

# ТРУДЫ

ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО  
ИНСТИТУТА  
ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Том III

Выпуск 2

МОСКВА 1960

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

# ТРУДЫ

ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО  
ИНСТИТУТА  
ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Том III

Выпуск 2

Москва—1960 г.

8.28

Редакционная коллегия

В. П. Бутузов (отв. редактор), Н. Д. Меркурьев (зам отв.  
редактора), Н. П. Ермаков, Б. Я. Меренков, Е. Я. Киевленко,  
И. Н. Анкип, Г. В. Бабанов (отв. секретарь)

А. Е. КАРЯКИН

## ВОЗРАСТ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Хрусталеносные кварцевые жилы Советского Союза имеют различный возраст — от протерозойского до альпийского.

### Хрусталеносные кварцевые жилы протерозойского возраста

Кварцевые жилы Алдана относятся Е. М. Лазько (3) к протерозою на основании следующих данных:

1. Обнаружения в грубообломочных базальных горизонтах нижнего кембрия обломков горного хрусталя и шестоватого жильного кварца, свидетельствующих о том, что хрустальная минерализация происходила в докембрийское время.

2. Расположения всех известных жил с горным хрусталем в районах проявления протерозойского тектоно-магматического цикла. За пределами внешней зоны протерозойской складчатости отсутствуют не только кварцевые месторождения, но и вообще кварцевые жилы докембрийского возраста (2). Часто встречающиеся здесь кварцевые жилы связаны с послелюрскими интрузиями и погребов с горным хрусталем не содержат.

3. Установления с помощью минералотермометрических исследований четкой картины изменения агрегатного состояния минералообразующих растворов (от газовых к жидким) и падения температур по мере удаления от наиболее молодых протерозойских интрузий, что говорит о генетической связи месторождений с этими интрузиями.

Однако среди геологов нет единого мнения о возрасте жил с горным хрусталем: образование их относят к периоду от архея (Г. Т. Кравченко, Г. П. Токмаков, М. В. Шупинский и др.) до послелюрского времени (Н. Ф. Клековкин, В. К. Лобанов, Н. К. Морозенко, Е. П. Павловский, И. В. Фролова и др.). Для однозначного решения этого вопроса необходимо провести дополнительные геологические исследования, а также определить абсолютный возраст минералов хрусталеносных гнезд и тех гранитоидных массивов, с которыми предполагается пространственная и генетическая связь алданских хрусталеносных кварцевых жил.

### Хрусталеносные кварцевые жилы каледонского возраста

В пределах Джезказган-Улутавской зоны (Центральный Казахстан), по данным С. Н. Венедиктова (1), можно выделить кварцевые жилы каледонского и варисского возраста, которые в ряде случаев трудно различить. Хрусталеносными, по существующему мнению, являются варисские жилы или древние кварцевые жилы каледонского цикла с наложенной варисской минерализацией.

О присутствии на территории кварцевых жил каледонского возраста свидетельствует наличие гальки жильного кварца в конгломератах, залегающих в основании нижне- и верхнедевонских отложений. С. Н. Венедиктов приводит ряд примеров, из которых видно, что галька жильного кварца играет существенную роль в составе базальных конгломератов, залегающих в основании нижне- и верхнедевонских отложений, иногда преобладавая над остальными типами пород (например, верхнедевонские конгломераты хребта Кыштау).

Однако, несмотря на тщательные поиски, в конгломератах ни разу не была встречена галька горного хрусталя, следовательно, в период формирования кварцевых жил каледонского возраста гнезда с кристаллами кварца, по-видимому, не образовывались. Древние кварцевые жилы тяготеют к экзо- и эндоконтактам гранитоидных интрузий каледонского возраста и локализуются вдоль зон разрывных нарушений среди эффузивов и песчаников нижнего девона. Участки их развития часто совмещаются с полями распространения хрусталеносных кварцевых жил варисского возраста. По степени метаморфизма жильного кварца они, как и все другие кварцевые жилы, резко отличаются от более молодых варисских кварцевых жил.

В районе Карабатайма в толще рассланцованных нижнедевонских эффузивов залегают согласные кварцевые жилы, которые повторяют контуры мелких складок и, кроме того, пересекаются хрусталеносными кварцевыми жилами несомненно варисского возраста.

В жильных полях среди гранодиоритов встречаются многочисленные хрусталеносные жилы, состоящие из мелкозернистого или сливного метаморфизованного кварца. В отличие от них хрусталеносные жилы имеют зональное сложение. По трещинам в кварце наблюдается наложение низкотемпературной хрустальной минерализации. Но имеются и такие зональные жилы, в которых наложенная хрустальная минерализация почти не проявилась и они остались нехрусталеносными. Все это позволило в свое время С. Н. Венедиктову предполагать, что часть жил с зональным строением образовалась при наложении более молодой, варисской минерализации на каледонские жилы с метаморфизованным кварцем.

Хрусталеносными жилами района являются варисские, залегающие в породах верхнего девона и нижнего карбона. Нередко эти жилы встречаются в породах более древнего возраста — от нижнедевонских до кембрийских включительно. Отличительная особенность варисских жил — строгая приуроченность их к разновозрастным зонам разрывных нарушений. Вследствие этого они секут как образования верхнего девона и нижнего карбона, так и все более древние породы. Поэтому о варисском возрасте кварцевых жил, залегающих в породах древнее верхнедевонских, с уверенностью можно говорить лишь в том случае, если они контролируются разломами варисского возраста.

Возрастные взаимоотношения варисских и более древних жил установлены в ряде пунктов. Кроме наложения варисской минерализации на каледонские жилы, наблюдается пересечение их хрусталеносными варисскими жилами. Для последних характерно отсутствие или слабое проявление метаморфизма в жильном кварце, который представлен в них зернистой, шестовой и друзовой разновидностями.

Для выделения различных возрастных групп жил можно воспользоваться различием в температуре образования жильного кварца, определенной методом гомогенизации включений в жильном кварце и методом растрескивания. С. Н. Венедиктовым изучено около 50 образцов кварца из жил различного возраста.

Температура, при которой начинается массовый разрыв включений в жильном кварце, для всех варисских жил колеблется в пределах 340—380°. Обычно при температуре 420—430° происходит резкое уменьшение или полное прекращение разрывов.

В каледонских жилах чаще всего наблюдается два максимума разрыва включений: верхний при температуре от 400—420° до 520—550° и нижний — при 340—370°. По данным С. Н. Венедиктова, нижний максимум совпадает с началом массового разрыва включений в кварце варисских жил и наиболее отчетливо наблюдается в древних жилах, на которые наложена варисская минерализация.

### Хрусталеносные кварцевые жилы варисского возраста

Хрусталеносные кварцевые жилы варисского возраста развиты в пределах Уральского хребта — на Приполярном, Среднем и Южном Урале.

Геологи, непосредственно занимающиеся изучением этих районов, связывают хрусталеносные кварцевые жилы Приполярного Урала с интрузиями варисского возраста. Однако многие исследователи возраст хрусталеносных жил считают более древним. Так, К. Н. Озеров пишет: «В нижнепалеозойское время метаморфические сланцы были интродуцированы гранитной и гранодиоритовой магмами, образовавшими ряд крупных, вытянутых согласно общему простиранию вмещающих пород массивов. С этими интрузиями и были связаны своим образованием многочисленные хрусталеносные кварцевые жилы» (4).

Древний возраст хрусталеносных кварцевых жил Приполярного Урала сторонниками этого взгляда определяется по следующим геологическим показателям:

- 1) пространственной связи с гранитами нижнекембрийского возраста;
- 2) боковому сжатию, действовавшему на них в таком же направлении, как и на сланцы; в результате этого они приобрели кливаж, совпадающий по ориентировке с кливажем вмещающих сланцев;
- 3) смещению и раздроблению по сбросам, секущим вмещающие породы, причем обломки кристаллов кварца встречаются в тектонической брекчии по сбрасывателю;
- 4) наличию включений сланцев кембрийского возраста;
- 5) приуроченности преимущественно к породам протерозоя и кембрия.

На основании вышеизложенного упомянутые исследователи сделали вывод, что хрусталеносные кварцевые жилы Приполярного Урала образовались позднее древнейшей тектонической фазы Урала, но раньше варисской тектонической фазы и генетически связаны с докембрийскими и кембрийскими гранитами.

Аргументы, подтверждающие варисский возраст хрусталеносных кварцевых жил, следующие:

1. В пределах Приполярного Урала хрусталеносные кварцевые жилы встречены во всех коренных породах независимо от их возраста, петрографического состава и происхождения. Хрусталеносные жилы прорезают не только все разновидности метаморфических сланцев, но также все массивы магматических пород. Не известно ни одного случая пересечения хрусталеносных и вообще кварцевых жил какой-либо дайкой изверженных пород. Исходя из этого можно сделать вывод, что хрусталеносные кварцевые жилы являются самыми молодыми образованиями Приполярного Урала.

Следует отметить, что породы метаморфической толщи Приполярного Урала (сланцы, кварциты и кварцитовые конгломераты) интенсивно дислоцированы и образуют сложную систему синклинальных и антиклинальных складок, сформировавшихся в эпоху варисского тектогенеза. Кроме того, главные массивы гранитоидов располагаются внутри варисских антиклиналей, размытых до протерозойского основания. Хрусталеносные кварцевые жилы встречаются во всех породах провинции и сконцентрированы в основном на площадях внедрения гранитоидных интрузий. Все это дает основание связывать происхождение хрусталеносных жил с гранитоидами варисского возраста.

Если образование горного хрусталя Приполярного Урала связывать с нижнекембрийскими гранитами, то невольно возникает вопрос: как объяснить появление хрусталеносных кварцевых жил в фаунистически охарактеризованных ордовикских кварцитах и в интрузиях варисского возраста?

2. Отдельные непродуктивные кварцевые жилы, залегающие в метаморфических сланцах, может быть и имеют древний возраст, но это отнюдь не исключает возможности образования хрусталеносных жил на той же площади залегания метаморфических сланцев в более позднее время в связи с послемагматической деятельностью варисских интрузий.

3. Тектонические нарушения непродуктивных кварцевых и хрусталеносных жил могли происходить одновременно с их формированием или после него, поэтому не являются доказательством древнего возраста.

4. В кристаллах кварца встречаются как включения обломков кембрийских сланцев, так и куски самых разнообразных пород, вмещающих хрусталеносные гнезда (кварцитов ордовикского возраста, а также гранитов, диабазов и т. д.).

5. Хрусталеносные кварцевые жилы залегают не только в породах протерозоя и кембрия, но и в фаунистически охарактеризованных ордовикских кварцитах и кварцитовых конгломератах, а также в гранитоидах варисского возраста. Более того, вмещающие породы могут в данном случае указывать только на нижнюю возрастную границу хрусталеносных кварцевых жил. Для доказательства верхней возрастной границы необходимо хотя бы знать конкретные массивы или породы, в которых не были зафиксированы кварцевые жилы и кристаллы кварца. Таких массивов и пород на Приполярном Урале не обнаружено.

Таким образом, нет оснований утверждать, что хрусталеносные кварцевые жилы исследованного района генетически связаны с докембрийскими и кембрийскими интрузиями. Если бы они имели древний возраст, то перспективы этого района были бы ограничены контурами протерозойских и кембрийских пород. Однако результаты исследовательских работ показали, что хрусталеносные жилы встречаются не только в породах протерозойского и кембрийского возраста, но и в других, более молодых породах. Это обстоятельство значительно расширяет перспективы района и делает целесообразным организацию исследовательских работ на всей его площади. Особенно тщательного исследования заслуживают площади, сложенные ордовикскими кварцитами и кварцитовыми конгломератами — породами, обладающими большой механической устойчивостью.

Утверждение, что хрусталеносные кварцевые жилы Урала образовались до варисской тектонической фазы, противоречит также следующим фактам.

Стенки многих хрусталеносных гнезд в жилах покрыты друзами кристаллов кварца, эпидота и других минералов. Кристаллы кварца

часто сохраняют свою первоначальную ориентировку, которая довольно точно фиксируется наличием так называемых минералогических уровней и отвесов, т. е. минеральных рубашек, как на верхних внешних, так и на верхних внутренних гранях кристаллов кварца.

Известно, что Уральский хребет в основном сформировался в результате варисских тектонических движений. Если бы хрусталеносные кварцевые жилы образовались до варисской тектонической фазы, то они должны были бы претерпеть сильнейшее механическое воздействие во время варисского складкообразования. Трудно представить, чтобы после нее в пределах Уральского хребта сохранились крупные полости с кристаллами кварца, погруженными в рыхлый хлоритовый песок, а на стенках уцелели друзы минералов с ненарушенной первоначальной ориентировкой.

Было замечено, что многие кристаллы кварца поражены трещинами. Некоторые исследователи считают, что эти трещины образовались в результате тектонического сжатия, но весьма сомнительно, чтобы кристаллы кварца, находящиеся в свободных полостях и прикрепленные к их стенкам, могли быть подвергнуты тектоническому сжатию без раздавливания этих полостей. Происхождение трещин в кристаллах кварца может быть связано с колебаниями температуры в хрусталеносном гнезде, с замерзанием и оттаиванием поверхностных вод и другими причинами.

Таким образом, геологические данные позволяют утверждать, что хрусталеносные кварцевые жилы Приполярного Урала образовались в результате постмагматической деятельности гранитных интрузий варисского возраста.

О варисском возрасте хрусталеносных жил свидетельствуют, кроме того, следующие признаки.

В хрусталеносных гнездах встречаются кристаллы горного хрусталя, дымчатого кварца и аметиста. Экспериментальными работами установлено, что дымчатая и фиолетовая окраска у кристаллов кварца исчезает при нагревании их до 300—400°. Следовательно, сохранность дымчатой и аметистовой окраски у кристаллов кварца указывает на то, что они не подвергались воздействию высоких температур и являются самыми молодыми эндогенными образованиями.

Почти все кристаллы кварца в исследованном районе содержат включения пузырьков, заполненных жидкостью и газами из минералообразующей среды. Как показывают термометрические исследования, вначале образовались призматические кристаллы кварца (в температурном интервале 300—200°), затем обелисковидные (200—150°) и, наконец, аметисты (150—60°). Поэтому есть основания утверждать, что кристаллы кварца не испытали прогревания выше 60°, так как все газожидкие включения в кристаллах аметиста взрываются при 60—150° и невосвратимо исчезают.

Сохранность первичных вакуолей в кристаллах аметиста говорит о том, что хрусталеносные гнезда не подвергались воздействию высоких температур. Это находится в противоречии с положением о древнем возрасте жил, так как трудно представить, чтобы внедрение большого количества варисских интрузий, весьма значительных по размерам, не вызвало в среде, вмещающей хрусталеносные жилы, повышения температуры выше 60°.

Таким образом, сохранность первичных газожидких включений в кристаллах кварца является показателем того, что хрусталеносные гнезда являются самыми молодыми эндогенными образованиями.

Хрусталеносные кварцевые жилы восточного склона Южного Урала пространственно и генетически связаны с гранитоидами, которые прорывают породы не только нижнего, но и среднего палеозоя (известняки нижнего карбона). Поэтому варисский возраст месторождений горного хрусталя Южного Урала ни у кого из исследователей сомнений не вызывает.

На территории Советского Союза хрусталеносные кварцевые жилы варисского возраста пользуются широким развитием. К ним относятся хрусталеносные кварцевые жилы Новой Земли, Башкирии, Мугоджар, Центрального Казахстана, Алтая и Тянь-Шаня.

### Хрусталеносные кварцевые жилы киммерийского возраста

Большинство исследователей Памира (Н. К. Морозенко, В. А. Николаев, П. П. Чуенко, М. И. Шабалкин и др.) считает, что хрусталеносные кварцевые жилы этого района генетически связаны с гранитоидными интрузиями киммерийского возраста. Генетическая связь хрусталеносных жил с гранитоидными интрузиями устанавливается по следующим признакам:

- 1) расположению хрусталеносных кварцевых жил непосредственно в интрузивных массивах;
- 2) локализации хрусталеносных кварцевых жил в экзоконтактных зонах интрузивных массивов;
- 3) совместному нахождению жил гранита, аплита и пегматита с хрусталеносными кварцевыми жилами;
- 4) наличием в некоторых хрусталеносных кварцевых жилах оторочек аплита и пегматита.

Если генетическая связь хрусталеносных кварцевых жил с гранитоидными интрузивами Памира доказана, то вопрос о их возрасте не всеми исследователями решается однозначно.

Так, М. М. Хотенок приводит ряд веских аргументов в защиту альпийского возраста хрусталеносных жил Памира. Он указывает:

1. Интрузии, с которыми генетически связываются образования хрусталеносных кварцевых жил, приурочены к антиклинальной структуре, в строении которой принимают участие также породы мезозойского возраста. Среди мезозойских образований встречены проявления горного хрусталя (в породах триаса, в вулканогенной толще пермо-триаса, в юрских песчаниках).

2. Одно из проявлений расположено вблизи Кумач-Даринской интрузии, которая прорывает красноцветную нижнемеловую толщу и имеет альпийский возраст.

3. Если предположить, что хрусталеносные кварцевые жилы образовались в эпоху киммерийской складчатости, то они должны были претерпеть все последующие проявления тектогенеза и едва ли в них сохранились бы хрусталеносные гнезда.

4. Наличие гребенчатых оторочек в кварцевых жилах, а также полостей, стенки которых покрыты кристаллами и друзами кристаллов горного хрусталя с неповрежденной первоначальной ориентировкой, свидетельствует о том, что хрусталеносные кварцевые жилы не были затронуты какой-либо складчатостью.

По мнению М. М. Хотенка, все это свидетельствует об образовании интрузивных пород и хрусталеносных кварцевых жил не в киммерийскую, а в альпийскую фазу складчатости.

Однако Н. К. Морозенко считает Ванчские и Язгулемские интрузии разновозрастными (киммерийскими) и с ними генетически связывает об-

разование хрусталеносных кварцевых жил. И. К. Никитин, сопоставляя Ванчские интрузивные породы (граниты и кварцевые диориты) с Кумач-Даринской интрузией, считает их разновозрастными, по альпийским.

### Хрусталеносные кварцевые жилы альпийского возраста

К альпийским относятся проявления горного хрусталя Кавказа (Сванетия и Дагестан). По мнению А. Л. Додина, И. Л. Лычака, В. М. Крейтера, И. С. Яговкина и др., альпийский возраст имеют также кварцевые жилы Нагольного Кряжа. Эти исследователи предполагают, что кварцевые жилы этого района образовались на сравнительно небольшой глубине вдали от магматического очага и являются эпитермальными. Формирование кварцевых жил они относят к третичному периоду на основании того, что меловые породы Донецкого Кряжа участвуют в дислокации, а третичные породы не дислоцированы. Кроме того, учитываемые ими большая мощность пород, уже смытых эрозией, и характер рудоотложения в эпитермальных условиях и открытых трещинах, говорят о более молодом возрасте оруденения и интрузий, с которыми оно связано. На это указывают также, по мнению сторонников данного взгляда, ртутные месторождения Донецкого Кряжа, составляющие как бы пояс третичных образований, тянущийся из Австрии к Туркестану через Кавказ.

К. Н. Вифанский, несколько лет работавший в Нагольном Кряже, тоже считает, что жильные гидротермальные образования этого района имеют третичный возраст. Такого же мнения о возрасте кварцевых жил Нагольного Кряжа А. П. Ослоповский и Г. Д. Овчинников.

Однако и по вопросу о возрасте кварцевых жил Нагольного Кряжа геологи, изучавшие этот район, придерживаются различных взглядов. Так, Н. И. Ильин, Е. Е. Захаров, И. И. Татанар, А. А. Якжин и др. считают, что гидротермальные жилы Нагольного Кряжа образовались в варисское время. Таким образом, если нижний предел возраста хрусталеносных кварцевых жил относительно ясен (не старше среднего отдела каменноугольной системы), то вопрос о верхней возрастной границе все еще остается дискуссионным. Для окончательного выяснения возраста кварцевых жил необходимы более детальные исследования жильных проявлений Донецкого бассейна и определение их абсолютного возраста.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Образование хрусталеносных кварцевых жил на территории Советского Союза происходило во все главные этапы тектоно-магматической деятельности: протерозойский (Алдан), каледонский (Центральный Казахстан), варисский (Уральский хребет, Новая Земля, Мугоджары, Центральный Казахстан, Алтай, Тянь-Шань), киммерийский (Памир) и альпийский (Сванетия, Дагестан, Нагольный Кряж). Широкий диапазон времени образования хрусталеносных кварцевых жил указывает на большие перспективы поисков месторождений горного хрусталя в недрах Советского Союза.

2. Все хрусталеносные кварцевые жилы Советского Союза образовались на небольших глубинах и генетически связаны с гранитными интрузивами, а пространственно — с их жильными дериватами, т. е. с дайками изверженных пород.

3. Во всех районах Советского Союза хрусталеносные кварцевые жилы являются самыми последними дифференциатами гранитного магматического очага, а следовательно, и самыми молодыми эндогенными образованиями.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Венедиктов С. Н.* Некоторые данные об источнике кремнезема в гидротермальных растворах по результатам экспериментальных исследований. Тр. ВНИИП, т. II, в. I, 1958.
  2. *Лазько Е. М.* Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд. Львов. гос. ун-та, 1956.
  3. *Лазько Е. М.* Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис (на примере изучения Алдаанских месторождений горного хрусталя). Изд. Львов. гос. ун-та, 1957.
  4. *Озеров К. Н.* и др. Курс месторождений полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1946.
-

Г. Б. МИТИЧ

## К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ АЛЯСКИТОВ АЛДАНА

Решение вопроса о возрасте аляскитов Алдана имеет принципиальное значение, поскольку с этим типом пород пространственно и генетически связаны хрусталеносные гидротермальные кварцевые жилы. Несмотря на явную очевидность такой связи, которая фиксируется почти во всех случаях, до сих пор существует несколько различных взглядов как на возраст хрусталеносных кварцевых жил, так и на генетическую связь их с определенными изверженными породами.

Наиболее распространенное мнение, которого придерживается Г. Т. Кравченко, П. П. Токмаков, Л. Е. Ушверидзе, Л. П. Чернышкова и др., основано на признании тесной генетической связи секущих аляскитовых гранитов и гранит-пегматитов с хрусталеносными кварцевыми жилами. Поскольку возраст этих гранитов считается архейским, делается вывод о соответствующем возрасте жил с горным хрусталем.

Иного взгляда придерживается Е. М. Лазько, который, отрицая архейский возраст хрусталеносных жил и признавая лишь чисто пространственную связь их с аляскитовыми гранитами и гранит-пегматитами, генетически связывает эти жилы с протерозойскими интрузиями гранодиоритов и кварцевых диоритов, поэтому, отмечая повсеместно наблюдающуюся связь хрусталеносных проявлений с гранитами, гранит-пегматитами и пегматитами, Е. М. Лазько не считает ее генетической даже «в том случае, если часть пегматитовых жил имеет протерозойский возраст» (7).

На общих рассуждениях и предположениях косвенного характера основано третье мнение — о послепюрском возрасте южно-якутских проявлений горного хрусталя, выдвинутое Н. Ф. Клековкиным, Е. П. Павловским и Н. В. Фроловой. Аналогичное мнение высказал В. К. Лобанов.

И, наконец, четвертого, еще менее обоснованного взгляда на варисский возраст этих хрусталеносных жил придерживаются Г. В. Меркулова и Г. П. Петруни.

Сравнивая разные точки зрения, можно констатировать, что первая из них достаточно хорошо объясняет наблюдающиеся взаимоотношения аляскитов и хрусталеносных образований, хотя и оставляет вопрос о их возрасте открытым. Поэтому доказательство протерозойского возраста аляскитов приобретает особенно важное значение.

Первые сведения о существовании аляскитовых гранитов на Алдане относятся к 30-м годам, когда Д. С. Коржинский выделил их как архейские образования в результате геологической съемки (1:1 000 000) в Верхне-Тимптонском районе Южной Якутии. Он установил, что в области Станового хребта «...на кристаллических сланцах и гранитах архея (алданского комплекса) трансгрессивно залегают разобщенными участками метаморфизованные осадочные породы протерозоя, причем конгломераты протерозоя содержат гальку гнейсов и гранитов архея» (4).

Подробно описав промежуточные разности между аляскистыми и другими гранитами, а также гранодиоритами и кварцевыми диоритами, как гибридные породы, представляющие собой переходную стадию в гранитизации основных кристаллических сланцев, Д. С. Коржинский сделал вывод, что «все эти разности гранитов связаны постепенными переходами, имеют общий тип проявления и, вне сомнения, представляют собой видоизменение одной и той же гранитной интрузии» (3).

Дальнейшие исследования ряда геологов, в том числе Н. В. Фроловой, на Алдане показали, что здесь устанавливаются две фазы внедрения гранитовой магмы. Результатом первой фазы явились породы типа гранодиоритов, результатом второй—граниты аляскитового типа (10). Разнофазность внедрения гранитовой магмы подтверждается также Ю. К. Дзевановским и Е. М. Лазько.

Рассматриваемый вопрос осложняется тем, что в характеристике геологического положения аляскистов среди исследователей имеются резкие расхождения.

По наблюдениям Д. С. Коржинского (3), «...характер гранитов изменчив. Преобладающей разностью являются весьма лейкократовые красные биотит- и магнетитсодержащие граниты (микроклин-пертит, кварц, олигоклаз около № 20), которые можно назвать аляскистами по ничтожно малому содержанию в них биотита (0—2% объемных). Широко развиты аляскисты, совершенно не содержащие цветного минерала. Они имеют уже субщелочной характер. Такого рода аляскисты дают переходы в диопсидовые граниты и сиениты, частью явно щелочного характера, содержащие эгирин-авгит. Нормальные пещелочные аляскисты дают переходы в биотит-амфиболовые граниты и гранодиориты».

По мнению Е. М. Лазько (5), «наиболее молодыми архейскими образованиями гранитного состава являются породы..., которые большинством алданских геологов называются аляскистыми гранитами, аляскистами или аляскитовидными гранитами. В состав этой группы входят породы весьма разнообразные как по внешнему виду, так и по условиям образования. Они слагают сравнительно мелкие тела и массивы, часто очень причудливой формы, широко распространенные на всей изученной территории и залегающие среди самых различных образований, начиная от кварцитов и кончая гранито-гнейсами. Крайне лейкократовые граниты обычно располагаются среди гранито-гнейсов и кварцитов и нередко имеют постепенные переходы к ним». В этом определении аляскистов, «согласных» в смысле постепенных переходов их в боковые породы, имеется полное сходство с характеристикой, данной Д. С. Коржинским.

Резко отличную характеристику аляскистов дает Ю. К. Дзевановский в редакционной заметке к книге Е. М. Лазько (5). Возражая автору, он приводит доводы в пользу магматической природы аляскистов, отмечая: «1) поразительно однообразный и выдерживающийся на огромном пространстве щита внешний вид и состав аляскистов, что не характерно для гранитизированных пород; 2) резкие интрузивные контакты аляскистов с вмещающими породами, в том числе и гранитизированными».

Однако в более поздней своей работе (1) Ю. К. Дзевановский констатировал, что «аляскистовые граниты при внедрении в метаморфические толщи архея ведут себя по-разному. В одних случаях они оказываются совершенно инертными по отношению к вмещающим породам и иногда даже содержат ксенолиты последних без каких-либо намеков на ассимиляцию их вещества. В других случаях, они, напротив, ассимилируют вмещающие породы, превращаясь в биотит-амфиболовые, амфиболо-

вые, пироксеновые и другие разновидности, не отличимые от близких им по составу гранитов первой фазы внедрения».

Столь разительные расхождения в характеристике аляскитов (даже у одних и тех же исследователей) позволили Ю. К. Дзевановскому поставить под сомнение и приведенное выше описание Д. С. Коржинского, поскольку аляскиты по времени образования являются несомненно породами более поздними, чем красные биотит-амфиболовые граниты, о чем свидетельствуют факты прорывания первыми вторых и резкие контакты между ними.

Возникает вопрос: каковы причины столь значительных расхождений в характеристике аляскитов Алдана? Главная объективная причина заключается в трудности полевого разделения «согласных» и секущих форм аляскитовых гранитов, весьма похожих или совершенно не различимых по внешнему виду в сходных геологических условиях архейского комплекса пород.

При сопоставлении различных точек зрения нетрудно заметить, что расхождения во взглядах основаны на явном недоразумении, которое началось с отнесения секущих аляскитов к архейским («согласным»), выделенным и доказанным Д. С. Коржинским. После этого термин «аляскитовый» стал приобретать собирательное значение для двух различных возрастных групп лейкократовых докембрийских гранитов Алдана. Разновозрастность «согласной» и секущей форм аляскитовых гранитов не получила должного объяснения из-за отсутствия доказательств.

Хотя проводимые исследования подтверждали как ту, так и другую форму аляскитов, расхождений в широко распространенном укоренившемся взгляде на архейский возраст всех аляскитов Алдана не было. Наиболее определенно по этому поводу высказывался Б. М. Лазыко, который объединил в один архейский комплекс две подгруппы кислых пород, соответствующих «синтектоническому» и «позднетектоническому» проявлению интрузии и генетически тесно связанных как между собой, так и с группой магматитов и фельдшпатизированных образований (5).

Между тем, для определения возраста секущих аляскитов на Алдане как архейского недостаточно широко известного факта трансгрессивного палеогения на них нижнекембрийских отложений. В действительности, это позволяет подойти к установлению их возраста лишь в первом приближении — как докембрийского. Исключение составляют «согласные» аляскиты, архейский возраст которых доказан Д. С. Коржинским.

Р. О. Дэли (2), уделивший много внимания структурным различиям между древними согласными и более поздними секущими докембрийскими гранитами, подчеркивает эту разницу, указывая на структурный контраст между «лаврентьевским» и «альгоманским» типами графитовых тел. Значение выделенных типов интрузий выходит далеко за пределы Канадского щита и может быть вполне оценено также в условиях Алданского щита.

Исследования, проведенные в 1945 г. в междуречье Алдана и Олекмы, подтвердили наличие второго возрастного типа секущих гранитов, позволив нам впервые на Алданском щите выделить и доказать существование протерозойского комплекса разнообразных изверженных пород — от основных до кислых и выяснить возрастную позицию красных аляскитовых гранитов во второй фазе протерозойского тектоно-магматического цикла (8). Нами было установлено, что эти граниты и их апофизы секут все протерозойские образования, в том числе интрузивно-роговообманковых диоритов и серых биотитовых гранитов, причем и интрузивные контакты аляскитовых гранитов с верхнечугинской свитой доста-

точно четко указывают на их протерозойский возраст. Таким образом среди докембрийских аляскитовых гранитов Алданского массива были выделены протерозойские аляскитовые граниты. Однако этот факт не получил достаточного признания, так как В. К. Лобанов и другие исследователи (9) отрицали наличие верхнечугунской свиты в целом. Между тем, дальнейшие более детальные исследования, проведенные Е. М. Лазько (6), полностью подтвердили наши доказательства существования верхнечугунской свиты, относящейся к нижнему протерозою.

Таким образом, рассматриваемый в настоящей статье вопрос находится в тесной связи с решением проблемы протерозойских отложений Алдана.

Для более правильного и всестороннего понимания возрастного различия «согласных» и секущих аляскитовых гранитов на Алдане, необходимо сопоставить геологические условия их нахождения, формы и характер залегания, взаимоотношения с вмещающими породами.

«Согласные» аляскитовые граниты тесно связаны с формацией архейских гранито-гнейсов как в пространственном, так и в генетическом отношении. Формацию гранито-гнейсов, широко и почти повсеместно развитую в пределах Южно-Якутского района, следует отнести к наиболее древним образованиям глубинного происхождения, если не считать проблематических пород основного состава, которые могут быть включены в группу магнезиально-железистых кристаллических сланцев, интрузивных гранито-гнейсами.

В пределах этой формации, кроме биотитовых, амфиболовых, пироксеновых и других гранито-гнейсов и гранитов, нередко отмечаются участки более массивных, преимущественно лейкократовых гранитов аляскитовидного облика, связанных с гранито-гнейсами и нормальными гранитами обычно незаметными, часто неуловимыми переходами, которые не могут фиксироваться на геологических картах. Гранито-гнейсы тесно ассоциируются с биотитовыми, амфиболовыми, пироксеновыми, силлиманитовыми, гранатовыми, кордиеритовыми, магнетитовыми и другими гнейсами, которые, в свою очередь, переходят в кристаллические сланцы соответствующего состава с более повышенным суммарным содержанием перечисленных минералов.

Наличие серии переходных гнейсов и мигматитов позволяет наметить пределы гранитизации пород осадочно-метаморфического комплекса. Краевые зоны гранито-гнейсовых массивов носят преимущественно смешанный, контаминированный характер с неравномерным распределением параллельных полос или неправильных скоплений темноцветных минералов, свойственных боковым породам. Внутренние части краевых зон гораздо более однородны и нередко приближаются к обычным или даже лейкократовым (по Д. С. Коржинскому — аляскитовым) гранитам.

Согласная полосчатая текстура гранито-гнейсов, наиболее хорошо выраженная в приконтактных зонах, во внутренних частях формации становится менее заметной вследствие общего уменьшения количества таблитчатых выделений темноцветных минералов. В таких местах специфическая связь гранитов с вмещающими породами обычно теряется, так как между ними существует серия неясных переходов через гранито-гнейсы и гнейсовидные породы гибридного характера гранитоидного состава, включая гранодиориты.

Здесь часто наблюдается смена участков с различными кристаллобластическими структурами. Наиболее характерным является беспорядочное чередование гетеробластических и гранобластических структур, широко развитых в более лейкократовых участках, почти лишенных темноцветных минералов. Гораздо более редки ленидо- и нематобла-

стические структуры, характерные для краевых зон с обилием темноцветных составляющих. Все это представляет собой довольно пеструю картину гранитизированных пород, входящих в формацию гранито-гнейсов с относительно мелкими, но многочисленными расплывчатыми ядрами лейкократовых (аляскитовых) гранитов, которые часто имеют постепенные переходы как в лейкократовые гранито-гнейсы, так и в гранитоидные породы переменного состава.

С этой точки зрения «согласные» аляскистовые граниты можно рассматривать как фаціальную разновидность, обязанную своим происхождением конечной стадии гранитизации архейских осадочно-метаморфических пород.

Аляскистовые секущие граниты распространены широко, но неравномерно. Они характеризуются сравнительно небольшими размерами массивов, многочисленные выходы которых имеют более или менее правильные изометрические очертания и занимают резко секущее положение среди вмещающих пород, что отличает их от «согласных» гранитов, входящих в формацию гранито-гнейсов, и служит подтверждением типично интрузивного происхождения. Выходы секущих гранитов имеют ясно выраженную тенденцию к групповому развитию, что и обуславливает их неравномерное распространение.

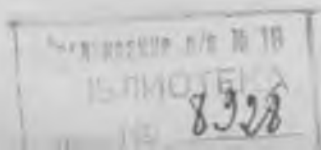
Секущие аляскистовые граниты группируются в виде малых интрузий в очаги, сопровождаясь обычно более крупнокристаллическими гранит-пегматитами аналогичного состава. Очень часто им сопутствуют многочисленные кварцевые жилы с признаками хрусталеносности. Повсеместная пространственная близость гидротермальных кварцевых жил и гранит-пегматитов с аляскистами показывает вполне закономерный характер этой связи, в основе которой лежат общие структурно-генетические причины. Наиболее достоверно, что размещению малых интрузий, сгруппированных в пределах жильных полей среди кварцитов, способствовала структурная обстановка, явившаяся благоприятной также и для формирования кварцево-жильных тел в последующую стадию гидротермальной деятельности.

Известные признаки сходства и различия рассматриваемых групп гранитов сведены в таблицу, из которой видно, что описываемые группы гранитов, имеют гораздо больше различий, чем сходства. И это не случайно, поскольку условия, способ и время формирования, т. е. история становления их, были различными.

Приведенные в таблице признаки различия (в частности 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9) свидетельствуют, с одной стороны, о широко протекавшей инфильтрационно-метасоматической гранитизации осадочно-метаморфических пород с образованием формации гранито-гнейсов, а с другой — об интрузивно-магматическом происхождении секущих аляскистовых гранитов. Действительно, различия между ними настолько велики, что это вызывает сомнения в общности истории формирования и заставляет предполагать о большом разрыве во времени их образования.

Взаимоотношения с вмещающими породами секущих аляскистовых гранитов и «согласных» гранитов того же облика различны.

Секущие аляскистовые граниты в отличие от «согласных» распространены во всех докембрийских образованиях Алданского щита и пересекают как архейскую формацию гранито-гнейсов, так и выделенные нами ранее (8) протерозойские вулканогенно-осадочные отложения верхнечугунской свиты. Поэтому при обосновании протерозойского возраста секущих аляскистов в тех районах Алданского щита, где протерозойские отложения отсутствуют, указание о распространении их в бассейне верхнего течения р. Чуга имеет решающее значение.



Главные признаки сходства и различия архейских лейкократовых гранито-гнейсов и гранитов и докембрийских аляскитовых гранитов

Признак сходства	Лейкократовые (аляскитовые) граниты и гранито-гнейсы	Секущие аляскитовые граниты
Общий валовой минералогический состав	Главные минералы: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, биотит Акцессорные минералы: рудный, циркон, апатит	Главные минералы: калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклаз, биотит Акцессорные минералы: рудный, апатит, циркон
Признаки различия	Гранито-гнейсы	Граниты
1. Количественные соотношения минералов  2. Состав плагиноклазов  3. Альбитизация  4. Текстура  5. Структура  6. Идиоморфизм  7. Форма зерен акцессорных минералов  8. Форма и размеры главных тел на выходах  9. Мигматизация и ее масштабы  10. Ксенолиты  11. Послемагматические проявления гидротермальной деятельности	а) Калиевый полевой шпат и плагиоклаз находятся приблизительно в равных количествах б) Количество биотита колеблется в широких пределах (от 0—3 до 12—15%, при среднем содержании около 5—6%) с соответствующим уменьшением количества кварца, калиевого полевого шпата и увеличением количества плагиноклаза и его основности  № 25—38  Обнаруживается сравнительно редко  От параллельно-полосчатой, гнейсовой до гранобластовой  Неравномернозернистая, гетеробластическая, порфирокластическая  Не характерен  Преимущественно округлые  Пластовые согласные, больших размеров (площадь в несколько сотен квадратных километров)  Весьма характерна, имеет глубокое проникновение и очень широкое распространение  Встречается в значительных количествах на больших площадях  Не зафиксированы	а) Калиевый полевой шпат преобладает над плагиноклазом  б) Количество биотита остается более постоянным (в среднем около 3—5%)  № 18—24  Распространена очень широко  От массивной до гранобластовой  Равномернозернистая, гипидиоморфнозернистая  Обычно хорошо выражен  Часто идиоморфные  Секущие штоки площадью менее 25 км <sup>2</sup>  Развита спорадически на сравнительно узких контактах  Являются редкостью  Имеют широкое распространение в виде хрустальных кварцевых жил

## ЛИТЕРАТУРА

1. Дзевановский Ю. К. Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист О—51 (Алдан). Госгеолтехиздат, 1958.
  2. Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. Объед. научно-техн. изд-во. 1936.
  3. Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИГРИ, в. 86, 1936.
  4. Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. 1, 1939.
  5. Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд-во Львов. гос. ун-та, 1956.
  6. Лазько Е. М. Новые данные о протерозойских отложениях западной части Алданского кристаллического массива. Уч. зап. Львов. гос. ун-та, сер. геол., т. XXXI, в. 7, 1954.
  7. Лазько Е. М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис. Изд-во Львов. гос. ун-та, 1957.
  8. Митич Г. Б. Новые данные по геологии юго-западной части Алданского кристаллического массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.
  9. Сумин И. В. О распространении протерозоя в западной части Алданского щита. Тр. Лаборатории геологии докембрия, в. 2, 1953.
  10. Фролова Н. В. Архейская магматическая деятельность в пределах Алданского массива. Тр. Алданской геол.-развед. эксп. треста Сибгеолнеруд, в. 2, 1945.
-

Л. П. ЧЕРНЫШКОВА

## РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО КВАРЦА, СВЯЗАННЫЕ С ПЕГМАТИТАМИ

Россыпные месторождения пьезооптического кварца образуются в экзогенных условиях при разрушении пегматитов особого типа, которые получили название миаролитовых (5), занорышевых (6), камерных (1), полостных (2). Несмотря на различие в терминологии, во всех случаях имеются в виду пегматиты, содержащие гнезда и погребка с кристаллами мориона, дымчатого и частью бесцветного кварца, топаза и других минералов.

Известны россыпные месторождения пьезооптического кварца мезозойского, третичного и четвертичного возраста, расположенные в областях широкого развития коры выветривания. По условиям образования среди них выделяются остаточные (элювиальные) месторождения коры выветривания, элювиально-делювиальные и делювиально-аллювиальные месторождения, залегающие в базальных горизонтах осадочных толщ. Обычно они пространственно тесно связаны между собой.

В качестве примера можно привести россыпные месторождения пьезооптического кварца Украины.

Источником россыпных месторождений здесь являются занорышевые пегматиты (6), которые представляют собой внутриинтрузивные образования и расположены среди магернских рапакививидных гранитов. Эти пегматиты обладают концентрическим зональным строением и хорошо развитыми внутренними зонами, в которых выделяются мощные обособления полевого шпата, кварца и так называемые занорыши, заполненные кристаллами мориона, топаза, рыхлой массой, состоящей из серпичита, каолинита, гидрослюд и др.

В каждом крупном пегматитовом теле находится один или несколько крупных занорышей и ряд мелких, сопутствующих им (рис. 1). Наличие крупных занорышей и своеобразная морфология являются отличительными чертами бескорневых топазо-морионовых пегматитов.

Последние располагаются в гранитоидах вдоль контакта с основными породами плутона отдельными группами, образуя «кусты» и «цепочки», вытянутые в субмеридиональном и частично в субширотном направлении, что, по-видимому, обусловлено прототектоникой плутона.

Приблизительно такое же расположение имеют и россыпные месторождения, тесно связанные с пегматитовыми телами или их остатками («корешками»).

Пегматитовые тела в большей части района сильно каолинизированы. Можно предполагать, что они подвергались изменению неоднократно: сначала выборочно при воздействии пневматолитовых и гидротермальных процессов (особенно во внутренних частях), а затем при площадном развитии каолиновой коры выветривания, охватившем все горные породы района.

Горизонтальная проекция

Вертикальная проекция

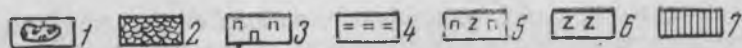


Рис. 1. Формы пегматитовых тел

1 — занорыши с кристаллами кварца; 2 — блоковый кварц; 3 — крупноблоковый полевоы шпат; 4 — слюда; 5 — пегматит разных структурных разновидностей; 6 — пегматит пегматоидного строения; 7 — пегматит письменной структуры

В местах залегания пегматитов часто наблюдается более мощная каолинизация вмещающих гранитондов вследствие наложения экзогенной каолинизации на эндогенную. Возможно, это же является причиной появления концентрических околопегматитовых зон изменения гранитов, характеризующихся чередованием каолинизированных и массивных пород повышенной крепости, которые образуют своеобразные «пороги». Эта особенность распространения каолинизации, более интенсивной и глубокой вблизи пегматитовых тел, позволяет выделить в подземном рельефе депрессионные понижения — воронки и желоба каолиновой коры выветривания неправильно-изометричной и вытянутой формы. Вытянутость их совпадает с направлением пересекающихся зон концентрации пегматитовых тел, и структура поля вторичных месторождений в схеме приближенно напоминает шахматный рисунок.

Остаточные месторождения пьезооптического кварца формировались одновременно с образованием каолиновой коры выветривания, так как при этом пегматитовые тела разрушались, и минералы в них испытывали некоторое перемещение. Устойчивые к процессам выветривания кварц, топаз и некоторые другие минералы из одного или нескольких занорышей образовывали при этом концентрированные скопления среди каолинизированного полевого шпата.

Когда такой элювий пегматита, содержащий разрушенные занорыши с кристаллами пьезооптического кварца, попадал в область денудационного среза, кристаллы кварца разносились по поверхности каолиновой коры выветривания, образуя россыпи, захороненные в нижнем слое осадочных пород. Наиболее часто встречаются россыпи, залегающие на «корешках» пегматитовых тел, в которых денудационный срез прошел через центральную или прикорневую часть занорыша. При более низком положении денудационного среза относительно занорыша, т. е. к моменту полного разрушения пегматитового тела, кристаллы кварца не только рассеиваются и измельчаются, что россыпь теряет свое значение.

Таким образом, положение денудационного среза по отношению к занорышу пегматитового тела влияет на форму россыпи, ее размеры, а также степень концентрации кристаллов и определяет ценность россыпи. Чем ниже занорыша опустилась денудационная поверхность, тем больше площадь ореола рассеяния и тем меньше концентрация кристаллов в нем.

При максимальной концентрации кристаллы и обломки кварцевых пород лежат сплошным слоем. От центра к краям россыпи концентрация кристаллов довольно резко понижается (рис. 2). Иногда россыпь имеет несколько центров концентрации и сложное строение с чередованием пустых и продуктивных участков.

Сложные по строению крупные россыпи часто бывают смешанными, т. е. образовавшимися при разрушении нескольких пегматитовых тел, ореолы рассеяния которых накладываются друг на друга. Внешняя часть россыпей характеризуется наличием аксессуарных минералов, которые находятся в пегматитах в виде мелких зерен и при переходе в россыпь попадают в состав шлиха.

В шлихах из продуктивного слоя россыпи и ее ореола рассеяния присутствуют кварц, полевой шпат, циркон, ильменит, магнетит, титаномагнетит, рутил, анатаз, топаз, биотит, флюорит, турмалин, апатит, ортит, колумбит, ксенотим, торит, касситерит, лейкоксен, дистен, силлиманит, андалузит, пирит, молибденит, лимонит, гранат, шпинель, сфен, ставролит, амфибол, циннвальдит, мусковит, эпидот, пироксен, гематит, фенакит, циртолит, лепидолит, кукент и др.

Следует отметить, что флюорит, молибденит, зеленые литийсодержащие слюды типичны для пегматитовых тел и россыпей северной части района, а в пегматитах и россыпях южной части они уступают место полихромному топазу, золотисто-белым и сиренево-белым литиевым слюдам и др.

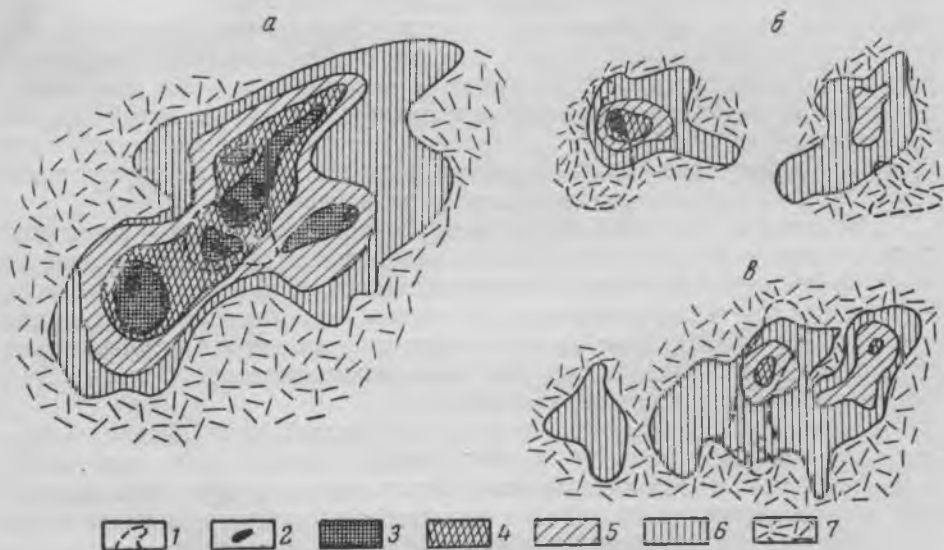


Рис. 2. Морфология россыпей (план)

1 — контур пегматитового тела; 2—6 — разная концентрация мориона, убывающая к краям россыпи; 7 — обедненный ореол россыпи

Кристаллы пьезооптического кварца из россыпей часто имеют правильную ограненную форму. На них обычно развиты грани ромбоэдра и призмы, а также регенерационные формы мозаичного кварца многоглавого роста; некоторые крупные кристаллы имеют вид бесформенных глыб и достигают больших размеров (4).

Если в остаточных месторождениях кристаллы кварца располагаются обычно среди нацело каолинизированного полевого шпата, то в переотложенных россыпях они могут находиться в кремнистых песках и глинах верхнего мела, в белых сахаровидных и пестрых каолинистых полтавских песках, в углесодержащих голубых супесях, глинах и серых грубозернистых песках миоцена, в каолиновых и бейделлитовых глинах сарматского яруса, в косослоистых слабо сортированных четвертичных песках с остатками среднечетвертичной фауны. Практически вмещением россыпей может служить любая порода при условии, что она граничит непосредственно с элювием пегматита и образовалась при слабом размыве и спокойном осадкообразовании в аккумулятивной области хотя бы местного значения, так как в области сноса кристаллы были бы рассеяны.

Подобное рассеяние кристаллов происходило, по-видимому, при абразионной деятельности верхнемелового моря, так как в основании верхнемеловых отложений повсюду встречается окатанная галька серого и черного кварца, иногда сцементированная кремнистым веществом, но никогда не образующая больших скоплений пьезокварца. Лишь в прибрежных участках верхнемелового моря, где накапливались пестрые глины и вторичные каолины (в аккумулятивных участках местного

значения), иногда встречаются слабо рассеянные россыпи кристаллов пьезооптического кварца. В основании меловых отложений залегает небольшая часть россыпей, так как эти отложения сохранились лишь в виде небольших участков, являющихся реликтами верхнемелового рельефа в третичных долинах.

Очень редко кристаллы пьезооптического кварца встречаются и среди тех мало распространенных в районе вторичных каолинов, возраст которых обычно обозначается индексом Mz—Pg и считается проблематичным (3).

Большая часть россыпей пьезооптического кварца приурочена к аккумулятивным участкам третичного рельефа. Неравномерно размытые третичные отложения широко распространены в центральной и южной частях района.

Встреченные здесь россыпи залегают в базальном горизонте верхнепалеогеновых и неогеновых отложений, в основании песков прибрежно-морского и золотого происхождения и в угленосных песчано-глинистых породах, отложившихся в дельтах древних рек. Долины этих рек сформировались при отступании береговой линии моря в третичное время, но некоторые из них унаследовали черты верхнемелового рельефа.

Россыпи центральной части района расположены в основном в придонной части крупной разветвленной древней долины, почти не выраженной в современном рельефе и протягивающейся с севера на юг вблизи и вдоль контакта гранитного массива с основными породами. Здесь долиной вскрыты многочисленные пегматитовые тела, вблизи которых каолинизация распространилась наиболее глубоко, т. е. наблюдается пространственное совпадение эрозионной ложбины с зоной концентрации и глубокой каолинизации пегматитовых тел. Известно также наличие россыпей в основании вязких глин бейделлитового состава, отложившихся в сероводородных засоленных бассейнах (лагунах, озерах), существовавших длительное время после отступления моря в неогене.

Россыпи пьезооптического кварца, связанные с четвертичными отложениями, сравнительно редки несмотря на то, что четвертичные покровные суглинки с подстилающими и покрывающими их песками имеют почти сплошное площадное распространение. Эти отложения водно-ледникового, делювиального и частью золотого происхождения залегают непосредственно на кристаллических породах верхнего протерозоя и их коре выветривания, на меловых и третичных осадочных породах, прерываясь лишь изредка на водоразделах вблизи редких обнажений коренных пород и по долинам рек, где они уступают место аллювию.

Были найдены россыпи кристаллов пьезооптического кварца в среднечетвертичном аллювии, возраст которого определен благодаря сохранившимся здесь костям мамонта, носорога, северного оленя и другой фауны. Такие россыпи образуются при пересечении занорышей пегматитовых тел современными речными долинами и сохраняются при условии незначительного переноса кристаллов.

Вне пределов речных долин и их террас россыпи четвертичного возраста обычно не образуются. Кристаллы пьезооптического кварца в условиях физического выветривания недолговечны и при переходе из каолиновой коры выветривания во вторичное залегание в области сноса быстро разрушаются. Известны случаи сохранения кристаллов лишь в пределах контуров разрушенного пегматитового тела и отсутствия их в слое покрывающих осадочных пород.

Когда современные реки используют для водотока реликты третичных и меловых долин, перемывая их отложения и одновременно эроди-

рую кору выветривания кристаллических пород, россыпи различного возраста могут пространственно совмещаться. При этом иногда создается неправильное представление о времени образования россыпи, так как размыв коры выветривания, в результате которого обнажается занорыш, мог произойти не одновременно с отложением покрывающих его осадочных пород.

Таким образом, некоторые россыпи, образуясь за счет разрушения одного и того же пегматитового тела, залегают в разновозрастных слоях осадочных пород (рис. 3).

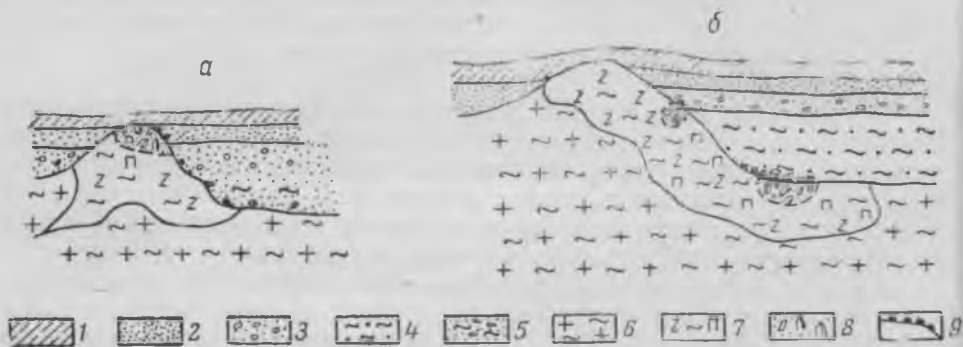


Рис. 3. Схема расположения разновозрастных россыпей (разрез)

1 — четвертичные покровные суглинки; 2 — неогеновые песчано-глинистые отложения; 3 — полтавские пески и переотложенные меловые кремни; 4 — каолиновые породы проблематичного возраста; 5 — линзы каолина в песке; 6 — гранит каолинизированный; 7 — пегматит каолинизированный; 8 — обломки и кристаллы кварца в элювии; 9 — перемещенные обломки и кристаллы кварца в россыпи

Исходя из вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1. Россыпные месторождения пьезооптического кварца формируются на месте залегания занорышевых пегматитов по мере разрушения последних и подразделяются на три группы:

- остаточные месторождения каолиновой коры выветривания (элювиальные);
- месторождения смешанного типа (элювиально-делювиальные);
- месторождения в базальных горизонтах осадочных толщ (делювиальные и аллювиальные).

2. Благоприятные условия для образования и сохранения россыпей пьезооптического кварца создаются при интенсивной каолинизации горных пород, вмещающих занорыши, и при дальнейшем слабом размыве их застойными водами в аккумулятивных формах рельефа.

3. Концентрация пьезооптического кварца в россыпях и ценность последних определяются:

- продуктивностью занорышей в пегматитах;
- положением денудационного среза относительно занорыша или его элювиального развала;
- степенью сохранности кристаллов пьезооптического кварца.

4. Конфигурация россыпей зависит от формы и размеров занорышевых пегматитовых тел, от глубины эрозийного среза относительно занорыша, формы денудационной поверхности и от генетического типа россыпи.

5. Распространение вторичных месторождений пьезооптического кварца ограничивается площадями залегания занорышевых пегматитов и развития каолиновой коры выветривания.

6. Сохранение россыпей пьезооптического кварца возможно в течение нескольких геологических периодов (мелового, третичного и четвертичного) при условии их захоронения в толще осадочных пород или каолинов, предохраняющих кристаллы от физического повреждения.

7. При поисках вторичных месторождений пьезокварца практическое значение может иметь изучение структуры пегматитового поля, депрессионных понижений каолиновой коры выветривания и реставрации форм третичного рельефа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни. Тр. ВНИИП, т. 1, в. 1, 1957.
2. Захарченко А. И., Венедиктов С. Н., Сэколов Я. Н. Особенности характера и генезиса пегматитов с кристаллами пьезооптического кварца. Советская геология, № 8, 1958.
3. Луцицкий В. И., Лебедев П. И. Петрография Украины. Изд-во АН СССР, 1934.
4. Осадчев Б. Я. Гигантский кристалл кварца с Волыни. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 75, в. 3, 1946.
5. Ферсман А. Е. Пегматиты, их научное и практическое значение. Гранитные пегматиты, т. 1. Изд-во АН СССР, 1932, 1940.
6. Чернышкова Л. П. Геологические особенности пегматитов Волыни, их морфология и внутреннее строение. Тр. ВНИИП, т. 1, в. 1, 1957.

В. Ю. ЭШКИН

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА И МИНЕРАЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРНОГО ХРУСТАЛЯ В МРАМОРАХ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Изученное проявление горного хрусталя заметно отличается от других месторождений как на территории Приполярного Урала, так и других районов Советского Союза. Это отличие определяется прежде всего тем, что скопления горного хрусталя здесь приурочены к мраморам, являющимся, на первый взгляд, крайне неблагоприятными породами для их образования.

Мраморы представляют собой белые и серые среднезернистые породы массивной, редко полосчатой текстуры, состоящие из изометрических зерен кальцита и редких ромбоэдрических зерен доломита. Около хрусталеносных жил и зон дробления мраморы сильно окварцованы и доломитизированы, т. е. подвергались самому обычному и наиболее широко распространенному процессу гидротермального изменения карбонатных пород (4, 6).

Мраморы залегают в виде линзы среди кристаллических сланцев, в состав которых входят кварц, серицит, хлорит, эпидот и другие минералы. Вся толща пород в центральной части месторождения прорвана интрузией гранодиоритов.

Образование хрусталеносных тел происходило в два этапа, отличающихся друг от друга характером трещинной тектоники, минерализацией и степенью гидротермального изменения мраморов.

С первым этапом связано развитие отдельных линзовидных или рубцовых кварцевых жил.

Во второй этап образовались зоны дробления, расположенные как на продолжении кварцевых жил по простиранию и по падению (рис. 1), так и в стороне от них. В последнем случае свободные пространства зон дробления выполняются жильным материалом, в результате чего образуются сложные ветвящиеся тела. Распространение жильных зон на глубину находится в прямой зависимости от интенсивности трещиноватости.

Обычно в каждой из зон дробления преобладает та или иная система трещин, определяющая общую ориентировку зоны в пространстве. Остальные системы сопряженных трещин резко усложняют конфигурацию зоны и способствуют большему дроблению пород (рис. 2). С глубиной зона дробления переходит в серию разобщенных трещин.

В зонах дробления доломитизация и окварцевание мраморов более интенсивные, чем около кварцевых жил. Химические анализы гидротермально измененных пород показали содержание  $MgO$  около кварцевых жил до 7—8%; в зонах дробления количество  $MgO$  повышается до 20%,  $SiO_2$  — до 20—30%, в то время как в неизмененных породах количество  $MgO$  не превышает 1%, а  $SiO_2$  2—3%.

Показатели преломления доломита, определенные иммерсионным методом, имеют следующие значения:  $N_m = 1,698 — 1,700$  и  $N_p' =$

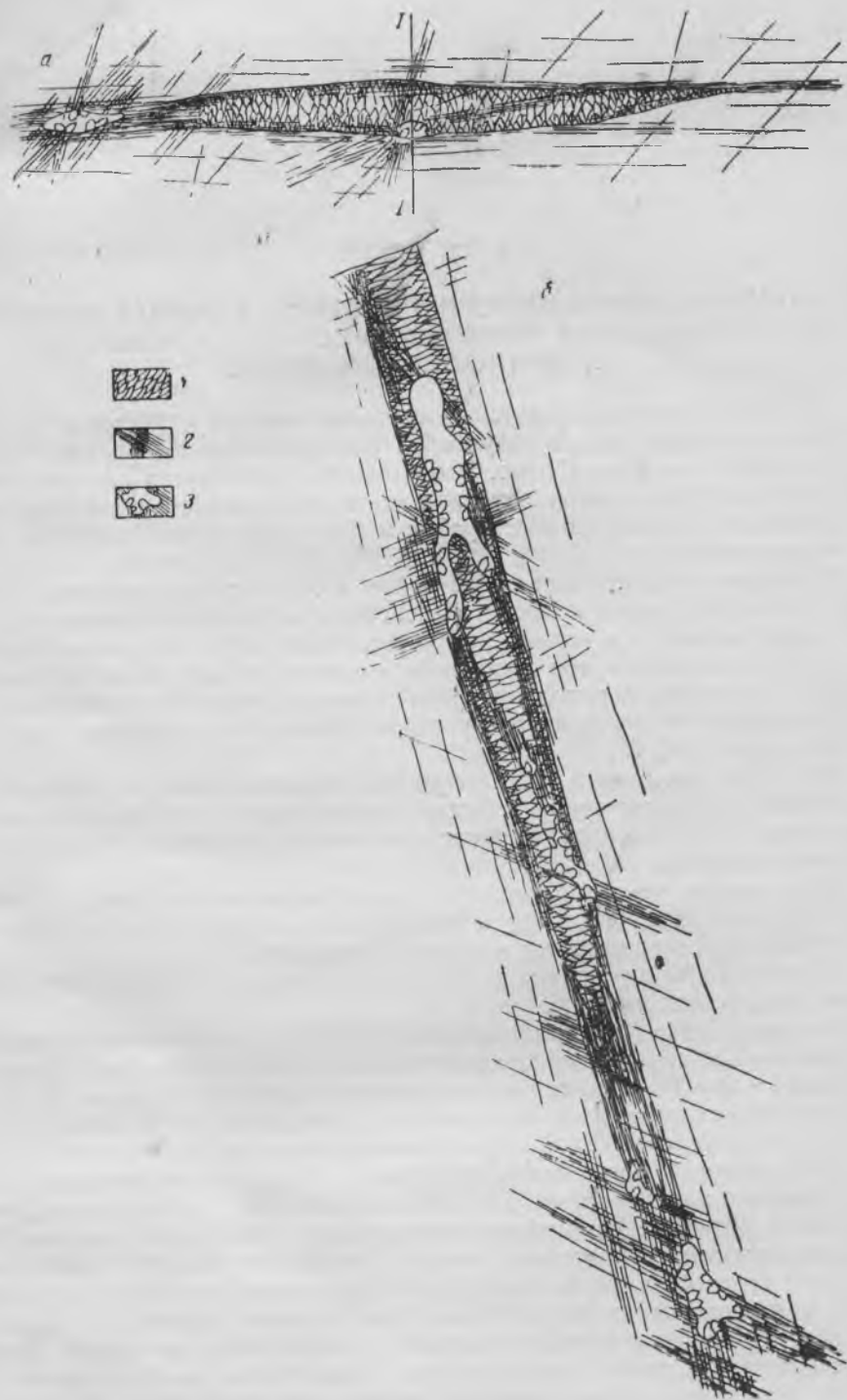


Рис. 1. Схематический план жилы в мраморах (а) и разрез по линии I—I (б)

1 — кварц 1-й генерации; 2 — трещины второго этапа минерализации;  
3 — хрусталесошные гнезда наложенного типа

1,600—1,602, что, по мнению В. Б. Татарского (8), указывает на несколько повышенное содержание железа в минерале (около 10—12%  $\text{FeCO}_3$ ). При окислении последнего в экзогенных условиях образуются гидроокислы железа (лимонит), меняющие окраску породы от светло-бурой до тем-

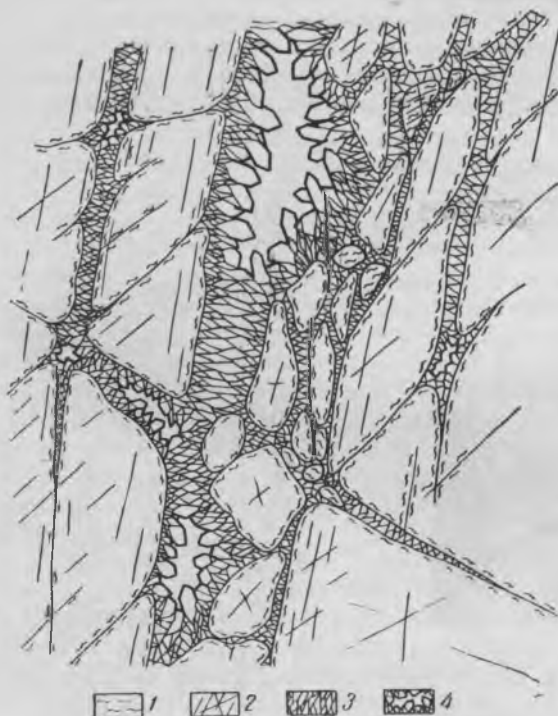


Рис. 2. Схематический разрез по зоне дробления в мраморах (масштаб 1 : 25)

1 — гидротермально измененные мраморы; 2 — тектонические трещины; 3 — кварц; 4 — хрусталеносные гнезда

но-бурой. Вместе с тем происходит выделение кальцита и переход железистого доломита в обычный доломит с  $Nm=1,682—1,686$  и  $Np'=1,500—1,504$ .

В зонах дробления заметно меняется характер минерализации. Если жилы сложены только кварцем, то в зонах, кроме кварца, обнаруживаются мусковит, кальцит, доломит, пирит, халькопирит, блеклая руда, галенит, сфалерит и продукты их окисления. Горный хрусталь встречается в гнездах двух генетических типов — остаточных и наложенных.

Остаточные гнезда образуются в результате частичного заполнения трещины кварцем и приурочены к местам раздувов кварцевых жил, чаще всего в центральной части их или несколько ближе к висячему боку.

Около остаточных гнезд обычно находится кварц молочно-белого цвета и только те части кристаллов, которые обращены внутрь гнезда, иногда прозрачны; в таких случаях небольшие участки кристалла представляют собой сырье для плавки оптического кварцевого стекла.

Второй тип гнезд возникает в результате наложенного гидротермального процесса. Он связан с зонами дробления и приурочен к раздувам отдельных трещин или, значительно чаще, к местам сопряжения нескольких систем трещин. В последнем случае полости гнезд имеют не-

правильную форму с карманами и рукавами, глубоко заходящими в окружающие породы (рис. 3). Иногда такое гнездо контролируется не основной, а сопряженной системой трещин и тем не менее оно тяготеет к месту пересечения этих трещин.

Наложённые гнезда относятся к такого вида образованиям, когда полость, заполняемая в дальнейшем кварцем 2-й генерации, образуется одновременно с трещиноватостью, а поступающие растворы только завершают процесс формирования полости, растворяя внутри нее мелкие обломки пород, уступы и углы, чем придают ей более плавные, округлые очертания.

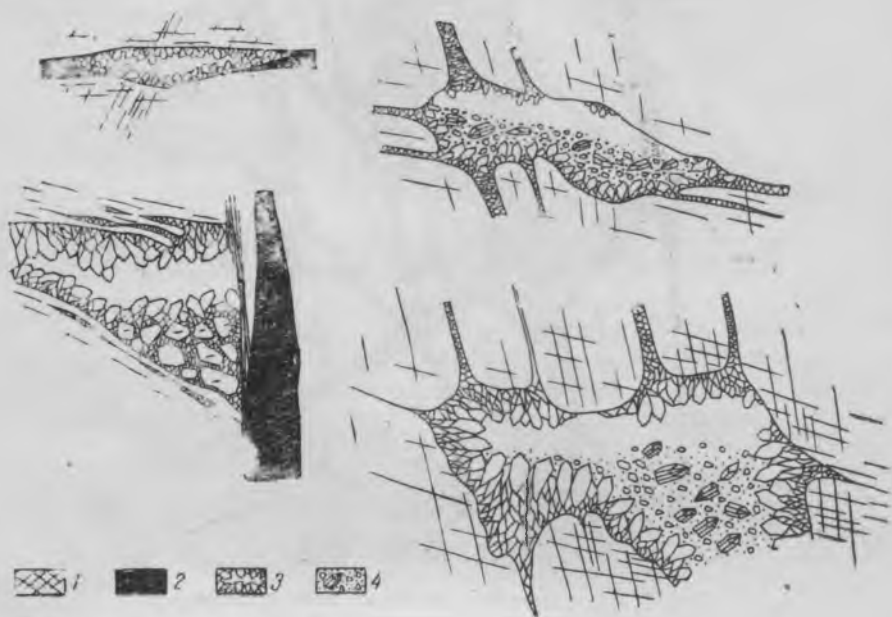


Рис. 3. Хрусталеносные гнезда наложенного типа в мраморах  
1 — трещины второго этапа минерализации; 2 — кварц 1-й генерации; 3 — кварц 2-й генерации хрусталеносные гнезда; 4 — рыхлая внутригнездовая масса

Ширина трещин с глубиной, как отмечалось выше, резко уменьшается, и образование полостей происходит в основном в результате растворения сильно раздробленных мраморов, причем дробление последних максимально проявлено в местах пересечения двух и более систем трещин. Эти общие закономерности размещения хрусталеносных гнезд сохраняются на всем протяжении жильного тела по падению (см. рис. 1).

Полости в жилах образуются в результате приоткрывания трещин и растворения раздробленного жильного кварца вокруг них. Гнезда в жильном кварце имеют более правильную форму и более плавные округлые очертания, чем гнезда в зонах дробления среди мраморов. В хрусталеносных гнездах наложенного типа встречаются те же минералы, что и в зонах дробления. Это также свидетельствует о единстве процесса их образования.

Наиболее широко распространенным минералом является кварц 1-й и 2-й генераций, резко отличающихся не только по положению в пространстве, но и по характеру и структурно-текстурным особенностям.

Кварц 1-й генерации молочно-белого цвета с отдельными полупрозрачными участками. Такой цвет обусловлен наличием значительного количества газово-жидких включений и трещин, появившихся как в про-

цессе кристаллизации, так и значительно позже. Ввиду того, что кварц сильно метаморфизован, установить его первоначальный облик трудно. Однако наличие полосчатых участков с чередованием молочно-белого и полупрозрачного кварца указывает на то, что отдельные кристаллы были прозрачными. Это подтверждается примерным совпадением ориентировки молочно-белых полос с ориентировкой трещин второго этапа формирования описываемого месторождения.

Метаморфизм жильного кварца можно наблюдать при рассмотрении шлифов под микроскопом. В прозрачных шлифах ясно видны следы как простого, сложнополосчатого и сетчатого волнистого угасания, так и результаты более высоких степеней метаморфизма в виде различного по характеру мозаичного распада зерен с образованием полосчатых, брусковидных, ключевидно-зубчатых и зернистых структур (7).

Полосчатая и брусковидная структуры характеризуются разделением кристалла на вытянутые блоки либо с неровной извилистой, либо с четкой ровной границей и с неодновременным угасанием. При ключевидно-зубчатой структуре кристалл кварца делится на изометрические или слегка вытянутые блоки с расплывчатыми зубчатыми границами. Погасание их обычно простое или сложнополосчатое, волнистое. Такая структура является переходной к зернистой и образовалась в результате высокой степени метаморфизма кварца, когда мелкозернистый агрегат кварца развивается вокруг более крупных примерно изометрических зерен с волнистым угасанием.

Упомянутые структуры обычно накладываются одна на другую и лишь очень редко появляются обособленно. Наиболее интенсивно они развиваются в зальбандах жил или вокруг зон дробления, распространяющихся на жильный кварц, причем внутри зон наряду со всеми вышеописанными структурами наблюдаются деформации кварца в виде внутризерновой трещиноватости и дробления. Кроме того, эти структуры способствуют образованию наложенной минерализации (карбонатной и сульфидной), которая развивается как по отдельным трещинам, так и в цементе брекчированных участков.

Наличие у кварца метаморфических структур было отмечено рядом исследователей (1, 2, 5, 7 и др.) на многих жильных месторождениях золота и других полезных ископаемых. Исследования показали, что метаморфические структуры изученного жильного кварца месторождения идентичны таковым в других районах (1, 2, 5, 7).

Если структура кварца 1-й генерации полностью отражает все изменения, происшедшие с ним после образования, то текстура дает очень наглядную картину взаимоотношений отдельных кристаллов и характера их агрегатов.

Заполнение жил начиналось с появления отдельных зародышей с последующим свободным ростом их в полой трещине по закону геометрического отбора. Вероятно, из-за неблагоприятных условий образования центров кристаллизации кварца в мраморах количество выпавших из раствора зародышей было сравнительно небольшим, поэтому отдельные кристаллы могли расти до значительных размеров. В результате стадия роста отдельными кристаллами несколько затягивалась.

Характерно, что в конце кристаллизации кварца 1-й генерации в изученных жилах месторождения не наблюдается кристаллов параллельно-шестоватой структуры, хотя все они достигают крупных размеров и ориентировка их близка к нормальной по отношению к зальбандам жилы.

Иная картина наблюдается в жилах среди сланцев, кварцитов и других существенно кварцевых пород. Агрегаты кристаллов кварца, затрав-

ками для которых послужили мелкие зерна породообразующего кварца, быстро проходят стадию роста отдельными кристаллами, а также дру- зового роста и переходят в стадию параллельно-шестоватого роста, про- должаящуюся до полного заполнения трещины.

Параллельно-шестоватых агрегатов кварца второго рода, выделен- ных и описанных Д. П. Григорьевым (3), не было отмечено.

Кварц 2-й генерации представлен всеми переходными разностями — от молочно-белых до водяно-прозрачных включительно и встречается в виде хорошо образованных кристаллов столбчатой, реже обелисковид- ной и крайне редко пластинчатой формы.

Проведенные нами наблюдения над положением кристаллов, при- крепленных к стенкам хрусталеносных гнезд, показали, что их ориенти- ровка не изменилась со времени образования, следовательно, после обра- зования жил и гнезд не происходили складчатые движения, и первоначальное залегание горных пород не было нарушено. Исходя из этого, образование горного хрусталя можно отнести к последнему интенсивно проявленному в районе орогеническому циклу — варисскому.

Большая часть кристаллов несет следы механических деформаций. обусловленных внутриминерализационной и постминерализационной тектоникой. Прежде всего, это трещины, распространяющиеся в преде- лах одного кристалла, а иногда пересекающие без закономерной ориен- тировки несколько соседних кристаллов кварца.

Число трещин в кристалле постепенно уменьшается по мере удале- ния от поверхности субстрата. Основания кристаллов, обычно тесно сросшихся друг с другом, сильно замутнены, и отдельные трещины в них плохо различимы. Ближе к головке кристалла количество трещин уменьшается, и кристаллы становятся полупрозрачными и даже прозрачными с редкими волосовидными или зияющими трещинами, вдоль которых наблюдается незначительное замутнение и смещение одних частей кристалла относительно других. Трещины разви- ваются по строго определенным направлениям с очень небольшими от- клонениями от них (рис. 4).

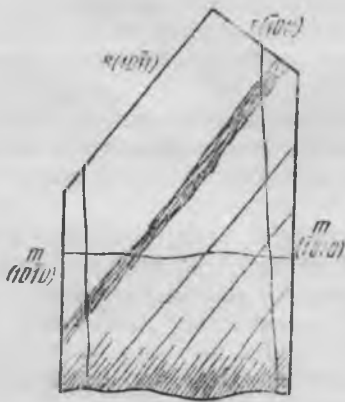


Рис. 4. Направления развития трещин в кристалле горного хрусталя

Деформации кристаллов происходили в разное время. Наиболее ранние трещи- ны большей частью залечены и их можно обнаружить только по наличию зон мо- лочно-белого цвета. Поздние трещины зияющие залечены на стенках лишь в местах выклинивания. Максимальная мощность трещин 2—3 мм.

В зальбандах трещин кристаллы квар- ца обычно тесно срастаются друг с другом, местами имеют метаморфические структуры, аналогичные структурам, ха- рактерным для кварца 1-й генерации.

В описываемых хрусталеносных телах в небольшом количестве встречаются свилеватые кристаллы кварца, разделен- ные на мелкие блоки, которые вытянуты по удлинению кристалла и повернуты относительно друг друга в среднем на 3—5°.

Свилеватые кристаллы обычно встречаются в небольших гнездах палочного типа среди жильного кварца 1-й генерации и простран- ственно резко обособлены от гнезд с высококачественным хрусталем. На-

ряду со свилеватостью кристаллы обнаруживают следы механических деформаций. Это позволяет предполагать, что свилеватость кварца, возможно, является результатом проявления динамометаморфизма.

Кристаллы горного хрусталя очень часто находятся внутри гнезда среди рыхлой массы, в состав которой входят также обломки молочно-белого кварца, сильно измененных мраморов и кристаллов кальцита разных размеров. Откальвание кристаллов происходило во время проявления внутриминерализационной и пострудной тектоники в течение всего периода кристаллизации кварца 2-й генерации, причем поверхности скальвания по направлению совпадали с системами трещин, отмеченными в кристаллах кварца.

Кроме горного хрусталя, широко распространены минералы группы карбонатов — кальцит, доломит, церуссит, смитсонит, малахит и азурит. †

Кальцит представлен четырьмя разновидностями:

1. Крупнокристаллический, бурого и светло-бурого цвета, который обычно сопровождает кварцевые жилы и зоны дробления, располагаясь неправильными участками в их зальбандах и на их продолжении по простиранию и падению. Вдали от жил и зон он также тяготеет к отдельным, часто неминерализованным волосовидным трещинам. Образование крупнокристаллического кальцита происходило путем перекристаллизации вмещающих пород — мраморов.

2. Мелко- и среднезернистый светло-бурого цвета, в виде отдельных прожилков встречающийся в зонах дробления и образующийся в результате растворения и переотложения кальцита из вмещающих пород.

3. Бурый и светло-бурый непрозрачный, местами бесцветный, прозрачный, призматического габитуса. Образованием этого кальцита закончился второй этап минерализации на месторождении. Третья разновидность кальцита обрастает кристаллами горного хрусталя и располагается в виде отдельных кристаллов и друз на стенках хрусталеносных гнезд.

4. Пленки светло-бурого и серовато-белого кальцита, покрывающие отдельные кристаллы горного хрусталя, а также кальцит, выделяющийся при окислении железистого доломита. Эта разновидность кальцита образовалась, вероятно, в экзогенных условиях, и пленки на кристаллах кварца отложились в результате растворения кальцита окружающих пород поверхностными водами, обогащенными углекислым газом, с последующим отложением его в хрусталеносных полостях.

Доломит представлен двумя разновидностями:

1. Бурого цвета, образующийся на стенках трещин несколько раньше кварца 2-й генерации и кристаллизующийся в форме ромбоэдров ( $10\bar{1}1$ ). Вместе с этой разновидностью доломита встречаются мелкие чешуйки мусковита.

2. Бурый и светло-бурый, кристаллизующийся в виде тупых ромбоэдров ( $1014$ ) после молочно-белого и полупрозрачного кварца 2-й генерации, причем только в тех трещинах, в которых не наблюдается перехода упомянутого кварца в горный хрусталь. В отдельных полостях среди гидротермально измененных мраморов доломит второй разновидности образует агрегаты — «розы».

К перечисленным разновидностям не относится доломит, образующийся в гидротермально измененных мраморах и рассмотренный нами в начале настоящей статьи.

Группа слюд представлена флогопитом и мусковитом. †

Мелкочешуйчатый флогопит слагает различные по размеру тела линзовидной формы с четкими ровными или извилистыми границами. При исследовании прозрачных шлифов под микроскопом обнаружено,

что он обладает ясным плеохроизмом — от бурого до бесцветного, высокой интерференционной окраской; угол  $2V$  достигает  $11^\circ$ .

Линзы флогопита встречаются вблизи кварцевых жил и зон дробления и контролируются различными системами трещин как более раннего, так и более позднего происхождения по отношению к формированию кварцевых жил.

Образование флогопита шло путем метасоматического замещения карбонатов вмещающих пород, а также путем кристаллизации из гидротермальных растворов по трещинам. В первом случае наблюдается постепенный переход от мраморов к чистому флогопиту, среди которого иногда встречаются реликты карбонатов. Размеры и количество зерен карбонатов увеличиваются по мере приближения к мраморам.

При заполнении трещины чешуйки флогопита, размером до 1,0 мм, растут в направлении, примерно перпендикулярном стенкам. В центральной части трещины флогопит обычно раздроблен и заметно осветлен. Здесь же встречаются рутил и редкие зерна гематита.

Линзы флогопита по мере приближения к кварцевым жилам или минерализованным зонам все больше и больше рассланцованы. Под действием более поздних гидротермальных растворов происходило замещение флогопита тальком или хлоритом (в зависимости от содержания в минерале железа); появились эпидот, рутил, кальцит, кварц, пирит и халькопирит.

Мусковит распространен в виде чешуйчатых масс и радиально-лучистых почковидных агрегатов в зальбандах трещин и на стенках хрусталеносных полостей, где отложение его предшествовало образованию кварца 2-й генерации. Иногда тонкочешуйчатая масса мусковита обнаруживается среди мраморов, местами полностью замещая их с сохранением лишь редких реликтов карбонатов. Внутри гнезд на кристаллах горного хрусталя встречается налет мелкочешуйчатого серицита.

Со вторым этапом формирования месторождения связано отложение сульфидов (пирита, халькопирита, блеклой руды, галенита, сфалерита) и шеелита.

Все рудные минералы встречаются совместно с молочно-белым, наиболее метаморфизованным кварцем 2-й генерации, лишь в исключительных случаях сфалерит дает сростания с горным хрусталем, располагаясь в основании кристаллов.

Пирит особенно широко распространен в линзах флогопита, подвергнувшись изменениям, и образует отдельные метакристаллы или слабые прожилки, согласные со сланцеватостью. Несколько реже он наблюдается среди перекристаллизованного кальцита или молочно-белого кварца. В зоне окисления пирит замещается лимонитом.

Халькопирит встречается в виде отдельных зерен и зернистых масс с реликтами зерен пирита.

Блеклая руда обычно ассоциируется с халькопиритом и развивается в нем по трещинам или обрастает отдельные зерна.

Халькопирит и блеклая руда в экзогенных условиях замещаются рядом минералов. По поверхности зерен халькопирита и по трещинам в нем образуется борнит, причем около зерен блеклой руды последний не отмечен. Позже борнита образовался ковеллин, замещающий все более ранние сульфиды меди (в том числе и борнит) по поверхности зерен или вдоль трещин. Ближе к дневной поверхности медистые сульфиды замещаются малахитом и азуритом.

Галенит — наиболее широко распространенный рудный минерал. Он встречается среди молочно-белого кварца в виде отдельных кристаллов или скоплений мелких кристаллов.

Обычно галенит и все ранее образовавшиеся сульфиды, ассоциирующие с молочно-белым кварцем 2-й генерации, метаморфизованы.

Отложение галенита происходило позже блеклой руды; в зоне окисления он по трещинам или с периферии зерен замещен церусситом. Англезит не обнаружен. Возможно, он сразу же перешел в церуссит из-за резкого преобладания в поверхностных водах иона  $\text{CO}_3^{2-}$  над  $\text{SO}_4^{2-}$ .

Сфалерит встречается в зернистых массах и в виде отдельных кристаллов тетраэдрического габитуса. Из простых форм наиболее развиты грани тетраэдра (111). Сфалерит образовался в основном путем замещения галенита — вначале в виде тонких прожилков по трещинам спайности, а затем разрастаясь в стороны. В сростаниях с горным хрусталем сфалерит встречается обособлено от других сульфидов и расположен в основании кристаллов. В экзогенных условиях он замещается смитсоитом, а в отдельных случаях при наличии в поверхностных водах растворенного кремнезема — каламином.

Шеелит представлен сплошными зернистыми массами медово-желтого цвета, среди которых наблюдаются отдельные сравнительно хорошо ограниченные кристаллы желтовато-красного цвета. Из простых форм обычно наблюдаются грани дипирамиды (101). Шеелит заполняет пустоты в молочно-белом и полупрозрачном кварце и метасоматически развивается по перекристаллизованному кальциту, проникая в него по трещинам спайности. Встречается он обособленно от других рудных минералов, поэтому определить его место в общем порядке минералообразования не удалось.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Приуроченность кварцевых жил и минерализованных зон к системам тектонических трещин, близость изверженных пород, характер изменения вмещающих мраморов, минеральный состав жил и зон дробления — все это указывает на гидротермальный генезис горного хрусталя.

Кремнезем для образования кварца 1-й и 2-й генераций в основном привнесен растворами из магматического очага или извлечен из нижележащих толщ и частично из ранее сформировавшихся кварцевых жил, в которых наблюдается образование гнезд наложенного типа.

2. Формирование полостей хрусталеносных гнезд второго типа происходило в основном за счет развития трещиноватости и в меньшей степени — за счет растворения окружающих пород.

3. Крупно- и гигантокристаллический кварц друзовой текстуры выполняет открытые трещины, разрастаясь по мере их приоткрывания.

Наблюдаемые в настоящее время структуры кварца являются результатом метаморфизма под действием внутриминерализационной и пострудной тектоники.

4. Скопления горного хрусталя связаны с гнездами второго типа, образование которых относится ко второму этапу формирования месторождения.

Присутствие этих гнезд определяется:

а) появлением молочно-белого и полупрозрачного кварца 2-й генерации (а также прозрачного горного хрусталя) с комплексом парагенетических минералов (халькопирит, галенит, сфалерит и другие рудные минералы, мусковит, вторая разновидность кальцита, доломит);

б) интенсивной доломитизацией и окварцеванием мраморов, захватывающими значительные участки пород около кварцевых жил и зон дробления. Нехрусталеносным кварцевым жилам сопутствует очень слабая доломитизация, выявляемая только с помощью специальных методов исследования — химического и микрохимического анализов.

5. Формирование месторождения среди карбонатных пород определяется обычными структурно-тектоническими условиями хрусталеобразования, хотя при этом возникают некоторые специфические особенности прежде всего в минеральном составе хрусталеносных тел.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Адамс С. Ф.* Микроскопическое изучение жильного кварца. Сб. «Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов», 1934.
2. *Вертушков Г. Н.* Метаморфизм жильного кварца. Материалы по геологии Урала. Тр. Сверд. горн. ин-та им. Вахрушева в. XXII, 1955.
3. *Григорьев Д. П. и Гамзулова И. Я.* Параллельно-шестоватый кварц с верховьев Аварского Койсу в Дагестане. Докл. АН СССР. т. 101, № 2, 1955.
4. *Захарченко А. И.* Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Госгеолтехиздат, 1955.
5. *Иванкин П. Ф.* О деформации жильного кварца золотоносных жил Березовского типа. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 76, № 4, 1947.
6. *Князев И. И.* Гидротермально измененные карбонатные породы. Сб. «Измененные окolorудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат, 1954.
7. *Петровская Н. В.* Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золото-кварцевых образований на примере месторождений Енисейского края. Тр. НИГРИзолота, в. 21, 1956.
8. *Татарский В. Б.* Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арагонита. Госоптехиздат, 1955.

В. И. БЕРГЕР

## ПРОЯВЛЕНИЕ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА В ИЗВЕСТНЯКАХ НИЖНЕГО КАРБОНА В ПРИБАЛХАШЬЕ

Проявление исландского шпата в известняках нижнего карбона расположено в Северо-Восточном Прибалхашье (Центральный Казахстан). Оно приурочено к юго-восточному крылу Саякской мульды, которая, по данным Д. Г. Сапожникова (5), выполнена снизу вверх следующими образованиями:

1. Нижняя кластическая толща.
2. Нижний горизонт известняков.
3. Промежуточный горизонт обломочных пород.
4. Верхний горизонт известняков.
5. Эффузивная серия.

Возраст обломочно-осадочных пород нижекарбоневой, перекрывающей эффузивной толщи — среднекарбоневой. Общая мощность отложений 2000—2500 м, мощность обоих горизонтов известняков крайне непостоянна и колеблется от 80 до 250 м.

В центральной части мульды породы карбона прорваны разновозрастными граптоидитовыми интрузиями, сопровождающимися жильными образованиями типа лампрофиров и реже кварцевыми жилами.

На площади Саякской мульды развиты два вида кальцитовых образований:

1) часто встречающиеся крупные жилы молочно-белого интенсивно метаморфизованного кальцита, пространственно связанные со скарнированными участками в известняках;

2) крайне редкие мелкие прожилки, почти полностью сложенные полупрозрачным и прозрачным кальцитом и не имеющие связи со скарнированными. Они расположены вблизи крупного кальцитового тела, которое относится к тому же виду минерализации и представляет собой описываемое шпатопроявление.

Участок проявления сложен пачкой осадочных пород верхнего известнякового горизонта ( $C_1$ ), мощностью около 200 м, в состав которого, кроме известняков, входят небольшие прослои кремнистых алевролитов, известковистых и полимиктовых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Среди темно-серых слабо битуминозных известняков с остатками обильной фауны криноидей преобладают массивные и грубослоистые разновидности, тонкоплитчатые у контактов с алевролитами. Под микроскопом видна их мелко- и неравномернозернистая структура и слабо выраженная микрослоистая текстура. Известняки на 90—95% состоят из кальцита и на 5—10% — из тонкозернистого глинистого материала. В их окремненных разновидностях содержится 2—3% халцедона и незначительное количество лимонита и пирита. На контакте с кластическими породами в известняках появляется мелкозернистый песчаный материал. Мраморизация и скарнирование наблюдаются в узких зонах вдоль контактов интрузивных даек и жил.

В нескольких метрах к юго-западу от кальцитового тела располагается жила гранит-порфира, секущая мелкие апофизы диорит-порфирита, прорывающего известняки на территории проявления. Блок вмещающих известняков как бы погружен в диорит-порфириты (рис. 1).

Все горные породы интенсивно трещиноваты. Преобладают вертикальные трещины меридионального простирания, переходящие иногда в диорит-порфиритах в мелкие локальные зоны дробления, слабо минерализованные кальцитом.

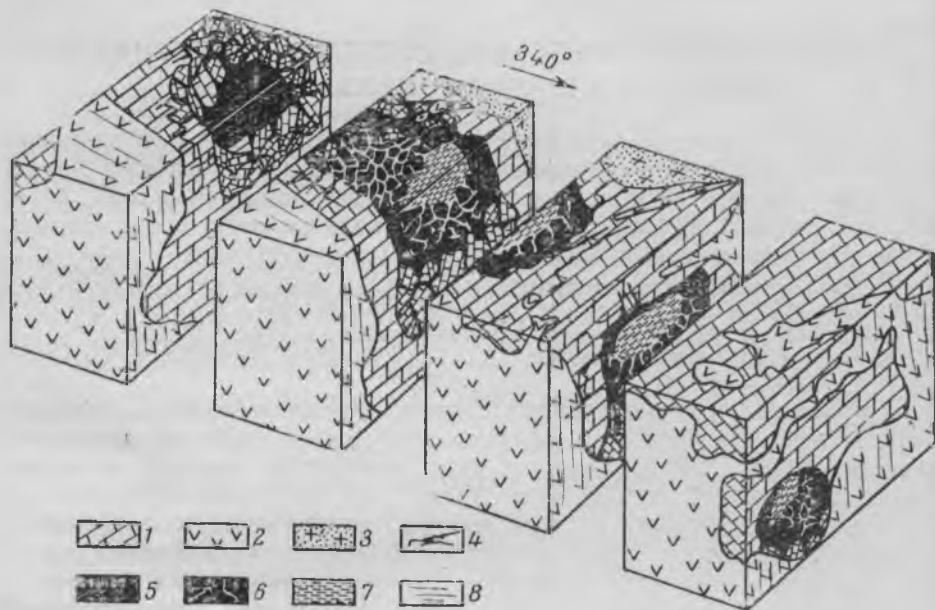


Рис. 1. Блок-диаграмма кальцитового тела проявления исландского шпата

1 — серые грубослоистые известняки; 2 — диорит-порфириты; 3 — гранит-порфиры; 4 — мелкие прожилки кальцита; 5 — средне- и крупнокристаллический кальцит; 6 — гигантокристаллический кальцит; 7 — слоистые песчанистые глины; 8 — преобладающее направление трещиноватости

Кальцитовое тело имеет в плане неправильную эллипсовидную форму и вытянуто в северо-западном направлении. В юго-восточной части монолитная залежь кальцита залегает почти горизонтально с едва заметным наклоном к северо-западу, а в северо-западной части наклон увеличивается до 25—30°. Здесь кальцитовое тело приобретает форму сплюсненной воронки с полостью, заполненной слоистой песчанистой глиной.

Основное кальцитовое тело сопровождается по лежащему боку большим количеством различно ориентированных мелких ответвлений. Они развиваются в виде сложно переплетающихся прожилков в подстилающей грубообломочной брекчии, состоящей из обломков и глыб известняка, достигающих 1,5—2 м в поперечнике, и диорит-порфирита. Обломки последнего размещаются на продолжении по простиранию диорит-порфиритовой жилы, пересеченной кальцитовым телом.

С удалением от кальцитового тела на 7—10 м брекчирование и трещиноватость вмещающих известняков затухает, они становятся массивными и моноклиально падают к северо-северо-западу.

По структурным и текстурным особенностям и условиям залегания кальцитовое тело условно расчленяется на три зоны с постепенными переходами между ними и отсутствием перерывов между кристаллизацией кальцита отдельных зон.

Внешнюю зону составляют переплетающиеся кальцитовые прожилки, цементирующие известняковую брекчию и иногда продолжающиеся в боковые породы. В всячем боку кальцитового тела эта зона отсутствует, здесь кальцит резко контактирует с массивными недробленными известняками по ровным или слабо изогнутым четким поверхностям.

Кальцитовые прожилки в этой зоне сложены мелкими лимонно-желтыми и желтыми полупрозрачными кристаллами. Отдельные индивиды имеют размеры до 2—3 см, ограничены изогнутыми причудливыми индукционными гранями и образуют сложные двойники срастания. По зальбандам прожилков фиксируются тонкие (до 1 см) оторочки мелкозернистого кальцита, проникающего иногда по трещинам во вмещающие породы.

Следующая зона средне- и крупнокристаллического кальцита непрерывно окаймляет центральное гнездо. В ней наблюдаются включения обломков известняка угловатой формы размером до 20 × 30 см. Известняк в таких «ксенолитах», так же как и вмещающий кальцитовое тело, не несет следов гидротермальной переработки.

По окраске и строению кристаллов кальцит второй зоны аналогичен мелкокристаллическому кальциту внешней зоны. Отличие состоит лишь в размерах кристаллов.

Внутренняя, третья, зона кальцитового тела сложена гигантокристаллическим кальцитом, нарастающим на средне- и крупнокристаллический. Кристаллы тесно прилегают друг к другу. В редких случаях неплотного прилегания кристаллов между ними наблюдаются скопления известковистого туфа, корочки которого иногда прослеживаются вдоль стенок полости. Гигантские кристаллы имеют ясные кристаллографические ограничения и в большей части представляют собой прекрасно выраженные скаленоэдрические, гораздо реже ромбоэдрические формы и комбинацию скаленоэдра и призмы.

Крупные скаленоэдры обрамлены острыми вершинами внутрь полости и слагают ее дно и боковые стенки. В кровле они наблюдаются редко; она сложена в основном средне- и крупнокристаллическим кальцитом, так как большая часть гигантских кристаллов оторвалась, погрузившись в слоистую глину, заполняющую центральную часть полости.

Эта глина представляет собой рыхлую желтовато-коричневую или бурую сильно загипсованную породу с отчетливой слоистостью. Слои имеют наклон на северо-запад под углом 15—30° и выстилают дно полости. Внизу полости на контакте с кальцитом головки кристаллов облекаются слоями глины с образованием псевдоскладчатых микроструктур. В прослоях наиболее тонкозернистой светло-серой и белой известковистой глины широко развиты следы микроползневых явлений, что устанавливается по наличию их разобщенных деформированных линз.

В верхней части полости в глинах наблюдается хорошо выраженное нарушение слоистости, обусловленное, по всей вероятности, изменением режима осаждения песчано-глинистого материала. В составе глины наблюдается чередование белых известковистых прослоев (мощностью 5—10 см) с бурыми и желтовато-коричневыми прослоями преимущественно песчанистого состава (мощностью 10—25 см). Кроме того, в глине встречаются мелкие угловатые обломки роговообманкового дио-

рит-порфирита, количество которых особенно велико на участке пересечения кальцитовым телом диорит-порфириновой жилы.

Минералогический состав кальцитового тела очень беден. Основным минералом является кальцит, в десятых долях процента содержатся халцедон и супергенные минералы — псиломелан, гипс и лимонит.

Кальцит представлен тремя разновидностями (генерациями), отвечающими основным стадиям процесса формирования месторождения и зональности кальцитовой залежи: 1) наиболее ранним мелкозернистым, 2) кристаллическим (от мелко- до гигантокристаллического) и 3) мелкоскаленоэдрическим, переходящим в известковистый туф.

Между кристаллическими разновидностями кальцита (от мелко- до гигантокристаллического) существуют взаимопереходы и общность кристаллографических форм, окраски, прозрачности и характера включений. Для мелкокристаллического кальцита более характерна ромбоэдрическая форма, реже встречаются скаленоэдры. Гигантские кристаллы, образовавшиеся на последних стадиях кристаллизации, в основном представляют собой скаленоэдры и комбинацию скаленоэдра с призмой.

Грани и ребра кристаллов кальцита гладкие и ровные с очень редкими следами растворения.

Большая часть кристаллов имеет лимонно-желтую или чайную окраску той или иной степени интенсивности. В мелко- и крупнокристаллическом кальците окраска распределена равномерно. Гигантские кристаллы обладают четко выраженной зональностью окраски: их периферическая часть, толщиной 2—3 см, имеет слабую голубовато-серую полосчатую окраску, обусловленную скоплением микроскопических глинистых частиц и мельчайших жидких включений. Лимонно-желтая и чайная окраска, распределяющаяся также по зонам роста, локализуется главным образом в основании гигантских кристаллов, и только центральные их части почти бесцветны и обладают хорошей прозрачностью.

Кристаллы кальцита обычно в той или иной мере поражены трещинами и механическими двойниками. Наиболее часты трещины спайности, редко (только в приповерхностных частях тела) наблюдаются раковистые трещины.

Механические двойники тоже являются существенным дефектом, снижающим качество исландского шпата. Они отмечаются в трех возможных направлениях по (0112), а по линиям их пересечения в кристаллах наблюдаются тончайшие нитевидные трубочки, образовавшиеся в результате микродробления.

Кристаллы, извлеченные из глины, значительно менее трещиноваты, а механические двойники в них вообще отсутствуют, что позволяет с полным основанием считать глину предохраняющей средой.

На поверхности крупных кристаллов иногда находится зона мелкоскаленоэдрического кальцита, целиком повторяющая очертания кристаллов и, очевидно, отвечающая стадиям их многоголовчатого роста.

К наиболее поздним минералам (исключая супергенные) относится халцедон, выполняющий небольшие пустоты растворения в кальците и образующий патечные агрегаты и корочки криптокристаллического сложения.

При рассмотрении генезиса кальцитового тела возникают два основных вопроса: 1) о происхождении полости, послужившей резервуаром для кристаллизации кальцита, и 2) о происхождении и составе растворов, отложивших кальцит.

Вопрос о происхождении полости решается разными исследователями месторождения по-разному. Б. Д. Бабичев после беглого осмотра

описываемого проявления в 1952 г. высказал предположение о карстовом происхождении полости.

Н. В. Сивицкая в 1954 г. пришла к выводу, что кальцитовое тело залегает в каверне, образовавшейся в результате гидротермального растворения известняков, на пересечении большого количества трещин разных систем. Такой тип кальцитовых тел выделяют в своих классификациях Н. П. Ермаков (3) и М. Б. Григорович (2). Н. В. Сивицкая в своих выводах основывается на морфологических особенностях кальцитового тела. По ее мнению, разветвленная форма более характерна для тел, выполняющих каверны гидротермального растворения, в то время как тела, заполняющие карстовые полости, должны иметь элементарно простую форму.

Некоторые геологи высказывали мнение о приуроченности исландского шпата к грубообломочной брекчии, заполняющей крупную зону разлома.

Два последних взгляда не подтверждены фактическими данными, так как обязательные при гидротермальном растворении следы соответствующей переработки пород или ячеистые поверхности (3) по контактам кальцитового тела на месте пересечения трещин отсутствуют.

Предположение о приуроченности кальцитового тела к брекчии зоны разлома опровергается локальным развитием брекчии на небольшом обособленном участке и отсутствием более или менее крупных подвижек на участке проявления и прилегающих участках.

Наиболее вероятным нам представляется предположение Б. Д. Бабичева о карстовом происхождении полости. Карстообразование наиболее широко проявляется при определенных климатических условиях, а также режиме грунтовых и поверхностных вод в трещиноватых карбонатных толщах (1). Проявлению карстовых процессов благоприятствует неравномерная трещиноватость развитых на участке проявления карбонатных пород, пронизанных жилами и дайками диорит-порфиритов. Карстовые процессы распространились на глубину трещиноватых известняков с образованием наклонной (по падению слоев) полости — карстовой пещеры.

Последующее частичное обрушение свода этой пещеры привело к образованию локального участка грубообломочной брекчии, подстилающей кальцитовое тело на месторождении. Возраст карстовой полости, так же как и слонистых песчаных глин, выполняющих ее, не установлен. По внешнему виду глинистые заполнения полости напоминают третичные глины, распространенные в Прибалхашье, и в первом приближении могут быть отнесены к третичным образованиям.

Генезис растворов, послуживших источником для кристаллизации кальцита, определяется на основании изучения жидких включений.

В кристаллах кальцита наблюдаются первичные жидкие включения, в распределении которых существует определенная закономерность. В корневых и центральных частях гигантских кристаллов зафиксированы жидкие двухфазовые включения, размещающиеся в щелевидных или треугольного сечения полостях, которые независимо от габитуса кристаллов располагаются к зонам роста перпендикулярно (рис. 2). По морфологии и положению в кристаллах кальцита эти полости напоминают пустоты скелетного (каркасного) роста в кристаллах кварца и, по всей вероятности, являются аналогичными образованиями.

Объем газовой фазы некоторых первичных включений из внутренних частей гигантских скаленоэдров кальцита составлял 3%. Термометрическое изучение нескольких образцов в Лаборатории исследования неметаллических полезных ископаемых ВСЕГЕИ под руководством

А. И. Захарченко показало, что температура гомогенизации включений равна  $55-60^\circ$ . В периферической части гигантских кристаллов в сером «слое» наблюдаются микроскопические каплевидные жидкие включения, распределяющиеся по зонам роста. Отсутствие здесь двухфазовых включений указывает на почти холодноводный режим кристаллизации. О значительном снижении температуры раствора свидетельствуют также переходы кристаллического кальцита через зону мелкоskalеноэдрического кальцита к тонкозернистому известковистому туфу, являющемуся, безусловно, холодноводным образованием (3).

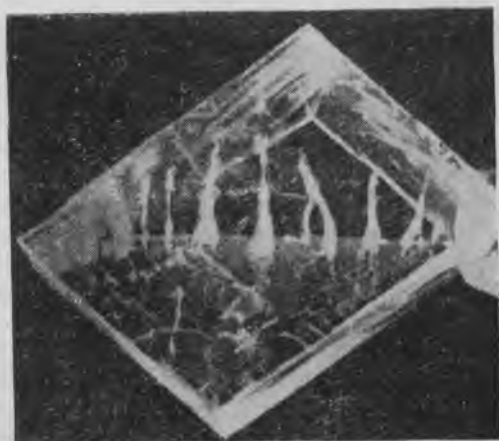


Рис. 2. Пустоты скелетного роста в кристаллах исландского шпата

Работами Н. П. Ермакова доказан гидротермальный генезис месторождений исландского шпата, связанных с карбонатными породами (3, 4). Его термометрические исследования показали, что средняя температура образования кристаллов исландского шпата в месторождениях Средней Азии равна  $60-100^\circ$ .

Проявления исландского шпата в Средней Азии отличаются следующими особенностями:

- 1) наличием околожилных изменений (перекристаллизация, пиритизация, ожелезнение и т. д.);
- 2) ассоциацией с типично гидротермальными минералами, такими, как киноварь, антимонит, пирит, марказит, халькопирит, борнит и др.;
- 3) наличием во всех кальцитовых образованиях жильного (мелкозернистого шестоватого молочно-белого) кальцита.

Ни одна из упомянутых особенностей проявлений Средней Азии не характерна для описываемого кальцитового тела:

- 1) приконтактных изменений в известняках совсем не наблюдается, даже их небольшие обломки, заключенные в кальците, по данным микроскопического изучения, полностью сохраняют первичную структуру, минералогический состав и окраску;
- 2) типично гидротермальные минералы с кальцитом не ассоциируются;
- 3) все разновидности кальцита — от мелких кристаллов до гигантских скаленоэдров в той или иной степени прозрачны. Иными словами, на проявлении отсутствует (если не считать тонких оторочек мелкозерни-

стого кальцита) замутненный белый «жильный» кальцит, столь типичный для проявлений Средней Азии.

Таким образом, по характеру растворов и условиям формирования изученное проявление значительно отличается от месторождений Средней Азии, но обнаруживает определенное сходство с проявлением в Крыму, которое было отнесено ранее к типу образованных поверхностными водами (2). Н. П. Ермаков (3) на основании термометрических измерений доказал его низкотемпературный гидротермальный генезис.

Кажется наиболее вероятным, что кальцит описываемого проявления кристаллизовался из низкотемпературных, почти холодноводных бикарбонатных растворов, являвшихся, по-видимому, последними гидротермальными отщеплениями варисских гранодиоритовых интрузий, которые определили весь ход минерализации и процесс образования жил в пределах Саякской мульды.

Обогащение гидротерм известью можно отнести за счет растворения известняков при миграции растворов. На последнем этапе насыщенные и значительно охлажденные растворы были мало активны и, почти не взаимодействуя с известняками, отлагали карбонатный материал в виде кальцита. Условия минералообразования, видимо, были постоянными с постепенным падением температуры раствора по мере заполнения полости. Плавное течение процесса обусловило отсутствие резких границ между разновидностями кальцита, образовавшимися на разных этапах кристаллизации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гвоздецкий М. А. Карст. Географгиз, 1954.
2. Григорович М. Б. О типах месторождений исландского шпата. Советская геология № 10, 1946.
3. Ермаков Н. П. Геологические условия формирования месторождений исландского шпата Средней Азии. Зап. Всер. минер. об-ва, ч. 74, № 1, 1945.
4. Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьк. гос. ун-та, 1950.
5. Сапожников Д. Г. Геология района Саякского рудника. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1946.

Б. Н. ШАРОНОВ

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ АГАТОНОСНОГО АНДЕЗИТОВОГО ПОКРОВА В АХАЛЦИХСКОМ РАЙОНЕ ГРУЗИИ

Проявления халцедона в Закавказье можно подразделить на две группы:

1) пространственно связанные с покровами андезитов и порфири-тов, в которых халцедон выполняет миндалевидные полости, а также тектонические трещины и пустоты выщелачивания;

2) находящиеся в грубообломочных туфобрекчиях, где халцедон занимает полости, образовавшиеся в результате выноса мелкообломочного материала, и тектонические трещины, а в отдельных случаях замещает древесину погребенных в туфобрекчиях деревьев.

Наиболее хорошо изучены проявления первой группы, входящие в «главную агатоносную полосу» Ахалцихского района Грузии.

Они расположены в северной части района и пространственно связаны с мощным покровом стекловатых пироксеновых андезитов черного и смоляно-черного цвета. Покров простирается узкой субширотной полосой и слагает неширокую цепь возвышенностей на южном склоне Ахалцихско-Имеретинского хребта.

Протяженность покрова более 30 км, мощность в восточной части 900 м, к западу постепенно уменьшается до 300 м. Таким образом, покров пироксеновых андезитов представляет собой линзообразное тело, длина которого в несколько десятков раз превышает мощность и ширину. Вследствие очень крутого, почти вертикального падения эрозионный срез на склоне хребта обнажает торцевую часть покрова.

Смоляно-черные пироксеновые андезиты завершают серию вулканогенно-пирокластических образований среднего эоцена и залегают на них согласно. С явным угловым и стратиграфическим несогласием они перекрываются слоистыми отложениями оверзского яруса (верхний эоцен), которые представлены мелкообломочными андезитовыми туфобрекчиями, переслаивающимися с туфопесчаниками, песчаниками, песчанистыми глинами и тонкозернистыми известковистыми туфами с остатками фораминифер. Мощность перекрывающей толщи не превышает 300 м.

Важно отметить, что узкая, ограниченная зона выходов смоляно-черных андезитов находится на стыке двух крупных структур — Аджаро-Триалетского антиклинория и Ахалцихской синклирной депрессии (долина р. Куры).

С региональными широтными тектоническими нарушениями в этой зоне связана серия излияний, преимущественно андезитового состава. Наиболее крупные вспышки вулканической деятельности по времени соответствуют заключительным этапам альпийского тектонического цикла, обусловившего образование здесь разломов. Так, в среднем эоцене лавы изливались неоднократно, и в толще пирокластических осадков сформировались внутриформационные андезитовые покровы. К концу

среднего эоцена вулканическая деятельность достигла максимума. В это время образовался мощный покров пироксеновых андезитов смоляно-черного цвета.

В предсреднеэоценовое время слоистые отложения оверзского яруса были надвинуты на среднеэоценовые породы, причем надвиг сопровождался широким развитием зон дробления и брекчирования в смоляно-черных андезитах. По этим ослабленным зонам смоляно-черные андезиты пронизывались большим количеством даек розово- и коричневатосерых пироксеновых андезитов.

Характерно, что отмеченные излияния андезитов присущи только этой узкой зоне и в других частях района не наблюдались.

В послесреднеэоценовое время в полосе выходов смоляно-черных андезитов происходила циркуляция гидротермальных растворов. В результате этого в брекчированных смоляно-черных и прорывающих их коричневато- и розово-серых андезитах кристаллизовались халцедон, опал, кварц, кальцит и цеолиты. Большая часть перечисленных минералов была отложена в миндалевидных полостях смоляно-черных стекловатых андезитов.

Детальное изучение показало, что своеобразные особенности строения покрова определяют локализацию проявлений халцедона в описываемом районе.

Приведем наиболее характерные особенности геологического строения покрова:

1. По данным просмотра шлифов, взятых из всей толщи, покров сложен однообразными стекловатыми андезитами с перлитовой текстурой основной массы и редкими порфиоровыми вкрапленниками плагиоклаза (андезит № 35—38) и пироксена (гиперстен, реже авгит). Плагиоклазы составляют 8,0—10%, а пироксены 1,0—1,5% общего объема породы. Какой-либо дифференциации андезитов по текстуре и структуре не наблюдается.

Наблюдения показали, что зернистость отдельных лавовых потоков обычно изменяется в направлении от кровли к подошве. Это обусловлено тем, что нижняя и верхняя части лавового потока, соприкасаясь с воздухом или водой и субстратом, образуют стекловатые корки закаливания. Средняя часть потока, защищенная такими корками, остывает медленнее и успевает лучше раскристаллизоваться. Р. Шрок (2) приводит дифференциацию структур и текстур горных пород как признак для определения кровли и почвы потока. Он пишет: «Если поток имеет достаточную мощность, чтобы произошла дифференциация, и если другие условия также благоприятны, то получающаяся структура имеет тенденцию становиться более грубозернистой в направлении от верхнего закаленного края вниз к широкой зоне, расположенной несколько ниже средней плоскости потока. Эта зона, которая является довольно однообразно грубозернистой, переходит вниз путем уменьшения величины зерна в нижнюю закаленную зону».

Описываемый нами покров не подтверждает этого явления.

2. В покрове смоляно-черных андезитов отмечается большое количество гидротермальных минералов, выполняющих миндалевидные полости.

Возникновение газовых пузырьков в лавовых потоках обусловлено наличием в магме газообразных продуктов, которые в момент ее остывания выделяются и приводят к формированию полостей.

Газовые скопления в таком случае распределяются неравномерно, причем наибольшее количество их бывает в верхней части, наименьшее — в нижней.

Многочисленные наблюдения над покровами эффузивных пород как в Советском Союзе, так и за рубежом, показывают, что зональное распределение газовых пузырьков в лавах — обычное явление.

Очень интересный опыт провели Д. П. Григорьев и А. Я. Гельмонт (1), которые подвергли исследованию сплав из смеси следующего состава (в %):

SiO <sub>2</sub>	. . . . .	35,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	. . . . .	13,6
Ca F <sub>2</sub>	. . . . .	4,1
MgO	. . . . .	26,1
K <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	. . . . .	11,1
NH <sub>4</sub> F	. . . . .	10,0
	Сумма	100

После охлаждения сплав оказался полностью раскристаллизованным и в нем находились пустоты, главным образом в верхней части, где насчитывается 24% всего количества пустот, тогда как в нижней части — только 6%. Наличие пустот исследователи объясняют присутствием в сплаве летучих веществ, таких как аммиак, фтор и углеродистые газы, поступающие из тигля, а систему их распределения — направлением движения выделившихся газов снизу вверх.

При детальном изучении андезитового покрова выяснилось, что миндалевидные полости распределены приблизительно равномерно по всей его мощности, хотя некоторое уменьшение их количества все же наблюдается в нижней трети покрова, что, вероятно, связано с уплотнением андезитов под влиянием силы тяжести вышележащей толщи.

3. Геологическое картирование поверхности эрозионного среза покрова показало наличие в нем линз осадочных пород, которые залегают согласно с покровом и сильно обожжены. Мощность линз от долей метра до нескольких метров, редко 10—40 м, протяженность — от десятков до нескольких сотен метров.

Линзы сложены чередующимися песчанками, мелкозернистыми туфопесчаниками, мелкообломочными туфобрекчиями и аргиллитами, иногда плотными тонкозернистыми известковистыми туфами. В покрове андезитов линзы осадочных пород распределены беспорядочно.

Слабая раскристаллизованность основной массы, отсутствие дифференциации андезитов по структуре и текстуре при большой мощности покрова, а также отсутствие закономерности в распределении миндалевидных полостей, небольшая ширина покрова и, самое главное, наличие линз осадочных пород в толще андезитов убедительно говорят о том, что излияние андезитовых лав носило пульсирующий характер с довольно длительными перерывами, зафиксированными линзами осадочных пород.

Причины возобновляющегося поступления андезитовых лав из магматического очага нужно искать в неоднократном приоткрывании трещин разлома, являвшихся связующим звеном между магматическим очагом и дневной поверхностью.

Формирование узкого, но протяженного линзообразно удлиненного покрова, образовавшегося путем наложения друг на друга большого числа маломощных лавовых потоков, могло произойти только при трещинном (линейном) типе вулканизма. Условия интенсивного прогибания района в этот период, подтверждаемые накоплением мощной толщи осадочно-пирокластического материала, подстилающего покров, благоприятствовали излиянию лавы.

Установить границы между отдельными потоками невозможно, так как каждый из них в месте соприкосновения с предыдущим ассимилировал верхнюю его часть и, прочно спекаясь с ним, образовал однородный контакт, не отличающийся от основной массы лавового потока. Несомненно, значительную роль в стирании границ между отдельными потоками впоследствии сыграла тектоника, а также наличие секущих даек и гидротермальная деятельность.

Определить мощность отдельных лавовых потоков по линзам осадочных пород тоже нельзя, так как последние довольно редки.

Наблюдения показали, что максимальный диаметр газовых полостей в смоляно-черных андезитах иногда превышает 0,5 м. Мощность лавового потока, в котором образуются такие газовые пузырьки, должна хотя бы в несколько раз превышать их диаметр. Следовательно, максимальная мощность единичного лавового потока вряд ли была более 10—15 м, так как при мощности покрова около 20 м при аналогичных условиях образования уже проявляется дифференциация структур слагающих пород.

Подводный характер образования смоляно-черных андезитов подтверждается отложением осадочных пород в перерывах между отдельными излияниями лав и широким развитием в андезитах шарово-концентрической отдельности.

Таким образом, необычное строение мощного покрова стекловатых пироксеновых андезитов хорошо объясняется тем, что он состоит из большого числа лавовых потоков, наложившихся друг на друга при прерывистом, пульсирующем излиянии лав.

В заключение необходимо отметить, что для месторождений технического халцедона «главной агатоносной полосы», пространственно связанных с вышеописанным покровом андезитов, распределение миндалевидных полостей не является решающим критерием, контролирующим локализацию халцедонового оруденения.

Основным фактором рудоотложения для этого типа месторождений является наличие зон смятия и брекчирования, сопровождающих региональные тектонические нарушения, которые создавали благоприятные условия для циркуляции гидротермальных растворов в толще андезитов. Зоны смятия, фиксируемые в толще смоляно-черных андезитов по наличию типичных тектонических брекчий, способствовали не только свободной циркуляции гидротермальных растворов, но и проникновению последних в миндалевидные полости, где эти растворы отлагали свой полезный груз.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Григорьев Д. П. и Гельмонт А. Я. Гравитационно-кристаллизационная дифференциация в силикатном расплаве с летучими компонентами. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1939.
2. Шрок Р. Последовательность в свитах слонстых пород. Лев. изд-во иностр. лит., 1950.

С. Н. КОНДРАШЕВ, Ю. Н. АНУФРИЕВ

## ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО КВАРЦА

Месторождения пьезооптического кварца обычно характеризуются сложным строением, изменчивой морфологией и величиной продуктивных тел, а также крайне прихотливым распределением полезного ископаемого. Все это осложняет поиски и разведку, обуславливая проведение больших объемов горных и буровых работ, в связи с чем поисково-разведочные работы на пьезокварц становятся весьма трудоемкими и дорогостоящими.

Применение геофизических методов может в значительной степени удешевить поисково-разведочные работы на пьезокварц, сделав их менее трудоемкими и более эффективными. Однако до последнего времени эти методы не заняли должного места в общем комплексе поисково-разведочных работ на пьезооптическое минеральное сырье вообще и на пьезокварц в частности. Одной из причин этого, на наш взгляд, является отсутствие соответствующих работ по оценке возможностей использования методов прикладной геофизики при поисках, разведке и эксплуатации месторождений пьезооптического минерального сырья применительно к условиям их образования и залегания.

В настоящей статье рассмотрены общие вопросы применения геофизических методов при поисках и разведке месторождений пьезооптического кварца, касающиеся геологических предпосылок, целевого назначения и методики геофизических работ.

### Геологические предпосылки и целевое назначение геофизических работ

Известно, что месторождения пьезокварца представлены гидротермальными кварцевыми жилами, пегматитовыми жильными телами и россыпями, главным образом элювиально-делювиального типа.

Единичные продуктивные тела встречаются редко. Они обычно группируются на сравнительно небольших площадях, отличающихся благоприятными геологическими условиями.

Так как геологические условия месторождений пьезокварца определяются литологическими особенностями вмещающих пород, магматизмом и тектоникой, в геологической практике выделяют литологические, магматические и структурные элементы, контролирующие локализацию пьезокварцевых месторождений (12, 13).

Участки локализации хрусталеносных тел бывают размещены на значительной площади, представляющей собой хрусталеносный район или хрусталеносную провинцию, отличающуюся общностью геологического строения.

Значительные размеры хрусталеносных районов или хрусталеносных провинций при незначительных площадях приуроченных к ним месторождений требуют проведения первоначально геологопоисковых работ

в мелких масштабах — от 1 : 200 000 до 1 : 50 000. Цель этих работ — выявление и примерное оконтуривание отдельных хрусталеносных участков. Для изучения сравнительно небольших по размерам и сложных по форме продуктивных тел при крайне неравномерном распределении в них полезного ископаемого необходимо проводить детальные поисково-разведочные работы в крупном масштабе — от 1 : 10 000 до 1 : 1 000, а в некоторых случаях и в масштабе 1 : 500. Мелкомасштабные работы проводятся главным образом с помощью маршрутных исследований с применением в небольшом объеме горных и буровых работ.

Крупномасштабные работы почти целиком базируются на горнопроходческих и буровых работах.

Современные геофизические методы могут успешно применяться на всех стадиях поисковых и разведочных работ на пьезокварц.

Известна эффективность геофизических работ по выявлению, прослеживанию и оконтуриванию складчатых структур, зон тектонических нарушений, контактов различных пород и комплексов определенных образований. Поэтому в стадии мелкомасштабных маршрутных поисков можно рекомендовать проведение геофизических работ с целью выявления и прослеживания определенных геологических элементов, контролирующих размещение хрусталеносных участков или месторождений в пределах перспективных районов.

Следует отметить, что наибольший эффект при мелкомасштабных поисках геофизические работы могут дать лишь в районах с заведомо установленной хрусталеносностью, для которых уже выявлены основные факторы, контролирующие размещение месторождений или хрусталеносных полей. Примером целесообразности проведения мелкомасштабных геофизических работ при поисках пьезокварцевых месторождений могут служить геофизические работы, проведенные на Украине. Здесь геофизические методы разведки успешно были использованы для прослеживания под наносами контакта рапакививидного гранита с анортозитами, в зоне которого локализуются хрусталеносные пегматитовые тела.

В тех случаях, когда геологопоисковые работы на пьезокварц проводятся в пределах хрусталеносных площадей, для которых основные факторы локализации хрусталеносных полей еще недостаточно выявлены, применение геофизических работ становится менее эффективным, так как не представляется возможности сделать их достаточно конкретными и целеустремленными. При постановке рекогносцировочных маршрутных работ на совсем не изученных в отношении пьезокварца площадях вряд ли следует рекомендовать проведение геофизических исследований.

Таким образом, в стадии геологических поисков в масштабе 1 : 50 000 и мельче геофизические работы должны способствовать не только изучению общей геологической структуры перспективных районов, но и, главным образом, выявлению геологических предпосылок размещения месторождений пьезокварца.

Значительно более разнообразное применение геофизические исследования могут найти в стадии детальных поисково-разведочных работ различных масштабов (1 : 10 000 и крупнее).

Геологические работы по изучению хрусталеносных полей или месторождений выполняются с целью обнаружения и разведки отдельных продуктивных тел и производства геологического картирования, основным назначением которого следует считать выявление литологических, магматических и структурных (а при поисках россыпей — и геоморфологических) факторов, контролирующих размещение продуктивных тел.

В качестве примера успешного применения геофизических методов (ВЭЗ, электропрофилирование) в стадии детальных поисково-разведочных работ

ных работ можно привести работы, выполненные на Южном Урале, где хрусталеносные кварцевые жилы и делювиальные россыпи приурочены к брахиантиклинальной складке, сложенной метаморфизованными вулканогенными породами, прорванными малыми интрузивными телами плагиоаплитов и плагиогранитов, в контактовых зонах которых и размещены хрусталеносные кварцевые жилы. Россыпи здесь сложены песчано-глинистыми отложениями, включающими обломки кристаллов гипсового хрустала, и залегают в древних депрессиях. Продуктивные отложения перекрыты пустыми породами, вследствие чего россыпи оказываются погребенными, ничем не проявляющими себя в современном рельефе.

Породы коры выветривания сланцевой толщи обладают средним удельным электрическим сопротивлением порядка 20—40 *ом м*, а гранитоидов и вулканогенного комплекса 30—80 *ом м*. В неизменном виде материнские породы также мало отличаются друг от друга по электрическому сопротивлению, изменяющемуся от 200—300 до 1500 *ом м* и более в зависимости от состава, сохранности и степени окварцевания. Эти данные указывают на возможность успешного применения электроразведки для выявления кварцевых жил и других образований, обладающих высоким сопротивлением и залегающих в коре выветривания сланцев, плагиогранитов и вулканогенного комплекса.

Характер электрической дифференциации пород в пределах распространения погребенных логов также оказался благоприятным для постановки электроразведки. Погребенные лога отображаются на графиках электропрофилеирования как сравнительно хорошо проводящие зоны.

Применение геофизических методов в районе с подобной геолого-геофизической характеристикой позволило осуществить непосредственные поиски кварцевых жил (в том случае, когда последние залегают на глубине не более 7—10 м от дневной поверхности), а также поиски и оконтуривание древних депрессий, к которым приурочены продуктивные россыпи. Использование геофизических методов сделало детальные геологопоисковые работы более эффективными.

Геофизические методы в этом районе применялись также с целью геологического картирования.

С помощью электроразведки и магниторазведки удалось определить контуры основной брахиантиклинальной структуры, а также выделить участки, сложенные изверженными породами. Это позволило с большей эффективностью проводить поисково-разведочные работы.

В процессе поисково-разведочных работ, кроме геофизических съемок поискового и картировочного назначения, следует проводить геофизические исследования геологических разрезов по скважинам. Этот вид исследований до настоящего времени при поисково-разведочных работах на пьезокварц не применялся, если не считать единичных опытных работ, выполненных геофизической партией ВНИИП (А. Э. Липская) в 1958 г.

Целевым назначением скважинной геофизики на пьезокварцевых месторождениях можно считать:

1. Уточнение геологических разрезов по буровым скважинам.
2. Корреляция геологических разрезов по скважинам.
3. Определение мощности и структуры продуктивных жильных тел, пересеченных скважинами.
4. Выявление жильных тел вблизи скважин.
5. Определение физических свойств горных пород, пересеченных скважинами.

Таким образом, геофизические работы на пьезокварц могут найти широкое и эффективное применение на всех этапах поисков и разведки; включение их в комплекс геологоразведочных работ следует считать первоочередной задачей.

### Вопросы методики геофизических исследований

При разрешении задач, указанных выше, геофизические работы, как правило, должны характеризоваться применением комплекса методов прикладной геофизики.

В стадии геологосъемочных работ, как следует из целевого назначения этих исследований, геофизические работы в основном должны проводиться в мелком масштабе (1 : 200 000 — 1 : 50 000) с целью выявления или уточнения общей геологической структуры изучаемых районов, с одной стороны, и определения характера геологических факторов, контролирующего размещение месторождений пьезокварца, с другой. Следовательно, методика проведения геофизических работ должна определяться уже хорошо известными чертами, типичными для районов сложного геологического строения с разнообразным комплексом интрузивных, эффузивных и осадочных пород.

Учитывая опытные данные и своеобразие геолого-геофизических условий распространения месторождений рассматриваемого вида, можно считать, что наиболее типичный геофизический комплекс должен включать в себя гравиразведку, магниторазведку, электроразведку (ВЭЗ и электропрофилирование) и скважинную геофизику.

В частности, при изучении площадей с хорошо дифференцированным плотностным и магнитным разрезами, основными геофизическими методами должны являться гравиразведка и магниторазведка, а дополнительными — электроразведка и скважинная геофизика.

В качестве примера эффективного и точного единичного использования геофизических съемок масштаба 1 : 200 000 и крупнее для разрешения задач, типичных для стадии геологопоисковых работ, можно указать на исследования по оконтуриванию и изучению строения одного из плутонов в пределах Украинского кристаллического массива. Применение геофизического комплекса в составе гравиразведки, магниторазведки и электроразведки позволило определить здесь положение различных контактов интрузива, а также крутизну и характер погружения основной контактовой поверхности, разделить массив на ряд зон с примерно однотипной геологической характеристикой и высказать достаточно обоснованные соображения, касающиеся вопросов оценки перспектив расширения пегматитоносных площадей.

Данные геофизических исследований могут быть широко использованы при геологическом картировании. В том случае, когда геофизические работы предшествуют геологосъемочным, материалы геофизических исследований должны быть использованы в качестве основы для проведения геологосъемочных работ. Если же геофизические работы проводятся после геологических, результативные материалы первых в виде структурно-корреляционных планов должны быть использованы для уточнения уже составленной геологической карты. Данные геофизических исследований позволяют либо уточнить, либо с иных точек зрения рассмотреть вопросы структуры, стратиграфии, вещественного состава отдельных комплексов образования, положения зон нарушений и границ разделов сред, строения интрузивных тел и других специфических черт геологического строения районов исследования.

Кратко рассмотрим вопросы методики геофизических работ при разрешении комплекса задач во время проведения детальных поисково-разведочных работ масштаба 1 : 10 000 — 1 : 1000 и крупнее.

1. Методика проведения геофизических работ при решении первой из основных задач — выявление, прослеживание и изучение геологических структур, определяющих закономерность в локализации хрусталеносных кварцевых или пегматитовых жильных тел, должна характеризоваться примерно следующими типичными чертами:

1. Геофизические исследования должны носить комплексный характер, наиболее полно учитывающий своеобразие геолого-геофизической характеристики района исследования.

2. Производственному применению геофизических исследований должны предшествовать опытные работы в районах распространения известных структур, контролирующих размещение месторождений пьезооптического кварца. Основным назначением опытных работ следует считать получение материалов для оценки возможностей отдельных методов геофизического комплекса и определения оптимальной сети наблюдений.

3. Характер соотношения геофизических и геологических работ определяется в зависимости от результативных материалов геофизических исследований.

II. Применение геофизических работ с целью выявления и оконтуривания пород, благоприятных для образования хрусталеносных кварцевых жил, с методической точки зрения следует рассматривать как целенаправленное применение геофизики при геологосъемочных работах масштаба 1 : 10 000 — 1 : 1000. Для этого можно достаточно полно использовать опыт, накопленный геофизической службой СССР в порядке выполнения картировочных работ.

Из практики применения геофизических методов при геологическом картировании масштаба 1 : 10 000 площадей, примыкающих к известным месторождениям пьезокварца, мы сможем указать лишь на исследования в пределах Южного Урала. Так, в 1956 г. геофизический комплекс в составе магниторазведки (Z-вариометр), симметричного электропрофиллирования и вертикального электрического зондирования позволил В. Н. Подоксенову закартировать здесь области развития интрузивных и вулканогенных пород, благоприятных для образования хрусталеносных кварцевых жил, выделить участок распространения порфиритов и получить данные для оценки мощности коры выветривания и характера рельефа поверхности коренных пород.

Геофизические исследования с картировочным назначением должны выполняться с небольшим опережением геологических, являясь основой для проведения геологосъемочных работ.

Основными материалами геофизических исследований, которые используются геологами при проведении геологосъемочных работ, являются так называемые структурно-корреляционные планы составленные с учетом комплексного использования данных соответствующих наблюдений (2, 8). На этих планах на основании геофизических данных выделены и прослежены от профиля к профилю зоны с различными значениями физических параметров. Геологическая индексация геофизических аномалий в первом приближении производится на основе сопоставления геофизических данных с опорными геологическими разрезами и материалами других видов исследований.

Анализ параметрических (опорных) геолого-геофизических профилей и карт позволяет выявить основные закономерности, обуславливающие характер изменения наблюдаемых геофизических полей.

Специфика и содержание названных опорных материалов в основном определяются особенностями геологического строения рассматриваемых территорий, степенью их изученности, полнотой данных о характере дифференциации физических свойств пород изучаемого геологического разреза и сочетанием примененных частных методов прикладной геофизики. Поэтому в некоторых случаях имеется возможность сопоставить данные геофизических исследований лишь с материалами наземных геологических наблюдений по отдельным разрозненным маршрутам, пересекающим наиболее обнаженные участки коренных пород, или с результатами бурения по выборочным направлениям, в других случаях — с сравнительно детальными геологическими картами отдельных участков, составленными при геологосъемочных работах или специализированных поисках на определенный тип полезного ископаемого.

Геолого-геофизические разрезы содержат также некоторые расчетные данные, характеризующие возможности примененных геофизических методов для определения строения картируемых комплексов геологических образований, выделения и прослеживания областей контакта различных пород, определения геометрических параметров искомых объектов, глубины залегания и угла наклона контактных поверхностей и других параметров изучаемого разреза.

Геологосъемочные работы, выполняемые после геофизических, должны быть в первую очередь направлены на геологическую привязку соответствующих зон, намеченных на структурно-корреляционных планах, и выделение геологических границ, не отображенных в геофизических материалах. Геологические карты, составленные с учетом данных геофизики, отличаются большей детальностью по сравнению с аналогичными картами, составленными без использования материалов геофизических наблюдений.

III. Ведущий метод геофизического комплекса при поисках и оконтуривании кварцевых жильных тел, залегающих на небольшой глубине, должен характеризоваться высокой производительностью, сравнительно простой аппаратурой и несложными приемами интерпретации результатов наблюдений.

В настоящее время в большей степени этим требованиям отвечает метод «отношения потенциалов» с использованием облегченного электропоискового комплекта ИЖ (искатель жил), опробованный на Южном Урале в 1956—1958 гг. Основные методические приемы электропоисковых работ с комплектом ИЖ выработаны для поисков непроводящих (кварцевые жилы) и проводящих (сульфидные и сульфидонизированные залежи) образований, имеющих значительную протяженность и мощность (11). В связи с этим нами приводятся лишь некоторые данные по специфике применения электропоискового комплекта ИЖ при поисках хрусталеносных кварцевых жил.

Для выявления хрусталеносных кварцевых жил участки съемок, как правило, следует покрывать планшетами с взаимно перпендикулярными разностями питающих линий. Эта методика проведения полевых работ гарантирует от пропуска как согласных, так и секущих кварцевых жил.

Величины разносов  $AB = 300-400$  м и  $MO = ON = 5$  м (шаг наблюдений — 5 м) могут быть рекомендованы для поисков хрусталеносных кварцевых жил, протяженностью свыше 30 м. Вопрос о характере связи оптимальных разносов  $AB$  с протяженностью кварцевых жил по простиранию и на глубину при длине их менее 30—40 м требует дальнейших выяснений.

Исходя из теоретических представлений и опытных данных о морфологии хрусталеносных кварцевых жил и условиях их распространения, можно заключить, что во многих хрусталеносных районах для выделения аномальных участков, в пределах которых в дальнейшем должны быть поставлены дополнительные детальные геофизические исследования, поисковые работы с комплектом ИЖ следует осуществлять по сети профилей, отстоящих друг от друга на 10 м. Детализационные работы в пределах выявленных аномальных участков следует производить в основном другими методами.

При генетической классификации аномалий и изучении аномалообразующих объектов в первую очередь рекомендуется проведение съемок по выборочным направлениям с помощью двустороннего несимметричного (комбинированного или дипольно-осевого) профилирования на нескольких разносах. Систематическое изложение метода «дипольное профилирование» дано И. М. Блох (1).

В результате проведения профильных съемок представится возможным:

- 1) разделить выявленные аномалии на поверхностные и глубинные;
- 2) получить необходимые материалы по геоэлектрической характеристике районов распространения аномалий сложного строения;
- 3) установить характер различия в электрических свойствах аномалообразующих объектов и вмещающих пород, поскольку метод отношения потенциалов не позволяет получать подобные сведения;
- 4) расчленить достаточно протяженные аномальные зоны на участки с примерно однотипной геоэлектрической характеристикой и выбрать характерные узлы для заложения горных выработок;
- 5) получить некоторые данные по пространственному положению искоемых аномалообразующих объектов.

Анализ кривых  $\rho_k$  (см. рисунок) и графиков метода отношения потенциалов, построенных по данным наблюдений в области распространения кварцевой жилы, позволяет сделать заключение о целесообразности комплексного применения метода отношения потенциалов и метода сопротивлений.

Применение микромагнитных съемок с целью выяснения природы аномалий основывается на наличии слабромагнитных свойств у кварца ( $\chi = 1 \cdot 10^{-6} \text{ GGSM}$ ) и у боковых пород, измененных гидротермальными процессами (6). С этой точки зрения кварцевые жилы с «сухими зальбандами» являются менее благоприятными объектами для проведения магнитных съемок.

Отсутствие в хрусталеносных кварцевых жилах достаточного количества магнитоактивных минералов (магнетит, пирротин) предопределяет в среднем пониженную магнитную восприимчивость их и обуславливает определенный вид аномалий, связанных с ними.

Зоны пониженных значений  $\Delta Z$ , напоминающие по характеристикам аномалии над кварцевыми жилами, могут быть также связаны с неравномерным распределением магнитных минералов во вмещающих породах и переходом магнетита, приуроченного к рассланцованным или трещиноватым зонам, и гидроокислы железа с незначительной магнитной восприимчивостью.

Проверку геофизических аномалий следует производить с помощью простейших горных выработок (канав, траншей, шурфов небольшого сечения с рассечками) и неглубоких буровых скважин.

Основной объем горных работ при проверке геофизических аномалий должен быть произведен с целью расшифровки индикаций, относи-

ных к числу перспективных. Площадки для заложения горных выработок следует выбирать с учетом вероятного падения кварцевых жил в наиболее выраженных и более обоснованных детальными работами участках аномалий (11).

Для расшифровки достаточно протяженных аномальных зон нельзя ограничиваться единичными горными выработками, поскольку они могут вскрыть участки, не типичные для изучаемой аномальной зоны. Аномальные зоны, отнесенные к числу неперспективных, частично должны проверяться горными работами. Это гарантирует от возможных ошибок в интерпретации геофизических материалов и позволяет, кроме того, получить дополнительные материалы для более полного уяснения геологической структуры района.

В случае недостаточности полной геолого-геофизической изученности районов исследования (когда еще определенно не установлены типы аномалий, связанные с кварцевыми жилами) начальный этап расшифровки геофизических аномалий должен заключаться в проведении горных работ с целью геологической привязки всех выявленных типов аномалий. После подобных исследований представится возможность направить горные работы по более эффективному пути. При поисках кварцевых жил определенный объем геофизических работ почти всегда должен затрачиваться на уточнение геолого-структурных особенностей изучаемых жильных полей.

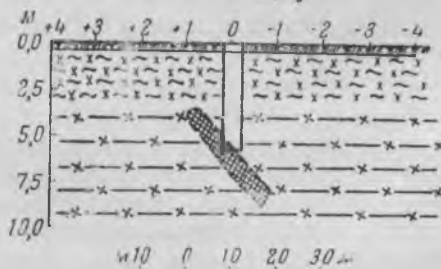
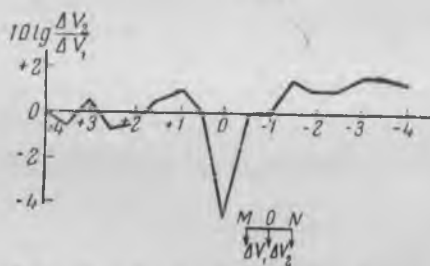
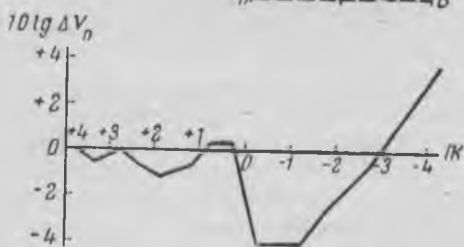
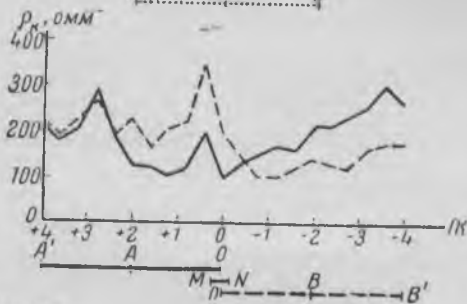
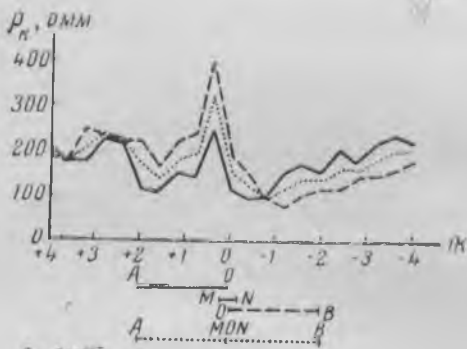
Методика применения геофизики для поисков и оконтуривания пегматитовых тел, главные минералы которых относятся к тому же типу, что и во вмещающих материнских магматических породах, еще находится в стадии разработки. В настоящее время известны случаи выявления ненарушенных пегматитовых образований по данным радиометрической эманационной съемки в комплексе с электроразведкой (11) или корневых частей разрушенных тел по материалам электропрофилеирования.

Вопросы применения высокочастотной сейсмики для поисков пегматитовых тел с пьезокварцем изучались Геологическим институтом АН УССР. В результате экспериментальных и теоретических исследований были получены данные, указывающие на возможность использования динамических особенностей волн для картирования пегматитовых тел.

Применимость электроразведки для обнаружения пегматитовых тел, залегающих в осадочной песчано-сланцевой толще, установлена (11). Связанные с пегматитовыми телами зоны окварцевания усиливают их электрическую дифференциацию и создают более благоприятные условия для применения электроразведки.

Как показали исследования последних лет (3, 4, 9, 10), кварцсодержащие горные породы (граниты, гнейсы, пегматиты, жильный кварц) обладают пьезоэлектрическими свойствами. Установленный характер различия в значениях пьезомодулей различных горных пород может служить основанием для разработки нового геофизического метода картирования кварцсодержащих пород и разделения их на определенные группы. Есть основание рассчитывать на успешное применение этого метода для картирования пегматитовых тел.

Следует отметить, что к неблагоприятным условиям применения геофизических методов в обсуждающемся направлении, помимо сложности физических констант пегматитов и вмещающих пород, относятся и некоторые формы залегания их. К этому типу следует отнести залежи в виде труб, небольших линз, гнезд и ветвящихся прерывистых жильных тел.



1
  2
  3
  4

Кривые  $\rho_k$  различных видов электропрофилеирования и графики метода отношения потенциалов в области распространения кварцевой жилы (по В. И. Оксману)

1 — почвенно-растительный слой;  
 2 — сланцы кварцево-сланцевые каолинизированные; 3 — сланцы кварцево-сланцевые (свежего облика); 4 — кварцевая жила

IV. Задача выявления и оконтуривания древних депрессий (логов), с которыми могут быть связаны хрусталеносные россыпи, достаточно успешно решается с помощью электроразведки (метод отношения потенциалов и электропрофилирование).

Как показывает опыт работы Всесоюзного научно-исследовательского института пьезооптического минерального сырья, ведущим методом в геофизическом комплексе, применяемом одновременно для поисков погребенных логов и кварцевых жил, должен являться, как наиболее экономичный, метод отношения потенциалов, а дополнительными методами — несимметричное (трехэлектродное или дипольно-осевое) профилирование и электрическое зондирование. В геофизическом комплексе, применяемом лишь с целью поисков и оконтуривания погребенных логов, ведущим методом является симметричное профилирование, а дополнительным — уже упомянутые более трудоемкие виды электроразведочных исследований. Дополнительные методы применяются для расчленения геоэлектрического разреза и изучения геологического строения областей распространения погребенных логов.

Геологические исследования, проводимые после геофизических, в подобных случаях сводятся к проходке разведочных выработок с целью опробования рыхлых отложений, выполняющих депрессии.

V. Геофизические исследования геологических разрезов по скважинам также должны носить комплексный характер. Для разрешения задач, указанных выше, в первую очередь необходимо применять электрические методы (метод кажущегося сопротивления — КС, метод сопротивления экранированного заземления — СЭЗ, метод потенциалов собственной поляризации — ПС, метод потенциалов вызванной поляризации пород — ВП) и радиоактивные методы. Общие принципы методики интерпретации результатов геофизических исследований геологических разрезов по скважинам изложены в ряде работ (5, 7 и др.) и сравнительно легко могут быть использованы геофизиками при проведении соответствующих поисково-разведочных работ на пьезооптическое минеральное сырье.

Приведенные выше материалы по основным вопросам применения геофизических методов при поисках и разведке месторождений пьезокварца дают основание для следующих выводов и предложений:

1. Геофизические методы могут найти широкое и разнообразное применение при поисках и разведке месторождений пьезокварца во всех известных условиях их залегания. Особую ценность результаты геофизических исследований могут представлять в случае проведения геологопоисковых работ в закрытых районах.

2. В стадии предварительных геологопоисковых работ геофизические исследования должны применяться с целью изучения общей геологической структуры перспективных районов и выяснения общего характера проявления литологических, магматических и структурных факторов, контролирующих размещение месторождений пьезооптического кварца. Комплексное использование данных геофизики и геологии позволит более обоснованно и надежно определять границы хрусталеносных площадей и намечать участки для проведения детальных поисково-разведочных работ.

3. В стадии детальных поисково-разведочных работ масштабов 1 : 10 000 — 1 : 1000 и крупнее геофизические методы могут и должны найти широкое и достаточно эффективное применение при решении следующих основных задач:

а) выявлении, прослеживании, оконтуривании и изучении перспективных пород и геологических структур, определяющих локализацию хрусталеносных кварцевых или пегматитовых тел;

б) поисках, прослеживании, оконтуривании и изучении хрусталеносных объектов (кварцевых жил, пегматитовых тел и россыпей, приуроченных к погребенным депрессиям в коренных породах, залегающих на небольшой глубине);

в) детальном изучении геологического строения рудных полей;

г) уточнении геологических разрезов по буровым скважинам.

4. При оценке перспектив расширения хрусталеносных областей и регионов и разработке рациональной методики поисков и разведки пьезокварца следует широко пользоваться материалами геофизических исследований, которые должны входить в комплекс геологоразведочных работ на пьезооптический кварц.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Блох И. М. Дипольное электропрофилирование. Госгеолтехиздат, 1957.
2. Вешев А. В., Фокин А. Ф., Очкур М. А. Использование комбинированного электропрофилирования для геологического картирования в крупных масштабах. Сб. «Вопросы рудной геофизики». Гостоптехиздат, 1957.
3. Воларович М. П. Пьезооптический эффект горных пород. Докл. АН СССР, т. 99, № 2, 1954.
4. Воларович М. П., Пархоменко Э. И. Пьезоэлектрический эффект горных пород. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1955.
5. Дахнов В. Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. Гостоптехиздат, 1955.
6. Загармистр А. М. Геофизическая разведка золоторудных кварцевых жил. Бюллетень нефтяной геофизики, в. IV, 1937.
7. Комаров С. Г. Геофизические исследования нефтяных скважин. Гостоптехиздат, 1952.
8. Моисеенко С. Ф. Опыт геологической съемки в Нерчинско-Заводском районе Восточного Забайкалья с использованием геофизических данных. Сб. «Вопросы рудной геофизики». Гостоптехиздат, 1957.
9. Пархоменко Э. И. Пьезоэлектрические текстуры кварца и кварцсодержащих горных пород. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1956.
10. Пархоменко Э. И. Измерение пьезоэлектрических модулей горных пород статистическим методом. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1957.
11. Сафронов Н. И. Краткое руководство по проведению комплексных руднопоисковых крупномасштабных работ. Отдел техн. инф. Дальстроя. Магадан, 1956.
12. Хотенок М. М. Геологические предпосылки поисков месторождений пьезооптического кварца. Тр. ВНИИП, т. I, в. I, 1957.
13. Хотенок М. М. Признаки хрусталеносности кварцевых жил и пегматитовых тел. Тр. ВНИИП, т. I, в. I, 1957.

# МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

А. В. СКРОПЫШЕВ

## ПРИРОДА ОКРАСКИ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Кристаллы исландского шпата Сибирской платформы иногда имеют желтый цвет той или иной интенсивности, который является серьезным препятствием для их использования в оптических приборах.

Установление природы окраски исландского шпата облегчило бы разработку методики его обесцвечивания. Поэтому понятен тот большой интерес, который проявляется к обесцвечиванию исландского шпата. А. В. Лаврский (в 30-х годах) пытался обесцветить исландский шпат Сибирской платформы путем запекания кристаллов в хлебе (по сообщению А. М. Кузьмина, 1940). А. М. Кузьмин (2) произвел несколько опытов по обесцвечиванию исландского шпата путем нагревания кристаллов при низких температурах и высказал предположение, что окраска этого минерала вызвана наличием в нем органических соединений.

Обесцвечиванием исландского шпата Сибирской платформы в различное время занимались А. А. Штернберг, А. А. Вишневский и Я. П. Снопко.

Результаты исследования природы желтой окраски кристаллов исландского шпата и способов ее устранения приводятся в статье Г. Ф. Комовского и Я. П. Снопко (1). Авторы на основании изучения люминесценции кристаллов в катодных, рентгеновских, ультрафиолетовых и  $\gamma$ -лучах, а также гермолюминесценции и теоретических рассуждений высказали предположение, что природа окраски желтых кристаллов исландского шпата связана с наличием в них коллоидной гидроокиси железа. Необходимо отметить, что наличие коллоидных гидроокислов железа в желтых кристаллах авторами не доказано, а только предполагается. В работе приведено краткое описание способов обесцвечивания части желтых кристаллов шпата термическим и световым методами.

Таким образом, природа желтой окраски исландского шпата еще не установлена, а способы обесцвечивания далеко не совершенны.

Основная ошибка исследователей, занимавшихся обесцвечиванием исландского шпата, заключается, по-видимому, в том, что они пытались обесцветить этот минерал, не зная причины, вызывающей в нем окраску. Выяснение причины окраски позволило бы уточнить и генезис месторождений.

При решении поставленной задачи мы следовали указаниям академика А. Е. Ферсмана, который писал: «Анализ цвета может быть точно сделан только при трех условиях: знании кристаллической решетки и распределения в ней не только ионов или атомов, но и плотности электронных блоков; точном знании химического состава минерала, причем не только путем точного количественного анализа, но и путем спектроскопических определений всех примесей и их сочетаний; и, на-

конец, при точном определении окраски минерала путем изучения полос поглощения» (5).

В соответствии с изложенным были выполнены следующие анализы исландского шпата:

- 1) детальные макроскопические наблюдения за распределением окраски в природных кристаллах;
- 2) фотометрические измерения;
- 3) изучение кристаллов в ультрафиолетовом свете;
- 4) спектральный анализ;
- 5) химический анализ;
- 6) анализы на спектр поглощения;
- 7) битуминологические исследования;
- 8) термические исследования.

### Макроскопическое изучение природных кристаллов

В нашем распоряжении в большом количестве были кристаллы исландского шпата из многих точек Сибирской платформы и одиночные кристаллы из Казахстана и Кавказа. Изучение кристаллов производилось непосредственно в полевых условиях и в лаборатории.

Детальный просмотр кристаллов имел своей целью установить характер и степень окраски, ее распределение внутри кристаллов, а также закономерности в распределении окрашенных кристаллов внутри месторождений.

Замечено, что менее окрашенные и часто совершенно бесцветные кристаллы располагаются на поверхности или вблизи поверхности, а кристаллы, имеющие более интенсивную окраску, залегают на большей глубине. В ряде случаев одна часть кристалла находилась в почве (в наносах), а другая — на поверхности и была доступна воздействию как солнечных лучей, так и атмосферных агентов. Часть кристалла, находящаяся на поверхности, была бесцветной, а залегающая в наносах — окрашенной. Эти наблюдения позволяют сделать вывод, что в поверхностных условиях кристаллы подвергаются естественному обесцвечиванию.

При просмотре отдельных кристаллов выясняется, что степень их окрашенности бывает неодинакова: во-первых, в одном и том же рудном теле могут находиться кристаллы, отличающиеся друг от друга интенсивностью окраски; во-вторых, части одного и того же кристалла могут быть в различной степени окрашены.

В природных кристаллах редко удается заметить какую-либо закономерность в распределении окраски. Лишь иногда устанавливается приуроченность интенсивно окрашенных участков к зонам роста кристалла.

Распределение окраски по зонам роста кристалла отчетливо наблюдается после предварительного прогревания его при температуре 250—300°. Отметим, что распределение окраски по зонам роста свидетельствует о непостоянстве минералообразующих растворов и о том, что окраска кристаллов является первичной, так как она образовалась в период их роста.

Нами было просмотрено большое число (не менее 15000) образцов исландского шпата, выколотых по спайности. Некоторые из них были бесцветны, а большая часть окрашена в желтый цвет различной интенсивности.

По интенсивности окраски кристаллы удалось разделить на 15 классов: 0, I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII, XIII, XIV. Совер-

шенно бесцветные кристаллы отнесены к нулевому классу. От первого класса к последующим интенсивность окраски повышается. Разделение кристаллов на классы производилось на глаз при естественном освещении. Таким образом, была выработана шкала различной степени окрашенности для кристаллов исландского шпата Сибирской платформы<sup>1</sup>.

### Фотометрические измерения

Разделение кристаллов по интенсивности окраски на отдельные классы произведено визуальным путем. Поэтому для большей объективности и количественной характеристики интенсивности окраски кристаллов каждого класса был использован фотоэлектрический регистрирующий микрофотометр МФ-2, предназначенный для измерения плотностей почернения спектрограмм.

Как известно, поглощение света телами носит селективный характер: свет разных длин волны поглощается в различной степени. Когда тело пропускает все или большую часть лучей видимой части спектра, его считают прозрачным. Именно таким веществом и является оптический исландский шпат. Интенсивность желтой окраски значительной части кристаллов неодинакова, следовательно, прозрачность их различна.

При использовании исландского шпата в качестве оптического сырья большое значение имеет как общее, так и селективное пропускание им света. Поэтому и возникла необходимость точной цифровой характеристики этого явления.

Микрофотометр МФ-2 достаточно чувствителен к лучам видимой части спектра и может точно фиксировать снижение интенсивности пучка света вследствие сгущения окраски кристалла. С помощью этого прибора невозможно отделить селективное пропускание от общего, но в этом и нет необходимости, так как наша задача — определить степень общей интенсивности окраски кристаллов.

Учитывая, что исландский шпат — вещество анизотропное, правильнее всего было бы вести измерения по направлению его оптической оси (0001). Однако ввиду того, что этот минерал обладает совершенной спайностью по ромбоэдру, измерения производились по (10 $\bar{1}$ 1), но так, чтобы плоскость измерительной щели микрофотометра совпала с плоскостью оптической оси кристалла; тогда необыкновенный луч «совпадает» с обыкновенным.

При измерении поглощения света кристаллами исландского шпата в прибор не пришлось вносить никаких конструктивных изменений, за исключением введения «держателя кристалла», позволяющего устанавливать измеряемый кристалл в одинаковом положении относительно измерительной щели.

Ввиду того, что поверхности кристаллов (спайных выколов) обычно слегка неровны, фокусировка производилась не на выходящий луч, а на входящий, т. е. измерялся рассеянный свет, благодаря чему разбросы отдельных измерений уменьшались. Для каждого кристалла было выполнено не менее пяти замеров, путем перемещения его салазками параллельно самому себе, благодаря чему различные его части попадали в измерительную зону. Измеряемые пластинки кристаллов имели толщину от 5,8 до 15,2 мм. Учитывая, что поглощение света зависит также от толщины пластинок, все измерения были приведены к толщине 10 мм.

Измерения производились в белом и синем свете.

<sup>1</sup> Шкала разработана И. И. Хитровым.

Результаты систематического измерения различно окрашенных эталонных образцов, определенных визуально, приведены в табл. 1.

Как видно из табл. 1, количество пропускаемого кристаллами белого света колеблется от 70% (для кристаллов 0 класса) до 32% (для кристаллов XIV класса — наиболее окрашенных), а синего света — соответственно от 67 до 22%. Точные измерения интенсивности

Таблица 1

Классы окраски, определенные визуально	Толщина кристалла в м.м	Белый свет			Синий свет		
		отсчет по логарифмической шкале	приведенные логарифмы	пропускание света в %	отсчет по логарифмической шкале	приведенные логарифмы	пропускание света в %
0	10,4	20—21	20,4	70	17,3	10,9	67
I	12,3	21,5—22,0	18,5	65	18,5—21,0	17,1—19,0	66,9—64,5
II	8,8	19,5—20,0	22,0	61	17—18	18,4—20,4	65—63
IIк	10,8	22,0	21,5	61,5	21,5—22,5	20,4—21,2	62,8—62,0
III	13,6	25,0—24,0	18,7	64,5	23—24	19,9—19,0	66—64
IIIк	11,3	23,5—24,0	20	64	23—24	21,0—21,5	62—61
IV	9,9	21,5—22,0	22	61	20,5—21,5	21,0—22,0	62,0—60,5
IVк	11,2	23,5—24,0	20	64	23,8—24,5	21,5—22,5	61—60
V	8,8	21,5	24,5	57	19,5—20,0	21,5—22,5	61—60
Vк	6,7	17,5	24,7	57	17,5—18,0	23,0—24,6	59,0—56,5
VI	8,7	20,5—21,0	24,5	57	20,5—21,5	23,0—24,5	59—57
VIк	8,7	22	25,0	56	22,0—22,5	24,8—25,0	56,5—56,0
VII	12,2	25—27	22,5	60	27,5—28,0	24,3—24,5	57,0—56,5
VIIк	14,5	32	25,0	56	32,9—33,5	25,2—25,5	56,0—55,5
VIII	11,4	35—36	26,0	55	31,5—34,5	22,5—25,5	60,0—55,5
VIIIк	11,7	26—29	24—26	57—55	29,3—32,0	26,0—28,4	55—52
IX	11,0	27,5	26	55	30,0—31,0	27,9—29,4	52—51
X	5,8	21—22	31	49	23,5—24,0	34,5—35,0	45,0—44,5
XI	6,3	21—22	39	47	22,0—22,5	35—36	44,5—44,0
XII	16,1	47	35	45	51—52	38	41
XIII	15,2	50	39	40	58—62	46	34
XIV	13,2	63	50	32	74—80	65	22

Примечания. 1. Римской цифрой с буквой «к» обозначены классы желтой окраски с красноватым оттенком.

2. По просьбе автора измерения выполнены Ю. В. Казыным.

окраски кристаллов показывают, что разделение их визуальным способом на 15 классов произведено достаточно точно, так как наблюдается постепенное уменьшение пропускания света от 0 до XIV класса.

Вместе с тем, полученные данные позволяют несколько уточнить шкалу, разработанную нами ранее.

При дальнейших исследованиях выяснилось, что окраска кристаллов отличается не только по степени интенсивности, но и по характеру. Оказалось, что кристаллы, имеющие одинаковую интенсивность, т. е. относящиеся к одному классу, несколько отличаются по цвету: одни из них имеют желтый цвет, а другие — желтый с красноватым оттенком. И. Н. Хитровым были установлены две ветви окраски. Однако эти ветви макроскопически удается проследить только до VIII класса включительно.

## Изучение кристаллов в ультрафиолетовом свете

Изучение кристаллов в ультрафиолетовом свете имело своей целью установить наличие люминесцирующих примесей в исландском шпате, а также степень и характер их люминесценции, выявить закономерности в распределении примесей, а также обнаружить наличие возможной связи люминесцирующих примесей со степенью и характером окраски исландского шпата.

Просмотр в различной степени окрашенных и бесцветных кристаллов исландского шпата осуществлялся на люминесцентной установке, состоящей из аргоно-ртутно-катодной лампы (АРК-2), помещенной в железный кожух. Кожух имеет два отверстия размером  $10 \times 8$  см, в которые вставлены светофильтры (кобальтовое стекло), пропускающие световые лучи с длиной волн  $380\text{\AA}$  и короче. Одно отверстие предназначено для просмотра объекта в проходящих лучах, другое находится внизу кожуха ниже уровня глаз наблюдателя и служит для изучения объектов в отраженных ультрафиолетовых лучах.

На этом приборе были просмотрены сотни образцов исландского шпата, выколотых по спайности (кристаллы с естественными гранями обычно покрыты матовой корочкой, поэтому внутренние их части на приборе просматриваются плохо).

В результате просмотра установлено следующее:

1. Большая часть бесцветных кристаллов совершенно не люминесцирует; однако встречаются бесцветные при обычном свете кристаллы, которые люминесцируют бледным желтоватым цветом.

Люминесцирующие участки иногда располагаются в кристалле в виде своеобразных «облаков», а иногда приурочены к зонам роста кристалла. Из этого можно заключить, что и в бесцветных при обычном свете кристаллах содержатся примеси, включенные при росте кристалла, о чем свидетельствует расположение их по зонам роста.

2. Кристаллы, имеющие желтую окраску (напомним, что разделение кристаллов по характеру окраски можно произвести только до VIII класса), или не люминесцируют, или люминесцируют в незначительной степени, т. е. так же, как и бесцветные кристаллы.

Кристаллы, имеющие интенсивную желтую окраску (от VIII класса и выше), а также кристаллы желтые с красноватым оттенком, как правило, люминесцируют бледным желтоватым цветом, причем распределение люминесцирующих участков внутри кристаллов примерно такое же, как в бесцветных кристаллах, т. е. зональное. Эти данные прежде всего подтверждают правильность разделения кристаллов по характеру окраски на два типа, произведенного макроскопическим путем, и, кроме того, свидетельствуют, возможно, о некотором различии природы веществ, окрашивающих исландский шпат в желтый цвет с красноватым оттенком и в желтый цвет чистой линии.

Ультрафиолетовый свет в самом начале наших исследований использовался для выяснения природы окраски исландского шпата. Кристалл, густо окрашенный в чайно-желтый цвет (XIV класс), был измельчен до порошкообразного состояния и смочен хлороформом, после чего подвергнут облучению ультрафиолетовым светом. Оказалось, что такой порошок люминесцирует бледно-голубоватым цветом, что весьма напоминает люминесценцию битуминозных пород. Эти данные позволили сделать предположение о наличии в окрашенных кристаллах органических веществ.

## Спектральный анализ

Целью настоящих исследований являлось установление зависимости между характером и количеством примесей, с одной стороны, и интенсивностью окраски исландского шпата — с другой.

Анализам подвергались порошки, приготовленные из исландского шпата различной степени окрашенности — от 0 до XIV класса включительно (табл. 2).

Таблица 2

Классы окраски	Содержание в вес. %					
	Si	Al	Mg	Fe	Mn	Cu
0	0,02	0,001	0,001	0,008	0,08	—
I	0,02	0,002	0,001	0,002	0,001	—
II	0,02	0,001	0,001	0,015	0,003	—
IIк	0,03	0,002	0,002	0,008	0,004	Следы (?)
III	0,03	0,003	0,001	0,002	0,005	—
IIIк	0,03	0,003	0,002	0,008	0,4	Следы
IV	0,03	0,002	0,003	0,015	0,08	„
IVк	0,03	0,002	0,003	0,004	0,04	??
V	0,02	0,003	0,001	0,002	0,01	Следы
Vк	0,02	0,003	0,002	0,002	0,08	„
VI	0,02	0,003	0,001	Следы	0,015	„
VIк	0,05	0,003	0,001	<0,002	0,015	„
VII	0,08	0,003	0,001	0,002	0,01	„
VIIк	0,03	0,003	0,001	<0,002	0,01	„
VIII	0,02	0,002	0,001	<0,002	0,003	—
VIIIк	0,02	0,002	0,001	<0,002	0,01	Следы (?)
IX	0,03	0,001	0,001	<0,002	0,005	—
X	0,02	0,002	0,001	0,002	0,01	—
XI	0,02	0,001	0,001	0,002	0,04	Следы (?)
XII	0,03	0,002	0,001	0,002	0,04	Следы
XIII	0,03	0,002	0,002	0,002	0,015	0,001—0,003
XIV	0,03	0,003	0,003	0,004	0,015	—

- Примечания. 1. Кальций в таблице не показан, так как он содержится в большом количестве во всех пробах.  
 2. Других элементов, кроме указанных в таблице, в пробах не установлено.  
 3. Римской цифрой с буквой «к» обозначены классы желтой окраски с красноватым оттенком.  
 4. Спектральный анализ выполнен В. В. Хохловым.

Результаты анализов показывают, что в бесцветных и в различной степени окрашенных кристаллах присутствуют одни и те же примеси: кремний, алюминий, магний, железо, марганец и в некоторых образцах — следы меди.

Распределение примесей в бесцветных и в различной степени окрашенных кристаллах приблизительно одинаково.

## Химический анализ

Так как с помощью спектральных анализов невозможно получить точные количественные данные о химическом составе исследуемого объекта, для установления природы окраски были выполнены химические анализы бесцветных и в различной степени окрашенных образцов исландского шпата.

Результаты этих анализов приведены в табл. 3.

Таблица 3

Классы окраски	Содержание в %	
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO
Район Нижней Тунгуски		
0	0,0010	0,018
I	0,0004	0,007
II	0,0003	0,003
IIIк	0,0009	0,010
III	0,0009	0,004
IIIк	0,0017	0,010
IV	0,0013	0,018
IVк	0,009	0,010
V	0,0002	0,002
Vк	0,0010	0,009
VI	0,0005	0,003
VIк	0,0013	0,011
VII	0,0005	0,004
VIII	0,0005	0,003
IX	0,0008	0,004
X	0,0008	0,004
XI	0,0044	0,016
XII	0,0031	0,021
XIII	0,0090	0,027
Район Подкаменной Тунгуски		
0	0,0005	0,057
I	0,0004	0,050
II	0,0005	0,057
III	0,0004	0,050
IV	0,0003	0,043
V	0,0003	0,040
VI	0,0004	0,036
VII	0,0003	0,036
VIII	0,0003	0,040

- Примечания. 1. SiO и TiO<sub>2</sub> на 30 г вещества не обнаружено.  
 2. FeO ввиду незначительного количества общего железа не определялось.  
 3. Образцы № 12, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27 определялись из неизмельченных проб.  
 4. Исландский шпат из района Подкаменной Тунгуски имеет окраску не выше VIII класса.  
 5. Анализы выполнены А. С. Сребродольской.

Результаты химических анализов (см. табл. 3) по существу совпадают с данными спектральных анализов и свидетельствуют о том, что окраска исландского шпата месторождений Сибирской платформы не обусловлена неорганическими примесями, так как в бесцветных и густоокрашенных кристаллах содержатся одинаковые примеси и приблизительно в равных количествах.

С целью выяснения природы окраски в исландском шпате были выполнены, кроме того, следующие работы. Выколотый по спайности образец исландского шпата, густо окрашенного в чайно-желтый цвет (XIV класс), нагревался до 700°, в результате чего приобрел черную окраску. Было установлено, что в нем содержится 0,0034% водорода и 0,028% углерода. Наличие этих двух элементов может быть объяснено только присутствием органических соединений, которые в результате обжига разложились и в значительной части восстановились до углерода.

## Исследование кристаллов исландского шпата по спектру поглощения

Исследования кристаллов исландского шпата по спектру поглощения были выполнены по просьбе автора сотрудниками Оптической лаборатории Всесоюзного научно-исследовательского нефтяного института А. А. Захаровым, Е. А. Глебовской и З. Г. Каплан.

Опыты проводились с тремя выколотыми по спайности и отполированными пластинками исландского шпата, имеющими размеры  $20 \times 20 \times 1,5$  мм: первая — бесцветная (0 класс), вторая — желтая (VIII класс) и третья — интенсивно красновато-желтая (XIV класс).

Определение светопоглощения в ультрафиолетовой и видимой области производилось на спектрофотометре СФ-4 с длиной волны от 250 до 60  $m\mu$  и в инфракрасной области — на спектрофотометре ИКС-11 с длиной волны от 3 до 15  $\mu$ .

В ультрафиолетовой области обнаружено интенсивное поглощение окрашенным образцом (XIV класс), постепенно уменьшающееся к видимой области. Отношение поглощения окрашенным образцом (XIV класс) к поглощению бесцветным (0 класс) образцом на длине волны 250  $m\mu$  достигает 10%, а на границе видимой области (400  $m\mu$ ) — 38%.

Интенсивное поглощение в ультрафиолетовом свете указывает на наличие в кристалле органических соединений. Однако отсутствие каких-либо деталей спектра поглощения не позволяет судить о классе этих соединений.

Бесцветный и слабоокрашенный образцы в инфракрасной области обнаруживают почти сплошное поглощение. Однако в одном из «просветов» самого исландского шпата, в области 6—7  $\mu$ , преобладает поглощение окрашенного образца, достигающее на длине волны 6,8  $\mu$  75%. Поглощение на этой длине волны соответствует деформационным колебаниям СН — связи различных групп и указывает, таким образом, на присутствие органических соединений в неокрашенном образце.

В той же лаборатории Т. Э. Барановой был выполнен люминесцентно-битуминологический анализ описанных образцов.

Все три образца (бесцветный, желтый и интенсивно красновато-желтый) были измельчены до порошкообразного состояния и смочены хлороформом, затем облучены ультрафиолетовым светом.

Установлено, что в бесцветном и желтом (VIII класс) образцах битум А отсутствует,<sup>1</sup> в образце, интенсивно окрашенном в красновато-желтый цвет (XIV), содержится 0,001% битума А.

При облучении в фосфороскопе желтый и интенсивно красновато-желтый образцы обнаруживают фосфоресценцию желтого цвета, что свидетельствует о наличии в них связанного битума С (по классификации В. Н. Флоровской).

### Битуминологические исследования

Битуминологическому анализу были подвергнуты четыре пробы:

1. Бесцветный и слабо окрашенный в желтые тона (не выше III класса окраски) исландский шпат, лишенный видимых посторонних включений — вес 2 кг.

2. Окрашенный в желтые тона с красноватым оттенком (от III до VIII классов окраски) исландский шпат, лишенный видимых посторонних включений — вес 2 кг.

<sup>1</sup> К битуму А относятся органические вещества, растворимые в хлороформе; битум С — не растворим в хлороформе (по классификации В. Н. Флоровской).

3. Образец интенсивно желтого (почти коричневого и поэтому непрозрачного) кальцита — вес 0,2 кг.

4. Образец мандельштейна, взятый из контакта с жилой, содержащей исландский шпат, — вес 0,15 кг.

Первые три пробы были обработаны соляной кислотой для получения нерастворимого остатка, который и использовался при всех дальнейших определениях. Затем была проведена последовательная экстракция нерастворимого остатка в аппарате Сокслета вначале хлороформом, а затем спирто-бензолом. После этого из него были извлечены водной щелочью гуминовые кислоты и определено количество остаточного органического углерода.

При подсчете общего количества органического вещества для остаточных компонентов его (учитывая значительную обогащенность гуминовыми кислотами, а также принимая во внимание данные элементарного анализа органического вещества в образце коричневого кальцита) было принято содержание углерода, равное 66,7%.

Результаты анализов приведены в табл. 4.

Таблица 4

№ пробы	Характеристика пробы	Нерастворимый в HCl остаток в %	Общее содержание органического вещества в %		Групповой состав органического вещества				Содержание масляных компонентов в %	
			в нерастворимом остатке	в исходной пробе	битум А (растворимый в хлороформе)	битум С (растворимый в спирто-бензоле)	гуминовые кислоты	остаток органического вещества	в хлороформном экстракте	в органическом веществе
1	Бесцветный и слабо окрашенный в желтый цвет исландский шпат	0,008	3,70	0,0024	24,4	32,6	34,9	8,1	15,2	3,71
2	Желтый (с красноватым оттенком) исландский шпат	0,008	49,78	0,0041	31,6	38,6	10,8	19,0	13,0	4,11
3	Коричневатый кальцит	0,0078	87,86	0,0685	1,4	77,6	21,0	0,0	45,7	0,64
4	Мандельштейн	He опр.	He опр.	0,0003	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.

Для масляных компонентов хлороформного экстракта были получены спектры поглощения в инфракрасной области. При этом установлено,<sup>1</sup> что масла всех трех битумов богаты кислородными соединениями. Ярко выражено присутствие группы СН и С=О. В пробах исландского шпата (№ 1 и 2) группа С=О представлена двумя типами структур с разными их соотношениями. (Количественную разницу в общем содержании группы С=О определить не удалось). В маслах более интенсивно окрашенной разности (проба № 2) второй тип («тип второго окисления») по сравнению с первым представлен более интенсивно.

В маслах коричневатого кальцита (проба № 3) группа С=О представлена, по-видимому, преимущественно одним типом структур (первым типом — «алифатических эфиров»).

В маслах всех проб вполне определенно выявляются ароматические структуры; присутствуют также цепные структуры — цепи (СН<sub>2</sub>), n > 4.

<sup>1</sup> Ввиду малого количества вещества эти данные являются ориентировочными,

По заключению В. А. Успенского, сильное обогащение масляных компонентов хлороформного экстракта кислородными соединениями имеет место, если сингенетичные породам битуминозные вещества (битумыны) не претерпевают существенной метаморфизации.

Преимущественно кислый характер битуминозных компонентов в органическом веществе этих минералов устанавливается и по данным группового анализа органического вещества.

Для пробы № 3 (коричневатый кальцит) определялся элементарный состав органического вещества, оставшегося после удаления извлекаемых хлороформом битуминозных компонентов. Анализ дал следующие результаты: С — 65,43%, Н — 4,63%, О + Н + S = 29,94%.

Таким образом, битуминологическими исследованиями установлено наличие органического вещества в бесцветном и светло-желтом, желтом и красновато-желтом исландском шпате, в буроватом кальците и во вмещающей породе — мандельштейне. При этом выяснена определенная зависимость степени и характера окрашенности исландского шпата от содержания и состава органических веществ в кристаллах: в желтом (с красноватым оттенком) исландском шпате содержится органического вещества почти в два раза, а в коричневом кальците более чем в 28 раз больше по сравнению с бесцветным и слабоокрашенным исландским шпатом.

Низкое содержание органического вещества, обладающего не очень интенсивной окраской, на первый взгляд представляется затруднительным поставить в связь с желтым цветом исландского шпата. Наличие такого количества органического вещества в обычной горной породе, безусловно, не сказалось бы на ее окраске. В данном же случае органическое вещество, распределенное в прозрачном минерале в состоянии близком к молекулярно-дисперсному, по окрашивающей способности, вероятно, близко к тому, что наблюдается в растворах.

Ориентировочное сопоставление В. А. Успенским окраски минерала с окраской водно-щелочного раствора гуминовых кислот известной концентрации показало, что интенсивность окраски, вызываемой гуминовыми кислотами, при том же содержании их в единице объема, обуславливает интенсивность окраски исландского шпата в 20 000 — 30 000 раз большую, чем в растворе.

### Термические исследования

Для выяснения действия различной температуры прозрачные окрашенные кристаллы исландского шпата нагревались в муфельной печи. Нагревание (на первом этапе) производилось до 200, 300, 400, 500, 550, 600, 650 и 700°. Скорость нагревания выдерживалась около 2° в мин. Температура измерялась с помощью термопары (хромель-алюмель), проградуированной по H<sub>2</sub>O, Sn, Zn, Sb и Ag.

Было установлено, что при повышении температуры в кристаллах исландского шпата происходят следующие изменения:

1. При наличии твердых или жидких включений в кристаллах появляются трещины по спайности. Если включения представлены сульфидами, то трещины появляются при повышении температуры до 200°. В тех случаях, когда включения состоят из цеолитов, трещины в исландском шпате обычно появляются при повышении температуры до 300°. При наличии газовой-жидких включений трещины образуются в интервале температур от 30 до 400°.

2. В случае отсутствия включений никаких трещин в кристаллах не появляется даже при нагревании до 500°, а иногда и до 600°.

3. Неоднократное нагревание до 300—400° приводит к образованию в некоторых кристаллах иризирующих трещин.

4. Большая часть кристаллов желтого цвета, относящихся по степени окрашенности к I — VII, а частично к VIII и даже IX классам, обесцвечивается при температуре от 200 до 400°. После облучения обесцвеченных кристаллов рентгеновскими лучами (в течении 12 часов) окраска не восстанавливалась.

5. Кристаллы, окрашенные в такой же цвет, но с красноватым оттенком, а также большая часть окрашенных в желтый цвет, но более интенсивно (VIII — XIV классы), при 200° приобретают слегка буроватый оттенок, а при 300° становятся бурыми. При дальнейшем повышении температуры бурая окраска постепенно переходит в почти черную, и при 600—700° кристаллы становятся совершенно черными. Распределение окраски внутри кристалла также меняется: в ненагретых кристаллах она может быть распределена равномерно; при повышении температуры окраска концентрируется по определенным плоскостям, расположенным параллельно зонам роста кристалла, а пространство между темными участками обычно становится бесцветным. Однако некоторые кристаллы с красноватым оттенком при повышении температуры также обесцвечиваются.

6. При 650—700° на поверхности кристаллов образуется вначале тонкая, а затем значительная (до 1 мм толщины) корочка снежно-белого цвета. Черная окраска исчезает. При охлаждении корочка становится волнистой и отстает от кристалла, что, вероятно, свидетельствует об увеличении объема вновь образовавшегося вещества (по сравнению с кальцитом, за счет которого оно образовалось). Появление белой корочки обусловлено диссоциацией кальцита и последующим образованием  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ .

Проведенными исследованиями установлено:

1. Желтая и красновато-желтая окраска исландского шпата Сибирской платформы — первичная.

2. Степень окрашенности кристаллов неодинакова: встречаются кристаллы от бесцветных (пропускание белого света — 70%) до густо-окрашенных (пропускание белого света — 32%). Это позволило разработать шкалу окраски: по степени окрашенности выделено 15 классов — от 0 до XIV.

3. По характеру окраски кристаллы разделяются на две ветви: желтые и желтые с красноватым оттенком.

4. Окраска исландского шпата обусловлена наличием в нем битумов. Это выяснено в результате люминесцентных, спектральных, химических, оптических (спектр поглощения) и битуминологических исследований.

Несомненно, различный характер окраски кристаллов (желтая и желтая с красноватым оттенком) вызван присутствием различных битумов. На основании исследований по спектру поглощения можно предполагать, что желтая окраска связана с наличием в кристаллах битума С, а красновато-желтая — битума А.

5. При медленном нагревании кристаллов, окрашенных в желтый цвет (до VIII класса), от 200 до 400° происходит их обесцвечивание. В том случае, когда в кристаллах отсутствуют посторонние (твердые, жидкие или газово-жидкие) включения, при однократном нагревании в них никаких дефектов не образуется. Следовательно, описанный термический метод обесцвечивания желтых кристаллов исландского шпата является вполне надежным и может быть рекомендован для практического использования.

В кристаллах, содержащих посторонние включения, при нагревании до указанных температур появляются различные трещины (4). Такие кристаллы обесцвечивать нецелесообразно, так как они все равно являются дефектными.

В кристаллах, окрашенных в красновато-желтый, а также в интенсивно желтый цвет (от VIII класса и выше), при нагревании до 200—300° окраска меняется на бурую, а при более высоких температурах кристаллы становятся совершенно черными. Следовательно, красновато-желтые и интенсивно желтые (от VIII класса и выше) кристаллы термическим методом не обесцвечиваются.

6. Происхождение органического вещества в кристаллах, учитывая его характер, установленный битуминологическими анализами, обусловлено, вероятно, миграцией его в водном растворе из более глубоких горизонтов.

В 1953 г. в районе Нижней Тунгуски в жиле, содержащей сульфиды железа, меди и свинца, нами был найден органический минерал, названный эвенкитом (3). Возможно, что органическое вещество в исландском шпате и в эвенките имеет общее происхождение.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Котовский Г. Ф. и Снопко Я. П.* Желтая окраска исландского шпата и способы его обесцвечивания. Тр. ВНИИП, т. I, в. I, 1957.
2. *Кузьмин А. М.* Опыты по обесцвечиванию туруханского шпата. Труды научной конференции по изучению производительных сил Сибири, т. II. Новосибирск, 1940.
3. *Скропышев А. В.* Парафин из полиметаллической жилы. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XXXVIII, № 4, 1953.
4. *Скропышев А. В.* Экспериментальные исследования некоторых технических свойств оптического исландского шпата. Зап. Лен. горн. ин-та, т. 29, в. 2, 1953.
5. *Ферсман А. Е.* Цвета минералов. Изд. АН СССР, 1936.

М. Е. РАМЕНСКАЯ

## О БИТУМЕ В ИСЛАНДСКОМ ШПАТЕ

Некоторые кристаллы исландского шпата Сибирской платформы характеризуются наличием (3) желтой окраски. Выяснение природы окраски интересно не только в теоретическом, но и в практическом отношении, так как оно определило бы направление для поисков эффективных методов устранения этого дефекта кристаллосырья. Поэтому исследователи, занимающиеся разработкой методики обесцвечивания исландского шпата, пытались найти объяснение окраски исландского шпата. В результате их опытов возникли две гипотезы.

Гипотезу об органической природе окраски исландского шпата впервые высказал А. М. Кузьмин (5). Пытаясь обесцветить кристаллы исландского шпата облучением и нагреванием, он обнаружил, что некоторые образцы при этом чернеют. Почернение кристаллов этот исследователь объяснил обугливанием содержащихся в них органических примесей.

К мнению А. М. Кузьмина присоединился и А. В. Скропышев,<sup>1</sup> который подразделил исландский шпат по интенсивности окраски на группы, изучил окрашенные кристаллы в белом и ультрафиолетовом свете и сделал ряд анализов. Проведенные им спектральные анализы не выявили связи между повышением концентрации какого-либо элемента и интенсивностью окраски. С помощью люминесцентно-битуминологического анализа было обнаружено наличие растворимого в хлороформе битума А лишь в наиболее интенсивно окрашенном кристалле, а химическим анализом выявлено присутствие битума в исландском шпате. На основании этого А. В. Скропышев сделал вывод, что исландский шпат окрашен двумя типами битума — легко извлекаемым битумом А и связанным битумом С<sup>2</sup>. Оба эти битума он относит к группе восстановленных, к которым близок минерал эвенкит, найденный им близ одного из месторождений исландского шпата.

В 1954 г. Я. П. Снопко и Н. С. Каплуи высказали предположение, что природа окраски исландского шпата двойственна: все кристаллы, чернеющие при нагревании, содержат органические примеси, а обесцвечивающиеся — неорганические примеси. Однако такое предположение недостаточно подтверждается экспериментальными данными.

В 1955 г. Я. П. Снопко и Г. Ф. Комовский (4), а также К. К. Атабаев высказали иное мнение о природе окраски исландского шпата. Исходя из того, что А. В. Скропышеву не удалось получить вытяжку битума из большей части окрашенных кристаллов, они стали искать причину окраски в неорганических примесях. Изучив огромное количество

<sup>1</sup> См. статью А. В. Скропышева «Природа окраски исландского шпата месторождений Сибирской платформы» в настоящем сборнике. *Прим. ред.*

<sup>2</sup> В 1947 г. В. Н. Флоровская и В. Г. Мелков упоминали о том, что люминесценцию исландского шпата с Нижней Тунгуски вызывает битум С — окисленный битум, растворимый в спирт-бензоле (11).

материала, эти исследователи обнаружили, что в окрашенных кристаллах почти всегда имеется железо, и эти кристаллы часто не люминесцируют. Я. П. Снопко и Г. Ф. Комовский отметили также, что белые кальцитовые прожилки, переходящие из угленосных пород в туфогенные, часто приобретают бурый цвет. Исходя из этого, а также учитывая ничтожное содержание битума в траппах, они предположили, что причиной окраски исландского шпата является трехвалентный ион железа (4). Отсутствие связи между содержанием железа и интенсивностью окраски в кристалле они объясняли тем, что железо находится здесь в двух состояниях: двухвалентном, ион которого в карбонатах бесцветен ( $\text{FeCO}_3$  — бесцветный минерал), и трехвалентном, придающем исландскому шпату желтую окраску.

Окраску прозрачных кристаллов, которые не содержат механических включений и каких-либо других нарушений, видимых под микроскопом, можно объяснить одной из трех причин:

1. Наличием примеси окрашиваемых ионов в структуре кристалла. Каждый ион дает характерную для него окраску, одинаковую в кристаллах, стекле и растворе. Так, ион двухвалентной меди придает веществу голубой цвет, ион двухвалентного железа — желтовато-бурый, ион  $\text{MnO}_4$  — розовый; ряд катионов и большая часть анионов бесцветны (11).

2. Присутствием молекул органического вещества.

3. Нарушениями структуры кристаллов, при которых окраска зависит от природы окрашенного вещества, а не примесей (например, желтый цвет каменной соли) (13).

Если кристалл имеет механические примеси или другие макроскопические нарушения, причина окраски может быть иной. Так, непрозрачный кальцит может быть окрашен примесью бурой глины или отложившимися в трещинах пленками гидроокислов железа.

Таким образом, для выяснения причин окраски необходимо провести качественный химический анализ различно окрашенных кристаллов, битуминологический анализ для выявления органического вещества и по возможности исследовать дефекты кристаллической структуры.

С этой целью нами было изучено 115 образцов спайных ромбоэдров исландского шпата. При дневном свете на белом фоне их удалось разделить по оттенкам краски на группы, каждая из которых по интенсивности окраски была разбита в свою очередь на несколько подгрупп. Из 115 образцов бесцветными оказались только два. Каждый кристалл был тщательно рассмотрен на черном фоне при ярком электрическом освещении, описан и схематически зарисован с указанием на зарисовках положения обнаруженных дефектов. После просмотра кристаллов в ультрафиолетовом свете на схематические зарисовки были нанесены участки, люминесцирующие тем или иным цветом. Таким образом удалось установить пространственную связь между участками, люминесцирующими и содержащими те или иные дефекты.

Оказалось, что замутненные участки всегда люминесцируют желтым, беловато-желтым или зеленовато-желтым цветом, причем они располагаются по зонам роста — плоским (обычный рост) или ступенчатым (тангенциальный рост). Люминесцирующие зоны роста далеко не всегда содержат замутнение, но во всех случаях совпадают с наиболее интенсивно окрашенными участками кристаллов.

Такой дефект, как рассеянная радужность (2), или «спектр», оказался тоже обусловленным люминесцирующими зонами роста. Если при белом свете в кристалле виден спектр, не совпадающий ни с направлением спайности, ни с направлением механического двойникования, то

в ультрафиолетовом свете в нем различается густая сеть чрезвычайно тонких люминесцирующих зон роста. При небольшом повороте кристалла, когда зоны роста перестают быть видимыми, исчезает и спектр. Вероятно, спектр возникает в результате интерференции света между люминесцирующими и нелюминесцирующими слоями кристалла, имеющими различные показатели преломления.

Анализам были подвергнуты десять ромбоэдров, из которых восемь не содержали никаких дефектов, в одном присутствовало ничтожное количество морденита, а один был с замутнением (табл. 1).

Таблица 1

Данные спектрального люминесцентно-битуминологического анализа

№ образца	Окраска образца в белом свете	Люминесценция образца в ультрафиолетовом свете
2 (III)	Бледно-розовая, почти бесцветная	Малиновая средней яркости
11 (II) <sup>1</sup> <sub>б,ц</sub>	Лимонная, интенсивность 3	Отсутствует
11 (II) <sup>1</sup> <sub>ж</sub>	Лимонная, интенсивность 6	Зеленовато-желтая, яркая
3/2(II) <sup>2</sup>	То же	Оливково-зеленая, слабая
3/2(II) <sup>3</sup>	То же	Оливково-зеленая, с желтой зоной роста
15 (VI)	Оранжево-желтая, интенсивность 4	Зеленовато-желтая, яркая
14 (V)	Оранжево-желтая, интенсивность 5	Бледновато-желтая, средняя
5 (IV)	Чайно-желтая, интенсивность 2	Оливково-зеленая, слабая
5 (III)	Лимонная, интенсивность 7	Зеленовато-желтая, яркая
14 (II) <sup>3</sup>	Оранжево-желтая, интенсивность 6	Зеленовато-желтая, яркая

<sup>1</sup> Образец неравномерно окрашен. Для анализа разбит на две части.

<sup>2</sup> Образец также разбит на две части: содержащую зону роста и не содержащую ее.

<sup>3</sup> Образец с замутнением.

Каждый образец был истолчен в фарфоровой ступе, предварительно вымытой хромпиком и дистиллированной водой. Для спектрального анализа из порошков брались навески 0,5 г от каждого образца, для люминесцентно-битуминологического анализа — 2 г для хлороформной вытяжки и по 1 г для двух других вытяжек. При всестороннем люминесцентно-битуминологическом анализе используются не три, а пять растворителей: хлороформ, бензол, петролейный эфир (для восстановленных битумов), а также спирто-бензол и 2%-ный раствор едкого кали (для кислых битумов). Так как материала для анализа было мало, количество вытяжек пришлось сократить. Хлороформная вытяжка дала отрицательный результат, поэтому сокращение было сделано за счет растворителей, аналогичных хлороформу.

Результаты полуколичественного спектрального анализа приведены в табл. 2.

Как видно из табл. 2, железо во всех образцах отсутствует, следовательно, красящими могут быть только ионы марганца.

Чтобы проверить, можно ли считать причиной окраски марганец, некоторые образцы были подвергнуты количественному анализу. Для

Таблица 2

## Результаты спектрального анализа

№ образца	Mg	Sr	Mn	Fe	Al	Si	Cu
2 (III)	0,01—0,2	0,5—5,0	Около 1	Нет	Нет	Следы	Следы
11(II)	0,01—0,1	>0,01	" 1	"	0,01	0,01—0,1	Нет
11(II)	0,05—0,5	0,01—0,1	0,05—0,5	"	Следы	Нет	"
3/2(II)	0,05—0,5	Следы	0,05—0,5	"	0,05—0,5	0,01	"
15(VI)	0,05—0,5	Нет	0,1—1,0	"	Нет	Нет	"
14(II)	0,01—0,1	Нет	Около 1	"	Следы	Следы	"
5(IV)	0,05—0,5	>0,01	" 1	"	Нет	"	"
5(III)	0,05—0,5	0,05—0,5	0,1—1,0	"	0,001—0,01	"	"
14(V)	0,05—0,5	0,01	0,1—1,0	"	0,001—0,01	"	"

количественного анализа на содержание марганца был использован весь оставшийся материал. Установлено, что никакой зависимости между интенсивностью окраски и содержанием марганца нет (табл. 3).

Таблица 3

## Количественный анализ на марганец

№ образца	2(III)	11(II)	11(II)	3/2(II)	15(VI)	14(V)	5(IV)	5(III)	14(II)
Содержание в %	1	0,4	0,2	0,5	0,95	0,7	0,5	0,75	0,1

Результаты люминесцентно-битуминологического анализа<sup>1</sup> приведены в табл. 4, из которой видно следующее:

1) растворимых в хлороформе битумов ни в одном образце не оказалось;

2) во всех образцах обнаружены битумы, растворимые в спирто-бензоле и в 2% -ном растворе едкого кали; наибольшее количество битума оказалось в наиболее интенсивно окрашенном образце 5 (III) и в образце 14 (II), содержащем замутнение;

3) интенсивность окраски, как показало фотометрирование вытяжек едкого кали, находится почти в прямой зависимости от яркости люминесценции вытяжек (а следовательно, концентрации битума). Отклонения для образцов 15 (VI) и 5 (IV) могут быть объяснены либо неточным определением интенсивности их окраски, так как оно производилось на глаз, либо колебаниями состава битумов.

На основании этих экспериментальных данных можно сделать некоторые выводы:

1. Окраску изученных образцов исландского шпата вызывает не железо.

2. Ионы марганца вряд ли являются причиной окраски исландского шпата, хотя, возможно, принимают участие в создании оттенков.

3. Окраска исландского шпата тесно связана с люминесценцией, обусловленной как нарушениями в структуре кристаллов, так и присутствием битума.

4. Наиболее вероятная причина окраски исландского шпата — присутствие битумов, но не входящих в состав нефти, как полагал А. В.

<sup>1</sup> Люминесцентно-битуминологический анализ был проведен в лаборатории люминесцентно-битуминологического анализа кафедры геологии и геохимии горючих полезных ископаемых геологического факультета Московского государственного университета под руководством В. Н. Флоровской, консультацией которой в дальнейшем автор постоянно пользовался.

Скропышев, а кислых, близких к битумам угля и почв, поэтому при помощи хлороформа А. В. Скропышеву удалось извлечь битумы лишь из ничтожного числа образцов.

Таблица 4

## Люминесцентно-битуминологический анализ на содержание битума в %

№ образца	Хлороформная вытяжка	Спирто- бензольная вытяжка	Вытяжка едкого кали	
			интенсивность в условных единицах	%
2(III)	Нет	>0,004	0,45	>0,007
11(II) б/ц	"	0,004	0,65	>0,007
11(II) ж	"	0,004	0,55	>0,007
3/2 (II)	"	>0,004 — <0,007	Не спр.	Не опр.
3/II(II)	"	>0,004	0,45	>0,007
15(VI)	"	0,004	0,65	0,007
14(V)	"	>0,004	0,70	>0,007
5(IV)	"	<0,004	0,50	>0,007
5(III)	"	0,015	0,90	0,02
14(II)	"	0,015	0,05	0,02

Следует подчеркнуть, что для опытов использовался лишь материал с одного проявления, и этот вывод не следует переносить на другие месторождения. Тем не менее, зная свойство битумов, на основании этого вывода нетрудно объяснить результаты других работ с окрашенным исландским шпатом.

Важнейшие из этих свойств:

- 1) низкомолекулярная составная часть битума — углеводороды — бесцветна и люминесцирует в коротковолновой части спектра;
- 2) более высокомолекулярная часть битума — смолы, асфальтены, карбены — окрашена в желтый, бурый и черный (для наиболее высокомолекулярных карбенов) цвет и люминесцирует в длинноволновой части спектра (10).

Спектр люминесценции, вызванный нарушениями структуры неорганического вещества или ионами-примесями, всегда линейчатый и на фотометрической кривой проявляется в виде острых пиков; спектр люминесценции битумов, напротив, пологий и максимумы не создают пиков. Под действием радиоактивного излучения битумы теряют водород и полимеризуются (9), при нагревании они могут разлагаться, терять водород и полимеризоваться (10, 11). Этим можно объяснить возникновение желтой окраски в бесцветном исландском шпате при радиоактивном облучении, а также почернение некоторых образцов при нагревании.

Из табл. 5, составленной по данным Я. П. Снопко и К. К. Атабаева, видно, что максимумы спектров люминесценции переходили из длинноволновой части в коротковолновую в случаях обесцвечивания кристаллов, а один максимум перешел в длинноволновую область при побурении кристалла (образец V-46). Это значит, что при обесцвечивании кристаллов высокомолекулярные составные части битумов распадались на более простые, а при побурении, наоборот, часть битумов полимеризовалась. Сам процесс обесцвечивания связан не с уничтожением битума, а с переходом его в новую форму — бесцветную.

Дальнейшее исследование битумов, обнаруженных в исландском шпате, представляет интерес, в первую очередь, с точки зрения обесцвечивания сырья. Поэтому интересно подвергнуть люминесцентно-битуминологическому анализу кристаллосырье с других месторождений. Разностороннее исследование его может дать практические результаты.

Например, из исландского шпата и вмещающих пород можно извлечь достаточное количество битума для всестороннего битуминологического анализа. По результатам такого анализа можно будет судить об источнике битума, а следовательно, о путях гидротермальных растворов, из которых кристаллизовался исландский шпат, что имеет важное значение как для поисков исландского шпата, так и для попыток получить искусственный исландский шпат гидротермальным путем.

Таблица 5

Опыты по обесцвечиванию исландского шпата и изменения в спектрах люминесценции кристаллов

№ образца	Тип месторождения	Способ обесцвечивания	Свойства кристаллов до и после обесцвечивания					
			окраска		люминесценция		максимумы в спектрах	
			до	после	до	после	до	после
100	В шаровых лавах	Не подвергался	Б/ц	Б/ц	Малин. сл.		5770	5770
6	В туфах	Облучение	Ж	Б/ц	Малин. сл.	Малин. сл.	5770	4423
э-п 11	В шаровых лавах	"	Ж	Б/ц	Св.-зел.	Бел.-зел.	5770	4394
э-п V-10							6000	4737
н	То же	"	Ж	Б/ц	Мут.-зел.	Бел.	5770	4554
V-46	В мандельштейнах	Нагрев	Ж	Бур.	Ж. сл.	Бел. ярк.	4643	4648
V-55	То же	Облучение	Ж	Б/ц	Мут.-зел.	Ж.-бур.	5770	5325
8	В шаровых лавах	Нагрев	Лим.	Б/ц	Зел. сл.	Бел. ярк.	4560	4648
эл-4							4790	5367
V-18							5770	5637
	В туфах	"	Ж. св	Б/ц	Зел. св.	Бел. ярк.	4919	4648
							5770	5538

Б/ц — бесцветный; Бур. — бурый; Ж — желтый; З — зеленый; сл. — слабый; Малин. — малиновый; Бел. — белый; ярк. — яркий; св. — светлый; Мут. — мутный; Лим. — лимонный

Однако существует мнение о неорганической природе окраски исландского шпата. Так, К. К. Атабаев считает, что весьма часто встречаются интенсивно окрашенные кристаллы, не люминесцирующие, но содержащие железо. Это наблюдение не противоречит предположению об органической природе окраски кристаллов, так как железо является в большинстве случаев гасителем люминесценции (1, 10).

Несомысленно также довод, что в гидротермальных минералах (к которым относится и исландский шпат Сибирской платформы) органические примеси встречаются лишь в исключительных случаях. Напротив, это довольно обычное явление. Битумы обнаружены в кварце (8), топазе (7, 12), шеелите и амазоните (7). Что касается битумов в изверженных породах, то сторонники неорганической теории происхождения нефти указывают: «Нефтепроявления в изверженных и магматических породах вовсе не составляют редкости — в литературе упомина-

ются и описаны сотни их, в том числе несколько десятков промышленных залежей» (6).

Однако из-за того, что простые и чувствительные методы, позволяющие определить наличие органического вещества в горной породе, стали известны недавно, вопросом о битумах в гидротермальных минералах никто специально не занимался.

Таким образом, по условиям прозрачности, чистоты химического состава, хорошей растворимости в кислотах и геологического положения месторождений (вдали от осадочных пород) исландский шпат является весьма благодатным материалом для изучения вопроса о причинах окраски гидротермальных минералов и органической примеси в них.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Барсанов Г. П., Шевелева В. А. Материалы по изучению люминесцентных минералов. Тр. Минер. музея АН СССР, в. 4, 1952.
2. Григорович М. Б. Дефекты оптического кальцита. Советская геология, № 12, 1946.
3. Киевленко Е. Я. Основные типы месторождений исландского шпата Сибирской платформы. Тр. ВНИИП, т. I, в. I, 1957.
4. Комовский Г. Ф., Снопко Я. П. Желтая окраска исландского шпата и способы его обесцвечивания. Тр. ВНИИП, т. I, 1957.
5. Кузьмин А. Н. Опыты по обесцвечиванию туруханского шпата. Труды научной конференции по изучению производительных сил Сибири, т. II. Новосибирск, 1940.
6. Кудрявцев Н. А. Современное состояние проблемы происхождения нефти. Материалы дискуссии по проблеме происхождения нефти. Изд-во АН УССР. Киев, 1956.
7. Матвеев К. К. О нахождении битумов в минералах. Зап. Всес. мин. об-ва, сер. 2, т. 76, в. 2, 1947.
8. Смит Ф. Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах. Изд. ин. лит. 1956.
9. Соколов В. А. Очерки генезиса нефти. Гостоптехиздат, 1948.
10. Флоровская В. Н. Люминесцентно-битуминологический метод в нефтяной геологии. Изд. МГУ, 1957.
11. Флоровская В. Н., Мелков В. Г. Введение в люминесцентную битуминологию. Госгеолтехиздат, 1947.
12. Bastin E. S Interpretation of ore textures. Geol. Soc. mem., v. 45, 1950.
13. Przi Bram Kure. Irradiation Colours and Luminescence. London, 1956.

И. И. АНДРУСЕНКО, А. А. ВИШНЕВСКИЙ

## О РАЦИОНАЛЬНОМ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА

Прошло более ста лет с тех пор, как английским физиком Николем была сконструирована первая призма из исландского шпата, а значение этого естественного поляризатора световых лучей не утрачено и поныне.

Отечественная оптическая промышленность начала использовать исландский шпат с момента овладения трудоемкой и сложной технологией изготовления поляризационной призмы, что было осуществлено в 1937 г. на оптико-механическом заводе треста «Русские самоцветы» механиком В. И. Соловьевым и оптиком А. А. Вишневым. С тех пор призма из исландского шпата является неотъемлемой частью оптической системы любого поляризационного прибора.

Она стала применяться в разнообразных отраслях народного хозяйства: в пищевой и химической промышленности (с помощью сахариметров, колориметров и нефелометров устанавливают соответственно содержание сахара, мутность и концентрацию некоторых растворов); в медицине (с помощью офтальмометров определяют отклонения от нормального зрения); при кристаллооптических исследованиях в поляризованном свете (кроме поляризационных микроскопов, используются фотометры, спектрофотометры и дихроскопы). Одно время исландский шпат использовали в кинематографии для звукозаписи и стереографической проекции.

Относясь к типу гнездовых месторождений с низким содержанием и весьма неравномерным распределением полезного компонента, месторождения исландского шпата делятся по характеру вмещающих пород на две генетические группы (1): приуроченные к основным эффузивам (траппам) и связанные с осадочными карбонатными породами (известняками). Месторождения второй группы (в известняках) отличаются очень низким выходом кондиционного оптического материала, и их практическая ценность в настоящее время незначительна. Более надежными в промышленном отношении являются месторождения первой генетической группы, однако районы их нахождения отличаются трудной доступностью и неблагоприятными экономическими условиями.

Вопрос рационального расходования исландского шпата является весьма важным. Между тем, приемка и реализация этого сырья производятся в соответствии с Техническими условиями 1951 г., которые в настоящее время, безусловно, устарели и во многом не отвечают уровню современных требований промышленности.

Серьезные недостатки присущи также методике обогащения исландского шпата.

### Недостатки ныне действующих технических условий

Ныне действующими Техническими условиями не учитывается при сортировке моноромбоэдров исландского шпата такой важный фактор, как их размеры, и дается необоснованный минимальный размер.

Из таблицы, в которой приведены ныне действующие Технические условия на исландский шпат, видно, что при определении сортов игнорируется размер кристаллов (кроме минимального), а стоимость в пределах одного сорта за кристаллы самой разной величины одинакова.

Сорт	Минимальный размер моноромбоэдров в мм	Допускаемые дефекты	Стоимость 1 кг кондиционного сырья в % к стоимости третьего сорта
Уникальный	40 × 35 × 18	Отсутствуют	207
Первый	20 × 20 × 14	Очень слабая и равномерная окрашенность	167
Второй	20 × 20 × 14	1. Слабая окрашенность с значительной неравномерностью распределения 2. Мелкие единичные включения 3. Одиночные свили	138
Третий	20 × 20 × 14	1. Интенсивная и неравномерная окрашенность 2. Свилн 3. Мелкие рассеянные включения	100

**Примечание.** Максимальный размер не лимитируется. Допускаемые дефекты влияют на сортность только в случае их наложения в участках спайных ромбоэдров, из которых выпиливается деталь. В остальных участках (углах спайных ромбоэдров) любые дефекты во внимание не принимаются.

До 1951 г. Технические условия, разработанные Ленинградским государственным оптическим институтом (ГОИ), предусматривали сортировку кондиционного исландского шпата по размерам на десять категорий с соответственной дифференциацией стоимости. Необходимо возродить такую практику, ибо введение дифференцированных цен на отпускаемое сырье не только по сортам, но и в зависимости от размеров кристаллов упорядочит расходование исландского шпата. При этом не следует выделять большое количество категорий, а ограничиться четырьмя-пятью необходимыми диапазонами.

Вопрос о минимальном размере кондиционных кристаллов также является немаловажным. Согласно настоящим Техническим условиям минимальный размер кристаллов исландского шпата I, II и III сортов равен 20 × 20 × 14 мм. Однако этот размер не отвечает требованиям потребителей. Известно, что на Ленинградском оптико-механическом заводе одним из основных изделий, изготавливаемых из исландского шпата, является призма Франка-Риттера, которая требует расхода 50 г сырья. Ее можно сделать из одного кристалла размером 30 × 30 × 14 мм,

при наличии которого упрощается технология изготовления призмы, или нескольких разных кристаллов, обеспечивающих выход составляющих клиньев.

Размеры кристаллов в последнем случае будут следующие:

на средний и боковой клинья . . . . .	$28 \times 26 \times 14$ мм
на средний клин . . . . .	$25 \times 24 \times 14$ „
на два боковых клина . . . . .	$23 \times 23 \times 14$ „
на один боковой клин . . . . .	$22 \times 17 \times 14$ „

Очевидно, что в основу Технических условий должен быть положен минимальный размер кристалла, обеспечивающий изготовление наименьшей детали призмы, т. е.  $22 \times 17 \times 14$  мм, а не  $20 \times 20 \times 14$  мм.

В этом случае потребляющие исландский шпат производства смогут использовать также маломерное сырье. При изготовлении более сложных или более крупных изделий, чем призма Франка-Риттера, целесообразно заимствовать опыт изготовления составных призм, введенный в практику Ленинградского опытного оптико-механического завода. Более чем на 2000 изделий доказано, что оптические параметры призм, составленных из разных кристаллов, ничем не хуже параметров призм, изготовленных из единого кристалла.

Использование кристаллов малых размеров при изготовлении составных поляризационных изделий несомненно повлечет за собой усложнение технологического процесса и некоторое удорожание себестоимости готовой продукции, но это может быть компенсировано удешевлением сырья при условии введения на него дифференцированных цен. В связи с этим целесообразно выделить специальный маломерный сорт, стоимость которого будет наименьшая.

К недостаткам действующих Технических условий относится также нечеткое определение допустимых дефектов, в том числе оценка интенсивности окраски.

### Недостатки методики обогащения

Обогащение исландского шпата в настоящее время ведется способом визуальной оценки кристаллов в проходящем ярком свете с удалением дефектных частей путем скалывания их по плоскостям спайности. При этом значительный процент кондиционного сырья идет в отход в виде откалываемых тонких пластинок, так как во многих случаях не удается полностью обогатить кристаллы, не откалывая от них кондиционных частей.

К таким случаям относятся, например, следующие:

а) если кристалл рассекается по диагонали плоскостью механического двойника и из каждой его половины можно вырезать призму или ее детали;

б) если трещина в крупном кристалле проходит от его ближайшей грани на расстоянии менее 14 мм и не пересекает его целиком, а углублена не более чем на половину величины кристалла;

в) если часть кристалла замутнена включениями, располагающимися зонально в виде плоскостей, не параллельных спайности кристалла, а свободная от них часть достаточна для выпиливания изделий и т. д.

В указанных случаях полученные моноромбоэдры могут оказаться меньше допустимых размеров, т. е. некондиционными (маломерными). Поэтому целесообразно в Технических условиях предусмотреть приемку

неполностью обогащенных кристаллов, устанавливая процент выхода из них кондиционного сырья по такому же принципу, как для пьезокварца, т. е. путем визуального определения в кристалле пригодной монообласти. В заводских условиях такие неполностью обогащенные кристаллы будут использованы с максимальным выходом из них изделий.

Давно назрела необходимость усовершенствовать методику обогащения хотя бы частичной механизацией процесса полевой обработки кристаллов. Такая сложная и трудоемкая операция, как разделка двойников роста, требующая большого навыка от обогатителя, может быть значительно упрощена, если распиливать их по плоскостям срастания. В существующей практике обогащения двойников ради получения кондиционного монокристалла из одного кристалла в большинстве случаев жертвуют другим индивидом, скалывая его.

В случае наличия сложных поверхностей срастания и тогда, когда пригодная монообласть приурочена к двойниковому шву и достаточно велика для выпиливания изделий из каждого индивида, распиловка двойников нецелесообразна. Не следует также распиливать двойники по пинакюду (0001).

Механические двойники, которые представляют собой тончайшие (доли миллиметра) пластинки с интерференционной окраской плоскостей, пронизывающие тело основного кристалла в направлении (1012), могут устраняться по способу, разработанному А. А. Штернбергом в 1945 г. (4). Для устранения в кристаллах редко расположенных или единичных механических двойников может быть применима несложная установка в виде обычного винтового пресса (тиски, домкрат).

Как известно, некоторое количество сырья относится к низшим сортам или вовсе бракуется при сортировке из-за окраски. Вопрос обесцвечивания исландского шпата нельзя признать полностью решенным, но методами обесцвечивания, разработанными в Государственном оптическом институте, Всесоюзном научно-исследовательском институте пьезооптического минерального сырья (Я. П. Снопко) и Ленинградском горном институте (А. В. Скоронышев), можно пользоваться в промышленных масштабах. В технических условиях следует предусмотреть приемку от поставщиков обесцвеченного сырья, что значительно повысит выход высших сортов.

Для изучения так называемых свилей или оптических неоднородностей, которые являются весьма трудноуловимым дефектом в исландском шпате, можно рекомендовать точно-проеекционную установку, с помощью которой выявляется в ультрафиолетовых лучах микроразличия в синтетическом кварце (2).

### Неправильная оценка некоторых дефектов

Ввиду исключительно высоких требований к качеству, большая часть добываемого исландского шпата бракуется при обогащении как некондиционная из-за дефектов, имеющих в кристаллах в виде различных включений, двойников, трещин, свилей и др. Дефекты делают кристаллы неоднородными и не пригодными для производства из них поляризационных изделий. При скрещивании призм из неоднородного материала вместо полного затемнения в поле зрения появляются просветы, обусловленные наличием неполяризованного или поляризованного в другом направлении света.

В идеальном случае общим требованиям промышленности должен удовлетворять бесцветный прозрачный и бездефектный исландский

шпат. Однако практика показала, что для некоторых оптических изделий отдельные дефекты не имеют большого значения. Например, для призм Николя к сахариметрам оказался вполне пригодным окрашенный исландский шпат, а для микроскопов — кристаллы с пылевидной замутненностью, различимой в 6-кратную лупу.

Вопрос о возможности использования низкосортного и дефектного исландского шпата ставился неоднократно. С этой целью на Ленинградском опытном оптико-механическом заводе в 1947 г. был внедрен в производство поляризационных микроскопов марки «МП» исландский шпат II сорта, а в 1949 г. — исландский шпат III сорта, что дало заводу большой экономический эффект. Ни на один из выпущенных заводом микроскопов не поступило рекламации, хотя даже анализаторы во многих из них были изготовлены из низкосортного сырья.

С целью выяснения пригодности для определенных изделий внесортного исландского шпата в разное время был проделан ряд экспериментов. Так, в 1954 г. были испытаны 54 призмы, изготовленные из 50 кристаллов дефектного исландского шпата (качеством ниже III сорта). Исследованные кристаллы содержали равномерно рассеянную замутненность, видимую в 6-кратную лупу, отдельные более крупные жидкие и твердые (цеолиты) включения, одиночные свили, механические двойники и мелкие трещинки. В 21 кристалле наблюдалась слабая лимонная окраска, все остальные имели неравномерную (пятнистую) бледно-желтую окраску.

Согласно заключению Государственного оптического института непригодными оказались только 14 призм, из них дефектность 5 призм объяснялась погрешностями, допущенными при их изготовлении. Непригодность остальных 9 призм обусловлена дефектами материала, из которого они изготовлены: наличием механического двойника, мелких трещин спайности, свилей, твердых включений (цеолитов). Что касается 40 пригодных призм, то 35 из них могут быть использованы в качестве поляризаторов, а 5 — даже в качестве анализаторов в поляризационных микроскопах обычного назначения. Следовательно, такие дефекты, как равномерно рассеянная замутненность, различимая в 6-кратную лупу, отдельные редкие более крупные включения, различимые в 4-кратную лупу, и неравномерная окраска небольшой интенсивности, из-за которых сырье было отнесено к внесортному, оказались вполне допустимыми.

Второй эксперимент, произведенный в 1954 г., установил пригодность 14 призм из 15 исследованных, которые были изготовлены из бесцветных образцов исландского шпата.

Третий эксперимент производился с кристаллами исландского шпата, забракованными из-за наличия в них густой пылевидной замутненности, видимой в 6-кратную лупу. Все пять испытанных призм оказались вполне пригодными для поляризационных микроскопов.

Эксперимент, произведенный в 1957 г., имел целью определить влияние на кондиционность сырья дефекта, не отмеченного в Технических условиях. Это радужные полосы в кристаллах, видимых лишь в проходящем свете сильной лампы. При покачивании такого кристалла можно наблюдать цветное пятно, которое иногда прослеживается вдоль направления механического двойникования (1012), а чаще не имеет определенной приуроченности в кристалле. В случаях, когда это пятно слабо выражено, оно лишено радужности и имеет голубоватый оттенок.

Генетическая природа данного дефекта недостаточно ясна. На наш взгляд это участки смещения слоев кристалла при зарождении механических двойников, толщина которых лишь немногим больше длины световой волны. В шлифе, сделанном из такого образца, видны тонкие двойнико-

вые полосочки, сопровождаемые включениями пелитовых частиц. А. В. Скропышев интерпретирует такую радужность как тончайшие иризирующие трещины (3).

Уместно заметить, что такой недопустимый для оптического сырья дефект, как иризирующие трещины, тоже не предусмотрен в Технических условиях 1951 г.

Ввиду отнесения сырья с наличием радужных бликов к внесортному, в Государственном оптическом институте испытывались восемь призм, изготовленных из таких кристаллов, причем только две были признаны пригодными как поляризаторы. Причина непригодности остальных шести призм заключается в неудовлетворительном гашении; такие характеристики призмы, как поле поляризации, угол отклонения, угол двоения и качество изображения оказались нормальными.

Светлую кромку ребра и цветной мазок, обусловившие неудовлетворительность гашения, можно объяснить также погрешностями при склейке составляющих клиньев призм, которые были изготовлены на Ленинградском опытном оптико-механическом заводе. Поэтому эксперимент был повторен в 1958 г. Для убедительного определения пригодности исландского шпата со спектром в Государственный оптический институт были направлены не готовые призмы, а сами кристаллы с описанием радужности в них. Так как эти кристаллы не были предварительно обследованы, то ГОИ дал заключение о пригодности их для изготовления поляризационных и двупреломляющих призм, а также упрощенных поляризационных препаратов, в которых допустима окрашенность. В случае устранения окраски признается пригодность этих кристаллов также для поляризационных микроскопов. Таким образом, цветной спектр должен быть отнесен к числу дефектов, допустимых для III сорта.

Одновременно были исследованы три кристалла, содержащие равномерную замутненность, которая различима в 6- и 4-кратную лупу. Они были признаны пригодными для изготовления поляризационных и двупреломляющих призм к приборам, не требующим высокого качества изображения (поляриметры, накладные анализаторы, полутеневые призмы и т. п.), а также к осветительной аппаратуре, где допустима примесь рассеянного света.

В 1958 г. были проведены исследования кристаллов исландского шпата, сдвойникованных по пинакoidу (0001), в отношении пригодности их для изготовления поляризационных изделий. Индивиды, двойникующие по этому закону, отличаются от других двойников общностью оптической оси. Теоретически такие двойники роста не являются дефектом сырья и, следовательно, не должны подлежать обогащению.

Учитывая, что двойники по пинакoidу являются одними из наиболее распространенных в кристаллах, исключение этого дефекта из Технических условий может увеличить выход кондиционного материала примерно на 25—30%.

Для того, чтобы убедиться, что оптическая ось при переходе из одного индивида в другой не испытывает сколько-нибудь заметного отклонения, был произведен следующий эксперимент. Из сдвойникового пинакoidу кристалла были изготовлены три тонкие пластинки, одна из которых (*a*) вырезана параллельно оптической оси, а две другие (*b* и *v*)—строго перпендикулярно к ней и на равном расстоянии от двойникового шва (см. рисунок). Первая пластинка (*a*), таким образом, представляла оба индивида с тоненькой лишней двойникового шва посередине, две другие (*b* и *v*)—каждый индивид в отдельности. Все три пластинки были подвергнуты рентгеноскопическому исследованию в Институте кристаллографии АН СССР Е. Н. Беловой. Лауэграммы, снятые с пластинок

$\bar{b}$  и  $\bar{c}$ , показали совпадение оптической оси; пятна лауэграммы пластинки  $a$  оказались симметричны двойниковой плоскости.

Следует указать, что показанная на рисунке форма трехгранной дипирамиды получается искусственно из сдвойникового по пинаконду кристалла исландского шпата при поочередном скалывании по спайности обоих индивидов. Из подобных двойников А. В. Скропышевым (устное сообщение) изготавливались поляризационные призмы, качество которых было удовлетворительным.

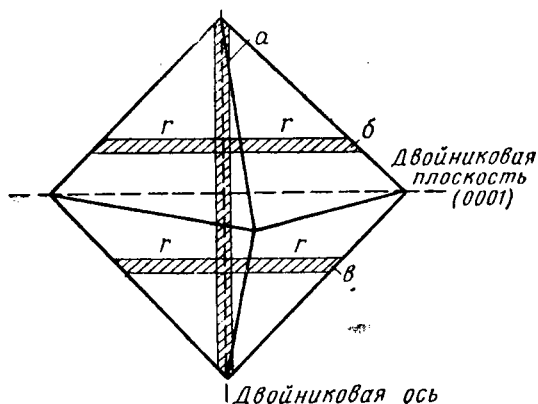


Схема расположения пластинок в двойнике по пинаконду ( $г$  — спайные грани основного ромбоэдра).

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Ныне действующие Технические условия на исландский шпат являются устаревшими и нуждаются в коренном изменении.

2. Методика обогащения исландского шпата нуждается в совершенствовании путем внедрения распиловки в практику обогащения двойников, устранения механических двойников, использования в промышленных масштабах установок для обесцвечивания, выявления свилей и т. д.

3. В новых Технические условия на исландский шпат необходимо предусмотреть:

а) подразделение исландского шпата на четыре категории в зависимости от размеров кристаллов;

б) уменьшение минимального размера кондиционных кристаллов до  $22 \times 17 \times 14$  мм с оговоркой, что находят применение также кристаллы размером  $27 \times 16 \times 16$  мм и иногда  $28 \times 28 \times 8$  мм;

в) снижение требований для кристаллов III сорта, что даст возможность использовать бесцветное сырье из месторождений в известняках, которое в настоящее время бракуется в основном из-за равномерной замутненности;

г) исключение из числа недопустимых дефектов двойников роста по пинаконду (0001);

д) включение в число недопустимых дефектов иризирующих трещин, а в число дефектов, допустимых для III сорта, цветного (радужного) спектра;

е) введение эталонов цветности для определения пределов допустимой окраски.

Создание новых Технические условий, совершенствование методики обогащения исландского шпата, внедрение в промышленность кри-

таллов малого размера, несомненно, положительно скажется на увеличении выхода кондиционного сырья и позволит бережливее и рациональнее расходовать природные запасы этого редкого и весьма ценного минерала.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Киевленко Е. Я., Андрусенко Н. И. Методика поисков и разведки месторождений исландского шпата. Госгеолтехиздат, 1957.
2. Сафронов Г. М., Хаджи В. Е. О внутреннем строении искусственных кристаллов кварца. Тр. ВНИИП, т. II, в. 1, 1958.
3. Скропышев А. В., Мокиевский В. А. О нарушениях в кристаллах исландского шпата. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 84, в. 2, 1955.
4. Штернберг А. А. Устранение механических двойников в кристаллах оптического кальцита. Ученые зап. Лен. гос. ун-та, сер. геол.-почв. наук, в. 13, 1945.

# ИСКУССТВЕННЫЕ КРИСТАЛЛЫ

А. А. ШТЕРНБЕРГ

## ВЫРАЩИВАНИЕ МОНОКРИСТАЛЛОВ ИЗ РАСПЛАВОВ РЕГУЛИРУЕМЫМ ОТВОДОМ ТЕПЛА

Выращивание кристаллов из расплавов в настоящее время осуществляется различными вариантами конструктивно видоизмененных способов Вернейля, Чохральского, Киропулоса, Стокбаргера и Штебера.

Специфические особенности каждого из этих способов позволяют эффективно применять их для получения кристаллов той или иной группы веществ. Общей характерной чертой этих способов является то, что растущая поверхность выращиваемого кристалла имеет форму изотермы печи, как правило не совпадающую ни с одной из естественных граней кристалла.

Такую поверхность в ряде случаев можно рассматривать как образованную микроступенями из основных граней с входящими углами между ними, причем площади ступеней в процессе роста меняются. Именно поэтому кристаллы, получаемые упомянутыми способами, независимо от скорости роста, имеют более или менее явно выраженную грубомозаичную структуру и недостаточно равномерное распределение примесей, что и ограничивает возможность их использования. Вместе с тем известно, что структура кристаллов, выращенных из растворов естественными гранями, оказывается более совершенной, а распределение примесей в них в пределах одной пирамиды роста при постоянных условиях выращивания — равномерным.

Вполне возможно, что кристаллы, выращенные из расплава естественными гранями, будут сочетать, с точки зрения совершенства кристаллической структуры, положительные свойства кристаллов, выращенных из растворов (отсутствие мозаичной структуры, большая степень очистки от примесей и равномерное их распределение), с положительными свойствами кристаллов, выращенных из расплава (глубокий отжиг, отсутствие включений маточного раствора).

Для того, чтобы наметить пути выращивания из расплава кристаллов естественными гранями, рассмотрим, как происходит этот процесс при выращивании из раствора.

1. Кристалл и окружающий его пересыщенный раствор находятся в общем термостатированном объеме. Вследствие выделения теплоты кристаллизации температура непосредственно на поверхности растущего кристалла немного выше температуры окружающего раствора, который тоже нагревался бы, если бы был теплоизолирован, а не термостатирован.

2. С течением времени кристалл истощает окружающий его раствор, поэтому для обеспечения равномерного роста нужно строго поддерживать постоянное пересыщение. Это осуществляется постепенным испарением растворителя или изменением (обычно понижением) температуры всей системы раствор — кристалл.

По аналогии с выращиванием кристаллов из растворов можно ожидать, что при создании в расплаве весьма небольшого переохлаждения и введении в него кристаллической затравки будет наблюдаться монокристалльный рост ограниченного кристалла, но истощения среды не произойдет. Установленная температура обеспечивает кристаллизацию всего расплава со скоростью, заданной переохлаждением.

Такая простая схема выращивания монокристаллов из расплава может быть применена для весьма ограниченного числа веществ, образующих расплавы, переносящие заметное переохлаждение в контакте с кристаллом. Большая часть легко кристаллизующихся веществ (металлы и др.) не выдерживает сколько-нибудь заметных переохлаждений в присутствии кристаллической фазы. Для них абсолютная величина переохлаждения, необходимого для обеспечения медленного роста кристалла, неизвестна и, по-видимому, очень мала, поэтому управлять скоростью роста кристаллов регулированием температуры в этом случае весьма сложно. Необходимо искать другие пути регулирования скорости роста кристалла, закрепленного на кристаллоносце и свободно развивающегося внутри расплава.

Кристаллизация однокомпонентной системы протекает при постоянной температуре и сопровождается выделением во внешнюю среду тепла (теплоты кристаллизации) и изменением объема. Следовательно, управлять ростом кристаллов из расплава можно регулируя переход тепла от системы кристалл — расплав во внешнюю среду при постоянной температуре и давлении или изменяя давление, но устранив передачу тепла во внешнюю среду.

Рассмотрим первый метод. Наиболее просто регулировать отвод тепла от системы расплав — кристалл, окружив ее постоянной теплоизоляцией с известной суммарной теплопроводностью  $K$ , и термостатировать окружающий объем с таким расчетом, чтобы разность температур  $\Delta T$  между расплавом и окружающей средой обеспечила необходимый отвод тепла.

В этом случае увеличение объема растущего кристалла за единицу времени  $\frac{\Delta V}{\Delta t}$  будет равно:

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = \frac{\Delta T \cdot K}{q \cdot \gamma} \quad (1)$$

где  $\gamma$  — удельный вес кристалла;

$q$  — теплота кристаллизации.

Из равенства (1) видно, что повышение теплоизоляции (уменьшение суммарной теплопроводности  $K$ ) позволяет увеличить разность температур  $\Delta T$  и следовательно, понизить требования к точности термостатирования.

Температура внутри кристаллизатора поддерживается самим ростом кристалла, поэтому здесь будет самопроизвольно устанавливаться температура с переохлаждением расплава, необходимым для роста кристалла со скоростью, компенсирующей заданный разностью температур отвод тепла, и практически не надо знать ни истинной температуры плавления кристаллизующего вещества, ни необходимого переохлаждения для обеспечения нужной скорости роста. Задав рассчитанную разность температур и поддерживая ее постоянной, мы обеспечиваем постоянный отток тепла от кристаллизатора.

До начала кристаллизации температура расплава будет снижаться; поддерживая постоянной разность, надо снижать и наружную температуру. Схема управления температурой, таким образом, аналогична схе-

ме, используемой при термическом анализе фазовых переходов, и весь процесс в целом является как бы длительным анализом фазового перехода жидкость—кристалл. В случае, когда кристалл растет, заполняя цилиндр, площадь его растущей поверхности остается постоянной.

Заменив увеличение объема линейной скоростью роста  $h$ , получим:

$$h \cdot S = \frac{\Delta T \cdot K}{q \cdot \tau} \quad (2)$$

где  $S$  — площадь сечения цилиндра.

Допустим, что нужно со скоростью  $1 \text{ см/сутки}$  вырастить кристалл льда цилиндрической формы весом  $1 \text{ кг}$ . Для теплоизоляции воспользуемся сосудом Дьюара. Площадь сечения сосуда равна примерно  $55 \text{ см}^2$ , высота  $20 \text{ см}$ . Суммарная теплопроводность сосуда такой емкости составляет  $960 \text{ кал/сутки}$  при  $\Delta T = 1^\circ$ . Решая равенство (2) относительно  $\Delta T$ , найдем:

$$\Delta T = \frac{hSq \tau}{K} = \frac{1 \cdot 55 \cdot 1 \cdot 80}{960} \approx 45^\circ.$$

Следовательно, плотно закрытый сосуд Дьюара с затравочной пластиной, укрепленной на дне в виде диска, вырезанного параллельно одной из граней кристалла, залитый  $1 \text{ л}$  воды, охлажденный до плюс  $1-2^\circ$ , надо поместить в холодильник с температурой  $4,5^\circ$ . Вода в сосуде постепенно охладится до нуля, затем несколько переохладится, и, когда переохлаждение достигнет величины, обеспечивающей заданную отводом тепла скорость роста кристалла  $1 \text{ см/сутки}$ , дальнейшее снижение температуры прекратится. Расход тепла будет компенсироваться за счет теплоты кристаллизации.

Если вода содержала растворенную примесь какой-либо соли, рост кристалла начнется при более низкой температуре. Соответственно более низкой должна быть установлена температура в холодильнике. По мере роста кристалла будет происходить обогащение воды солью, поэтому температура кристаллизации будет постепенно снижаться. Тем не менее, и в этом случае можно сохранить скорость роста кристалла постоянной, поддерживая постоянной разность температур  $\Delta T$ .

Меняя температуру в холодильнике, окружающем сосуд Дьюара, от  $0,4$  до  $-40^\circ$ , можно, не меняя теплоизоляцию, изменять скорость роста кристалла в широких пределах — от  $1$  до  $40 \text{ мм/сутки}$ .

Используя стеклянные сосуды Дьюара, можно методом регулируемого отвода тепла выращивать кристаллы веществ с температурой плавления до  $200-300^\circ$ .

На рис. 1 показана схема установки для выращивания кристаллов слюды ( $t \sim 1360^\circ$ ) в атмосфере водорода.

В этой установке железный заваренный цилиндрический тигель  $1$  с расплавом (исключающий улетучивание фторидов) окружен слоем теплоизоляции  $2$  и массивным железным изотермическим контуром  $3$ , который нагревается равномерно распределенной внешней молибденовой спиралью и, в свою очередь, окружен внешней теплоизоляцией  $4$  и наружным герметическим кожухом  $5$ .

В тигель  $1$  и изометрический контур  $3$  введены термодары  $6$  и  $7$ , которые могут быть соединены с показывающими или записывающими приборами и дифференциально со схемой, автоматически поддерживающей заданную разность температур. Сверху к тиглю  $1$  приварена трубка  $8$ , выходящая за пределы кожуха печи. Она служит для заполнения тигля и визуального наблюдения за плавлением засыпанной шихты,

взятия проб и введения заправочного кристалла. Тигель 1 может быть окружен дополнительным нагревателем 9, который сильно ускоряет плавление шихты.

Если температура плавления кристаллизуемого состава неизвестна или есть сомнения в точности показаний приборов и термопар, следует после плавления шихты печь отключить. Затем с возможной точностью нужно зафиксировать фактически наблюдаемую температуру площадки кристаллизации и только после этого, вторично расплавив содержимое тигля, приступить к выращиванию кристалла. Для этого с помощью нагревателя 3 (нагреватель 9 отключен) в тигле устанавливается температура на несколько градусов выше температуры плавления и в него вводится затравка на теплопроводном стержне.

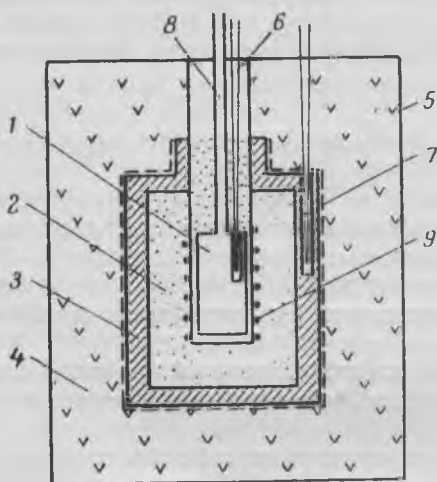


Рис. 1. Схема установки для выращивания кристаллов слюды

После окончания кристаллизации температура тигля вновь начнет снижаться. Печь может быть отключена или охлаждена с нужной скоростью.

Увеличение теплоизоляции 2 позволяет использовать большие разности температур, что упрощает схему регулирования процессом. Последнее особенно важно при работах с высокими температурами (кристаллизация слюды, кремния).

При выращивании кристаллов из расплавов, трудно переносящих даже небольшие переохлаждения, и необходимости применения небольших затравок, не обеспечивающих в начале роста выделения учитываемых количеств тепла, целесообразно термопару 6 совмещать с кристаллоносителем.

При выращивании кристаллов из растворов нет прямой необходимости регулировать скорость роста кристаллов отводом тепла, тем не менее, возможность термостатирования процесса за счет тепла кристаллизации позволяет до предела упростить установки для выращивания кристаллов легкорастворимых солей.

На рис. 2 приведен разрез автотермостатной камеры, предназначенной для выращивания кристаллов сегнетовой соли. Камера представляет собой фанерный ящик 1 кубической формы с ребром длиной 600 мм, в который вставлен алюминиевый ящик 2 с ребром длиной 400 мм. Пространство между ящиками заполнено теплоизоляцией — ва-

По дифференциально включенным термопарам устанавливается минимальная разность температур. Температура расплава и изотермического контура при этом будет снижаться до тех пор, пока не начнется рост кристалла. По мере роста кристалла и увеличения площади его поверхности отвод тепла для обеспечения постоянства скорости роста с течением времени должен возрастать.

Необходимая для этого разность температур может быть рассчитана по формуле:

$$\Delta T_n = \frac{\Delta V \cdot \gamma \cdot q}{\Delta t \cdot K}, \quad (3)$$

где  $\Delta T_n$  — разность температур между тиглем и изотермическим контуром в конце  $n$ -го часа роста.

той 3. Ящик 2 заполняется шестью формами 4, разделенными на секции 5. В каждую секцию вкладывается затравочная пластина 6 необходимой ориентации, покрывающая дно каждой секции.

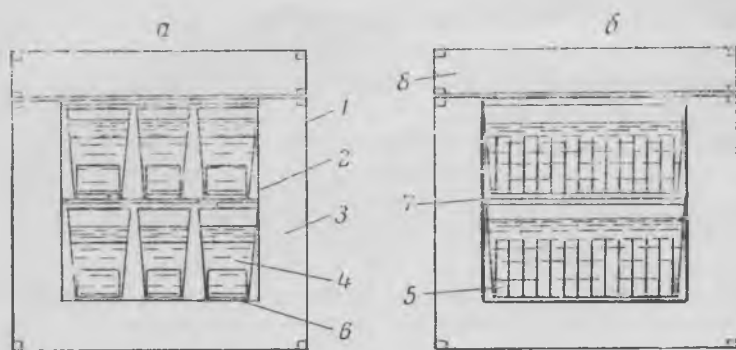


Рис. 2. Автотермостатная камера  
*a* — поперечный разрез; *b* — продольный разрез

Установленные в термостате формы (первый ряд) при пропаривании заполняются раствором, насыщенным при температуре 45 и нагретым до 50—52°. Наполненные формы покрываются мягкой резиновой прокладкой из микропористой резины и алюминиевыми крышками 7, на которые устанавливается следующий ряд форм. Заполненный термостат закрывается теплоизоляционной крышкой 8.

Рост кристаллов продолжается 15—17 суток; на 10—12-е сутки с термостатов могут быть сняты крышки 9. Этим и ограничивается регулировка установки. Процесс саморегулируется, что и позволяет назвать описанную установку автотермостатом. В случае излишнего охлаждения увеличивается скорость роста кристаллов: тепла выделяется больше, и охлаждение замедляется. Наоборот, замедление роста ведет к сокращению выделяющегося тепла, охлаждению раствора и, как следствие, повышению скорости роста.

На описанном примере видно, насколько может быть упрощен процесс выращивания кристаллов, если учитывать такое основное явление, сопутствующее кристаллизации, как выделение теплоты.

Л. И. ЦИНОБЕР

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДЫМЧАТОЙ ОКРАСКИ В РЕНТГЕНИЗИРОВАННЫХ КРИСТАЛЛАХ СИНТЕТИЧЕСКОГО КВАРЦА

В кристаллах синтетического кварца чрезвычайно отчетливо проявляется секториальное и зонарное распределение различных примесей, захваченных индивидом в процессе роста. Как уже указывалось (1, 2), если опыт по выращиванию проводится в условиях существования в системе так называемой «тяжелой фазы»<sup>1</sup>, то последняя захватывается растущим кристаллом. Неструктурная примесь «тяжелой фазы», естественно, изменяет оптическую характеристику кристалла и поэтому может быть легко обнаружена, например, с помощью прибора для исследования оптической однородности стекол. Фотографии слоистых неоднородностей, полученные на полированных пластинах синтетического кварца, вырезанных параллельно плоскости (1120), уже приводились в литературе (2).

Поглощение кристаллом «тяжелой фазы» характеризуется резкой секториальностью и может быть выражено следующим неравенством:  $\Phi_{\langle R \rangle} < \Phi_{\langle r \rangle} < \Phi_{\langle c \rangle}$ , где  $\Phi$  — условное обозначение содержания «тяжелой фазы» в единице объема, а  $\langle R \rangle$ ,  $\langle r \rangle$ ,  $\langle c \rangle$  — обозначения пирамид роста соответственно положительного ромбоэдра, отрицательного ромбоэдра и пинакоида.

При увеличении нормальной скорости продвижения грани или поверхности интенсивность захвата ею «тяжелой фазы» возрастает. Описанная нами ранее (3) зеленая и бурая окраска кристаллов синтетического кварца имеет тождественное с «тяжелой фазой» распределение по различным пирамидам роста кристалла. Можно полагать, что ионы  $\text{Fe}^{2+}$  (зеленая окраска) захватываются кристаллом кварца вместе с калиевой «тяжелой фазой», будучи предварительно адсорбированы на ней. Что касается ионов  $\text{Fe}^{3+}$ , то, поскольку связанная с ними бурая окраска обладает отчетливо выраженным дихроизмом, вопрос о характере вхождения их в кварц является более сложным и требует дальнейшего исследования.

*Распределение дымчатой окраски в кристаллах синтетического кварца.* При облучении кристаллов синтетического кварца рентгеновскими лучами также отчетливо проявляется секториальное и зонарное распределение в них примесей. Возникающая при этом дымчатая окраска, как теперь установлено (4,5), связана с дефектами, образующимися в структуре кристалла по схеме  $[\text{Si}^{4+}] \rightarrow [\text{Al}^{3+}]\text{X}^{1+}$ , где  $\text{X}^{1+}$  — внедренный ион щелочного металла. Таким образом, с помощью облучения рентгеном выявляются участки, обогащенные структурными примесями.

<sup>1</sup> «Тяжелая фаза» — жидкость переменного состава, сосуществующая с основным «легким» раствором в определенных условиях в автоклаве во время роста кварца (1).

Сопоставление картины распределения неструктурной примеси («тяжелой фазы») с картиной распределения структурной примеси (дымчатой окраски) показывает, что они относятся друг к другу как позитивное и негативное изображения. В соответствии со сказанным, распределение дымчатой окраски по пирамидам роста синтетического кварца, как правило, характеризуется следующим неравенством (обратным неравенству, приведенному выше):  $D_{\langle R \rangle} > D_{\langle r \rangle} \gg D_{\langle c \rangle}$ , где  $D$  — условное обозначение интенсивности дымчатой окраски, возникающей под действием облучения.

На рис. 1 показана пластина синтетического кварца, верхняя половина которой подвергалась облучению рентгеном в течение 60 мин. ( $W = \text{анод}, 200 \text{ mA}, 80 \text{ kV}$ ). Из рисунка видно, что пирамиды медленно

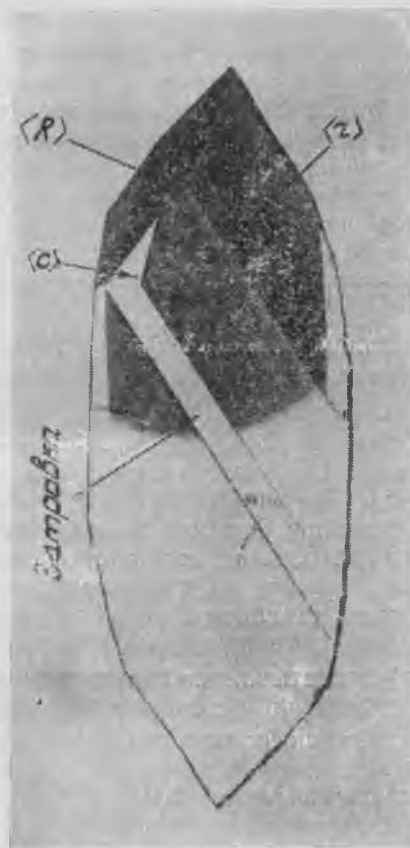


Рис. 1. Полированная пластина, вырезанная параллельно плоскости (1120) из кристалла кварца, выращенного на затравочной пластине  $r$ -среза;  $h$  1,5. Верхняя часть пластины облучалась рентгеном на трубке ТРЦ-3 в течение 1 часа; отчетливо видно отсутствие дымчатой окраски в пирамиде  $\langle c \rangle$  и интенсивная дымчатая окраска в пирамидах  $\langle r \rangle$  и  $\langle R \rangle$ ; затравочная пластина вырезана из пирамиды  $\langle c \rangle$  синтетического кристалла и также не окрашивалась под действием облучения

растущих граней ( $R$  и  $r$ ) наиболее интенсивно окрашиваются под действием облучения. Следует, однако, заметить, что в слабо окрашивающейся пирамиде  $\langle 0001 \rangle$  совсем не окрашивающиеся участки образуются при уменьшении скорости роста поверхности базиса, а дымчатая окрас-

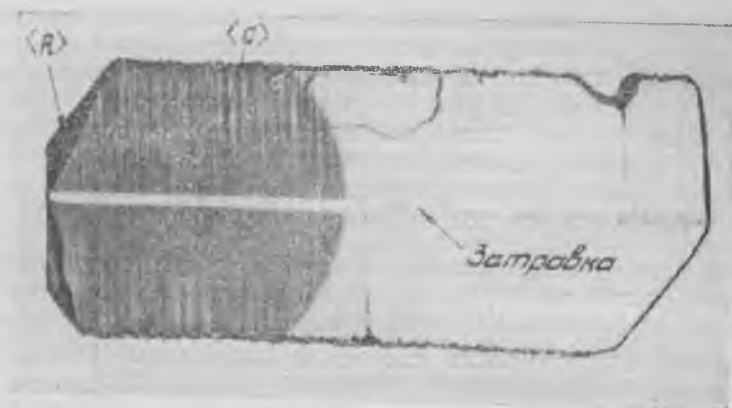


Рис. 2. Вторичная секториальность пирамиды  $\langle c \rangle$ , выявленная облучением. Полированная пластина параллельна плоскости  $(11\bar{2}0)$  x 1,5.

ка проявляется в прослоях, обогащенных «тяжелой фазой» и, следовательно, имевших большую скорость роста. Особенно интенсивно такие прослой окрашиваются в отожженных образцах.

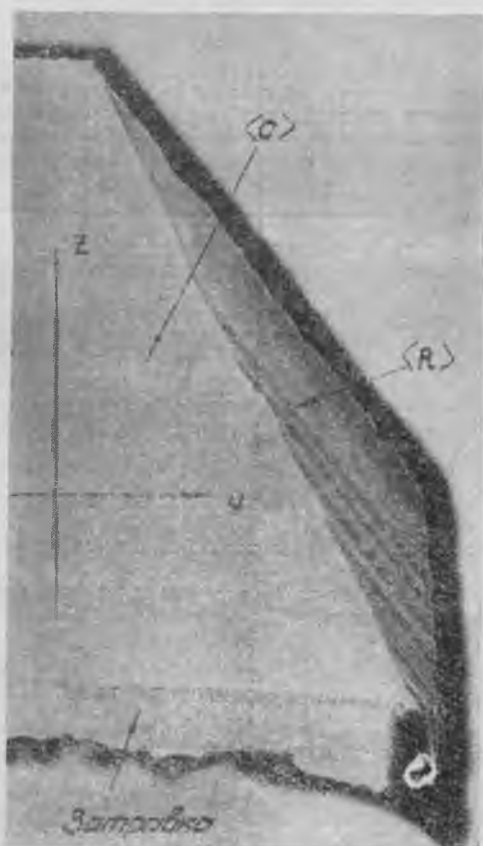


Рис. 3. Зонарное распределение окраски в пирамиде  $\langle R \rangle$ . Наиболее интенсивно окрашены зоны замедленного роста грани  $R$ .  
x 5

Очень слабо окрашиваются или вовсе не окрашиваются кристаллы только в том случае, когда развитие поверхности базиса протекает путем полицентрического тангенциального роста куполовидных или конусообразных аксессуарий. В случае многоглавого роста поверхности (0001), присущего кристаллам, выращенным с добавкой алюминия (а иногда и германия) или при низкой концентрации щелочи в растворе, пирамида  $\langle 0001 \rangle$  характеризуется вторичной секториальностью и интенсивно окрашивается под действием облучения (рис. 2).

Исследование распределения дымчатой окраски по различным зонам в одной и той же пирамиде роста показывает, что интенсивность образования потенциальных центров окраски обратно пропорциональна нормальной скорости роста соответствующей зоны. На рис. 3 видно, что сильнее всего окрашиваются те зоны пирамиды  $\langle R \rangle$ , которые имели наименьшую скорость нарастания по отношению к соседней неокрашивающейся пирамиде  $\langle 0001 \rangle$  (зоны, где граничная поверхность  $\langle R \rangle / \langle c \rangle$  становится почти параллельной грани  $R$ ).

Для установления зависимости между дымчатой окраской и содержанием в кварце примесей различных элементов проводился количественный эмиссионный спектральный анализ исследуемых кристаллов.<sup>1</sup> Как правило, анализировались участки, вырезанные из пирамид роста  $\langle r \rangle$  и  $\langle c \rangle$  кристаллов, выращенных в одном и том же опыте.

Таблица 1

Спектральный анализ кристаллов синтетического кварца, выращенного на затравках среза  $r$  и  $c$  (в вес. %)

Номер образца	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	TiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	Примечание
3-28 $\langle r \rangle$	0,0004	0,011	0,00015	0,00012	0,00015	0,0016	} Выращены с добавкой Al
3-28 $\langle c \rangle$	0,0002	0,002	0,0003	0,00015	0,00009	0,0016	
3-09 $\langle r \rangle$	0,0005	0,02	0,0012	0,00084	0,0004	0,0016	
3-09 $\langle c \rangle$	0,0003	0,0033	0,00025	0,0003	0,00015	0,0078	
3-12 $\langle r \rangle$	0,0004	0,05	0,00022	0,0005	0,0002	0,034	
3-12 $\langle R \rangle$	0,00055	0,06	0,0001	0,0005	0,0002	0,046	
3-42 $\langle r \rangle$	0,0003	0,08	0,0001	0,0005	0,0001	0,03	
3-58 $\langle r \rangle$	0,0006	0,05	0,0001	0,0004	0,0002	0,02	
3-58 $\langle c \rangle$	0,001	0,01	0,0004	0,0004	0,0003	0,03	

$\langle r \rangle$  — участок кристалла для спектрального анализа выделен из пирамиды роста отрицательного ромбоэдра.

$\langle c \rangle$  — участок кристалла для спектрального анализа выделен из пирамиды роста пинакоида.

$\langle R \rangle$  — участок кристалла для спектрального анализа выделен из пирамиды роста положительного ромбоэдра.

Результаты анализов, приведенные в табл. 1, позволяют сделать следующие выводы:

1. Основными примесями в кварце из определявшихся элементов являются алюминий и натрий.

<sup>1</sup> Анализ проводился Н. Н. Семеновым в Государственном институте стекла по методике, разработанной им для определения содержания примесей в кварце и кварцевом стекле. Необходимо отметить высокую точность результатов этой методики. Доказательством этого служит почти полное совпадение результатов анализов образцов № 2-91  $\langle r \rangle$  и 2-93  $\langle r \rangle$  (табл. 2), выращенных в одном опыте на затравочных пластинках одинаковой ориентировки.

2. Содержание алюминия в различных пирамидах роста может быть выражено следующим неравенством:  $Al_{\langle R \rangle} > Al_{\langle r \rangle} \gg Al_{\langle c \rangle}$ . Этот факт подтверждает взгляд О'Браен на природу дымчатой окраски кварца, связывающей эту окраску со структурной примесью алюминия (4).

3. Обычно в пирамиде  $\langle c \rangle$  содержится больше натрия, чем в пирамиде  $\langle r \rangle$  (см. табл. 1, обр. № 3-09  $\langle r \rangle$ , 3-09  $\langle c \rangle$  и 3-58  $\langle c \rangle$  3-58  $\langle r \rangle$ ). Однако для кристаллов, которые росли с малыми скоростями, так что «тяжелая фаза» не захватывалась пирамидами роста, содержание натрия в пирамиде  $\langle c \rangle$  равно или даже меньше содержания натрия в пирамиде  $\langle r \rangle$  (см. табл. 1, обр. № 3-28  $\langle c \rangle$  и 3-28  $\langle r \rangle$ ).

4. При сравнении интенсивности дымчатой окраски с процентным содержанием алюминия в серии кристаллов (из различных опытов) не выявляется какой-либо закономерности. Так, при одинаковом времени облучения интенсивность дымчатой окраски образца № 3-28  $\langle r \rangle$  равна или даже несколько превосходит интенсивность окраски образца № 3-12  $\langle r \rangle$ , хотя содержание алюминия в первом в пять раз меньше, чем во втором. Образец № 3-42  $\langle r \rangle$ , содержащий наибольшее количество алюминия, почти вовсе не окрашивается под действием облучения. Конечно, из большого числа опытов всегда можно выбрать серию образцов, в которых интенсивность дымчатой окраски пропорциональна содержанию алюминия. Однако такая «закономерность» является случайной.

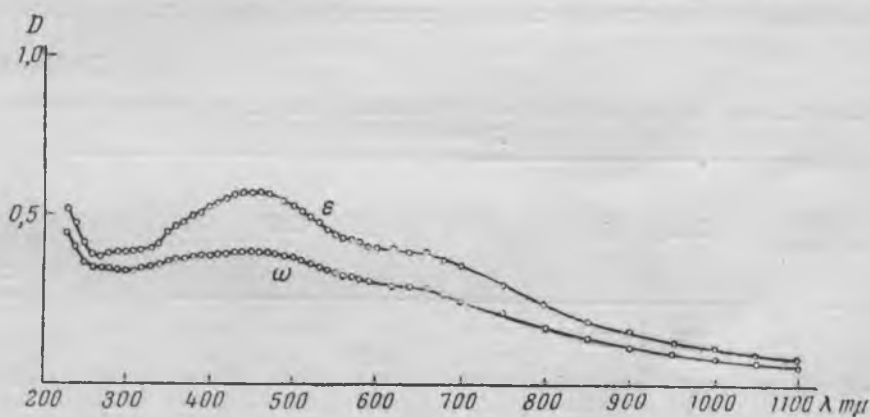


Рис. 4. Кривая поглощения образца № 3-12  $\langle r \rangle$  после облучения на трубке ТРЦ-3 в течение 1 часа  
 $\omega$ —обыкновенная волна;  $\varepsilon$ —необыкновенная волна

В свете сказанного недостаточно убедительной кажется подобная зависимость, приведенная в работе Козна (5). Известно, что с помощью спектрального анализа устанавливается общее содержание алюминия в кварце, в то время как с дымчатой окраской связан алюминий замещения (6), а не алюминий внедрения. Чтобы проводить вышеупомянутую корреляцию с целью прямого доказательства природы центров окрашивания, необходимо владеть методом определения количества алюминия хотя бы в одном из указанных состояний.

На рис. 4 приведена кривая поглощения облученного образца № 3-12  $\langle r \rangle$ , показывающая, что возникающая при таком облучении

дымчатая окраска ничем не отличается от обычной дымчатой окраски природных и синтетических кристаллов кварца, многократно описанных в литературе.

*Кристаллы синтетического кварца с примесью германия.* Путем введения в рабочий раствор различных количеств германия (в виде  $\text{GeO}_2$ ) были выращены кристаллы кварца с различным содержанием этого элемента. Данные спектрального анализа (см. табл. 2) показывают, что примесь германия до 0,6% входит в кристалл кварца примерно пропорционально количеству  $\text{GeO}_2$ , введенному в раствор. Кроме того, в противоположность алюминию германий входит в пирамиды  $\langle r \rangle$  и  $\langle c \rangle$  примерно в равных количествах (7). Наблюдается даже несколько более интенсивное вхождение германия в пирамиду  $\langle c \rangle$ , чем в пирамиду  $\langle r \rangle$ <sup>1</sup>. Остальные элементы, в частности, алюминий и натрий, имеют примерно такое же распределение в различных пирамидах роста, как и в обычных кристаллах синтетического кварца.

При облучении образцов кварца с примесью германия пирамиды  $\langle R \rangle$  и  $\langle r \rangle$  окрашиваются в дымчатый цвет значительно большей интенсивности, чем аналогичные пирамиды роста кристаллов без специально введенной примеси. Даже небольшая добавка германия в раствор для выращивания приводит к образованию кристаллов кварца с чрезвычайно интенсивно окрашивающимися пирамидами  $\langle R \rangle$  и  $\langle r \rangle$ . Пирамиды  $\langle c \rangle$  кристаллов с германием, как и обычных кристаллов синтетического кварца, как правило, также не окрашиваются под воздействием облучения, если не обладают вторичной секториальностью.

Таблица 2

Спектральный анализ кристаллов синтетического кварца с примесью германия (в вес. %)

Номер образца	$\text{GeO}_2$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{TiO}_2$	$\text{Na}_2\text{O}$	Количество $\text{GeO}_2$ , до- бавляемое в раствор
2—91 $\langle r \rangle$	0,16	0,00048	0,036	0,00024	0,00045	0,0003	0,0225	0,2 п.
2—93 $\langle r \rangle$	0,17	0,00042	0,038	0,00026	0,0006	0,0002	0,02	0,2 п.
3—02 $\langle R-r \rangle$	0,19	0,00065	0,032	0,0014	0,001	0,00017	0,024	0,2 п.
3—39 $\langle r \rangle$	0,52	0,0006	0,025	0,0003	0,00075	0,0002	0,013	0,4 п.
3—39 $\langle c \rangle$	0,58	0,0007	0,0056	0,0004	0,001	0,0002	0,01	0,4 п.
3—53 $\langle r \rangle$	0,43	0,002 (?)	0,03	0,0002	0,0006	0,0002	0,018	0,31 п.
3—53 $\langle R-r \rangle$	0,42	0,0007	0,03	0,0005	0,0007	0,00018	0,025	0,31 п.
3—53 $\langle c \rangle$	0,58	0,00084	0,0096	0,0006	0,0007	0,008	0,04	0,31 п.

Значок  $\langle R-r \rangle$  обозначает, что выбранный участок являлся дофинейским двойником.

Указанные факты позволяют утверждать, что собственно германий не образует центров дымчатой окраски, однако вхождение его в структуру кварца, очевидно, способствует образованию этих центров. Тем не менее решающую роль в этом случае продолжает играть природа растущей грани: образование центров дымчатой окраски в пирамиде  $\langle c \rangle$  по-прежнему чрезвычайно затруднено, несмотря на то, что германий в эту пирамиду входит так же «охотно», как и в пирамиды  $\langle R \rangle$  и  $\langle r \rangle$ .

<sup>1</sup> Этот небольшой избыток германия в пирамиде  $\langle c \rangle$  по сравнению с пирамидой  $\langle r \rangle$  объясняется, очевидно, большим содержанием в пирамиде  $\langle c \rangle$  неструктурной примеси «тяжелой фазы», которая наряду с кремнием может иметь в своем составе германий.

На рис. 5 приведена кривая поглощения облученного образца № 3-53  $\langle r \rangle$ , измеренная для обыкновенной и необыкновенной волн на

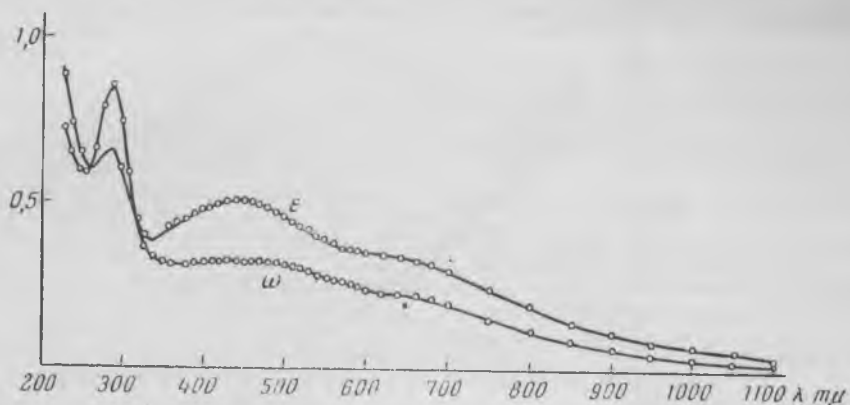


Рис. 5. Кривая поглощения образца кварца № 3-53  $\langle r \rangle$  с примесью германия после облучения на трубке ТРЦ-3 в течение 1 часа  
 $\omega$  — обыкновенная волна;  $\epsilon$  — необыкновенная волна

приборе СФ-4 с поляризационной приставкой. Эта кривая хорошо совпадает с аналогичной кривой, приведенной в работе Коэна (8). Некоторым отличием является расхождение положения основного максимума в ультрафиолетовой области (у нас — при  $290 \text{ м}\mu$ , у Коэна — при  $275 \text{ м}\mu$ ). Такое положение максимума было зарегистрировано нами для

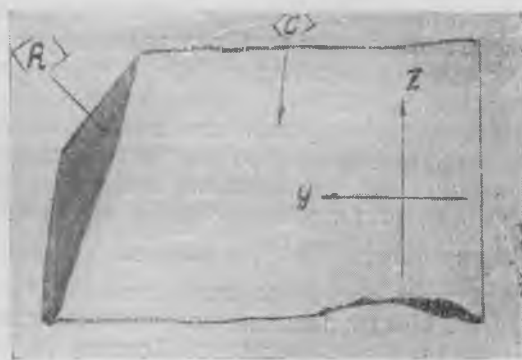


Рис. 6. Часть среза (1120) через кристалл № 3-53  $\langle c \rangle$ , выращенный с примесью германия на затравке среза (0001). Образец целиком подвергался облучению. Отчетливо видно, что пирамиды  $\langle R \rangle$  и  $\langle c \rangle$  обладают различной способностью к окрашиванию

десяти образцов. Кроме того, для наших кристаллов довольно четко выделяется максимум при  $290 \text{ м}\mu$  для обыкновенной волны, чего не наблюдается на спектрах, приведенных Коэном (8).

Выше отмечалось, что материал пирамиды  $\langle c \rangle$ , содержащий такое же количество германия, как и материал пирамид  $\langle R \rangle$  и  $\langle r \rangle$ , не окрашивается под действием облучения (рис. 6). Для проверки утверждения Коэна, что пик  $275 \text{ м}\mu$  (у нас  $290 \text{ м}\mu$ ) связан с германием, входящим в кварц в структурном положении, был измерен спектр поглощения

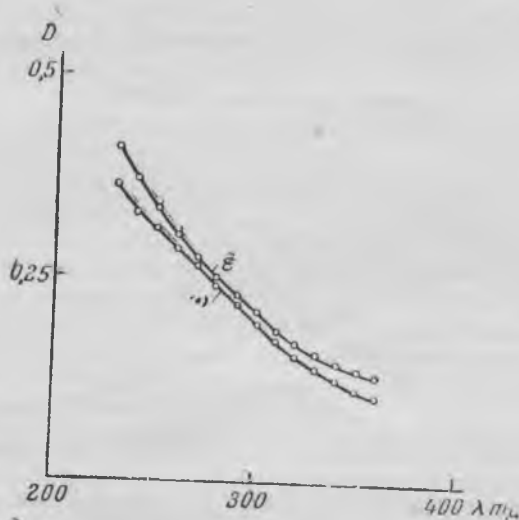


Рис. 7. Кривая поглощения неокрашивающегося участка образца № 3-53 <с> после облучения на трубке ТРЦ-3 в течение 1 часа  
 ○ — обыкновенная волна; □ — необыкновенная волна

облученного, по неокрашивающегося кристалла, содержащего большое количество структурного германия. Полученная кривая (рис. 7) показывает, что максимум в районе  $290 \text{ м}\mu$  в данном случае отсутствует.

Таким образом, можно выделить два вида структурного вхождения германия в кварц: один в пирамиды <r> и <R>, при котором после облучения наблюдается пик  $290 \text{ м}\mu$ , и другой в пирамиду <c>, когда ни пика  $290 \text{ м}\mu$ , ни каких-либо других пиков в видимой области спектра не обнаруживается. Наиболее простое объяснение описанному явлению можно дать, если предположить, что германий может входить в кварц не только в четырехвалентном, но и в трехвалентном состоянии. При этом пирамида <c> содержит только  $\text{Ge}^{4+}$ , в то время как пирамиды <r> и <R> могут содержать некоторое количество  $\text{Ge}^{3+}$ , с которым и связана полоса  $290 \text{ м}\mu$ . Предположение о возможности существования трехвалентного германия высказывалось Коэном (8) для кварца и Гаррино-Канина (9) для стекла. Наши экспериментальные данные подтверждают предположение упомянутых исследователей.

Автор пользуется случаем, чтобы выразить самую искреннюю признательность Н. Н. Семенову за тщательно выполненные спектральные анализы и Л. Г. Ченцовой за помощь в измерении кривых поглощения и обсуждение вопросов, затронутых в работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бутузов В. П., Брятов Л. В. Исследование фазовых равновесий части системы  $H_2O - SiO_2 - Na_2CO_3$  при высоких температурах и давлениях. Кристаллография, т. 2, № 5, 1957.
2. Сафронов Г. М., Хаджи В. Е. О внутреннем строении искусственных кристаллов кварца. Тр. ВНИИП, т. II, в. 1, 1958.
3. Цинобер Л. И., Ченцова Л. Г., Штернберг А. А. О зеленой и бурой окраске кристаллов искусственного кварца. Рост кристаллов, т. II, 1959.
4. O'Brien M. C. The structure of the colour centers in smoky quartz. Proceedings of the Royal Society. v. A 231, № 1186, 1955.
5. Cohen A. J. Anisotropic color centers in  $\alpha$ -quartz. 1. Smoky quartz. Journ. of Chemical Physics., v. 25, № 5, 1956.
6. Cohen A. J., Sumner G. G. Relationships among impurity contents, color centers and lattice constants in quartz. The American Mineralogist, v. 43, № 1—2, 1958.
7. Cohen A. J., Hodge E. S. Zonal specificity and nonspecificity of certain impurities during growth of synthetic  $\alpha$ -quartz. Journ. of the Physics and Chemistry of Solids, v. 7, № 4, 1958.
8. Cohen A. J., Smith H. L. Anisotropic color centers in  $\alpha$ -quartz. 2. Germanium doped synthetic quartz. Journ. of Chemical Physics, v. 28, № 3, 1958.
9. Garino-Canina V. La bande d'absorption a  $2420\text{\AA}$  de la silice vitreuse: impurete germanium et perte d'oxygene. — Comptes Rendus l'Academie des Sciences, v. 242, № 16, 1956.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. П. БУТУЗОВ, Д. С. МИРИНСКИЙ, Г. С. КАЦ

### ЦАНГОВЫЙ МУЛЬТИПЛИКАТОР ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

В 1958 г. Г. Т. Холл<sup>1</sup> описал аппаратуру сверхвысокого давления, в которой были получены давления до 100 000 атм и температура до 3000°C. В основу этой конструкции был положен принцип создания давления четырьмя пуансонами, согласованно перемещающимися по направлению к общему центру.

Установка Г. Т. Холла получила название тетраэдрической, так как давление создавалось в объеме, имеющем форму тетраэдра.

Нами была изготовлена установка сверхвысокого давления на основе идеи, предложенной Холлом (рис. 1). Максимальное усилие, разви-

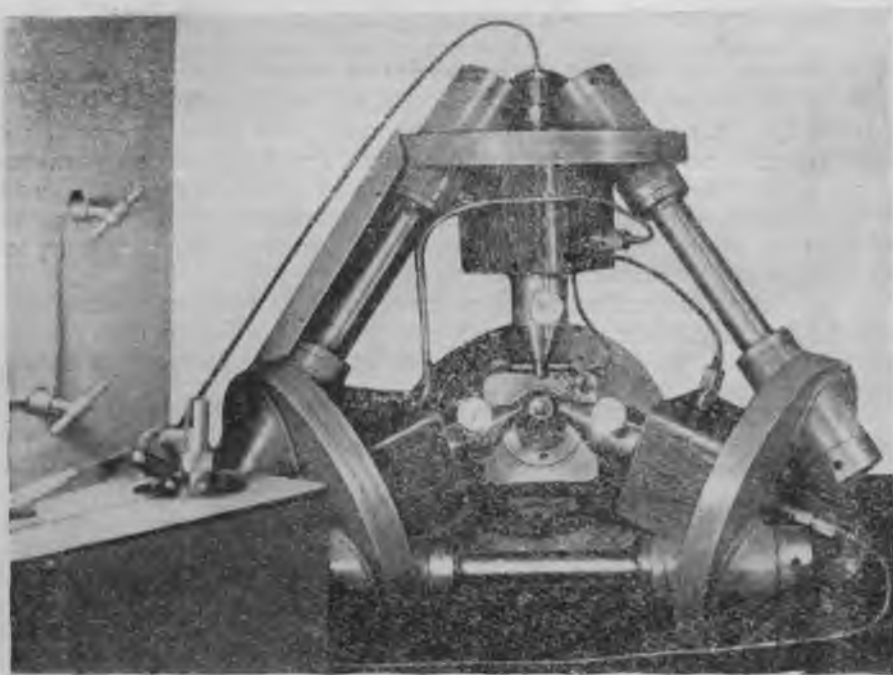


Рис. 1. Тетраэдрическая установка Г. Т. Холла

ваемое каждым прессом, составляло 100 т, рабочая площадь пуансона (равносторонний треугольник) — 0,42 см<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Hall G. T. Some high-pressure, high-temperature apparatus design-considerations. equipment for use at 100 000 atmospheres and 3 000°C. Rev. Instr., 29, № 4. 1958.

С помощью острых наконечников, вставленных на место пуансонов, установка была отюстирована так, что оси всех прессов пересекались в одной точке. Несмотря на такую точную центровку, стальной тетраэдр, подвергнутый обжатию до  $30000 \text{ кг/см}^2$ , принял искаженную форму (рис. 2, а). Такая форма получилась в результате неравномерного перемещения пуансонов. На рис. 2, б показан стальной тетраэдр, обжатый при том же давлении после установки на каждом поршне пресса

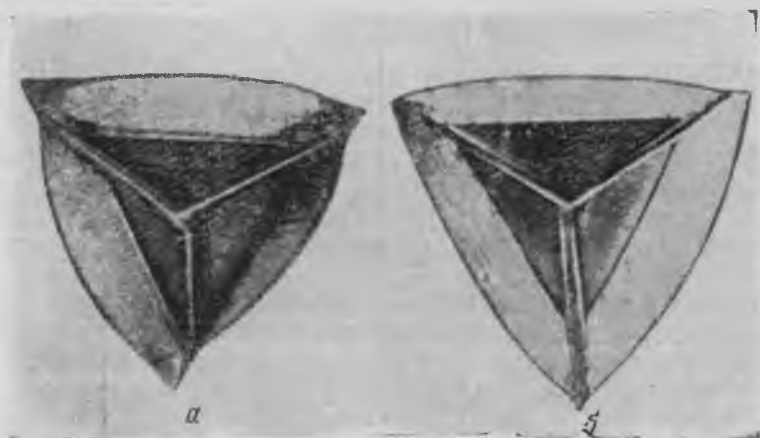


Рис. 2. Стальной тетраэдр  
а — обжатый при неравномерном перемещении пуансонов; б — обжатый при равномерном перемещении пуансонов

индикаторов, благодаря которым была достигнута равномерность хода всех четырех пуансонов. Однако созданная тетраэдрическая установка позволила получить давление только до  $60\,000 \text{ кг/см}^2$ , так как при создании более высоких давлений в тягах, связывающих между собой цилиндры прессов, возникали деформации, которые приводили к децентровке тетраэдрической установки.

Естественно, возникла идея использовать для перемещения пуансонов один пресс, а не четыре, как сделал Холл. Схема перемещения пуансонов от одного пресса приведена на рис. 3. Опоры пуансонов и пуансоны приведены на рис. 4.

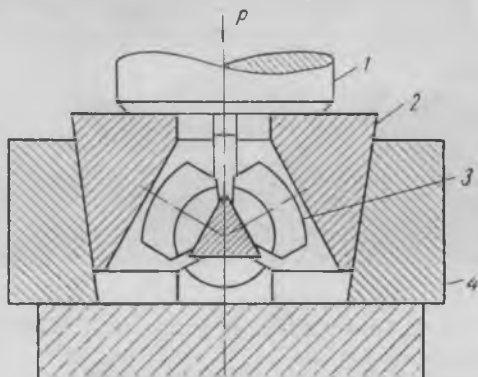


Рис. 3. Схема тетраэдрической установки с одним прессом  
1 — поршень пресса; 2 — опора пуансона; 3 — пуансон; 4 — пирамидальная оправка



Рис. 4. Детали цангового тетраэдрического мультипликатора

Из приведенной на рис. 3 схемы видно, что вместо гидравлического способа для создания усилий на пуансонах применялся гидромеханический способ.

Предлагаемое нами устройство весьма похоже на цангу, что послужило основанием назвать его цанговым мультипликатором.

Однако объем в виде тетраэдра, в котором создаются сверхвысокие давления, неудобен с точки зрения размещения в нем порции изучаемого вещества, термопар и т. д. Значительно более удобным в этом смысле является объем кубической формы. При одной и той же рабочей площади сжимающих пуансонов объем куба в 2,41 раза больше объема тетраэдра, но вместо четырех поршней для сжатия образца необходимо применять шесть поршней.

Нами разработана установка, которая названа цанговым кубическим мультипликатором (рис. 5). Компримируемое вещество в форме куба помещается в обойму 8, между шестью пуансонами 7. Верхний и нижний пуансоны перемещаются навстречу друг другу при движении верхнего 2 и нижнего 18 поршней.

Четыре боковых пуансона перемещаются благодаря движению вверх обоймы 5 с пирамидальной оправкой 6, которая образует клиновую пару с наковальнями 9 боковых пуансонов. Обойма с пирамидальной оправкой получает движение вверх от самостоятельного кольцевого поршня 11. Для обратного хода служит верхний кольцевой поршень 3.

Подвод электроэнергии и ввод термопар осуществляются через верхнюю и нижнюю наковальни пуансонов 4, электроизолированных от корпуса установки. Усилие, развиваемое поршнями 2 и 18, составляет 125 т, кольцевым поршнем 11 — 50 т, при давлении масла в системе 1300 атм.

Верхний 1 и нижний 12 цилиндры соединены между собой корпусом. Корпус воспринимает усилия верхнего и нижнего поршней и обеспечивает безопасность работы на установке: при разрушении отдельных деталей осколки их не могут попадать наружу.

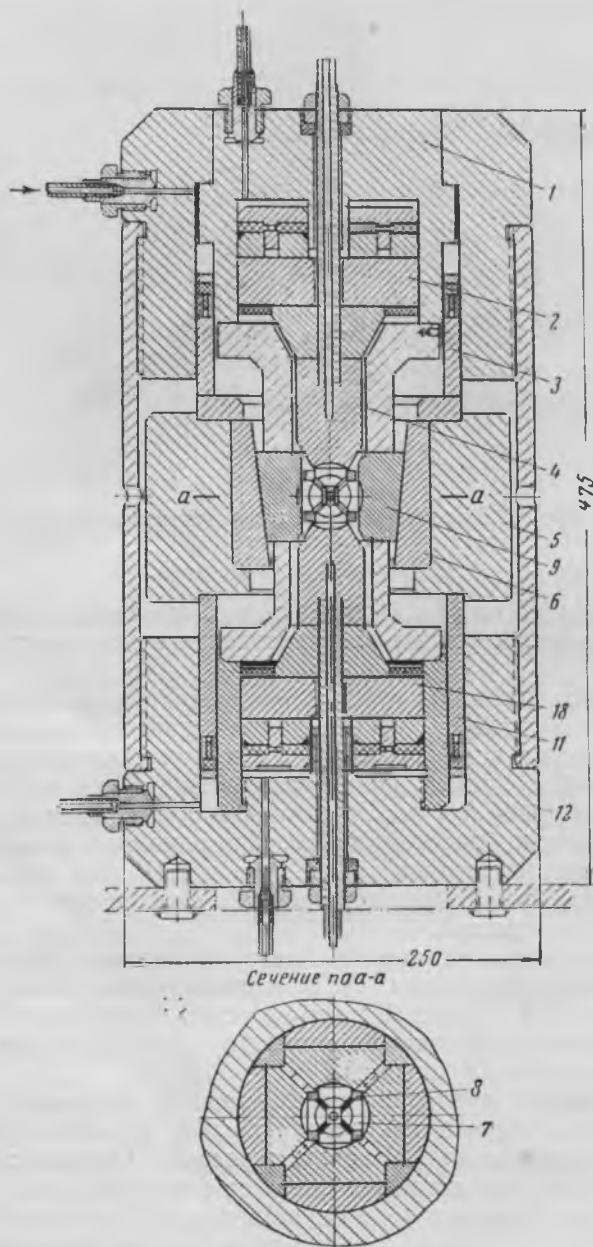


Рис. 5. Схема цапгового кубического мультипликатора

Возможно изготовление цангового кубического мультипликатора и с одним прессом, для чего должен применяться гидромеханический способ создания усилия на пуансонах. Схема перемещения пуансонов такого мультипликатора приведена на рис. 6.

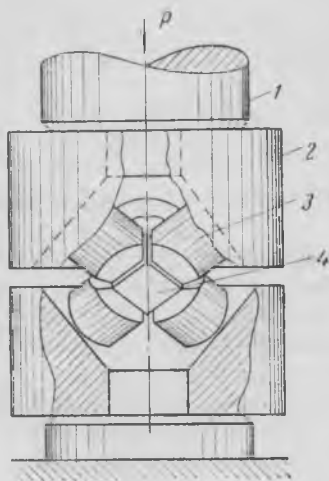


Рис. 6. Схема цангового кубического мультипликатора с одним прессом  
1 — шток пресса; 2 — конические оправки; 3 — пуансоны; 4 — сжимаемый куб

И. Н. АНИКИН

## МИКРОСКОП ДЛЯ ВИЗУАЛЬНО-ПОЛИТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ДЛЯ МАКРОФОТОГРАФИРОВАНИЯ

Для визуального наблюдения процессов, происходящих при высоких температурах (кристаллизации из расплава, варки стекла и др.), а также визуально-политермических исследований диаграмм плавкости, наблюдений включений в минералах, почти всегда целесообразно применение микроскопа. Непосредственное наблюдение за высокотемпературными процессами (до 1300—1500°) имеет бесспорное преимущество перед различными косвенными методами.

Непосредственное использование серийных микроскопов для изучения высокотемпературных процессов невозможно, так как малое предметное расстояние не позволяет надежно защитить оптику микроскопа (особенно при значительных увеличениях) от действия высокой температуры и вредных паров, которые могут выделяться во время опыта. Не меньшие трудности связаны с проблемой освещения объекта и необходимостью быстрой смены увеличений.

Предлагаемая установка основана на том, что в обычный микроскоп (МП-2, МИН-4) рассматривается изображение, даваемое переходным длиннофокусным объективом 3 (см. рисунок). В качестве последнего может быть использован любой длиннофокусный объектив микроскопа (3×, 3,7×), но лучше брать объектив с диафрагмой. Переходный объектив 3 укрепляется на кронштейне 9, установленном вместо предметного столика микроскопа, и имеет возможность центрироваться с помощью винта 10 и двигаться так же, как столик, вверх и вниз посредством кремальеры 11. Объектив микроскопа 1 и переходный объектив 3 соединены мехом 2 (в нашем случае — отрезком гофрированной трубки от противогаза) и имеют возможность свободно перемещаться относительно друг друга. Применение такой телескопической системы позволяет отдалить оптику микроскопа на значительное расстояние от объекта наблюдения (на 150—300 мм) и тем предохранить ее.

Общее увеличение такой системы определяется произведением: увеличение окуляра × увеличение объектива микроскопа × увеличение переходного объектива.

Последнее определяется по известной формуле:

$$\beta = \frac{l'}{l} = \frac{f}{x},$$

где  $\beta$  — увеличение;

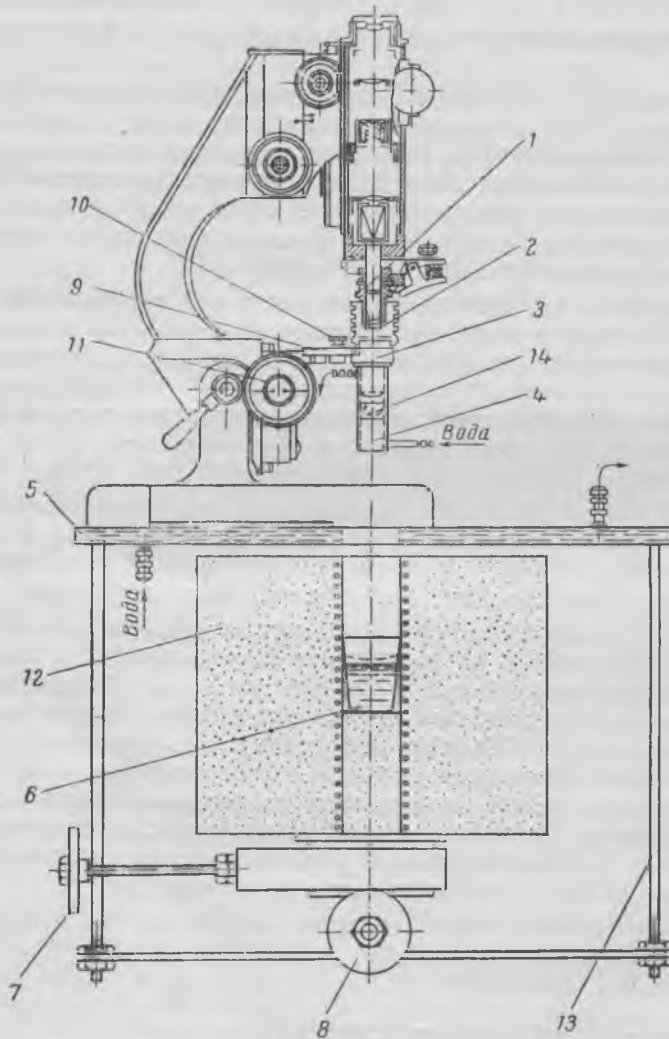
$l'$  — высота изображения;

$l$  — высота предмета;

$f$  — фокусное расстояние;

$x$  — расстояние от главного фокуса до предмета.

Понятно, что чем больше будет фокусное расстояние переходного объектива, тем большее увеличение мы получим при том же предметном расстоянии. Например, используя окуляр с увеличением  $8\times$ , объектив  $20\times$  и переходный объектив с  $f = 50$  мм (от фотоаппарата «ФЭД») и установив расстояние от объекта до объектива 200 мм (т. е.  $x = 150$  мм), получим общее увеличение  $8 \cdot 20 \cdot \frac{50}{150} \approx 53\times$ , что вполне достаточно для подобных исследований.



Для наблюдения явлений, происходящих при высокой температуре, микроскоп ставится над печью, собранной на станции 13, на массивную металлическую плиту 5, охлаждаемую водой. Для предохранения объектива от нагревания на него надевается медный холодильник 4, также охлаждаемый водой. От действия прямого излучения объектив 3 защищен толстым оптическим стеклом 14, которое вставляется в холодильник. Печь 12 с нагревателем из проволоки ЭИ-595 или ЭИ-626 дает возможность получать температуру в рабочем пространстве до  $1300^\circ$ . В пе-

чи находится объект наблюдения, например расплав в тигле 6. Так как микроскоп укреплен над печью неподвижно, то печь установлена на подвижной подставке, и любой участок поверхности расплава может быть введен в поле зрения микроскопа с помощью ходовых винтов 7 и 8; печь вращается вокруг своей оси. Освещается объект сверху (осветитель на схеме не показан), а при очень высокой температуре — за счет собственного излучения.

Оборудовать такой микроскоп чрезвычайно просто. Следует отметить, что он лишен тех недостатков, которые имел микроскоп, описанный автором в 1956 г.<sup>1</sup>

Микроскоп для визуально-политермических исследований позволяет вести качественную фотосъемку объектов наблюдения с помощью микрофотонасадок (например, МФН-1, МФН-3) и киносъемку.

Описываемый микроскоп позволяет наблюдать макрообъекты (кристаллы, сростки кристаллов, поверхность кристаллов и пр.) и производить их фотографирование с достаточно большой глубиной резкости за счет диафрагмирования объективов 1 и 3. При использовании малых увеличений можно фотографировать чертежи и печатные тексты.

Описанный микроскоп применялся автором для изучения кристаллизации кальцита из системы  $\text{CaCO}_3 - \text{LiCl}$ ,  $\text{CaCO}_3 - \text{CaCl}_2$ , слюды с применением в качестве растворителя расплава  $\text{KF}$ , шеелита из системы  $\text{CaWO}_4 - \text{LiCl}$  и др.

За советы и консультации автор приносит благодарность преподавателю кафедры научной фотографии и кинематографии Московского государственного университета И. Б. Мененкову.

---

<sup>1</sup> Аникин И. Н. Применение микроскопа для изучения высокотемпературных процессов. Заводская лаборатория, № 7, 1956.

Л. И. ЧЕТВЕРИКОВ

## О СОХРАННОСТИ КРИСТАЛЛОВ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА В РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Как известно, исландский шпат относится к очень хрупким минералам, легко подвергающимся выветриванию, поэтому его ореолы рассеяния имеют небольшие размеры. Это, с одной стороны, усложняет поиски, а с другой, способствует им, так как нахождение обломков кальцита в делювии и аллювии указывает на близость места его коренного залегания.

Наблюдения, сделанные на р. Нидым (Эвенкийский национальный округ), показали, что кристаллы кальцита выдерживают транспортировку в русловых отложениях на расстояние не более 3 км. Следует отметить, что переносится на это расстояние только молочно-белый жильный кальцит в виде галек диаметром не более 8—10 см. Кристаллы исландского шпата, как правило, такого перемещения не выдерживают и, покрываясь густой сетью трещин по спайности, превращаются в гальку полупрозрачного кальцита, обычно имеющую не более 5 см по длинной оси. Исландский шпат выдерживает транспортировку по реке не более чем на 1,5 км. Степень сохранности гидротермальных минералов, сопутствующих исландскому шпату, неодинакова в русловых отложениях. Ниже показано, как изменяется состав минералов в аллювиальных отложениях р. Нидым.

Расстояние от коренного  
месторождения в км

Минералы русловых и косовых отложений

Более 5

Средне- и плохоокатанная галька голубоватого халцедона, достигающая 15 см по длинной оси. Единичная хорошоокатанная галька томсонита и еще реже десмина длиной не более 4—5 см

Не более 3

Многочисленная плохоокатанная галька халцедона. Реже встречается хорошоокатанная галька молочно-белого кальцита, томсонита, десмина, имеющая не более 10 см по длинной оси. Единичная еще более мелкая хорошоокатанная галька сильно трещиноватого кальцита

1—1,5

Крупная хорошо- и среднеокатанная галька белого кальцита. Хорошоокатанная галька растресканного исландского шпата, достигающая 10 см в длину, а также других гидротермальных минералов (томсонита, анальцима, десмина)

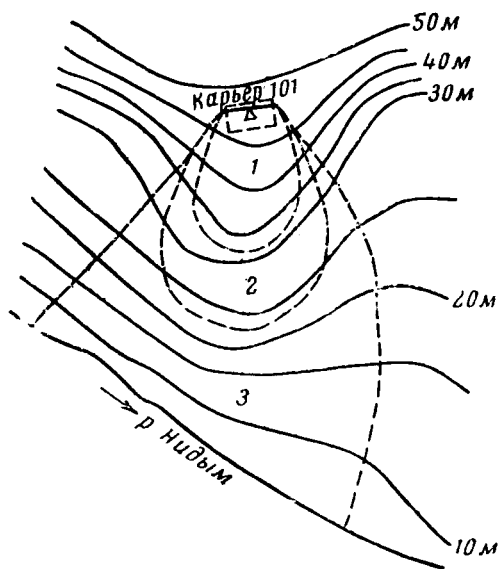
0,5—1

Частично окатанная галька белого кальцита и исландского шпата. Встречаются единичные мелкие гальки оптически годного исландского шпата. Много других гидротермальных минералов, за исключением морденита, ломонтита, гейландита

До 0,5

Плохоокатанная галька белого кальцита, исландского шпата и других гидротермальных минералов, достигающая 20 см по длинной оси. Не сохраняются морденит и ломонтит

В делювиальных отложениях разрушение исландского шпата происходит очень быстро, особенно на крутых склонах, сплошь заваленных крупными глыбами горных пород. Кристаллы бывают сильно раздроблены при перемещении на 50—70 м от места коренного залегания. На склонах, покрытых мелкощебенчатой осыпью, мелкие обломки трещиноватого исландского шпата можно встретить на расстоянии до 200 м от коренного источника. Оптически годный материал в этом случае сохраняется при транспортировке по склону не более чем на 100 м. Это хорошо видно на примере двух шпатоносных участков, где, несмотря на обильную гидротермальную минерализацию, у подошвы склонов наблюдались единичные обломки кристаллов жильного кальцита и исландского шпата очень низкого качества. На рисунке показан ореол рассеяния, а также изменение размеров и качества обломков исландского шпата вниз по склону от карьера, вскрывшего крупную жилу с большими кристаллами исландского шпата.



План ореола рассеяния площади проявления исландского шпата

1 — зона крупных обломков (более 10 см) и целых кристаллов кальцита, содержащих оптический материал; 2 — зона мелких обломков кристаллов кальцита с оптическим материалом; 3 — зона мелких обломков кристаллов кальцита без оптического материала

Из вышесказанного можно сделать вывод, что нахождение в делювии и аллювии единичных мелких, но оптически годных обломков исландского шпата является надежным поисковым признаком. Дополнительным поисковым признаком может служить наличие в рыхлых отложениях минералов характерных минералогических ассоциаций, изучение которых позволит предугадать место залегания (базальтовый покров или шаровая порода) и тип скоплений исландского шпата.

## ДИСКУССИЯ

А. В. ГЛАЗОВ

### О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В статье «Опыт генетической классификации хрусталеносных месторождений» Е. М. Лазько (4) выделяет группу месторождений, которая занимает промежуточное положение между магматогенными и метаморфогенными образованиями. По предложению Н. П. Ермакова эти месторождения названы гидротермально-альпийскими.

Нам представляется, что выделение группы гидротермально-альпийских месторождений является недостаточно обоснованным и противоречит некоторым геологическим фактам.

В основу выделения гидротермально-альпийских хрусталеносных месторождений Е. М. Лазько положены следующие моменты.

В результате работ, проведенных геологами-кварцевиками, особенно в последние годы, установлено, что в ряде месторождений хрусталеносные кварцевые жилы обязаны своим происхождением деятельности гидротермальных растворов. Материал для формирования самих кварцевых жил привнесен частично или целиком из магматического источника (2, 3, 5).

Ввиду того, что минеральный состав хрусталеносных гнезд приближается, а иногда полностью соответствует составу вмещающих пород, Е. М. Лазько относит хрусталеносные гнезда к образованиям латераль-секреционным, подобным альпийским жилам.

Поскольку хрусталеносные гнезда и вмещающая их кварцевая жила являются единым рудным телом, он считает возможным приписать таким хрусталеносным образованиям гидротермально-альпийское происхождение.

Определяющим признаком жил альпийского типа, по нашему мнению, является соответствие их минерального состава составу вмещающих пород и заимствование компонентов, слагающих их, из боковых пород. Альпийскими принято называть жилы, содержащие те же минералы, которые возникают во вмещающих породах в процессе регионального метаморфизма, и примерно в тех же количественных соотношениях. Такие жилы обычно приурочены к трещинам разрыва в метаморфических породах. А. Г. Бетехтин пишет: «Весьма характерно также, что в них обычно не устанавливается присутствие таких химических элементов и минералов, которые указывали бы на генетическую связь их с гидротермальной деятельностью интрузий кислых магм, ... хотя отнюдь не исключается участие в этих процессах и магматических вод» (1).

Нам представляется, что нет необходимости приписывать различный генезис отдельным частям единого хрусталеносного тела (кварцевой жиле — гидротермальный, а хрусталеносным гнездам — альпийский, как это делает Е. М. Лазько), а процесс образования альпийских жил отождествлять с гидротермальным.

В геологической практике известно немало примеров, когда гидротермальные растворы, взаимодействуя с боковыми породами, заимствуют из последних многие компоненты и переотлагают их в виде жильных минералов. Одним из таких примеров может служить образование вторичных кварцитов (6).

В настоящее время, например, считают вторичные кварциты результатом гидротермальной деятельности. Во внешней, так называемой пропилитовой зоне гидротермальных изменений, граничащей с неизмененными исходными породами, наблюдаются новообразования альбита, адуляра, хлорита, эпидота и карбонатов. Среди вторичных кварцитов выделяется так называемая кварцевая фация, представленная почти мономинеральной кварцевой породой с примесью пирита, рутила, гематита. Считается, что образование минералов вторичных кварцитов происходило с выносом одних и переотложением других веществ боковой породы. Привносились только  $\text{OH}$ ,  $\text{S}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{V}$  и тяжелые металлы. Наиболее постоянными и наименее подвижными компонентами являлись  $\text{Si}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Fe}$ ; они и входят в состав постоянных минералов вторичных кварцитов. Минералы во вторичных кварцитах существуют в виде псевдоморфоз, свидетельствующих о переносе и переотложении окислов в зоне действия газов и растворов.

Таким образом, химический состав вторичных кварцитов соответствует составу исходных пород, а  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  оказываются заимствованными из последних. Минералы вторичных кварцитов и зоны пропилитизации — альбит, адуляр, хлорит, карбонаты, рутил, пирит, гематит, а также громадные количества кварца образованы в результате заимствования гидротермальными растворами соответствующих компонентов из вмещающих пород. Однако эти минералы не считают минералами альпийских жил.

Из приведенных данных видно, что нет оснований выделять среди хрусталеносных жил противополоственную группу месторождений гидротермально-альпийского генезиса. Компоненты, слагающие тело кварцевой жилы и хрусталеносного гнезда, независимо от того, привносились ли они из магматического очага или заимствовались из окружающих пород, являются результатом деятельности гидротермальных растворов.

Как мы видели на примере вторичных кварцитов, такие компоненты, как  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , входящие также в состав минералов хрусталеносных гнезд, могут заимствоваться из вмещающих пород и переотлагаться гидротермальными растворами определенного состава.

Таким образом, выделение группы гидротермально-альпийских хрусталеносных жил не вызывается необходимостью.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. Издание 2. Госгеолтехиздат, 1956.
2. Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., в. 66, 1955.
3. Карякин А. Е. Вмещающие породы — источник материала для минералов хрусталеносных гнезд. Зап. Лен. горн. ин-та, т. XXX, в. 2, 1955.
4. Лазько Е. М. Опыт генетической классификации хрусталеносных месторождений. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 87, в. 1, 1958.
5. Морозенко Н. К. Генезис хрусталеносных жил Памира. Советская геология, № 9, 1946.
6. Наковник Н. И. Вторичные кварциты. Тр. ВСЕГЕИ «Измененные околорудные породы и их поисковое значение», Госгеолтехиздат, 1954.

## СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

### Геология, поиски и разведка месторождений

А. Е. Карякин. Возраст хрусталеносных кварцевых жил Советского Союза . . . . .	5 ✓
Г. Б. Митич. К вопросу о возрасте аляскитов Алдана . . . . .	13
П. П. Чернышкова. Россыпные месторождения пьезооптического кварца, связанные с пегматитами . . . . .	21
В. Ю. Эшкин. <u>Некоторые особенности генезиса и минералогии месторождения горного хрусталя в мраморах на Приполярном Урале . . . . .</u>	29 ✓
В. И. Бергер. Проявление исландского шпата в известняках нижнего карбона в Прибалхашье . . . . .	39
Б. Н. Шаронов. Особенности строения агатоносного андезитового покрова в Ахалцихском районе Грузии . . . . .	47
С. Н. Кондрашев, Ю. Н. Ануфриев. <u>Общие вопросы применения геофизических методов при поисках и разведке месторождений пьезооптического кварца . . . . .</u>	51 ✓

### Минералогия и кристаллография

А. В. Скропышев. Природа окраски исландского шпата месторождений Сибирской платформы . . . . .	61
М. Е. Раменская. О битуме в исландском шпате . . . . .	73
Н. И. Андрусенко, А. А. Вишневецкий. О рациональном использовании исландского шпата . . . . .	81

### Искусственные кристаллы

А. А. Штернберг. Выращивание монокристаллов из расплавов регулируемым отводом тепла . . . . .	89
Б. И. Цинобер. Распределение дымчатой окраски в рентгенизированных кристаллах синтетического кварца . . . . .	95
В. Г. Ноздрина. О влиянии примесей Al и Ge в синтетическом кварце на температуру $\alpha \rightarrow \beta$ превращения . . . . .	105

### Краткие сообщения

В. П. Бутузов, Д. С. Миринский, Г. С. Кац. Цанговый мультипликатор для получения сверхвысоких давлений . . . . .	113
И. Н. Аникин. Микроскоп для визуально-политермических исследований и для макрофотографирования . . . . .	117
Л. И. Четвериков. О сохранности кристаллов исландского шпата в рыхлых отложениях . . . . .	123

### Дискуссия

А. В. Глазов. О генетической классификации хрусталеносных месторождений . . . . .	125
---	-----

8929

Труды ВНИИП

Том III

Выпуск 2

Редактор ОНГИ ВНИИП В. Н. Никитина.

Корректор Н. И. Корецкая

Т 05406

Сдано в набор 21/II.60 г.

Подписано в печать 20.IV.60 г.

Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>:

8 п. л. + 1 вкл.

Уч. изд. л. 10.

Заказ 4160

Тираж 1000.

Цена 7 р. 80 к.

с 1/I—1961 г. цена — 78 копеек.

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

Ленинская типография Московской области

### Опечатки

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
54	3 снизу	образования	образований
57	19 снизу	GGSM	CGSM
57	7 снизу	и гидроокислы	в гидроокислы
60	23 снизу	Пьезооптический	Пьезоэлектрический
60	8 снизу	статисти-	статист-
61	21 снизу	гермолюминесценции	термолюминесценции
62	2 сверху	поглощения	поглощения
74	18 снизу	бразцов	образцов
79	1 снизу	Кaге	Кaгl
85	10 снизу	видимых	видимые
91	14 сверху	$\approx 45^\circ$	$\approx 4,5^\circ$
95	15 сверху	(1120)	(11 $\bar{2}$ 0)