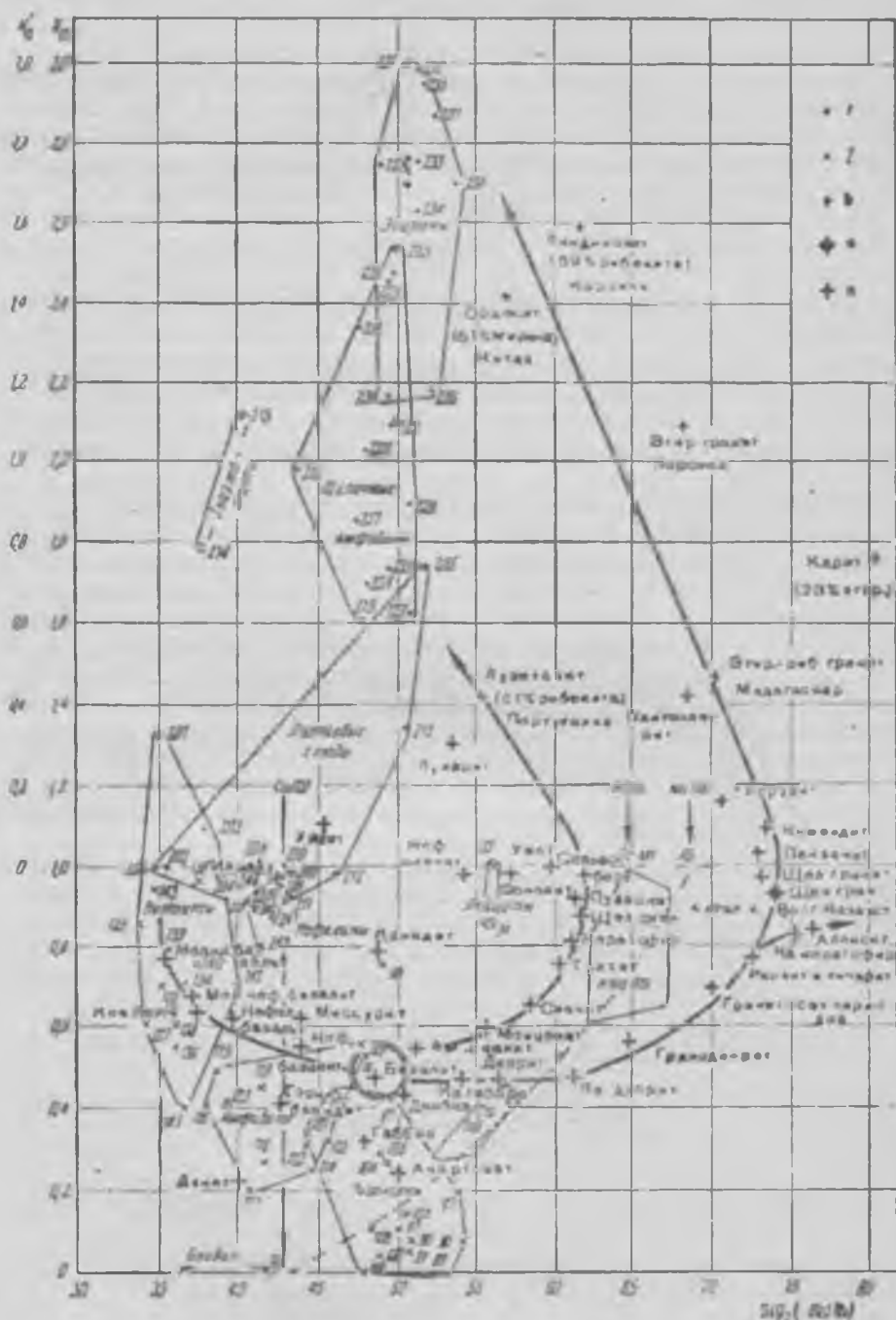


Рис. 2. Диаграмма средних и некоторых типичных химических составов пород и пороодообразующих минералов в системе «кремнезем — аглитность»
 1 — единичные анализы минералов; 2 — средние анализы минералов по П. Н. Чирвинскому; 3 — единичные анализы горных пород; 4 — средний анализ щелочного гранита Алтая и Восточного Казахстана по К. Б. Зарянову (41 анализ); 5 — средние анализы горных пород по Р.О. Дели

в принятой системе нельзя графически изобразить фигуративные точки щелочных амфиболов и пироксенов, в которых суммарное количество щелочей возрастает, а содержание алюминия падает (иногда до нуля), поэтому величина коэффициента агапайности возрастает до бесконечности. В связи с этим для сильно агапайных составов вместо коэффициента агапайности (K_a) на диаграмме откладывается на оси ординат разность молекулярных количеств суммы щелочей и алюминия (K'_a). При этом закономерности, получаемые при изображении составов пород в системе «кремнезем — агапайность», сохраняются, а фигуративные точки уместаются на диаграмме.

Средние химические составы основных типов пород взяты из работы Р. О. Дели [8]. Вместо анализов сильно (ультра) щелочных гранитов и сиенитов, отсутствующих у Р. О. Дели, использованы единичные анализы, заимствованные из работ В. Трегера и Г. Розенбуша и приведенные в табл. 2.

Распределение пород на поле диаграммы оказалось закономерным. Это позволило провести три плавные кривые, соединяющие породы гранитовой, сиенитовой и базальтовой магм. Все три кривые начинаются в области нанесения среднего состава базальта, которая отмечена на диаграмме двойным кружком. Судя по этому, предположение о первоначальности базальтовой магмы не лишено основания.

Кривая средних составов гранитоидов отчетливо прослеживается от фигуративной точки базальта в правую часть диаграммы, что соответствует увеличению в породе содержания кремнезема при небольшом, но постепенно увеличивающемся коэффициенте агапайности. Далее, при увеличении щелочности, вследствие появления и дальнейшего количественного увеличения в породе щелочных темноцветных минералов содержание кремнезема постепенно понижается. Наибольшее его содержание (73—76%) фиксируется на диаграмме при коэффициенте агапайности, равном 1, что соответствует агапайности калиевых и натриевых полевых шпатов, т. е. существенно кварц-полевошпатовым породам — лейкократовым гранитам и аляскитам. Последние в области максимума кривой еще более отклоняются вправо (ветвь аляскитов).

Кривая средних составов сиенитовых пород аналогична кривой гранитоидов. Для нее максимальное содержание кремнезема при агапайности, равной 1, достигает 61%.

Кривая базальтовых пород (базальт, нефелиновый базальт — мелилитовый базальт) также плавно прослеживается влево и вверх, подобно частям кривых для гранитов и сиенитов с агапайностью более 1. Между кривыми сиенитовых и базальтовых пород фиксируется область щелочных пород, а вниз и влево от кривой базальтовых пород — область основных пород.

На описываемую диаграмму (см. рис. 2) аналогичным образом помещены также точки средних анализов минералов, характерных для отдельных групп пород. Эти анализы заимствованы у П. Н. Чирвинского [45] и нанесены на диаграмму под № 1—200, которые им присвоены Чирвинским. Фигуративные точки, соответствующие средним составам полевых шпатов, заимствованных у упомянутого исследователя, на диаграмме не показаны. В этом случае автор ограничился нанесением контура, включающего фигуративные точки. Пересчитан и нанесен на диаграмму также теоретический состав плагиоклазов (ряда альбит—анортит через каждые пять номеров). Полученная кривая наглядно отображает увеличение содержания кремнезема и щелочности (агапайности) плагиоклаза с уменьшением его номера и, следовательно, увеличением в нем содержания натрия.

Кривая плагиоклазов делит все породы на диаграмме на кварцевые

и бескварцевые, и только вследствие наличия в породе большого количества темноцветных минералов, содержащих значительно меньше кремнезема, чем в валовой составе соответствующей породы, разграничительная линия кварцевых и бескварцевых пород отодвигается от кривой плагиоклазов влево. Эта кривая плагиоклазов также разделяет на диаграмме поля гранитоидов и сненитов.

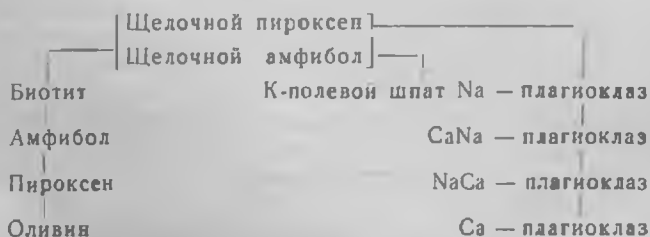
Фактические средние составы полевых шпатов отчетливо концентрируются в двух отмеченных контурами участках и соответствуют в первом KNa-полевому шпату и лейкократовым породам, во втором — Ca-полевому шпату и меланократовым породам. Для темноцветных минералов в ряде биотит-амфибол-пироксен на диаграмме также отчетливо устанавливается, что с увеличением содержания кремнезема уменьшается щелочность минерала.

Таким образом, для наиболее аглаитных минералов в рядах темноцветных минералов и полевых шпатов наблюдается резкое различие по содержанию кремнезема. С понижением коэффициента аглаитности пироксены имеют примерно одинаковое с соответствующими по степени аглаитности полевыми шпатами соотношение алюминия и щелочей при одинаковом количестве кремнезема.

В левой нижней части диаграммы в составе пород увеличиваются содержания Mg, Ca и Fe, не учитываемые диаграммой, поэтому применение ее для основных пород уже не дает таких результатов, как в области правой верхней части диаграммы. Образование для этой части диаграммы полевых шпатов или пироксена зависит от соотношения кальция с феррическими минералами, что показать на диаграмме невозможно. Если коэффициент этого отношения или какой-то соответствующий ему количественный фактор принять как третье измерение, то разделение пород будет более отчетливым, но наглядность изображения от этого сильно пострадает. С помощью предлагаемого метода требования отчетливости выделения группы щелочных гранитов и наглядности изображения удовлетворяются.

Средние анализы щелочных амфиболов и пироксенов, приведенные в работе П. Н. Чирвинского [45], вследствие их получения как результата объединения в группы по признаку принадлежности представленного анализа минерала к определенному типу пород, а не непосредственно по минералам, и малого количества привлеченных анализов оказались нецелесообразным наносить на диаграмму. Пришлось сделать выборку анализов щелочных пироксенов и амфиболов, а также некоторых других минералов (биотита, лепидомелана, литиевых слюд, нефелина) из имеющихся в литературе. Они приведены в табл. 3 под номерами от 201 и выше.

Анализы этих минералов занимают на диаграмме четко ограниченные поля, в расположении которых отмечается симметричность по отношению к темноцветным минералам нещелочного ряда, причем осью симметрии служит линия, соответствующая коэффициенту аглаитности 0,9—1,0. Таким образом, общее расположение минеральных полей на предлагаемой диаграмме можно изобразить в виде следующей схемы:



Химический состав минералов с повышенной щелочностью

	Биотиты и лепидомеланы			Литиево-железистые слюды		Литиевый биотит	Литиевая слюда (цинвальдит)					
	201	202	203	204	205		206	207	208	209	210	211
SiO ₂	35,35	35,86	38,52	39,04	51,96	35,20	41,10	41,60	43,10	43,20	43,50	46,37
TiO ₂	3,70	2,30	1,38	0,57	—	1,60	0,80	0,76	0,71	1,33	1,35	1,30
Al ₂ O ₃	7,96	10,99	10,97	23,56	16,69	20,30	25,22	25,70	24,65	23,34	25,10	23,45
Fe ₂ O ₃	9,89	6,10	4,97	6,10	2,63	—	—	—	—	—	—	—
FeO	19,91	22,03	12,60	12,42	6,32	26,50	14,10	11,45	11,60	12,60	11,80	10,60
MnO	1,11	2,57	0,62	—	0,24	0,53	0,75	0,22	—	0,73	0,73	0,35
MgO	7,02	6,53	17,20	0,97	0,63	0,16	0,05	0,12	0,05	0,20	0,14	0,21
CaO	—	Следы	0,57	0,78	0,12	0,17	0,20	0,30	1,18	0,15	0,42	0,50
BaO	0,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,50	1,02	0,70	0,71	0,87	2,30	1,86	2,20	2,23	1,33	1,20	1,27
K ₂ O	9,00	8,56	10,12	8,51	10,70	8,70	9,80	8,03	9,01	7,60	7,73	8,57
Li ₂ O	—	—	Следы	3,39	4,87	2,01	2,74	4,03	2,86	3,70	3,70	3,40
F ₂	0,90	1,52	2,34	—	6,78	1,66	2,95	1,58	2,58	1,28	1,28	2,55
SnO ₂	—	—	—	0,22	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	2,93	0,40	3,25	1,31	3,08	4,14	5,26	4,05	5,89	4,60	3,87
П. п. п.	5,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,48	100,41	100,39	99,52	102,72	102,21	103,71	101,25	101,97	101,76	101,45	102,44
K _n	1,32	0,99	1,09	0,97	1,75	0,99	0,91	1,01	0,95	1,00	0,92	0,98

	Лепидолит	Эцигматит		216
	213	214	215	
SiO ₂	50,70	37,92	40,33	43,85
TiO ₂	0,14	7,57	8,22	—
Al ₂ O ₃	22,74	3,23	0,96	4,45
Fe ₂ O ₃	0,02	5,81	6,77	3,80
FeO	—	35,88	31,36	33,43
MnO	1,55	1,00	2,30	0,45
MgO	0,41	0,33	1,54	0,81
CaO	Следы	1,36	0,99	4,65
BaO	—	—	—	—
Na ₂ O	0,55	6,58	7,47	8,15
K ₂ O	11,06	0,51	0,16	1,06
Li ₂ O	4,97	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—
F ₂	7,48	—	—	—
H ₂ O	0,60	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	0,15
Σ	103,30	100,19	100,10	100,80
K ₀	1,34	—	—	—
K ₀ '	—	80	112	99

Арфведсониты					Арфведсонит-рибекиты	
217	218	219	220	221	222	223
47,58	47,63	47,94	48,00	49,72	49,65	49,68
2,24	1,22	0,84	1,85	1,66	—	0,47
3,06	0,45	4,52	7,38	10,98	1,34	1,18
10,23	14,73	8,88	11,90	9,05	17,66	18,26
18,12	22,34	27,10	15,60	12,00	19,55	9,49
1,39	0,44	0,72	1,76	1,34	—	5,96
4,36	0,25	0,41	0,40	0,31	—	1,86
3,52	2,80	3,15	1,31	1,49	3,16	0,06
—	—	—	—	—	—	—
6,38	7,34	5,32	9,37	8,77	7,61	8,95
1,23	2,11	1,73	2,43	3,88	—	1,42
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0,19	—	—
—	—	—	—	—	—	—
1,67	1,26	1,04	—	—	1,67	2,50
—	—	—	—	0,58	—	—
99,78	100,57	101,24	100,00	99,97	100,64	99,80
—	—	—	—	—	—	—
86	135	61	104	74	110	148

	Рибскиты				Крассит- красидолит	Эгирины					
	224	225	226	227		228	229	230	231	232	233
SiO ₂	48,28	49,93	50,01	51,00	50,81	49,02	49,51	50,70	51,31	51,40	51,41
TiO ₂	3,91	0,94	—	0,10	0,88	2,04	0,61	—	1,27	0,04	3,35
Al ₂ O ₃	0,73	0,90	—	0,07	1,43	3,00	2,72	0,94	—	Нет	4,01
Fe ₂ O ₃	14,23	15,05	28,30	14,20	11,54	29,40	22,26	31,14	30,78	35,89	29,27
FeO	16,98	17,71	9,87	22,43	10,44	1,30	5,82	1,09	1,15	Нет	4,04
MnO	0,53	1,04	0,63	0,19	0,56	0,10	1,51	0,60	0,85	0,02	0,75
MgO	3,69	0,64	0,34	4,67	10,80	0,50	1,09	0,60	0,32	0,66	—
CaO	2,26	0,55	1,32	0,46	2,52	Следы	7,16	0,92	1,12	0,23	3,22
Na ₂ O	4,30	9,40	8,79	3,51	5,33	12,72	8,62	13,02	12,16	10,66	11,51
K ₂ O	0,77	0,97	0,72	0,74	1,82	Следы	0,38	Следы	0,27	0,44	1,68
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F ₂	—	1,76	—	—	1,69	—	—	—	—	—	—
ZrO ₂	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	Нет
ΣTR	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,36	0,02	—	0,31	0,07	0,68	0,57	0,57	0,35	—	—
П. ш. п.	3,32	1,97	—	2,52	2,07	—	—	—	—	0,66	0,14
Σ	99,36	100,95	99,98	100,20	99,96	100,06	100,25	99,49	99,59	100,22	100,41
K _b	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K _a	70	154	149	63	90	176	117	201	199	176	164

Продолжение табл. 3

	Эгирины			
	235	235	237	238
SiO ₂	51,82	52,14	52,55	53,78
TiO ₂	—	Не опр.	—	0,06
Al ₂ O ₃	0,60	1,61	2,27	3,93
Fe ₂ O ₃	21,02	19,25	30,28	27,19
FeO	8,14	6,07	1,05	0,77
MnO	1,00	0,85	—	0,15
MgO	1,47	2,79	0,20	0,22
CaO	3,01	8,01	0,52	0,80
Na ₂ O	11,87	7,61	13,13	12,76
K ₂ O	0,85	1,13	—	0,27
S	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—
H ₂ O	—	0,22	—	0,08
П. п. п.	0,50	—	—	—
Σ	100,28	99,68	100,00	100,01
K _a	—	—	—	—
K'ₙ	196	119	189	171

201. Биотит из щелочных пород. Хибинские тундры. Кольский полуостров. П. Н. Чирвинский [44].

202. Лепидомелан из мариуполитов. П. И. Лебедев [27].

203. Слюда черная из пегматита не миаскитового типа. Ильменские горы, Южный Урал. Э. А. Струве [38].

204. Литиево-железистая слюда из щелочного гранита. Эйбеншток, Рудные горы. Г. Розенбуш [36].

205. Литиево-железистая слюда (криофиллит), темно-зеленая из щелочного гранита. Массачузетс (Америка). Г. Розенбуш [36].

206. Литиевый биотит из пегматитов Волыни. Коростенский плутон. Е. М. Цыганов [42].

207—212. Литиевая слюда (цинвальдит) из пегматитов Волыни. Коростенский плутон. Е. М. Цыганов [42].

213. Лепидолит. Моховая падь, Борщовочный хребет, Забайкалье. И. А. Преображенский [35].

214. Энигматит из элеолитового сиенита. Гренландия. Г. Розенбуш [36].

215. Энигматит. Ловчорр, Хибины, Кольский полуостров. Б. М. Куплетский [24].

216. Арфведсонит из содалитового фойайта. Гренландия. Г. Розенбуш [36].

217. Арфведсонит из фойяита. р. Каскасоньюначорр, Хибинские и Ловозерские тундры, Кольский полуостров. Б. М. Куплетский [24].
- 218 и 219. Арфвелсонит из щелочного гранита. Урма-Варака, Кольский полуостров. Б. М. Куплетский [24].
- 220 и 221. Арфведсонит из арфедсонитового порфира. Ущелье Гакмана, Хибинские тундры, Кольский полуостров. Э. А. Струве [38].
222. Рибекит-арфведсонит из щелочного гранита. Массачузетс, Америка. Г. Розенбуш [36].
223. Марганцовистая щелочная роговая обманка арфведсонито-рибекитового ряда. Из легматитовых жил в горах Кент в 45 км к юго-востоку от Каркаралинска. К. Н. Ерджанов [10].
224. Роговая обманка рибекитового типа из Мариупольского щелочного массива. Э. А. Струве [38].
225. Рибекит из крупнозернистого шлира рибекитового гранита. Горы Карагайлы (Верхне-Эспинский массив — К.З.) Д. С. Коржинский [18].
226. Рибекит из щелочного гранита. Остров Сокотра на северо-востоке мыса Гвардафуй. Г. Розенбуш [36].
227. Сильно рибекитизированный амфибол из метаморфических пород. Северный район Кривого Рога. Н. Ф. Анисеева [3].
228. Роговая обманка кроссит-крокидолитового типа из щелочного сиенита Мариупольского массива. Э. А. Струве [38].
229. Эгирин из нефелинового сиенита. Округ Осло, Норвегия. Г. Розенбуш [36].
230. Эгирин из нефелинового сиенита. Канада. Г. Розенбуш [36].
231. Эгирин из щелочного сиенита. Украина. П. И. Лебедев [27].
232. Эгирин из меланократового марнуполита. Украина. П. И. Лебедев [27].
233. Эгирин из метаморфических пород. Северный район Кривого Рога. Н. Ф. Анисеева [3].
234. Эгирин из щелочных пород. Хибинские тундры, Кольский полуостров. П. Н. Чирвинский [44].
235. Эгирин из эеолитового сиенита. Луявр-Урт, Кольский полуостров. Г. Розенбуш [36].
236. Эгирин. Хибиньы, Кольский полуостров. Б. М. Куплетский [24].
237. Эгирин из марнуполита. Украина. Г. Розенбуш [36].
238. Эгирин из катапленитового сиенита. Швеция. Г. Розенбуш [36].
- 239—244. Нефелины из уртит-йеолитовых интрузий Тувы (в таблице анализы не приводятся). В. А. Кононова [16, табл. 4].

Эта схема, полученная путем статистической обработки данных пересчета химических анализов пород, представляет собой непрерывные реакционные ряды Н. Л. Боуэна. Кристаллизация минеральных компонентов в породах происходит в очередности, определяемой по этой схеме направлением снизу вверх от оливина и Са-плагиоклаза к биотиту и КNa-полевым шпатам, а затем к щелочным темноцветным минералам, т. е. сначала кристаллизуются минералы с меньшим коэффициентом агапайтности, затем — все более и более агапайтные. Это объясняется *выпадением из расплава в первую очередь химически менее активных компонентов*. Так называемая *обратная, или агапайтовая, последовательность кристаллизации* (по Е. А. Ферсману) является *прямым естественным продолжением кристаллизации минералов в направлении от менее щелочных к более щелочным*, что отчетливо видно на схеме.

Свободный кварц появляется в породах с агапайтностью, которая выше агапайтности фигуративной точки, соответствующей точке пересече-

чения кривой плагиоклазов с кривой гранитоидов (см. рис. 2), что соответствует плагиоклазу № 35 и породам диорит-кварцдиоритового состава. В зависимости от содержания в породах темноцветных минералов эта точка сдвигается в сторону большей основности.

При применении диаграммы «кремнезем — агпаитность» можно также определять генетическую связь отдельных фаций, фаз и даже комплексов пород с тем или иным типом магмы. Если на диаграмму нанести достаточное число анализов горных пород какого-либо массива, то конфигурация поля, занятого этими породами, в ряде случаев покажет связи их с тем или иным типом магмы.

В заключение необходимо кратко остановиться на вопросе происхождения магмы. Начало всех кривых петрогенетических группировок на диаграмме в точке, соответствующей составу базальта, подтверждается закономерным размещением фигуративных точек пород тех же группировок в треугольнике K, Na, Ca (см. рис. 4) и позволяет предполагать о первичности базальтовой магмы. Однако широко развитые процессы дифференциации магматических пород, вероятно, привели к наличию в земной коре нескольких типов магм, в частности гранитной.

Меньшие возможности левой нижней части диаграммы не позволяют точно выявить особенности в классификации пород более основного типа, но одновременно с разрешением частной задачи выделения группы щелочных гранитов диаграмма может пролить свет и на некоторые более общие вопросы петрогенеза. Она дает возможность обосновать простую классификацию горных пород по их кислотности (содержанию кремнезема) и щелочности.

Интересно, что состав вольтшита из Коростенского плутона, химический анализ которого (табл. 4, ап. 17) приведен Ю. И. Половинкиной [34] в одной группе с лабрадоритами Коростенского плутона, по химизму более близок к гранитам и щелочным сиенитам, что отчетливо устанавливается по предложенной автором диаграмме (см. рис. 5).

Для характеристики химизма щелочных гранитов на диаграмму (рис. 3) нанесены (правый верхний угол) фигуративные точки 41 анализа щелочных гранитов Алтая и Восточного Казахстана (приведены в табл. 1). Площадь, занятая на диаграмме щелочными гранитами, оконтурена сплошной линией и ограничена значениями содержания кремнезема 67,9—77,5% и коэффициента агпаитности 0,77—1,40.

Нанесенные на диаграмму несколько анализов аляскистов (Бор-Тастаган) и биотитовых гранитов (Чертей-Тау, Каибский массив) на конфигурацию ее поля, занятого фигуративными точками щелочных гранитов, влияния не оказывают. В то же время по степени агпаитности это типичные щелочные породы ($K_a > 1$).

Для определения положения щелочных и нормальных гранитов на диаграмме (см. рис. 3) показан контур площади, занимаемый фигуративными точками анализов пород из ряда массивов Алтая и Восточного Казахстана, в частности из Талицкого — 38 анализов, Майорского — 12 анализов, Тигирекского — 17 анализов, Калбинского — 12 анализов и Баянаульского — 10 анализов, заимствованных у В. Е. Гендлера, Э. А. Струве, Н. К. Морозенко, В. К. Монича и др.

Как видно на диаграмме, значения кремнезема для щелочных гранитов и для наиболее агпаитных разновидностей нормальных гранитов совпадают. По щелочности эти породы разделяются отчетливо, хотя и с наличием переходной зоны. Для переходной зоны характерны две линии: нижняя отвечает наименьшей агпаитности типичных (с щелочными амфиболами и пироксенами) щелочных гранитов (коэффициент агпаитности 0,77), а верхняя — наибольшей агпаитности обычных нормальных (без щелочных амфиболов и пироксенов) гранитов (коэффициент агпаитности

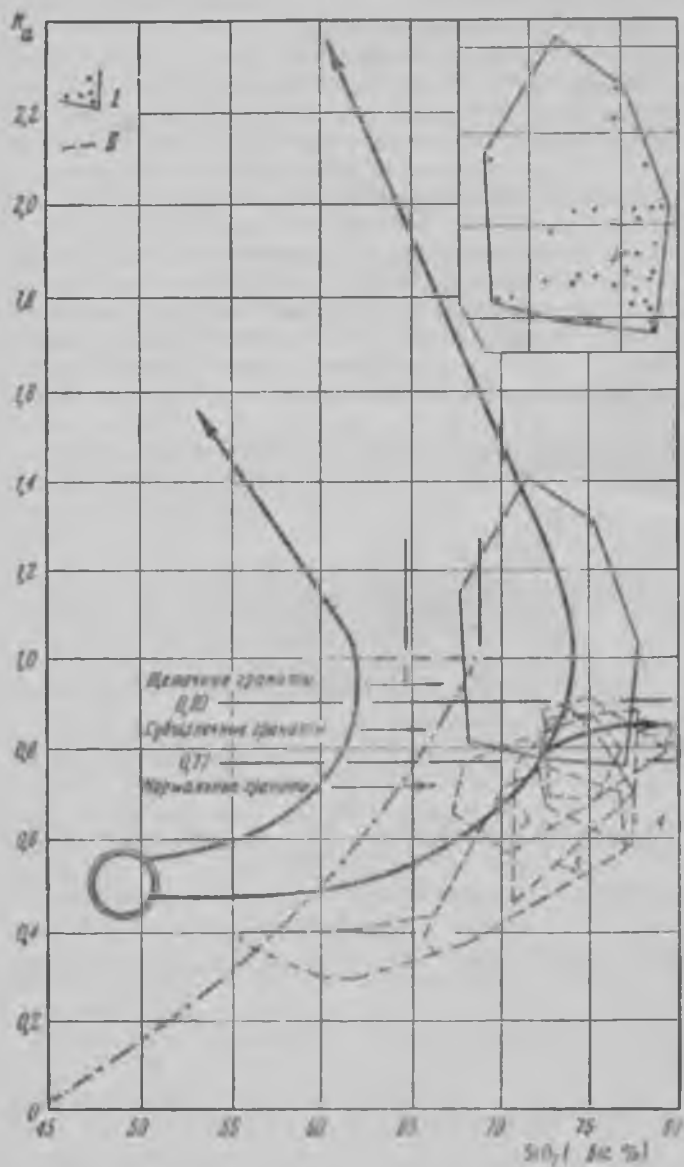


Рис. 3. Диаграмма химизма щелочных гранитов и разделение гранитоидов по аегиритности

I — контур и точки щелочных гранитов; II — контуры нормальных гранитов. 1 — Талицкий массив; 2 — Майорский массив; 3 — Тигирекский массив; 4 — Калбинский батолит; 5 — Баянаульский плутон

0,89—0,90). Единичные случаи необычно высокой агпаитности для некоторых биотитовых гранитов (Чертей-Тау, Каибский массив) во внимание не принимаются, так как природа ее недостаточна ясна.

Учитывая необходимость выделения группы щелочных гранитов, играющих несомненную роль в металлогении, автор предлагает разделить граниты по химизму на следующие группы:

1. Нормальные с коэффициентом агпаитности до 0,77—0,80.
2. Субщелочные без щелочных амфиболов и пироксенов, но с коэффициентом агпаитности от 0,77—0,80 до 0,89—0,90.
3. Щелочные с коэффициентом агпаитности выше 0,89—0,90, включая все граниты со щелочными амфиболоми и пироксенами.

Группа щелочных гранитов отчетливо выделяется также при проектировании фигуративных точек в равносторонний треугольник по пересчитанным на 100 трем компонентам анализов пород (K, Na, Ca), определяющим характер слагающих породу полевых шпатов (рис. 4). Взятый для этой цели 41 анализ щелочных гранитов Алтая и Восточного Казахстана группируется в нижней (K и Na) части этого треугольника. Соотношение щелочей и кальция при минимальном количестве последнего устойчивое, но состав щелочей переменный.

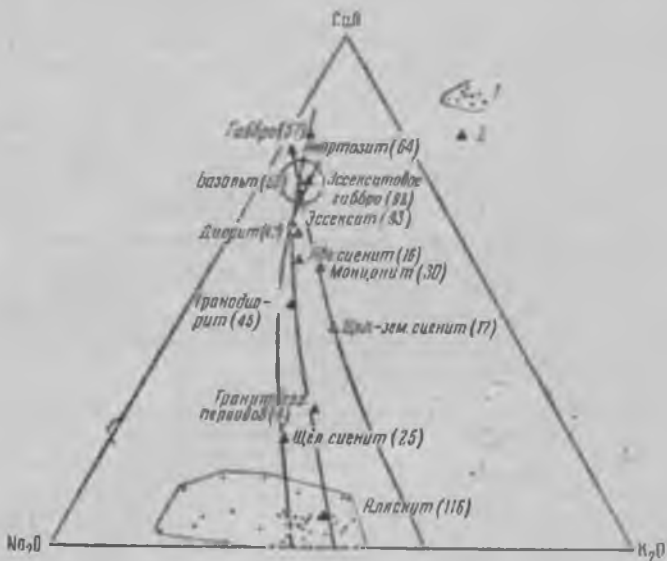


Рис. 4. Диаграмма размещения составов щелочных гранитов Алтая и Восточного Казахстана и средних составов главных типов пород по Р. О. Дели [43, прил. 4] в треугольнике Na_2O , K_2O , CaO

1 — поле щелочных гранитов; 2 — средние составы главных типов горных пород по Р. О. Дели

Нанесенные тем же способом на этот треугольник наиболее типичные средние составы пород по Р. О. Дели (номера по приложению № 4 к работе С. Д. Четверикова) [43] отчетливо группируются в сиенитовой и гранитовой линиях. Некоторое подобие линии дают также щелочные граниты, сиениты и габброиды. Характерно пересечение трех линий в точке, соответствующей составу базальта и отмеченной кружком.

Так как интересующие нас породы содержат, кроме полевых шпатов, щелочные темноцветные минералы, которые могут менять соотношение K, Na и Ca по сравнению с соотношениями их в полевых шпатах тех же пород, полученную диаграмму не удалось совместить с диаграммой взаим-

ной растворимости компонентов полевых шпатов, имеющейся во многих учебниках минералогии или петрографии, например у Е. А. Кузнецова [22].

Группа аляскитов и лейкократовых щелочных гранитов, в которых темноцветные минералы представлены в минимальных количествах, на треугольнике не обособляются, поэтому можно предполагать, что если между соотношением K, Na и Ca в щелочных гранитах и слагающих их полевых шпатах и существует разница, то она незначительна. Во всяком случае, мы будем недалеко от истины, если отметим, что все фигуративные точки анализов щелочных гранитов на диаграмме находятся в области, для которой растворимость полевых шпатов возможна только при высоких температурах, так как полевые шпаты щелочных гранитов в большинстве случаев представлены пертитами.

Большой интерес представляет вопрос о содержании в щелочных гранитах фтора, но определять его содержание в силикатных анализах пород, к сожалению, не принято. Из 41 анализа щелочных гранитов фтор определялся только в 11 (в том числе 10 автора), причем содержался он в сотых и даже десятых долях процента.

Таким образом, присутствие фтора в щелочных гранитах не подлежит сомнению. Как летучий компонент он концентрируется также в апикальных частях и гидротермальных ореолах субщелочных гранитов. Сопоставить содержание его в щелочных и нормальных гранитах трудно ввиду отсутствия данных. Необходимо иметь в виду, что для металлогенической характеристики гранитов наиболее важно не то, чем в них представлены темноцветные минералы, а общий характер их химизма (щелочности). На этом и основано предложение разделять гранитоиды на вышеупомянутые три группы не только по характеристике их темноцветной составляющей, но и по щелочности.

Химическая характеристика некоторых хрусталеносных гранитов

В начале статьи автор остановился на положениях, приведших к необходимости характеризовать хрусталеносные гранитоиды по содержанию кремнезема и щелочности.

Для этого на диаграмму «кремнезем — алкалинность» (рис. 5), где отмечены кривые сиенитовой и гранитовой групп пород (по диаграмме, приведенной на рис. 2), линии разграничения щелочных, субщелочных и нормальных гранитов, а также контур (пунктиром) щелочных гранитов, нанесены фигуративные точки анализов гранитов (табл. 4), с которыми установлена связь хрусталеносности: анализы гранитов Коростенского плутона (Украина), Каибского массива (Бет-Пак-Дала), массива Бектауата (Северное Прибалхашье), а также единичные анализы гранитов с о. Новая Земля, горы Шерловой (Забайкалье) и горы Неройки (Полярный Урал).

Для фигуративных точек этих анализов характерно размещение их в контуре щелочных гранитов в пределах полей щелочных и субщелочных гранитов по разделению автора. Граниты Баянаульского массива, с которыми связаны пегматиты с кристаллами кварца и флюоритом, также отличаются повышенной щелочностью (см. рис. 3). Наконец, Зерендинский гранитный плутон (Северный Казахстан) и гранитный плутон Акжейляу (Тарбагатай), где известны хрусталеносные и флюоритоносные пегматиты, содержат фации щелочных гранитов (табл. 1, ан. 1 и 23—26).

Таким образом, наблюдается отчетливо выраженная субщелочная, а в ряде мест и щелочная тенденция хрусталеносных гранитов, что позволяет сократить область поисковых работ на пьезооптическое сырье и рассматривать как перспективные только те массивы, в которых щелочная тенденция достаточно отчетлива.

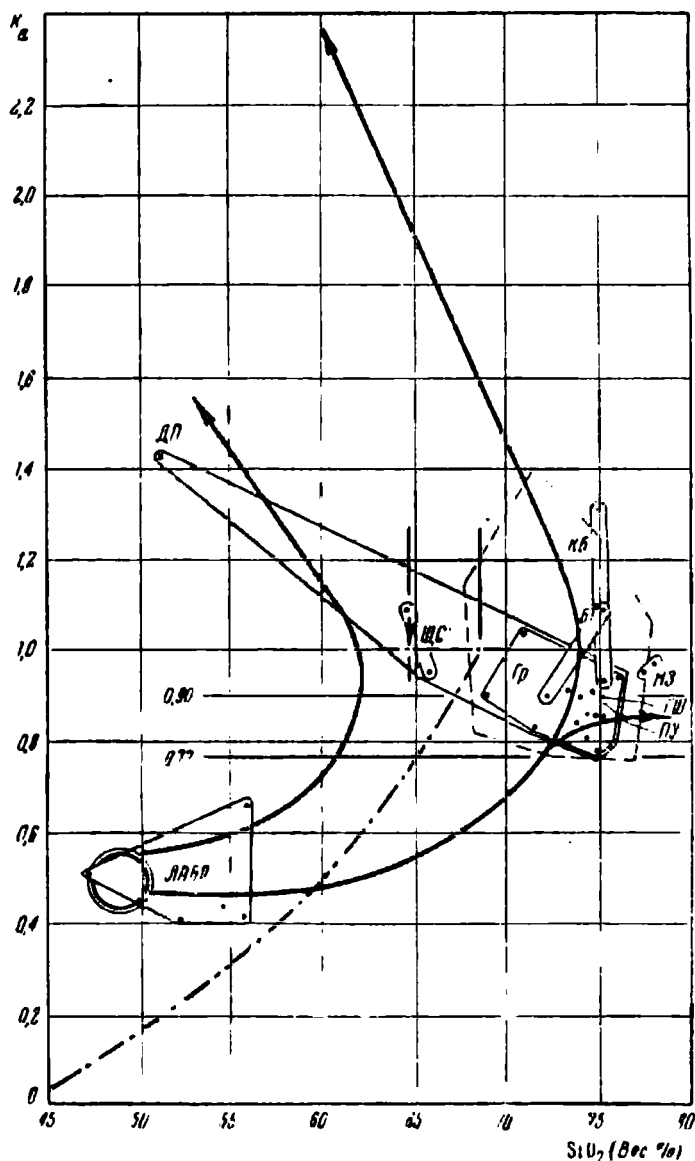


Рис. 5. Диаграмма размещения химических анализов хрусталеносных гранитов в системе «кремнезем — аллюитность» Коростенский плутон: Гр — граниты; ШС — щелочной сиенит; ДП — диабазовый порфирит — вольнит; Лабр — лабрадориты; КБ — гранит Каибского массива (Бет-Пак-Дала); БТ — гранит гор Бектаута; ЧЗ — гранит с о. Новая Земля; ПУ — гранит Неройки (Полярный Урал); ШШ — гранит горы Шерловой (Забайкалье). Пунктир — щелочные граниты, точки — фигуративные точки анализов

Химический состав хрусталеносных гранитов

Таблица 4

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	76,08	75,72	75,41	75,20	75,20	75,06	74,51	74,46	74,16	73,90	73,43
TiO ₂	0,22	—	0,30	—	—	—	0,21	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	11,26	12,10	12,42	11,48	14,22	12,51	13,35	14,00	12,58	14,35	13,31
Fe ₂ O ₃	1,13	2,70	1,18	3,42	0,98	1,02	1,09	0,68	0,95	0,70	0,60
FeO	1,34	—	1,10	—	—	1,28	0,88	0,50	1,85	—	1,45
MnO	0,03	—	0,03	—	—	—	0,03	—	—	—	—
MgO	0,18	Следы	0,09	1,04	Следы	0,11	0,31	0,19	0,11	0,18	0,20
CaO	0,66	1,20	0,93	1,50	0,80	0,60	0,82	1,05	0,87	1,20	0,88
BaO	0,04	—	Нет	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	3,11	3,06	2,80	2,87	2,80	2,95	2,99	3,96	2,99	3,00	3,44
K ₂ O	5,12	4,28	5,63	4,67	5,80	5,59	5,40	5,10	5,90	6,64	5,88
P ₂ O ₅	0,05	—	—	—	—	—	0,20	—	—	—	—
F ₂	0,13	—	—	—	—	—	0,10	—	—	—	—
H ₂ O	0,01	0,80	0,14	0,30	0,80	0,81	0,48	0,50	0,75	0,60	0,67
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,33	99,86	100,33	100,48	100,60	99,93	100,37	100,44	100,16	100,57	99,86
K _в	0,94	0,80	0,86	0,87	0,77	0,86	0,81	0,86	0,90	0,84	0,91

	12	13	14	15	16
SiO ₂	71,65	71,00	69,03	66,02	64,65
TiO ₂	—	—	—	0,57	0,65
Al ₂ O ₃	14,08	10,88	13,84	14,83	15,14
Fe ₂ O ₃	1,37	5,35	1,70	4,48	4,23
FeO	2,18	—	3,41	1,07	0,95
MnO	—	—	—	0,16	0,01
MgO	0,05	0,90	0,12	0,42	0,54
CaO	0,66	2,00	1,85	1,35	1,73
BaO	—	—	—	—	—
Na ₂ O	3,15	2,70	3,89	5,27	6,49
K ₂ O	6,12	6,26	5,51	5,04	5,34
P ₂ O ₅	—	—	—	0,08	0,10
F ₂	—	—	—	0,06	0,04
S	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	Следы	—
ZrO ₂	—	—	—	0,09	0,01
ΣTR	—	—	—	—	0,013
CO ₂	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,84	—	0,94	0,14	0,18
П. п. п.	—	—	—	0,68	0,21
Σ	100,10	99,09	100,29	100,16	100,27
K _a	0,83	1,04	0,90	0,95	1,09

Продолжение табл. 4

17	18	19	20	21	22	23
51,42	77,96	77,62	74,79	75,32	72,33	75,36
3,01	0,10	0,09	0,27	—	0,39	0,07
10,36	11,50	11,25	11,98	12,57	13,32	11,91
6,90	1,06	1,00	1,87	1,48	1,81	1,63
9,64	0,51	0,44	0,98	—	0,73	0,33
—	Следы	0,03	Следы	0,10	0,13	0,09
0,10	0,15	0,23	0,14	0,16	0,86	0,51
6,66	0,08	0,45	0,79	1,00	1,44	0,91
—	0,07	—	—	—	—	—
7,79	3,77	2,75	2,83	6,50	3,95	4,97
1,82	4,59	5,60	5,82	0,69	4,97	4,51
—	0,01	—	—	—	0,17	0,14
—	—	—	—	—	—	—
—	Следы	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	0,05	0,05
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	0,14	0,08	—	—	—	—
1,05	0,06	0,23	0,15	—	—	0,02
—	0,20	0,64	0,32	1,51	0,22	0,22
99,63	100,20	100,41	99,84	99,33	100,36	101,16
1,42	0,97	0,95	0,91	0,90	0,90	1,09

1. Крупнозернистый биотитовый гранит. Коростенский плутон. с. Рихта. В. С. Соболев [37].
2. Гранит. Коростенский плутон. хут. Топорише по р. Тростянице. П. И. Лебедев по И. Морозевичу [27].
3. Гранит. Коростенский плутон. г. Коростень. П. И. Лебедев [27].
4. Гранит светло-розовый. Коростенский плутон. хут. Андреев на р. Тростянице П. И. Лебедев по И. Морозевичу [27].
5. Гранит. Коростенский плутон. М. Норынск на р. Норыни (левый приток р. Ужа). П. И. Лебедев по И. Морозевичу [27].
6. Рапакиви-гранит безовондный. Коростенский плутон. Б. Радомыльский уезд. П. И. Лебедев по И. Морозевичу [27].
7. Мелкозернистый серый биотитовый гранит. Коростенский плутон. с. Млины, р. Жерев. В. С. Соболев [37].
8. Россоховский гранит. Коростенский плутон. хут. Россоховский. И. И. Безбородько, 1935.
9. Микропегматитовый мелкоовондный рапакиви (гранит-порфир). Коростенский плутон. Малин. В. С. Соболев [37].
10. Гранит красный (красные гранофировые граниты). Коростенский плутон. дер. Межиречки, р. Уж. П. И. Лебедев по И. Морозевичу [27].
11. Гранит порфировидный розовый. Коростенский плутон. Б. Радомыльский уезд выше с. Гамарни. П. И. Лебедев по В. И. Лучицкому [27].
12. Коростенский гранит. Коростенский плутон. г. Коростень. Ю. Ир. Половинкина по Н. И. Безбородько [34].
13. Темно-красный гранофировый гранит. Коростенский плутон. хут. Андреев на р. Тростянице. Е. А. Кузнецов, В. И. Лучицкий [21].
14. Рапакиви. Коростенский плутон. Малин. В. С. Соболев [37].
15. Красно-розовый среднезернистый эгириновый сиенит. Коростенский плутон. Окрестности села Ставки. И. Л. Личак, 1957.
16. Эгириновый щелочной сиенит. Коростенский плутон. Гута Потневская. В. С. Соболев [37].
17. Днабазовый порфирит — волынит. Коростенский плутон. Бобрица. Ю. Ир. Половинкина [34].
18. Гранит пертитовый. Южная часть г. Митюшив Камень, о. Новая Земля. Э. А. Струве [38].
19. Контактная порода гранита с диабазом (по Э. А. Струве — гранит). Губа Митюшиха, о. Новая Земля. Из химических анализов Арктического института, Э. А. Струве [38, ан. 2010].
20. Микроклиновый субщелочной гранит. Истоки Сноу, Неройский Гребень, Полярный Урал. А. Н. Алешков [2].
21. Гранит. Шерловая гора, Юго-Восточное Забайкалье. По С. А. Музылеву. Э. А. Струве [38, ан. 202].
22. Крупнозернистый порфировидный гранит. Бектауата, Казахстан. А. Г. Гокоев [7].
23. Мелкозернистый порфировидный гранит. Бектауата, Казахстан. А. Г. Гокоев [7].

Все сказанное относится к хрусталеносным образованиям в пегматитах, связь которых с гранитоидами резко выражена. Однако о такой связи гидротермальных месторождений пьезокварца предполагать пока нет оснований из-за недостаточности материала, ибо практически генетическую связь их с гранитами не всегда можно установить. Примером такой связи может служить повышенная щелочность гранита горы Неройки на Полярном Урале [2], а также ванчско-язгулемских гранитов на Памире, к которым приурочена хрусталеносность.

В ы в о д ы

1. Щелочность гранитоидов является важным поисковым признаком, указывающим вместе с морфолого-структурными признаками на возможность хрусталеносности гранитоидов повышенной щелочности.

2. Система пересчетов анализов по А. Н. Заварицкому не позволяет отчетливо выделить группу щелочных гранитов.

3. Разделение гранитоидов на нормальные, субщелочные и щелочные возможно на диаграмме «кремнезем — агпаитность», позволяющей выделить из всех гранитоидов более узкую группу пород, перспективную в отношении хрусталеносности, и некоторые другие виды полезных ископаемых, в частности тантало-ниобаты.

4. Диаграмма «кремнезем — агпаитность», кроме решения частной задачи выделения группы щелочных гранитов, позволяет решить и ряд общих вопросов петрогенеза, но надо учитывать возможности предлагаемого метода, которые, как мы уже видели, уменьшаются с повышением основности пород.

Из общих вопросов наибольший интерес представляют возможность установления связи тех или иных пород массива с каким-либо типом магмы и первичность магмы вообще.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александрова М. И., Борсук Б. И. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бет-Пак-Дала. Госгеолтехиздат, 1955.
2. Алешков А. Н. Геологический очерк района горы Неройки. Приполярный Урал. Изд-во АН СССР, 1937.
3. Анисеева Н. Ф. Эволюция некоторых метаморфических горных пород Кривоногого Рога. Петрографический сборник № 1. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., петрология и минералогия, вып. 4, 1959.
4. Бетехтин А. Г. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Сборник, посвященный акад. С. С. Смирнову. Изд-во АН СССР, 1953.
5. Гаврилин Р. Д. Геологическое положение щелочных жильных пород жильной серии щелочноземельных гранитоидов. ДАН СССР, т. 113, в. 5, 1957.
6. Глизибург И. В. Некоторые особенности химизма щелочных гранитов. Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. Изд-во АН СССР, 1953.
7. Гокоев А. Г. К сравнительной характеристике некоторых «пермских» интрузий Сары-Арка (Центральный Казахстан). Изв. АН КазССР, сер. геол., № 70, вып. 11, 1949.
8. Дели Р. О. Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ, 1936.
9. Донских В. В., Зайчкина А. В. Геологическое строение района верхнего течения р. Аппас в Каркаралинском районе Центрального Казахстана. Сборник научно-технической информации, № 3. Госгеолтехиздат, 1956.
10. Ерджанов К. Н. О щелочной марганцовистой роговой обманке в горах Кент. Изв. Каз. фил. АН СССР, № 2—3, 1944.
11. Ерджанов К. Н. К петрографии Акжайляу-Қзылтауского плутона. Уч. зап. Каз. гос. ун-та. Геология и география, т. XV, вып. 1, 1954.
12. Ерджанов К. Н. Редкометалльные проявления на Акшокинском гранитном массиве. Вестник Каз. фил. АН СССР, № 2—3 (11—12), 1946.
13. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
14. Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Госгеолтехиздат, 1955.
15. Захарченко А. И., Венедиктов С. Н., Соколов Я. Н. Особенности характера и генезиса пегматитов с кристаллами пьезооптического кварца. Советская геология, № 8, 1958.
16. Кононова В. А. Уртит-нйолитовые интрузии Тувы и роль метасоматических процессов при их формировании. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1957.
17. Коптев-Дворников В. С., Полковой О. С. Интрузивные комплексы гранитоидов палеозоя Бет-Пак-Дала. Советская геология, № 51. Госгеолтехиздат, 1956.
18. Коржинский Д. С. Аягуз-Иртышский водораздел к востоку от хребта Чингиз. Тр. ВГРО, вып. 108, 1932.
19. Коржинский Д. С. Геология и петрология Экибастузского района Каз. АССР. Тр. ВГРО, вып. 155, 1932.
20. Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау. Матер. по геологии Западной Сибири, № 10 (52). Изд-во ЗСГУ, 1940.
21. Кузнецов Е. А., Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР. ОНТИ, 1936.
22. Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд-во Моск. гос. ун-та, 1955.
23. Кузнецов Ю. А. Щелочные граниты Горного Алтая. Вестник ЗСГТ, № 4, 1937.

24. Куплетский Б. М. Петрография Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1932.
25. Куплетский Б. М., Литвин М. А. О некоторых щелочных породах Западной Монголии. Тр. Монгольской комиссии АН СССР, № 32, вып. 8, 1937.
26. Лазыко Е. М. О хрусталеносных кварцевых жилах. ДАН СССР, т. 108, № 6, 1956.
27. Лебедев П. И. Изверженные породы Приазовской кристаллической полосы. Ч. II. Петрография СССР. Изд-во АН СССР, сер. 1, вып. 3, 1934.
28. Лодочников В. Н. Материалы по петрографии западной части северных склонов Русского Тарбагатай. Изв. Геол. ком., т. 47, № 3, 1928.
29. Монич В. К. Геология и петрология района Мрасских порогов в Горной Шории. Матер. по геологии Западной Сибири, № 1 (43), 1938.
30. Монич В. К. Содалито-нефелиновые сиениты Баянаульского района. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 17, 1953.
31. Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Изв. АН КазССР, 1957.
32. Монич В. К. Щелочные изверженные породы Казахстана. Материалы к II Всесоюзному петрографическому совещанию. МГИОН СССР, АН УзССР. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд-во АН УзССР, 1958.
33. Нурлыбаев А. Щелочные горные породы из западной части Кызылэспинского антиклинория. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 1 (34), 1959.
34. Половинкина Ю. Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. Госгеолтехиздат, 1954.
35. Преображенский И. А. Оловоносные гранитоиды Борщовочного хребта (Восточное Забайкалье). Тр. ПЕТРИН. вып. 14, 1939.
36. Розенбуш Г. Описательная петрография. Горгеонефтеиздат, 1934.
37. Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Изд-во Львов. гос. ун-та, 1947.
38. Стрuve Э. А. Сборник анализов изверженных и метаморфических горных пород СССР с 1927 по 1937 г. Изд-во АН СССР, 1940.
39. Усов М. А. Пограничная Джунгария, т. II, вып. 1. Описание горных пород. Прилож. к Изв. Томск. технол. ин-та за 1911 г. Томск, 1913.
40. Ферсман А. Е. Избранные труды, т. IV. Изд-во АН СССР, 1958.
41. Хотелок М. М. Геологические предпосылки поисков месторождений пьезооптического кварца. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 1, 1957.
42. Цыганов Е. М. О литиевых слюдах из пегматитов Волыни. Зап. ВМО, ч. 83, № 4, 1954.
43. Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. Госгеолтехиздат, 1958.
44. Чирвинский П. Н. Количественная химико-петрографическая характеристика сфенсодержащих пород Лопарской долины в Хибинской тундре. Тр. ПЕТРИН. вып. 7—8, 1936.
45. Чирвинский П. Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Изд-во Харьк. гос. ун-та, 1953.
46. Чумаков А. А. Химико-минералогический состав, номенклатура и систематика щелочных гранитов. ДАН СССР, т. 98, № 3, 1954.
47. Tröger W. E. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur-Kompendium. Berlin, 1935.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ И КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ С ПЬЕЗООПТИЧЕСКИМИ МИНЕРАЛАМИ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

Центральный Казахстан является составной частью огромной Урало-Тяньшанской геосинклинали, сформировавшейся в палеозойское время и характеризующейся сложным геологическим строением с развитием различного рода складок и многочисленных разломов глубокого заложения.

Эта область представляет собой выступ главным образом палеозойских структур, обрамленный впадинами, выполненными рыхлыми мезокайнозойскими образованиями: с юга — Чуйской и Балхашской, с запада — Тургайской и с севера — Иртышской [2].

Б. И. Борсук [1] рассматривает Центральный Казахстан как геосинклинальную область (см. рисунок), развитие которой происходило при длительном постепенном отмирании геосинклинального режима от периферии к центру. Внутренняя ее часть, сохранившая геосинклинальный режим до позднего палеозоя, названа им Джунгаро-Балхашской геосинклиной.

Характерной особенностью геологического строения Центрального Казахстана является развитие в его периферической части древних докембрийских и каледонских структур, а во внутренней — преимущественно варисских и более молодых.

В структурном плане Центрального Казахстана четко выражены три основных направления разрывной и складчатой тектоники: северо-западное, северо-восточное и меридиональное. Этим направлениям подчинена ориентировка древних складчатых областей страны.

В Центральном Казахстане магматическая деятельность достигла максимального развития в периоды варисской и каледонской складчатости. На его территории насчитывается большое количество кварцевых жил и пегматитовых тел (несколько десятков тысяч), с которыми связаны проявления пьезооптических минералов.

В то время, как кварцевые жилы часто концентрируются в большие поля, пегматиты обычно встречаются в виде одиночных тел и только изредка в виде небольших групп тел.

Наибольшее количество кварцевых жил наблюдается в Джезказган-Улутауском и Атасуйском районах, а кварцевых жил и пегматитов — в Каркаралинском и Баянаульском районах, Северном Прибалхашье, Кокчетавской области и Бет-Пак-Дале. Отсутствуют жильные поля или встречаются в весьма ограниченном количестве в пределах Тенизской и Джезказганской синеклиз, Карагандинского, Токрауского, Северо-Балхашского, Жарминского синклиналиев, грабен-синклиналей Сарысу-Тенизского поднятия, Чуйской впадины, выполненных рыхлыми мезокайнозойскими отложениями или отложениями карбона.

Флюоритоносные и хрусталеносные пегматиты и хрусталеносные кварцевые жилы встречаются в основном в периферической части

Центрального Казахстана — внешней дуге докембрийских и каледонских складчатых структур (исключение составляет Джезказган-Улутауский район, где пегматиты отсутствуют) и во внутренней дуге каледонских структур (см. рисунок). На основании этого можно сделать важный вывод, что размещение хрусталеносных кварцевых жил и флюоритоносных пегматитов связано с развитием геосинклинального режима в Центральном Казахстане.



Схема тектонического районирования Восточного Казахстана (масштаб 1 : 7 500 000). Составил Б. И. Борсук (1957)

1 — контуры обнажающихся частей геосинклиналичных областей; 2 — докаледонские блоки; 3 — нижнепалеозойские складчатые системы; 4 — средне- и верхнепалеозойские складчатые системы Джунгаро-Балхашской геосинклинали; слева — сложенные отложениями $D - C_1 v_2$, справа — сложенные образованиями $C_1 v_3 - P$; 5 — средне- и верхнепалеозойские складчатые системы Зайсанской геосинклинали; 6 — складчатые сооружения, прослеженные под песками Южного Прибалхашья геофизическими методами; а) нижнепалеозойские, б) средне- и верхнепалеозойские; 7 — среднепалеозойские и верхнепалеозойские наложенные структуры, развивающиеся в пределах нижнепалеозойских складчатых систем: а) в области длительного прогибания, б) в областях, подготовленных более древними разрывами (грабей-синклинали), в) в других структурах; 8 — важнейшие разрывные нарушения; 9 — палеозойские структуры геосинклинальной области, перекрытые преимущественно кайнозойем; 10 — кайнозойские и мезозойские отложения за пределами обнажающегося палеозойского фундамента

Область Джунгаро-Балхашской геосинклинали, сохранившая геосинклинальный режим до позднего палеозоя, хрусталеносных кварцевых жил практически не содержит. Наоборот, в ней развиты высокотемпературные кварцевые жилы, несущие иногда рудные минералы, а также грейзены, что свидетельствует о различных физико-химических условиях жилообразования в Джунгаро-Балхашской геосинклинали и областях докембрийских и каледонских складчатых структур, консолидированных в период варисской складчатости.

В период варисского тектогенеза Джуңгаро-Балхашская геосинклиналь представляла собой разбитую многочисленными разломами весьма мобильную область, в которой интенсивно проявились магматические и постмагматические процессы.

Во внешней и внутренней консолидированных дугах докембрийских и каледонских складчатых структур магма в период варисского тектогенеза, по-видимому, не выходила на дневную поверхность, и варисские интрузивы формировались в таких случаях на глубине 1,5—2 км (например, Джекказган-Улутауский район).

Постмагматические гидротермальные растворы, проходя через 1,5—2,0-километровые толщи подстилающих и вмещающих пород, освобождались от рудной нагрузки, обогащались кремнеземом, охлаждались и, достигнув уровня современной эрозионной поверхности, оказывались в благоприятных физико-химических условиях и подготовленными для формирования скоплений пьезооптических минералов.

Приуроченность кварцевых жил и пегматитов с пьезооптическими минералами в основном к внешней и внутренней дугам докембрийских и главным образом каледонских складчатых структур — важнейшая региональная предпосылка для постановки поисково-разведочных работ на пьезооптические минералы в Центральном Казахстане. Из смежных территорий благоприятной в этом отношении следует считать всю область Урало-Тяньшанской геосинклинали как область значительного развития каледонских структур.

Рассмотрим геологические факторы, контролирующие размещение кварцевых жил и пегматитов с пьезооптическими минералами в Центральном Казахстане.

Структурный фактор

Геологическое строение районов, их особенности и положение в общей структуре региона являются важными факторами, контролирующими размещение кварцевых жил и пегматитов вообще и с пьезооптическими минералами в том числе.

Особенно отчетливо проявляется связь локализации тел с пьезооптическими минералами, и в первую очередь кварцевых хрусталеносных жил, с тектоническими структурами (Джекказган-Улутауский, Бек-Пак-Дала и другие районы).

Большая часть кварцевых жил, в том числе хрусталеносных, располагается в пределах антиклинальных структур первого порядка — антиклинориях и антиклинорных поднятиях, сформировавшихся в основном в период докембрийской и каледонской складчатости. Наиболее благоприятными местами для локализации жильных тел оказываются крылья этих структур. Крупными зонами максимального развития кварцевых жил являются Атасу-Моинтинский, Булаттау-Атасуйский, Карсаклайский, Арганаты-Улутауский антиклинории, Причуйское древнее поднятие и ряд других антиклинальных структур.

Для Джекказган-Улутауского района довольно благоприятными местами локализации кварцевых жил, в том числе хрусталеносных, являются также варисские брахиантиклинали.

Многолетними исследованиями доказано, что крупные депрессии, такие как Тенизская и Джекказганская синеклизы, Токрауский, Северо-Балхашский, Жарминский синклинории, Джалаир-Наймановский гребенообразный прогиб и др., выполненные верхнедевонскими, нижне- и среднекарбонowymi, пермскими и третичными отложениями, почти совсем лишены кварцевых жил и пегматитов. Приуроченность кварцевых безрудных и хрусталеносных жил к антиклинальным структурам высших порядков (в ядрах которых располагаются докембрийские породы) объясняется

тем, что в период варисской складчатости эти участки являлись уже жесткими — консолидированными и реагировали на тектонические напряжения крупными расколами земной коры и интенсивным развитием трещин, что способствовало проникновению гидротермальных растворов из глубинных магматических очагов.

В Центральном Казахстане выявлено несколько зон смятия и разрывных нарушений, с которыми связаны крупные поля кварцевых жил. К таким зонам относятся Кышгау-Байконурская, Джалаир-Наймановская, Успенская, Акджал-Аксаранская и ряд других, прослеживающихся на десятки и даже сотни километров. Зоны разломов и смятия состоят из серии региональных, параллельно-сближенных нарушений, осложненных местами мелкими трещинами и оперяющимися разломами. Эти зоны располагаются в виде полос шириной иногда до 40 км.

Важную роль в размещении отдельных кварцевых жил играют также локальные тектонические нарушения. Наиболее благоприятными для проникновения растворов дизъюнктивными нарушениями являлись, по-видимому, разломы типа сбросов и взбросов, возникшие или обновленные в постмагматический период варисских тектонических фаз. Для них часто характерны многоэтапная кварцевая минерализация и наличие зон окварцованных брекчий.

Что касается пегматитов, то в Центральном Казахстане они часто бывают приурочены к пологим, почти горизонтальным трещинам отдельности, развитым в массивах гранитоидов (Канбский, Шалтасский, Катбарский и другие плутоны), и концентрируются вблизи крупных крутопадающих глубинных разломов.

Региональные разломы имеют в основном меридиональное, северо-западное и северо-восточное простирание. Хрусталеносные кварцевые жилы приурочены главным образом к разломам меридионального (Джезказган-Улутайский район) и северо-западного направления (Бет-Пак-Дала и Чингиз-Тарбагатайская зона).

В Джезказган-Улугауском районе с полосой максимального развития кварцевых жил пространственно совпадает зона многочисленных меридиональных разломов, протягивающихся на десятки, а иногда и на сотни километров. Кварцевые жилы локализуются как в брекчированных участках породы, так и в многочисленных трещинах различных размеров.

Наиболее крупные месторождения горного хрусталя располагаются в гранитоидах вдоль региональных разломов. Большое количество хрусталеносных жил приурочено также к крупному и сложному Карабайтамскому разлому.

Несомненно также, что скопление жильных полей с многими сотнями хрусталеносных жил в бассейнах рек Жиланчик и Тамды объясняется слиянием на данном участке двух зон разломов — Кышгау-Байконурской и Идыгейской [8].

В Джезказган-Улугауском районе интенсивная хрусталеносность приурочена только к тем разломам, по которым происходили подвижки в варисскую эпоху тектогенеза. С древними «неподновленными» разломами связаны нехрусталеносные докембрийские и каледонские жилы. К такого типа разломам относятся разрывные нарушения, расположенные в ядрах Арганаты-Улугауского и Карсакпайского антиклинорийев. Доказано также, что наиболее перспективные хрусталеносные жилы располагаются не в самих разрывах, а в оперяющих их трещинах скола и растяжения.

Магматический фактор

Вопрос о генетической и пространственной связи жильных образований с магматической деятельностью и интрузивами является одним из

самых важных при выявлении закономерностей распределения жильных тел, содержащих пьезооптические минералы.

Работами Н. К. Морозенко по Памиру, А. Е. Карякина по Приполярному Уралу [5], Е. М. Лазько по Алдану [6, 7] и др. доказана пространственная и генетическая связь хрусталеносных жил с интрузивными телами.

В результате исследования хрусталеносных и флюоритоносных кварцевых жил и пегматитов Центрального Казахстана установлена гидротермальная природа большей части кварцевых жил района и иногда заметная зональность в размещении разнотемпературных кварцевых и полевошпато-кварцевых жил относительно интрузий гранитоидов и предполагаемого магматического очага.

Как показали наблюдения, гранитные пегматиты почти всегда размещаются среди массивов гранитоидов, а пегматиты с пьезооптическими минералами — исключительно в самих гранитоидах.

Основная масса пегматитов описываемого района образовалась путем метасоматической перекристаллизации различного рода даек и штоков мелкозернистых гранитов и аплитов [3], а часть пегматитов, по-видимому, непосредственно из остаточного магматического расплава и относится к категории шлировых [4].

Как известно, образование месторождений горного хрусталя в Центральном Казахстане связано в основном с варисским магматизмом. Интересно отметить, что в наиболее хрусталеносном Джезказган-Улутауском районе варисские интрузивы на дневную поверхность практически не выходят. В то же время в Северном Прибалхашье, где они широко развиты, встречаются преимущественно высокотемпературные кварцевые жилы, несущие рудную минерализацию. Объясняется это различием глубины эрозионных срезов. В Джезказган-Улутауском районе глубина эрозионного среза меньше, чем в Северном Прибалхашье, и гидротермальные растворы достигали уровня расположения существующих хрусталеносных жил, предварительно выделив на глубине рудные минералы.

Литологический фактор

Многочисленными наблюдениями над взаимоотношениями хрусталеносных жил с вмещающими породами и экспериментальными исследованиями доказано, что кремнезем вмещающих пород играет существенную роль в образовании хрусталеносных гнезд [5] и жильного кварца [7].

В Центральном Казахстане наиболее благоприятными для образования кварцевых хрусталеносных жил вмещающими породами являются каледонские гранитоиды, девонские и ордовикские кварцевые и аркозовые песчаники, содержащие в большом количестве кремнезем. Хрусталеносные жилы встречаются также среди окремнелых известняков карбона, отличающихся повышенной хрупкостью, в которых при тектонических подвижках легко образуются открытые трещины.

Пегматиты с пьезооптическими минералами размещаются исключительно среди гранитоидов варисского и реже позднекаледонского возраста.

При образовании флюоритоносных пегматитов важную роль, по-видимому, играет общая насыщенность вмещающих пород (гранитоидов) «аксессуарным» флюоритом. Вероятно, гидротермальные растворы заимствуют из вмещающих пород фторсодержащие соли и переотлагают их в пегматитах в виде флюорита.

Приуроченность кварцевых жил, в том числе хрусталеносных, к породам, богатым кремнеземом, ярко выражена в Джезказган-Улутауском районе, а связь флюоритоносных пегматитов с насыщенными аксессуарным флюоритом гранитоидами — на Каибском массиве.

В основных и ультраосновных породах хрусталеносные кварцевые жилы отсутствуют.

В Джеккаган-Улутауском районе хрусталеносные жилы в кварцитах также не содержатся. Объяснить это можно только тем, что разломы в период варисского тектогенеза на участках развития кварцитов не обновлялись и не возникали.

В заключение остановимся на вопросе о возрасте кварцевых жил и пегматитов Центрального Казахстана как факторе, имеющем косвенное отношение к размещению и степени их минерализации.

В соответствии с основными эпохами тектогенеза и периодами магматизма в районе отчетливо устанавливаются кварцевые жилы докембрийского, каледонского и варисского возраста. В каждой из упомянутых групп жилы также разновозрастны, но в связи с условностью определения возраста самих интрузивных массивов установить возраст кварцевых жил более точно весьма трудно. Определение возраста усложняется, кроме того, наличием палоченной, более поздней минерализации при повторных раскрытиях трещин.

Докембрийские кварцевые жилы сложены сильно метаморфизованным мелкозернистым кварцем. Находки горного хрусталя и флюорита в этих жилах нам неизвестны. С уверенностью к докембрийским жилам можно отнести только кварцевые жилы, сложенные метаморфизованным кварцем и смятые согласно с породами докембрия.

Каледонские жилы состоят также из метаморфизованного (менее, чем докембрийские) зернистого кварца, смяты согласно с вмещающими их породами и не несут признаков хрусталеносности. Они известны в Спасской зоне смятия, в Джалаир-Наймаповской зоне разломов и других местах.

Варисские жилы, в том числе хрусталеносные, являются наиболее распространенными в Центральном Казахстане. Они сложены кварцем различной структуры, в частности друзовым и шестоватым. Варисские кварцевые жилы встречаются среди пород различного возраста — от докембрийского до среднекарбонового.

Пегматиты с пьезооптическими минералами имеют преимущественно средне- и поздневарисский возраст, в редких случаях, возможно, позднекаледонский. Размещаются они соответственно среди варисских и позднекаледонских гранитоидов.

Строение и состав тел, наличие или отсутствие в них хрусталеносных гнезд, качество и размеры кристаллов зависят не только от физико-химических условий образования самих тел, но и от последующих геологических изменений, которые они претерпели.

Кварцевые жилы, имеющие длительную историю развития и подвергшиеся сильному действию тектоники и метаморфизму, как правило, промышленных скоплений качественного пьезокварца не содержат. Жилы более молодые (варисские) или древние, но повторно минерализованные в период варисского тектогенеза могут быть хрусталеносными. При формировании пегматитов огромную роль играют тектонические движения и характер метаморфизирующих растворов. Благодаря тектоническим подвижкам образуются самые важные в промышленном отношении эпигенетические тектонические полости растворения [4], в которых часто содержатся высококачественные кристаллы пьезооптических минералов.

Характер пегматитообразования определяется условиями поступления метаморфизирующих постмагматических растворов. Так, установлено, что в Каркаралинском и Шетском районах пегматиты формировались преимущественно путем перекристаллизации, тогда как в Северном Прибалхашье пегматитообразование происходило при значительном привносе кремнезема гидротермальными растворами, что нашло свое выражение в образовании крупных кварцевых «ядер»

ЛИТЕРАТУРА

1. Борсук Б. И. Основные черты структурного плана Центрального Казахстана. Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана и Алтая. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 19, 1956.
 2. Борсук Б. И., Яговкин В. И. Тектоника Восточного Казахстана. Материалы годичной сессии Ученого Совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г., 1960.
 3. Дмитриев С. Д. и Майоров А. Н. Об одном типе гранитных пегматитов. Информационный сборник ВСЕГЕИ, № 4. Госгеолтехиздат, 1956.
 4. Дмитриев С. Д. Пегматиты Центрального Казахстана. Докл. АН СССР, т. 123, № 6, 1958.
 5. Карякин А. Е. Вмещающие породы — источник материала для минералов хрусталеносных гнезд. Зап. Лен. горн. ин-та, т. 30, вып. 2, 1955.
 6. Лазько Е. М. О хрусталеносных кварцевых жилах. Докл. АН СССР, т. 108, № 6, 1956.
 7. Лазько Е. М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис. На примере изучения алданских месторождений горного хрусталя. Изд-во Львов. гос. ун-та, 1957.
 8. Соколов Я. Н., Венедиктов С. Н. Закономерности размещения кварцевых хрусталеносных жил в Джекказган-Улутауском районе Казахской ССР. Тр. ВНИИП, т. II, вып. I. 1958.
-

ПРОЯВЛЕНИЯ ГОРНОГО ХРУСТАЛЯ В ВЕРХНЕ-БУРЕЙНСКОМ РАЙОНЕ

В Верхне-Буреинском районе Хабаровского края развиты архейские, нижне- и верхнепротерозойские осадочно-метаморфические образования, мезозойские вулканогенные и осадочные породы, варисские и ларамийские гранитоиды. Ларамийские гранитоиды определяют металлогеническую специфику района, в котором развиты проявления цветных и редких металлов; в тесной связи с гранитоидами находятся безрудные кварцевые жилы с горным хрусталем.

В архее выделяется три свиты (снизу вверх): 1) гнейсов и гнейсо-сланцев; 2) ортогнейсов; 3) кристаллических сланцев и слюдяных кварцитов.

Нижний протерозой залегает несогласно на архее и состоит из двух свит — амфиболовых сланцев и слюдяно-кварцевых сланцев. Верхний протерозой сложен свитой филлитовидных сланцев и свитой рассланцованных песчаников, имеющих широкое распространение.

Мезозой района представлен верхнеюрским и верхнемеловым отделами. Верхнеюрские образования сложены аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и песчано-глинистыми сланцами, залегающими на размытой поверхности метаморфических и изверженных пород. Верхнемеловые эффузивы состоят из ряда покровов (снизу вверх): плагиоклазовые порфириды (нижние); фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, их лавобрекчии и туфы; кварцевые порфириды и их туфы; плагиоклазовые порфириды (верхние). Мощность эффузивных пород 800 м.

Интрузивные породы слагают не менее 55—60% площади района и представлены гранитоидами варисского и альпийского возраста, причем последние распространены более широко.

Массивы варисских гранитоидов обычно имеют зональное строение: их периферическая часть сложена диоритами, центральная — гранитами, а в средней зоне расположены гранодиориты. С варисскими гранитоидами связаны редкие маломощные жилы аплитов и пегматитов.

Альпийские гранитоиды, образующие крупные массивы, представлены порфиroidными гранитами, гранодиорит-порфирами и кварцевыми диоритами, причем наибольшим распространением пользуются порфиroidные граниты. В центральной части плутонов развиты крупно- и среднезернистые порфиroidные граниты, которые к периферии постепенно сменяются мелкозернистыми разностями.

С гранитоидами связаны дайки гранит-порфиров и аплитов, а также пегматиты. Нередко к дайкам гранит-порфиров приурочена рудная минерализация, представленная вольфрамитом, молибденитом, арсенопиритом, халькопиритом и касситеритом. Пегматиты слагают неправильные шпировые тела, приуроченные к контакту гранитов со сланцами или к висящему боку даек гранит-порфиров. Аплиты в виде маломощных линзообразных тел залегают среди мелкозернистых гранитов, вблизи их кровли.

Контактовый метаморфизм гранитоидов проявляется в ороговиковании, осветлении и образовании грейзенов во вмещающих породах и гранитах. В некотором удалении от контакта наблюдаются широкие зоны гидротермальных изменений вмещающих пород, сопровождающиеся окварцеванием и широким развитием кварцево-рудных и безрудных жил.

Район представляет собой крупную антиклинальную складку, осложняющую южное крыло Эзопского антиклинория. Ядро складки сложено архейскими породами, а крылья — последовательно сменяющимися друг друга свитами протерозоя.

Архейские породы дислоцированы в складки, меняющие свои простирания от северо-западного до северо-восточного и углы падения на крыльях от 20 до 45°. Общее простирание пород архея близко к меридиональному. Протерозойские образования имеют северо-западное простирание (300—330°) и углы падения 20—60°.

Складчатые структуры осложнены нарушениями субмеридионального, субширотного и северо-восточного направлений.

Субмеридиональные нарушения носят характер крутопадающих разломов, сопровождающихся зонами дробления в архейских и протерозойских породах. Мощность отдельных зон дробления достигает 400 м, но обычно не превышает 15—20 м. Нередко к ним приурочены многочисленные дайки порфиритов, а также кварцево-сульфидные жилы. Следующими по времени образования являются нарушения субширотного простирания — более или менее широкие зоны смятия и дробления, сопровождающиеся мелкообломочными брекчиями и милонитами, сцементированными кварцем. К таким зонам приурочены почти все известные редкометалльные рудопроявления и хрусталеносные жилы. Северо-восточные нарушения представляют собой сбросы с небольшой (до нескольких метров) амплитудой вертикального смещения.

Кроме отмеченных нарушений, наблюдается ряд систем трещин, развитых в древних метаморфических образованиях, в гранитах и эффузивах.

Генетическая характеристика проявлений горного хрусталя

В пределах Верхне-Буреинского района, особенно в его части, расположенной к юго-западу от стыка хребтов Эзоп и Дуссе-Алинь, известны многочисленные хрусталепроявления в метаморфических и изверженных породах. Интересной особенностью в размещении хрусталепроявлений является их совместное нахождение с многочисленными рудопроявлениями и месторождениями редких и цветных металлов.

В процессе геологосъемочных и поисковых работ выявлены хрусталепроявления в пегматитах, в кварцево-рудных и кварцевых жилах. Накопленные к настоящему времени материалы позволяют дать оценку хрусталеносности этих образований и выделить типы, в частности структурно-морфологические, наиболее интересные для поисков горного хрусталя.

В Верхне-Буреинском районе развито два типа пегматитов, отличающихся по возрасту, форме тел и хрусталеносности:

1. Пегматиты, приуроченные к области экзоконтакта варисских гранитоидов и не содержащие горного хрусталя.

2. Пегматиты, связанные с областью эндоконтакта альпийских гранитоидов. Эти пегматиты имеют весьма широкое распространение. Они образуют в гранитах шпирообразные тела до 1,8—2 м в поперечнике и подразделяются на турмалиново-кварц-полевошпатовые и кварц-полевошпатовые. Первые встречаются в мелко- и равномернозернистых гранитах, обогащенных турмалином. Центральная часть их состоит из кварца с гнездами, заполненными кристаллами горного хрусталя и мориона, имеющими до 20 см в длину и до 12 см в поперечнике. Габитус кристаллов ко-

ротнопризматический. Кристаллы поражены свилями, трещинами, имеют молочно-белую кварцевую «рубашку», содержат включения полевого шпата, пузырьки с газом и жидкостью и сдвойнированы по дофинейскому закону. Кварц-полевошпатовые пегматиты имеют крупно- и гигантокристаллическую структуру. В них редко встречаются молочно-белые зональные кристаллы кварца.

В кварцево-рудных жилах отмечены многочисленные хрусталепроявления с кристаллами мориона, дымчатого кварца и горного хрусталя. Большая часть жил располагается в ларамийских порфиридных биотитовых гранитах на контакте с вмещающими метаморфическими породами и реже в последних, а также в кварцевых порфирах и порфиритах.

Кварцево-рудные жилы с кристаллами горного хрусталя сопровождаются в зальбандах зонами грейзенов мощностью до 15—20 м. Иногда грейзены пространственно не связаны с жилами и располагаются непосредственно в гранитах или кварцевых порфирах и порфиритах. В этом случае в грейзенах также содержатся кристаллы мориона и дымчатого кварца.

Присутствие (иногда в значительных количествах) кристаллов мориона, дымчатого кварца и горного хрусталя в грейзенах и кварцевых жилах с редкими и цветными металлами представляет интерес в отношении генетической связи кварцевых хрусталеносных жил с различными типами постмагматических образований и их приуроченности к одним и тем же рудовмещающим структурам.

Хрусталеносные кварцево-рудные жилы подразделяются на субмеридиональные и субширотные. Субмеридиональные крутопадающие кварцево-рудные жилы с вольфрамитом, молибденитом, касситеритом и арсенопиритом имеют широкое распространение. Они располагаются в экзо- и эндоконтактах массивов альпийских гранитов. Граниты и вмещающие их породы в пределах полей развития кварцево-рудных жил подверглись интенсивным контактовым изменениям, преимущественно грейзенизации. Жилы имеют зональное строение: периферийная часть представлена грейзеновой оторочкой, затем идет зона с молибденитом и арсенопиритом, а за ней зона серого сливного кварца с вольфрамитом. Центральная часть жил сложена шестоватым кварцем с гнездами до 30 см в диаметре, содержащими мелкие кристаллы дымчатого горного хрусталя и мориона удлиненно-призматического и короткопризматического габитуса. Часто встречаются кристаллы двустороннего роста. На гранях кристаллов развита молочно-белая кварцевая рубашка.

Субширотные крутопадающие кварцево-рудные жилы с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом и полиметаллами имеют еще большее развитие. Они располагаются в порфиридных гранитах (реже в кварцевых порфирах) и вдоль зальбандов сопровождаются зонами грейзенов с редкометальной минерализацией. Призальбандовые части жил сложены крупнокристаллическими агрегатами рудных минералов, затем идет зона жильного кварца с гнездами до 30 см и более в диаметре, содержащими кристаллы мориона, дымчатого кварца и горного хрусталя. Большая часть кристаллов, длиной до 8 см, имеет многочисленные минеральные и газово-жидкие включения, сдвойнирована по бразильскому закону и имеет молочно-белую кварцевую «рубашку».

Горный хрусталь встречается также в кварцевых жилах, относящихся преимущественно к мономинеральным образованиям. В незначительных количествах в них присутствуют пирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, реже — касситерит и вольфрамит.

Выделяется две группы хрусталеносных кварцевых жил: 1) крутопадающие субширотные кварцевые жилы; 2) субширотные кварцевые жилы с углами падения 40—50°.

Характерной особенностью в размещении крутопадающих субширотных кварцевых жил является их приуроченность к зонам смятия, дробления и интенсивной трещиноватости пород, располагающихся в экзоконтактах массивов порфировидных гранитов.

Они разделяются на массивные и зональные. Первые сложены массивным мелко- и среднезернистым молочно-белым кварцем, вторые в центральной части имеют неравномерно развитую зону шестоватого кварца с мелкими пустотами, выполненными кристаллами горного хрусталя. Мощность жил колеблется от 0,4 до 1,5 м. Кристаллы горного хрусталя имеют призматический, реже обелисковидный габитус, длину до 4—6 см и поперечник до 2 см. Корневая часть кристаллов поражена многочисленными газово-жидкими включениями, головки — прозрачные. На границах кристаллов развита «рубашка» молочно-белого кварца.

Субширотные кварцевые жилы с углами падения 40—50° отличаются более высокой хрусталеносностью и лучшим качеством кристаллов. Они тесно связаны с крутопадающими субширотными нарушениями и обособляются в оперяющих трещинах разрыва. Примером подобных хрусталеносных жил являются хрусталепроявления в верхнепротерозойских и архейских породах.

Один из районов хрусталепроявления сложен верхнепротерозойскими породами, на размытую поверхность которых налегают покровы эффузивов верхнемелового возраста, прорванных массивами порфировидных биотитовых гранитов. Проявление приурочено к верхней части разреза верхнепротерозойских отложений и расположено в пределах северо-восточного крыла антиклинали. Южнее и восточнее хрусталепроявления крыло складки нарушено сбросами субширотного и субмеридионального простирания.

Участок проявления сложен (сверху вниз):

1. Сланцами кварцево-сланцевыми, тонкополосчатыми, серыми, неяснослоистыми и неясносланцеватыми. Видимая мощность пласта более 10 м.

2. Песчаниками аркозовыми, тонко- и мелкозернистыми, с примесью карбонатного материала. Мощность пласта песчаников 7 м. К пласту аркозовых песчаников приурочены линзообразные залежи скарнов, развивающиеся в непосредственной близости к субширотным нарушениям и зонам смятия. Среди скарнов выделяются гранат-амфиболовые, гранат-пироксеновые, пироксеновые и амфибол-пироксеновые породы, между которыми имеются переходные разновидности.

3. Сланцами слюдястыми, пятнистыми, тонкослоистыми, темно-серыми. Мощность пласта 15 м.

4. Сланцами кварцево-сланцевыми, углисто-сланцевыми и песчаниками тонкозернистыми, косослоистыми, брекчиевидными. Видимая мощность пласта 15 м.

В пределах участка проявления установлена серия малоамплитудных нарушений, расположенных друг от друга на расстоянии от 5 до 10 м. Нарушения имеют субширотные простирания и углы падения от 60 до 70°.

В окрестностях проявления горного хрусталя в породах верхнего протерозоя выделяются пять систем трещин (рис. 1). Первая система трещин (максимум I) имеет широтное простирание и углы падения, близкие к вертикальным. Такие трещины согласны с направлением субширотных нарушений и широко распространены на хрусталепроявлении. Вторая система трещин имеет широтное простирание и пологие углы падения (максимум IV). В том же направлении, но под более крутыми углами ориентированы трещины максимума IVa, которые сопрягаются с субширотными нарушениями, располагаясь около них. Четвертую систему образуют трещины северо-западного простирания с углами падения от 70 до 80° (максимум III). Это трещины осевой плоскости антиклинали. Пятая система

трещин (максимум II) имеет северо-восточное простирание и углы падения, близкие к 90° . Они представляют собой трещины разрыва, ориентированные перпендикулярно оси антиклинальной складки. С трещинами тесно связаны кварцевые жилы. На диаграмме ориентировки жил (рис. 2) видно полное совпадение их максимумов с максимумами трещин (см. рис. 1).



Рис. 1. Диаграмма ориентировки трещин в верхнепротерозойских породах. 300 замеров
 1 — $<1\%$; 2 — от 1 до 2%; 3 — от 2 до 3%;
 4 — от 3 до 4%; 5 — от 4 до 5%; 6 — $>5\%$

Непосредственно на участке проявления развиты те же системы трещин (рис. 3). Однако при сравнении диаграммы, приведенной на рис. 3,



Рис. 2. Диаграмма ориентировки кварцевых жил в верхнепротерозойских породах. 110 замеров жил
 1 — $<1\%$; 2 — от 1 до 3%; 3 — от 3 до 4%;
 4 — от 4 до 6%; 5 — $>6\%$

с диаграммой рис. 1 выясняется, что на участке преобладает первая система трещин, параллельная широко развитым субширотным малоамплитудным нарушениям. Последние, как будет показано ниже, служили рудо-подводящими каналами; рудовмещающими структурами проявления явились взаимно связанные с малоамплитудными нарушениями трещины максимума IV а.



Рис. 3. Диаграмма ориентировки трещин на одной из жил хрусталепроявления в верхнем протерозое. 120 замеров

1 — <1%; 2 — от 1 до 3%; 3 — от 3 до 5%.
4 — от 5 до 7%; 5 — от 7 до 9%; 6 — >9%

Трещины максимума IVа относятся к трещинам разрыва, о чем свидетельствует их ориентировка относительно плоскости сместителей и морфология. Такие трещины развиты в основном в поднятых блоках и характеризуются незначительной протяженностью — до 1—2 м. В связи с резкой разницей в составе пород (скарнов, вмещающих их песчаников и сланцев) формирование трещин разрыва приурочено к контакту этих пород. Однако в результате тех же подвижек произошло образование полостей отслаивания в пределах малоамплитудных складок. Трещины разрыва, соединяющиеся с полостями отслоения, и явились камерами-кристаллизаторами горного хрусталя.

На проявлении были вскрыты четыре хрусталеносные зоны, располагающиеся около субширотных малоамплитудных нарушений. Две из них представлены мощными многополостными кварцевыми линзами, а две другие — одиночными линзовидными полостями, имеющими до 1 м по длинной оси и до 0,5 м — по короткой. Многополостные кварцевые линзы и одиночные погребя залегают согласно с вмещающими породами.

Многополостные кварцевые линзы имеют зональное строение: хрусталеносные полости сменяются зоной шестоватого полупрозрачного, затем молочно-белого кварца, далее прослеживается зона гидротермально измененных пород, переходящих в скарны и скарнированные песчаники. Полости с горным хрусталем приурочены в основном к верхней части линз, но нередки и в ее средней части и в подошве. Размеры полостей, имеющих

округлую и чаще линзообразную форму, колеблются в широких пределах (от 0,1 до 1—2 м в поперечнике).

Одиночные хрусталеносные гнезда и полости располагаются в поднятых блоках нарушений в непосредственной близости к плоскостям сместителей. Полости окружены маломощной зоной жильного кварца, которая сменяется зоной гидротермально измененных пород, переходящих в скарированные песчаники.

Район хрусталепроявления в архейских образованиях сложен гнейсами и кристаллическими сланцами, залегающими в ядре антиклинали. К северо-востоку гнейсы сменяются нижне- и верхнепротерозойскими амфиболовыми, слюдяно-кварцевыми и серицито-кварцевыми сланцами и рассланцованными песчаниками. Наблюдаются изолированные незначительные по площади развалы фельзитов и кварцевых порфиров, залегающих в виде даек. Хрусталепроявление находится в непосредственной близости к контакту массива порфировидных биотитовых гранитов ларамийского возраста, приурочено к присводовой части антиклинали и представлено серией кварцевых жил, простирающихся в северо-восточном направлении по азимуту 35—45°. Многие кварцевые жилы содержат редкие и цветные металлы.

Гнейсы, слагающие район проявления, имеют общее падение на северо-северо-восток под углом от 10 до 20°. Крыло антиклинали осложнено мелкой складчатостью (амплитуда 1—2 м), приуроченной к определенным зонам северо-восточного направления и связанной с движениями вдоль субмеридиональных сбросов, обусловленными внедрением порфировидных биотитовых гранитов.

Кварцевые жилы приурочены к нарушениям северо-восточных направлений, причем морфология жил указывает на то, что такие нарушения формировались в обстановке действия сил растяжения.

Одна из кварцевых жил, вскрытая горными выработками, имеет крутое падение на северо-запад под углом от 70 до 80°. На отдельных участках падение жилы меняется на юго-восточное, а простираение — от субширотного до субмеридионального. Зальбанды жилы резко извилистые. Местами от лежащего бока жилы отходят быстро выклинивающиеся апофизы. По отношению к антиклинальной складке жилы, имеющая мощность 2 м, является поперечной и приурочена к трещине разрыва. Начиная от зальбанда висячего бока в жиле прослеживается около восьми зон, сложенных жильным кварцем, то молочно-белым, среднекристаллическим, массивным, с отдельными участками шестоватой структуры, то сливным, молочно-белым, с мелкими обломками гнейсов, то полупрозрачным, среднекристаллическим, с обломками вмещающих пород или без них, с мелкими гнездами, выполненными кристаллами горного хрустала. Мощность зон колеблется от 5 до 40 см.

Жильный кварц имеет ксенобластовую структуру и грубополосчатую, реже шестоватую текстуру. Зерна кварца сильно катаклазированы, имеют волнистое угасание и разбиты тонкими извилистыми трещинами. В жиле наблюдаются небольшие смещения отдельных участков относительно друг друга с образованием брекчий вмещающих пород и жильного кварца. С такими нарушениями связано формирование хрусталеносных погребов. Погреба имеют линзообразную форму и залегают сравнительно полого в связи с тем, что они приурочены к полостям отслаивания, образовавшимся в процессе подвижек в сводах и ядрах мелких складок.

Температура гомогенизации включений в горном хрустале

Горный хрусталь из кварцево-рудных жил имеет много общего с горным хрусталем из кварцевых жил. Характерный обелисковидный габитус,

зональное строение, одинаковый состав твердых включений, близкие температуры гомогенизации однотипных газовой-жидких включений, наличие молочно-белых и стекловатых «рубашек» на гранях призмы и ромбоэдров указывают на примерно одинаковые условия формирования кристаллов горного хрусталя.

Различие температур гомогенизации газовой-жидких включений в кристаллах мориона, дымчатого кварца и горного хрусталя из пегматитов, грейзенов, кварцево-рудных и кварцевых жил свидетельствует об изменении температурного режима кварцобразующих растворов.

Кристаллы мориона из пегматитовых жил содержат двухфазовые включения в вакуолях, имеющих форму отрицательного кристалла. Объем газовой фазы во включениях составляет от 30 до 60%. Если включения содержали более 50% газовой фазы, то при нагревании до 342° они переходили в газ. Гомогенизация первичных двухфазовых включений в кристаллах мориона с меньшим количеством газа происходила при температуре 325—350°, вторичные включения гомогенизировались при температуре 230—262°.

Кристаллы дымчатого кварца из пегматитов содержат двухфазовые включения ограниченной и редко неправильной формы. Объем газовой фазы в них составляет 20—30% объема включения. Гомогенизация первичных включений в дымчатом кварце происходила при температуре 230—250°. Минимовторичные включения гомогенизировались при температуре 152—180°.

Кристаллы дымчатого кварца из мелких пустот в грейзенах содержат существенно газовые включения с 50—60% газа. Гомогенизация таких включений идет по второму типу при температуре 320—352°, что, судя по положению грейзенов в зальбандах кварцево-рудных жил, свидетельствует о более раннем образовании полостей с горным хрусталем.

Кристаллы горного хрусталя из кварцево-рудных жил имеют зональное строение с чередованием полос с различной интенсивностью дымчатой окраски. В корневой части кристаллы сложены сотовым кварцем, выше расположены зоны с опаловидным и дымчатым кварцем, который затем переходит в прозрачный бесцветный кварц.

Кристаллизации бесцветного кварца предшествовали тектонические подвижки, в результате которых кристаллы дымчатого кварца первой генерации были раздроблены сетью параллельных трещин. Из вновь поступивших растворов на гранях раздробленных кристаллов отложился бесцветный прозрачный кварц второй генерации. Газово-жидкие включения в таких кристаллах имеют обычно неправильную форму. Очень редко наблюдаются включения с галитом. Двухфазовые включения содержат газ в количестве 10, 15, 20, 25%. Гомогенизация их происходит соответственно при температуре 165—177, 185—211, 228—245 и 260—285°.

Кристаллы из субмеридиональных кварцевых жил содержат многофазовые и газовой-жидкие включения с 60—65% газовой фазы. В состав многофазовых включений, кроме газа (15%) и жидкости, входят галит, сильвин и, вероятно, карбонат, составляющие в сумме от 10 до 20% объема включения. Минимовторичные включения имеют значительно меньшее количество газа — от 5 до 20%. Гомогенизация существенно газовых включений происходит при температуре 348—360°. Многофазовые включения гомогенизируются при более высокой температуре, причем температура гомогенизации тем выше, чем больший объем занимает твердая фаза. Так, включения, содержащие 30% газа и 20% твердой фазы, гомогенизируются при температуре 398°, включения с 20—30% газа и 10—15% твердой фазы — при температуре от 265 до 349°. Минимовторичные включения в кристаллах гомогенизируются при температуре от 135 до 228°.

Кварцевые крутопадающие жилы широтного простирания образовались в более позднюю стадию послемагматической деятельности, на что указывает температура гомогенизации включений в кристаллах (165—180, 195—225, 242—258°).

Гомогенизация включений, содержащихся в кристаллах горного хрусталя из проявления в верхнепротерозойских породах, приводит к следующим результатам. В первичных вытянутых в длину трубчатых включениях, расположенных в центральной зоне кристаллов и содержащих от 70 до 80% газа, гомогенизация с переходом жидкой фазы в газ происходит при температуре от 295 до 325°. Ближе к зоне, содержащей игольчатую роговую обманку, в трубчатых включениях отмечается уменьшение газовой фазы до 50%, а температура гомогенизации составляет 300°. Трубчатые плохо ограненные включения, расположенные в начале зоны, проросшей роговой обманкой, имеют 75% газовой фазы и гомогенизируются при температуре 325°; ближе к периферии этой зоны количество газовой фазы во включениях вновь уменьшается и температура гомогенизации достигает 290°. Вне зоны роговой обманки, вблизи граней кристаллов во включениях, содержащих 30% газа, температура гомогенизации понижается до 230°.

Вторичные включения самых неправильных форм, расположенные по залеченным трещинам, не затрагивающим «рубашки» кристаллов, содержат 15, 10 и 5% газа и гомогенизируются при температуре соответственно 205, 150 и 115°. Включения, находящиеся непосредственно в молочнобелой «рубашке», содержат 15% газа и гомогенизируются при 130°.

Кристаллы горного хрусталя из проявления в архейских гнейсах имеют обелисковидный, реже длиннопризматический и короткопризматический габитус. Длина их достигает 20—25 см, поперечник — 10 см. На гранях призм наблюдается частая неравномерная штриховка и швы дофинейских и бразильских двойников. Часто встречаются кристаллы многоглавого и двухстороннего роста. Выделяется две генерации горного хрусталя. Кристаллы первой генерации бесцветны, прозрачны, покрыты тонкой полупрозрачной кварцевой «рубашкой» и переполнены газово-жидкими и твердыми включениями. Кристаллы второй генерации имеют дымчатую окраску и образуют самостоятельные кристаллы или нарастают на обломки кристаллов горного хрусталя первой генерации.

Выделению горного хрусталя второй генерации предшествовали тектонические подвижки и разрушение хрусталеносных полостей с горным хрусталем первой генерации, вследствие чего кристаллы сильно трещиноваты.

В регенирированных кристаллах четко видна поверхность, разделяющая генерации кварца. Вдоль нее располагаются включения галенита, хлорита, роговой обманки и газово-жидкие включения. Газовая фаза во включениях составляет от 10 до 40%, редко 60—80% их объема. В кристаллах кварца наблюдаются включения с жидкой углекислотой, окружающей газовый пузырек. Объем углекислоты 10—25%. При нагревании до 24—25° жидкая углекислота переходит в газ.

Кроме двухфазовых, встречаются трех- и многофазовые включения, расположенные в головках кристаллов и состоящие из раствора, газа и твердой фазы, среди которой четко различаются галит, сильвин и карбонат. При гомогенизации таких включений сильвин полностью растворяется при температуре 80—110°, а галит — при 180—200°.

Гомогенизация газово-жидких включений в кристаллах, характеризующихся чередованием зон с роговой обманкой и хлоритом, указывает на сравнительно высокие температуры кварцобразующих растворов. В центральной зоне кристаллов газово-жидкие включения гомогенизируются при температуре от 258 до 285°. Ближе к зоне с роговой обманкой тем-

пература равна 281—314°. В начале зоны с роговой обманкой температура гомогенизации составляет 295—322°, а в следующей зоне (с хлоритом) 245—277°. Температура гомогенизации включений в периферической зоне кристалла колеблется в пределах 195—241°. Таким образом, самые конечные стадии роста кристаллов происходили при значительной температуре.

Мнимовторичные включения, расположенные в различных зонах кристаллов, гомогенизируются при следующих температурах: 260, 245—260, 180—190, 126—129°. Два последних температурных интервала соответствуют времени отложения полупрозрачной «рубашки» на гранях кристалла.

Минералогия проявлений горного хрусталя и состав газово-жидких включений в кристаллах

Между минералогическими комплексами вмещающих пород и хрусталеносных жил проявления, располагающегося в верхнепротерозойских отложениях, существует вполне определенная зависимость.

Анализы вмещающих пород, жильного кварца, кристаллов горного хрусталя и погребного заполнения показывают, что комплексы минералов в них сходны по составу и различаются в основном по количественному соотношению минералов (табл. 1).

Во вмещающих породах по направлению к кварцевым жилам уменьшается количество пироксенов и увеличивается содержание гранатов и везувиана. В зоне гидротермально измененных пород преобладает биотит, альбит, карбонаты, лимонит, кварц и гидрослюда, а пироксены, гранаты и везувианы почти полностью исчезают. Жильный кварц содержит значительное количество граната.

В погребном заполнении хрусталеносных жил отмечается наибольшее разнообразие минералов. Преобладающее значение имеют биотит, хлорит, минералы титана, лимонит, являющиеся продуктами разложения магнезиально-железистых и сульфидных минералов вмещающих пород.

Погребное заполнение на 70—80% представлено цеолитами, образовавшимися в результате разложения минералов вмещающих пород гидротермальными щелочными растворами.

В кристаллах горного хрусталя среди твердых включений с удельным весом более 2,75 содержатся (в %): лимонит 1—60, марказит 1—35, халькопирит — ед. зерна, пирротин 1—30, галенит — ед. зерна, вольфрамит 1—95, циркон 1—30, сфен — ед. зерна, анатаз — ед. зерна, рутил — ед. зерна, гранат — ед. зерна, везувиан 1—30, пироксен 1—70, амфибол 1—30, биотит 1—80, хлорит 1—55, мусковит 1—45, цоизит 1—5, клиноцоизит 1—35, апатит — ед. зерна, флюорит 1—10, серицит 1—60. В кристаллах одновременно находится от 5 до 11 минералов, обычно 9—10 (пирротин, вольфрамит, халькопирит, циркон, везувиан, пироксен, амфибол, биотит, хлорит, серицит).

Сходство минералов, находящихся в горном хрустале и во вмещающих породах, свидетельствует об интенсивной переработке последних кварцобразующими растворами. Кроме того, растворы приносили из магматического очага ряд элементов, отсутствующих во вмещающих породах. К ним относятся вольфрам, цирконий и сера.

Для проявления, располагающегося в архейских породах, отмечается менее четкая зависимость между минеральным составом вмещающих пород и кварцевых жил. В жильном кварце присутствуют калиевые полевые шпаты, пироксены, гранат, флюорит, хлорит, пирит, халькопирит, лимонит, пирротин, сфалерит и развивающиеся по рудным гидрогетит, хризоккола, малахит.

Таблица 1

Состав хрусталеносных жил и вмещающих пород

Минералы	Содержание в процентах							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Удельный вес > 2,9								
Лимонит					14	22	3	12
Марказит		7						
Халькопирит				Ед.				
Молибденит	10	10	Ед.	Ед.				Ед.
Пирротин		1		3		Ед.		Ед.
Циркон				Ед.		.	Ед.	Ед.
Лейкоксен						.		Ед.
Сфен						.	Ед.	Ед.
Анатаз						.		Ед.
Рутил								Ед.
Гранат	40	4	Ед.	38	65	23	90	2
Везувиан	45		90	50	Ед.	Ед.		2
Пироксен	Ед.	77			18	.	6	Ед.
Амфибол					3	.		5
Биотит						39		35
Хлорит	Ед.			Ед.				10
Мусковит								Ед.
Цоизит	4	Ед.				Ед.		
Клиноцоизит			6	8		.		
Апатит						.		3
Флюорит		8	1			.		
Цеолиты						2		
Силлиманит			1					
Карбонат			Ед.	2		5		
Ярозит								10
Удельный вес < 2,9								
Кварц						50	100	Ед.
Карбонаты	100		31			15		
Альбит						20		
Гидрослюды						5		
Цеолиты			Ед.					80
Биотит								15
Агрегаты минералов			68			10		4

I — скарнированный песчаник; II — пироксеновые скарны; III — везувиановый скарн; IV — гранат-везувиановый скарн; V — гранатовый скарн; VI — гидротермально измененные породы; VII — жильный кварц; VIII — погребное заполнение

Кристаллы кварца в качестве твердых включений содержат довольно разнообразный комплекс рудных и нерудных минералов. Среди минералов с удельным весом более 2,75 определены: лимонит 1—85%, марказит — ед. зерна, халькопирит — ед. зерна, пирротин — ед. зерна, галенит — ед. зерна, вольфрамит 1—100%, циркон — ед. зерна, анатаз — ед.

зерна, рутил — ед. зерна, гранат 1—20%, пироксен — ед. зерна, амфибол — ед. зерна, хлорит 1—50%, мусковит — ед. зерна, апатит 1—10%, агрегат серицита — ед. зерна, флюорит — ед. зерна.

Элементы, вошедшие в состав твердых включений в горном хрустале, были заимствованы из вмещающих пород и вынесены растворами из магматического очага. На связь растворов с магматическим очагом указывает наличие вольфрама, циркона и других элементов, отсутствующих во вмещающих породах.

С целью определения состава растворов, содержащихся во включениях, были сделаны водные вытяжки из кристаллов горного хрусталя и жильного кварца изученных хрусталепроявлений. В результате этого получены предварительные данные о качественном составе растворов и их возможном физико-химическом состоянии. Результаты микрохимических анализов приведены в табл. 2, из которой видно, что содержание Na и K в 1,5—2 раза превосходит содержание Ca и Mg. Анионы HCO_3 преобладают над суммой Cl и SO_4 . Сумма анионов превосходит сумму катионов в 2—3 раза. Очевидно, что микрохимическим анализом учтены далеко не все анионы, поскольку при нагревании образцов были потеряны газы, составляющие в среднем около 50% объема включений. Среди газов преобладает сероводород, так как при ударе молотком кристаллы и жильный кварц из проявления в протерозойских отложениях издают резкий запах сероводорода. Судя по наличию во включениях жидкой углекислоты, CO_2 также является составной частью газов.

Растворы водных вытяжек имели слабую щелочную реакцию с $\text{pH} \approx 7,3$. Однако если учесть, что H_2S и CO_2 имеют свойства слабых кислот, то растворы должны иметь нейтральную или слабокислую реакцию.

На основании данных полуколичественного спектрального анализа образцов жильного кварца, кристаллов горного хрусталя, остатка на фильтре и сухого остатка фильтрата (табл. 3) можно сделать некоторые выводы:

1. Геохимический состав анализированных образцов, в которых в значительных количествах (более 0,1%) присутствуют Si, Al, Ca, Fe, Pb, Na, Sr и в меньших количествах (0,1—0,001%) — Mn, Ni, Cu, Ag, Bi, Zn, Be, Ga, самый разнообразный. Разнообразие элементов в жильном кварце и в горном хрустале объясняется, вероятно, следующим:

- а) образование их связано с одной из стадий гидротермального процесса, происходившей непосредственно за рудным этапом;
- б) послемагматические растворы связаны с кислыми породами;
- в) часть элементов заимствовалась из вмещающих пород.

2. Наличие в сухом фильтрате следов Fe, Mn, Ni, Co, Ti, Cu, Pb, Zn указывает на то, что растворимые соли, образованные этими металлами, входили в состав маточных гидротермальных растворов.

3. Данные микрохимического и спектрального анализов свидетельствуют о наличии в растворах значительного количества SiO_2 , равного сумме катионов. Поскольку полученный раствор очень тщательно фильтровался, то, по-видимому, основное количество кремнекислоты входило в состав раствора в виде растворимых солей.

Из обобщения данных термометрического, микрохимического и спектрального анализов следует, что жидкие включения в горном хрустале и жильном кварце представляют собой водные растворы, содержащие минеральные вещества в виде хлоридов, бикарбонатов, карбонатов и, очевидно, сульфатов. Хлориды Na и K и карбонаты обнаружены во включениях при микроскопических исследованиях.

Результаты микрохимического анализа водных вытяжек из кристаллов горного хрусталя и жильного кварца (из 100 см³ раствора)

Проявления	рН биди- стиллята	рН ра- створа	SiO ₂	Ca ⁺⁺		Mg ⁺⁺		Na ⁺		K ⁺		Cl [']		HCO ₃ ^{''}		SO ₄ ^{''}		Σ катионов		Σ анионов	
			мг	мг	мг-экв	мг	мг-экв	мг	мг-экв	мг	мг-экв	мг	мг-экв	мг	мг-экв	мг	мг-экв	мг	мг-экв	мг	мг-экв
В архее																					
Горный хрусталь	6,9	7,5	1,45	0,138	0,007	0,306	0,0247	1,191	0,0083	0,493	0,0125	0,567	0,0158	1,952	0,032	0,0411	0,0085	1,128	0,052	2,93	0,056
Горный хрусталь	6,9	6,9	1,4	0,177	0,009	0,284	0,023	0,479	0,0209	0,269	0,0069	0,709	0,02	0,915	0,0149	0,494	0,0102	1,209	0,059	2,118	0,45
Жильный кварц	6,9	7,5	2,00	0,197	0,01	0,247	0,02	0,287	0,0126	0,493	0,0128	0,78	0,022	1,525	0,025	0,535	0,011	1,24	0,055	2,84	0,058
В протерозое																					
Горный хрусталь	6,9	7,3	1,5	0,157	0,008	0,207	0,0164	0,335	0,0144	0,224	0,0056	0,78	0,022	1,22	0,02	0,576	0,021	0,923	0,044	2,576	0,063
Жильный кварц	6,5	7,3	1,55	0,148	0,0075	0,393	0,0321	0,369	0,0161	0,358	0,0092	0,638	0,0181	2,745	0,04	0,699	0,0146	1,268	0,064	4,073	0,072

Результаты спектрального анализа жильного кварца, горного хрусталя, их осадка на фильтре и сухого остатка фильтрата (в %)

	Проявление в протерозое						Проявление в архее					
	Жильный кварц			Горный хрусталь			Жильный кварц			Горный хрусталь		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Si	Оч. много	Оч. много	Оч. много	Оч. много	Оч. много	1	Оч. много	Оч. много	0,1	Оч. много	Оч. много	Оч. много
Al	—	0,01	0,01	—	0,01	0,01	0,01	0,001	0,001	0,1	0,01	0,01
Mg	0,01	0,1	0,1	0,1	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,1	0,01	Оч. много	Оч. много	0,01	1	0,01	—	0,01	0,1	0,1	1
Fe	0,01	0,01	0,001	0,1	0,001	0,001	0,01	0,001	0,01	0,001	0,01	0,001
Mn	0,001	0,001	0,01	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ni	—	0,001	0,001	—	—	0,001	—	0,001	0,001	—	—	0,001
Ti	0,01	0,001	0,001	0,1	0,001	0,001	0,01	—	0,001	0,001	—	0,001
Cu	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,001	0,001	0,01	0,001	0,01	0,01
Pb	0,01	0,01	—	0,001	0,001	0,01	0,1	0,01	—	0,1	0,01	0,01
Ag	—	0,001	0,001	—	0,001	0,001	0,001	0,001	—	0,001	—	0,001
Bi	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—	0,001	—	—
Zn	0,01	—	0,01	0,01	—	0,01	0,01	—	0,01	—	0,01	0,1
Be	—	—	—	0,001	—	—	0,01	—	Оч. много	0,001	—	—
Na	0,1	—	1	1	1	1	0,1	0,1	—	0,1	—	Оч. много
Sr	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—
Li	—	—	—	0,1	—	—	0,1	—	—	—	—	—
V	—	—	0,01	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—
Sn	0,001	—	0,001	0,01	—	—	—	—	—	—	—	0,001
Ga	—	0,001	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—

I — образец, II — осадок на фильтре, III — сухой остаток фильтрата

Значительные количества в растворах катионов щелочных металлов и большой вынос кремнезема из вмещающих пород указывают на то, что SiO_2 заимствовался из последних в виде легко растворимых соединений— кремнекислого натрия, калия и их гидратов. Из вмещающих пород выносился не только кремнезем, но и другие окислы, входящие в состав слюд и железисто-магнезиальных силикатов. Образование жильного кварца и горного хрусталя происходило при сравнительно высоких температурах и, очевидно, высоком давлении. Наличие в центральных частях кристаллов существенно газовых включений указывает на то, что растворы, попадая в камеры-кристаллизаторы, проходили вследствие понижения давления через парообразную стадию.

Так как существенно газовые включения располагаются в кристалле закономерно в начале каждой новой зоны, процесс перехода гидротермальных растворов в парообразное состояние происходил неоднократно, т. е. каждый раз, когда новые порции растворов с повышенной температурой поступали в камеры-кристаллизаторы. Конечные стадии роста кристаллов происходили на фоне постепенного снижения температуры. Образование цеолитов в хрусталеносных погребках происходило при наиболее низких температурах растворов, имевших незначительную концентрацию кремнекислоты.

Для Верхне-Буренского района представляется возможным предложить определенные геологопоисковые критерии для проведения работ на горный хрусталь:

1. Литологические — наличие пород, содержащих большое количество кремнезема и обладающих высоким сопротивлением скалывающим и разрывным усилиям. К ним относятся парагнейсы, кристаллические сланцы, образовавшиеся за счет осадочных пород, и песчаники аркозового состава.

2. Магматические — наличие пород ларамийского интрузивного цикла (массивов биотитовых порфиоровидных гранитов). Развитие гранитов герцинского возраста не является благоприятным фактором для выявления хрусталеносных образований.

3. Структурно-тектонические — широкое развитие крупных дизъюнктивных нарушений, сопровождаемых зонами дробления, смятия пород и системой сопряженных трещин. Интенсивное развитие последних имеет исключительное значение.

Для формирования хрусталепроявлений благоприятны следующие типы рудовмещающих структур:

а) сколовые трещины широтного направления, а также сопряженные с ними трещины разрыва и полости межпластового отслаивания;

б) трещины разрыва северо-восточного простирания и оперяющие их трещины;

в) широко развитые зоны брекчирования метаморфических пород вдоль контактов с порфиоровидными гранитами.

Особого внимания заслуживает первый тип структур, образующих выдержанные по простиранию и падению зоны брекчирования, формировавшиеся на небольшой глубине.

Полого падающие трещины разрыва, трещины сланцеватости и субмеридиональные трещины скола относятся к структурам, не благоприятным для формирования хрусталеносных кварцевых жил, что подтверждается отсутствием в них хрусталепроявлений и текстурно-структурными особенностями кварцевых жил.

Развитие зон брекчирования вмещающих пород в контакте с ларамийскими гранитами является важнейшей поисковой предпосылкой, указывающей на возможность выявления хрусталеносных тел.

4. Наличие рудопроявлений с наложенными этапами низкотемпературной безрудной минерализации на высокотемпературную рудную минерализацию. Поисковый интерес представляют сами рудные жилы и сопровождающие их зоны смятия.

5. Развитие процессов скарнообразования с наложением низкотемпературной минерализации.

6. Развитие окварцованных, хлоритизированных, альбитизированных и серицитизированных пород в зонах смятия, дробления и трещиноватости.

7. Наличие в ларамийских гранитах пегматоидных структур и пегматитовых шлиров турмалино-кварц-полевошлатового и морионо-бериллового типа; обогащение биотитовых гранитов турмалином на площадях развития пегматитовых шлиров; наличие пологих контактов гранитов с вмещающими породами и широкими зон эндоконтактов гранитов, сложенных среднезернистыми разновидностями.

А. Е. Карякин

О ВЛИЯНИИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Изучение влияния вмещающих пород на минеральный состав хрусталеносных кварцевых жил имеет весьма важное значение для познания процессов образования последних. Полевые наблюдения и лабораторная обработка собранных материалов позволили установить влияние вмещающих пород на минеральный состав кварцевых жил и находящихся в них хрусталеносных гнезд.

Некоторыми исследователями (Ю. Н. Ануфриевым, С. Н. Венедиктовым, А. И. Захарченко, Г. П. Петруниным, Я. Н. Соколовым, Е. М. Цыгановым, Л. П. Чернышковой и др.) выделено несколько разновидностей хрусталеносных кварцевых жил: мономинеральные, с сульфидами, с полевыми шпатами, с эпидотом, с хлоритом, с карбонатами и др.

Как известно, в пределах Советского Союза (Алдан, Памир, Урал) и за рубежом (Бразилия, Мадагаскар, Швейцарские Альпы) хрусталеносные жилы обычно приурочены к осадочно-метаморфическим породам существенно кварцевого состава (кварцитам, песчаникам, кварцево-сланцевым сланцам) или к массивам гранитов, гранодиоритов и диоритов.

Почти мономинеральные и во всяком случае не рудопосные кварцевые жилы служат главным источником пьезокварцевого сырья наряду с камерными пегматитами.

Хрусталеносные кварцевые жилы, содержащие сульфиды и золото, встречаются часто, но обычно не бывают промышленными. Например, на Кавказе (Дагестан и Сванетия), в Нагольном Кряже, на Среднем Урале и на Дальнем Востоке (Верхне-Бурейнский и Средне-Канский районы) они пользуются широким развитием.

Хрусталеносные жилы Нагольного Кряжа можно разделить на три группы: с сульфидами, мономинеральные и с карбонатами.

Наблюдается приуроченность кварцевых жил к песчаникам, а кварц-карбонатных образований к породам, богатым известью; сульфидные жилы одинаково широко распространены в породах различного литологического состава и будучи чисто гидротермальными образованиями не зависят от состава окружающих пород.

Кварц-полевошпатовые жилы встречаются только в гранитоидах, а также в породах, близких по составу к гранитам, — в гнейсах и гранитизированных сланцах. В кварц-полевошпатовых жилах, залегающих в гнейсах, полевой шпат представлен обычно микроклином или ортоклазом, а в жилах, приуроченных к диоритам, — преимущественно альбитом. Ни одного случая обнаружения кварц-полевошпатовых жил в породах, сильно отличающихся по минеральному составу от гранитоидов, до сих пор неизвестно.

Кварц-хлоритовые и кварц-эпидотовые жилы формировались в породах, богатых темноцветными минералами: диабазах (о. Новая Земля), порфиритах (Горный Алтай), амфиболитах (Урал и Алдан).

Кварц-карбонатные жилы чаще всего встречаются в известняках и доломитах (о. Новая Земля, Казахстан, Памир) или в других породах, богатых известью: диабазах, порфиритах, амфиболитах и вулканогенных «зеленых» сланцах. Избирательная приуроченность кварц-карбонатных жил к диабазам особенно хорошо выражена на о. Новая Земля, к диабазовым порфиритам — на Горном Алтае, к амфиболитам — в Башкирии и на Алдане, к зеленым сланцам — на Приполярном Урале.

В пределах Центрального Казахстана С. Н. Венедиктов (1957) наблюдал интересное явление: одни и те же кварцевые жилы при пересечении прослоев железистых кварцитов интенсивно обогащаются гематитом, а на участках пересечения прослоев безрудных песчаников имеют кварцевый состав. На Среднем Урале кварцевые жилы, залегающие на контакте щелочных сиенитов с роговообманково-биотитовыми гнейсами, содержат игольчатые кристаллы темно-зеленой роговой обманки, турмалина, рутила и чешуйчатый хлорит (Е. М. Цыганов, 1958).

Таким образом, зависимость минерального состава хрусталеносных кварцевых жил от состава вмещающих пород проявляется довольно отчетливо. Однако очень часто минерализация жильного кварца, выражающаяся в образовании полевых шпатов, хлорита, серицита, карбонатов, эпидота и других минералов-спутников кристаллов кварца, является более поздней, наложенной на уже сформировавшиеся кварцевые жилы (рис. 1 и 2).

На более позднее образование этих минералов указывают их расположение по трещинам в кварцевых телах и парагенетические соотношения с кристаллами горного хрусталя. Правда, в низкотемпературных кварцевых жилах с карбонатами, хлоритом и эпидотом поздние кварц, карбонаты, хлорит, а иногда эпидот кристаллизовались совместно. Образование таких жил и прожилков происходило в последние стадии гидротермального процесса, т. е. одновременно или почти одновременно с формированием хрусталеносных гнезд.

Для низкотемпературных кварцевых хрусталеносных жил и прожилков весьма характерно шестоватое строение. Однако оно характерно также и для кварцевых жил, содержащих кальцит, полевой шпат и эпидот. Среди доминирующих зерен кварца в этих жилах развиты неделимые зерна кальцита, полевого шпата и эпидота, вытянутые в одном направлении с зернами кварца и ориентированные перпендикулярно зальбандам жил.

Среди кварцевых жил встречаются переходные различия от почти мономинеральных, содержащих кальцит в очень небольшом количестве, до существенно карбонатных (прожилков), в которых кварц имеет подчиненное значение. Последовательность выделения кварца, кальцита и других минералов из растворов зависит от физико-химических параметров последних. Обычно первым начинает выделяться тот минерал, составляющие компоненты которого преобладают в растворе, затем кристаллизуются несколько минералов одновременно. Наконец, компоненты одного из минералов в растворе могут иссякнуть, и в дальнейшем продолжает кристаллизоваться только один минерал, причем чаще всего тот, который в начале кристаллизации выделялся в меньшем количестве или совсем не выделялся.

Жилы с параллельно-шестоватой структурой представляют собой низкотемпературную разновидность хрусталеносных жил, в которых жильный кварц обычно имеет массивное строение. С самого начала формирования хрусталеносных кварцевых жил с шестоватой структурой на стенках жильовмещающих трещин нарастают сильно вытянутые индивиды кварца, ориентированные в одном направлении и именно

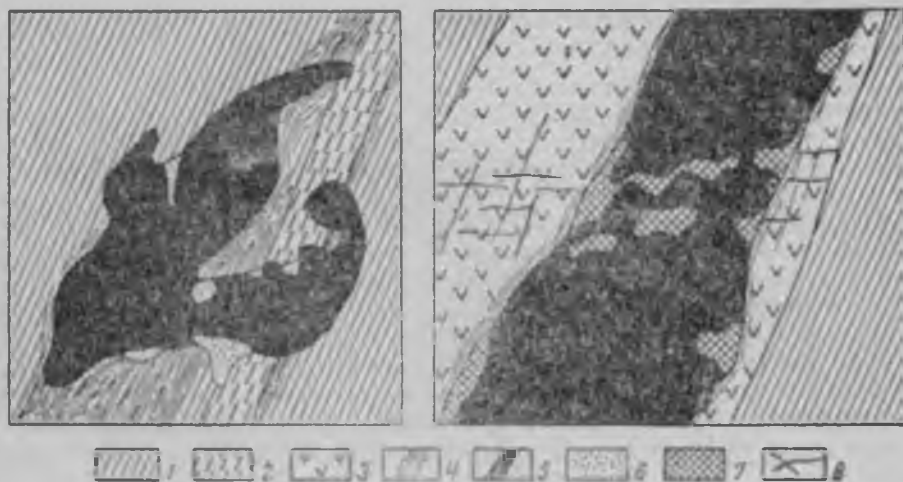


Рис. 1. Кварцевые жилы с наложенной кальцитовой и хлоритовой минерализацией (Приполярный Урал). По В. А. Смирновой
 1 — кварц-серицитовые сланцы; 2 — слюдястые кварциты; 3 — диабазы; 4 — зоны интенсивного разлистования пород; 5 — кварцевые жилы; 6 — хлорит; 7 — кальцит; 8 — тектонические трещины

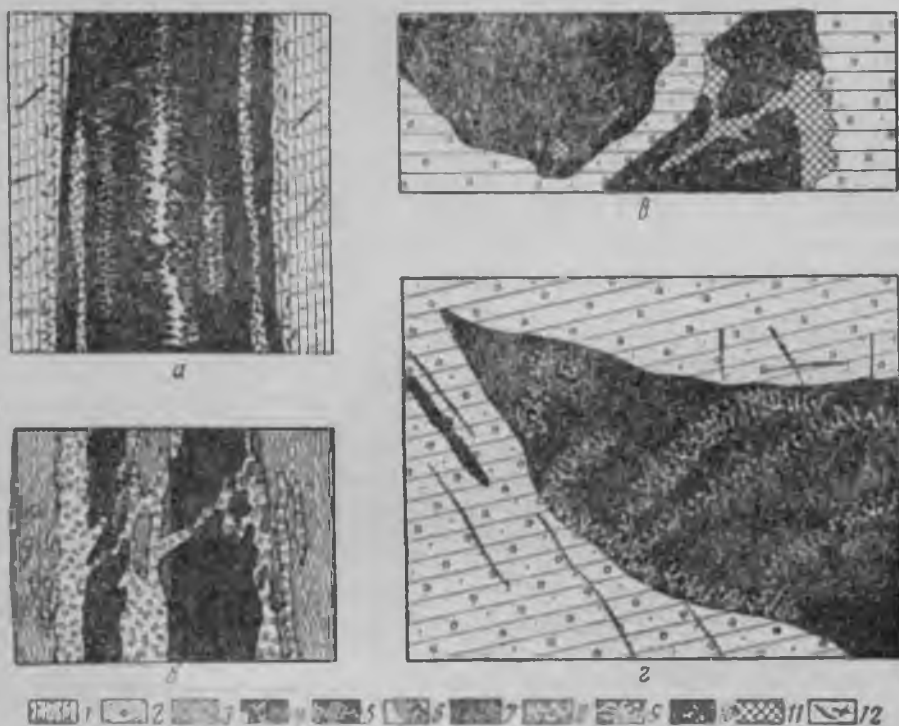


Рис. 2. Кварцевые жилы сложного минерального состава (Центральный Казахстан). По Я. Н. Соколову

а — кварц-турмалиновая жила; б — кварц-кальцитовая жила; в — кварц-альбитовая жила; г — кварц-эпидотовая жила. 1 — песчаники; 2 — кварциты; 3 — сланцы; 4 — жильный кварц массивного сложения; 5 — жильный кварц шестоватого строения; 6 — кристаллы кварца; 7 — кальцит; 8 — эпидот; 9 — турмалин; 10 — перекристаллизованный (шестоватый) жильный кварц; 11 — альбит; 12 — тектонические трещины

так, что их тройные оси располагаются приблизительно перпендикулярно стенкам трещин (рис. 3).

Резкая вытянутость индивидов кварца, а иногда кальцита, эпидота и полевого шпата в жилах такого рода объясняется тем, что все они находились в приблизительно одинаковых благоприятных условиях питания растворами растущих кристаллов, циркулировавших в открытой полости трещины. Поэтому возможность угнетения и вытеснения одних индивидов кварца другими в условиях свободного роста была значительно меньшей, чем в приальбандовых частях обычных средне- и высокотемпературных жил, сложенных зернистым кварцем. При образовании последних на стенки трещин, т. е. непосредственно на вмещающие породы, нарастали беспорядочно ориентированные преимущественно изометрические зерна кварца. Приблизительно одинаковая ориентировка индивидов кварца, нарастающих на стенки трещин в кварцевых жилах с параллельно-шестоватой структурой, обуславливается, по-видимому, параллельной ориентировкой кристаллических зерен вмещающих пород, послуживших зародышами кристаллизации.

Вероятнее всего, центрами кристаллизации служили преимущественно зерна кварца, которые так же, как и многие другие породообразующие минералы в сланцеватых и гнейсифицированных вмещающих породах, нередко оказываются более или менее вытянутыми в одном направлении и ориентированными параллельно простиранию или падению сланцеватости вмещающих пород. Это предположение кажется тем более вероятным, что в хрусталеносных кварцевых жилах, залегающих в массивных породах, в частности в гранитах, в массивных кварцитах и известняках, где параллельная ориентировка породообразующих минералов отсутствует, параллельно-шестоватая структура вообще не проявляется. Во всяком случае, до сих пор такие жилы не были встречены.

Кварцевые прожилки с шестоватым строением широко развиты в некоторых районах Приполярного Урала и в Центральном Казахстане. Они представляют собой серию выполненных кварцем близко расположенных друг к другу трещин, соединяющих хрусталеносные гнезда (рис. 4).

Кварц шестоватой структуры сопровождает гнезда с кристаллами кварца (рис. 5), довольно часто покрывает стенки хрусталеносных гнезд и нарастает на их нижние выклинивающиеся части. Так, например, на Приполярном Урале стенки одного из хрусталеносных погребов были покрыты толстой коркой, образованной резко вытянутыми параллельно друг другу индивидами полупрозрачного жильного кварца. По направлению к центру погребка часть этих шестоватых индивидов расширяется за счет угнетения и вытеснения своих соседей, и жильный кварц начинает приобретать гигантшестоватую структуру. В этом погребке многие индивиды кварца были увенчаны крупными прозрачными головками с хорошо развитыми гранями ромбоэдров (рис. 6). Выклинивающиеся части погребка также были сложены шестоватым полупрозрачным жильным кварцем. Из головок некоторых индивидов шестоватого кварца были отбиты кондиционные куски с монокристалльными областями, а основная масса кристаллов была отобрана в качестве сырья для плавки.

В прожилках с шестоватым полупрозрачным кварцем и особенно внутри крупных шестоватых индивидов часто наблюдаются твердые включения турмалина, рутила, брукита, железной слюдки, хлорита, серицита и др., выросшие ранее на стенках пустот и законсервированные в процессе роста горного хрусталя. Весьма характерно, что пластинчатые минералы (хлорит, серицит и железная слюдка) часто располагаются также по граням роста кристаллов, обуславливая зональность шестоватых индивидов.

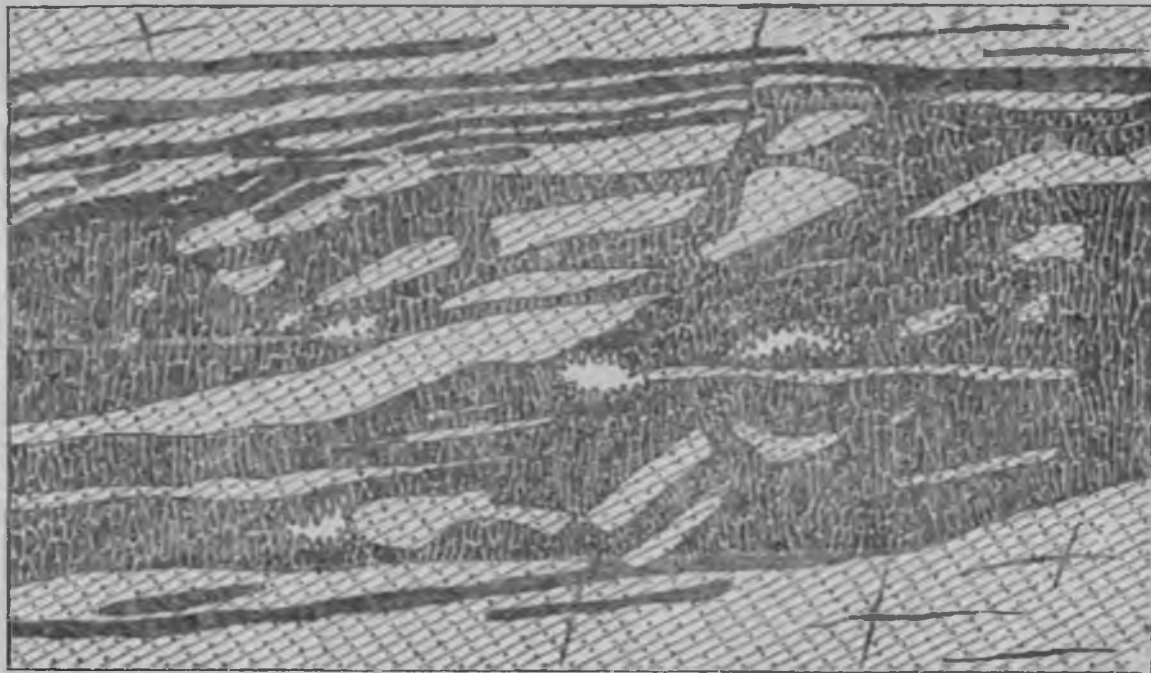


Рис. 3. Кварцевые жилы параллельно шестоватого строения (Приполярный Урал)
 По А. А. Углицкому
 1 — слюдястые кварциты; 2 — кварцевые жилы массивного сложения; 3 — кварцевые жилы параллельно-шестоватого строения; 4 — хрусталеносные гнезда; 5 — тектонические трещины

Необходимо подчеркнуть, что около прожилков полупрозрачного шестоватого кварца вмещающие породы часто претерпевают интенсивное гидротермальное изменение, хотя зоны измененных пород имеют небольшую мощность.

По наблюдениям автора, на Приполярном Урале прожилки с шестоватым полупрозрачным кварцем пересекают кварцевые жилы, обладающие массивно-зернистым строением. Аналогичное явление в этом районе наблюдали П. А. Добрынин (1946) и П. П. Токмаков (1948).

Описанные параллельно-шестоватые структуры характерны только для секущих жил. В кварцевых жилах, залегающих согласно с вмещающими породами, они, как правило, не образуются.

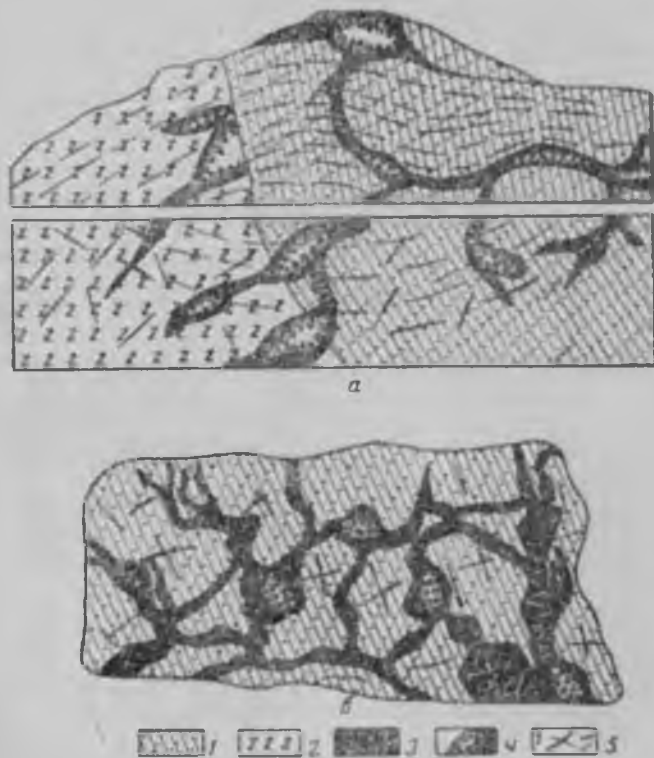


Рис. 4. Хрусталеносные кварцевые жилы шестоватого строения

- а — развитые на территории Алдана (по А. А. Мхитарян);
 б — развитые на Памире (по Я. Н. Соколову). 1 — песчаники;
 2 — амфиболиты; 3 — жильный кварц шестоватого строения;
 4 — хрусталеносные гнезда; 5 — тектонические трещины

Кварцевые жилы, которые не несут следов наложенной минерализации и не имеют параллельно-шестоватого строения, чаще всего являются мономинеральными образованиями зернистого кварца. Они в количественном отношении доминируют над всеми другими разновидностями жил и широко развиты в пределах Советского Союза.

Зависимость состава хрусталеносных гнезд от химизма вмещающих пород очень отчетливо наблюдается в одном из районов Приполярного Урала, где хрусталеносные кварцевые жилы залегают среди окварцованных и доломитизированных известняков. Здесь в хрусталеносных гнездах, как правило, развиты только кристаллы кварца, кальцита, анкерита и ше-

елита. Даже столь распространенные минералы хрусталеносных гнезд, как хлорит и серицит, здесь не встречаются.

Такой минеральный парагенезис в хрусталеносных гнездах, находящихся в окварцованных и доломитизированных известняках, конечно, не является случайностью. Объясняется это тем, что главным источником вещества для большей части минералов хрусталеносных гнезд и в данном случае являются вмещающие породы. Не случайно также образование в этих гнездах не вольфрамита, а именно шеелита — минерала, богатого кальцием. Следует отметить, что кальцит, анкерит и шеелит образуются на стенках хрусталеносных гнезд, сложенных известняками, а не зернистым кварцем.

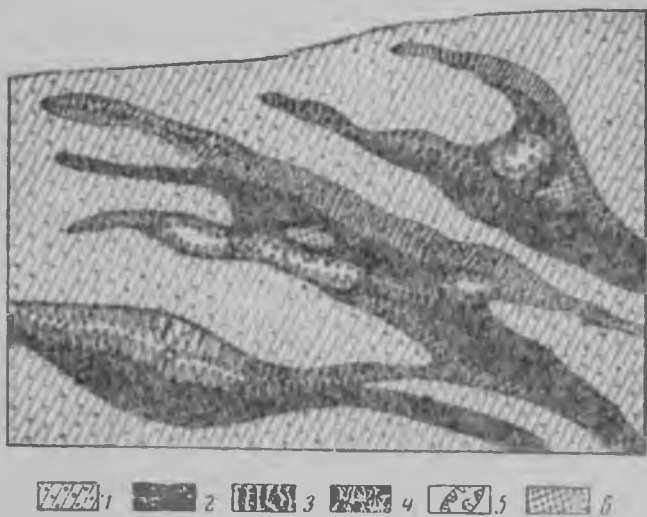


Рис. 5. Шестоватый и скелетно-шестоватый жильный кварц в зональных кварцевых жилах (Центральный Казахстан).

По С. Н. Венедиктову.

- 1 — песчаники; 2 — жильный кварц массивного сложения; 3 — скелетно-шестоватый жильный кварц; 4 — шестоватый жильный кварц; 5 — хрусталеносные гнезда; 6 — кальцит

По данным Г. Б. Митича (1958), на о. Новая Земля в нижнедевонских известняках зафиксировано несколько хрусталеносных зон, минеральный состав которых находится в прямой зависимости от химизма боковых пород. В составе хрусталеносных жил и гнезд, кроме кристаллов горного хрусталя, присутствуют кальцит, доломит и антраколит (битуминозный кальцит).

Значительная часть материала, выполняющего хрусталеносные гнезда, залегающие на Памире в мраморах, представлена карбонатами. Эти гнезда, по данным А. И. Захарченко (1958), состоят из кварца, доломита, кальцита, барита и глинки.

На Восточном Саяне хрусталеносные гнезда, образовавшиеся в известняках (А. И. Судеркин и др., 1954), заполнены кристаллами кварца, кальцитом и тальком.

На Дальнем Востоке, где хрусталеносные кварцевые жилы залегают в песчаниках с карбонатным цементом, превращенных местами в скарны, хрусталеносные гнезда выполнены кристаллами кварца, кальцитом и тремолитом. В ассоциации с ними в небольших количествах присутствуют галенит, самородный висмут и каолинит (В. В. Наседкин и др., 1957).

В хрусталеносных гнездах, залегающих в различных полиминеральных слюдястых сланцах Приполярного Урала, встречены кристаллы кварца в ассоциации с хлоритом, серицитом, альбитом, аксинитом, рутилом, брукитом, анатазом, сфеном, апатитом, гематитом, пиритом, кальцитом, эпидотом, цоизитом и цеолитами.

На Памире хрусталеносные гнезда в слюдястых сланцах содержат альбит, серицит, карбонаты, барит и некоторые другие парагенетические минералы (Н. А. Кузьмин, 1951).

На Южном Урале хрусталеносные гнезда в породах песчано-сланцевой толщи содержат кристаллы кварца, пирит и рутил, а гнезда в альбитофирах — кристаллы кварца, альбит и каолинит. Для этого района ха-



Рис. 6. Кристалл кварца из жилы параллельно-шестоватого строения

рактерна следующая ассоциация минералов: кристаллы кварца, каолинит, альбит, пирит, турмалин, рутил, гематит, хлорит, сидерит и кальцит. В районе Теренсая на Южном Урале к кварцевым жилам, связанным с песчано-сланцевой толщей, приурочены хрусталеносные гнезда, выполненные кристаллами кварца, глинистой массой, серицитом и хлоритом (Е. М. Цыганов, 1958).

В Центральном Казахстане хрусталеносные кварцевые жилы залегают в песчаниках и аргиллитах девона. В хрусталеносных гнездах, кроме кристаллов кварца, присутствуют серицит, пирит, халькопирит, эпидот, альбит, каолинит и в незначительных количествах — хлорит, гематит, кальцит, гидроокислы железа и гипс (С. В. Венедиктов, 1957).

Как отмечал А. И. Захарченко (1958), на Памире в жилах, залегающих в песчаниках, погребя с кристаллами горного хрусталя выполнены в основном серицитом (фенгитом), близким по составу к серициту цемента песчаника, вмещающего кварцевую жилу.

На Алдане, по данным Е. М. Лазько [3], в жилах, связанных с кварцитами, погребя и гнезда заполнены красноватой и бурой глиной с обломками жильного кварца и кварцитов, а также с чешуйками серицита. Погребя и гнезда в жилах, залегающих в биотитовых гнейсах и амфиболитах,

заполнены хлоритом. Полевые шпаты встречаются только в кварцевых жилах, приуроченных к фельдшпатизированным кварцитам или находящихся вблизи пегматитовых тел, а биотит — в жилах, связанных с гнейсами и амфиболитами.

Для алданских месторождений, залегающих в кварцитах, характерен следующий парагенезис: горный хрусталь, серицит, хлорит, гематит, каолинит, эпидот, единичные кристаллы брукита, рутила и анатаза, циркон, эпидот, биотит и некоторые другие минералы.

Некоторые хрусталеносные проявления Приполярного Урала, залегающие в кварцитах, характеризуются таким парагенезисом: горный хрусталь, серицит, турмалин, рутил, брукит, железная слюдка, сидерит и кварц.

Минерализованные трещины и хрусталеносные полости, залегающие в массах гранитоидов Приполярного и Южного Урала, заполнены ограниченным кварцем, каолинитом и серицитом. Изредка в них встречаются также хлорит, пирит, гематит, единичные зерна кальцита, альбита и эпидота. На Южном Урале в выполняющей гнездо глинке (А. Е. Лисицын и С. В. Малинко, 1957) были обнаружены эпидот, цоизит, пироксен, роговая обманка, рутил, анатаз, сфен, циркон, турмалин и др.

В Центральном Казахстане хрусталеносные гнезда, приуроченные к эпидотизированным гранодиоритам, в значительном количестве содержат эпидот и в виде примеси — гематит и хлорит (С. Н. Венедиктов, 1957).

Характерна минерализация кварцевых жил в одном из районов Южного Урала, залегающих, главным образом, в плагиогранитах вблизи их контакта с вулканогенными породами (Ю. Н. Ануфриев, 1958). Сами кварцевые жилы минерализованы слабо. В них присутствует в заметных количествах пирит, встречаются арсенопирит, халькопирит, барит, гематит, кальцит, альбит, эпидот, цоизит, фуксит, серицит и вторичные — каолинит, никелевые силикаты, малахит, гидроокислы железа и марганца, самородная сера и кальцит. Выполнение гнезд состоит из кристаллов кварца, каолиновой глины, халцедона и гидроокислов железа. В глинке, выполняющей гнездо, встречаются гематит, ильменит, рутил, лейкоксен, пирит, барит, циркон, альбит и в ничтожных количествах — ксенотим и золото. В кристаллах ограниченного кварца включены пирит, герсдорфит, виоларит, миллерит, аннабергит, рутил, гематит, карбонаты.

В одной из кварцевых жил Южного Урала, залегающей на контакте плагиогранитов с вулканогенными породами, наблюдалось большое количество включений никельсодержащих минералов — герсдорфита, миллерита, виоларита и аннабергита. В другой жиле Южного Урала, связанной с вулканогенными породами, содержащими много железа, все кристаллы кварца имеют включения пирита (Е. М. Цыганов, 1958).

На о. Новая Земля кварцевые жилы довольно часто встречаются в гидротермально измененных диабазах. Хрусталеносные гнезда, связанные с этими кварцевыми жилами, обычно имеют следующий минеральный состав: кристаллы кварца, кальцит, клиноцоизит, актинолит-асбест, хлорит, альбит, прецит, апофиллит и пирит (Г. Б. Митич, 1958).

Для хрусталеносных гнезд, залегающих среди зеленых сланцев на Среднем Урале, характерен следующий парагенезис: кристаллы кварца, хлорит, эпидот, актинолит, кальцит, гематит, альбит, цеолиты, рутил и пирит (Е. М. Цыганов, 1958).

В хрусталеносных гнездах кристаллизуются главным образом те минералы, вещества которых возникают во вмещающих породах при их гидротермальном изменении. Миграция компонентов из боковых пород в хрусталеносные полости явно способствует формированию парагенетических минералов. Так, в хрусталеносных гнездах, залегающих в породах, богатых пироксеном, появляется не сам пироксен, а те минералы, которые

образуются при его разложении — хлорит, сидерит, эпидот, сфен, рутил и магнетит [4].

В биотитовых гранитах около хрусталеносных гнезд возникает большое количество хлорита, серицита, альбита, рутила, каолинита, образованных за счет разложения биотита и полевых шпатов. По мере приближения к гнезду граниты постепенно светлеют и становятся даже пористыми. В них исчезают вновь образовавшиеся минералы (хлорит, сидерит, рутил и серицит) и происходит выщелачивание зерен кварца и рудных минералов (магнетита, гематита и ильменита). В жильной полости появляются хорошо оформленные кристаллы кварца, альбита, рутила, гематита, пирита и большое количество чешуйчатых агрегатов хлорита и серицита.

В гидротермально измененных диоритах и диабазах за счет разжившихся темноцветных минералов образуется много актинолита, железистого эпидота, хлорита, рутила, лейкоксена и ильменита, а за счет плагиоклазов среднего и основного состава — альбит, цоизит, кальцит и серицит. По мере приближения к хрусталеносному гнезду, в диоритах и диабазах, так же как и в гранитах, наблюдается исчезновение большей части вновь образованных темноцветных минералов и заметное выщелачивание кремнезема. В связи с этим породы около гнезд становятся более светлыми и пористыми. В самих же гнездах появляются кристаллы кварца (обычно дымчатого) и большое количество хлорита. В виде незначительной примеси в них образуются эпидот, кальцит, сидерит, сфен, гематит, пирит, альбит и иногда рутил. Таким образом, компоненты боковых пород, растворяясь, мигрируют в полость, где совместно с другими компонентами образуют различные кристаллографически хорошо оформленные минералы.

По данным А. И. Захарченко (1958), в кварцитах Памира хрусталеносные гнезда обычно заполнены глинистой массой и серицитом, но в том случае, когда кварцевые жилы пересекают дайки лампрофира, вместо серицита в гнездах развивается хлорит.

Хрусталеносные кварцевые жилы на территории Южного Урала, залегающие в кварцитовидных песчаниках вблизи их контакта с мраморизованными известняками, содержали в полостях гнезд карбонаты, серицит и гематит (Е. М. Цыганов, 1958).

Полости некоторых хрусталеносных гнезд, связанных с кварцитами (Приполярный Урал), полностью или почти полностью выполнены хлоритом. Такое явление объясняется тем, что толща кварцитов прорезана большим количеством даек диабаза.

Аналогичных примеров можно привести много, и все они будут указывать на то, что характер минеральных ассоциаций зависит как от состава пород, непосредственно окружающих хрусталеносные гнезда, так и от ряда особенностей геологического строения месторождения: однородности состава пород, развития в них даек и т. п. Таким образом, существование зависимости минеральных ассоциаций хрусталеносных гнезд от химического состава вмещающих пород не вызывает сомнений, только в одних случаях эта связь прямая и непосредственная, в других — более отдаленная.

Е. М. Лазько, исследовавший хрусталеносные гнезда Алдана, особое внимание обращает также на минералы-примеси. С учетом последних эта зависимость проявляется еще более четко. В тех случаях, когда вмещающими породами являются не мономинеральные кварциты, а другие породы сложного состава в хрусталеносных гнездах постоянно, хотя и в небольших количествах, образуются гематит, карбонаты, рутил, анатаз, биотит, эпидот, цоизит и некоторые другие минералы.

Причину такого изменения минерального состава гнезд, по мнению Е. М. Лазько, можно объяснить тем, что для образования различных

минералов растворы извлекали соответствующие компоненты минералов из вмещающих пород.

В некоторых хрусталеносных гнездах на Южном Урале, кроме кристаллов кварца, в большом количестве присутствуют глины, состоящие в основном из каолинита. Спектральными анализами в материале гнездового выполнения обнаруживаются такие элементы, как титан, ванадий, марганец, никель, кобальт, хром и барий. Аналогичные элементы имеются и в породах, вмещающих гнезда, что, по мнению Ю. Н. Ануфриева (1958), лишней раз подтверждает тесную взаимосвязь состава материала гнездового выполнения и состава вмещающих хрусталеносные гнезда пород.

Хрусталеносные гнезда, которые залегают в различных по составу горных породах, например в кварцитах и известняках или в кварцитах и диабазх, имеют разное минеральное выполнение. Если в гнездах, залегающих в кварцитах, преобладает кварц, серицит, каолинит, рутил и турмалин, то в карбонатных породах образуются в основном кальцит, доломит и анкерит, а в диабазх — хлорит с примесью альбита, эпидота, актинолит-асбеста, пренита и гематита. Иногда в резко отличных по составу горных породах минералы-примеси появляются в большом количестве, играя роль существенных минералов гнездового выполнения.

Таким образом, количественные соотношения парагенетических минералов хрусталеносных гнезд, залегающих в различных по составу породах, крайне непостоянны. Они колеблются в самых широких пределах как для главных минералов гнездового выполнения (кварца, хлорита и серицита), так и для минералов-примесей.

Зависимость состава хрусталеносных гнезд от состава вмещающих их горных пород подтверждается и всеми ранее опубликованными химическими анализами [1, 2], показывающими, что минералы этих гнезд и боковых пород состоят из одних и тех же компонентов. Даже кристаллы кварца, как показывают спектральные анализы, содержат те же петрогенные элементы, какими богаты окружающие породы.

Как отмечалось выше, в свободные полости, где образуется горный хрусталь, мигрируют компоненты, которые выделяются при растворении минералов боковых пород. Миграция вещества из боковых пород в полости происходит в результате постоянной разницы в давлении и концентрации растворов полостей и пор. Разница в концентрации поддерживается в основном за счет непрерывной кристаллизации минералов в самой полости. Более того, во время кристаллизации минералов в гнездах происходит некоторая перегруппировка элементов: в гнездах формируется не точно такой хлорит, какой развивается в окружающих породах за счет биотита или амфибола, а хлорит несколько иного состава.

Исследованиями В. А. Смирновой [4] доказано, что в диабазх около хрусталеносных гнезд в результате разложения темноцветных минералов появляется много пеггинна, рутила, лейкоксена, эпидота и ильменита, а в хрусталеносных гнездах вместо пеггинна образуется магнезиально-железистый хлорит — рипидолит, богатый примесью титана.

В. А. Смирновой установлено, также, что в богатых рипидолитом гнездах, формирующихся в основных породах, рутила, как правило, образуется немного, в то время как рядом с гнездом в гидротермально измененных породах он пользуется широким развитием. Кроме того, вместо лейкоксена и ильменита в таких гнездах появляются хорошо оформленные кристаллы сфена и магнетита.

В хрусталеносных полостях, заполненных серицитом, рутила образуется значительно больше, так как титан не входит в состав самого серицита и кристаллизуется в виде самостоятельного минерала — рутила. Этим в основном и можно объяснить заметное развитие рутила в гнездах, залегающих в кварцитах и выполненных серицитом. Здесь весь титан, который

выносился из боковых пород в полости, обособлялся в виде хорошо сформированных кристаллов рутила, брукита или анатаза, а не расплылся в качестве изоморфной примеси других минералов. Отсюда можно сделать вывод, что в хрусталеносных гнездах за счет боковых пород формируются новые парагенетические минералы с характерным для них составом, т. е. наблюдается перерождение этих минералов в процессе миграции компонентов из боковых пород в полости.

Для выяснения более полной картины миграции элементов при гидротермальном процессе П. П. Токмаковым (1954) были подвергнуты спектральному анализу горные породы Алдана, вмещающие хрусталеносные кварцевые жилы, а также сам жильный кварц и материал гнездового выполнения.

В результате этих исследований П. П. Токмаков сделал следующие выводы:

1. В неизменных кварцитах содержатся титан, железо, марганец, хром, медь, цирконий, барий, магний, алюминий и кальций.

В минералах хрусталеносных гнезд, залегающих в гидротермально измененных кварцитах, содержатся эти же элементы.

2. Элементарный состав хрусталеносных кварцевых жил, связанных с гидротермально измененными кварцитами, полностью отвечает составу вмещающих пород.

3. Характерными элементами неизменных амфиболитов являются кобальт, никель и хром. В гидротермально измененных амфиболитах наблюдается резкое уменьшение содержания (вынос) кобальта, никеля, хрома и переотложение их в материале гнездового выполнения.

Весь фактический материал, приведенный в настоящей статье, позволяет утверждать, что образование кристаллов кварца и парагенетических минералов хрусталеносных гнезд в значительной мере определяется составом вмещающих пород. Последние влияют не только на минеральные ассоциации гнездового выполнения, но и на минеральный состав самих кварцевых жил.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карякин А. Е. Вмещающие породы — источник материала для минералов хрустальных гнезд. Зап. ЛГИ, т. XXX, вып. 2, 1955.
2. Карякин А. Е. Пути движения растворов и механизм образования хрустальных гнезд Приполярного Урала. Зап. ЛГИ, т. XXXV, вып. 2, 1959.
3. Лазько Е. М. Некоторые данные о гидротермальном метаморфизме на алданских месторождениях горного хрусталя. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 1, 1957.
4. Смирнова В. А. Об ореолах выщелачивания вокруг хрустальных гнезд Приполярного Урала. Тр. ВНИИП, т. II, вып. 1, 1958.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ НЕКОТОРЫХ СИСТЕМ ПОДЗЕМНОЙ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО КВАРЦА

При эксплуатации месторождений пьезооптического кварца применяются несколько систем подземной разработки: 1) сплошная система с почвоуступной отбойкой; 2) камерно-столбовая система с почвоуступной отбойкой; 3) подэтажные штреки с выборочной выемкой хрусталеносных гнезд; 4) потолкоуступная система с закладкой выработанного пространства; 5) горизонтальные слои с закладкой выработанного пространства; 6) горные воронки.

В данной статье приводится описание трех систем разработок, в основном применяемых на месторождениях пьезооптического кварца.

Месторождения пьезооптического кварца имеют ряд горно-геологических особенностей, отличающих их от рудных месторождений и влияющих на выбор систем разработки при проектировании:

1. Полезное ископаемое представлено хрупкими кристаллами пьезооптического кварца. Поскольку основной задачей во время очистных работ является извлечение кристаллов в неповрежденном виде, исключается применение систем с обрушением хрусталеносных пород и совместная отбойка кристаллов и жильных пород, а также отбойка хрусталеносных пород минными зарядами, глубокими скважинами и шпурами глубиной более 2—2,5 м.

2. Кристаллы не требуют промышленной переработки и отбираются непосредственно в забое, что позволяет оставлять в выработанном пространстве отбиваемые породы в виде закладки. Концентрация кристаллов в погребях и гнездах облегчает раздельную выемку при очистных работах.

3. Кристаллы пьезооптического кварца обычно концентрируются в отдельных погребях, гнездах и занорышах, расположенных в хрусталеносном теле незакономерно. Отношение объема погребов, гнезд и занорышей к объему хрусталеносного тела составляет всего несколько процентов. Форма хрусталеносных погребов и гнезд весьма разнообразна: неправильная, линзовидная, четковидная или изометрическая.

Обычно хрусталеносные гнезда сильно нарушены и содержат кристаллы и их обломки, перемешанные с глинистой массой. В редких случаях встречаются пустоты с друзами кристаллов, образовавшихся на стенках.

Сплошная система с почвоуступной отбойкой

Сплошной системой с почвоуступной отбойкой разрабатывалось несколько полого падающих хрусталеносных тел, в том числе штокверк, представляющий собой кварцево-карбонатное тело неправильной формы (см. табл. 1). Штокверк сложен в основном кварцем; карбонаты (кальцит, сидерит, анкерит) залегают по контактам кварцевых тел и прожилков и в хрусталеносных гнездах. Вмещающие породы — глинистые песчаники

Таблица 1

Тип хрусталеносного тела	Характеристика хрусталеносного тела по элементам залегания					Материал заполнения хрусталеносных гнезд	Вмещающие породы
	Форма	Мощность, м	Длина простирания, м	Длина по падению, м	Угол падения		
Штокверк	Неправильная	Средняя 15	До 100	Более 100	Около 30°	Горный хрусталь, обломки жильного кварца, каолин и кельспит	Устойчивые глинистые песчаники и песчано-глинистые сланцы
Жила	Пластовая	1—2	100—200	40—80	45°	То же	Устойчивые песчаники, кварциты

и песчано-глинистые сланцы. Контакты штокверка с вмещающими породами резко выражены. Вмещающие породы устойчивы, коэффициент крепости по шкале М. М. Протождяконова 12—14. Штокверк насыщен хрусталеносными гнездами и занорышами.

Вскрытие штокверка производилось штольнями, расположенными на разных отметках по его падению, а отработка велась сплошной системой с почвоуступной отбойкой. В результате очистных работ образовалось несколько камер, высота наибольшей из них достигала 16 м, при расстоянии между целиками до 11 м.

Уступы очистного забоя, высотой по 3—4 м, оборудовались пневматическими бурильными молотками ПА-23 на пневмоподдержках, шлуры глубиной 1—1,2 м располагались горизонтально. В качестве ВВ применялся патронированный аммонит № 6. Отбитая взрывом горная масса падала на днище камеры и частично оставалась на уступах. Погрузка породы в вагонетки, емкостью 0,38 м³, производилась вручную.

Хрусталеносные гнезда штокверка разбирались также вручную или отбойными молотками. Продуктивная масса хрусталеносных гнезд подвергалась сортировке в забое. Отбирались кристаллы, по внешнему виду казавшиеся пригодными.

Применение сплошной системы с почвоуступной отбойкой при ручной погрузке отбитой породы показало низкую производительность труда забойных рабочих. Система разработки стесняет работу бурильщиков, что приводит к невысокой суточной производительности камер (см. табл. 2).

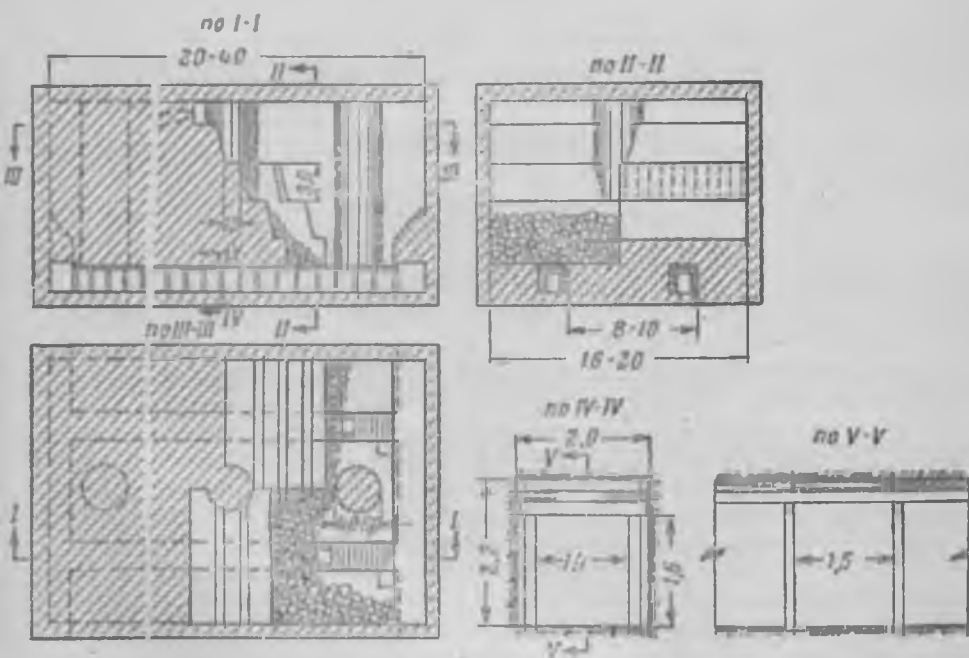
Таблица 2

Показатели	Единицы измерения	Сплошная система с почвоуступной отбойкой	Камерно-столбовая система с почвоуступной отбойкой и доставкой под действием собственного веса
Суточная производительность камеры	м ³	до 20	40—50
Производительность труда забойного рабочего	м ³ /смену	1,85	2,8

Показатели	Единицы измерения	Сплошная система с почвоуступной отбойкой	Камерно-столбовая система с почвоуступной отбойкой и доставкой под действием собственного веса
Производительность труда бурильщика	м ³ /смену	12,5	16
Время нагружения вагонетки емкостью 0,75 м ³	мин.	15—20	5—6
Расход крепежного леса на 1 м ³ породы	м ³	0,001	0,003

Камерно-столбовая система с почвоуступной отбойкой и перемещением породы под действием собственного веса

Для повышения технико-экономических показателей подземной разработки вышеупомянутого штокверка по предложению А. Г. Зырянова была внедрена камерно-столбовая система разработки с почвоуступной отбойкой и доставкой под действием собственного веса. Обработка штокверка велась камерами, разделенными столбообразными целиками породы.



Камерно-столбовая система с почвоуступной отбойкой и перемещением породы под действием собственного веса

Подготовка камеры к очистной выемке почвоуступным забоем заключалась в проходке штрека ниже отметки днища камеры и восстающего из него для образования отрезной щели (см. рисунок). Штрек крепился вразбежку через 1,5 м неполными крепежными рамами, на которые укладывался продольный настил и поперечный накатник. При взрывании шпуров на уступах часть отбитой горной массы падала на накатник штрека и путем передвижки накатника выпускалась в вагонетки, расположенные на штреке. Ширина камеры достигала 8—10 м, а высота — 20 м.

Как показал опыт применения этой системы разработки, перемещение породы в очистном пространстве под действием собственного веса и погрузка ее в вагонетки через передвижной накатник занимает в 3—4 раза меньше времени, чем погрузка с почвы камеры при сплошной системе с почвоуступной отбойкой. В вагонетки, емкостью 0,75 м³, легко грузятся куски породы, которые прежде приходилось разбивать.

Почвоуступный забой в камере закладывался от отрезной щели при высоте уступов до 3 м. Отбойка горной массы велась горизонтальными и нисходящими шпурами глубиной до 1,2 м.

Для поддержания выработанного пространства оставлялись целики диаметром 4—5 м, при расстоянии между ними до 10—11 м.

Применение камерно-столбовой системы позволило повысить производительность забойных рабочих в 1,7 раза по сравнению со сплошной системой (см. табл. 2), производительность бурильщиков в 1,6 раза и точную производительность камеры в 2,0 раза.

Для выяснения одного из видов потерь кристаллов пьезооптического кварца — потеря в отбитой горной массе — была опробована порода, выдаваемая из камеры в отвал пустой породы. Две пробы, объемом по 2,3 м³ (в расчете на плотную массу), подвергались ручной сортировке на деревянном настиле при дневном освещении у устья штольни. При сортировке породу поливали водой. Опробование показало, что кондиционный пьезооптический кварц в отбитой горной массе не содержится. В то же время из породы было отобрано некоторое количество небольших кристаллов, по техническим условиям относящихся к низшим сортам кристаллосырья — «маломерке» и «огранке».

Система подэтажных штреков с выборочной выемкой хрусталеносных гнезд

Специфической системой разработки пьезокварцевых месторождений являются подэтажные штреки с выборочной выемкой хрусталеносных гнезд. Разрабатываться такой системой могут хрусталеносные тела с крупными хрусталеносными гнездами или погребями, например, пластовая жила, характеристика которой приведена в табл. 1.

Особенность этой жилы — концентрация кристаллов пьезооптического кварца в крупных погребях, из которых получено 90% добычи. Значительная часть жильной массы оставлялась в качестве межштрековых целиков. Подэтажные штреки проходились из восстающих по простиранию хрусталеносного тела через 5,0—7,5 м и сбивались между собой через каждые 10 м дучками, служащими для вентиляции при проходке и для перепуска породы.

При отработке указанной пластовой жилы подэтажные штреки вскрывали все крупные хрусталеносные погребя, разборка которых производилась открытым забоем. Наиболее крупный хрусталеносный погреб жилы был отработан как самостоятельный блок горизонтальными заход-

ками с закладкой выработанного пространства. Жильные породы вблизи крупных хрусталеносных погребов пластовой жилы имели структуру, позволяющую определить наличие хрусталеносных погребов, благодаря чему исключались значительные потери пьезооптического кварца в межштрековых целиках. Очистные работы при разработке хрусталеносных погребов велись без применения буровзрывных работ.

Производительность труда на очистной выемке составила:

забойного рабочего	0,48 м ³ /смену
подземного рабочего	0,34 «

Проходка подэтажных штреков велась обычным способом с применением буровзрывных работ.

МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

А. В. Скропышев

ОПЫТЫ ПО ОБЕСЦВЕЧИВАНИЮ КРИСТАЛЛОВ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В результате проведенных исследований нами была установлена природа окраски кристаллов исландского шпата месторождений Сибирской платформы, а также получены основные данные о влиянии на них высоких температур¹. Дальнейшая задача заключалась в получении количественных данных об изменении окраски кристаллов исландского шпата в результате термической обработки.

Для нагревания кристаллов была использована муфельная печь. Нагревание в различной степени окрашенных кристаллов производилось до 120, 180², 200, 250, 300, 350, 400 и 450°, причем некоторые кристаллы нагревались один раз, а другие — до двух или даже трех указанных температур.

Во всех случаях скорость нагревания и охлаждения кристаллов не превышала 3° в минуту. Продолжительность нагрева при заданной температуре достигала 10 час.

Нагреванию подвергались спайные ромбоэдры исландского шпата, размером от 1×1×1 до 7×5×4 см, из вулканических шаровых агломератов (р. Нидым) и туфогенных пород (р. Чамба).

Количество кристаллов (с р. Нидым), подвергнутых термической обработке, приведено в табл. 1.

Проведенные опыты показали, что заметные изменения в окраске кристаллов из вулканических шаровых агломератов обнаруживаются при нагревании до 250°.

Из 50 кристаллов желтой серии, подвергнутых нагреванию, только 28 (56%) остались без изменения. В 20 кристаллах (40%) интенсивность окраски понизилась и в двух повысилась на один класс. Однако в шести обесцвеченных кристаллах в связи с нагреванием возникла некоторая неоднородность окраски, а в других шести образовались трещины, вызванные наличием в минералах мелких твердых включений. Различная продолжительность нагревания кристаллов существенно не сказалась на изменении их окраски.

При нагревании до 250° кристаллы красновато-желтой серии также претерпевают существенные изменения, но резко отличные от изменений, происходящих при той же температуре в кристаллах желтой серии. Из 40 кристаллов красновато-желтой серии в 24 (60%) почти не изменилась интенсивность окраски, хотя в некоторых из них замечены изменения характера окраски. Так, в семи кристаллах появился розовато-оранжевый специфический оттенок, не свойственный кристаллам из района р. Нидым, а в трех кристаллах — незначительная неравномерность

¹ Скропышев А. В. Природа окраски исландского шпата. Тр. ВНИИП, т. III, в. 2, 1960.

² Нагревание кристаллов до 180° производилось в термокамере.

окраски. В 11 кристаллах (27,5%) интенсивность окраски понизилась, в четырех кристаллах появился розоватый оттенок, а три из красновато-желтых превратились в желтые (хотя интенсивность окраски понизилась). В пяти кристаллах интенсивность окраски повысилась.

Еще лучшие результаты по обесцвечиванию кристаллов исландского шпата обнаруживаются при нагревании до 300°.

Таблица 1

Температура нагревания, °С	Количество кристаллов	
	желтой окраски	красновато-желтой окраски
120	23	20
180	9	6
200	49	39
250	50	40
300	66	66
350	56	63
400	37	30
450	27	21

Как видно из табл. 2, из 66 кристаллов желтой серии, подвергнутых нагреванию, только в 15 кристаллах (22,8%) интенсивность окраски не изменилась. Во всех других кристаллах (за исключением одного) она понизилась: 75,7% всех нагреваемых кристаллов в значительной степени обесцвелились. При этом изменение интенсивности окраски отдельных кристаллов произошло в весьма сильной степени. Так, из семи кристаллов VIII класса один по степени окраски перешел в I класс, три — во II класс, один — в III класс, один — в IV класс и только один не изменился. Приблизительно такие же изменения окраски произошли в кристаллах и других классов.

Из всех нагревавшихся кристаллов только в одном интенсивность окраски повысилась с VI класса до VII. Небезынтересен тот факт, что часть кристаллов изменила не только интенсивность, но и характер окраски. Так, пять кристаллов приобрели красновато-желтую окраску или розовато-оранжевый оттенок, а в семи появилась незначительная неравномерность окраски. Последняя отмечается и в кристалле, интенсивность окраски которого повысилась.

В девяти кристаллах, содержащих различные твердые включения, появились трещины. Важно также отметить, что продолжительность нагревания и в этом случае существенно не сказалась на изменении интенсивности окраски кристаллов.

При нагревании до 300° в окраске кристаллов красновато-желтой серии¹ происходят существенные изменения, хотя и значительно отличающиеся от изменений в кристаллах желтой серии, нагретых до той же температуры.

Как видно из табл. 3, из 66 нагретых кристаллов у 23 (34,8%) интенсивность окраски осталась прежней, но у значительной их части изменился

¹ Условно в эту же серию мы относим кристаллы, интенсивность окраски которых выше VIII класса (как здесь, так и в других случаях).

Изменения в окраске кристаллов желтой серии при нагревании до 300°

Класс интенсивности до нагревания	Количество исследованных кристаллов	Интенсивность не изменилась		Интенсивность понизилась до следующих классов														Интенсивность понизилась до VII класса	
				0		I		II		III		IV		V		Итого			
				Кол-во кристаллов	%	Кол-во кристаллов	%	Кол-во кристаллов	%	Кол-во кристаллов	%	Кол-во кристаллов	%	Кол-во кристаллов	%	Кол-во кристаллов	%		
0	2	2	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
I	8	4	50,0	4	50,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	50,0	—	—
II	22	5	22,8	2	9,0	15	68,2	—	—	—	—	—	—	—	—	17	77,2	—	—
III	3	1	33,3	—	—	1	33,3	1	33,3	—	—	—	—	—	—	2	68,7	—	—
IV	5	1	20,0	—	—	2	40,0	1	20,0	1	20,0	—	—	—	—	4	80,0	—	—
V	7	1	14,3	—	—	—	—	3	42,8	1	14,3	2	28,6	—	—	6	85,7	1	—
VI	7	—	—	—	—	1	14,3	3	42,8	1	14,3	—	—	1	14,3	6	85,7	—	14,3
VII	5	—	—	—	—	—	—	1	20,0	3	60,0	—	—	1	20,0	5	100,0	—	—
VIII	7	1	14,3	—	—	1	14,3	3	42,8	1	14,3	1	14,3	—	—	6	85,7	—	—
Всего	66 (100,0%)	15	22,8	6	9,1	20	30,4	12	18,1	7	10,6	3	4,5	2	3,0	50	75,7	1	1,5

Изменения в окраске кристаллов красновато-

Класс интенсивности до нагревания	Количество исследованных кристаллов	Интенсивность окраски не изменилась		Интенсивность окраски понизилась до следующих классов										IV		
		Кол-во кристалл.	%	I		II		III		VI		всего				
				Кол-во кристалл.	%	Кол-во кристалл.	%	Кол-во кристалл.	%	Кол-во кристалл.	%	Кол-во кристалл.	%		Кол-во кристалл.	
II	17	6	35,3	11	64,7	—	—	—	—	—	—	—	—	11	64,7	—
III	18	7	38,8	5	27,3	6	27,8	—	—	—	—	—	—	10	55,6	1
IV	6	4	66,7	—	—	—	—	2	33,3	—	—	—	—	2	33,3	—
V	6	2	33,3	2	33,8	—	—	—	—	—	1	16,7	—	3	50,0	—
VI	2	1	50,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	0,0	—	
VII	6	2	33,3	—	—	1	16,7	—	—	—	2	33,3	—	3	50,0	—
VIII	4	1	25,0	—	—	1	25,0	—	—	—	1	25,0	—	2	50,0	—
IX	4	0	0	—	—	1	25,0	—	—	—	—	—	—	1	25,0	—
X	1	0	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	0,0	—
XI	2	0	0	—	—	—	—	1	50,0	—	—	—	—	1	50,0	—
Всего	65	23	34,8	18	27,3	8	12,1	3	4,5	4	6,1	—	—	33	50,0	1
	(100%)															

характер окраски. Так, два кристалла приобрели желтую окраску (в пределах того же класса интенсивности), в шести кристаллах появилась незначительная неравномерность окраски и шесть кристаллов приобрели розовато-оранжевый оттенок, отсутствующий у естественных кристаллов. У 33 кристаллов (50%) интенсивность окраски понизилась, а у 10 кристаллов (15,2%) повысилась.

Уменьшение интенсивности окраски происходит большими скачками. Так, кристалл XI класса перешел в III класс, хотя в нем появилась густо окрашенная зона, относящаяся к XII классу.

Однако несмотря на то, что у значительной части кристаллов интенсивность окраски уменьшилась, у многих из них появились дополнительные дефекты. Так, у семи кристаллов появилась неравномерность окраски, у двух хотя и понизилась интенсивность окраски, но остались еще отдельные зоны класса VIII и т. д. В тех кристаллах, интенсивность окраски которых повысилась, появились коричневые или коричнево-дымчатые полосы. Иными словами, для оптических целей они стали непригодными.

При нагревании до 350° интенсивность окраски кристаллов желтой серии сохранилась только у семи кристаллов, у большей части кристаллов (82,1%) она понизилась (табл. 4). Сравнительно мало кристаллов приобрели незначительную неравномерность окраски, розовато-оранжевый оттенок и пр. У семи кристаллов появились трещины по спайности, обусловленные наличием в них твердых включений. В преобладающей части обес-

Таблица 3

желтой серии при нагревании до 300°

Интенсивность окраски повысилась до следующих классов

	VII		VIII		IX		X		XI		XII		Всего	
	Кол-во кристал.	%	Кол-во кристал.	%	Кол-во кристал.	%	Кол-во кристал.	%	Кол-во кристал.	%	Кол-во кристал.	%	Кол-во кристал.	%
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	0,0
5,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	5,6
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	0,0
—	1	16,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	16,7
—	1	50,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	50,0
—	—	—	—	—	1	16,7	—	—	—	—	—	—	1	16,7
—	—	—	—	—	1	25,0	—	—	—	—	—	—	1	25,0
—	—	—	—	—	—	—	2	50,0	1	25,0	—	—	3	75,0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	100,0	—	—	1	100,0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	50,0	1	50,0
1,5	2	3,0	—	—	2	3,0	2	3,0	2	3,0	1	1,5	10	15,2

цветных кристаллов дополнительных дефектов не обнаружено. Обращает на себя внимание еще то обстоятельство, что из 56 кристаллов, подвергавшихся обесцвечиванию, 38 (около 68%) относились к классам IV—VIII. После нагревания лишь у четырех кристаллов интенсивность окраски повысилась или осталась прежней, а у 33 понизилась до III и более низких классов. Продолжительность нагревания и в этом случае заметно не влияла на изменение окраски кристаллов исландского шпата.

Иначе ведут себя при нагревании до 350° кристаллы красновато-желтой серии. Из табл. 5 видно, что у 16 (25,4%) кристаллов интенсивность окраски не изменилась, у 25 (39,7%) кристаллов она понизилась и у 22 (34,9%) повысилась.

При изучении степени однородности окраски кристаллов установлено, что в каждом кристалле после нагревания появляются дополнительные дефекты: неоднородность окраски, коричневатые полосы и пр.

Таким образом, при нагревании до 350° обнаруживается резкое различие в характере окраски кристаллов желтой и красновато-желтой серии. Большая часть кристаллов желтой серии при этой температуре в значительной степени обесцвечивается, тогда как почти у половины кристаллов исландского шпата красновато-желтой серии происходит повышение интенсивности окраски и, что особенно важно, появляется большое количество дополнительных дефектов у кристаллов, интенсивность окраски которых понизилась.

При нагревании до 400° в кристаллах желтой серии произошли весь-

Изменения в окраске кристаллов жел

Класс интен- сивности до на- гревания	Количество ис- следованных кристаллов	Интенсив- ность не изменилась		Интенсивность понизилась								
		Кол-во кристал- лов	%	0		I		II		III		
				Кол-во кристал- лов	%	Кол-во кристал- лов	%	Кол-во кристал- лов	%	Кол-во кристал- лов	%	
0	4	4	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
I	4	2	50,0	2	50,0	—	—	—	—	—	—	—
II	6	—	—	1	16,7	5	83,3	—	—	—	—	—
III	4	—	—	2	50,0	1	25,0	1	25,0	—	—	—
IV	—	—	—	1	16,7	3	50,0	1	16,7	1	16,7	—
V	9	—	—	3	33,3	2	22,2	2	22,2	—	—	—
VI	8	—	—	2	25,0	2	25,0	2	25,0	1	12,5	—
VII	7	—	—	2	28,6	3	42,8	1	14,3	—	—	—
VIII	8	1	12,5	1	12,5	3	37,5	1	12,5	1	12,5	—
Всего	56 (100,0%)	7	12,5	14	25,0	19	31,0	8	14,2	4	7,1	—

ма положительные изменения. Все кристаллы изменили интенсивность окраски, причем у 35 (94,6%) кристаллов она резко понизилась и лишь у двух повысилась. Однако у незначительного количества обесцвеченных кристаллов при этой температуре появились некоторые другие дефекты (неравномерность окраски, замутненные зоны, трещиноватость).

Что касается режима нагревания, то обращают на себя внимание следующие обстоятельства: все полностью обесцвеченные кристаллы (перешедшие в нулевой класс), а также кристаллы, интенсивность окраски которых понизилась, ранее не нагревались, а продолжительность однократного их нагревания не превышала 2 час.; кристаллы, интенсивность окраски которых повысилась, нагревались ранее до различных температур, и продолжительность нагревания достигала 7,5 час.

Следовательно, однократное непродолжительное нагревание кристаллов при 400° дает при обесцвечивании лучшие результаты, чем неоднократное и продолжительное нагревание при более низких температурах с последующим нагреванием до 400°.

Значительно хуже обесцвечиваются при 400° кристаллы красновато-желтой окраски: у 20% кристаллов интенсивность окраски не изменилась, у 56,7% понизилась и у 23,3% повысилась. При этом только у двух кристаллов, интенсивность окраски которых понизилась, не появилось дополнительных дефектов. Остальные кристаллы, обесцвеченные в той или иной степени, приобрели неоднородность окраски, или бурые полосы, или какие-либо другие дефекты. Значительное количество кристаллов приобрело более интенсивную окраску — до XIV класса включительно, следовательно, они стали непригодны для оптических целей.

До 450° нагревались окрашенные кристаллы, подвергавшиеся ранее нагреву до различных температур. Большая часть из них имела те или

Таблица 4

той серии при нагревании до 350°

до следующих классов				Интенсивность повысилась до следующих классов							
IV		Всего		VIII		IX		X		Всего	
Кол-во кристаллов	%	Кол-во кристаллов	%	Кол-во кристаллов	%	Кол-во кристаллов	%	Кол-во кристаллов	%	Кол-во кристаллов	%
—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	2	50,0	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	6	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	4	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	6	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—
1	11,1	9	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	7	87,5	—	—	1	12,5	—	—	1	12,5
—	—	6	85,7	1	14,3	—	—	—	—	1	14,3
—	—	6	75,0	—	—	—	—	1	12,5	1	12,5
1	1,8	46	82,1	1	1,8	1	1,8	1	1,8	3	5,4

иные дефекты. При нагревании 27 кристаллов желтой серии интенсивность окраски в основном понизилась и только у трех кристаллов повысилась (у двух из них резко — до XIV класса). Однако из всех обесцвеченных кристаллов только у одного не появились дополнительные дефекты. Остальные кристаллы стали или неравномерно окрашенными, или приобрели коричневые полосы и другие дефекты. Таким образом, эти кристаллы лишились одного дефекта (сплошной окраски), но приобрели другие, следвавшие их непригодными для оптических целей.

Нагреванию до 450° был подвергнут также 21 кристалл красновато-желтой серии. У шести кристаллов интенсивность окраски повысилась, у 14 понизилась и у одного не изменилась. Все кристаллы, подвергнутые обесцвечиванию при этой температуре, приобрели те или иные дополнительные дефекты.

Следовательно, нагревание кристаллов красновато-желтой серии до 450° не дает положительных результатов.

Кристаллы исландского шпата из бассейна р. Чамбы имеют желтую окраску от 0 до VIII класса. Они также были подвергнуты обесцвечиванию.

В результате нагревания до 250° у большей части кристаллов интенсивность окраски понизилась. Из 37 кристаллов III класса интенсивность окраски не изменилась только у трех, 11 кристаллов приобрели интенсивность II класса, 11 кристаллов перешли в I класс и 12 кристаллов обесцветились. Заметное снижение окраски наблюдалось и у кристаллов IV, V, VI, VII и VIII классов.

Более значительные изменения в окраске кристаллов произошли при нагревании их до 300°: из 13 кристаллов VIII класса два кристалла при-

обрели окраску IV класса, три кристалла — окраску III класса, шесть кристаллов — окраску II класса, один кристалл — окраску I класса и один кристалл полностью обесцветился.

Продолжительность нагревания, так же как и при 250°, не оказывает существенного влияния на окраску.

Еще более значительное снижение интенсивности окраски кристаллов произошло при нагревании их до 350°. Из 105 кристаллов 33 полностью обесцветились, 42 снизили окраску до I, 27 — до II и три — до III класса.

Как видно из изложенного выше, почти полное обесцвечивание кристаллов исландского шпата из туфогенных пород (р. Чамба) происходит при температуре 300—350°.

Учитывая, что кристаллы, имеющие окраску не выше III класса (при отсутствии других дефектов), могут относиться к первому сорту, можно считать, что нам удалось полностью избавиться от окраски, мешающей использованию кристаллов в оптической промышленности.

На основании результатов, полученных при нагревании окрашенных кристаллов исландского шпата до различных температур, можно сделать некоторые общие выводы:

1. Изменение окраски кристаллов исландского шпата желтой и красновато-желтой серий при нагревании неодинаково (табл. 6):

а) При нагревании до 200° происходит незначительное уменьшение интенсивности окраски у кристаллов желтой и красновато-желтой серий.

Увеличение интенсивности окраски при этой температуре также незначительно, но у кристаллов желтой серии несколько большее.

б) Существенное различие в изменении интенсивности окраски кристаллов желтой и красновато-желтой серий начинает обнаруживаться только при нагревании до 250°.

Таблица 6

Изменения окраски кристаллов исландского шпата (р. Нидым)

Температура нагревания, °С	Кристаллы желтой серии			Кристаллы красновато-желтой серии		
	интенсивность не изменилась	интенсивность понижалась	интенсивность повысилась	интенсивность не изменилась	интенсивность понижалась	интенсивность повысилась
200	86	4	10	92	5,5	2,5
250	56	40	4	60	27,5	12,5
300	22,8	75,7	1,5	34,8	50	15,2
350	12,5	82,1	5,4	25,4	39,7	34,9
400	0,0	94,6	5,4	20,0	55,7	23,3
450	3,7	85,2	11,1	4,7	65,7	28,6

Данные приведены в % от числа кристаллов, нагретых до соответствующей температуры.

Уменьшение интенсивности окраски у кристаллов желтой серии значительнее, чем у кристаллов красновато-желтой серии. И наоборот, увеличение интенсивности окраски происходит у большего числа кристаллов красновато-желтой серии (по сравнению с кристаллами желтой серии). При нагревании кристаллов до более высоких температур эта закономерность сохраняется.

в) Наибольшее изменение интенсивности окраски у кристаллов желтой серии происходит при нагревании до 400° , у кристаллов красновато-желтой серии — до 450° .

г) Уменьшение интенсивности наблюдается у 94,6% кристаллов желтой серии, нагретых до 400° , и у 66,7% кристаллов красновато-желтой серии при температуре 450° .

д) Повышение интенсивности окраски происходит чаще у кристаллов красновато-желтой серии. Так, количество кристаллов красновато-желтой серии, испытывавших увеличение интенсивности окраски, составляет 34,9% (при 350°), а у кристаллов желтой серии — 11,1% (при 450°).

2. Неодинаковый характер окраски (желтая и красновато-желтая) исландского шпата, плохо различаемый на глаз, несомненно, обусловлен различием в составе красящих примесей. Напомним, что с помощью спектра поглощения и люминесцентно-битуминологического анализа в окрашенном исландском шпате нами установлено наличие различных органических примесей — битумов *A* и *C*. Вероятно, одна из окрасок (желтая) обусловлена наличием битума *C*, а другая (красновато-желтая) — сочетанием битумов *A* и *C*.

В связи с тем, что кристаллы, различные по характеру и интенсивности окраски, находились в пределах одного и того же месторождения и, следовательно, условия их кристаллизации были весьма близкими, можно считать, что часть окрашенных кристаллов содержит оба эти битума. Кстати, это подтверждается и анализами. Различие в характере окраски обусловлено, очевидно, неодинаковым количественным соотношением ука-

битумов.

Таким образом, разделение окрашенных кристаллов на красновато-желтые и желтые является условным. Этим и объясняется появление «упорных» (при нагревании) кристаллов в желтой серии, окраска которых не только не понижается, а даже повышается. Эти кристаллы в желтую серию были отнесены, по-видимому, ошибочно, так как по составу окрашивающих битумов их следует относить к красновато-желтой серии. В красновато-желтую серию, наоборот, ошибочно отнесены частично кристаллы, окрашенные битумом *C*, ибо при нагревании они легко обесцвечиваются. Интенсивная красновато-желтая окраска кристаллов (от IX класса и выше) обусловлена, вероятно, главным образом битумом *A*.

Причины такие кристаллы обычно не обесцвечиваются, а приобретают

окраску и затем чернеют, что объясняется обугливанием битума.

Следовательно, кристаллы, окраска которых обусловлена битумом *C* (желтая серия), сравнительно легко обесцвечиваются при нагревании; наоборот, кристаллы, окрашенные битумом *A*, практически меняют окраску на бурю, а при более высоких температурах — на черную. Причина различного поведения битумов *A* и *C* при воздействии на них высоких температур пока еще не ясна.

3. При нагревании наряду с изменением окраски в кристаллах часто появляются другие дефекты: трещиноватость, бурые полосы, помутнение. Трещиноватость обусловлена в основном наличием твердых включений в кристаллах, т. е. ранее существовавшими дефектами. Бурые полосы и другая неравномерность окраски присуща, главным образом, кристаллам красновато-желтой серии. В кристаллах желтой серии дополнительные дефекты появляются при нагревании в меньшем количестве, но все же число их увеличивается при 400 — 450° .

4. Можно считать установленным, что оптимальной температурой для обесцвечивания кристаллов желтой серии является 300 — 350° . При такой температуре у 75—96% испытуемых кристаллов уменьшается интенсивность окраски. В таких случаях большая часть кристаллов приобретает

интенсивность окраски не выше III класса. В связи с этим кристаллы по степени окрашенности при условии отсутствия других дефектов, относятся к первому сорту.

5. Проведенные опыты полностью подтвердили наши предположения относительно характера и причины окраски исландского шпата из туфогенных пород р. Чамба. Теперь уже можно утверждать, что природа окраски кристаллов исландского шпата с р. Чамба и кристаллов желтой серии с р. Нидым одинакова и вызвана присутствием в них битума С.

6. Разработанный метод обесцвечивания кристаллов исландского шпата, окрашенных в желтый цвет, хотя и нуждается в некотором уточнении технологического режима, уже может быть рекомендован для промышленного освоения.

Для разработки метода обесцвечивания кристаллов с красноватым оттенком необходимы дальнейшие исследовательские работы.

ТИПЫ И МИНЕРАЛОГИЯ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ НАГОРНОГО ДАГЕСТАНА

В районе Нагорного Дагестана широко развиты осадочные образования нижней юры. Нижняя юра представлена однообразной толщей песчано-глинистых пород, в которой встречаются маломощные дайки изверженных пород, имеющие большую протяженность и представленные диабазами, а также значительное количество кварцевых жил. Кварцевые жилы расположены в наиболее древних интенсивно дислоцированных и метаморфизованных отложениях среднего лейаса и нижнего тоара и характеризуются многообразием форм.

По условиям залегания, форме, структуре и строению кварцевые жилы в Нагорном Дагестане подразделяются на пять групп:

1. Межпластовые кварцевые жилы, залегающие в основном среди сланцев, реже в песчаниках, имеют линзовидную форму и четкие контакты с вмещающими породами. Мощность их обычно 5—10 см, протяженность 5—7 м. Сложены они полусливным кварцем молочно-белого цвета, в котором встречаются редкие жеоды, приуроченные к центральным частям жил. Минерализация в жилах этого типа развита относительно слабо. Здесь встречаются мелкие полупрозрачные кристаллы горного хрусталя, не представляющие практического интереса.

2. Секущие кварцевые жилы, широко распространенные в песчаниках, образуют линзовидные тела, простирающиеся согласно с вмещающими породами и секущими их по падению. Мощность этих жил обычно небольшая (до 20 см). Иногда они представлены минерализованными полостями с маломощной оторочкой кварца на стенках (2—5 см), в которых встречаются крупные кристаллы горного хрусталя. Кварцевые жилы этого типа сложены молочно-белым мелкозернистым кварцем, постепенно переходящим к центру в шестоватый. Гнезда с горным хрусталем в них почти не встречаются. Обычно жилы этой группы связаны с трещинами скалывания и в значительной степени нарушены послеминерализационными подвижками, поэтому кристаллы сильно трещиноваты.

3. Пеперечно-секущие кварцевые жилы приурочены к трещинам растяжения и имеют зонально-симметричное строение. Они залегают главным образом среди песчаников. Мощность их колеблется от 20 до 30 см, достигая в раздувах 70 см, протяженность 25—30 м, реже 70 м. Форма жил линзовидная с четкими прямолинейными зальбандами. Жильный кварц у зальбандов мелкозернистый и постепенно переходит к центру в крупнокристаллический и шестоватый, в центре— друзовидный. Гнезда с горным хрусталем, расположенные у зальбандов жил, имеют щелевидную форму, а в центральной части — овальную, вытянутую по простираению жил. Кристаллы располагаются обычно на стенках гнезд и в глине с кварцевой дресвой.

Иногда в жилах этой группы встречаются крупные щелевидные остаточные полости с маломощной кварцевой оторочкой. Мощность полостей 30—70 см, протяженность несколько метров. В таких полостях встреча-

ется большое количество крупных кристаллов горного хрусталя, достигающих 70 см по длинной оси, а также крупные друзы. Эта группа жил является наиболее хрусталеносной и имеет практическое значение.

4. Сложные жилы, пользующиеся большой распространенностью в Нагорном Дагестане, залегают преимущественно в сланцах, реже в песчаниках. Они имеют сложную ветвящуюся форму с частыми раздувами и пережимами и с многочисленными апофизами. Жильные тела и апофизы сложены молочно-белым среднезернистым или крупнозернистым кварцем, местами имеющим шестоватую структуру. Центральная часть жил состоит из полупрозрачного или серого друзового кварца. Гнезда встречаются преимущественно в раздувах и на пересечениях жил, реже в зальбандах. Форма их округлая, реже овальная, вытянутая по простиранию жилы. Кристаллы горного хрусталя располагаются на стенках гнезд и в глинке, заполняющей полость. Жилы этой группы обычно хрусталеносные.

5. Штокверковые тела широко развиты в районе и наиболее сложны по форме. Они приурочены к зонам тектонического дробления пород и к брекчированным участкам зон разломов. В строении штокверков принимают участие многие из перечисленных разновидностей жил. Штокверки располагаются как в песчаниках, так и в сланцах. Вмещающие породы на контактах с жилами сильно окварцованы и карбонатизированы. Хрусталеносные полости, как правило, встречаются на пересечениях жил и в раздувах, реже наблюдаются минерализованные полости с очень крупными кристаллами горного хрусталя (до 0,7 м).

Штокверки являются наиболее перспективными в отношении обнаружения промышленных месторождений горного хрусталя.

По минералогическим признакам хрусталеносные кварцевые жилы Нагорного Дагестана подразделяются на три типа:

1. Кварцевые.
2. Кварцево-хлоритовые.
3. Кварцево-карбонатные.

Образование хрусталеносных кварцевых жил происходило в разное время. Нередко мономинеральные кварцевые жилы пересекаются кварцево-хлоритовыми, а последние, в свою очередь, — кварцево-карбонатными.

Минералогический состав хрусталеносных кварцевых жил несложный. В них встречены в убывающем порядке следующие минералы: главные — кварц, кальцит, хлорит; второстепенные — лимонит, гематит, пирит, галенит, халькопирит; редко встречающиеся — альбит, валахит, анкерит, мусковит, биотит, сфалерит, арсенопирит, апатит, турмалин, циркон, рутил, ильменит, киноварь, барит и самородное серебро.

Изучение минералогического состава хрусталеносных кварцевых жил позволило установить определенную последовательность выделения минералов. На фактическом материале нам удалось проследить довольно широкий температурный интервал формирования хрусталеносных кварцевых жил, что подтверждается наличием высокотемпературных минералов (альбита, апатита и турмалина) и низкотемпературных (самородного серебра и киновари). К наиболее ранним выделениям относятся: жильный кварц, альбит, апатит, турмалин, циркон и рутил.

Ж и л ь н ы й к в а р ц слагает основную массу жил и обычно представлен обломками кристаллов изометричной формы или параллельно-шестоватыми агрегатами; реже встречается сливной кварц. Цвет кварца молочно-белый или серый. Угасание большей частью волнистое. По многочисленным трещинкам в нем развиваются бурые гидроокислы железа и хлорит. Параллельно-шестоватое строение кварца нередко бывает отчетливо выражено, особенно в таких жилах, где кристаллы располагаются перпен-

дикулярно стенкам трещин. Однако встречаются жилы, в которых шестоватые агрегаты размещаются вдоль стенок трещин, что свидетельствует о неблагоприятных условиях, в которых происходил рост кристаллов. Жильный кварц в призальбандовых частях значительно катаклизирован; по мере удаления к центру жилы степень катаклаза уменьшается.

Жильный кварц имеет зонально-симметричное строение: ближе к зальбандам отлагался более ранний мелкозернистый кварц, а дальше — крупнокристаллический.

Альбит, по-видимому, выкристаллизовывался одновременно с кварцем или несколько ранее, так как его кристаллы находятся обычно на контактах жил с вмещающими породами. Кристаллы имеют таблитчатый и таблитчато-призматический облик. Они встречаются в жилах в небольшом количестве.

Одновременно с кристаллизацией альбита происходило выделение биотита, который встречается весьма редко в приконтактных частях жил.

Апатит, турмалин, циркон и рутил также выкристаллизовывались во время образования основной массы жильного кварца. Зерна их встречаются очень редко и не во всех жилах.

Позднее происходило выделение сульфидов — пирита, халькопирита, сфалерита и галенита. Их образование относится к началу кристаллизации горного хрусталя, что подтверждается находками включений пирита и сфалерита в корневых частях кристаллов горного хрусталя.

Пирит имеет значительное распространение как во вмещающих породах, так и в кварцевых жилах. Он встречается в виде гнездообразных скоплений в жильном кварце или в виде хорошо образованных кристаллов кубической формы размером до 1 см. На гранях кристаллов наблюдается ясно выраженная штриховка. В песчаниках и сланцах пирит образует линзовидные скопления, состоящие из отдельных разобщенных кристаллов.

Сфалерит в кварцевых жилах присутствует в единичных кристаллах размером не более 0,5 см.

Галенит встречается в кварцевых жилах довольно часто в виде гнездообразных скоплений до 20 см в поперечнике и отдельных крупных кристаллов размером 4—5 см. Последние обычно располагаются в друзах горного хрусталя. Галенит, по-видимому, выделялся несколько позже других сульфидов, о чем свидетельствуют находки его кристаллов, нарастающих на пирите.

Халькопирит образует в кварцевых жилах рудные скопления неправильной формы, достигающие 10 см в поперечнике; встречается редко. Местами наблюдается пленка малахита.

Выделение хлоритов и карбонатов происходило как до начала кристаллизации горного хрусталя, так и в период кристаллизации его. Часто можно наблюдать включения пеннина во внутренних частях кристаллов горного хрусталя.

Хлориты (пеннин и прохлорит) имеют значительное развитие в кварцевых жилах в виде гнезд и прожилков. В подавляющем большинстве случаев они окрашены в зеленый цвет разных оттенков и встречаются в виде мелких пластинок, лейсточек или червеобразных агрегатов. Прохлорит очень часто присутствует в кристаллах горного хрусталя в виде неправильных чешуйчатых масс или образует присыпки на их поверхности, а также внутри, создавая зоны роста.

Карбонаты широко распространены как составная часть жильной массы кварцево-карбонатных жил; в кварцевых жилах они встречаются значительно реже. Карбонаты представлены сидеритом, кальцитом, реже анкеритом.

Сидерит очень часто наблюдается в гнездах с горным хрусталем и имеет буровато-коричневую окраску.

Кальцит относится к наиболее поздним карбонатным выделениям. Кристаллы его имеют скаленоэдрическую форму и образуют иногда небольшие друзы. Размер кристаллов 1—2 см. Верхние части их обычно прозрачны.

Анкерит представлен кристаллами чечевицеобразной формы размером до 1 см, включенными в кристаллах горного хрусталя. Иногда он встречается в виде присыпок на гранях кристаллов, свидетельствующих о кристаллизации его после образования горного хрусталя.

Полевые наблюдения показывают, что основное количество кальцита и анкерита образовалось после горного хрусталя. В это же время происходило выделение гематита и барита.

Гематит присутствует почти во всех жилах в виде железной слюдки, частично выполняя гнезда с горным хрусталем. Часто он встречается внутри кристаллов горного хрусталя в виде присыпок на зонах роста. Иногда кристаллы и друзы гематита выполняют промежутки между кристаллами горного хрусталя.

Барит имеет весьма незначительное распространение. Единичные кристаллики барита, размером не более 0,5 см, обнаруживаются в гнездах с горным хрусталем.

Лимонит в виде землистой массы бурого цвета выполняет в кварцевых жилах полости и трещины; часто он образует тонкую железистую «рубашку» на кристаллах горного хрусталя.

Горный хрусталь. Кристаллы горного хрусталя располагаются в гнездах и минерализованных трещинах. Обычно они либо прикреплены к стенкам, либо залегают на дне полостей в глинистой массе. Размер кристаллов колеблется в значительных пределах: от нескольких сантиметров до 30—35 см по длинной оси и от 1 до 15—20 см в поперечнике. Большая часть кристаллов имеет 2—10 см в длину и 1,5—4 см в поперечнике. Как правило, крупные кристаллы трещиноваты и не могут быть использованы в качестве пьезооптического сырья.

В основном кристаллы прекрасно образованы при полногранном развитии одной головки, реже встречаются двухголовые. Кристаллы бесцветны, прозрачны, иногда покрыты «рубашкой», состоящей из окислов железа, карбоната, хлорита и глинистых частиц.

Габитус кристаллов в большинстве случаев призматический, коротко- и среднестолбчатый. Иногда встречаются кристаллы, уплощенные с двух сторон. Размер и форма кристаллов находятся в полной зависимости от величины и конфигурации гнезд и полостей. В полостях овальной и округлой формы кристаллы небольшие и отличаются короткостолбчатым габитусом, а в щелевидных полостях они длинностолбчатые и часто уплощенные (рис. 1).

Грани кристаллов гладкие, часто с тонкой штриховкой. Нередко наблюдаются вицинали роста различных форм и размеров. При травлении подшлифованных граней обнаруживается, что большая часть кристаллов поражена дофниейскими и бразильскими двойниками, иногда проникающими вглубь кристалла.

Как уже упоминалось, в кристаллах горного хрусталя часто встречаются включения анкерита, гематита и хлорита. Нередко наблюдаются фантомы, свидетельствующие о перерыве в росте кристаллов (рис. 2).

В кристаллах имеются колпачки растворения, что также является доказательством перерыва в росте и последующего растворения, при котором ребра и вершины кристаллов затуплялись, и последние приобретали округлую форму. Колпачок растворения очерчивает поверхность кри-

сталла в начале нового нарастания, при котором восстанавливались кристаллографические формы.

Горный хрусталь месторождений и проявлений Нагорного Дагестана характеризуется сильной трещиноватостью и часто раздроблен постеминерализационными тектоническими подвижками. Головки кристаллов в основном бездефектны и отличаются высоким качеством, корневые части их сильно трещиноваты.



Рис. 1. Упленный кристалл

Наблюдения показали, что кристаллы в условиях тесного роста бывают подвержены деформации. Соприкасаясь друг с другом головками и боковыми гранями, они при самых незначительных движениях растрескиваются и обламываются. Дробление кристаллов несомненно имело место в ходе незакончившегося гидротермального процесса. Это подтверждается широким развитием в жилах кристаллов с регенерированными гранями на поверхности излома, образованием на местах сколов вторых головок, а также обрастанием обломков жильного кварца кристаллами горного хрусталя.



Рис. 2. Фантом в кристалле горного хрусталя

Деформация кварца в значительной степени отражается на его прозрачности. Связь между деформацией и прозрачностью кварца хорошо видна на кристаллах горного хрусталя, которые под влиянием механического воздействия иногда приобретают изогнутую форму (рис. 3). Чаще всего они изгибаются, упираясь в грани других, более крупных кристаллов. Плав-

ная или слегка ломаная форма изгиба ребер и граней заставляет допускать, что наряду с разрушением кристалла происходило залечивание трещин излома. Части кристалла, оставшиеся неизогнутыми, бывают прозрачны и не содержат трещин, в то время как нарушенная зона всегда состоит из молочно-белого кварца, по трещинам которого нередко проникают гидрокислы железа.

Изучение кристаллов горного хрусталя из различных районов Нагорного Дагестана показывает, что наиболее высоким качеством обладали кристаллы месторождения Айшат-Кули, отличавшиеся монокристалльностью и высоким выходом моноблоков.



Рис. 3. Деформированный кристалл горного хрусталя

Кристаллизация горного хрусталя из растворов в Нагорном Дагестане начиналась при температуре, соответствующей гомогенизации жидких включений при 200° , и продолжалась до 100° . Подавляющая часть кристаллов горного хрусталя образовалась здесь при постепенном понижении температуры, иногда нарушаемом тектоническим раскрытием трещин и притоком новых растворов.

Основными дефектами, значительно снижающими качество кристаллов горного хрусталя Нагорного Дагестана, являются трещиноватость и замутненность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьк. гос. ун-та, 1950.
2. Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Госгеолтехиздат, 1955.
3. Шарков А. А. Термометрия и состав жидких включений в горном хрустале месторождений Нагорного Дагестана. Тр. ВГИИП, т. II, вып. 2, 1958.

ИСКУССТВЕННЫЕ КРИСТАЛЛЫ

И. Н. Аникин

Кристаллизация слюды и других тугоплавких минералов из газовой фазы

Известно, что при кристаллизации из газовой фазы в управляемых условиях происходит наиболее совершенный рост кристаллов, улучшаются их механические, электрические и другие свойства. Но рост при этом происходит с малыми скоростями, кристаллы имеют небольшие размеры, редко достигая 1 см. Получение новых кристаллов из газовой фазы, особенно с большими скоростями роста, представляет несомненный интерес.

При кристаллизации слюды из расплава (рис. 1) нами наблюдался интенсивный рост хорошо ограниченных кристаллов слюды и других кристаллов из газовой фазы. Кристаллизация проводилась в железных сварных герметичных тиглях 5 (см. рис. 1) [3], снабженных длинной выводной трубкой 7, выходящей за пределы печи. Через трубку производилась до-

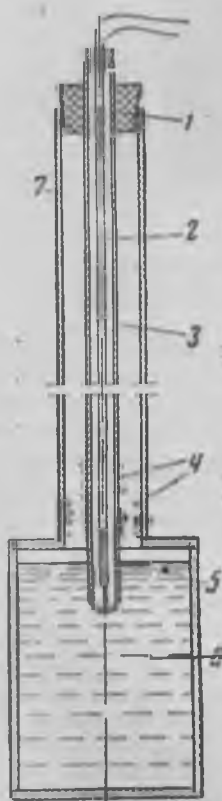


Рис. 1. Схема опыта кристаллизации из газовой фазы



Рис. 2. Ограниченный прозрачный кристалл слюды, полученный при кристаллизации из газовой фазы. ×8

сыпка шихты в тигель для полного заполнения его расплавом *б* и вводил-ся в расплав железный карман *з* с железо-молибденовой термопарой *2*. Верхний конец трубки плотно закрывался резиновой пробкой *1*. Тигель с расплавом находился в молибденовой печи с водородной защитной средой при температуре 1350—1400°.

Состав расплава отвечал стехиометрическому составу фторфлогопита ($KF \cdot 0,5MgF_2 \cdot 2,5MgO \cdot 3SiO_2 \cdot 0,5Al_2O_3$) с добавками до 10 вес. % различных фторидов — KF , MgF_2 , K_2SiF_6 .

Длительное выдерживание (2—10 суток) плотно закрытого тигля с расплавом при температуре 1350—1400° приводило к заметной кристал-



Рис. 3. Друза кристаллов лейцита, полученных из газовой фазы. $\times 8$

лизации различных минералов на внутренних стенках выводной трубки и внешних стенках кармана *4*. При этом наблюдалась строгая дифференциация минералов по высоте в зависимости от температуры. Температура по высоте кармана *з* менялась от 1400° в расплаве *б* до 40—60° у пробки *1*.

В наиболее горячей зоне, самой близкой к расплаву, происходила кристаллизация слюды (рис. 2) и лейцита (рис. 3) и в незначительном количестве — корунда и шпинели. Выше выделялись различные формы SiO_2 — в основном аморфные опаловидные сферические образования и в гораздо меньшей степени — кристобалит. Аморфные образования SiO_2 представляют собой бесцветные или голубоватые каплевидные или сплошные натечные стекловидные скопления с показателями преломления от 1,440 до 1,460 (для дневного света), что связано, вероятно, с растворимостью в SiO_2 различных количеств SiF_4 [2]. Верхней границей кристаллообразования являлось обильное скопление поликристаллов фторидов, в основном MgF_2 и K_2SiF_6 . На наружных частях тигля — крышке и у основания трубки *7* наблюдалось отложение мелких кристалликов магнетита.

Подобная кристаллизация обусловлена возгоном различных компонентов слюдяного расплава с последующим отложением их в более холодных частях системы. При этом наиболее активно в переносе участвуют газообразные фториды (HF , KF , SiF_4) и водород. Упругость паров в си-

стеме, зависящая от температуры и состава расплава, колебалась во время кристаллизации в широких пределах (от 20 до 500 мм столба H_2O).

Поскольку основными минералами, кристаллизующимися в данных условиях, являются SiO_2 и силикаты, возможен следующий схематический механизм переноса:

1. $\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2 = \text{Si} (\text{пар}) + 2\text{H}_2\text{O}$.
2. $\text{SiO}_2 + 4\text{HF} = \text{SiF}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ [4].

Если не охлаждать газообразные продукты, образующиеся как указано в правой части первого равновесия, они снова реагируют с образованием SiO_2 и H_2 . Во втором случае при повышении температуры равновесие сдвигается вправо, а с понижением ее снова происходит образование SiO_2 и HF . Таким же может быть механизм переноса и у сложных силикатов, таких как слюда.

Полученные нами кристаллы слюды достигают 6—8 мм в поперечнике и отличаются заметной толщиной (до 0,3—0,6 мм). Они прекрасно огранены (см. рис. 2), прозрачны и обладают весьма совершенной спайностью. Показатели преломления, измеренные в дневном свете, совпадают с показателями преломления слюды из расплава.

Такие хорошо ограненные толстые кристаллы наблюдались ранее [1,5] на стенках усадочной раковины при кристаллизации из расплава.

Кристаллы слюды в виде шестиугольных пластин ориентируются по отношению к субстрату либо параллельно, либо перпендикулярно плоскостью (001). В первом случае образуется черепицеобразный узор (пластинки слегка находят одна на другую), а во втором случае — разнообразные друзы кристаллов.

Интересны кристаллы лейцита (см. рис. 3), которые растут в виде друз, состоящих из удлинённых кристаллов в отличие от изометричных, встречаемых в природе. Кристаллы прозрачны, хорошо огранены, причем головки их имеют огранку, характерную для природных кристаллов. Показатели преломления: $N_g = 1,507$, $N_p = 1,501$.

Диагностика получаемых продуктов ограничивалась лишь оптической и морфологической стороной; дальнейшая работа потребует, конечно, микрохимического анализа.

В настоящем сообщении мы отмечаем перспективность изучения условий образования кристаллов (в особенности силикатов) в газовой фазе в присутствии водорода и фторидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорьев Д. П. Синтез и исследование флогопита. Докл. АН СССР, т. 43, № 2, 1944.
2. Ольшанский Я. И. О взаимодействии кремнезема со фторидами металлов. Тр. 5-го совещания по эксперим. минералогии и технич. петрогр. М., 1958.
3. Штернберг А. А. Выращивание монокристаллов из расплава регулируемым отводом тепла. Тр. ВНИИП, т. III, вып. 2, 1960.
4. Эйтель В. Физическая химия силикатов. ОНТИ ХИМТЕОРЕТ. Л., 1936.
5. Ямзин И. И., Тимофеева В. А. и др. Структура и морфологические особенности фторфлогопита и тениолита. Зап. Всес. мин. об-ва, т. 84, № 4, 1955.

НЕКОТОРЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИНТЕТИЧЕСКОГО ФТОРФЛОГОПИТА

При кристаллизации фторфлогопита из расплава установлены некоторые закономерности в появлении примесей и морфологические особенности кристаллов слюды в зависимости от исходного состава шихты, продолжительности гомогенизации расплава, т. е. выдержки расплава при температуре около 1400°C, и скорости охлаждения.

В качестве шихты использовались смеси окислов и фторидов, отвечающие стехиометрической формуле слюды с определенными избытками KF, K_2SiF_6 и MgF_2 (от 1 до 40 вес. %): $KF \cdot \frac{1}{2}MgF_2 \cdot 2\frac{1}{2}MgO \cdot \frac{1}{2}Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 + n\% K_2SiF_6$, где вместо K_2SiF_6 может использоваться KF или MgF_2 .

Избыток фторидов вводился для понижения температуры плавления шихты и вязкости расплава. В опытах изменялись продолжительность гомогенизации расплава (выдержка от 6 до 200 часов) при герметизации тигля (потери в весе составляли 1—2%) и скорость снижения температуры (0,5—30°). В зависимости от объема тигля количество используемой шихты составляло в разных сериях опытов 40, 350 и 1400 г. Всего проведено 40 опытов.

При применении KF, особенно в больших избытках (20—40%), получались очень гибкие тонкие перемятые дендритовидные кристаллы фторфлогопита, сохраняющие остаточную деформацию и после отделения их от слитка. Размер выделяемых пластинок около 0,5 см². Пачки слюды, толщиной 0,1—0,2 мм, имеют характерное слоистое строение: отдельные пластины чередуются с прослоями примесей различного состава.

Определение полученных продуктов и выявление их свойств производилось под бинокулярной лупой и под микроскопом в иммерсионных препаратах. В них установлено большое количество белого и рыхлого сахаровидного порошка, представляющего собой смесь нескольких фторидов, из которых достоверно определены гьератит (K_2SiF_6) и селлаит (MgF_2). Кроме того, обнаружено стекло темно-зеленого, серо-зеленого и бурого цвета, показатель преломления которого равен $1,516 \pm 0,003$. Отмечено также появление следующих минералов (в порядке уменьшения их количества): калиофилита — $K[AlSiO_4]$, муллита $Al_4[Al_4(Si_3Al)O_{19}F]$, лейцита $K[AlSi_2O_6]$, шпинели — $MgAl_2O_4$, силлиманита — $Al[AlSiO_5]$, адуляра — $K[AlSi_3O_8]$, кордиерита — $Mg_2Al_3[AlSi_5O_{18}]$. Количество примесей составляло 30—80%.

В тех случаях, когда KF вводился в шихту в небольшом избытке (до 5%), дополнительно кристаллизовался форстерит — $Mg_2(SiO_4)$, но общее количество примесей снижалось до 10—20%. Вытянутые кристаллы форстерита часто образовывали в верхней части слитка балочную структуру или скапливались на дне тигля. В нескольких слитках отмечен недиагностированный минерал, сходный по свойствам с андалузитом, но отличающийся от него формой кристаллических зерен.

При использовании избытка MgF_2 в количестве 1 и 5% фторфлогопит получался более крупнолистоватый (размер пластинок 1,0—1,2 $см^2$), очень гибкий, светлый, с перламутровым блеском; толщина пачек достигала 0,7—1,0 мм. В виде примесей в слитке с 1%-ным избытком обнаружено небольшое количество травяно-зеленого стекла с $N=1,495 \pm 0,003$ и селлита (MgF_2), в слитке с 5%-ным избытком—то же стекло, селлит и силлиманит; общее количество примесей значительно возросло (см. рисунок). Необходимо отметить, что результаты опытов с MgF_2 совпадают с данными японских ученых [2].



Вертикально ориентированные вытянутые в направлении роста пластины слюды в опыте с 5%-ным избытком MgF_2 . Промежутки между пластинами заполнены (светлые места) различными примесями. $\times 7$

Наиболее удачными следует признать опыты с применением шихты состава $KF \cdot \frac{1}{2}MgF_2 \cdot 2\frac{1}{2}MgO \cdot \frac{1}{2}Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 + 5\% K_2SiF_6$. В результате этих опытов выкристаллизовывался фторфлогопит, пластины которого имели часто гексагональную или псевдогексагональную форму и максимальный размер 3 $см^2$. Основные свойства фторфлогопита из различных опытов схожи: пластины бесцветные, прозрачные, со стекляннм блеском, с небольшим количеством газовых включений, гибкие, но пачки, толщиной 0,6—0,7 мм, хрупкие. Твердость пластин около 3. Спайность весьма совершенная по третьему пинаконду.

Отмечено, что толщина пачек при введении в шихту K_2SiF_6 и MgF_2 увеличивается, чего не наблюдается при применении KF.

Фторфлогопит двусосный; угол оптических осей небольшой, но хорошо заметен, отрицательный. Удлинение положительное, угасание почти прямое (1°). Показатели преломления $Ng = Nm$ и Np , определенные в иммерсионных жидкостях при дневном свете, равны соответственно $1,549 \pm 0,003$ и $1,522 \pm 0,003$. Эти величины показателей преломления хорошо согласуются с литературными данными [1, 3, 4, 5].

Исследования показали, что для получения синтетического фторфлогопита лучше всего пользоваться кремнефтористым калием (K_2SiF_6) в избытке около 5%; однако представляется перспективным использование и MgF_2 , что подтверждается и японскими исследователями. Однако большие избытки фторидов отрицательно сказываются на качестве слюды и приводят к увеличению количества примесей. Выдерживать расплав в стадии гомогенизации следует не более суток, так как для гомогенизации этого времени вполне достаточно, а при слишком долгом стоянии расплава начинается кристаллизация различных примесей — минералов более тугоплавких, чем слюда, и более простого состава, например $Mg_2(SiO_4)$, что влечет за собой нарушение равновесия в расплаве.

Кристаллизация в малых объемах (40 г) привела к образованию пластин слюды, соизмеримых с диаметром тигля. Для получения таких же результатов при кристаллизации в больших объемах необходима особенно тонкая регулировка температуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лейзерзон М. С. Синтетическая слюда: получение, свойства, применение. ОНТИ НИИАсбестцемент Москва, 1958.
2. Мацусита Т. и Исигава Т. Влияние групповых соединений на формирование искусственных кристаллов слюды (на япон. яз.). J. Chem. Soc. Japan, Industr. Chem. Sect., v. 59, № 11, 1956.
3. Отчет по теме «Разработка предварительной методики получения деловой искусственной слюды». МПСМ СССР. Техническое управление. ВНИИАсбестцемент, 1955.
4. Ямзин И. И., Тимофеева В. А. и др. Структура и морфологические особенности фторфлогопита и тениолита. Зап. Всес. мин. об-ва, т. 84, № 4, 1955.
5. Kohn J. A. and Hatch R. A. Synthetic mica investigations; X-ray and optical data on Synthetic flour-phlogopite The American Mineralogist, v. 40, Jan-Febr., № 1—2, 1955.

Г. Н. Шешулин, Р. В. Нифонтов

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СВОЙСТВ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ И ФЛЮОРЕСЦЕНЦИИ ПРИ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ

При поисково-разведочных работах многие известные свойства минералов используются в качестве диагностических признаков. Однако на одно из замечательных свойств некоторых минералов — люминесцировать в определенных условиях под действием различных видов энергии — не обращали должного внимания.

Авторами было проведено наблюдение над люминесценцией и флюоресценцией флюорита с целью выяснения зависимости между характеристикой свечения и качеством кристаллов.

Для изучения люминесцентных и термолюминесцентных свойств флюорита было отобрано большое количество образцов с нескольких различных по генезису месторождений, в том числе с месторождений оптического флюорита.

Люминесценция образцов флюорита изучалась при действии на них катодных лучей в вакуумной установке системы М. Г. Богословского, а затем под действием коротковолновых и длинноволновых ультрафиолетовых лучей.

Важным практическим результатом нашего предварительного изучения люминесценции флюоритов является выявление продолжительной остаточной флюоресценции после облучения катодными лучами оптических разностей флюорита с различных месторождений.

Метод термолюминесценции может применяться при проведении поисковых работ на оптический флюорит в неисследованном районе или разведочных работ на месторождениях плавикового шпата, недостаточно еще изученных на оптический флюорит.

В первом случае важно установить присутствие флюорита в шлихах, взятых из аллювиальных образований. Шлихи с флюоритом следует посмотреть в катодных лучах. По продолжительности остаточной флюоресценции можно определить наличие зерен оптической разности флюорита. Применяя аналогичную методику, можно обнаружить коренной источник оптического флюорита.

Во втором случае, т. е. при изучении месторождений плавикового шпата по продолжительности остаточной флюоресценции образцов, можно установить наличие ценных разностей оптического флюорита, удовлетворяющих техническим требованиям промышленности и используемых для выращивания искусственных кристаллов оптического флюорита.

Таким образом, в случае разведки или экспертизы месторождений плавикового шпата всегда можно определить, содержат ли они разновидности флюорита, обладающие флюоресцентным эффектом.

После исследования люминесценции образцов флюорита в катодных и ультрафиолетовых лучах, образцы были подвергнуты термолюминесцентному анализу. Последний является наиболее простым и эффективным

методом качественного определения, применимым в любой полевой обстановке, так как не требует специальных приборов и оборудования. Сущность этого метода заключается в том, что содержащиеся в шлихе обломки или зерна флюорита после достижения определенной температуры нагревания начинают светиться в темноте. Термолюминесценция зерен флюорита характеризуется интенсивностью свечения, цветом и продолжительностью.

Для проведения термолюминесцентного анализа в полевых условиях обычно берут железный лист или заменяющий его предмет, на котором ровным слоем располагают шлик. После этого лист равномерно нагревают на углях костра или другим способом. При достижении определенной температуры нагрева, которая различна для флюорита разных месторождений, зерна или обломки флюорита начинают светиться в темноте голубым, зеленым, фиолетовым и другими цветами; с различной степенью интенсивности, выделяясь из несветящейся массы шлиха.

После прекращения подогрева одни зерна флюорита перестают светиться, а другие продолжают свечение, проявляя фосфоресцентный эффект.

Результаты термолюминесцентного анализа флюорита приведены в нижеследующей таблице.

На основании приведенных в таблице данных можно сделать следующие выводы:

1. Все образцы флюорита за исключением трех (№ 10, 22, 23) обладают люминесценцией, которая характеризуется различными цветами и интенсивностью.

2. Все люминесцирующие образцы флюорита различаются по степени фосфоресценции, критериями которой являются продолжительность и интенсивность. По нашим наблюдениям наиболее интенсивной люминесценцией, которая характеризуется сильным и продолжительным послесвечением обладали только оптические разности флюорита или близкие к ним по качеству.

Остальной просмотренный нами флюоритовый материал отличался слабой интенсивностью флюоресценции с кратковременным послесвечением и представлял собой различные разновидности обычного плавикового шпата.

При изучении люминесцентных свойств флюорита нами наблюдалось весьма интересное явление. Если цвет люминесценции образца флюорита соответствует природной окраске минерала, то после свечения вызванного нагреванием, образец становится бесцветным. Так, например, голубоватый флюорит светился голубоватым цветом, а после окончания опыта полностью обесцветился. Аналогичная картина наблюдалась после свечения бледно-фиолетовым цветом бледно-фиолетового флюорита. Если природная окраска почти совпадала с окраской свечения, то образец после свечения приобретал более бледную окраску (образцы № 8 и 11).

В тех случаях, когда природная окраска резко отличалась от цвета люминесценции, образец принимал после опыта другую окраску; так, бесцветный образец, имевший зелено-желтое свечение, после термолюминесценции приобрел бледно-фиолетовую окраску.

Кроме того, замечено, что при повторном нагревании некоторых кристаллов продолжительность их флюоресценции падает.

В некоторых кристаллах замечается изменение окраски по мере повышения температуры нагревания: зеленое свечение кристаллов переходит в фиолетовое, фиолетовое или бледно-фиолетовое свечение переходит в темно-фиолетовое.

№ образца	Природная окраска минерала	Степень прозрачности минерала	Характеристика термолюминесценции			Окраска после опыта
			Цвет	Интенсивность	Фосфоресценция	
1	Бесцветная	Прозрачный	Бледно-фиолетовый	Очень слабая	Сильная продолжительная	Не изменилась
2	Голубая	»	Голубоватый	Средняя	То же	Бесцветная
3	Бесцветная	»	Желто-оранжевый	Слабая	»	Не изменилась
4	Голубая	»	Оранжевый	Средняя	»	Бесцветная
5	Черно-фиолетовая	Непрозрачный	Фиолетовый	Слабая	Очень слабая кратковременная	Не изменилась
6	Бесцветная	Прозрачный	Оранжевый	»	Сильная продолжительная	» »
7	Бледно-зеленая	Полупрозрачный	Голубой	Очень сильная	То же	Стала светлее
8	Бледно-зеленая	Прозрачный	Зеленый	Сильная	Слабая кратковременная	» »
9	Бледно-голубая	Прозрачный	Голубоватый	Сильная	Слабая кратковременная	Почти нет
10	Белая	Непрозрачный	Не светится	Нет	Нет	Не изменилась
11	Зеленоватая	Прозрачный	Бледно-зеленоватый	Средняя	Сильная продолжительная	Более бледная
12	Бледно-фиолетовая	Полупрозрачный	Бледно-фиолетовый	Слабая	То же	Бесцветная
13	Бесцветная	Прозрачный	Зеленый, переходящий в бледно-желтый	Сильная	Очень слабая кратковременная	Мутная серая
14	Грязновато-серая	»	То же	»	То же	Бледно-фиолетовая
15	Бледно-фиолетовая	»	Фиолетовый	»	» »	Белая
16	Бледно-фиолетовая	Непрозрачный	Зеленоватый	Очень слабая	» »	Не изменилась
17	Темно-фиолетовая	»	Фиолетовый	Средняя	» »	» »
18	Бледно-фиолетовая	»	Сиреневый	Очень слабая	Продолжительная	Фиолетовая
19	Серая	»	Фиолетовый	Средняя	Очень слабая кратковременная	Не изменилась
20	Серовато-зеленоватая	»	Бледно-фиолетовый	Сильная	Слабая кратковременная	» »
21	Бледно-фиолетовая	»	Бледно-голубой	Слабая	То же	» »
22	Белая	»	Не светится	Нет	Наблюдения не проводились	» »
23	Бледно-фиолетовая	»	Не меняется	»	То же	» »

Люминесценция кристаллов флюорита с различных месторождений под действием катодных и ультрафиолетовых лучей или под влиянием нагревания явилась, по нашему мнению, следствием возбуждения люминофоров, захваченных в процессе роста этих кристаллов. Качественный состав люминофоров определяется геохимическими условиями минералообразования, характерными для определенного генетического типа месторождений.

Изменение окраски свечения при увеличении температуры вызвано тем, что в некоторых кристаллах существует несколько люминофоров, каждый из которых дает окрашивание при определенных температурах. Исчезновение окраски кристаллов после термолюминесценции свидетельствует об изменении физико-химического состояния люминофоров.

По нашему мнению, описанные свойства флюоресценции и фосфоресценции флюорита могут иметь практическое значение.

В. А. Кормушин

НОВАЯ МИКРОТЕРМОКАМЕРА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ТОНКИХ ШЛИФАХ

Геологическая термометрия по газОВО-жидким включениям в минералах прочно входит в практику исследования минерального сырья. Для определения температуры гомогенизации включений обычно применяется микротермокамера И. П. Ермакова [1]. Однако она позволяет изучать газОВО-жидкие включения относительно больших размеров и только в макроскопически прозрачных минералах — горном хрустале, флюорите, топазе, исландском шпате и др.

ГазОВО-жидкие включения в минералах, полупрозрачных и не прозрачных в шлифах — в молочно-белом кварце, альбите, микроклине и др., — принято исследовать методом растрескивания, который неточен, и получаемые с его помощью результаты в значительной степени зависят от субъективных причин. Кроме того, метод растрескивания не применим к некоторым минералам с хорошей спайностью. Так, полевые шпаты растрескиваются с шумом не только при взрывании газОВО-жидких включений, но и при расслаивании минерала по плоскостям спайности при температурах, не совпадающих с температурой гомогенизации включений.

Описываемая нами микротермокамера для работы с поляризационным микроскопом позволяет исключить применение метода растрескивания при изучении некоторых макроскопически непрозрачных минералов.

Микротермокамера имеет форму уплощенного диска с металлическими и керамическими деталями. Общий вид и разрез микротермокамеры показаны на рис. 1 и 2.

Микротермокамера состоит из металлического основания — кольца 1 толщиной 5 мм, наружным диаметром 100 мм и внутренним диаметром 50 мм. На основании с помощью металлического фасонного кольца 2 закреплен керамический круг 3.

Фасонное кольцо прикреплено к основанию снизу четырьмя вилками. Размеры фасонного кольца: наружный диаметр 75 мм, внутренний диаметр 50 мм, высота 5 мм.

Керамический круг¹ с наружным диаметром 60 мм и высотой 4 мм имеет в центре отверстие диаметром 12 мм, которое является рабочей частью микротермокамеры. В 1 мм от стенок отверстия расположен электронагревательный элемент 4, выводы от которого выходят в торец круга.

В отверстии керамического круга на расстоянии 2,5 мм от верхнего среза на небольших выступах крепится тонкая пластинка слюды 5 с небольшим отверстием в центре, которая служит предметным столиком для исследуемого минерала.

При изучении очень мелких включений в тонких пластинках необходимо применение короткофокусных объективов с 12- и 20-кратным увели-

¹ Керамический круг изготовлялся в лабораторных условиях из смеси 60% шамота и 40% огнеупорной глины. Температура обжига 800—1000°



Рис. 1. Общий вид микротермокамеры. Уменьшено в 3 раза

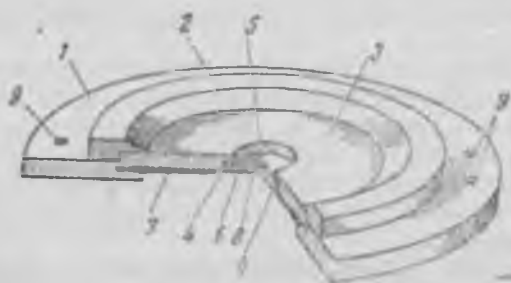


Рис. 2. Разрез микротермокамеры

чением. С этой целью слюдяная пластинка должна быть установлена на расстоянии 1 мм от верхнего среза, а диаметр центрального отверстия в керамическом круге должен быть равным 8 мм.

В отверстие слюдяной пластинки 5 вставлена жестко укрепленная термопара 8 для замера температуры нагрева исследуемого минерала. Отверстие в керамике сверху и снизу закрывается слюдяными пластинками. Нижняя слюдяная пластинка 6 крепится наглухо металлическим кольцом 7. Такая конструкция обеспечивает герметичность микротермокамеры и исключает проникновение в нее при проведении экспериментов холодного воздуха.

Выводы нагревательного сопротивления и термопары, изолированные асбестом, проходят в специально проточенных пазах между фасонным кольцом и основанием микротермокамеры и крепятся металлическими дужками.

Для крепления дужек в основании микротермокамеры имеются отверстия 9 с резьбой.

Электронагревательный элемент микротермокамеры рассчитан на напряжение 6в и силу тока 3а.

Для измерения температуры в микротермокамере установлена хромель-алюмелевая термопара в комбинации с милливольтметром МП-154 ХК, что обеспечивает определение температуры нагрева препарата до 600° с точностью 1—3°.

В течение одного эксперимента металлические детали микротермокамеры благодаря применению керамической изоляции почти не нагреваются. Во избежание порчи объективов от нагрева, особенно при использовании короткофокусных объективов, применяется охлаждение струей воздуха через изогнутую трубку (рис. 3).



Рис. 3. Приспособление для охлаждения объектива

Таким образом, составными частями установки для проведения термометрических исследований являются:

- 1) поляризационный микроскоп;
- 2) две микротермокамеры, одна из которых приспособлена для изучения включений в макроскопически непрозрачных минералах;
- 3) трансформатор 220/6 в;
- 4) милливольтметр;
- 5) реостат;
- 6) осветитель.

Существующая методика определения температур гомогенизации газовой-жидких включений [1] полностью применима к описанной микротермокамере.

Следует остановиться на препаратах, которые представляют собой пластинки толщиной от 0,5 до 2—3 мм, отполированные с обеих сторон. Изготовление пластинок тоньше 0,5 мм сопряжено с определенными трудностями.

Для изучения газовой-жидких включений в макроскопически полупрозрачных и непрозрачных минералах необходимо изготавливать пластинки тоньше 0,1 мм, вплоть до толщины обычного петрографического шлифа (0,03 мм). Нами для этой цели успешно применяются пластинки, отполированные с одной стороны. Изготавливаются такие пластинки так же, как и обычные шлифы, но они не имеют покровных стекол, а поверхность их тщательно полируется. С предметного стекла полированные пластинки снимаются с помощью растворителя канадского бальзама (спирт, бензин и др.). Отклеенные пластинки после удаления с них следов канадского бальзама можно подвергать термометрическому исследованию.

При петрографических исследованиях в шлифах обнаруживаются минералы с газовой-жидкими включениями [2], которые можно подвергнуть термометрическому изучению. Для этого осторожно при легком нагревании снимается покровное стекло, и шлиф полируется. Затем полированная пластинка снимается вышеописанным способом и исследуется в микротермокамере.

Следует избегать перегрева образцов при шлифовке и наклеивании на предметное стекло, так как это может вызвать растрескивание включений и сделать их непригодными для исследования.

Во избежание искажений в отсчете температур при подготовке микротермокамеры для проведения экспериментов необходимо следить за тем, чтобы исследуемый препарат плотно прикасался к термопаре.

Простота устройства микротермокамеры и несложность технических манипуляций при проведении экспериментов позволяют рекомендовать ее для широкого исследования газовой-жидких включений как в прозрачных, так и в некоторых макроскопически непрозрачных минералах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьк. гос. ун-та, 1950.
2. Коржипский Д. С. Жидкие включения как причина мнимой педитизации полевых шпатов. ДАН СССР, т XXIX, № 2, 1940.

УПРУГИЕ МОДУЛИ КРИСТАЛЛОВ ИСКУССТВЕННОГО КВАРЦА

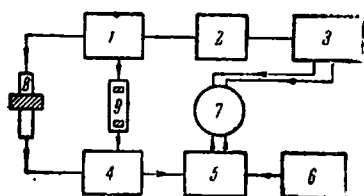
Известно [1], что упругие свойства кварца описываются тензором четвертого ранга

$$\begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & c_{14} & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{11} & c_{13} & -c_{14} & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ c_{14} & -c_{14} & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{44} & c_{14} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{14} & \frac{c_{11} - c_{12}}{2} \end{pmatrix}$$

где c_{ik} — упругие модули.

Для измерения упругих модулей c_{ik} искусственного кварца нами был выбран импульсный ультразвуковой метод, заключающийся в непосредственном измерении скоростей распространения импульсов упругих волн в кристалле в заданном кристаллографическом направлении.

Основными достоинствами этого метода являются простота измерения и возможность измерить все упругие модули кристалла на небольшом количестве образцов. Так, из шести независимых модулей кристалла кварца пять определяются непосредственно и независимо друг от друга из измерений скоростей упругих волн по трем кристаллографическим осям на одном образце, вырезанном перпендикулярно осям. Основными недостатками метода являются необходимость в довольно крупных кристаллических образцах и меньшая по сравнению с другими методами точность измерений (3—5%).



Блок-схема прибора для измерения упругих модулей

- 1 — генератор импульсов звуковой частоты; 2 — задающий генератор; 3 — генератор и усилитель развертки; 4 — широкополосный усилитель; 5 — парафазный усилитель; 6 — блок питания; 7 — осциллографический блок; 8 — измерительное устройство; 9 — сосуд с жидкостью

Для измерения упругих модулей нами использовался ультразвуковой прибор, разработанный в лаборатории ультразвуковой дефектоскопии Ленинградского электротехнического института [1].

Измерения скорости упругих волн в твердых телах производятся на этом приборе методом сравнения времени прохождения ультразвукового импульса через испытуемый образец и через столб жидкости, скорость звука в которой известна. Блок-схема прибора приведена на рисунке.

Для измерения упругих модулей кристалла импульсным ультразвуковым методом необходимо выбрать кристаллографические направления, в которых скорость звука непосредственно связана с измеряемым упругим модулем.

При распространении упругих волн в кварце в направлении оси Z^1 скорости волн связаны с упругими модулями следующими соотношениями [2]:

$$\begin{aligned} \rho v_{zz}^2 &= c_{33} \\ \rho v_{zx}^2 &= \rho v_{zy}^2 = c_{44}. \end{aligned} \quad (1)$$

Скорости волн, распространяющихся вдоль оси X , определяются по формуле [2]

$$\rho v_{xx}^2 = c_{11}. \quad (2)$$

Скорости волн, распространяющихся вдоль оси Y , определяются по формулам [2]:

$$\begin{aligned} \rho v_{yx}^2 &= c_{66} = \frac{c_{11} - c_{12}}{2} \\ c_{44} \cdot c_{66} - \rho v_{yx}^2 \cdot \rho v_{yx}^2 &= c_{14}. \end{aligned} \quad (3)$$

В соотношениях (1—3) ρ — плотность кварца, а v — скорости волн.

Первый буквенный индекс у скоростей (v) обозначает направление распространения волны, а второй — направление смещения частиц в волне.

Таким образом, измерив скорости упругих волн, распространяющихся вдоль осей X , Y , Z , можно определить пять независимых упругих модулей — c_{11} , c_{33} , c_{44} , c_{12} , c_{14} (значение модуля c_{12} вычисляется из значения модуля c_{66}).

Для определения знака модуля c_{14} и значения модуля c_{13} наиболее удобна ориентировка образца, вырезанного в плоскости YZ под углом 45° к оси Z . При этом одна из волн сдвига оказывается чистой, и ее скорость определяет величину и знак модуля c_{14} . Для этого случая известно соотношение [2]

$$2\rho v_{Nix}^2 = 2c_{14} + c_{66} + c_{44},$$

где N_i — нормали к фронту волны ($i = 1, 2, 3$).

Две другие волны не являются чистыми и из их скоростей можно определить величину, но не знак модуля c_{13} . Модули c_{12} , c_{13} , c_{23} имеют положительный знак почти у всех кристаллов, так как физически они выражают сопротивление поперечному сжатию при растяжении кристалла по одной из кристаллографических осей.

Многочисленные измерения показывают, что все кристаллы имеют положительное значение модулей c_{12} , c_{13} , c_{23} , и вопрос о знаках этих модулей не вызывает сомнения.

Для измерения упругих модулей искусственного кварца нами были приготовлены образцы из двух кристаллов, выращенных по пинаконду. Участки кристаллов, из которых приготавливались образцы, не имели трещиноватостей, проколов и газово-жидких включений. Следует отметить, что кристалл № 2 был неоднороден, имел ярко выраженное зонарное и секториальное строение и содержал значительное количество неструктурной примеси «тяжелая фаза» [3]. Кристалл № 1 был более однороден и содержал значительно меньше примеси «тяжелая фаза».

В соответствии с вышеизложенным модули c_{11} , c_{33} , c_{44} , c_{66} , c_{14} измерялись на образцах, вырезанных перпендикулярно осям X , Y и Z , модуль c_{13} — на образцах, вырезанных в плоскости YZ под углом 45° к оси Z .

¹ В работе везде используется правая система координат

Образцы были отполированы и имели размер $18 \times 32 \times 34$ мм. Измерения проводились при комнатной температуре ($20-22^\circ\text{C}$).

Результаты измерений упругих модулей искусственного кварца приведены в таблице. Для сравнения здесь же приведены значения упругих модулей естественного кварца, полученные Фогтом и Атанасовым и Хартом [4].

Из таблицы видно, что модули искусственного кварца в пределах точности измерений не отличаются от модулей естественного кварца. Небольшое расхождение в значениях модуля c_{12} по нашим данным и по данным Атанасова и Харта можно объяснить тем, что значение модуля c_{11} по нашим измерениям несколько выше, чем у Атанасова и Харта, значения же модуля c_{66} хорошо согласуются с данными вышеупомянутых исследователей.

Упругие модули кварца в $\text{дин/см}^2 \cdot 10^{10}$

Модули	Искусственный кварц		Естественный кварц	
	Кристалл № 1	Кристалл № 2	Данные Фогга	Данные Атанасова и Харта
c_{11}	87,6	88,2	85,4	86,75
c_{12}	7,8	7,3	7,26	6,87
c_{13}	11,5	12,1	14,4	11,3
c_{14}	15,8	16,4	16,9	17,96
c_{33}	106,8	106,2	106,6	105,8
c_{44}	57,5	56,4	57,1	57,86
c_{66}	39,9	40,45	39,1	39,94

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров К. С. и Носиков О. В. Прибор для определения упругих модулей кристаллов. Акустический журнал, № 2, 1956.
2. Александров К. С. Распространение упругих волн по особым направлениям в кристаллах. Диссертация. Ин-т кристаллографии АН СССР, 1957.
3. Бутузов В. П., Брятов Л. В. Исследование фазовых равновесий части системы $\text{H}_2\text{O} - \text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{CO}_3$ при высоких температурах и давлениях. Кристаллография, т. 2, № 5, 1957.
4. Кэди У. Пьезоэлектричество и его практические применения. Изд-во иностр. лит., 1949.

Ю. Н. Ануфриев, Л. Д. Яковенко

ИНТЕРЕСНЫЙ СЛУЧАЙ ОБНАРУЖЕНИЯ ГОРНОГО ХРУСТАЛЯ ПРИ ПРОХОДКЕ БУРОВОЙ СКВАЖИНЫ

При разведке хрусталеносных кварцевых жил на Урале буровой скважиной был встречен погреб с кристаллами горного хрусталя, залегающий на глубине более 100 м.

В интервале от 105,5 до 108,0 м керн состоял из жильного кварца серого цвета крупнозернистой и гигантозернистой структуры. В кварце наблюдаются небольшие пустотки, по стенкам которых располагаются мелкие кристаллики горного хрусталя.

На глубине от 108,0 до 109,5 м скважина пересекла хрусталеносный погреб. При этом буровой снаряд прошел сквозь кристаллы горного хрусталя, высверлив из них керн.

Кристаллы горного хрусталя под давлением бурового снаряда не сместились в полосе погреба благодаря тому, что стенки хрусталеносного погреба ранее были обрушены в результате залегания кварцевой жилы в глинистых породах древней коры выветривания и на месте полости образовалось скопление кристаллов горного хрусталя и обломков жильного кварца, сцементированных глинистым материалом, выполнявшим погреб, и материалом коры выветривания вмещающих пород. Кристаллы и обломки кварца обычно заклинивают друг друга, что исключает возможность существенного смещения их под давлением буровой коронки.

Поднятый керн длиной 35 см состоял из шести обломков горного хрусталя, имеющих цилиндрическую форму. Три из них показаны на рисунке.

Тщательный осмотр керна показал, что скважиной были пересечены два крупных кристалла горного хрусталя. Один из шести обломков керна принадлежит кристаллу меньшего размера. На нем сохранились части двух граней призмы $\{10\bar{1}0\}$. Цвет кристалла светло-дымчатый, он прозрачный, имеет раковистый скол.

Остальные пять обломков керна принадлежат второму, более крупному кристаллу. Разделение кристалла на отдельные обломки, по-видимому, произошло при отрыве керна. Грани кристалла на обломках не сохранились вследствие частичного истирания керна в процессе бурения. Все пять обломков получены из внутренних частей кристалла. Они бесцветны, прозрачны. Один из них несколько замутнен из-за наличия мелких залеченных трещин, а остальные содержат редкие свежие трещины.

В результате обработки буровой коронкой поверхность столбиков керна из горного хрусталя стала матовой. Скол в торцовых частях керна свежий, раковистый.

Ниже хрусталеносного погреба буровая скважина снова вошла в жильный кварц, который в лежащем боку кварцевого тела оказался примерно таким же, как и в висячем боку.

Описываемый случай прохождения буровой скважины сквозь сравнительно крупные кристаллы горного хрусталя следует считать редчайшим в буровой практике.



Керн, состоящий из обломков кристаллов горного хрусталя (справа видна сохранившаяся часть грани призмы)

О МЕТАМОРФИЗМЕ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА

Первые сообщения о метаморфизме жильного кварца сделаны Г. Н. Вертушковым [1].

Изучая кварцевые жилы Среднего и частично Южного Урала Г. Н. Вертушков пришел к выводу, что тот молочно-белый кварц, который слагает в настоящее время кварцевые жилы, первоначально был прозрачным, а молочно-белый цвет и замутненность являются результатом метаморфизма.

Автором на протяжении нескольких лет изучались хрусталеносные кварцевые жилы на Южном Урале. Полученные данные позволяют утверждать, что первично образованный жильный кварц был в значительной степени изменен последующими процессами метаморфизма.

Исследованные хрусталеносные кварцевые жилы сложены различным по структуре и цвету жильным кварцем, причем отдельные разновидности его распределены незакономерно, а переход одной разновидности в другую — постепенный. Почти в каждой жиле можно наблюдать постепенные переходы от сравнительно мелкозернистого кварца до гигантозернистого и от бесцветных прозрачных кристаллов горного хрусталя до молочно-белой разновидности жильного кварца.

Ниже дается описание трех образцов кварца. Все образцы взяты с одного и того же участка в кварцевой жиле в 0,5 м от хрусталеносного гнезда.

На рис. 1 в натуральную величину изображен обломок типичного сильно замутненного молочно-белого кварца, ограниченный со всех сто-

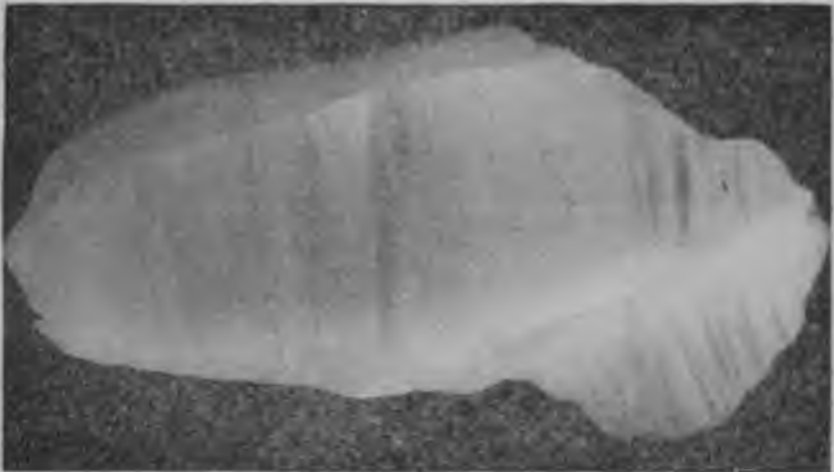


Рис. 1 Обломок типичного сильно замутненного молочно-белого кварца, ограниченный со всех сторон индукционными гранями

рон индукционными гранями. Но даже в таком сильно замутненном кварце видны очень мелкие прозрачные участки. При внимательном рассмотрении можно также заметить, что замутнение в основном приурочено к многочисленным трещинам, проходящим почти перпендикулярно удлинению образца под небольшими углами друг к другу. Более мелкие трещины имеют и другие направления.

На втором образце (рис. 2) видно, что прозрачные участки кварца имеют довольно большие размеры, а молочно-белый цвет является следствием замутненности кварца по четко выделяющимся явно вторичным трещинам. Вторичность трещин доказывается их беспорядочным расположением и пересечением друг друга. Отложение первично замутненного кварца не могло дать такой сложный рисунок замутнения. Как указывает Е. М. Лазыко [2], при росте первично замутненных кристаллов из сильно пересыщенных растворов должно иметь место постоянное соотношение между прозрачной и дефектной частью. Но такого соотношения в изучавшихся кристаллах мы не наблюдали.

Если образец, изображенный на рис. 2, еще можно считать жильным кварцем, то третий образец (рис. 3) почти неотличим от кристалла горного хрусталя. Здесь прозрачные участки занимают большую часть его, а на поверхности образца видна грань призмы $\{1010\}$ с комбинационной

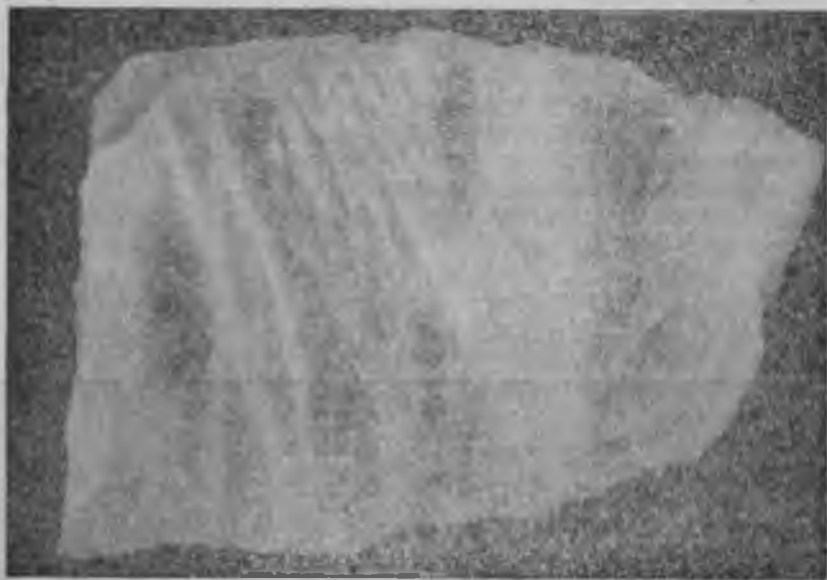


Рис. 2. Образец кварца, в котором прозрачные участки имеют довольно большие размеры, а молочно-белые участки являются результатом замутненности по вторичным трещинам

штриховкой. Замутнение кварца в данном образце также происходило за счет газово-жидких включений, располагающихся во вторичных залеженных трещинах.

На описанных образцах можно проследить, может быть, не очень постепенный (для этого потребовалось бы большое количество образцов), но все-таки довольно четкий переход первичного прозрачного кварца в молочно-белый жильный кварц.

О том, что первичный кварц сильно изменен последующими механическими и физико-химическими процессами, свидетельствуют и такие факты, как разрушенность хрусталеносных гнезд и дробление кварца, а также присутствие большого количества залеченных трещин в кристаллах горного хрусталя.

Залеченные трещины обычно концентрируются в корневой части кристаллов. Они содержат большое количество газовой-жидких включений, поэтому кварц вблизи трещин имеет молочно-белый цвет. Иногда по какой-либо залеченной трещине части кристалла бывают сдвинуты относительно друг друга. Естественно, что те процессы, которые существенным образом изменили хрусталеносные гнезда и кристаллы горного хрусталя, воздействовали и на жильный кварц.



Рис. 3. Образец кварца, почти не отличимого от горного хрусталя

Таким образом, не отрицая возможности образования первично замутненного жильного кварца, следует признать не менее вероятным образование первично прозрачного кварца, который в результате метаморфизма превращается в молочно-белый жильный кварц.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вертушков Г. Н. *Метаморфизм жильного кварца*. Тр. Свердл. горн. ин-та им. В. В. Вахрушева, вып. XXII. Госгеолтехиздат, 1955.
2. Лазько Е. М. *Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис*. Изд-во Львов. гос. ун-та, 1957.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр
Геология, поиски и разведка месторождений	
Григорьев Д. П. Генезис кварца в жилах альпийского типа на территории СССР	5
Зарянов К. Б. К вопросу о химизме щелочных гранитов и значении повышенной щелочности в гранитоидах для хрусталеобразования	17
Воронцов Н. Н., Дмитриев С. Д. О некоторых особенностях размещения пегматитов и кварцевых жил с пьезооптическими минералами в Центральном Казахстане	49
Пузанов Л. С. Проявления горного хрусталя в Верхне-Буреинском районе	57
Карякин А. Е. О влиянии вмещающих пород на минеральный состав хрусталеносных жил	73
Зырянов А. Г., Богданов Г. И. Опыт применения некоторых систем подземной разработки месторождений пьезооптического кварца	85
Минералогия и кристаллография	
Скропышев А. В. Опыт по обесцвечиванию кристаллов исландского шпата месторождений Сибирской платформы	91
Шарков А. А. Типы и минералогия хрусталеносных кварцевых жил Нагорного Дагестана	101
Искусственные кристаллы	
Аникин И. Н. Кристаллизация слюды и других тугоплавких минералов из газовой фазы	107
Евдокимова Г. В., Аникин И. Н. Некоторые морфологические особенности синтетического фторфлогопита	111
Краткие сообщения	
Шешулин Г. Н., Нифонтов Р. В. Использование свойств люминесценции и флюоресценции при поисково-разведочных работах	115
Кормушин В. А. Новая микротермокамера для исследования газовой-жидких включений в тонких шлифах	119
Плеханов А. А. Упругие модули кристаллов искусственного кварца	123
Ануфриев Ю. Н., Яковенко Л. Д. Интересный случай обнаружения горного хрусталя при проходке буровой скважины	127
Ушаковский В. Т. О метаморфизме жильного кварца	129

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
10	2 снизу	трапецедры	трапецеэдра
14	10 сверху	1010	1010
18	24 сверху	Бет-Пак-Далы	Бет-Пак-Далы
20	графа 6	0,1	0,81
37	5 сверху	арфедсонитового	арфведсонитового
51	22 снизу	Бет-Пак-	Бет-Пак-
3	5 сверху	ясьма	ясьма
8	10 сверху	оборудовались	обуривались
4	3 графа	30	3,0
109	6 сверху	2H ₂ O	2H ₂ O
124	13 сверху	ρ	ρ

Труды ВНИИП

Том IV

Выпуск 1

Редактор ОНТИ ВНИИП В. Н. Никитина

Корректор Н. И. Корецкая

Т-11278. Сдано в набор 3/V-60 г. Подписано в печать 21/IX-60 г.
 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. 8,5 п. л.+5 вкл. Уч.-изд. л. 11.
 Зак 705. Тираж 1000. Цена 7 р. 80 коп. С 1/1-1961 г. цена 78 копеек.

Отдел научно-технической информации
 Всесоюзного научно-исследовательского института
 льзооптического минерального сырья

Типография ЦБНТИ. Москва, 1-я ул. Машиностроения, д. 3.