

**ТРУДЫ**  
**ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-**  
**ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА**  
**ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО**  
**МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ**

**ТОМ VII**

*Структуры месторождений пьезооптических  
минералов*

**МОСКВА 1962**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

ТРУДЫ  
ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-  
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА  
ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО  
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ТОМ VII

*Структуры месторождений пьезооптических  
минералов*

Москва 1962



Редакционная коллегия:

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

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение геологических структур месторождений полезных ископаемых имеет большое практическое значение. Структурно-тектонические факторы обуславливают пути движения гидротермальных растворов, локализацию минерального вещества и сохранность образовавшихся скоплений кристаллов от разрушения при пострудных тектонических движениях. В связи с этим структурный анализ составляет основу оценки перспективных районов, отдельных жильных полей и продуктивных рудных тел и во многом определяет направление и методику геолого-разведочных работ.

Учитывая важность структурного исследования месторождений пьезооптических минералов, Всесоюзный научно-исследовательский институт пьезооптического минерального сырья (ВНИИП) публикует специальный выпуск трудов, посвященный данному вопросу. В сборник включены статьи, касающиеся как общих вопросов систематизации и теории структур месторождений (Н. П. Ермаков), так и конкретных результатов геолого-структурного изучения хрусталеносных провинций Приполярного Урала, Алдана и других районов (А. Е. Карякин, В. А. Смирнова, Л. С. Пузанов, В. И. Бергер, В. А. Мухин и др.). В ряде статей рассматриваются структурные особенности хрустале- и флюоритоносных пегматитовых полей Волыни и Казахстана (В. Т. Клочков и Л. А. Приказчиков, И. В. Давиденко, Г. С. Катковский, А. Г. Малышев). В статьях Н. И. Андрусенко и С. А. Кузовкина и А. И. Судеркина разбираются геологические структуры некоторых типов месторождений исландского шпата и оптического флюорита.

Сложность рассматриваемых вопросов и различия в представлениях о генезисе месторождений иногда приводят к противоречиям между некоторыми авторами. Наиболее резко это проявилось при определении структурной позиции хрусталеносных жил Алдана, которые В. И. Бергер связывает с архейскими складчатыми структурами, а В. А. Мухин, А. В. Коллус и Л. С. Пузанов — с наложенными на них более поздними зонами разломов и интенсивной трещиноватости. Редакция считает, что подобная дискуссия в печати окажется полезной и поможет объективно оценить имеющийся фактический материал.

Основная задача настоящего сборника заключается в привлечении внимания широкого круга геологов, занимающихся поисками и разведкой пьезооптического сырья, к глубокому и всестороннему изучению структур месторождений как важному средству повышения эффективности геологоразведочных работ. Редакция «Трудов ВНИИП» предлагает продолжить издание подобных тематических сборников и будет благодарна читателям за замечания по их содержанию.

---

*Светлой памяти профессора  
А. В. Королева*

*Н. П. Ермаков*

## СТРУКТУРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ<sup>1</sup>

### СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЕЕ КОМПОНЕНТЫ — СТРУКТУРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ТРАНСФОРМАЦИИ

Определение понятия «структура месторождения» впервые было введено в литературу В. М. Крейтером применительно к эндогенным месторождениям в следующем виде: «Под структурой эндогенных месторождений понимается совокупность структурных элементов, определяющих форму месторождения и влияющих на его локализацию» [28]. А. В. Пэк, Ф. И. Вольфсон и Л. И. Лукин дополнили это определение, указав, что «такими элементами являются пликативные и дизъюнктивные нарушения, слоистость, сланцеватость, а также особенности пород и руд, зависящие от их состава и физико-механических свойств, и прежде всего их пористость, упругие свойства и др.» [37].

Для рудных месторождений компактная формулировка была дана Я. Н. Белевцевым: «Под структурой месторождения следует понимать сочетание таких структурных форм в породах, которые в историческом аспекте определили размещение, условия залегания и морфологию рудных залежей» [2].

Структура месторождений полезных ископаемых вообще была определена нами в 1957 г.: «Структура месторождения — это геологическое строение участка земной коры, содержащего тела полезных ископаемых. Она исторически возникает в результате взаимодействия геолого-тектонических явлений с процессами концентрации и изменения минеральных веществ» [12].

По-видимому, это синтетическое определение, лишь схематически отражающее всю сложность образования и изменения месторождений полезных ископаемых, можно пока сохранить.

При аналитическом рассмотрении структуры любого месторождения необходимо различать ее первичные (сингенетические) и вторичные (эпигенетические) элементы. Именно в совокупности тех и других предстают перед нами *структура и содержание — минерализация* каждого месторождения в его современном виде.

*Дорудные элементы структуры*, определившие первоначальные место и форму локальных скоплений полезных ископаемых, заблаговременно были подготовлены геологическим развитием данного участка земной коры.

*Внутрирудные элементы структуры* являются результатом унаследованного развития деформаций или возникают в зависимости от нового геологического процесса, синхронного минерализации месторождения.

<sup>1</sup> Печатается в порядке обсуждения.

*Послерудные элементы структуры* представляют собой изменения ранее образованных структур и размещившихся в них залежей полезных ископаемых, к образованию которых они уже не имеют отношения.

Возрастные разграничения элементов структур очень важны, в особенности для эманационных месторождений многостадийного образования или тем более для полигенных пневматолитово-гидротермальных месторождений, образовавшихся в единый период минерализации, но в несколько этапов и стадий, разделенных тектоническими подвижками [13]. На сравнительно простых моногенных гидротермальных месторождениях выявляются три, пять и более стадий минерализации, а на многих полигенных — до 12 стадий.

В результате проявления каждой фазы внутрирудных подвижек в минеральных образованиях предыдущей стадии возникает макро- и микротрещиноватость. В макротрещинах и иных пустотах образуются прожилки и гнезда новых минералов, а микротрещины залечиваются, причем этот процесс сопровождается образованием вторичных включений растворов, отличных от включений предыдущей и последующей стадий минерализации.

Следует отметить существенную трудность и условность возрастных разграничений структурных элементов на месторождениях, возникающих через действие ювенильных растворов.

Для примера рассмотрим обычное гидротермальное месторождение, сформировавшееся в три стадии минерализации. Внутрирудные тектонические нарушения, которые произошли после первой стадии, будут для ее минеральных продуктов послерудными, а для второй стадии — дорудными. Нарушения — локализаторы минералов третьей стадии будут послерудными для первой и второй стадий и дорудными для третьей стадии минерализации.

Все внутрирудные деформации являются вторичными по отношению к дорудной структуре в целом, но в то же время они имеют первичное значение для процесса накопления полезных веществ.

Таким образом, внутрирудные структуры в координате времени формирования месторождения являются первично-вторичными структурами локализации.

Структурный анализ месторождений осложняется и метасоматирующим действием самих растворов или выщелачиванием и переотложением ими минеральных веществ, еще более затушевывающими картину взаимоотношений внутрирудных структур. Иногда путем опережающего растворения даже сами гидротермы могут обеспечивать себе благоприятную внутрирудную структурную обстановку гидротермально-альпийской минерализации, что особенно характерно для месторождений пьезооптического кристаллосырья и регенерированных месторождений [2, 11, 14, 20].

Учитывая эти и другие трудности, мы для поисково-разведочных целей объединяем все сингенетические структурные элементы месторождений, дорудные и внутрирудные, обеспечивающие во времени и пространстве накопление полезных ископаемых и контролирующие минерализацию, в единую группу структур локализации.

Эпигенетические структуры, связанные главным образом с поздне-тектоническими и экзогенными преобразованиями элементов первичной локализации месторождений полезных ископаемых, можно выделять под названием структур трансформации. Эти структуры в сочетании со структурами локализации также имеют важное значение для направления детальных поисковых, разведочных и эксплуатационных работ.

Структуры трансформации особенно характерны для складчатых областей с длительным режимом тектонических движений. Однако консолидированные в них монолитные участки, например занятые плутонами или вулканическими некками, плохо поддаются тектоническим трансформациям.

Структуры локализации в этих магматических телах часто представляют и современное строение месторождений. Структуры месторождения и структуры его локализации очень часто совпадают и на месторождениях, располагающихся в пределах древних щитов, плит и платформ.

Так как настоящая статья посвящена в основном структурам локализации, в дополнение к уже сказанному требуется дать определение этого важного понятия, хотя бы в его самом общем виде: *структура локализации — это благоприятный для формирования рудного поля, месторождения и его тел и гнезд участок земной коры или его поверхности, подготовленный заблаговременно или синхронно для накопления полезных минеральных веществ в результате развития тех или иных геологических явлений.*

По своему происхождению такие структурные места рождения или вторичной аккумуляции полезных ископаемых подготавливаются в природе разными процессами, развивающимися в зависимости от геологической или физико-географической обстановки их проявления.

На структуры локализации и эндогенно осложненные вторичные структуры месторождений в условиях поверхности земли иногда накладываются новые, поздневторичные структуры, связанные с экзодинамикой, чаще всего с выветриванием руд и вмещающих их пород. В ряде случаев именно эти структуры, фиксирующие результат экзогенной дифференциации вещества, например в виде шляпы окисления и зоны вторичных сульфидов, имеют решающее значение для пространственной локализации полезных компонентов и практического использования того или иного месторождения. Сложную комплексную структуру имеет, например, меднорудное месторождение Коунрад.

Таким образом, среди различных структур трансформации месторождений можно выделить два класса: структуры вторичные, чаще всего тектонические, и структуры поздневторичные — экзодинамические, чаще связанные с выветриванием и реже с оседаниями над выщелоченными участками руд.

Предлагается следующее разграничение структур по времени формирования:

<i>Структуры локализации</i>	<i>Структуры трансформации</i>
Первичные (дорудные)	Вторичные (энзодинамические)
Первично-вторичные (внутрирудные)	Поздневторичные (экзодинамические)

Несмотря на все многообразие природных процессов и трудности выявления результатов их влияния на развитие структур месторождений, через анализ структур локализации и трансформации в их исторической преемственности раскрывается синтетический образ структуры месторождения в целом.

#### ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Естественная классификация, представляющая собой один из важных научных методов выявления природных закономерностей, их взаимосвязей и опосредствования, должна базироваться на анализе множества разнородных фактов и синтезировать их до обобщений, направ-

ляющих практику дальнейшего углубленного изучения этих фактов и развитие теории, раскрывающей существо процессов в том или ином аспекте познания [17].

Генетическое разнообразие и развитие структур месторождений во времени и пространстве еще не нашло достаточного для теории и практики отражения в литературе. Между тем общие руководства по структурной геологии и петрологии Г. Д. Ажгирея [1], В. В. Белоусова [3], Н. А. Елисеева [8], М. А. Усова [50] и ряда зарубежных ученых, а также большие успехи в изучении месторождений самых разнообразных полезных ископаемых и их структур [2, 5, 6, 7, 22, 25, 26, 29, 32, 36, 38, 42, 44, 45, 46, 48 и др.] позволяют уже теперь представить для обсуждения схему структур локализации полезных ископаемых на широкой структурно-генетической основе.

Успешные начинания в этом отношении для эндогенных месторождений были сделаны А. В. Королевым [22], В. М. Крейтером [28] и В. И. Смирновым [42], которые, уделяя большое внимание собственно тектоническим рудоконтролирующим деформациям, считают необходимым выяснять для поисковых целей не только механизм их возникновения, но и генетические причины, обусловившие действие этого механизма. В разных пределах ими учитываются, например, вулканические извержения, процессы формирования интрузивов, структурообразование в их контактах, дайковые структуры, структуры растворения и минерализационного обрушения, структуры осадочных толщ и т. д.

В развитие такого плодотворного подхода нами и была сделана попытка представить первую общую систематику структур локализации всех полезных ископаемых. В табл. 2 по нисходящим ступеням анализа они разделены на три категории (А, Б, В), девять групп, 25 классов и 77 типов разнообразного происхождения.

Разделение на три большие категории произведено по источникам энергии главных процессов, вызывающих изменения в земной коре и на ее поверхности, т. е. основано на едином принципе генетического раскрытия взаимосвязанных явлений.

При расчленении на группы (I—IX) учитывается специфика развития этих процессов в пространстве, в различной геологической и физико-географической обстановке образования полезных ископаемых. Разделение на классы основано на конкретном различии генезиса и места образования структур локализации разного масштаба. Выделение элементарных типов структур локализации в пределах каждого класса осуществлено по различиям способа (механизма) их образования и формы проявления.

Элементарные типы структур локализации часто встречаются в комбинациях друг с другом. В сложных месторождениях могут быть сочетания различных классов и реже категорий структур или их элементарных представителей. Естественно, что такие комбинированные структуры не приведены в табл. 2, но всегда должны учитываться при изучении конкретных месторождений и при направлении их поисков.

Две промежуточные группы метаморфогенных и диагенетических образований полезных ископаемых не имеют «собственных» структур локализации, так как первично их накопления возникали и изменялись экзогенным или магмогенным путем.

#### **СТРУКТУРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В РАЗЛИЧНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ И ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ**

Строение разных участков земной коры было неодинаковым в различные геологические периоды. Крупные сегменты земной коры, уже

консолидированные, или еще подвижные, или переходные между ними, по-разному реагировали на преобразования в верхней зоне Земли.

Вследствие различия в общей геологической или физико-географической обстановке процессов формирования структур локализации последние приобретали или свои особенности в разнопостроенных регионах земной коры или ее поверхности, или общее сходство в пределах этих регионов. Вследствие этого необходимы хотя бы самые общие разделения структур локализации по территориям и глубинам образования на закономерные пространственно-генетические группы, которые отражали бы также степень региональной подчиненности или автономии локальных структур месторождений.

Для геосинклинальных областей, как известно, характерны четкие линейноскладчатые и разрывные структуры, связанные с латеральными механическими перемещениями масс осадочных горных пород. В этих областях структуры локализации очень важной группы эманационных месторождений закономерно «вписываются» в общий план тектонических деформаций рудных провинций и поясов, образующихся в подвижных зонах земной коры (Ю. А. Билибин, С. С. Смирнов, В. И. Смирнов).

В многоэтажной архитектуре платформ и плит развиваются очень пологие сводовые поднятия (плакантиклинали), прогибы и мульды, связанные с вертикальным вылучиванием или опусканием кристаллического фундамента. В положительных структурах, развивающихся на фоне еще более крупных структурных элементов, антеклиз и синеклиз, локализируются залежи нефти и газа.

В промежуточных платформенно-геосинклинальных прогибах и поднятиях, солянокупольных и глыбовых областях развиваются характерные прерывисто-складчатые и складчато-разрывные тектонические структуры, аккумулирующие различные полезные ископаемые.

Таким образом, среди частных структур локализации полезных ископаемых, подчиненных региональному тектоническому плану, следует выделять платформенные, геосинклинальные и промежуточные структуры.

В складчатых зонах и в молодых платформах на фоне доминирующего развития подчиненных региональному плану деформаций тектонических структур месторождений мы встречаемся с повышеноконсолированными участками (массивами) в виде плутонов разных масштабов и формы или вулканических аппаратов. И те и другие образовались сами по себе закономерно во времени и пространстве при тектоническом развитии подвижных поясов и областей земной коры. Однако месторождения полезных ископаемых и структуры их локализации, возникшие в магматических породах, в большой мере являются автономными, зависящими от особенностей образования массивов вмещающих пород. Исследователи часто поддаются соблазну объяснить внутренние (особенно разрывные) структуры в телах плутонов и вулканов внешним тектоническим воздействием. В начальный период застывания интрузий кора их подвергалась больше взламывающим усилиям снизу под воздействием внутреннего магматического давления, чем под влиянием внешних боковых тектонических напряжений. Влияние последних прогрессивно уменьшалось по мере утолщения коры, игравшей роль свода, и ко времени средней стадии формирования интрузива на месте активной интрузии сводилось, вероятно, к минимуму.

К этому времени, продуктивному в отношении эманационной минерализации, такие плутоны в значительной степени служат контрфорсами для внешних боковых давлений, достаточно надежно отражающими

ми их воздействие. Интрузивные массивы, как острова среди складчатого моря пластичных осадочных пород, плохо поддаются воздействию его «волн» и сохраняют в основном свое внутреннее автономное строение с благоприятными интраплутоническими структурами локализации, разрывными и связными.

Интенсивность динамических напряжений при действии вулканов и последующие реакции оседания, по-видимому, из-за возникшего дефицита массы на глубине после извержения создают целый калейдоскоп главным образом разрывных, автономных структур локализации, благоприятных для действия растворов, особенно активно проникающих в тело вулкана после закупорки его жерла экструзивным некком.

Существенная «помощь» в создании локализаторов оруденения в телах стратовулканов со стороны боковых региональных тектонических усилий не представляется обязательной. Однако в перимагматических ореолах деятельности дериватов интрузий и вулканов с удалением от контактов и жерловины значение автономных структур локализации, связанных с плутонической и вулканической тектоникой, резко снижается и уступает место другим, в особенности тектогенным структурам локализации, уже подчиненным региональному плану деформаций.

Структуры автономно-магматические по положению в пространстве, связанному с их происхождением, можно подразделить на глубинные — интраплутонические, приповерхностные — интравулканические и на структуры перимагматических приконтактовых ореолов интрузий и вулканов.

Магмогенные структуры локализации являются в значительной мере автономными по отношению к региональному тектоническому плану. На глубине они зависят непосредственно от особенностей становления интрузивов, а в приповерхностных условиях — от характера вулканических извержений.

Региональные и местные структуры локализации экзогенных, в том числе биогенных скоплений полезных ископаемых играли важную роль в условиях поверхности Земли. При анализе таких структур прежде всего нужно выяснять с помощью палеогеоморфологических, фациальных и других методов, что представлял собой в физико-географическом отношении участок, который пространственно ограничил первичное накопление полезных ископаемых в прошлые и в современный геологические периоды. Региональные структуры, прежде всего, могли возникнуть в континентальных условиях, принадлежать морскому ложу или находиться в прибрежной зоне борьбы суши и моря, победа в которой зависела от доминирующего знака колебательных движений земной коры, вызывавших трансгрессии и регрессии.

Малые формы структур локализации в экзогенных условиях подчинены региональным, представляют их составную часть, прежде всего выраженную в отрицательных формах рельефа. При осадочном накоплении полезных ископаемых такие локализаторы часто играют решающую роль. В других случаях требуется удачное совмещение целого ряда экзогенных и даже эндогенных факторов, таких как климат и условия привноса материнских веществ или даже проявления вулканической деятельности. Например, для солеродных лагунных локализаторов, почти изолированных от моря (тип Карабогазгола), требуются аридные климатические условия, для резервуаров полуоткрытых бухт и заливов очень важен режим привноса минеральных или органических веществ как со стороны суши, так и со стороны моря. Образование ряда месторождений бора в наземных условиях требует не только наличия

структур локализации в виде плоских озерных впадин, но и развития в данном районе современной или древней вулканической деятельности.

Очень большое разнообразие местных структур локализации экзогенных месторождений будет рассмотрено нами ниже в пределах объединяющих их региональных структур, среди которых отчетливо различаются три группы: континентальные — наземные, морские — подводные, пограничные (промежуточные) — наземно-морской седиментации.

Предлагаемое общее разграничение структур локализации месторождений полезных ископаемых приведено в таблице 1.

Таблица 1

Основные группы структур локализации месторождений в пространстве  
(в геологической и физико-географической обстановке)

Структуры, подчиненные региональному тектоническому плану	Структуры автономные магмогенные	Структуры экзогенные региональные и локальные
I. Платформенные (щитов, плит, массивов) II. Геосинклинальные (складчатых областей) III. Промежуточные (платформенно-геосинклинальных областей и глыбовой тектоники)	IV. Интраплутонические — глубинные V. Интравулканические — приповерхностные VI. Перимагматических ореолов интрузий и вулканов	VII. Континентальные — наземные VIII. Морские — подводные IX. Пограничные — наземно-морские

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ И КЛАССЫ СТРУКТУР ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Структуры локализации полезных ископаемых должны быть подразделены на три генетические категории: тектоногенные, магмогенные и экзогенные, в том числе биогенные.

В связи с тем, что через понимание значения структур локализации в большой мере осуществляется увязка генезиса месторождений с закономерностями геологического строения, раскрытие этих структур является очень важным для практических поисково-разведочных целей. Генезис месторождений и происхождение структур их локализации бывают различными, хотя имеются случаи неразрывного единства, на которых мы остановимся ниже.

#### А. Тектоногенные структуры локализации

Тектоногенные структуры локализации возникают в связи с гравитационно-механическими перемещениями минеральных масс, происходящими чаще всего в осадочной оболочке земли. Первопричины этой механической геотормы движения материи еще недостаточно выяснены, так же как и сама природа гравитации и физико-химических превращений подкорового вещества мантии, с которыми обычно связывают тектонические процессы.

Часть деформаций такого рода, проявляющихся в приповерхностных условиях в очевидной связи с гравитацией, особенностями вме-

## Структуры локализации полезных ископаемых

А. ТЕКТОНОГЕННЫЕ	Б. МАГМОГЕННЫЕ	В. ЭКЗОГЕННЫЕ
<p>I. Платформенные</p> <p><i>1. Крупные связанные структуры</i></p> <p>1) Сводов и плакантиклиналей 2) Валов и флексур 3) Прогибов и плаксинклиналей 4) Гомоклиналей</p> <p><i>2. Разрывные структуры</i></p> <p>5) Крупных разломов 6) Локальных разрывов растяжения</p> <p>II. Геосинклинальные</p> <p><i>3. Разрывные структуры крупных перемещений</i></p> <p>7) Разломов (раздвигов) и сбросов 8) Надвигов (взбросов) и сдвигов 9) Разрывов оперения и эшелонирования</p> <p><i>4. Структуры зон сдавливания и раздробления</i></p> <p>10) Линейно-локального расланцевания и разлинзования 11) Брекчирования и мелкой трещиноватости штокверков</p> <p><i>5. Локальные линейно-складчатые структуры</i></p> <p>12) Отслоения в шарнирах и периклинальных окончаниях 13) Срывов в крыльях и межпластового дробления 14) Дисгармоничной складчатости и кливажа 15) Замыкания моноклиналей</p>	<p>IV. Интраплутонические</p> <p><i>10. Структуры первичной «анатомии» интрузивов</i></p> <p>28) Кристаллизационной полосчатости и течений 29) Ликвационного расслоения 30) Роевых структур остаточной кристаллизации 31) Многофазовых оседаний и внедрений</p> <p><i>11. Структуры эндокинетической трещиноватости</i></p> <p>32) Сводовых трещин отслоения 33) Радиальных трещин растяжения и усадки 34) Апикально-контракционной трещиноватости 35) Эндотрещиноватости сжатия «лестничных» даек</p> <p><i>12. Структуры приконтактных деформаций</i></p> <p>36) Спининтрузивных контактов проплавления 37) Краевой усадки и трещиноватости сколов 38) Экзоконтактных нарушений</p> <p>V Интравулканические</p> <p><i>13. Стратовулканические структуры</i></p> <p>39) Потокос и пирокластической седиментации 40) Пузырчатости и отдельности эффузивов</p>	<p>VII. Континентальные</p> <p>(наземного выветривания, морфогенеза и седиментации)</p> <p><i>18. Автоструктуры вторичной минерализации</i></p> <p>54) Зон окисления и восстановления в шляпах и корах выветривания 55) Чехла экзотрещиноватости и элювия 56) Карстовых полостей и оседаний над ними 57) Рудных столбов выщелачивания</p> <p><i>19. Структуры экзометасоматического унаследования</i></p> <p>58) Благоприятных пластов 59) Несогласных эндоконтактов 60) Подстилающих экранов 61) Поверхностей денудации и закарстования</p> <p><i>20. Геоморфоструктуры (современные и погребенные)</i></p> <p>62) Котловин и плоских депрессий 63) Речных долин и логов 64) Озерных и сухих впадин 65) Болотных аккумуляторов</p>

*6. Локальные трещинные структуры*

- 16) Сжатия и сколов (срезания)
- 17) Растяжения и разрывов (отрывов)
- 18) Скручивания (изгиба) и разверзания

*III. Промежуточные (переходные)*

*7. Прерывисто-складчатые структуры*

- 19) Брахантиклиналей и куполов
- 20) Блокированных складок
- 21) Брахисинклиналей и мульд

*8. Складчато-разрывные структуры*

- 22) Горст-антиклиналей
- 23) Грабен-синклиналей
- 24) Блоковых структур «разбитой тарелки»

*9. Гравитационные структуры*

- 25) Куполов и штоков нагнетания и прорыва
- 26) Диapiroвых протыканий
- 27) Оползаний и «псевдоклиппенов»

*14. Экструзивные внутрижерловые структуры*

- 41) Трубок взрыва и жерловых интрузий
- 42) Брекчий прорыва
- 43) Усадочных периферийных и внутренних разрывов

*15. Эксплозивные внежерловые структуры*

- 44) Криволинейных трещин взрывов
- 45) «Штокверковой» трещиноватости встраивания
- 46) Кольцевых трещин оседания и даек
- 47) Трещин блоковых перемещений

*VI. Перимагматические*

*16. Автоструктуры первичной минерализации*

- 48) Дилатационной и контракционной трещиноватости
- 49) Гидротермального карста и «труб-продушин»
- 50) Арочного отслоения и оседания
- 51) Минерализационного обрушения

*17. Гидротермально унаследованные стратоструктуры*

- 52) Благоприятных горизонтов замещения
- 53) Непроницаемых перекрытий — экранирования

*VIII. Морской седиментации*

*21. Стратоструктуры осадков открытого моря*

- 66) Постели морского ложа и материкового склона
- 67) Шельфовой ступени (террасы)

*22. Мелководно-морские геоморфоструктуры*

- 68) Ложбин и западин дна эпиконтинентальных морей
- 69) Резервуаров заливов и бухт

*IX. Наземно-морской седиментации*

*23. Стратоструктуры побережья*

- 70) Открытого пляжа (постели россыпей)
- 71) Береговой заболоченной равнины (паралические стратоструктуры)

*24. Геоморфоструктуры локализации*

- 72) Резервуаров лагун и прибрежных озер
- 73) Абразионных останцов и их облекания
- 25. *Скульптурные структуры аккумуляции*
- 74) Морен и заандровых полей
- 75) Подводных дельт и конусов выноса
- 76) Надводных песчаных валов и дюн
- 77) Бноморфных структур (рифов и бюгерм)

щающих пород и полезных ископаемых (текучесть в твердом состоянии) или рельефа (оползания на склонах), в последнее время стали то включать в сферу тектоники, то относить к атектоническим явлениям [3].

С точки зрения механики и учения о сопротивлении материалов основные различия в деформациях сводятся к нарушению или сохранению сплошности веществ, подвергающихся действию сил сжатия или растяжения, либо разнонаправленных сил. В связи с этим подразделение тектогенных структур на линейноскладчатые (связные), разрывные, складчато-разрывные и прерывисто-складчатые характерно не только для собственно тектонических структур месторождений полезных ископаемых [3], но и для структур другого происхождения, связанных, например, с плутонической и вулканической «тектоникой» или даже с экзодинамикой. Таким образом, бытующее объяснение генезиса почти всех деформаций земной коры собственно тектоническими причинами давно уже требует существенных коррективов. Например, происхождение трещин, к которым приурочены жилы, и штокверковой трещиноватости может быть очень различно, и выявление этих генетических различий для теории и практики отнюдь не менее важно, чем применение эллипсоида деформации для выяснения механизма их образования.

В местах проявления интрузивной, вулканической и эманационной деятельности при изучении месторождений всегда надо учитывать возможность контроля оруденения зонами (участками) трещиноватости и разрывами, не подчиненными общему тектоническому плану, а связанными с динамикой самих магмогенных процессов. Так, штокверки могут быть связаны с контракционно-плутонической трещиноватостью или с трещиноватостью взрывов и встряхивания при извержениях вулканов или даже с внутриминерализационными обрушениями, увеличениями или уменьшениями объемов горных пород и руд в результате действия метаморфизирующих растворов.

При одинаковом или почти одинаковом механизме проявления дислокаций первопричины, их вызвавшие, как видно, могут быть самыми разнообразными или, наоборот, при морфологическом разнообразии эти деформации могут иметь сходное или одинаковое происхождение. Эти черты сходства и различия в деформациях пород, как было показано ранее, в большой мере зависят от комбинации места (региона) и процесса, стимулировавшего их возникновение и использование для локализации полезных ископаемых.

Крупные связные структуры в чехле платформенных областей в значительной степени зависят от вертикальных перемещений глыб кристаллического фундамента или его прарельефа. Своды и плакантиклинали, валы и флексуры, гомоклинали служат в качестве нефтегазовых аккумуляторов, а прогибы и плаксинклинали — для сингенетических накоплений ряда осадочных неметаллических полезных ископаемых.

Разрывные структуры на платформах в виде сбросов и других разломов являлись проводниками эманаций разного происхождения или служили вместилищем для накопления их продуктов.

В складчатых геосинклинальных областях, главной арене интрузивной и перимагматической деятельности ювенильных флюидов, огромное значение имеют разрывные структуры крупных перемещений и их «оперения», сложных тектонических зон сдавливания, расщепления и разлинзования пород или их раздробления, брекчирования и развития штокверковой трещиноватости [7, 19, 22, 28, 33, 36, 42].

В этой группе тектонических дислокаций для локализации минеральных продуктов эманационной деятельности важное значение имеют локальные трещинные структуры сколов, разрывов и скручивания [35], а также линейно-складчатые структуры, которые хорошо изучены и не нуждаются в дополнительной характеристике.

В промежуточных, платформенно-геосинклинальных, областях и регионах развития глыбовой тектоники на фоне общих поднятий или прогибов, долгоживущих зон разломов и смятия образуются своеобразные частные структуры локализации: прерывисто-складчатые в виде брахи-складок, блокированных складок, куполов и мульд и складчато-разрывные в виде горст-антиклиналей, грабен-синклиналей, блоковых структур «разбитой тарелки» и т. д. В таких областях широко развиты также гравитационные структуры — куполы и штоки нагнетания и прорыва солевых масс и известняковые диапиры протыкания.

Самые крупные долгоживущие структуры (глубинные разломы, краевые и внутригеосинклинальные прогибы, антеклизы и синеклизы, антиклинории и синклинории), имеющие большое значение для регионального контроля месторождений полезных ископаемых в металлогенических поясах, рудных провинциях и бассейнах, в нашу систематику не включаются. Среди категорий тектоногенных структур локализации месторождений на платформах, в геосинклинальных и переходных областях выделяются только девять классов структур, сведенных в табл. 2.

### Б. Магмогенные структуры локализации

Эти структуры локализации, как было показано выше на примере со штокверками, далеко не однообразны и зависят от места и характера действия магмы и ее дериватов.

Преимуществом при изучении этих структур, в отличие от тектонических, является большая ясность в смысле физико-химических явлений, хотя последние еще не привлекли к себе должного внимания. Относительно хорошо изучены только структуры интрузивно-магматического (интраплутонического) происхождения, связанные с первичной «анатомией» плутонов и их эндокинетической трещиноватостью, а также локализующие структуры их контактов.

Большая заслуга принадлежит Г. Клоосу, Н. А. Елисееву [8] и их ученикам, содействовавшим развитию методов «прототектонического» анализа. Однако грандиозные силы действия прорвавшейся на поверхность магмы на окружающие породы и вулканические продукты еще мало учитываются при расшифровке генезиса структуры локализации интравулканических (субвулканических) месторождений многих металлов и неметаллических полезных ископаемых.

Кажется своевременным обратить внимание на значительно более широкое распространение у нас эффузивно-вулканических и субвулканических полиметаллических, колчеданных, железорудных, золоторудных, оловянных, висмутовых, ртутных и других месторождений, структуры локализации которых в большой мере связаны не с региональной, а с локальной вулканической «тектопикой». Молодые рудные месторождения Кавказа и Закавказья, Закарпатья и Дальнего Востока СССР могут дать богатейшие материалы для изучения особенностей контроля оруденения вулканическими структурами локализации с характерными рваными и криволинейными трещинами, брекчиями прорыва и зонами «спутанной» трещиноватости. Для этих целей, очевидно, могут служить и молодые месторождения неметаллического

минерального сырья — исландского шпата и агата, барита и флюорита, первичных каолинов и фарфоровых камней.

Для целеустремленного раскрытия закономерностей образования вулканических структур локализации уже сейчас можно выделить стратовулканические, эксплозивные внежерловые и экструзивные внутрижерловые структуры [21, 26, 27]. Первые имеют большее значение для унаследованной минерализации, а последние частично включают в себя первичные, аллолитовые, образования алмазов, пиропа и хризолита, связанные со структурами локализации только в самом общем виде (трубки взрывов).

Менее ясными являются специфические эманационные перимагматические структуры локализации. Дериваты магмы, используя магмогенные и тектоногенные деформации, в процессе минерализации иногда подготавливали благоприятные внутрирудные структуры или наследовали первичные структуры в дислоцированных или ненарушенных породах разной проницаемости и химической активности.

В первом случае конкретные частные структуры локализации на месторождениях образовывались синхронно или почти синхронно в результате того самого процесса, который обусловил формирование минеральных залежей и гнезд. Такие структуры, очевидно, можно назвать автоструктурами локализации. Они генетически связаны с опережающим растворением пород или с физическими изменениями объемов минеральных масс, вызванными химическим воздействием. Так, широко распространенный процесс аутометаморфического превращения ультраосновных пород в серпентиниты сопровождается увеличением объема оливина от 29,9 до 37,1%. Это вызывает атектоническую дилатационную трещиноватость, по-видимому, играющую важную роль в образовании асбеста.

Гидротермальная каолинизация ортоклаза или микроклина в гранитах, наоборот, приводит к сокращению их объема до 51,4% [49]. Первоначальному проникновению каолинизирующих растворов в граниты содействует обязательное  $\alpha$ - $\beta$ -превращение пирогенного кварца при охлаждении породы от 600 до 300°, вызывающее сокращение объема на 5,36% [16].

Таким образом, общее сокращение объема гранитного интрузива при остывании, включая его контракционную усадку, составляет не менее 10% [32]. Этот процесс неизбежно вызывает разрывы и сколы, особенно интенсивные в периферической части интрузива и на его контактах. Он усиливается физико-химическими явлениями последующих преобразований слагающих pluton минералов и рудообразования, происходящего под воздействием эманаций еще живущего на глубине магматического очага.

Калейдоскоп этих интраплутонических процессов, сопровождавшихся отслоениями с образованием отдельностей, оседаниями и обрушениями, образованием трещин разрыва и скола, мог еще более осложняться внешними тектоническими давлениями. Однако последние проявляются далеко не всегда и их влияние обычно гипертрофируется.

Автоструктуры первичной минерализации, конечно, свойственны не только интрузивным образованиям. Например, гидротермальная доломитизация известняков в зависимости от присоединения MgO может сопровождаться или увеличением их объема до 75,4% или при замещении объем на объем (1 CaCO<sub>3</sub> на 1 MgCO<sub>3</sub>), наоборот, контракцией на 12,3% [49]. И в том и в другом случае возникает тонкая трещиноватость, характерная для «штокверкообразного» свинцово-цинкового оруденения некоторых телетермальных месторождений [9].

Развитие гидротермального карста в известняках и скарнах («про-душины») обеспечивает образование специфических структур для кристаллизации исландского шпата и оптического флюорита [10]. Кварциты и кварцолиты, легко растворяющиеся под воздействием щелочных гидротерм, благоприятны не только для формирования структурных емкостей в виде полостей, но и для питания их кремнеземом при медленной кристаллизации пьезокварца [14, 20, 30]. Поверхности соприкосновения благоприятных пород с кристаллизующими растворами и объемы природных резервуаров кристаллизации могут увеличиваться с образованием многокамерных «погребов» со сводовым (арочным) отслоением, оседанием, обрушением и брекчированием [11], которые сопровождаются возникновением небольших трещин сбросов, склолов и разрывов, не имеющих никакого отношения к тектоническим деформациям. В таких и многих других случаях имеют место автономные структуры гидротермальной локализации минералов, не зависящие от каких-либо разломов и тем более от общего тектонического плана строения района месторождений.

Однако в складчатых областях такая зависимость проявляется в гидротермальном унаследовании тектонически нарушенных и ненарушенных слоистых структур с благоприятными для метасоматоза пластами или с непроницаемыми перекрытиями, обеспечивающими экранирование поднимающихся снизу магмогенных растворов [24]. Разнообразие интраплутонических, интравулканических и перимагматических структур локализации может быть сведено в восемь классов (см. табл. 2).

## В. Экзогенные структуры локализации

Некоторые экзогенные процессы, связанные с инфильтрацией и деятельностью вадозных вод, растворяющих и переотлагающих минеральные вещества на разных глубинах, имеют сходство и даже аналогичны деятельности эндогенных эманаций.

Экзогенные процессы, связанные с осадконакоплением на поверхности суши, в условиях моря и в пограничной между ними зоне и радикально подчиненные влиянию силы тяжести, глубоко специфичны и используют отрицательные элементы макро- и микрорельефа для локализации слоистых залежей полезных ископаемых.

Региональные (геоморфологические) неровности в строении поверхности литосферы обусловлены тектоническими вертикальными движениями земной коры, а локальные — денудацией, которая синхронно или с некоторым запозданием вызывает накопление осадков во впадинах разного масштаба.

Очень специфичными и независимыми от влияния гравитации являются биогенные образования структур локализации и накопления полезных ископаемых. К ним относятся, например, рифовые массивы известняков, сами по себе представляющие полезные скопления или являющиеся после захоронения локализаторами для нефтегазовых месторождений.

Эти три специфические, но взаимосвязанные группы гипергенных, седиментогенных и биогенных локализаторов играли разную роль в накоплении полезных ископаемых в континентальных (наземных) и морских (подводных) условиях, а также в зоне смены тех и других.

Автоструктуры вторичной минерализации в корах выветривания и шляпах окисления очень сложны из-за наложения самых разнообразных физико-химических воздействий на горные породы и руды. Нетек-

тоническая трещиноватость и скважность возникают в них не только в результате экзодинамических механических влияний, но и в связи с выщелачивающим действием водных растворов. Так, в железистых роговиках Кривого Рога вынос кремнезема щелочными растворами, вызывая повышение их пористости в среднем на 22%, способствует растрескиванию и одновременному образованию своеобразных рудных столбов — локализаторов очень богатых руд [2].

Образование минерализованных карстовых полостей в известняках и других породах и рудах также иногда приводит к механической трещиноватости усадки над выщелоченными участками, как и при аналогичных процессах, вызываемых ювенильными растворами.

Еще более наглядно эти аналогии выступают в явлениях экзометасоматического унаследования первичных эндогенных структур. Например, вадозные воды, опускающиеся вниз по зонам тектонических разломов или интрузивных контактов ультраосновных пород с известняками, вызывают реакции экзометасоматоза с образованием промышленных скоплений никеля и кобальта. На контактах известняков с меднорудными скарнами в результате таких процессов образуются промышленные месторождения малахита.

Таким образом, наблюдается продуктивная в отношении полезных ископаемых цепь использования структур локализации интрузивных контактов вначале эндогенными флюидами, а затем вадозными растворами.

И ювенильные и вадозные растворы в принципе одинаково используют первичные контактово-магматические или тектонически нарушенные слонстые структуры локализации. Различия сводятся к тому, что ювенильные водные растворы выделяют свое, полученное от интрузий или заимствованное из вмещающих пород минеральное содержимое преимущественно в положительных (антиклинальных) структурах, как и нефтегазовые скопления, а вадозные растворы, целиком подчиняясь силе тяжести, наиболее активно формируют инфильтрационные месторождения урана, ванадия, меди и других металлов в синклинальных структурах и мульдах.

Вообще нужно подчеркнуть, что накопления полезных ископаемых в экзогенных условиях механическим или химическим способом происходят преимущественно в негативных формах природных локализаторов разного масштаба и происхождения.

В условиях ландшафта суши, в которых соединяются в одно целое рельеф, климат, почвы и органический мир, сложно действующие друг на друга и находящиеся в связях с эндогенными процессами, возникает очень трудно поддающийся анализу калейдоскоп событий, влияющих на накопление полезных ископаемых.

Мы затрагиваем в этом сложном вопросе только одну его немаловажную сторону — структуры локализации древних и современных залежей, обеспечивающие не столько региональные, сколько местные условия их накопления, хотя они, как и все в природе, оказываются взаимосвязанными. Однако именно большое значение местных благоприятных условий, создающихся на фоне общих, приводит к локализации тел полезных ископаемых на ограниченных по площади участках земной коры или ее поверхности, в пределах которых возникали рудные поля и месторождения.

Без местной локализации в той или иной физико-географической обстановке часто не могли образоваться промышленные скопления полезных ископаемых даже при самых благоприятных других условиях,

например, климатических. Вообще говоря, трудно отдать предпочтение значению того или иного фактора.

Если, например, намывная коса не превратит открытый залив в резервуар лагуны, ограниченно сообщаящийся с питающим его морем, то даже в условиях самого благоприятного аридного климата, сочетающегося с медленным эпейрогеническим опусканием побережья, не образуются месторождения солей.

Наоборот, множество структур лагунной локализации в условиях гумидного климата не являются солеродными, что наблюдается на южном побережье Балтийского моря.

Короче говоря, хотя нами и подчеркивается большое значение самых разнообразных (по генезису, времени проявления и пространству) структур для локализации полезных ископаемых, мы не считаем, что они играют самую главную роль в этом процессе.

На первом месте по своему значению в накоплении полезных ископаемых стоит генезис, органически связанный с геологической и физико-географической обстановкой литосферы, гидросферы и атмосферы Земли, но он тоже не должен фетишизироваться.

Возвращаясь к наиболее сложным экзогенным условиям накопления полезных ископаемых, где, как в фокусе, сосредоточены эндо-, экзо- и биогенные влияния, мы должны подчеркнуть очень важное значение положительных и отрицательных форм рельефа.

По данным Н. М. Страхова, «... красной нитью пройдет (влияние) через все этапы осадкообразования: климата разных участков гумидных поясов и присущего им тектонического режима, действующего через рельеф» [48]. И далее: «... места накоплений целиком предопределяются их фациальной природой или их фациальным профилем и легко с ними увязываются через рельеф рудообразующего ландшафта».

Увязка месторождений осадочных полезных ископаемых с былым рельефом наземных и подводно-морских ландшафтов, к сожалению, очень сложна, но все же возможна. Прежде всего следует отметить, что на выровненных площадях рельеф имеет, так сказать, нейтральное значение для локализации осадочных полезных ископаемых, но благоприятен для развития кор выветривания и остаточных месторождений. Однако в условиях опускания плоской котловины или прибрежной наклонной равнины, сопровождающегося трансгрессией моря, создаются благоприятные условия для неограниченной рельефом седиментации на очень обширных территориях. Это относится, например, к бассейнам железных, марганцовых и бокситовых руд осадочного происхождения, монацитовых, титановых и других россыпей. Элементы отрицательного рельефа субстрата здесь приводят лишь к увеличению мощности рудных горизонтов, а положительного — к их местному выклиниванию.

В условиях трансгрессий на больших площадях образуются бокситовые и фосфоритоносные бассейны. Частая смена трансгрессий и регрессий в пределах обширных береговых заболоченных равнин приводит к возникновению мощных паралических угленосных бассейнов.

В пределах платформ многие осадочные месторождения металлических и неметаллических полезных ископаемых сохранили свое первичное, горизонтальное залегание. Они имеют не нарушенную тектоническими движениями характерную первичную слоистую структуру — стратоструктуру.

Для экзогенных осадочных месторождений характерны региональные рудные и нерудные пояса локализации полезных ископаемых,

возникавшие в разные геологические периоды, главным образом в мобильной зоне борьбы суши и моря. По обе стороны береговой линии, перемещавшейся в зависимости от эпейрогенических движений, происходило зональное отложение полезных ископаемых [48].

Благоприятное сочетание тектоники и рельефа, динамического действия моря, наземных факторов преобразования горных пород и перемещения минеральных веществ, климатических и биологических факторов приводило к региональному накоплению механических, гидрохимических и биогенных полезных ископаемых. Так, пояс прибрежно-морских современных россыпей монацита в Индии протягивается на 1800 км, бокситовый и соленосный пояса Западного Урала, соленосный пояс Предкаратья, пояс паралического угленакпления Большого Донбасса и другие угленосные пояса [46] прослеживаются на сотни километров, объединяя в себе крупные и мелкие месторождения.

Региональная и местная локализации полезных ископаемых осадочного происхождения неразрывно связаны друг с другом.

Регионально-слоистые структуры продуктивных толщ, возникших из осадков открытого моря и побережья, имели морфологически выраженную базу накопления в виде постели континентального склона, шельфовой террасы, пляжа и береговой наклонной равнины, на фоне которых проявлялись местные локализаторы в виде негативных и позитивных малых форм рельефа разного происхождения.

Под стратоструктурой месторождений, по-видимому, следует понимать такое строение осадочных месторождений, в котором залежи полезных ископаемых имеют непосредственные пластовые ограничения лишь в вертикальном разрезе вмещающей сингенетической формации. Различаются согласные и несогласные, трансгрессивные и регрессивные структуры, принадлежащие разным фациям осадочных накоплений.

Необходимо отметить, что само понятие «месторождение» в случаях отсутствия сингенетических ограничителей в горизонтальных направлениях оказывается довольно условным. Другое дело, когда естественные ограничения имели место в виде негативных или позитивных сингенетических форм рельефа. Поскольку изучение их относится к области геоморфогенеза, такие благоприятные для локализации полезных ископаемых участки рельефа, очевидно, можно назвать *геоморфоструктурами*. Последние, конечно, могут быть современными и древними, погребенными. В континентальных (наземных) условиях они могут представлять собой *морфотектонические* структуры в виде разного рода впадин — простых и сложных котловин, выровненных депрессий с осадочным чехлом заволакивания, грабенов разного масштаба и т. д.

В мелководных условиях эпиконтинентальных морей также развиты морфотектонические структуры в виде ложбин — мульд и других, более мелких западин дна, локализирующих полезные ископаемые осадочно-морского происхождения. Даже позитивные тектонические неровности дна или атектонические острова в виде абразивных останцов локализуют вокруг себя (в чехле своего облекания) епанчиевидные залежи бокситов и неметаллических ископаемых.

Атектонические геоморфоструктуры локализации особенно отчетливо выражены в континентальных условиях в виде современных речных долин и логов, аккумуляторов россыпных месторождений и обломочных полезных ископаемых. Не меньшее значение они имели в древних гидрографических системах [31, 48]. Такие геоморфоструктуры были не только сингенетическими локализаторами захороненных россыпей и залежей металлов (железо, бокситы) и неметаллов (алмазы, пьезо-

кварц), но и эпигенетическими аккумуляторами нефти [5] в рукавообразных залежах.

Болотные, озерные и сухие впадины — аккумуляторы некоторых руд, солей, глин, стекольных и других песков, диатомитов, бурых углей и горючих сланцев являлись и являются геоморфоструктурами большого значения. В резервуарах заливов и бухт, лагун и прибрежных озер при разных условиях сингенетично накапливались эти и другие полезные ископаемые, пространственно локализованные негативными геоморфоструктурами часто атектонического происхождения.

При огромном разнообразии генезиса и структур локализации экзогенных полезных ископаемых нельзя ограничиться только введенными выше представлениями об автоструктурах вторичной минерализации и гипергенного унаследования гипогенных структур, о стратоструктурах и геоморфоструктурах локализации разного происхождения и масштаба. Необходимо выделить еще класс скульптурных структур локализации, закономерно вмещающих целый ряд важных полезных ископаемых. Такие структуры связаны с аккумулятивными положительными формами рельефа и имеют вместе с обусловленными их образованием полезными ископаемыми разное происхождение.

В наземных условиях самым простым выражением таких образований являются морены и зандровые поля, образующие месторождения рыхлых строительных материалов и реже флювиогляциальные россыпи.

Крупные скопления железных руд в конусах выноса палеорек Южного Урала и Северного Приаралья, марганцевых руд в подводной морской дельте на Северном Кавказе также являются примерами аккумулятивных дельтовых структур сингенетических рудных месторождений [48]. Надводные песчаные валы и дюны в прибрежно-морской зоне после захоронения представляли собой структуры локализации крупных нефтяных месторождений Северной Америки [5].

В подводно-морских условиях формировались биоморфные скульптурные структуры рифов и биогерм, после захоронения обычно очень благоприятные для локализации атектонических «массивных» залежей нефти и газа (Ишимбаево и др.).

В анализе структур локализации экзогенных полезных ископаемых, образующихся в условиях влияния комплекса региональных и местных факторов, мы не смогли найти строго единого принципа типизации для твердых гипергенных и седиментогенных, газово-жидких, горючих и гидроминеральных месторождений полезных ископаемых.

Подвижные вадозные растворы, циркулирующие в приповерхностной части земной коры, обуславливают активность в качественном и в количественном отношениях, сопоставимую с ювенильными эманациями. Они создают автоструктуры вторичной минерализации и наследуют для своей деятельности структуры, ранее подготовленные. Последнее особенно относится к углеводородным эманациям, химически мало активным.

В отношении осадочных накоплений пород и полезных ископаемых Н. М. Страхов совершенно правильно отметил, что «... двойственную природу литогенеза вообще... никак не уложить ни в какую типизацию, построенную на привнесенном извне «едином принципе» [48]. При выявлении конкретных структур локализации осадочных полезных ископаемых на фоне выдающегося значения раскрытых им фациально-климатических и других условий для поисковых целей могут оказаться полезными увязанные с рельефом и палеорельефом син-

генетические стратоструктуры, геоморфоструктуры и скульптурные структуры, введенные в табл. 2.

На месторождениях пьезооптического кристаллосырья нам пришлось встретиться с элементарными типами структур локализации, входящими в следующие пять групп и 10 классов:

#### А. Тектоногенные

##### I. Геосинклинальные (складчатых областей)

1. Разрывные структуры крупных перемещений
  - 1) Разломы и сбросы
2. Линейно-локального расланцевания и разлинзования
  - 2) Линейно-локального расланцевания и разлинзования
  - 3) Брекчирования и штокверковой трещиноватости
3. Локальные трещинные структуры (секущие, согласные, комбинированные)
  - 4) Сжатия и сколов (срезания)
  - 5) Растяжения и разрывов (отрывов)
  - 6) Скручивания (изгиба) и разверзания

#### Б. Магмогенные

##### II. Интраплутонические

4. Первичной анатомии интрузивов
  - 7) Роевых структур распределения камерных пегматитов
  - 8) Многофазовых оседаний и внедрений, локализирующих пегматиты
5. Эндокинетической трещиноватости
  - 9) Сводовых трещин отслоения
  - 10) Радиальных трещин растяжения и усадки

##### III. Интравулканические

6. Стратовулканические структуры
  - 11) Пузырчатости и шаровой отдельности основных лав
7. Эксплозивные внежерловые структуры
  - 12) Криволинейных трещин взрывов
  - 13) Трещин блоковых перемещений

##### IV. Перимагматические

8. Автоструктуры первичной минерализации
  - 14) Гидротермального карста
  - 15) Арочного отслоения и оседания
  - 16) Минерализационного обрушения

#### В. Экзогенные

##### V. Континентальные

9. Автоструктуры вторичной минерализации
  - 17) Элювиальных развалов
  - 18) Карстовых полостей
10. Геоморфоструктуры россыпей (современные и погребные)
  - 19) Долин и логов

Все эти типы структур локализации пьезооптического кристаллосырья будут проиллюстрированы нами конкретными примерами и графикой в следующей статье.

Автор отдает себе отчет в несовершенстве своей работы, но надеется на полезное критическое обсуждение и дальнейшее развитие пред-

ставлений о структурах локализации и трансформации, о различиях их в пространстве и происхождении, о значении учета этих различий в поисково-разведочной практике.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1956.
2. Белевцев Я. Н. Структурные условия образования рудных месторождений. Изд. АН УССР, 1961.
3. Белоусов В. В. Структурная геология. Изд. МГУ, 1961.
4. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
5. Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. Госоптехиздат, 1957.
6. Великий А. С. Структуры рудных полей. Изд. ЛГУ, 1961.
7. Вольфсон Ф. П. Структуры эндогенных рудных месторождений. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.
8. Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.
9. Ермаков Н. П. Геология и полиметаллические рудопроявления Западного Дарваза. В сб. «Геология и полезные ископаемые Средней Азии». Изд. АН СССР, 1940.
10. Ермаков Н. П. Геологические условия формирования месторождений исландского шпата Средней Азии. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 64, № 1, 1945.
11. Ермаков Н. П. О происхождении кварцевых жил и месторождений горно-хрустала. «Советская геология», № 12, 1946.
12. Ермаков Н. П. (ред.) Музей земледения. Изд. МГУ, 1957.
13. Ермаков Н. П. Значение исследований включений в минералах для теории рудообразования и учения о минералообразующей среде. Тр. ВНИИП, т. 1, вып. 2, 1957.
14. Ермаков Н. П. Генетические обоснования классификации месторождений пьезооптического кристаллосырья. Тр. ВНИИП, т. II, вып. 1, 1958.
15. Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты, силекситы и кварцолиты Казахстана. Сб. «Минералогия и генезис пегматитов». Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Изд. АН СССР, 1960.
16. Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни. Тр. ВНИИП, т. 1, вып. 1, 1957.
17. Ермаков Н. П. Об основной минеральной и геологических формах движения материи на Земле. Сб. «Жизнь Земли». Изд. МГУ, 1961.
18. Ермаков Н. П. Опыт классификации минерального сырья. Сб. «Жизнь Земли». Изд. МГУ, 1961.
19. Карякин А. Е. Типы кварцевых жил Приполярного Урала и их хрусталеносность. Зап. ЛГИ, т. 28, 1953.
20. Карякин А. Е. Пути движения растворов и механизм образования хрустальных гнезд. Зап. ЛГИ, т. 35, вып. 2, 1959.
21. Киевленко Е. Я. Исландский шпат в траппах Сибирской платформы. Тр. ВНИИП, т. III, вып. 1, 1959.
22. Королев А. В. Структуры рудных полей и месторождений. Литографированное издание САИИ, 1936.
23. Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. Изд. АН СССР, серия геологическая, № 1, 1949.
24. Королев А. В., Шехтман П. А. Условия размещения послемагматических согласных рудных тел и методы их геологического анализа. Госгеолтехиздат, 1954.
25. Королев А. В., Шехтман П. А. Классификация послемагматических рудных полей. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. Изд. АН СССР, 1959.
26. Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. «Геология и разведка», № 9, 1960.
27. Котляр В. Н. Об особенностях образования некоторых близповерхностных послемагматических месторождений. «Геология и разведка», № 1, 1961.
28. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
29. Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Т. 1. Госгеолтехиздат, 1961.
30. Лазыко Е. М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис. Изд. Львов. ун-та, 1957.
31. Лясик С. А. Некоторые закономерности образования и размещения хрусталеносных россыпей на восточном склоне Южного Урала. Тр. ВНИИП, т. V, 1961.

32. Мак-Кинстри Г. И. Структуры гидротермальных рудных месторождений. Сб. статей «Проблемы рудных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1959.
33. Невский В. А. О некоторых закономерностях размещения гидротермальной минерализации в крупных разломах и более мелких разрывных нарушениях. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 162, 1955.
34. Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолиздат, 1947.
35. Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, 1939.
36. Пэк А. В. Некоторые элементы структурной геологии. Глава в сб. «Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений». Госгеолтехиздат, 1960.
37. Пэк А. В., Вольфсон Ф. И., Лукни Л. И. Об изучении структур эндогенных рудных месторождений. Ж. «Геология рудных месторождений». № 4, 1960.
38. Сатпаев К. И. Главные закономерности пространственного размещения зон эндогенного оруденения в Центральном Казахстане. «Советская геология», № 58, 1957.
39. Семеченко Н. П. Структура рудных полей и месторождений Криворожского железорудного бассейна. Изд. АН УССР, 1946.
40. Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. Госгеолиздат, 1947.
41. Смирнов В. И. Рудные пояса. Сб. «Вопросы теоретической и прикладной геологии». Тр. МГРИ, вып. 1, 1947.
42. Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд. МГУ, 1954—1957.
43. Смирнов В. И. Систематика рудных месторождений для поисковых целей. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. II. Изд. АН СССР, 1955.
44. Смирнов В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР. Изд. АН СССР, серия геологическая, № 4, 1959.
45. Смирнов С. С. Избранные труды. Изд. АН СССР, 1955.
46. Степанов П. И., Миронов С. И. Геология месторождений каустобиолитов. ОНТИ, 1937.
47. Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.
48. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I и II. Изд. АН СССР, 1960—1962.
49. Танатар И. И. Теоретические основы учения о рудных месторождениях. Гостехиздат Украины, 1950.
5. Усов М. А. Структурная геология. Госгеолиздат, 1940.
51. Ферсман А. Е., Коган Б. И. Минеральное сырье зарубежных стран. Изд. АН СССР, 1947.
52. Щербakov Д. И. Принципы и методика составления металлогенической карты. «Советская геология», № 5, 1945.

*А. Е. Карякин*

## **О МЕХАНИЗМЕ ЗАРОЖДЕНИЯ И РАСКРЫТИЯ ТРЕЩИН, ВМЕЩАЮЩИХ ХРУСТАЛЕНОСНЫЕ КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ (НА ПРИМЕРЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА)**

Для повышения эффективности поисковых и разведочных работ на месторождениях пьезооптического кварца жильного типа большое значение имеет выяснение закономерностей образования и размещения тектонических трещин.

В процессе формирования жильных трещин необходимо различать два этапа: первый — зарождение тектонических трещин, второй — раскрытие тектонических трещин и заполнение их гидротермальными растворами.

Экспериментальными и полевыми исследованиями доказано, что зарождение трещин происходит в условиях сжатия, а раскрытие их и развитие в жилувмещающие полости — в условиях растяжения вмещающей среды.

### **МЕХАНИЗМ ЗАРОЖДЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТРЕЩИН**

Зарождение тектонических трещин обычно происходит в обстановке сжатия горных пород. В слоистых толщах тектоническое сжатие выражается прежде всего в образовании складок и в заложении системы трещин скалывания и системы трещин отрыва. В складчатых областях, по данным А. В. Пэка [15], рационально выделять трещины, пространственно и генетически связанные с общим планом деформации горных пород при складчатости, и трещины, пространственно и генетически связанные с формированием отдельных складок. Кроме того, следует выделить в особую группу трещины, пространственно и генетически связанные с главными разрывными нарушениями (трещины оперения).

### **Трещины, пространственно и генетически связанные с общим планом деформации горных пород при складчатости**

Складчатая структура, как известно, представляет собой в основном плоскую деформацию, т. е. все главные нарушения залегания пород происходят в плоскости, поперечной к простиранию складчатости. А. В. Пэк [15] предлагает называть эту плоскость главной плоскостью деформации. Деформация может быть представлена в виде эллипсоида. Длинная ось *A* и короткая ось *C* располагаются в главной плоскости деформации — первая вертикально, а вторая горизонтально; средняя

ось  $B$  перпендикулярна к главной плоскости деформации, т. е. параллельна простиранию складчатости (рис. 1, а).

Известно, что при плоской деформации могут возникнуть две системы трещин скалывания. Они располагаются примерно параллельно круговым сечениям эллипсоида деформации, т. е. параллельно оси  $B$  эллипсоида, и симметричны двум другим осям последнего. Следовательно, ось  $B$  является линией пересечения этих плоскостей скалывания. Трещины скалывания имеют простирание, параллельное простиранию

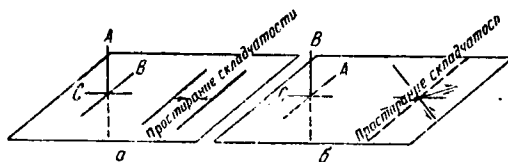


Рис. 1. Положение главных осей эллипсоида деформации при складчатости и трещин, отвещающих этой деформации (по А. В. Пэку)

$a$  — ось  $A$  вертикальна;  $b$  — ось  $A$  параллельна простиранию складчатости

складчатости. Кроме трещин скалывания, при определенных условиях могут возникнуть и трещины отрыва, перпендикулярные к максимальному удлинению, т. е. к оси  $A$  эллипсоида. Такая ориентировка эллипсоида деформации характерна для большей части хрусталеносных провинций мира, расположенных в складчатых областях. Так, на Приполярном Урале господствуют две системы трещин скалывания (согласные и секущие), имеющие в плане простирание, параллельное складчатости (меридиональное).

Согласные трещины развиваются по плоскостям сланцеватости вмещающих пород. Элементы залегания трещин этой системы находятся в прямой зависимости от положения в пространстве плоскостей сланцеватости пород. Секущие трещины развиваются по направлению простирания сланцеватости вмещающих пород, но по падению они секут плоскости сланцеватости почти под прямым углом.

Приуроченные к трещинам скалывания кварцевые жилы делятся на два типа — согласные (нехрусталеносные) и секущие (хрусталеносные).

Сланцеватость пород, пожалуй, одна из весьма характерных особенностей геологического строения не только Приполярного Урала, но и многих других хрусталеносных провинций — Намира, Алдана, Южного Урала, Казахстана, Новой Земли, Швейцарских Альп, Бразилии и Мадагаскара, поэтому принцип классификации жиловмещающих трещин, основанный на отношении плоскостей тектонических трещин к плоскостям сланцеватости, вполне приемлем и практически весьма удобен.

Все породы хрусталеносной провинции Приполярного Урала в той или иной степени рассланцованы. Сланцеватость ориентирована в направлении осей складок. Поскольку складки имеют моноклинальное строение, плоскости сланцеватости, так же как и крылья складок, круто падают преимущественно на запад и кое-где на восток. Иное залегание плоскостей сланцеватости, обусловленное местными причинами, установлено лишь в некоторых местах водораздельной части хребта. Простирание плоскостей сланцеватости меридиональное или близкое к нему с небольшими отклонениями к востоку, реже к западу. Зависимость распределения сланцеватости от характера пород проявляется

вполне четко: некоторые из них преобразованы в типичные сланцы (кварцево-сланцевые породы), а другие несут лишь следы грубого кливажа (кварциты).

Максимальная рассланцованность наблюдается в породах более пластичных, образовавшихся из глинистого материала. Такие породы расщепляются на тонкие плоскопараллельные пластинки. В кварцитах, кварцитовых конгломератах, песчаниках и известняках сланцеватость проявляется значительно слабее, чем в пластичных породах. Массивы изверженных пород рассланцованы в меньшей степени, чем метаморфические породы. При этом наблюдается неравномерность рассланцевания пород даже в пределах одного интрузивного массива: увеличение его от центра массива к периферии [7].

В результате полевых исследований установлена следующая закономерность: чем сильнее рассланцованы породы, тем интенсивнее они изменены гидротермальными растворами. Кроме того, максимальное число согласных кварцевых жил, прожилков и линзочек сосредоточено в породах сильно рассланцованных: кварцево-серпичитовых, кварцево-хлоритовых, филлитовидных и зеленых сланцах. Таким образом, основными каналами перемещения огромных масс растворов (от магматического очага) были не секущие трещины, имеющие сравнительно небольшие размеры по падению и простиранию, а множество плоскостей сланцеватости, уходящих на большие глубины [12]. Особенно следует обратить внимание на то, что хрусталеносная провинция Приполярного Урала приурочена к области интенсивно рассланцованных пород. В пределах хрусталеносной провинции породы с массивной текстурой пользуются весьма ограниченным распространением, хрусталеносные гнезда и минерализованные трещины в них не встречаются.

В пределах Приполярного Урала сланцеватость распределяется крайне неравномерно: максимальному рассланцеванию подверглись породы, расположенные в центральной хрусталеносной полосе, а к востоку и западу от водораздела степень рассланцевания уменьшается. Более того, даже в водораздельной части Уральского хребта рассланцевание пород распределено неравномерно; здесь узкие зоны интенсивно рассланцованных пород перемежаются с более широкими зонами слабо рассланцованных массивов.

По мере затухания рассланцевания заметно уменьшается и насыщенность пород хрусталеносными гнездами. Следовательно, в появлении хрусталеносных гнезд заметную роль играло развитие плоскостей сланцеватости, которые были главными каналами для восходящих гидротермальных растворов. Так, например, наибольшей концентрацией хрусталеносных гнезд характеризуются кварциты, которые интенсивно рассланцованы, прорваны телами интрузивных пород и находятся в окружении сланцев или перемежаются с ними [11].

Пути движения растворов являлись и плоскости контактов сланцев с кварцитами, кварцитов и сланцев с телами гранитов и другими изверженными породами. Движение растворов по плоскостям согласных контактов также зафиксировано гидротермальными изменениями пород, проявившимися в превращении диоритов на контакте с кварцитами в зеленые сланцы, которые в виде узких полос окаймляют кварциты со стороны лежачего и висячего боков.

Меридиональное простирание и крутое падение плоскостей сланцевости и сланцеватости указывают на то, что в период складкообразования максимальное сжатие пород было направлено с запада и востока. Сжатие пластов пород в широтном направлении сопровождалось

растяжением их как по простиранию, так и по падению. Если под влиянием широтного бокового давления в породах развивались трещины скалывания, то растягивающие усилия приводили к появлению трещин отрыва.

На растяжение пластов пород по простиранию и падению указывают следующие факты. Почти все тела кварцитов, кварцитовых конгломератов, песчаников и мраморов имеют линзовидную форму. Линзы сплющены в широтном направлении и вытянуты по падению и простиранию. Прекрасным объектом для изучения деформации первично-осадочных пород являются кварцитовые конгломераты. Изменение формы галек в них, иногда с разрывом сплошности, достаточно четко отражает явление пластических деформаций.

В кварцитовых конгломератах водораздельной части Приполярного Урала каждая галька представляет собой неправильный эллипсоид, наибольшая ось которого в 5—10 раз длиннее самой короткой оси. Есть основание полагать, что до метаморфизма гальки имели изометрично-округлую форму, так как на западном склоне Уральского хребта (в районе р. Харота) и на восточном его склоне (в районе горы Кедрасью) обнажаются кварцитовые конгломераты с гальками изометрично-округлой формы. В пределах водораздельной части Уральского хребта гальки кварцитовых конгломератов обычно сильно сплюснуты и вытянуты по одной оси. Следовательно, величина удлинения гальки позволяет хотя бы приблизительно оценивать величину деформации пластов первично-осадочных пород. Длинные оси галек примерно параллельны между собой и вытянуты по падению пород, короткие оси перпендикулярны к сланцеватости пород. Некоторые гальки кварцитовых конгломератов разорваны по плоскостям, перпендикулярным к удлинению.

Гальки кварцитовых конгломератов под воздействием тектонических напряжений не только деформируются, но и перемещаются в цементирующей их массе. Признаками такого перемещения являются борозды и зеркала скольжения на поверхности галек кварцитовых конгломератов. Обычно в «хвостах» или «тнях» давления, т. е. на тех концах кварцитовых галек, которые ориентированы в направлении общего движения масс, образуются скопления цементирующего материала (мелкозернистого кварца, серицита и хлорита). Гальки кварцитовых конгломератов деформированы меньше в «тнях» давления крупных линзовидных тел — в их южных и северных концах [7].

Таким образом, развитие плоскостей сланцеватости (согласных трещин скалывания) сопровождалось появлением сопряженных с ними секущих трещин скалывания и трещин отрыва. В слюдястых сланцах Приполярного Урала плоскости сланцеватости имеют большое протяжение на глубину и по простиранию, а размеры секущих трещин скалывания и отрыва небольшие. Более или менее значительные размеры имеют секущие трещины скалывания и отрыва (десятки и редко сотни метров по протяжению) в толще кварцитовых конгломератов и кварцитов, а также в массивах гранитоидов.

Поскольку на Приполярном Урале подавляющая часть хрусталеносных трещин имеет меридиональное или близкое к нему простирание, при поисках коренных источников под наносами разведочные канавы и траншеи необходимо задавать вкрест простирания пород, т. е. в широтном или близком к нему направлении [6]. К сожалению, это правило далеко не всегда соблюдается, особенно в тех случаях, когда хрусталеносные россыпи расположены на западном или восточном склонах горы, так как при разведке шлейф россыпи пересекают канавами, расположенными перпендикулярно к направлению сноса. Системой таких

разведочных канав одновременно разведывать хрусталеносную россыпь и искать хрусталеносную кварцевую жилу можно только в том случае, если разведка производится на северном или южном склонах горы, т. е. когда канавы расположены вкрест простирания пород. На западном или восточном склонах горы канавы, заложенные для разведки шлейфа россыпи, хрусталеносных кварцевых жил не подсекут, так как они будут ориентированы параллельно простиранию согласных и секущих трещин скальвания.

### Трещины, пространственно и генетически связанные с формированием отдельных складок

Далеко не все тектонические трещины, возникающие в процессе складкообразования, укладываются в приведенную выше схему, так как представление о складчатости как о выражении плоской деформации не может считаться универсальным. Полевые наблюдения показывают, что некоторое удлинение имеется также и по оси *B* эллипсоида деформации, т. е. по простиранию складчатости. Такое удлинение очевидно, если шарниры складок носят волнистый характер, ибо хорошо известно, что шарниры отдельных складок редко на значительном протяжении горизонтальны; в различных местах по простиранию фиксируется их наклон в ту или другую сторону, что и находит выражение в дугообразной форме выходов пластов на поверхность.

Для объяснения удлинения прибегают к искусственному расчленению общей деформации на два этапа [15]: первый (основной) этап характеризуется описанным выше положением эллипсоида деформации, второй (наложенный) этап — эллипсоидом, повернутым вокруг оси *C* по отношению к первому на  $90^\circ$  (см. рис. 1, б). Следовательно, во втором этапе ось *C* остается параллельной оси *C* первого эллипсоида, ось *A* параллельна простиранию складчатости, т. е. оси *B* первого эллипсоида, а ось *B* вертикальна, т. е. параллельна оси *A* первого эллипсоида.

Положение второго эллипсоида определяет растяжение пластов пород по простиранию, происходящее при погружении или воздымании шарнира складки. Таким образом, при повороте эллипсоида деформации на  $90^\circ$  вокруг оси *C* трещины скальвания окажутся вертикальными и расположенными косо по отношению к простиранию складчатости, а трещины отрыва будут перпендикулярны к простиранию (см. рис. 1, б). Поскольку в этом случае ось *A* эллипсоида деформации параллельна шарнирам складок, наклон последних определяет также наклон всего эллипсоида. В местах погружения складок наблюдается склонение трещин скальвания и приуроченных к ним кварцевых жил в сторону наклон шарнира складки. Выяснение этой закономерности имеет очень важное значение для оценки хрусталеносности отдельных кварцевых жил. Поясним это положение на конкретном примере.

При разведке кварцевых жил Парнукского горного массива была замечена интересная закономерность — приуроченность хрусталеносных погребов к юго-западным концам кварцевых жил. Эту закономерность можно объяснить следующими фактами: 1) расположением хрусталеносных погребов в выклинивающихся частях кварцевых жил по падению и 2) северо-восточным склонением кварцевых жил, поскольку Парнукская антиклиналь погружается в этом же направлении. В связи с этим при эрозионном срезе кварцевых жил хрусталеносные погребов обнажаются прежде всего в их юго-западных концах. Эта закономер-

ность была нами проверена на многих проявлениях Приполярного Урала [8]. Она значительно облегчает поиски хрусталеносных погребов горными выработками и дает возможность достаточно быстро производить оценку их хрусталеносности. В связи с этим для отыскания хрусталеносных погребов и определения их хрусталеносности с наименьшей затратой средств и времени необходимо в первую очередь горными выработками обнажить южные концы секущих кварцевых жил.

В местах погружения шарниров антиклинальных складок, кроме трещин скалывания, широким развитием пользуются трещины отрыва.

Поскольку трещины отрыва располагаются вкрест простирания складчатости, кварцевые жилы, приуроченные к ним, получили название поперечных (широтных). Поперечные кварцевые жилы, так же как и секущие, являются хрусталеносными [9].

Своеобразное расположение тектонических трещин, пространственно и генетически связанных с формированием отдельных складок, можно объяснить и некоторыми другими специфическими особенностями. Если складчатость можно трактовать в общем как деформацию однородную, то этого отнюдь нельзя сказать о способе формирования

отдельных складок [15]. Изгибание пачки пластов является деформацией явно неоднородной, определяющейся как скольжение с изгибом. При изгибании пластов имеет место проскальзывание их по отношению друг к другу (рис. 2, а). Возможность такого скольжения определяется слоистостью пород — основной предпосылкой образования складки [20]. В связи с этим деформация любого участка пласта в складке характеризуется в первом приближении как сдвиг. Кубик, мысленно выделенный в данном пласте до деформации, превратится после изгибания в параллелепипед, а вписанный в этот кубик шар — в эллипсоид. При этом могут образовываться две системы трещин скалывания: 1—1 и 2—2, и трещины отрыва 3—3 (см. рис. 2, а).

Рассмотрим поведение систем трещин скалывания и отрыва при изменении простирания пласта.

Как уже было отмечено, если с простиранием складчатости совпадает средняя ось эллипсоида деформации (В), то трещины скалывания будут параллельны простиранию складчатости, а трещины отрыва лежат в горизонтальной плоскости. В случае совпадения с простиранием складчатости большей оси эллипсоида деформации (А) трещины скалывания расположатся косо по отношению к простиранию складчатости, а трещины отрыва будут перпендикулярны простиранию складчатости.

Известно, что при погружении шарнира антиклинали или воздымании шарнира синклинали крылья складок замыкаются, т. е. простирание складок постепенно и закономерно изменяется (Сураизский район Приполярного Урала). Вполне очевидно, что такое изменение элементов залегания пласта складки повлечет за собой изменение направления главных осей эллипсоида деформации, а следовательно, и направления трещин скалывания и отрыва. Таким образом, если пласт меняет

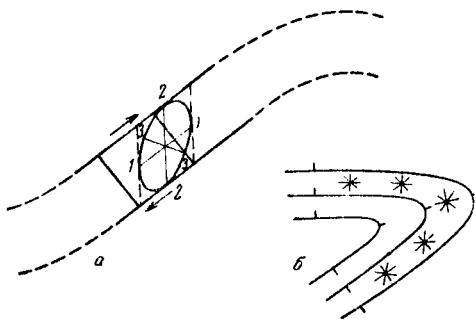


Рис. 2. Схема деформации пласта при образовании складки скольжения с изгибом (а) и поворот систем трещин скалывания и отрыва на погружении складки (б)

свое простираение в зависимости от формы складки, соответственно поворачивается и совокупность тектонических трещин. На это обстоятельство следует обратить внимание геологам, занимающимся поисками хрусталеносных кварцевых жил и минерализованных трещин в районах с периклинальным залеганием пластов горных пород. Как показали исследования, именно в таких районах эффективность разведочных работ в обнаружении коренных источников по россыпям кристаллов кварца наименьшая.

### Трещины, пространственно и генетически связанные с главными разрывными нарушениями (трещины оперения)

Зарождение тектонических трещин связано с формированием не только складчатости, но и крупных разрывных нарушений, наложенных на складчатость.

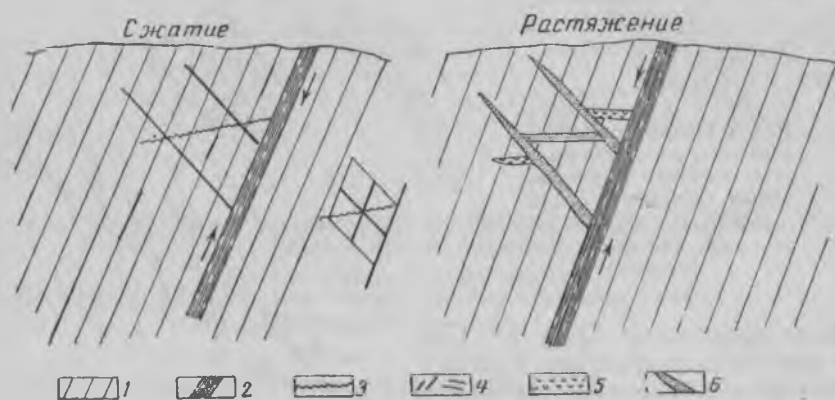


Рис. 3. Расположение трещин скалывания и отрыва при смещении блоков пород по плоскости главного разрывного нарушения (при сжатии — взбросообразование, при растяжении — сбросообразование)

1 — кварциты; 2 — зона интенсивного расщелачивания кварцитов; 3 — трещины отрыва; 4 — трещины скалывания; 5 — дайка диорита, приуроченная к трещине отрыва; 6 — раскрытие трещин скалывания в связи со скольжением висячего блока пород

На рис. 3 показано развитие взброса в условиях сжатия среды. Боковые оперяющие трещины выражены в виде двух систем сколов, пересекающихся в точках прохождения средней оси эллипсоида деформации. Одна из систем строго параллельна плоскости главного нарушения и подчеркивает сланцеватость, развивающуюся вдоль него. Другая система образует с направлением движения блока пород тупой угол. Кроме того, развиваются боковые оперяющие трещины отрыва, ориентированные по короткой оси эллипсоида деформации и образующие с направлением движения блоков пород острый угол. В случае сдвига оперяющие боковые трещины образуют с главным разрывным нарушением достаточно большой угол, достигающий  $50-60^\circ$ , а при взбросовом или сбросовом нарушении они в плане ориентированы параллельно главному разрывному нарушению. В условиях взброса (сжатия среды) трещины отрыва падают в противоположную сторону по отношению к падению главного разрывного нарушения, а трещины скалывания — в сторону главного разрывного нарушения, но под значительно более

пологим углом. В случае сброса (в условиях растяжения среды) общая ориентировка будет такая же, как и при взбросе, но оперяющие трещины скальвания и отрыва поменяются местами.

Необходимо заметить, что трещины скальвания и отрыва более или менее равномерно располагаются около главного разрывного нарушения только в том случае, если поверхность сбрасывателя лежит в одной плоскости. Если же плоскость сбрасывателя изогнутая, то трещины скальвания и трещины отрыва пространственно обособляются и возникают на разных участках искривленной поверхности главного раз-

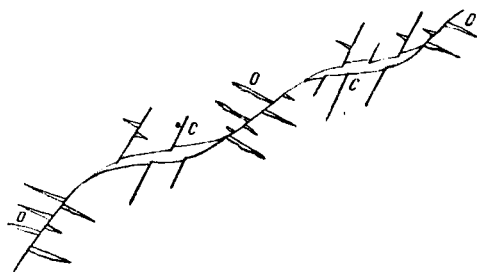


Рис. 4. Изогнутая по простиранию минерализованная трещина с оперяющими трещинами скальвания (с) и отрыва (о) в плане (по В. Ф. Чернышеву)

рывного нарушения (рис. 4). При этом трещины скальвания развиваются в местах приоткрывания стенок главного разрывного нарушения, а трещины отрыва — в местах, где стенки главного разрывного нарушения плотно смыкаются и притерты.

В. Ф. Чернышев [22] объясняет такую закономерность в распределении оперяющих трещин скальвания и отрыва наличием различных структурных условий на различно ориентированных отрезках главного разрывного нарушения (рис. 5, а). Дело в том, что необходимым условием для образования трещин скальвания является наличие относительного смещения в их плоскостях, поэтому на тех участках, где основная трещина притерта, возникновение оперяющих трещин скальвания очень затруднено. В то же время трение стенок главного разрывного нарушения при постоянном наличии неровностей на их поверхностях создает на этих участках условия, благоприятные для развития оперяющих трещин отрыва. Скольжение стенок здесь возможно лишь параллельно плоскости главного разрывного нарушения, что приводит к образованию вблизи от этой плоскости зон интенсивного расщепления. В местах приоткрывания главного разрывного нарушения трение стенок отсутствует, и появление оперяющих трещин отрыва здесь невозможно, но зато появляются условия, благоприятные для возникновения подвижек, образующих оперяющие трещины скальвания (см. рис. 5, б).

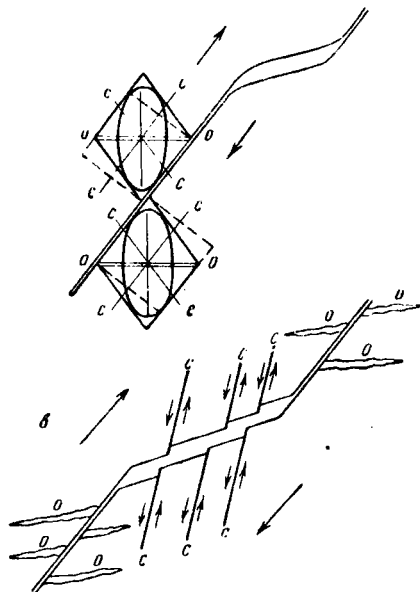


Рис. 5. Образование оперяющих трещин скальвания (с) и отрыва (о) (по В. Ф. Чернышеву)

а — схема образования оперяющих трещин с одновременным приоткрыванием главной трещины; б — возникновение оперяющих трещин скальвания и отрыва при сдвиге

Учитывая, что боковые оперяющие трещины отрыва образуют с направлением движения блоков пород острый угол, а боковые оперяющие трещины скалывания — тупой, нетрудно предсказать, какие изгибающиеся части главного разрывного нарушения окажутся притертыми, а какие приоткрытыми. Эта весьма характерная закономерность давно была подмечена горняками и рудничными геологами, первое описание ее имеется в работе Н. К. Высоцкого [5], посвященной изучению золотосных кварцевых жил Кочкарского месторождения.

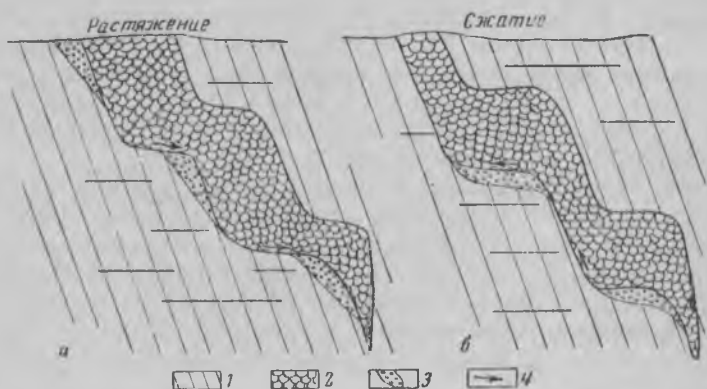


Рис. 6. Механизм формирования ступенчатых кварцевых жил и хрусталеносных гнезд

а — при сбросе; б — при взбросе  
1—сланцы; 2—кварцевая жила; 3—хрусталеносное гнездо; 4—направление движения

На рис. 6 приведена схема, характеризующая условия появления хрусталеносных полостей в наиболее приоткрытых участках сбросовой и взбросовой поверхности, располагающихся в лежачем боку ступенчатой кварцевой жилы. Из этой схемы следует, что при сбросах хрусталеносные полости образуются около крутопадающих участков лежачего бока ступенчатой кварцевой жилы (см. рис. 6, а), а при взбросах они тяготеют к пологопадающим участкам ее лежачего бока (см. рис. 6, б).

Развитие трещин оперения на Приполярном Урале обусловлено, главным образом, двумя причинами: 1) подвижками сдвигового характера, происходящими по простиранию главных разрывных нарушений, и 2) подвижками сбросового и взбросового характера, происходящими по падению и восстанию главных разрывных нарушений.

По данным В. А. Смирновой, приуроченность поперечных кварцевых жил к дайкообразным амфиболитовым телам, широко развитым на восточном склоне Приполярного Урала, свидетельствует о том, что коллекторами трещин в этом районе служили амфиболиты. Скольжение амфиболитовых блоков по простиранию тектонических зон способствовало приоткрыванию поперечных трещин отрыва. Длина поперечных трещин отрыва находится в прямой зависимости от мощности амфиболитовых тел, за пределы которых они, как правило, не выходят. Приуроченность кварцевых жил к оперяющим трещинам отрыва наблюдается также в районе истоков рек Кожим и Ляпто-Яха. Частая перемежаемость амфиболитовых тел со сланцами создавала здесь благоприятные условия для мелкоблокового строения тектонических зон. Скольжение параллельно расположенных амфиболитовых блоков относительно друг друга по простиранию зон способствовало образованию много-

численных поперечных трещин оперения, в которых размещались кварцевые жилы.

Кварцевые жилы на Приполярном Урале связаны также с небольшими оперяющими зонами дробления, развивающимися около интенсивно рассланцованных пород. Зоны дробления представлены теми же системами трещин скалывания и отрыва, поэтому они имеют такое же простирание — меридиональное или широтное. Меридиональные зоны дробления, вытянутые согласно общей линейности тектонических структур, встречаются чаще широтных (В. А. Смирнова, 1960 г.).

По данным В. А. Смирновой, наибольшее количество хрусталеносных жил на Приполярном Урале приурочено к трещинам оперения, расположенным вдоль контактов интрузивных массивов и даек изверженных пород, а также плоскостей напластования осадочно-метаморфических пород, обладающих различными физико-механическими свойствами (кварцитов, слюдястых сланцев и др.).

Изучение закономерностей в расположении трещин скалывания и трещин отрыва около плоскостей главных разрывных нарушений может оказать геологам очень большую помощь как в поисках новых хрусталеносных полей, так и в оценке глубоких горизонтов отдельных «старых» месторождений пьезооптического кварца. Определение этих закономерностей имеет важное значение и при составлении прогнозных карт крупного масштаба, а также при подсчете прогнозных запасов пьезооптического сырья.

#### МЕХАНИЗМ РАСКРЫТИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТРЕЩИН

Причину раскрытия трещин некоторые геологи склонны видеть в непосредственном влиянии процесса заполнения их восходящими гидротермальными растворами и кристаллизации последних.

Если признать такое происхождение двух соседних жилловмещающих трещин, то необходимо допустить значительное сжатие вмещающих горных пород между этими трещинами. Однако в действительности ничего подобного не наблюдается; обычно между двумя соседними кварцевыми жилами располагается ряд прожилков кварца, которые также образуются путем раздвигания стенок мелких трещин [19]. Более того, в результате проникновения гидротермальных растворов из основной жилловмещающей трещины в боковые породы происходит интенсивное их изменение.

Согласно мнению М. М. Тетяева [20], процесс раскрытия трещин следует рассматривать как частное проявление общего процесса расширения данного участка земной коры, в каждой точке которого расширение и раздвигание происходят с большей или меньшей амплитудой.

По данным М. М. Тетяева [21], складкообразовательный процесс в геосинклинальной области сменяется сводовым поднятием (горообразованием). Сводовое поднятие сопровождается развитием открытой трещиноватости (в отличие от закрытой трещиноватости, возникающей при складкообразовании). В процессе зарождения закрытой трещиноватости иногда происходит раздвигание разорванных частей вмещающих пород (образование трещин отрыва), но оно не является типичным, поскольку сопровождается обычно заполнением образующихся полостей минеральным веществом типа «альпийских жил».

Совершенно иную картину представляет собой открытая трещиноватость, развивающаяся при сводовом поднятии. В этом случае наблюдается типичное явление раскрытия трещин: стенки раздвигаются и трещины заполняются или магматическим расплавом, или гидротермаль-

ными растворами. Таким образом, открытая трещиноватость развивается на основе закрытой трещиноватости, сформировавшейся во время складкообразования в форме систем трещин скальвания и отрыва. Кроме того, жиловмещающие полости в этот момент могут развиваться и в результате разобщения поверхностей напластования, а также других контактовых поверхностей, разделяющих породы различного литологического состава. Наконец, швами складчатой структуры являются плоскости надвигов и других крупных разрывных нарушений, которые также могут испытывать частичное расширение, образуя благоприятные условия для минерального выполнения.

Таким образом, процесс раскрытия тектонических трещин локализуется в наиболее ослабленных участках складчатой структуры, например, в ее швах, расширяя их и превращая в настоящие открытые трещины. Это не значит, конечно, что такому раскрытию подвергаются все зародившиеся трещины: раскрываются только некоторые из них, имеющие для этого наиболее благоприятные условия. Отсюда следует, что в комплексе открытых трещин обычно встречаются унаследованные от складчатости трещины, имеющие облик трещин скальвания или трещин отрыва, но преобразованные в типичные трещины расширения. Как справедливо отмечает М. М. Тетяев (1955 г.), ошибкой работ многих исследователей по изучению трещиноватости (Беккера, Зандера и др.) является то, что они основывались только на изучении скрытой трещиноватости, образовавшейся при формировании складчатости, т. е. в условиях объемного сжатия; о механизме раскрытия таких трещин обычно ими не упоминается.

Изучение формы хрусталеносных кварцевых жил показывает, что на тех участках, где трещина была прямолинейной, доминеральные перемещения по ней не приводили к возникновению заметных раздувов. Кварцевые жилы на этих участках обычно маломощны и плитообразны. Однако когда доминеральные смещения происходят вдоль первоначально неправильной, неровной поверхности, образуется ряд чередующихся по падению и простиранию пережимов и линзовидных раздувов. Тем не менее, характерным является то обстоятельство, что отложение кварца происходит и на расширенных, и на суженных участках полостей (см. рис. 6). Это значит, что открытые полости образуются не только вследствие первичного смещения стенок трещины, но и в результате последующего их разобщения в связи с наступившим общим растяжением вмещающей среды. Только одновременным раскрытием и заполнением трещин в условиях двустороннего растяжения можно объяснить наличие в пределах Приполярного Урала и секущих (меридиональных), и поперечных (широтных) хрусталеносных кварцевых жил. Если в условиях бокового сжатия приоткрывались поперечные (широтные) трещины, то, очевидно, при этом не могли приоткрыться секущие (меридиональные) трещины. Между прочим, и те и другие трещины сопровождаются средне- и крупнозернистой кварцевой минерализацией.

Строение кварцевых жил, структура и текстура жильного кварца указывают на то, что кварцевые жилы Приполярного Урала образовались из гидротермальных растворов путем заполнения раскрывавшихся тектонических трещин. Некоторые жиловмещающие трещины раскрывались по нескольким раз. Так, на одном из проявлений к одной жильной трещине приурочены четыре кварцевые жилы. Каждая из них имеет самостоятельное зонально-симметричное строение и отделена от соседних жил тонкими пропластками сланцев. Изучая строение этого

кварцевого тела, Г. П. Петрунин в 1940 г. сделал вполне обоснованный вывод о том, что оно образовалось в несколько стадий путем заполнения трещины, раскрытие которой возобновлялось несколько раз. В сущности, это жильное тело представляет собой агрегат четырех смежных жил, образовавшихся в различные стадии общего процесса жилообразования. Повторные раскрытия следовали одно за другим через некоторые промежутки времени и происходили уже тогда, когда формирование предыдущей жилы было полностью закончено и, следовательно, в дальнейшем трещина не могла расширяться без разрыва сплошности. При каждом последующем раскрытии разрыв сплошности происходил вдоль одного из контактов ранее образовавшейся жилы, причем в зальбанде последней оставалась некоторая часть боковой породы, оказывавшаяся после выполнения вновь сформированной полости зажатой между двумя смежными жилами. Такое строение кварцевого тела (с «книжной текстурой») является очень показательным примером формирования кварцевых жил путем последовательного наращивания их мощности в результате разобщения стенок трещины в условиях растяжения среды.

Выше отмечалось, что трещины оперения зарождаются в условиях интенсивного бокового (широтного) сжатия, а закономерность в их расположении обусловлена главным образом двумя причинами: 1) подвижками взбросового характера, приходящими по восстанию главных разрывных нарушений, и 2) подвижками сдвигового характера, происходящими по простиранию главных разрывных нарушений. Раскрытие трещин оперения происходило в условиях расширения среды, когда блоки жестких пород всяческого бока начинали оседать (сползать) по тектоническим зонам интенсивного расщепления пород. Такие смещения блоков горных пород принято рассматривать не как взбросовые движения, протекавшие в условиях интенсивного сжатия среды, а как движения сбросового характера, происходящие в условиях расширения данного участка земной коры. При скольжении пород вниз в опускающихся блоках начинали раскрываться ранее заложенные трещины оперения, в которых и формировались кварцевые жилы, хрусталеносные гнезда и минерализованные трещины.

Как известно, хрусталеносные кварцевые жилы Приполярного Урала содержат крупные полости с кристаллами кварца. Стенки многих хрусталеносных полостей покрыты друзами кристаллов кварца и их спутников. 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. Если бы хрусталеносные полости образовывались в условиях сжатия, то крупные полости с кристаллами кварца, погруженными в рыхлый хлоритовый песок, вряд ли сохранились бы, а на стенках уцелели бы друзы минералов с ненарушенной первоначальной ориентировкой.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1956.
2. Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.
3. Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. Глава из книги «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.
4. Вольфсон Ф. И. Некоторые замечания по статье Г. И. Гуревича «О так называемом механическом анализе в геологической литературе». Изд. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1955.

5. Высоцкий Н. К. Месторождения золота Кочкарской системы в Южном Урале. Тр. Геол. ком., т. 13, № 3, 1900.
  6. Карякин А. Е. Генетическая связь хрустальных гнезд с кварцевыми жилами и происхождение полостей. Зап. ЛГИ, т. 23, 1949.
  7. Карякин А. Е. Гранитондные интрузии Приполярного Урала и отношение их к складчатым структурам. Зап. ЛГИ, т. 28, 1953.
  8. Карякин А. Е. Типы кварцевых жил Приполярного Урала и их хрусталеносность. Зап. ЛГИ, т. 28, 1953.
  9. Карякин А. Е. О генезисе хрустальных погребов. ДАН СССР, т. 92, № 5, 1953.
  10. Карякин А. Е. Зарождение, рост и разрушение кристаллов кварца. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 83, № 1, 1954.
  11. Карякин А. Е. Поисковые признаки на хрустальные гнезда. Зап. ЛГИ, т. 31, 1955.
  12. Карякин А. Е. Пути движения растворов и механизм образования хрустальных гнезд. Зап. ЛГИ, т. 35, вып. 2, 1959.
  13. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
  14. Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, 1939.
  15. Пэк А. В. Некоторые вопросы трещинной тектоники в рудничной геологии. Советская геология, № 20, 1947.
  16. Пэк А. В. Некоторые элементы структурной геологии. В кн.: «Структуры рудных полей и месторождений». Госгеолтехиздат, 1960.
  17. Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведки рудных месторождений. Изд. МГУ, 1954.
  18. Смирнова В. А. Об ореолах выщелачивания около хрустальных гнезд Приполярного Урала. Пьезооптическое сырье, № 1, 1957.
  19. Тетяев М. М. Тектоника рудных полей жильного типа. Советская геология, № 8 и 9, 1940.
  20. Тетяев М. М. Основы геотектоники. Госгеоллиздат, 1941.
  21. Тетяев М. М. О месте явлений оруденения в общем ходе развития структуры земли. Проблемы советской геологии, № 5, 1935.
  22. Чернышев В. Ф. О закономерностях в положении оперяющих трещин скалывания и разрыва. В сб.: «Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений». Изд. АН СССР, вып. 162, 1955.
-

*В. А. Смирнова*

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ И ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ГНЕЗД В КВАРЦИТАХ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

### Место кварцитов в структуре хрусталеносной провинции

Хрусталеносная провинция Приполярного Урала приурочена к ядру крупного антиклинория сложного строения, сформировавшегося в каледонскую и герцинскую складчатости.

В ядре антиклинория на большой площади обнажаются протерозойские метаморфические сланцы с редкими линзами кварцитов. На его крыльях сплошной полосой выступают кварциты, песчаники, глинистые сланцы, эффузивные и туфогенные породы ордовика, которые в свою очередь окаймляются известняками силура, девона и карбона, создающими вокруг хрусталеносной провинции мощный карбонатный пояс.

В ядре антиклинория ордовикские кварциты образуют небольшие линзовидные тела меридионального простирания, занимающие около 10% его площади. Крупные линзы кварцитов в рельефе выступают в виде узких островерхих хребтов, образующих прерывистые параллельные цепи и выделяющихся на сглаженной поверхности сланцевой гошчи. Длина самой крупной линзы (хребет Большой Чендер) 15 км, ширина 1,5 км.

Кварциты сложены кварцем (92—97%) и серицитом (3—8%) с примесью альбита, рутила, циркона, турмалина и гематита. Внешне это светло-серые плотные массивные породы с крупноглыбовой отдельностью.

В основании линз кварцитов залегают кварцитовые конгломераты. Они имеют подчиненное развитие и состоят из светлой, почти белой кварцитовой гальки и темно-серого слюдисто-кварцевого цемента (в различных количественных соотношениях).

В крыльях антиклинория, сложенных ордовикскими отложениями, кварциты пользуются более широким развитием. Здесь они представлены сиреневыми кварцито-песчаниками. Наиболее мощные толщи сиреневых кварцито-песчаников отмечены на западном крыле антиклинальной структуры — в Салединском, Манарагском и Вангурском районах. По мере приближения к ядру антиклинория, где широко развиты массивы гранитоидов и проявляется интенсивный гидротермальный метаморфизм, сиреневые кварциты постепенно светлеют и становятся похожими на светлые кварциты центральной части хрусталеносной провинции. Осветление сиреневых кварцитов наблюдается также в той части западного крыла антиклинория, где они непосредственно прорваны небольшими интрузивами и дайками гранитоидного состава (Вангурский район). На восточном крыле антиклинальной структуры кварциты развиты в виде небольших линз среди осадочно-эффузивных сложений.

### Хрусталеносность кварцитов

Кварциты центральной части антиклинория отличаются от кварцитов, развитых на его крыльях, повышенной хрусталеносностью. Это объясняется их положением в ядре антиклинальной структуры, где максимально проявились тектонические разрывы, интрузивная и гидротермальная деятельность, с которыми связано образование месторождений горного хрусталя. В этой части антиклинория имеют место все основные геологические условия, необходимые для формирования гидротермальных месторождений жильного типа, к которым относятся хрусталеносные кварцевые жилы Приполярного Урала.

Пониженная хрусталеносность кварцитов в крыльях антиклинория обусловлена затуханием тектоно-магматической и гидротермальной деятельности в этом направлении. Кварцевые жилы и хрусталеносные гнезда развиваются здесь преимущественно в тех пачках кварцитов, которые непосредственно примыкают к ядру антиклинория и в какой-то мере нарушены интрузивными породами и тектоническими зонами. Подобные явления отчетливо выражены на западном крыле антиклинальной структуры в Вангурском районе, где полоса ордовикских кварцитов, примыкающая к протерозойской сланцевой толще, прорвана небольшими интрузиями гранитоидов и дайками диабазов. В этой кварцитовой полосе находятся основные жильные поля Вангурского района, причем самые крупные из них располагаются в непосредственной близости к интрузивным породам.

В Манарагском районе, расположенном к северу от Вангурского, вся минерализация горным хрусталем локализуется вдоль крупного межформационного разлома, образовавшегося между протерозойскими сланцами и ордовикскими кварцитами. Этот разлом отчетливо фиксируется дайкообразными интрузивными телами кварцевых порфиров и диабазов, вытянутыми на десятки километров.

О слабой хрусталеносности кварцитов в краевой части Уральского антиклинория свидетельствует их сиреневая окраска, меньшая рассланцованность и отсутствие гидротермального метаморфизма.

По данным А. Е. Карякина и И. В. Буссен (1946, 1953), сиреневая окраска кварцитов обусловлена наличием в них мельчайших частиц магнетита, распыленного по всей массе породы. При нагревании до 1000° кварциты светлеют, а распыленный магнетит обособляется в сравнительно крупные зерна гематита. Такому термальному воздействию и осветлению, по всей вероятности, подвергались линзовидные полосы ордовикских кварцитов, находящиеся в центральной части Уральского антиклинория и окруженные со всех сторон интрузивными породами. Но главное осветление кварцитов, расположенных в центре антиклинальной структуры, произошло в процессе регионального гидротермального метаморфизма, выразившегося не только в образовании гематита, но и в серицитизации по плоскостям первичной сланцеватости. По этой причине кварциты центральной части антиклинория отличаются от массивных сиреневых кварцитов периферических частей отчетливо выраженной сланцеватой текстурой и повышенным развитием серицита.

Кроме региональной серицитизации, в кварцитах центральной части антиклинория широко развита локальная серицитизация. Последняя прослеживается по узким, более поздним тектоническим зонам расланцевания. Такие зоны являются, как правило, хрусталеносными, и в них сосредоточена подавляющая часть скоплений горного хрусталя Приполярного Урала. Интенсивное проявление гидротермального метамор-

физма в тектонических зонах рассланцевания свидетельствует о том, что они являлись подводными каналами для гидротерм в период формирования кварцевых жил и хрусталеносных гнезд.

В зависимости от степени рассланцованности и гидротермального метаморфизма кварциты в этих зонах превращены в серицито-кварцевые или серицитовые сланцы. В пределах тектонических зон количество серицита возрастает до 30—50 и даже 70%. Серицит здесь развивается не только по плагиоклазу, но даже по кварцу, что указывает на ярко выраженный калиевый метасоматоз. Таким образом, осветление кварцитов центральной части антиклинория, связанное с серицитизацией, свидетельствует о воздействии на них гидротермальных растворов, что является надежным признаком хрусталеносности.

Мощные толщи сиреневых кварцито-песчаников лишены каких-либо интрузивных пород и тектонических нарушений и не содержат горного хрусталя. Так, на западном крыле Уральского антиклинория в Салединском и Манарагском районах, где сиреневые кварцито-песчаники занимают обширную территорию, на которой не зафиксировано ни одной дайки или интрузива магматических пород, минерализация кварцем наблюдается очень редко и только в виде мелких прожилковых зон, не имеющих практического значения. Незначительное окварцевание приурочено к небольшим зонам дробления в шарнирных частях антиклинальных структур.

### Закономерности образования и размещения кварцевых жил и хрусталеносных гнезд в кварцитах

Несмотря на то, что кварцитами сложена небольшая часть (около 10%) территории хрусталеносной провинции на Приполярном Урале, скопления горного хрусталя нередко локализуются в кварцитах. Объяснить это можно двумя причинами:

1) способностью кварцитов контролировать размещение тектонических зон интенсивной сланцеватости, служащих подводными каналами для хрусталеносных растворов;

2) способностью кварцитов локализовать трещины оперения, необходимые для образования кварцевых жил и хрусталеносных гнезд.

*Роль кварцитов в размещении тектонических зон.* Зоны интенсивного рассланцевания широко развиты в ядре антиклинория, где в основном и сосредоточены гидротермальные хрусталеносные жилы. Основную роль структурного контроля в их размещении играют контакты горных пород, обладающих различными механическими свойствами. К наиболее жестким породам относятся гранитоиды и кварциты. Самые крупные зоны интенсивной сланцеватости образуются в контактах интрузивных тел. Такое явление вполне закономерно, поскольку интрузивные породы внедрялись по глубинным разломам и характеризуются самыми протяженными тектоническими контактами как по простиранию, так и на глубину. На эти контакты, в свою очередь, были наложены более поздние тектонические зоны интенсивного рассланцевания, по которым двигались хрусталеносные гидротермальные растворы.

На втором месте в размещении зон интенсивного рассланцевания после интрузивов стоят крупные линзы кварцитов. В контактах жестких монолитных тел кварцитов, расположенных среди сланцев, также создаются благоприятные условия для развития тектонических зон.

Расположение зоны интенсивного рассланцевания подчинено общему линейному структурному плану Уральского антиклинория и, главным

образом, линейному меридиональному расположению интрузивных массивов и крупных кварцитовых тел.

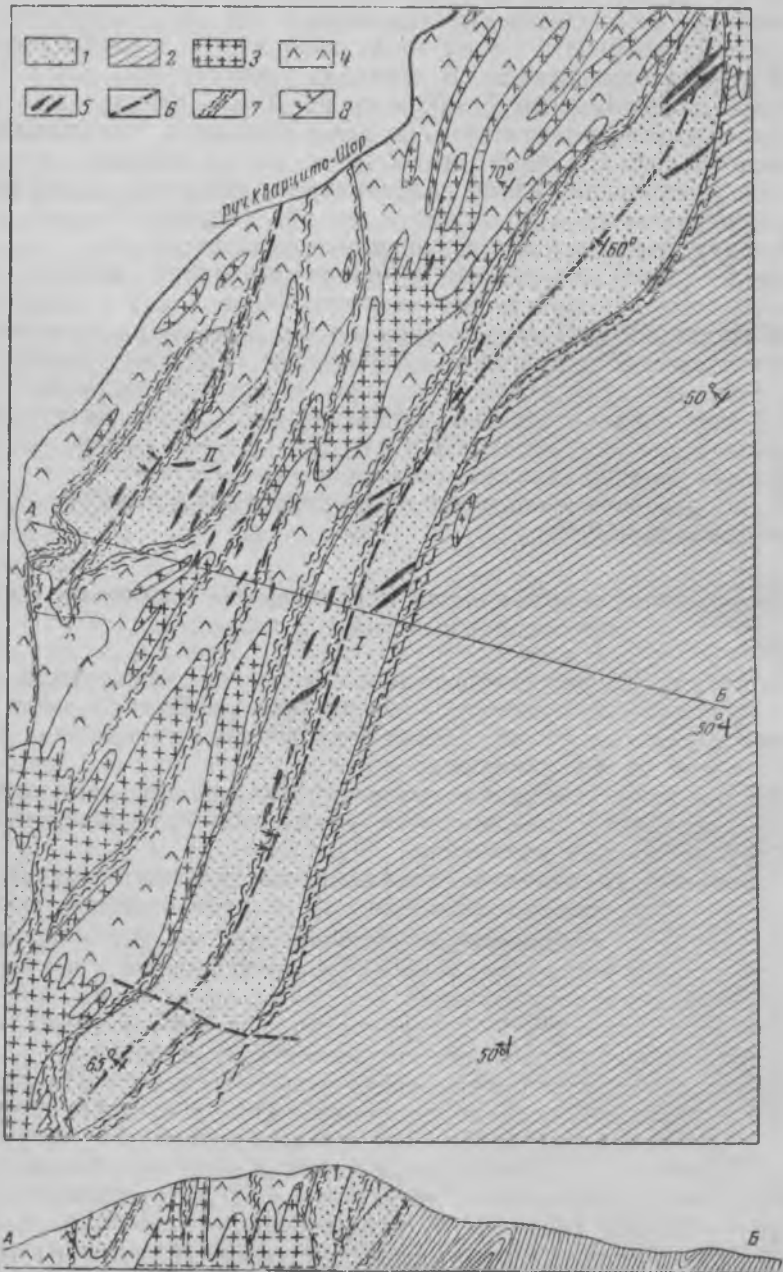


Рис. 1. Схема расположения тектонических зон интенсивной сланцеватости около кварцитовых тел горных хребтов Псевдо-Чендер и Кварцито-Шор

1 — кварциты; 2 — сланцы; 3 — граниты; 4 — диориты; 5 — кварцевые жилы; 6 — поперечные сбросы; 7 — тектонические зоны интенсивной сланцеватости; 8 — оси синклиналей; I и II — жильные поля Псевдо-Чендер и Кварцито-Шор

Тектонические зоны в пределах Уральского антиклинория распределены неравномерно. В центре антиклинальной структуры, где развито большое количество интрузивных массивов и даек, контролирующих глубинные разломы, зоны интенсивной сланцеватости пользуются наибольшим развитием. Здесь они образуют мощную тектоническую полосу, охватывающую шарнирную часть Уральского антиклинория. Эта центральная тектоническая полоса протягивается через весь Приполярный Урал, и к ней приурочены самые крупные линзы кварцитов, с которыми связаны многие месторождения горного хрусталя.

Тектонические зоны интенсивной сланцеватости иногда пересекают кварцитовые линзы по центру, разбивая их на отдельные блоки. Такие явления наблюдаются преимущественно в тех местах, где тела кварцитов ранее были рассечены дайками интрузивных пород. На горе Кварцито-Шор, например, зона интенсивной сланцеватости разрезает кварцевое тело по центру вдоль небольшого апофиза диоритов (рис. 1). Мощная зона интенсивного рассланцевания прослеживается также в центре кварцитовой линзы хребта Большой Чендер по направлению крупной диоритовой дайки. Ширина этой зоны достигает почти 100 м, а длина — несколько километров.

На крыльях антиклинория, где развиты сиреневые кварцито-песчаники, зоны интенсивного рассланцевания, как правило, не образуются. Это объясняется общим затуханием тектоно-магматической деятельности от центра к периферии антиклинальной структуры и однородностью сиреневых кварцитов, неблагоприятной для развития крупных тектонических зон.

Исключение составляет Вангурский район, где прослеживается довольно широкая западная полоса зон рассланцевания протяженностью до 40 км, вытянутая по прослоям ордовикских кварцитов, которые перемежаются со сланцами. Кварциты в этой части западного крыла прорваны мелкими интрузивами гранитоидов и многочисленными дайками диабазов. Изверженные породы прослеживаются здесь небольшим поясом, постепенно затухающим в северном направлении. Вдоль этого пояса и намечается западная хрусталеносная тектоническая полоса. В пределах этой тектонической полосы рассланцевание развито неравномерно. Наиболее крупные тектонические зоны развиваются здесь, так же как и в других местах, по дайкам изверженных пород и около интрузивных массивов. В таких зонах заметно повышается хрусталеносная минерализация.

*Роль кварцитов в локализации оперяющих трещин.* В оперяющих трещинах, образующихся около тектонических зон интенсивного рассланцевания, локализуются кварцевые жилы и хрусталеносные гнезда. Трещины оперения развиваются в различных горных породах по-разному. Для их максимального проявления благоприятными являются жесткие породы [2], к которым на Приполярном Урале относятся кварциты (рис. 2). Оперяющие трещины образуются только около тех тектонических зон, которые имеют четкие контуры. При расплывчатых очертаниях тектонических зон, характеризующихся постепенным переходом интенсивно рассланцованных пород к массивным, трещины оперения, как правило, не развиваются.

Поскольку кварциты относятся к наиболее жестким породам [3], в их контактах обычно развиваются четкие зоны сланцеватости, а в самих кварцитах — трещины оперения. Тектонические зоны с постепенными переходами от интенсивно рассланцованных пород к массивным формируются в контактах горных пород, близких по механическим

свойствам. В этом случае сланцеватость постепенно затухает в обе стороны от контакта. Такие зоны часто появляются внутри кварцитовых толщ и в других однородных породах (рис. 3).

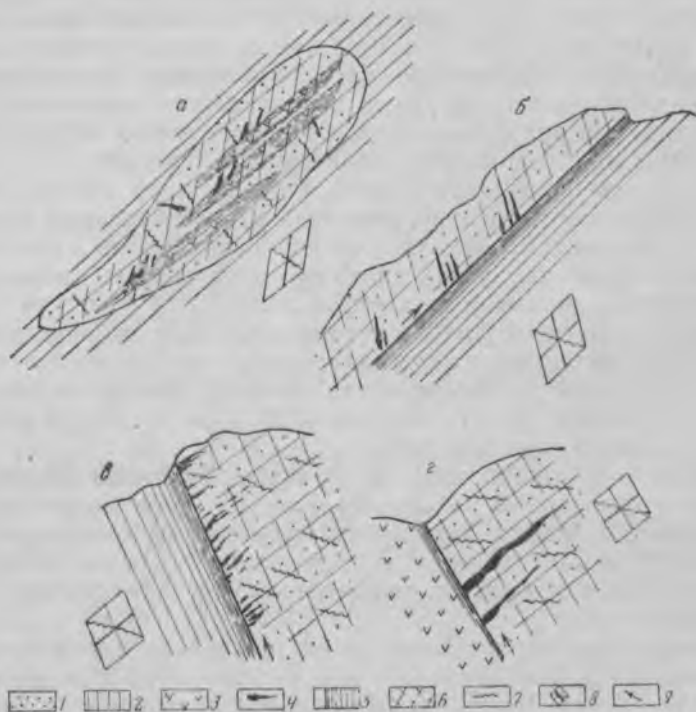


Рис. 2. Примеры локализации кварцевых жил в трещинах оперения, развивающихся в кварцитах около зон интенсивной сланцеватости:  
а — в плане; б, в, г — в поперечных разрезах

1 — кварциты; 2 — сланцы; 3 — диабазы; 4 — кварцевые жилы; 5 — зоны интенсивной сланцеватости; 6 — трещины скалывания (секущие и согласные); 7 — трещины отрыва; 8 — изображение тектонических трещин с помощью ромба деформации; 9 — направление движения блоков

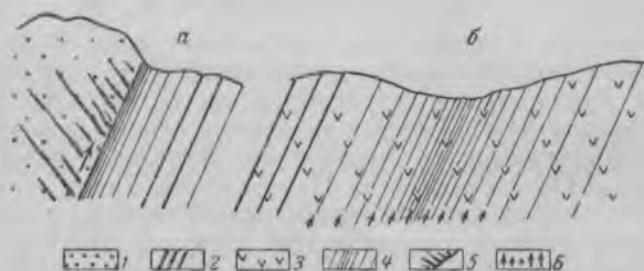


Рис. 3. Примеры тектонических зон интенсивной сланцеватости с резкими переходами от тонкорассланцованных пород к массивным (а) и с постепенными плавными переходами (б)

1 — кварциты; 2 — сланцы; 3 — однородные породы; 4 — тектонические зоны интенсивной сланцеватости; 5 — трещины оперения; б — затухание амплитуд скольжения от центра к периферии тектонических зон

Отсутствие или очень слабое развитие в этом случае трещин оперения объясняется микроскольжением по многочисленным плоскостям сланцеватости, происходящим по всей мощности зоны с постепенным затуханием амплитуд скольжения от центра к периферии тектонических зон.

Вторым важным условием в развитии оперяющих трещин является наличие жестких пород в висячем, а не в лежащем боку тектонических зон. Это положение предопределяет одну из главных закономерностей в образовании оперяющих трещин: развитие их только в вышележащие породы, расположенные в висячем боку тектонических зон. Следовательно, более благоприятными для образования оперяющих трещин являются лежащие бока кварцитовых линз. Вот почему в кварцитах Приполярного Урала, примыкающих к тектоническим зонам со стороны висячего бока, расположена большая часть жильных полей (см. рис. 2).

Таким образом, кварциты являются благоприятными породами для образования кварцевых жил и хрусталеносных гнезд. Именно около кварцитов, как наиболее жестких пород, формируются четкие тектонические зоны интенсивного рассланцевания, по которым возможны подвижки блоков жестких пород с образованием концентрированных скоплений оперяющих трещин. Крупные жильные зоны в лежащих боках кварцитовых тел развиты на горах Кварцито-Шор, Верхний Парнук, Юбилейная, Харота и др.

*Условия расположения оперяющих трещин.* Во всех метаморфических породах осадочного происхождения, собранных в складки, самыми распространенными являются три системы трещин: две сопряженные системы трещин скалывания и одна система трещин отрыва.

Для Уральского антиклинория характерно два четко выраженных варианта расположения отмеченных систем трещин по отношению к общей складчатой структуре, особенно оперяющих трещин, развитых около рассланцевания.

В первом варианте (рис. 4, а, б), наиболее широко распространенном на Приполярном Урале, две сопряженные системы трещин скалывания имеют меридиональное залегание, согласное с общим простиранием складчатых структур и тектонических зон. Падение трещин противоположно друг другу: одна система трещин скалывания имеет падение по направлению сланцеватости пород (согласные), а вторая сечет плоскости сланцеватости почти под прямым углом (секущие). Трещины отрыва в этом варианте имеют горизонтальное залегание.

Судя по расположению тектонических трещин, эллипсоид деформации во многих местах Уральского антиклинория ориентирован длинной осью *A* по вертикали, средней осью *B* — по их простиранию, а самой короткой осью *C* — поперек складчатости в направлении наибольшего давления пород (см. рис. 4, а). Следовательно, в первом варианте трещины скалывания в плане располагаются параллельно друг другу, а в разрезе пересекаются между собой под углом, близким к прямому.

Второй вариант (см. рис. 4, в, г), широко развитый в кварцитах, характеризуется другим расположением оперяющих трещин: две сопряженные системы трещин скалывания в плане пересекаются между собой, а в разрезе имеют параллельное залегание (см. рис. 4, в). При этом одна система трещин скалывания в подавляющем большинстве случаев остается согласной по отношению к зонам рассланцевания, а секущие трещины пересекают горные породы по диагонали не только по падению, но и по простиранию. Трещины отрыва располагаются также по диагонали, направленной в другую по отношению к секущим тре-

щинам скалывания сторону. В таких случаях трещины отрыва всегда секут тупой угол, образованный сопряженными трещинами скалывания, пополам (см. рис. 4, *з*). Такое расположение тектонических трещин позволяет предполагать, что эллипсоид деформации во втором варианте имеет другую ориентировку осей: длинная ось *A* располагается горизонтально (по простиранию основных структур), средняя ось *B* лежит вертикально, а короткая ось *C* остается в том же положении (поперек складчатых структур).

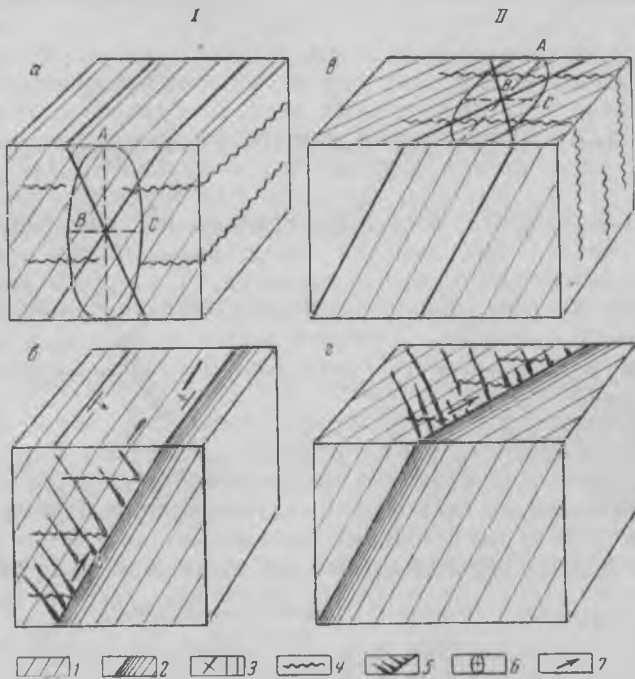


Рис. 4. Два варианта расположения оперяющих трещин около тектонических зон интенсивной сланцеватости: *а, б* — I вариант, *в, з* — II вариант

*1* — залегание пород; *2* — тектонические зоны интенсивной сланцеватости; *3* — трещины скалывания; *4* — трещины отрыва; *5* — трещины оперения; *6* — эллипсоид деформации с осями *A, B, C*; *7* — направление движения блоков

Следовательно, эллипсоид деформации во втором варианте повернут по отношению к первому на  $90^\circ$  вокруг оси *C* (см. рис. 4, *в*).

Таким образом, план деформации в разных участках антиклинальной структуры различен. В одних участках максимальное растяжение среды, всегда совпадающее с осью *A*, происходило по простиранию пород, а в других — по падению. В обоих случаях постоянным сохранялось широтное направление сжимающих усилий (по оси *C*).

Как показывают наблюдения, изменение плана деформации в различных участках антиклинория обусловлено тектоническими усилиями, вызывавшими подвижки блоков жестких пород по тектоническим зонам интенсивного расланцевания. При подвижках взбросового характера трещины оперения располагались по первому варианту (см. рис. 4, *б*), а при подвижках сдвигового характера — по второму варианту (см. рис. 4, *з*).

В отличие от заложения оперяющих трещин, которое всегда осуществлялось в условиях интенсивного сжатия, раскрытие их произошло в процессе расширения среды, когда блоки жестких пород начали двигаться по тектоническим зонам интенсивного расщепления [1]. Такие подвижки можно рассматривать как сбросовые или сбросово-сдвиговые. При скольжении вниз в опускающихся блоках начина-

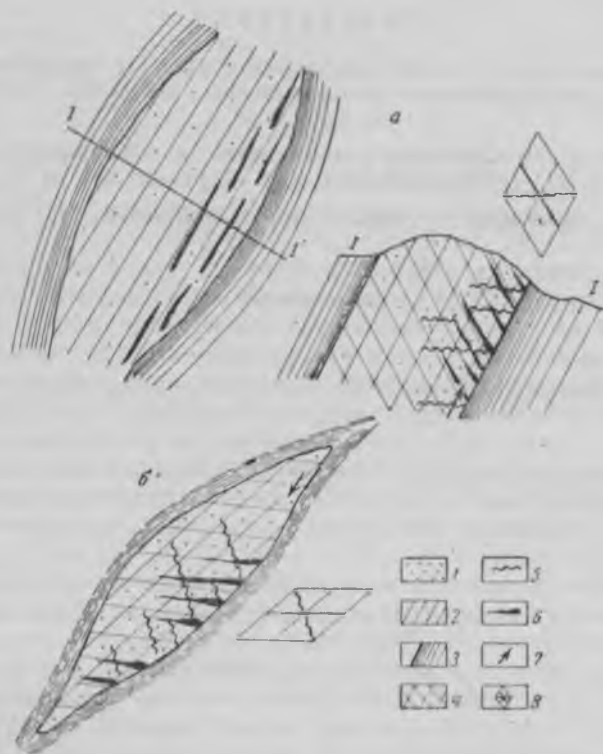


Рис. 5. Примеры локализации кварцевых жил по первому (а) и второму (б) вариантам

1 — кварциты; 2 — сланцы; 3 — зоны интенсивной сланцеватости; 4 — трещины скальвания; 5 — трещины отрыва; 6 — кварцевые жилы; 7 — направление движения блоков; 8 — изображение трещины скальвания и отрыва с помощью ромба деформации

ли раскрываться ранее заложённые трещины оперения (скальвания или отрыва), в которых разместились кварцевые жилы и хрусталеносные гнезда.

С трещинами оперения по первому варианту связаны многие хрусталеносные тела Хобейнского и Вангурского районов, где кварцевые жилы локализуются в лежащих боках кварцитовых линз, по зальбандам которых прослеживаются четкие зоны интенсивной сланцеватости. Жилы приурочены к трещинам скальвания, залегающим согласно с простираем вмещающих пород, но секущим эти породы по падению (рис. 5, а).

Самое большое количество жильных полей, расположенных в кварцитах, связано с секущими трещинами оперения, развитыми по второму варианту. К ним относятся, например, все жильные поля в кварцитах центральной хрусталеносной полосы и восточного крыла Уральского антиклинория. На этих жильных полях кварцевые жилы залегают в оперяющих трещинах скалывания, расположенных в плане по диагонали (см. рис. 5, б).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вировлянский Г. М. О тектонических условиях внедрения даек и формирования руд в гидротермальных месторождениях. Советская геология, № 50, 1956.
  2. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
  3. Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, 1939.
-

*Л. С. Пузанов*

## К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЖИЛОВМЕЩАЮЩИХ СТРУКТУР ПРОЯВЛЕНИЙ ГОРНОГО ХРУСТАЛЯ

При изучении структур проявлений горного хрусталя основное внимание обычно обращается на форму и условия залегания трещин и нарушений, к которым приурочены хрусталеносные жилы. Исследованию истории развития хрустале вмещающих структур, начиная со времени их заложения, заполнения жильным материалом и кончая этапом послележильной тектоники, должного внимания не уделяется. Тем не менее этот вопрос заслуживает серьезного изучения уже хотя бы потому, что хрусталеносная минерализация связывается с наиболее поздними этапами послемагматической деятельности, до начала которой хрустале-вмещающие структуры проходят длительный и весьма сложный путь развития.

Перед геологом, изучающим структуры проявлений горного хрусталя (отдельных жил и жильных полей), встает ряд вопросов, правильное решение которых помогает выяснению закономерностей пространственного размещения и локализации хрусталеносных жил и выбору правильного направления поисково-разведочных работ.

Нередко трещины в разновозрастных породах имеют одну и ту же ориентировку и на основании этого считаются разновозрастными. Некоторые исследователи (А. В. Пэк, Ф. И. Вольфсон, Н. И. Бородаевский) отмечали, что трещины в молодых породах иногда по морфологии, ориентировке, интенсивности развития не отличаются от трещин в более древних породах, и на основании этого факта делали вывод о подновлении, унаследовании направлений молодыми трещинными структурами более древних и соответственно о приуроченности поздних по времени формирования рудных тел к древним структурам.

Л. И. Лукин, И. П. Кушнарев, В. Ф. Чернышев [3] и др. придают большое значение повторяемости направлений разновозрастных систем трещин при формировании рудных полей и отдельных жильных месторождений, считая, что жиловмещающие структуры часто приурочены к трещинам, заложенным значительно раньше начала процесса минерализации. Они отмечают, что «в процессе развития структуры характер одних и тех же старых систем трещин не остается все время неизменным. Так, трещины, возникающие как сколовые, могут в дальнейшем приоткрываться как трещины разрыва, а затем снова превратиться в трещины скалывания; при этом направление подвижек в их плоскости может измениться». Естественно, что при этом формируется сопряженная система трещин скола и разрыва, часто являющихся более благоприятными структурами для локализации жильных тел.

Для выяснения истории формирования хрустале вмещающих структур необходимо провести следующий комплекс исследований:

1. Полевые наблюдения над морфологией жильных вмещающих и трещинных структур.

2. Наблюдения над взаимоотношениями различных по времени формирования жильных образований.

3. Последовательный замер элементов ориентировки большого количества трещин в определенных участках структур.

4. Последовательный замер элементов ориентировки возможно большего количества различных жильных образований.

5. Статистическую обработку и составление диаграмм ориентировки трещин и жил.

6. Макроскопическое и петрографическое изучение структурно-текстурных особенностей жильного заполнения различных типов жил.

7. Правильный отбор ориентированных шлифов и обработку их на столике Федорова.

8. Составление диаграмм ориентировки оптических осей или плоскостей спайности минералов (кварца, кальцита, слюд).

9. Методически правильную интерпретацию собранных и обработанных материалов.

Наблюдения проводились нами в Верхне-Буреинском районе Хабаровского края в районе проявлений горного хрусталя, расположенных в разновозрастных отложениях и различных частях тектонической структуры.

В геологическом строении районов проявлений, находящихся в 35 км друг от друга, принимают участие осадочно-метаморфические, интрузивные и эффузивные породы архейского, нижне- и верхнепротерозойского и мелового возраста. Архей представлен гнейсами, ортогнейсами, кристаллическими сланцами и слюдяными кварцитами, развитыми на сравнительно ограниченной площади и слагающими ядро крупной антиклинальной складки.

Гнейсы имеют разные углы падения и невыдержанное в целом меридиональное простирание. Нижний протерозой сложен амфиболовыми и слюдяно-кварцевыми сланцами, а верхний протерозой — филлитовидными сланцами и песчаниками, развитыми на значительной площади района и слагающими крылья антиклинальной складки, осложненной более мелкими складками с углами падения крыльев от 20 до 60—70°. К верхнему мелу относятся покровы кварцевых порфиров и плагиоклазовых порфиритов, а также их туфов и агломераты.

Среди интрузивных пород выделяются крупные массивы гранитоидов варисского и ларамийского возраста. Варисские гранитоиды формировались в несколько фаз; среди них выделяются биотит-роговообманковые равномернозернистые граниты, гранодиориты и диориты. Ларамийские гранитоиды имеют более широкое распространение и представлены порфировидными гранитами, гранодиорит-порфирами и кварцевыми диоритами. Гранитоиды образуют большой массив типа батолита с очень пологой кровлей. В контакте с массивом вмещающие породы подверглись ороговиканию, грейзенизации, турмалинизации и интенсивным гидротермальным изменениям. С ларамийскими гранитоидами связаны многочисленные дайки и штоки гранит-порфиров, аплитов, шпильки и линзы пегматитов, зоны скарнов, кварцево-рудные жилы с редкими и цветными металлами, кварцево-полевошпатовые, кварцево-карбонатные, кварцевые, в частности хрусталеносные жилы.

Батолит ориентирован под углом 10—15° к простиранию шарнира антиклинали. Последняя осложнена крупными сбросами и взбросо-

сдвигами трех направлений: субмеридионального, субширотного и северо-восточного. Крупные нарушения были заложены в домезозойское время. Дальнейшее развитие этих нарушений и сопряженных с ними трещин происходило в мезозое в связи с движениями консолидированных блоков.

Описываемые проявления горного хрусталя имеют послемеловой возраст, поэтому характер дизъюнктивных движений в значительной степени определяет особенности тектонической обстановки формирования жильовмещающих трещин и их генезис. Одно из проявлений приурочено к верхней части разреза архейских гнейсов и расположено в апикальной части антиклинальной складки. Гнейсы здесь падают на северо-северо-восток под углом  $10-20^\circ$  и смяты в складки с амплитудой до 1—2 м. Складки приурочены к зонам нарушений северо-восточного простирания. К северо-восточным нарушениям приурочены нехрусталеносные жилы, морфология которых и зональное строение слагающего их кварца свидетельствуют о том, что жилы связаны с открытыми трещинами растяжения. В этап хрусталеобразования вдоль висячих боков нехрусталеносных жил произошли крутые взбросы, обусловившие заложение пологопадающих оперяющих трещин, послуживших камерами-кристаллизаторами для горного хрусталя.

Второе проявление горного хрусталя находится в верхней части разреза верхнепротерозойских отложений, представленных песчано-сланцевыми породами, содержащими линзообразные залежи скарнов. Оно приурочено к северо-восточному крылу антиклинали, падающему на северо-восток под углом  $20-40^\circ$ . На общем фоне моноклинального падения пород отмечается интенсивная мелкая складчатость с амплитудой 2—3 м; крылья складок имеют углы падения от  $30$  до  $70^\circ$ . В районе проявления развиты сбросы субмеридионального и субширотного простирания, а также зоны смятия, связанные с малоамплитудными взбросами субширотного направления. Проявление расположено в пределах зоны смятия и формировалось в два этапа. В первый этап развивались взбросы, через которые проникали скарнообразующие флюиды. Во второй этап происходили повторные подвиги по взбросам, сопровождавшиеся заложением оперяющих трещин, к которым приурочены хрусталеносные жилы. Условия локализации хрусталеносных жил на описываемых проявлениях характеризуются следующими этапами.

На проявлении, расположенном в архейских гнейсах, развито три основные системы трещин (максимумы I, II, III) (рис. 1).

Относительно общей структуры участка проявления, расположенного в апикальной части антиклинали, трещины должны занимать положение, определяемое эллипсоидом деформации с учетом морфологии самих трещин.



Рис. 1. Диаграмма ориентировки трещин в архейских породах. 150 замеров. Изолинии проведены через  $\langle 1-2-4-6-10 \rangle \%$ . + — кварцевые жилы

Трещины максимума I с плотностью распределения более 4% имеют северо-северо-западное падение под сравнительно пологими углами (10—35°) и по своей морфологии должны быть отнесены к трещинам разрыва. К ним приурочены маломощные линзообразные жилы, сложенные молочно-белым массивным кварцем.

Трещины максимума II с плотностью более 10% имеют северо-восточное простирание и крутое падение (75—85°) на северо-запад и юго-восток. Связанные с ними кварцевые жилы характеризуются неровными стенками, невыдержанностью по простиранию и протяженностью до 120 м. Эти трещины также являются трещинами разрыва.

Трещины максимума III имеют плотность более 2%, северо-западное простирание, крутое падение (70—80°) и ровные стенки. Они являются сколовыми трещинами. К ним приурочены единичные кварцевые жилы.

Известно, что при одном положении эллипсоида деформации не могут одновременно формироваться две системы трещин разрыва. Исходя из интенсивного развития трещин разрыва максимума II, ориентированных вкрест простирания складки, эллипсоид деформации должен быть ориентирован длинной осью *A* вдоль оси складки, при оси *B* вертикальной, а оси *C* — горизонтальной. При этом, кроме трещин разрыва, должны развиваться две системы крутопадающих трещин скола, расположенных относительно трещин разрыва



Рис. 2. Диаграмма ориентировки оптических осей кварца. Биотит-кварцево-полевошпатовый гнейс. Шлиф ориентирован перпендикулярно к полосчатости гнейсов. 300 замеров оптических осей кварца. Изолинии проведены через <math>0,3-1-3-4\%</math>. *s* — направление полосчатости, *a*, *b* и *c* — оси ориентированной структуры

под углом примерно 45°. Однако четких максимумов таких трещин скола на диаграмме (см. рис. 1) не наблюдается. На их развитие указывают слабые участки (IV и V) с незначительной плотностью распределения таких трещин. Образование трещин максимумов I и III при вышеуказанной ориентировке эллипсоида деформации не находит объяснения.

Поскольку описываемое проявление залегает среди древней толщи гнейсов, а кварцевые жилы, приуроченные к трещинам разрыва (максимум II), имеют ларамийский возраст, трещины максимумов I и III, очевидно, могли быть связаны с древней складчатостью и, следовательно, с иным положением эллипсоида деформации. Для выяснения этого был изучен по методу Зандера ряд ориентированных шлифов вмещающих пород. Приведенная на рис. 2 диаграмма отвечает строению типичного *B*-тектонита, что определяет положение осей ориентированной структуры с осью *b*, совпадающей с простиранием пород.

Известно, что в соотношении осей эллипсоида деформации (*A*, *B*, *C*) и осей ориентированной структуры (*a*, *b*, *c*) имеется следующая связь:  $A \neq a$ ;  $B = b$ ;  $C \neq c$  (А. В. Пэк, 1936 г.). Таким образом, диаграмма (см. рис. 2) показывает ориентировку оси *B* эллипсоида вдоль складчатости.

что не совпадает с положением принятой плоскости деформации, сингенетичной поперечным трещинам разрыва. Создавшееся противоречие находит свое разрешение в характере самих *B*-тектонитов, типичных для первых этапов складкообразования, когда ось *A* эллипсоида вертикальна, а *B* — горизонтальна и перпендикулярна деформирующим усилиям. При таком положении эллипсоида становится ясным генезис трещин максимумов I и III: первые — трещины разрыва, перпендикулярные к оси *A*; вторые — трещины скола, пересекающиеся в оси *B*.

При приобретении складчатыми структурами в завершающие этапы движений определенной жесткости происходило формирование поперечных трещин разрыва максимума II, что указывает на горизонтальное положение эллипсоида деформации, т. е. на поворот его на 90° вокруг оси *C*. В этом положении эллипсоида формировались также трещины скалывания (IV, V), не получившие широкого развития.

В соответствии с генезисом и последовательностью развития трещинных структур проявления определяется относительный возраст приуроченных к ним кварцевых жил. Пологозалегающие кварцевые жилы являются более древними, что подтверждается ксенобластовой структурой кварца, сильной раздробленностью его зерен, облачным и мозаичным угасанием. Поперечные кварцевые жилы также несут следы метаморфизма, но выражен он во много раз слабее, чем в первых.

Хрусталеносные жилы проявления в архейских гнейсах тесно связаны с поперечными кварцевыми жилами, однако они несингенетичны последним. Хрусталеносные жилы сформировались после повторных тектонических подвижек типа взбросов вдоль поперечных жил, висячих боках которых образовались трещины разрыва. Шестоватый кварц и горный хрусталь залегают в полостях, приуроченных к трещинам разрыва, почти согласных с полосчатостью вмещающих пород, а в зонах брекчий выполняют промежутки между обломками.

На втором проявлении при смятии верхнепротерозойских отложений в складки, имеющие направление, в целом близкое к простиранию архейской складчатости, происходило унаследование ранее заложенных трещинных структур и формирование новых.

На рис. 3 устанавливаются системы трещин, ориентировка которых аналогична ориентировке трещин в архейских породах (см. рис. 1). Замеры трещин в районе проявления производились в пределах северо-восточного крыла антиклинали. Здесь развито пять систем трещин — максимумы I, II, III, IV, IVa, различающихся по своему характеру, положению в структуре и взаимоотношению друг с другом. Трещины максимумов I и II с плотностью более 4 и 5% являются по своим морфологическим особенностям и положению в структуре участка трещинами разрыва. Они аналогичны трещинам максимумов I и II в архейских породах.



Рис. 3. Диаграмма ориентировки трещин в верхнепротерозойских породах. 300 замеров. Изолинии нанесены через  $\langle 1-2-3-4-5 \rangle^\circ$

Максимум III характеризует трещины северо-западного простирания, согласные с простиранием пород, с крутыми углами падения ( $75-85^\circ$ ), максимум IV — трещины с широтным простиранием и почти вертикальным падением. Морфология трещин, борозды скользяния на плоскостях указывают на то, что они являются трещинами скола. На рис. 3 выделяется слабый максимум IVa, отвечающий разрывным трещинам, располагающимся в зоне широтных взбросов.

Системы трещин максимумов III и IV аналогичны таковым в архейских гнейсах, однако имеют более широкое развитие.

Диаграммы ориентировки оптических осей кварца из верхнепротерозойских отложений района проявления (рис. 4, а) и одного из его карьеров, вскрывших кварцевую жилу (рис. 4, б), отвечают строению типич-

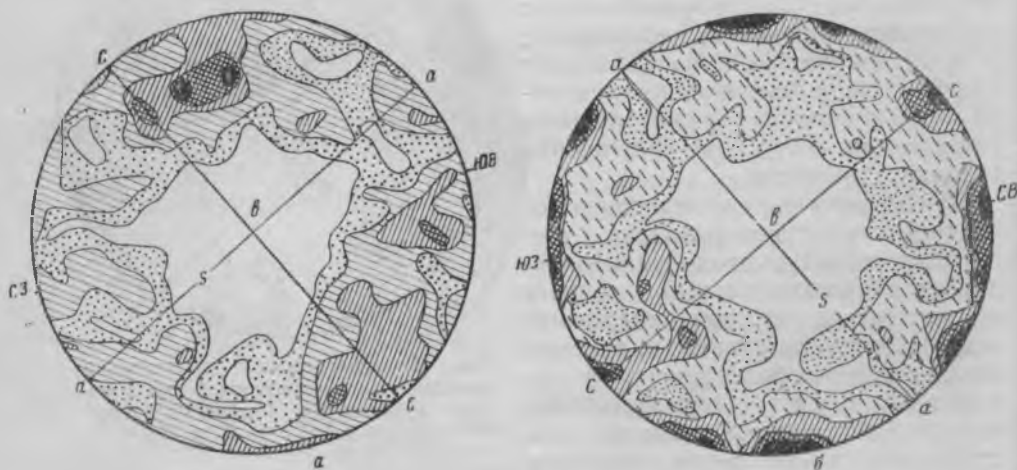


Рис. 4. Диаграммы ориентировки оптических осей в кварцево-биотитовом сланце района проявления (а) и из карьера, вскрывшего кварцевую жилу (б). Шлифы, перпендикулярные к плоскости сланцеватости. 300 замеров оптических осей кварца. Изолинии проведены через  $<0,3-1-2-3-4>\%$ . а, в, с — оси ориентированной структуры, s — направление сланцеватости

ных В-тектонитов, что определяет положение осей ориентированной структуры с осью в, совпадающей с простиранием пород. Следовательно, как и на проявлении в архейских гнейсах, ось А эллипсоида деформации на первом этапе складкообразовательных движений, обусловивших складчатость верхнего протерозоя, была ориентирована вертикально. При этом сформировались пологие трещины разрыва максимума I и крутопадающие трещины скалывания максимума III. Трещины максимумов II и IV сформировались во II этапе при горизонтальном положении оси А эллипсоида.

На рис. 3 выделяются трещины системы IVa, которые не могли образоваться в ранние этапы. Эти трещины представляют наибольший интерес, так как в них локализуются хрусталеносные жилы.

Для выяснения генезиса трещин максимума IVa был произведен замер трещин в карьере, вскрывшем хрусталеносные кварцевые жилы, приуроченные к зоне широтного взброса (рис. 5). Составленная диаграмма аналогична диаграмме, приведенной на рис. 3, за исключением плотностей ряда максимумов. Наибольшую плотность имеют максимумы IV и IVa, плотность максимума II значительно уменьшается. Диа-

грамма (см. рис. 5) отражает особенности формирования трещин при движениях, предшествовавших процессам хрусталеобразования. В то время происходили взбросовые перемещения по трещинам скалывания, заложенным во второй этап складчатости. Здесь, естественно, еще



Рис. 5. Диаграмма ориентировки трещин в карьере проявления в протерозойских породах. 120 замеров. Изолинии нанесены через  $<0,5-1-3-5-7-9>^{\circ}/_0$

большее развитие имели трещины скалывания (максимум IV) и формировалась сопряженная с последними система трещин разрыва (максимум IVa), падающих на север под углом  $40-50^{\circ}$ . Эллипсоид деформации при таких движениях имел наклонную ориентировку: ось A отклонялась от вертикального положения на  $30-40^{\circ}$  к северу, ось B была параллельна плоскости взброса, ось C — перпендикулярна к оси A. Результаты наблюдений над характером трещин в зоне взбросов подтверждают такую ориентировку эллипсоида.

При взбросовых перемещениях по широтным зонам, сопровождавшихся формированием трещин разрыва, происходило скольжение по плоскостям наложения между дислоцированными породами различного состава — скарпами и кварцево-сланцевыми сланцами, что обуславливало образование полостей отслоения на изгибах пластов. Трещины разрыва и комбинации их с полостями отслоения являются основными хрусталеобразующими структурами — камерами-кристаллизаторами.

На первом этапе формирования проявления минерализующие флюиды, поднимаясь по широтным крутонападающим трещинам, дали начало образованию пластовых линзовидных залежей скарнов, преимущественно в висячих боках нарушений.

Во второй этап при взбросовых подвижках вдоль тех же широтных трещин образовались трещины разрыва и полости отслоения в надвинутых блоках пород. Гидротермальные растворы «засасывались» в результате образования вакуума в полостях [1]. В результате метасоматических процессов между раствором и боковой породой происходило дополнительное обогащение минерализующего раствора кремнеземом и, наконец, образование ряда генераций горного хрусталя [4].



Рис. 6. Диаграмма ориентировки кварцевых жил в протерозойских породах. 94 замера. Изолинии проведены через  $<0,5-1-2-3-4-6-8>^{\circ}/_0$

Этапами формирования систем трещин определяются размещение и возраст кварцевых жил района (рис. 6).

С первым этапом трещинообразования связана локализация жил максимумов I и III. Эти жилы имеют наиболее древний облик. Они сложены сильно метаморфизованным мелкокристаллическим раздробленным кварцем, имеющим мозаичное и облочное угасание:

1. Пологие жилы, приуроченные к трещинам разрыва, распространены наиболее широко. Они падают в северо-северо-восточном направлении под углом  $5-25^\circ$  (максимум I).

2. Кварцевые жилы, приуроченные к трещинам скола того же возраста (максимум III), не получили широкого развития.

Со вторым этапом трещинообразования связано формирование наибольшего числа кварцевых жил. Они образуют максимумы II, IV и V:

3. Поперечные кварцевые жилы северо-восточного простирания с вертикальным падением (максимум II) и сложной морфологией. Они имеют неровные зальбанды, и на фоне крутого залегания наблюдается падение их в противоположные стороны под углами от  $40$  до  $70^\circ$ . Длина этих жил не более  $100-120$  м, располагаются они по отношению друг к другу кулисообразно. Жилы часто имеют зональное строение и содержат обломки вмещающих пород. Морфология жил свидетельствует о приуроченности их к трещинам разрыва.

4. Кварцевые жилы широтного простирания характеризуются углами падения от  $70$  до  $90^\circ$  (максимум IV с плотностью более  $8\%$ ). Эти жилы относятся к диагонально-секущим. Они повторяют направление рудовмещающих структур редкометалльных проявлений и рудных тел. На проявлении такое же направление имеют зоны изменения (окварцевания, скарирования) песчаников и сланцев. Для кварцевых широтных жил характерны прямолинейные контакты и значительная протяженность (до  $800$  м). Диагонально-секущие жилы связаны с трещинами скола. Весьма характерным для диагонально-секущих рудных и кварцевых жил является их приуроченность к широтным зонам интенсивного смятия и брекчирования пород. В пределах таких зон рудные жилы обычно расположены параллельно на расстоянии нескольких метров друг от друга.

5. Субмеридиональные кварцевые жилы максимума V имеют меньшее развитие. Они также несут характерные черты жил, приуроченных к трещинам скола.

С третьим этапом трещинообразования связаны кварцевые жилы максимумов IVa и Va:

6. Значительное распространение имеют кварцевые жилы субширотного простирания (максимум IVa с плотностью более  $4\%$ ). Они приурочены к трещинам разрыва и полостям отслоения. Жилы имеют неровные зальбанды, секут слоистость пород вблизи крутопадающих субширотных нарушений. Мощность их обычно не превышает  $0,5$  м. Местами зальбанды жил являются согласными с вмещающими породами и мощность их в таких случаях увеличивается до  $1,5-2$  м. Особенность таких жил — высокая хрусталеносность, что резко отличает их от жил максимума Va.

Таким образом, в формировании хрусталеносных жил района отмечается четкая структурная связь с наиболее поздними этапами трещинообразования.

Приведенный фактический материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Формирование трещин на проявлениях горного хрусталя происходило в несколько этапов дислокационного процесса.

2. Формирование хрустальвмещающих структур связано с наиболее поздним этапом трещинообразования.

3. Структурный анализ Зандера—Пэка облегчает интерпретацию фактического материала при восстановлении истории развития трещинной тектоники формирования хрусталеносных жил.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

2. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.

3. Лукин Л. И., Кушнарев И. П., Чернышев В. Ф. О повторяемости направлений разновозрастных систем трещин. Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. Тр. ИГЕМ, вып. 162. Изд. АН СССР, 1955.

4. Пузанов Л. С. Околожильные изменения и роль вмещающих пород при формировании хрусталеносных жил в скарнах. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. LXXXIX, вып. 3, 1960.

5. Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, 1959.

---

*В. И. Бергер*

### СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ ЮЖНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА

Алданские проявления горного хрусталя являются объектом длительного и систематического изучения. Структура проявлений подробно освещена Е. М. Лазько [10], отдельные структурные особенности хрусталеносных жил Алдана рассмотрены Н. К. Морозенко [12] и Н. П. Ермаковым [6].

Е. М. Лазько отмечает, что многие проявления горного хрусталя Алдана располагаются в пределах брахискладок. Однако он, так же как и Н. К. Морозенко, подчеркивает, что складчатые структуры не играют большой роли в локализации хрусталеносных образований. Размещение кварцевых жил, по Е. М. Лазько, целиком определяется развитием и положением крутопадающих зон дробления, рассланцевания и интенсивной трещиноватости кварцитов. Эти зоны имеют преимущественно широтную или близкую к ней ориентировку и секут складчатые структуры.

Изучение хрусталеносности южной части Алданского щита, проведенное в последние годы, позволяет значительно уточнить представления о генезисе и этапах формирования тектонических структур, определяющих локализацию кварцевых жил.

#### Общая тектоническая структура

На территории Алданского щита хрусталеносные кварцевые жилы размещаются в кварцитах верхнеалданской свиты иенгской серии архейского метаморфического комплекса. Мощность свиты 3000—3500 м [18]. В ее составе основную роль играют кварциты, переслаивающиеся с кристаллическими сланцами и гнейсами основного состава (амфибол-пироксеновыми, биотит-амфиболовыми и др.) и высокоглиноземными силлиманитовыми, кордиеритовыми и гранатовыми гнейсами. Эти породы преобладают в верхней части свиты и иногда выделяются в так называемую гранатовую подсвиту.

В южной части щита горные породы верхнеалданской свиты слагают площадь около 15 000 км<sup>2</sup>, окаймленную с юга протерозойскими образованиями Станового хребта. На западе архейские породы перекрыты континентальными юрскими отложениями, залегающими в грабенообразных впадинах.

Толща архейских пород смята в сложную систему складок, объединяющихся в два антиклинория, разделенных синклинорием. Антиклинории сложены преимущественно кварцитами нижней части верхнеалданской свиты. В пределах синклинория обнажается пестрая пачка горных

пород гранатовой подцветки, содержащей лишь отдельные прослои кварцитов. Основные структуры имеют северо-восточное простирание и только на юге у границы щита они приобретают широтную или западно-северо-западную ориентировку. Антиклинории имеют ширину до 20 км и протягиваются на десятки километров. Они состоят из ряда линейных складок второго порядка, в свою очередь осложненных мелкой складчатостью. Размах крыльев складок составляет 2—3 км, углы падения горных пород на крыльях достигают 70—80°, но обычно не превышают 45—50°. Складки чаще всего симметричны, реже наблюдаются наклонные или опрокинутые структуры. На участках интенсивной мигматизации фиксируется изоклинальная складчатость, имеющая обычно локальное развитие.

Наиболее характерной особенностью перечисленных складчатых структур является поднятие и погружение шарниров складок [5, 9]. На участках перегибов шарниров образуются местные периклинали и центроклинали. При детальном картировании небольших площадей в отрыве от окружающей геологической обстановки эти осложнения линейных складчатых структур нередко принимаются за типичные брахискладки.

В южной части Алданского щита практически все поля хрустальных кварцевых жил приурочены к участкам брахиальных осложнений складок. В связи с этим выделение таких участков и выяснение причины погружения шарниров складок приобретает особое значение.

Е. М. Лазько считал брахиальные осложнения складок результатом воздействия протерозойских тектонических процессов на архейские складчатые структуры в краевой части Алданского щита и рассматривал краевую зону щита как «внешнюю зону протерозойской складчатости», для которой характерно формирование брахискладок [9, 10]. Однако исследования, проведенные группой сотрудников Лаборатории геологии докембрия АН СССР [5], а также данные Л. М. Мишкина и др. свидетельствуют о распространении брахиформных структур в архейских породах центральной части Алданского щита за пределами его краевой зоны. По мнению З. Г. Ушаковой, ундуляция шарниров характерна для складчатых структур в породах венгерской серии [18]. Таким образом, брахиальные осложнения являются отличительной чертой архейских складчатых структур вообще, независимо от их положения по отношению к границам Алданского щита или его краевой зоне, где, по мнению Е. М. Лазько, проявилась протерозойская складчатость.

На основании анализа некоторых особенностей складчатых структур архея Алданского щита М. Д. Крылова пришла к выводу, что образование «куполовидных» форм происходило в период реоморфизма, «в условиях высокой пластичности и местами текучести материала» [5]. Верман [20], Эскола [19] и ряд других исследователей приводят убедительные примеры куполовидных и диапировых структур, образовавшихся в древних породах в условиях повышенной мобильности, связанной с интенсивной гранитизацией. Именно такие условия существовали в глубинных тектонических зонах, где «процессы складчатости, гранитизации и тектонической подвижности идут одновременно» [14].

Следует также учитывать мнение Г. Д. Аджирея о том, что «брахиформность, а значит и наличие поперечных перегибов является характерной чертой громадного большинства складчатых комплексов». Образование таких форм связано с существованием при складкообразовании дополнительных сжимающих усилий, действующих вдоль осей складок [1].

На основании приведенных данных можно считать, что брахиальные осложнения сформированы одновременно с основными архейскими

складчатыми структурами. Древний возраст брахиальных складчатых форм подтверждается, кроме того, пересечением этих участков складок педетформированными телами архейских аляскитовых гранитов. Правда, Г. Б. Митич предположил, что «секущие аляскинты» Алдана [11] имеют протерозойский возраст, но, судя по многочисленным определениям абсолютного возраста [16] и другим фактическим данным [4, 5, 9], секущие тела аляскитовых гранитов образовались в позднем архее.

Аляскитовые граниты образуют небольшие (площадью до 20—25 км<sup>2</sup>) тела, прорывающие метаморфические породы и занимающие в них секущее или согласное положение. Они сопровождаются многочисленными жилами и дайками гранитов, гранит-пегматитов и пегматитов ортотектитового типа. На изученной территории наблюдается определенное тяготение интрузий аляскитовых гранитов к антиклинориям, в пределах центрального синклинория они встречаются реже.

Между хрусталеносными кварцевыми жилами и аляскитовыми гранитами имеется четкая территориальная связь. На участках, сложенных кварцитами и обладающих благоприятной структурной обстановкой (периклинали, интенсивное развитие трещиноватости и т. д.), но значительно удаленных от выходов аляскитовых гранитов, хрусталеносные кварцевые жилы, как правило, отсутствуют.

В пределах хрусталеносных жильных полей отмечаются небольшие тела и дайки диабазов и реже сиенитов типа микроклинита, длина которых колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

На таких участках сиениты и диабазы секут аляскитовые граниты и сами секутся хрусталеносными кварцевыми жилами и подвергаются гидротермальным изменениям. Следовательно, они являются более ранними по отношению к кварцевым жилам и могут служить определенным критерием при выяснении хода развития структур жильных полей.

### Структура жильных полей

Жильные поля проявлений горного хрусталя южной части Алданского щита приурочены к участкам погружения шарниров антиклинальных и синклиналичных складок, сложенных кварцитами. Несмотря на различия в структурном положении, жильные поля имеют некоторые общие черты строения и развития.

*Жильное поле I*, схема которого приведена на рис. 1, приурочено к симметричной антиклинальной складке второго порядка. Простираение оси складки в южной части 30°, севернее она поворачивает к востоку и простирается по азимуту 65°. Кварциты, слагающие структуру, пронизаны дайками биотитовых гранитов, гранит-пегматитов и пегматитов, связанных между собой постепенными переходами. Породы на крыльях складки падают под углом 30—40°. Шарнир антиклинали испытывает многократные погружения. На юге участка наблюдается периклиналиное замыкание структуры.

Антиклиналь пересечена серией поперечных разрывов, приуроченных преимущественно к местам погружения шарнира. Простираение разрывов северо-западное (310—335°), падение крутое, близкое к вертикальному. На участке периклинали зафиксирован разрыв меридиональной ориентировки. Разрывные нарушения отчетливо выделяются на местности в виде поперечных ложбин на кварцитовом гребне. Кроме того, разрывы фиксируются по смещению контактов кварцитов с гранитами, развальцеванию и милонитизации пород. Данные картирования и изучения зеркал скольжения показывают, что перемещения по

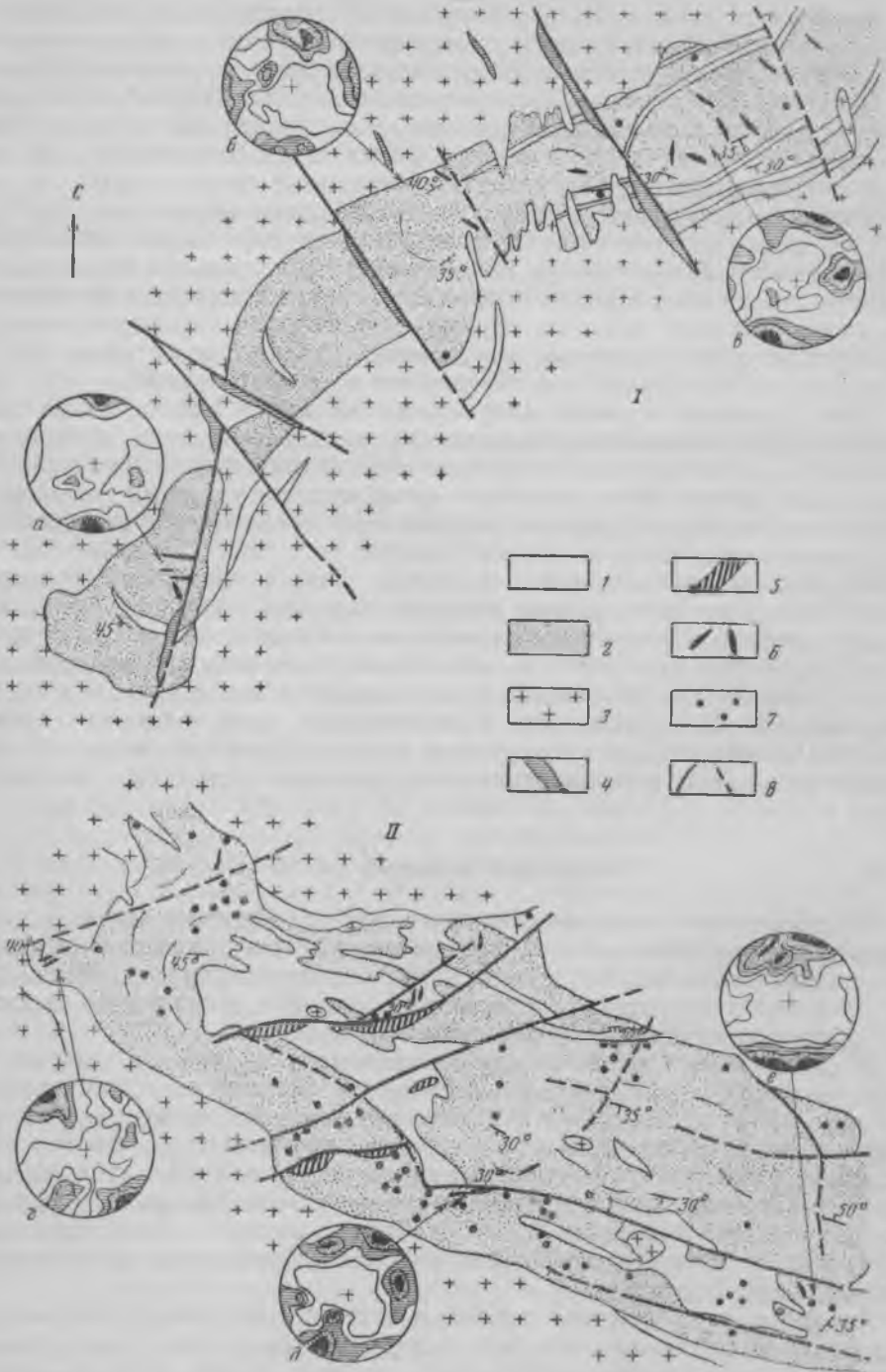


Рис. 1. Структурно-геологические схемы жильных полей  
 I—жильное поле в пределах симметричной антиклинали; II—жильное поле в пределах опрокинутой антиклинали (по Л. Е. Ушверидзе); а, б, в, г, д, е—диаграммы ориентировки трещин (стрелками показаны участки замеров)  
 1—архейские кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты; 2—кварциты; 3—алясцитовые граниты; 4—дайки сиенит-порфиров и сиенитов; 5—дайки диабазов и диабазовых порфиров; 6—кварцевые жилы; 7—развалы кварцевых жил; 8—дизъюнктивные нарушения

нарушениям носили в большинстве случаев сдвиговой или сбросо-сдвиговой характер. Протяженность нарушений 1—1,5 км. Они быстро затухают при переходе из кварцитов в граниты. На отдельных участках сдвиги как бы разветвляются, образуя ряд мелких нарушений. Амплитуда перемещений по сдвигам не превышает 100—150 м.

Вдоль зон нарушений отмечены отдельные мелкие тела гранитов и пегматитов и связанная с ними интенсивная фельдшпатизация кварцитов. Эти породы подвергаются милонитизации вместе с мономичеральными кварцитами.

К линиям сдвигов приурочены дайки сиенит-порфиров и сиенитов типа микроклинита. Эти породы имеют в основном ненарушенный облик. Длина даек достигает 300 м, мощность — до 30 м. На юге участка вдоль контактов одной из даек сиенит слабо милонитизирован. В зонах сдвигов, находящихся вблизи участков размещения кварцевых жил, наблюдается гидротермальное изменение кварцитов и сиенитов, иногда сопровождающееся развитием мелких кварцевых прожилков.

Поперечные сдвиги расчленяют антиклинальную структуру на ряд блоков, в пределах которых кварциты разбиты многочисленными трещинами. Результаты массового замера трещин на разных участках жильного поля I показаны в виде диаграмм на рис. 1 (а, б, в).

Кроме развитых повсеместно трещин по напластованию кварцитов с углами падения 30—45°, значительное распространение имеют системы крутопадающих трещин различной ориентировки с углами 75—90°. Наибольшим развитием пользуются две системы трещин: 1) трещины субширотной ориентировки (простираение 80—105°); 2) трещины, параллельные сдвиговым нарушениям (простираение 310—340°). Трещины этих систем образуют зоны интенсивного дробления кварцитов. Ширина таких зон колеблется в пределах 5—10 м (редко достигает 20 м), длина составляет 100—150 м. Частота трещин в зонах доходит до 30—35 на 1 м<sup>2</sup>. В гранитах и кристаллических сланцах зоны трещиноватости развиты значительно слабее. Соотношение количества трещин в этих породах и кварцитах в пределах зон трещиноватости примерно 1 : 5 — 1 : 10. Нередко трещины прерываются на контакте кварцитов с гранитами и далее в кварцитах возникают вновь. Рассматриваемые крутопадающие трещины имеют прямолинейные ровные стенки, которые иногда несут на себе зеркала скольжения и прочие следы смещений. Во многих трещинах отмечена глина трения.

Значительно менее, чем трещины указанных систем, распространены крутопадающие трещины меридионального или близкого к нему простираения. Эти трещины имеют длину 5—10 м, выдержанных зон не образуют и не несут следов смещения. Поверхность стенок таких трещин обычно ребристая, неровная. Наиболее редки трещины северо-восточной ориентировки, почти параллельные осевой плоскости складки. В южной части структуры они встречаются несколько чаще, чем в северной.

Многочисленные дайки гранита и пегматита, отмеченные в пределах жильного поля, приурочены в основном к трещинам напластования. Довольно часто встречаются дайки, связанные с крутопадающими трещинами северо-западной ориентировки. Единичные дайки гранит-пегматита ориентированы параллельно осевой плоскости складки.

Крутопадающие трещины двух наиболее развитых систем контролируют залегание кварцевых жил в пределах жильного поля I. В южной части площади на участке погружения шарнира антиклинали преимущественно развиты имеют субширотные крутопадающие трещины, занимающие здесь примерно поперечное положение по отношению к

оси складки. Эти трещины определяют близкое к широтному простирание кварцевых жил и жильных зон. В северной части жильного поля на участке погружения шарнира складки кварцевые жилы размещаются главным образом в трещинах северо-западной ориентировки, параллельных поперечным сдвигам. Субширотные трещины являются здесь преимущественно постминерализационными и секут кварцевые жилы.

*Жильное поле II* (см. рис. 1) детально изучено Л. Е. Ушверидзе. Оно расположено у южной границы Алданского щита и приурочено к опрокинутой антиклинали. Складка сложена в основном мономинеральными кварцитами, сменяющимися в ядре силлиманитовыми кварцитами с прослоями сильно мигматизированных силлиманитовых гнейсов. Простирание оси структуры  $295\text{--}300^\circ$ , падение слоев на крыльях  $30\text{--}35^\circ$ , местами  $70^\circ$ . К западу ось антиклинали испытывает погружение, здесь наблюдается периклинальное замыкание структуры. На западе и юге участка кварциты контактируют с аляскистыми гранитами. Небольшие массивы и дайки аляскитовых гранитов, гранит-пегматитов и пегматитов секут кварциты.

Антиклинальная структура рассечена рядом дизъюнктивных нарушений северо-восточного простирания ( $45\text{--}60^\circ$ ), занимающих диагональное и поперечное положение по отношению к оси складки. В восточной части структуры эти нарушения изгибаются и приобретают западно-северо-западное простирание, примерно параллельное оси антиклинали. Разрывные нарушения являются, по всей вероятности, сдвигами. Они фиксируются по относительному смещению пород и их милонитизации вдоль линий разрывов. В некоторых нарушениях милониты встречаются лишь на отдельных участках. К двум разрывам в центральной части площади приурочены дайки диабазов, протяженностью  $0,5\text{--}3$  км и мощностью  $20\text{--}100$  м. Диабазы секутся кварцевыми жилами и несут следы гидротермального изменения. На одном участке вблизи контакта дайки отмечена милонитизация диабазов и секущих его кварцевых прожилков.

В пределах жильного поля II кварцевые жилы группируются вдоль зон дизъюнктивных нарушений. Преобладающая ориентировка трещин различна на разных участках жильного поля. В западной части площади на участке периклинального окончания антиклинали преобладают крутопадающие трещины северо-восточного простирания ( $50^\circ$ ), параллельные поперечному сдвигу (см. рис. 1, II, *г*). Значительно слабее развита система трещин северо-западного простирания ( $305^\circ$ ). Трещины меридиональной ориентировки встречаются редко, имеют все признаки трещин отрыва и иногда несут хрусталеносную минерализацию (минерализованные трещины).

Залегание кварцевых жил в пределах жильного поля II почти целиком контролируется трещинами первой системы. Восточнее, в центральной части жильного поля (см. рис. 1, II, *д*), примыкающей к продольному сдвигу, преобладают крутопадающие трещины западно-северо-западной и субширотной ориентировки (простирание  $295\text{--}300^\circ$  и  $80^\circ$ ). Несколько менее развита система крутопадающих трещин, ориентированных примерно меридионально (простирание  $340\text{--}360^\circ$ , падение под углом  $75\text{--}80^\circ$  к юго-западу и северо-востоку). Трещины указанных систем несут следы смещений. Жильные тела связаны главным образом с трещинами двух первых систем и в редких случаях с единичными трещинами северо-восточной ориентировки ( $50^\circ$ ). Последние имеют обычно изогнутые очертания и неровную поверхность стенок без следов смещений. В крайней восточной части площади жильного поля II, т. е. на наибольшем удалении от периклинали, существенно пре-

обладают крутопадающие трещины западно-северо-западной ориентировки, параллельные линиям основных нарушений на этом участке (см. рис. 1, II, e) и осевой плоскости антиклинали.

Трещинные зоны, контролирующие залегание кварцевых жил в пределах жильного поля II, по морфологии и размерам аналогичны трещинным зонам жильного поля I.

Примером жильного поля, приуроченного к центроклинали синклинальной структуры, может служить описанное нами ранее проявление [2]. Осевая поверхность складки простирается здесь по азимуту 60—70°. Синклиналь симметричная, с падением слоев на крыльях под углом 30—45°. Сложена она кварцитами, переслаиваемыми с амфибол-пироксеновыми кристаллическими сланцами. Структура пересечена несколькими слабо выраженными нарушениями типа сдвигов северо-западного простирания (310—330°). Нарушения на отдельных небольших участках сопровождаются слабой милонитизацией кварцитов и выделяются в основном при дешифрировании аэрофотоснимков.

Кварцевые жилы группируются вдоль линий сдвигов. Кроме того, отмечается локализация жил вдоль контактов кварцитов с другими породами (это характерно для многих месторождений). Некоторые жильные зоны приурочены к мелким складкам, осложняющим основную структуру. Мелкие складки имеют вид пологих куполов диаметром 5—20 м, горизонтальных и вертикальных флексур. Они наиболее характерны для участков интенсивной мигматизации.

Преобладающее развитие на участке жильного поля имеют крутопадающие трещины, ориентированные по азимуту 60—90°, т. е. параллельно осевой плоскости синклинали. Эти трещины образуют протяженные зоны и с ними практически связаны все кварцевые жилы. Несколько мелких даек диабазов и одна дайка сиенитов, отмеченные на участке, также приурочены к трещинам указанной системы. По контакту одной дайки диабазов, секущей кварциты, залегает кварцевая жила. Диабазы гидротермально изменены.

Кроме широко распространенных субширотных трещин, на участке этого жильного поля встречаются единичные трещины северо-западной и меридиональной ориентировки, также имеющие близкие к вертикальному углу падения.

В пределах описываемого жильного поля, так же как и на других участках, значительным распространением пользуются дайки гранит-пегматитов и пегматитов. Замер элементов залегания 85 таких даек показал, что около 75% даек залегает по трещинам напластования кварцитов, а 25% использует субширотные крутопадающие трещины, параллельные осевой плоскости складки.

Проведенные исследования позволяют охарактеризовать некоторые общие структурные особенности жильных полей месторождений горного хрусталя в южной части Алданского щита.

1. Жильные поля приурочены преимущественно к участкам воздымания и погружения шарниров архейских складчатых структур, рассеянных сдвигами (иногда сбросо-сдвигами) северо-восточного и северо-западного простирания. Такие разрывные нарушения четко выражены в пределах антиклинальных структур и относительно слабо развиты в синклиналях.

Нарушения носят локальный характер и прослеживаются только в пределах одной складчатой структуры или нескольких соседних складок второго порядка и быстро затухают по простиранию. Протяженность нарушений 1—5 км, редко 10 км, амплитуда смещений не превышает первых сотен метров. В зонах нарушений отмечается интенсивная

милонитизация и развальцевание пород. Наряду с кварцитами и другими метаморфическими породами мионитизации подвергаются аляскитовые граниты и их дериваты — гранит-пегматиты и пегматиты.

Сдвиги, секущие антиклинальные структуры на участках погружения шарниров, в большинстве случаев имеют поперечную ориентировку по отношению к осям складок. В более редких случаях на участках, прилегающих к периклинальным окончаниям антиклиналей, наряду с поперечными сдвигами наблюдаются диагональные и даже продольные нарушения (например, участок жильного поля II).

Изложенные факты указывают на определенную связь разрывных нарушений типа сдвигов со складчатыми структурами. Нам представляется, что в период складчатости эти нарушения были заложены на участках погружения шарниров антиклиналей как поперечные (реже диагональные) разрывы (рис. 2, I, а, б). Формирование таких разрывов обусловлено дополнительным растяжением, существующим вдоль осей антиклиналей на участке периклиналей [5]. В дальнейшем по разрывам произошло внедрение даек гранитов и пегматитов.

На следующем этапе сжимающие усилия, действующие в меридиональном направлении, привели к сдвиговым перемещениям по ранее заложеным разрывам (рис. 2, II, в). При широтном простирании этих «первичных» разрывов возможно формирование взбросов, соответствующих в данном случае второй паре сколовых нарушений (первая пара сколов — сдвиги).

Вероятно, напряжения, вызвавшие образование сдвигов, не были сильными, и подвижки в основном локализовались в ранее возникших нарушениях. В других случаях зоны сдвигов лишь наметились, и перемещения по ним были незначительными.

В последующий период швы некоторых сдвигов приоткрылись и в них были сформированы дайки диабазов и сненитов. На участках со слабым развитием сдвиговых нарушений дайки связаны с трещинами оперения (например, на участке жильного поля, приуроченного к центроклинали).

2. Характер и ориентировка трещин, возникших при образовании складчатых структур, могут быть изучены по залеганию даек гранит-пегматитов и пегматитов. Эти породы образовались в трещинах, приоткрытых в период формирования интрузий аляскитовых гранитов, видимо, в конце складчатости или сразу после нее.

Как уже упоминалось, дайки гранитоидов используют в основном трещины по напластованию кварцитов. На участках погружения шарниров антиклиналей, кроме того, развиты дайки, залегающие в поперечных трещинах отрыва. В пределах синклиналей и на удалении от периклиналей в антиклинальных структурах распространены «продольные» дайки в трещинах кливажа осевой плоскости [1], т. е. в трещинах, параллельных осевым поверхностям складок (рис. 2, I, в).

Судя по имеющимся данным, в период складчатости наибольшее развитие получили трещины по напластованию пород, типичные для складчатых структур [3]. На участках поднятий и опусканий шарниров антиклиналей, кроме трещин по напластованию, образовались поперечные трещины отрыва, на других участках — трещины кливажа осевой плоскости.

3. Структурное положение, ориентировка и морфология крутопадающих трещин, развитых на участках жильных полей, позволяют рассматривать их как трещины оперения сдвигов. При таком подходе становятся понятными некоторые особенности процесса развития трещиноватости.

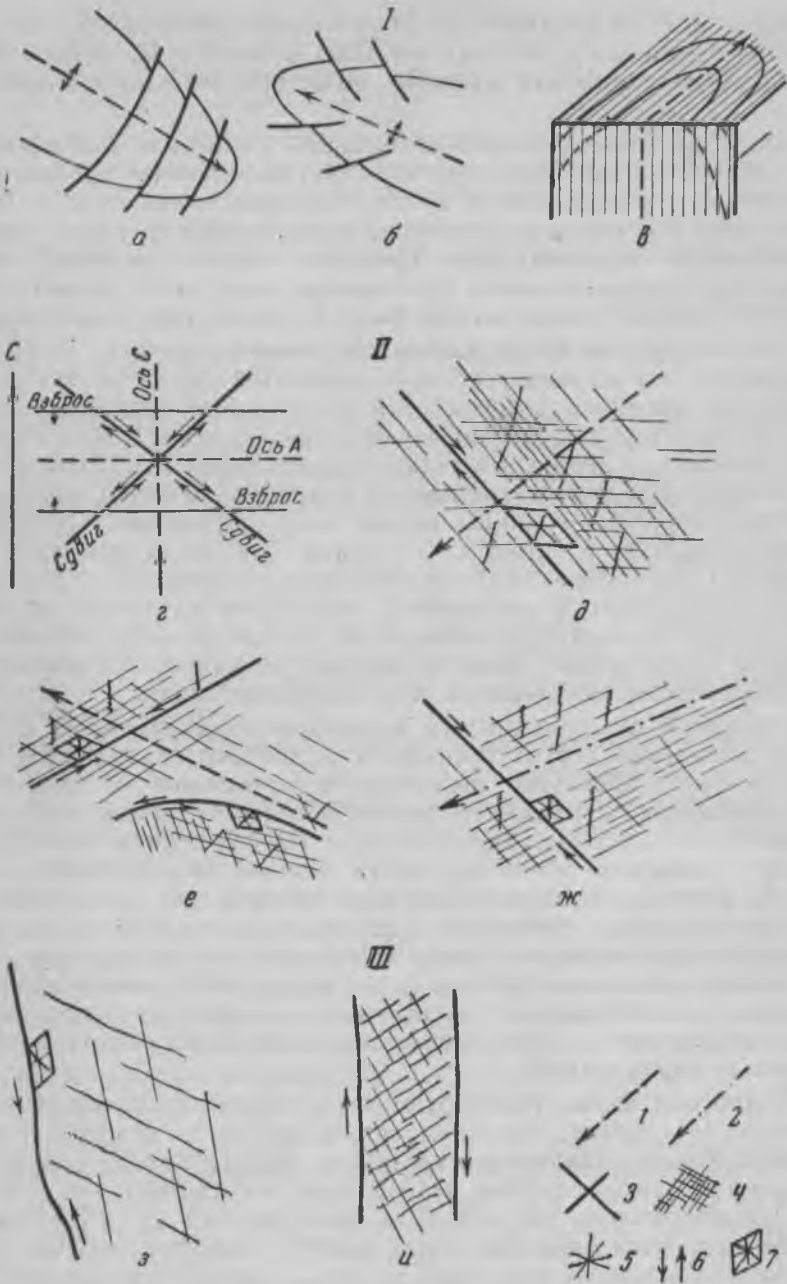


Рис. 2. Схема формирования разрывных и трещинных структур жильных полей I — складчатый этап: а, б — разрывы периклиналей [15]; в — кливаж осевой плоскости [1]; II — добавочный этап: г — схема формирования сдвигов северо-западной и северо-восточной ориентировки; д — схема развития трещины оперения в северной части жильного поля I; е — схема развития трещины оперения на участке жильного поля II; ж — схема развития трещины оперения на участке центроклинали; III — жильный этап: з — развитие пологих трещин отрыва, оперяющих крутопадающую трещину; и — развитие зоны пологих трещин отрыва между двумя крутопадающими трещинами

1 — оси антиклиналей; 2 — ось синклинали; 3 — дизъюнктивные нарушения; 4 — трещины скола; 5 — трещины отрыва; 6 — направление подвижек; 7 — ромб деформации

На рис. 2, II, д, е схематически показана ориентировка трещин и ромба деформаций на участках жильных полей I и II, на рис. 2, II, ж дана такая же схема для жильного поля, приуроченного к центрoклинали.

В пределах жильных полей наибольшим развитием пользуются кругопадающие трещины одной или двух систем, имеющие прямолинейные очертания, следы смещений и прочие признаки трещин скола. Они образуют зоны повышенной трещиноватости, контролирующие залегание большей части кварцевых жил. Трещины отрыва, имеющие меридиональное или северо-восточное простирание, чаще всего развиты весьма слабо и не играют существенной роли в локализации кварцевых жил.

Развитие той или иной системы оперяющих трещин скола четко определяется положением участка в складчатой структуре. На участках погружения шарниров антиклиналей преобладают трещины скола поперечной ориентировки по отношению к оси складки. В этих трещинах, формирующихся в первую очередь (по сравнению со сколовыми трещинами второй системы), размещаются кварцевые жилы. Сколовых трещин второй системы — единицы, но они могут образовываться при последующих подвижках по плоскостям сдвигов. Так, в северной части жильного поля I кварцевые жилы размещаются в трещинах скола северо-западного простирания, занимающих поперечное положение по отношению к оси антиклинали. Трещины скола второй системы, имеющие субширотную ориентировку, развиты широко, но являются главным образом постминерализационными и секут кварцевые жилы.

С удалением от периклиналей в пределах антиклиналей и на участках синклинальных структур наиболее развитыми оказываются трещины скола, ориентированные продольно по отношению к оси складки, т. е. совпадающие с кливажем осевой плоскости. Здесь эти трещины контролируют залегание кварцевых жил. На возможную связь трещиновых зон с кливажем осевой плоскости складок неоднократно указывала Л. Е. Ушверидзе. Иными словами, наблюдается унаследованность ориентировки между трещинами, заложенными во время складчатости, и трещинами, оперяющими сдвиги. Преимущественное развитие тех или иных систем оперяющих трещин скола определяется ориентировкой по отношению к оси складки — поперечной на участках периклиналей и продольной (кливаж осевой плоскости) в пределах синклиналей и на удалении от периклиналей.

4. Кварцевые жилы группируются в основном вдоль зон разрывных нарушений — сдвигов, некоторые жилы залегают непосредственно в разрывах. Это обусловлено локализацией жил в трещинах, оперяющих нарушения. С другой стороны, интенсивные гидротермальные изменения пород (серицитизация, хлоритизация, эпидотизация и т. д.) в зонах нарушений (включая дайковые образования) указывают на то, что эти зоны, во всяком случае некоторые из них, служили подводными каналами для жилообразующих гидротерм.

5. Более 90% всех кварцевых жил района залегают в кварцитах. В гранитах, гнейсах и кристаллических сланцах кварцевые жилы быстро выклиниваются, обычно разветвляясь на мелкие прожилки. Это связано в основном со слабым развитием трещин в более пластичных по сравнению с кварцитами породах. Вероятно, благодаря именно этому обстоятельству кварцевые жилы часто располагаются в непосредственной близости к контактам кварцитов с другими породами.

Плоскости контактов, занимающие поперечное положение по отношению к зонам кругопадающих трещин, могли служить экраном для

движущихся по трещинам растворов. «Подпруживание» растворов вызвало отложение жильного кварца в кварцитах. Развитие этого процесса в какой-то мере аналогично механизму формирования хрусталеносных гнезд Приполярного Урала [7].

Не исключено, что размещение кварцевых жил около контактов кварцитов с другими породами обусловлено усилением трещиноватости на этих участках, вызванным неоднократными подвижками по плоскостям контактов. Следы подвижек, дробление пород, развитие тектонической глинки довольно часто наблюдаются на контактах различных пород.

### Некоторые данные о структуре жильных тел

Кварцевые жилы связаны преимущественно с крутопадающими трещинами скола, оперяющими сдвиговые нарушения. На некоторых участках шестоватый кварц выполняет различно ориентированные перекрещивающиеся трещины. Это может свидетельствовать об условиях растяжения, существовавших в период жилообразования.

Характер выполняемых трещин во многом определил структурно-морфологические особенности жильных тел. Классификация хрусталеносных кварцевых жил Алдана по структурным и морфологическим признакам дана Е. М. Лазько [10]. Мы принимаем эту классификацию, несколько дополнив ее применительно к хрусталеносным жилам рассматриваемого района.

Выделяются следующие структурно-морфологические типы жил:

1. Простые трещинные жилы, приуроченные к трещинам скола. Жилы имеют выдержанную по простиранию мощность и простую пластообразную форму. Иногда они разветвляются и приобретают более сложное строение.

2. Линзообразные и трубообразные жильные тела, имеющие незначительные размеры в плане. Трубообразные тела [2] локализируются на участках центроклиналей и периклиналей на пересечении крутопадающих сколовых трещин и трещин напластования, реже на пересечении сколовых трещин разных систем. Тела этого типа отличаются четко выраженным склонением, которое определяется углом погружения шарниров складок [1].

3. Жильные зоны, приуроченные к протяженным трещинным зонам сколового характера. Они состоят из серии простых жил, трубообразных и линзообразных кварцевых тел, размещающихся в пределах одной трещинной зоны. Жилы ориентированы согласно с общим направлением зоны и располагаются кулисообразно или сменяют друг друга по простиранию. На участках ундуляций шарниров складок жильные тела и даже мелкие прожилки зоны приобретают четкое склонение в сторону погружения шарнира. Жильные зоны часто связаны с мелкими складками, осложняющими основные структуры.

4. Штокверки и штокверкообразные тела, образованные сложно переплетающимися кварцевыми жилами и прожилками различных направлений. В плане форма штокверков изометричная или овальная.

Штокверки приурочены к участкам наиболее интенсивного проявления трещинной тектоники, в пределах которых развиты крутопадающие сопряженные сколовые трещины и трещины отрыва. Особенно часто

штокверки размещаются в кровле или боковых экзоконтактах массивов и даек аляскитовых гранитов. Эти участки, видимо, были дополнительно ослаблены в результате оседания пород, вызванного уменьшением объема остывающих интрузивных тел [8].

5. Минерализованные трещины как самостоятельные тела встречаются чрезвычайно редко. Они имеют небольшие размеры (длину до 10 м и мощность 0,5 м), приурочены к редким крутопадающим трещинам отрыва и выполнены в основном друзовидными сростками кристаллов горного хрусталя.

Рассматривая структурно-морфологические типы кварцевых жил, мы говорили о приуроченности жильных тел к ранее заложеным трещинам, открывающимся в период жилообразования. Однако некоторые особенности строения жил свидетельствуют о появлении ряда новых систем трещин в этот период.

Кварцевые жилы, имеющие обычно крутое падение, часто сопровождаются системой пологих апофиз. Углы падения таких апофиз не превышают  $30^\circ$ , длина составляет первые метры, мощность — до 1 м. Иногда апофизы размещаются в пологих трещинах напластования (рис. 3, а). Если слои кварцитов имеют крутое падение, то трещины, несущие пологие апофизы, образуют систему вдоль контактов некоторых кварцевых жил. Эти трещины имеют обычно неровные изогнутые очертания, характерные также для контактов пологих апофиз, и не несут следов смещений. Детальные наблюдения, проведенные на жильных телах, сопровождающихся пологими апофизами, показали, что по основному жилотмещающим крутопадающим трещинам в условиях растяжения происходили сбросовые перемещения. Эти перемещения сопровождалась формированием системы пологих оперяющих трещин отрыва (см. рис. 2, III, з). При благоприятных условиях трещины отрыва налагались на трещины по напластованию кварцитов и обуславливали их приоткрывание с последующим выполнением жильным материалом. Пологие апофизы почти всегда сопровождаются по лежащему боку «подушкой» гидротермально измененных пористых кварцитов.

На алданских проявлениях пьезокварца часто встречаются кварцевые жилы брекчиевидного сложения. Отмечается параллелепипедальная форма обломков кварцитов, заключенных в шестоватом жильном кварце. Подобные образования, по нашим наблюдениям, составляют довольно многочисленную группу среди хрусталеносных жил. Параллелепипедальные и угловатые обломки в брекчиевидных жилах имеют размер от первых сантиметров до 1—2 м и закономерно ориентированы длинной стороной под углом  $15\text{--}30^\circ$  к контактам жилы (рис. 3, б). Формирование жильных тел такой структуры обусловлено, как и при образовании пологих апофиз, сбросовыми движениями по крутопадающим трещинам. Но в данном случае сбросовые перемещения происходили по паре смежных крутопадающих трещин с интенсивным развитием между ними оперяющих трещин отрыва и в значительно меньшей степени — трещин скола (см. рис. 2, III, и). Эти трещины рассекают кварциты на плитки более или менее правильной параллелепипедальной формы. Отложение кварца в таких локальных зонах дробления привело к образованию жил брекчиевидной структуры.

Наиболее широкое развитие указанной процесс образования оперяющих зон пологих трещин отрыва имеет на участках штокверков и штокверкообразных тел. Здесь постоянно наблюдается закономерное

сочетание крутопадающих и пологих жил. За пределами штокверков пологие трещины отрыва встречаются редко, т. е. процесс их формирования носил, видимо, локальный характер. В штокверках (рис. 3, в) и жильных зонах сложного строения наложенные хрусталеносные по-

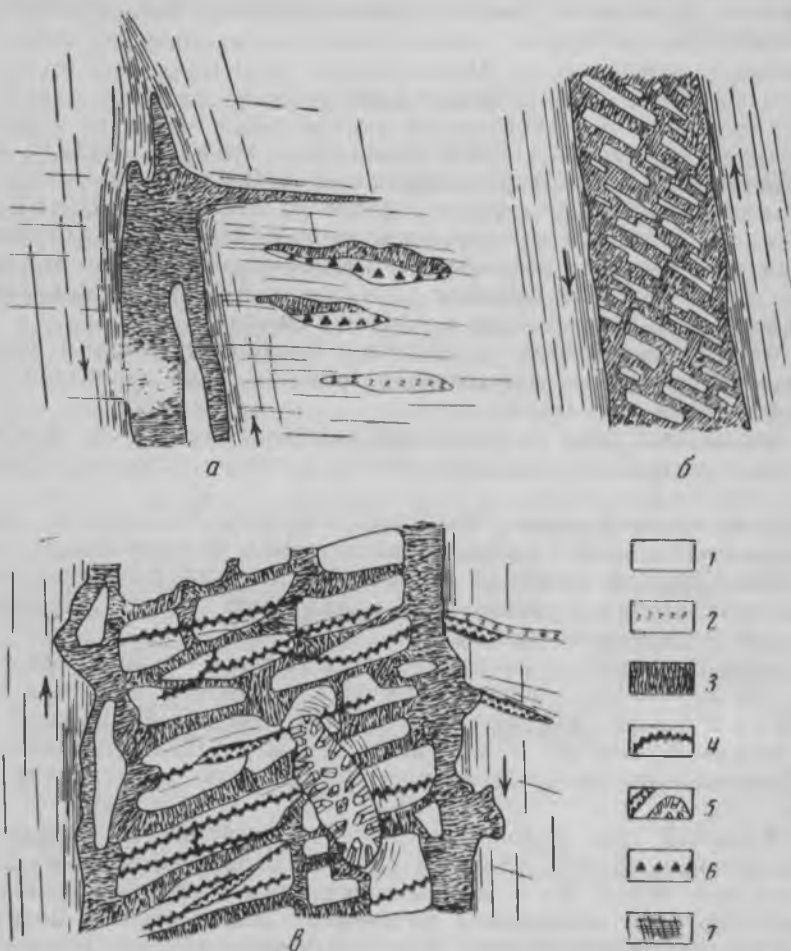


Рис. 3. Структура жильных тел (зарисовки вертикальных стенок горных выработок)

*а* — кварцевая жила с апофизами по пологим трещинам напластования кварцитов; *б* — кварцевая жила брекчиевидного строения; *в* — участок штокверка с наложенными хрусталеносными полостями по пологим трещинам отрыва

1 — кварциты; 2 — пегматиты; 3 — жильный кварц шестоватой текстуры; 4 — минерализованные трещины с кристаллами горного хрусталя; 5 — хрусталеносные полости; 6 — гидротермально измененные пористые кварциты; 7 — трещины

лости [17] приурочены главным образом к пологим трещинам отрыва. Образование последних, очевидно, не прекращалось на протяжении всего этапа формирования кварцевых жил. В простых жильных телах наложенные хрусталеносные полости размещаются обычно вдоль всякого контакта.

Образование пустот, выполненных жильным материалом, могло происходить несколькими способами: 1) путем простого раскрытия

трещин; 2) при сбросовых перемещениях вдоль изогнутых крутопадающих трещин; 3) при образовании локальных зон пологих открытых трещин отрыва.

В формировании трубообразных полостей наряду с тектоническими подвижками принимали участие процессы растворения кварцитов гидротермами.

### Выводы

1. Структура жильных полей проявлений горного хрусталя южной части Алданского щита сформирована в несколько этапов:

а) Складчатый этап — формирование архейских складчатых структур. Складки линейные с характерными брахиальными осложнениями. Заложение поперечных разрывов и трещин отрыва вблизи периклиналей, на других участках основное развитие получают трещины кливажа осевой плоскости. Деформации в условиях сжатия.

б) Магматический этап — частичное раскрытие трещин в условиях растяжения, внедрение аляскитовых гранитов и их дериватов — гранит-пегматитов и пегматитов.

в) Дайковый этап — сдвиговые перемещения вдоль локальных поперечных разрывов северо-восточного и северо-западного простирания.

Местами формирование широтных взбросов. По линиям нарушений — милонитизация и развальцевание пород. Формирование зон крутопадающих трещин оперения с преимущественным развитием трещин скола, совпадающих с трещинами складчатого этапа. Деформации в условиях меридионального сжатия.

г) Дайковый этап — раскрытие швов сдвигов и местами трещин скола. На отдельных участках образование крупных расколов северо-восточного и северо-западного простирания. Внедрение диабазов и сиенитов (взаимоотношения между ними неясны). Дайки диабазов получают региональное распространение. Деформации в условиях растяжения.

д) Жильный этап: условия растяжения сохраняются, открытие ранее заложённых трещин, главным образом сколовых, местами дробление дайковых пород. По отдельным трещинам и группам трещин происходят сбросовые подвижки с развитием локальных зон оперяющих трещин отрыва. Формирование гидротермальных кварцевых жил, группирующихся вдоль сдвигов. К концу этого этапа относится частичное дробление кварцевых жил с образованием наложенных хрусталеносных полостей.

е) Послежильный этап — развитие трещин скалывания, дробление, иногда смещение кварцевых жил по нарушениям. В зонах отдельных сдвигов — милонитизация и катаклиз жильного кварца. Деформации в условиях сжатия.

В дальнейшем заметному дроблению подвергались только кварцевые жилы, находящиеся в непосредственной близости к относительно более молодым региональным разломам.

Процесс развития структуры полей хрусталеносных жил южной части Алданского щита в общем аналогичен известным схемам формирования структур гидротермальных рудных месторождений. Однако имеются и некоторые отличия. Так, Г. М. Вировлянский, изучавший этапы развития структур рудных полей, выделяет между дайковым и рудным этапами предрудный этап, характеризующийся деформациями в условиях сжатия. В нашем случае при формировании полей хрустале-

посных жил этот этап, по-видимому, выпадает, и жильный этап (соответствующий рудному этапу у Г. М. Вировлянского [3]) следует непосредственно за дайковым. В условиях растяжения происходит постепенное раскрытие разрывов — от крупных нарушений на дайковом этапе до сколовых трещин на жильном этапе.

2. Зоны оперяющих сколовых трещин, контролирующие залегание кварцевых жил, являются наложенными по отношению к складчатым структурам. Однако ориентировка, интенсивность развития и распространение этих зон определяются положением и степенью развития трещин, заложенных во время складкообразования. В процессе развития структуры полей происходит наложение друг на друга трещин различных генетических типов. На всех этапах наиболее интенсивно трещинообразование протекало на участках воздымания и погружения шарниров складок и других осложнений складчатых структур. К этим участкам приурочена основная масса жильных тел.

3. Вблизи периклиналей кварцевые жилы и жильные зоны имеют поперечное по отношению к оси складки простирание. В других случаях преобладает продольная ориентировка жильных тел, близкая к простиранию осевой плоскости структуры. На участках погружения шарниров складок жильные тела приобретают четкое склонение.

Приведенные в статье данные показывают, что локализация жильных полей и отдельных кварцевых жил во многом определяется характером складчатой структуры участка. В развитии разрывных нарушений и трещин, контролирующих размещение и залегание кварцевых жил, наблюдается определенная преемственность от складчатого к более поздним этапам. Выяснение этих особенностей структур жильных полей может помочь при ведении детальных поисковых и геологоразведочных работ на месторождениях горного хрусталя Алданского щита.

Автор глубоко благодарен Н. К. Морозенко, А. Е. Карякину и В. Т. Русановичу за ценные советы и замечания по статье.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1956.
2. Бергер В. И. Некоторые данные о структуре и морфологии трубообразных хрусталеносных тел. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 37, 1960.
3. Вировлянский Г. М. Выявление характера и плана деформаций при анализе структурных рудных полей. В кн. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
4. Дзевановский Ю. К. Архейские граниты Алданской плиты. ДАН СССР, т. 54, № 3, 1946.
5. Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д., Михайлов Д. А., Судовиков Н. В., Ушакова З. Г. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 8, 1959.
6. Ермаков Н. П. Генетические типы хрусталеносных жил и погребов Алдана. ДАН СССР, т. 48, № 1, 1945.
7. Карякин А. Е. Пути движения растворов и механизм образования хрусталеносных гнезд Приполярного Урала. Зап. ЛГУ, т. 35, вып. 2, 1959.
8. Крейтер В. М. Структура рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
9. Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд. Львов. гос. ун-та, 1957.
10. Лазько Е. М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис (на примере изучения алданских месторождений горного хрусталя). Изд. Львов. гос. ун-та, 1957.
11. Митич Г. Б. К вопросу о возрасте аляскитов Алдана. Тр. ВНИИП, т. 3, вып. 2, 1960.
12. Морозенко Н. К. Некоторые вопросы генезиса алданских хрусталеносных жил. Мат-лы ВСЕГЕИ, «Полезные ископаемые», сб. 4, 1948.
13. Пэк А. В., Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Об изучении структур эндогенных рудных месторождений. Геология рудных месторождений, № 4, 1960.

14. Рид Г. Г. Гранитные серны в подвижных поясах. Сб. «Земная кора». Изд. иностр. лит., 1957.
  15. Ситтер де Л. У. Структурная геология. Изд. иностр. лит., 1960.
  16. Судовиков Н. Г., Крылова М. Д., Неелов А. Н. К вопросу об абсолютном возрасте архея Алданского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.
  17. Токмаков П. П. К вопросу о генетической классификации хрусталеносных полостей. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 17, 1957.
  18. Ушакова З. Г. Стратиграфия ненгрской серны архея. Тр. Междупедомст-венного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
  19. Eskola P. The Problem of Mantled Gneiss Domes. Geol. Soc. London Quart. J., vol. 104, pt. 4, № 416, 1949.
  20. Wegmann C. E. Über Diapirismus (besonders in Grundgebirge). Bull. Com. Geol. Finl., № 92.
-

*В. А. Мухин*

### **ЗОНЫ ПОВЫШЕННОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ШИТА И СВЯЗЬ С НИМИ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ЖИЛ**

Кварцевые хрусталеносные жилы западной части Алданского щита приурочены к трещинным структурам. Отсутствие в пределах жильных полей крупных разрывных нарушений позволило многим исследователям прийти к выводу, что в образовании жиловмещающих структур основная роль принадлежала дислокациям, связанным со складчатостью.

Детальное изучение пространственного распределения кварцево-жильных полей и особенностей геологического строения жиловмещающих структур показало, что в образовании последних наряду со складчатыми дислокациями большую роль играли посторогенные тектонические движения.

Сведения о новой категории разрывных нарушений — зон повышенной трещиноватости или зон повышенной тектонической активности [14, 16] — позволяют по-новому взглянуть на ряд проявлений дизъюнктивной тектоники в западной части Алданского кристаллического массива.

#### **Геологическая обстановка**

В геологическом строении Верхнеалданского хрусталеносного района принимают участие породы двух различных структурных ярусов. Нижний ярус представляет собой кристаллическое основание Сибирской платформы, сложенное глубоко метаморфизованными и интенсивно дислоцированными породами архея и протерозоя. В основании архейских пород, относящихся к иенгрской серии, залегают гнейсы и основные кристаллические сланцы чекчойской свиты. Ее сменяют породы верхнеалданской свиты, в разрезе которой наряду с высокоглиноземистыми и магнезиально-железистыми гнейсами значительную роль играют кварциты, к выходам которых приурочена большая часть проявлений горного хрусталя. Верхняя часть иенгрской серии сложена гнейсами, основными кристаллическими сланцами, мраморами и диопсидовыми породами федоровской свиты. Архейские породы смяты в складки, простирание осей которых меняется от субмеридионального на западе до северо-западного в восточной части района. Интрузивные образования, связанные с архейским комплексом, представлены согласными телами амфиболитизированных основных пород, синтетектоническими интрузиями гранито-гнейсов, аляскиотовыми гранитами и пегматитами.

Протерозойские образования, отличающиеся от архейских пород меньшей степенью метаморфизма, окаймляют с запада и с юга зону

развития последних и залегают в узких субмеридиональных грабенах в бассейнах рек Ярогу и Чуги. Они смяты в линейные складки субширотного (в зоне хребта Станового) и субмеридионального (в бассейне р. Олёкмы) простирания.

В протерозойское время в геосинклинальной области происходило внедрение основной и кислой магмы, а в пределах платформы образование даек диабазов, приуроченных к зонам разломов.

По мнению Е. М. Лазько [9], краевые части Алданского кристаллического массива в протерозойское время были захвачены складкообразовательными движениями, вызвавшими переориентировку архейских структур, образование брахискладчатости второго порядка и хрусталь-вмещающих трещинных зон.

К верхнему, платформенному, структурному ярусу относятся слабо дислоцированные отложения нижнекембрийского и мезозойского возраста. Первые представлены карбонатными и глинисто-карбонатными породами с маломощным горизонтом обломочных пород в основании, вторые — континентальными угленосными отложениями юры. Осадочные породы платформенного яруса прорваны послеюрскими гипабиссальными интрузивными породами щелочного и щелочноземельного состава. Тектонические движения платформенной стадии развития характеризуются образованием пологих куполовидных структур [12] и блоковыми подвижками по зонам разломов [4, 5].

Крупнейшими элементами дизъюнктивной тектоники Алданского щита являются крупные трещинные зоны, отличающиеся повышенной активностью. Изучение особенностей строения этих зон, их происхождения и связи с другими структурными элементами района позволит, возможно, ответить на многие неясные вопросы формирования и структурного контроля месторождений горного хрусталя.

### Зоны повышенной тектонической активности

В западной части Алданского кристаллического массива выделяются четыре крупные зоны повышенной трещиноватости (Унгринская, Амедичская, Чугинская и Нимгеро-Леглинерская) и ряд мелких зон (рис. 1), которые во многом сходны с зонами повышенной тектонической активности Восточного Забайкалья и Приморья. Отсутствие смещений больших амплитуд и плохая обнаженность сильно затрудняют выявление этих зон и их расшифровку. Тем не менее, можно наметить ряд признаков, позволяющих выделять зоны с большей или меньшей степенью достоверности. К ним относится наличие даек диабазов или гипабиссальных субщелочных пород, зон повышенной трещиноватости и следов гидротермальной деятельности.

Наиболее отчетливые признаки зон повышенной тектонической активности — повышенная трещиноватость и наличие даек диабазов. Последние отчетливо выделяются среди пород метаморфической толщи и являются хорошими индикаторами описываемых зон. Петрографический состав диабазов довольно разнообразен: среди них выделены собственно диабазы, диабазовые порфириды, габбро-диабазы, кварцевые диабазы.

Считалось, что некоторые дайки представляют собой очень крупные тела, протягивающиеся более чем на 100 км и разбитые серией поперечных и диагональных разломов [8, 9]. В последние годы установлено, что протяженность отдельных даек редко превышает несколько километров, но линейно вытянутые зоны их развития действительно прослеживаются на десятки и первые сотни километров. Мощность наиболее

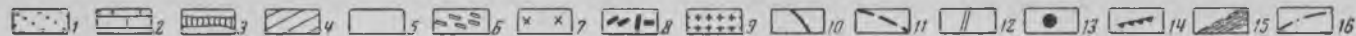
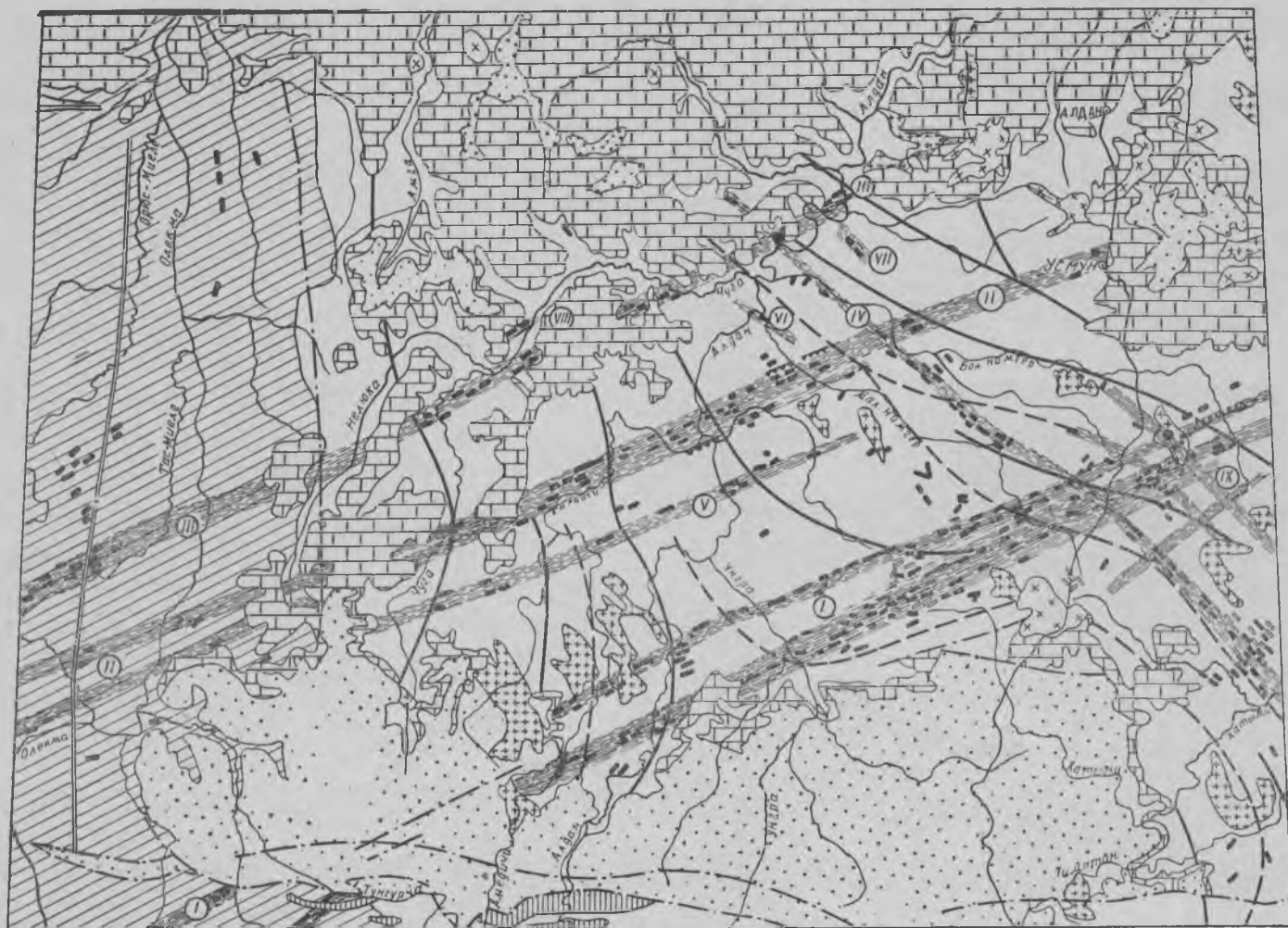


Рис. 1. Схема размещения зон повышенной тектонической активности в западной части Алдаишского щита  
 I — Угрийская; II — Амедичская; III — Чугийская; IV — Нимгеро-Леглиерская; V — Дерпукско-Яроганская; VI — Нижненимгерская; VII — Кольчская; VIII — Кытымаляхская; XI — Верхненимгерская. 1 — юрские континентальные отложения; 2 — нижнекембрийские карбонатные отложения; 3 — диафорированные породы; 4 — метаморфические породы олекминской серии протерозоя; 5 — метаморфические породы нингской серии архея; 6 — дайки послекюрских щелочноземельных и щелочных пород; 7 — послекюрские щелочноземельные и щелочные габбисальные породы; 8 — диабазовые дайки; 9 — архейские биотитовые, биотит-амфиболовые и аляскитовые граниты; 10 — оси основных антиклинальных структур архея; 11 — оси основных синклиналиных структур архея; 12 — ось протерозойского антиклинория; 13 — участок интенсивной гидротермальной переработки пород в районе Грековского порога; 14 — местные базисы эрозии; 15 — зоны повышенной тектонической активности; 16 — тектонические нарушения

крупных даек достигает 250 м, хотя в большинстве случаев не превышает нескольких десятков метров; простирание либо восток-северо-восточное, либо северо-западное, падение почти всегда крутое, близкое к вертикальному. Располагаясь кулисообразно или пунктирно, дайки диабазового состава локализуются в крупных трещинных зонах, которые характеризуются резким сгущением трещин, ориентированных по простиранию зоны.

Гидротермальная деятельность в пределах крупных зон повышенной трещиноватости проявляется в образовании кварцевых жил, эпидотизации диабазов [6, 9] и в интенсивном окварцевании, сопровождающемся формированием небольших гнезд, выполненных кальцитом и мелкими кристаллами кварца.

В верховьях Большого Нимгера, в бассейне Леглиера и в Западных Янгах отмечено значительное количество даек послееюрских гипабиссальных пород, приуроченных к зонам развития диабазовых даек и вытянутых по их направлению.

В ряде случаев зоны повышенной трещиноватости определяют направление речной сети и характер долин. Так, некоторые участки нижнего течения Большого Нимгера совпадают с Нимгеро-Леглиерской зоной, Амедичская зона является местным базисом эрозии для отдельных участков рек Алдана и Малого Нимгера: до пересечения зоны реки текут в хорошо разработанных долинах, ниже пересечения зоны долины резко сужаются, появляются висячие долины мелких притоков. Картина резкого изменения облика реки и долины наблюдается также в верховьях Большого Нимгера, в 10 км выше впадения р. Олонгро, где река пересекает северную ветвь Унгринской зоны. До ее пересечения бурная река течет в узкой каньонообразной долине, ниже пересечения долина расширяется, появляются террасы.

Перечисленные признаки и позволили выделить четыре указанные выше крупные зоны и ряд более мелких зон второго порядка.

Три крупные зоны имеют восток-северо-восточное простирание ( $70-80^\circ$ ), а одна — северо-западное. Аналогичные простирания наблюдаются у зон второго порядка. Самая южная — Унгринская зона имеет восток-северо-восточное простирание. Эта наиболее мощная зона протягивается более чем на 200 км вдоль северной окраины Чульманской впадины. Юго-западное ее продолжение отмечается в юрских отложениях впадины и в протерозойских породах в бассейне р. Олекмы, северо-восточное — в бассейне левых притоков р. Тимптон. В пределах Унгринской зоны выделяются две параллельные подзоны. Ширина каждой из них 5—8 км.

В 40 км севернее Унгринской зоны, параллельно ей, протягивается Амедичская зона. Она хорошо выражена в бассейне нижнего течения рек Амедичи, Большой Нимгер, Малый Нимгер и Чуга, на западе прослежена в бассейнах Олёкмы и Олдонго, на востоке — в районе прииска Усмун. Протяженность этой зоны около 300 км, ширина достигает 8 км.

Севернее Амедичской зоны, на расстоянии 20—30 км от нее, находится Чугинская зона. Она пересекает среднее и нижнее течение р. Чуга и наблюдается в долине р. Алдан. Западнее она прослежена за Олекмой, в бассейнах рек Тас-Миеле и Олдонго. Строение этой зоны, видимо, в целом простое, насыщенность дайками несколько меньшая, а мощность не превышает 2—4 км.

Единственной зоной северо-западного простирания является Нимгеро-Леглиерская зона. Она протягивается от Грековского порога на

р. Алдан в бассейны рек Большой и Малый Нимгер и Леглиер, сочленяясь на юго-востоке с зонами мезозойских субширотных нарушений. Насыщенность этой зоны дайками крайне неравномерна: больше всего их в средней части, в бассейне Леглиера и Малого Нимгера, где ширина зоны достигает 5—7 км; в юго-восточной и северо-западной частях встречаются отдельные дайки.

Крупные зоны повышенной трещиноватости характеризуются отсутствием крупных перемещений блоков пород по ним, что свидетельствует о разрывном характере трещин. Кулисообразное расположение даек диабазов в пределах зон, сами дайки, которые могли формироваться только в открытых трещинах, и их ступенчатый характер лишний раз подтверждают это предположение. Однако на отдельных этапах развития по зонам происходили сколовые движения. Об этом свидетельствуют наличие участков и зон милонитизации (С. П. Мурзаев, 1956 г.) и брекчирования (Б. И. Акулов, 1948 г.) пород, смещение вдоль зон отложений верхнего структурного яруса и движения, отразившиеся на характере долин и рисунке речной сети.

Другой характерной особенностью рассматриваемых зон является их прямолинейность. Небезынтересны их взаимоотношения с основными элементами складчатых структур. В верховьях рек Алдана и Унгры зоны секут складки архейского фундамента под углом 60—90°, т. е. являются косо- и поперечносекущими по отношению к ним. В районах, где складчатость отличается сложностью и оси складок часто меняют направление, зоны имеют выдержанное, не зависящее от направления складок простирание и являются по отношению к ним поперечными, продольными и кососекущими. Так, Нимгеро-Леглиерская зона, ориентированная в целом согласно простиранию складок, в ряде случаев оказывается по отношению к ним кососекущей. Иными словами, зоны целиком и отдельные их участки строго сохраняют свое направление независимо от основных складчатых структур архейского фундамента. Совершенно очевидно, что образовались они после завершения архейской складчатости и отражают платформенный этап развития региона.

Важнейшей чертой крупных зон повышенной трещиноватости является продолжительность истории развития. Их возникновение непосредственно предшествовало внедрению диабазов. Время образования диабазовых даек определяется различными исследователями по-разному — от протерозоя до юры [2, 3, 4, 8, 9, 12].

В низовьях р. Малый Нимгер, в верховьях р. Большой Нимгер, в бассейнах рек Чуга, Калыпа, Ярогу и ключа Дерпук выделяется несколько зон, протяженность которых не превышает нескольких десятков километров, а ширина — первых сотен метров. Изучены они очень слабо и начали выявляться лишь при детальных работах последних лет.

Факты приводимые рядом исследователей (Д. С. Коржинский, 1933 г., В. К. Русанович и С. П. Мурзаев, 1956 г., Ю. К. Дзевановский, 1959 г. и др.), дают основание полагать, что в западной части Алданского щита происходило трехкратное внедрение магмы основного состава: в докембрии — в зоне развития архейских пород, в палеозое — на северном склоне Алданского кристаллического массива и в мезозое — в зоне Станового хребта. Образование даек диабазов, локализуемых в крупных зонах повышенной трещиноватости, относится к первому, докембрийскому, циклу внедрения основной магмы. В. П. Кузнецов (1952 г.) и С. П. Смеловский (1951 г.) приводят описание даек, залегающих в архейской толще и перекрытых нижнекембрийскими породами. В литературе нет упоминаний о пересечении нижнекембрийских и более поздних платформенных отложений дайками, локализу-

щимися в рассматриваемых зонах. Да и само пространственное размещение даек говорит о их докембрийском возрасте: они встречаются лишь в зоне развития метаморфических пород.

Дайки основного состава отмечаются в бассейне р. Олекма в зоне развития пород олекминской серии, относимой, по последним данным, к нижнему протерозою. Размещение даек здесь также контролируется прямолинейными зонами, образовавшимися после завершения складчатости. Таким образом, внедрение даек основного состава и, следовательно, возникновение зон повышенной трещиноватости произошло в докембрии, но после завершения нижнепротерозойской складчатости, т. е. в протерозойское или синийское время.

В развитии зон повышенной тектонической активности можно отметить три этапа. С первым, докембрийским, этапом связано образование разрывных трещинных зон, происходившее, видимо, в момент поднятия региона после завершения складчатости [1], и формирование диабазовых даек. Несколько позже произошло новое поднятие, в период которого увеличились заложенные ранее трещины, послужившие в дальнейшем местами локализации кварцевых жил. В течение первого этапа образовались также брекчии и милониты, что свидетельствует о дифференциальных подвижках.

Во второй этап, охвативший отрезок времени от раннего кембрия до юры, произошло вторичное внедрение основной магмы, образовавшей дайки на северном склоне Алданского щита.

Третий этап знаменуется оживлением в юрское и послепюрское время тектонической жизни щита и зон повышенной трещиноватости, служивших проводниками щелочноземельной магмы. Завершается этот этап новейшими движениями, наложившими отпечаток на характер современной речной сети.

Таким образом, рассмотренные выше зоны повышенной трещиноватости характеризуются следующими основными чертами:

1. Протяженностью на значительные расстояния при сравнительно небольшой ширине.
2. Независимостью от направления складчатых структур, по отношению к которым они являются согласными, поперечными или кососекционными.
3. Ориентированным размещением в их пределах даек основного и субщелочного состава и гидротермальных проявлений.
4. Отсутствием больших перемещений блоков пород.
5. Развитием серии сравнительно небольших субпараллельных трещин.
6. Длительной и сложной историей развития.

В отличие от зон повышенной тектонической активности, описанных в Забайкалье и Приморье и развитых в молодых металлогенических областях, рассматриваемые нами зоны были заложены в докембрийское время. Подобные зоны, имеющие в ряде случаев решающее значение для локализации полезных ископаемых, должны обязательно выделяться и изучаться при поисковых и съемочных работах.

### Жиловмещающие трещинные зоны

Все алданские хрусталеносные кварцевые жилы связаны со сравнительно небольшими трещинными зонами. Укоренилось мнение, что эти трещинные зоны приурочены исключительно к участкам осложнения складчатых структур, поднятиям и опусканиям шарниров складок,

изгибам их крыльев и мелким складкам. Вместе с тем на многих проявлениях, удаленных друг от друга на значительные расстояния, наблюдается одинаковое простирание линейно вытянутых хрусталеносных жил и жильных зон, имеющих самые различные взаимоотношения со складками.

Для проявлений, расположенных в бассейне ключа Килерчи и приуроченных к субмеридиональной пачке кварцитов, характерно восток-северо-восточное простирание основных жильных зон. В бассейне ключа Кытымалях, где вмещающие кварциты также имеют субмеридиональное простирание, кварцевые жилы имеют субширотное, северо-западное и северо-восточное простирание. Крайне характерно северо-западное простирание для жильных зон, известных в бассейне ключа Тонрак, где они являются кососекущими по отношению к вмещающим породам, имеющим субширотное простирание. В бассейне ключа Сон-Тиит большая часть жил, вмещающих трещинных зон, протягивается в восток-северо-восточном, близком к широтному, направлении, хотя на отдельных участках (гора Пустынная) наблюдается и северо-западное простирание зон. В отдельных случаях отмечается и та и другая ориентировка жил. Жильные зоны при этом ориентированы либо перпендикулярно к направлению осей складок (гора Пустынная), либо пересекают их под различными углами (гора Надежная и др.). Аналогичная картина наблюдается и в бассейне ключа Амнунали, где сохраняется восток-северо-восточное простирание большей части жильных зон, хотя здесь же отмечены жилы северо-западного простирания. Такая же ориентировка жильных зон и кварцевых жил характерна для Уттанакского, Междерпукского и других хрусталепроявлений, причем могут преобладать жилы какого-либо одного направления.

Анализ трещинной тектоники хрусталепроявления, расположенного в районе Курумкана, показывает, что наиболее характерными для него являются крутопадающие трещины восток-северо-восточного ( $70-80^\circ$ ) и северо-западного ( $290-300^\circ$ ) простирания. Первая система связана с Дерпукской зоной повышенной трещиноватости, протягивающейся на значительное расстояние и контролирующей Междерпукское жильное поле и дайки диабазов восточнее последнего. Трещины северо-западного простирания связаны с зоной трещиноватости, прослеженной по выходам гранодиоритов и биотитовых гранитов.

Таким образом, подавляющая часть кварцевых жил и жильных зон рассматриваемого района локализуется по трещинам двух простираний: восток-северо-восточного и северо-западного. Эти два направления характерны и для крупных зон повышенной тектонической активности и для основных систем трещин в породах района (рис. 2). Ряд отклонений от этого правила объясняется местными причинами: наличием более ранних нарушений другого направления, контактов пород различной компетентности или трещин, заложенных в процессе складчатости.

Кварцевожильные поля и хрусталепроявления далеко не всегда приурочены к местам осложнения складчатых структур. В ряде случаев участки развития кварцевых жил действительно характеризуются сложной складчатостью. Вместе с тем в районе многих хрусталепроявлений складчатость очень проста. Примером может служить обширная область развития кварцевых жил в верхнем течении Алдана, хрусталепроявления в бассейнах ключей Чогдон, Бугульняктах, Килерчи, Кытымалях, р. Калыны и в ряде других мест. С другой стороны, на участках со сложной складчатостью, отмеченных в низовьях р. Чуга, в верховьях рек Каир, Улуннах и Амуткан известны лишь редкие малоперспективные развалы мелкошестоватого или сливного жильного кварца.

Таким образом, сложная складчатость не является определяющей для жильомещающих структур, хотя связанные с ней трещины могут служить местами локализации кварцевых жил. При этом наибольшую роль играют те трещины, направление которых совпадает или незначительно отличается от направления более поздних трещин, возникших в момент образования кварцевых жил.

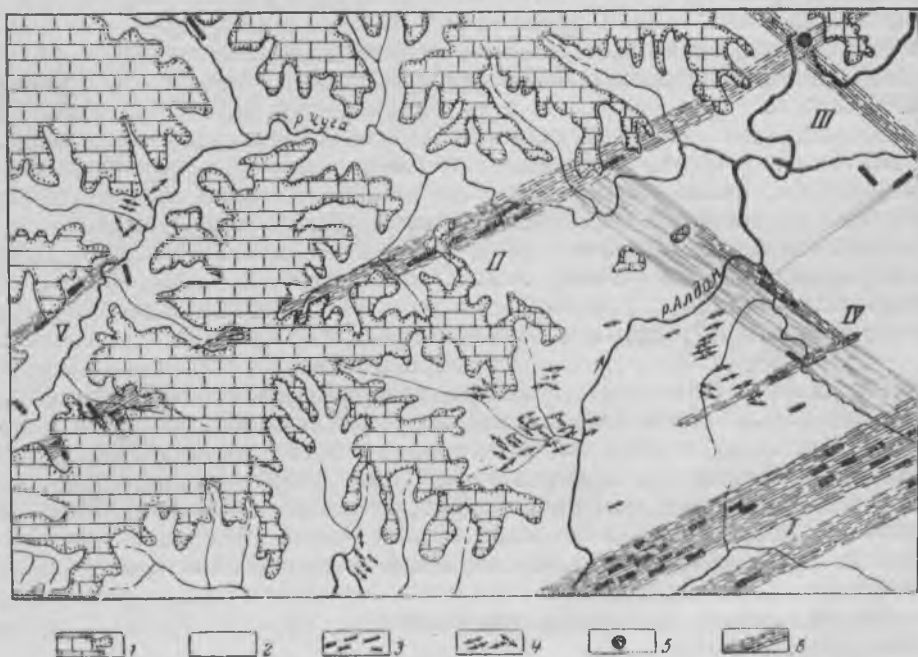


Рис. 2. Взаимоотношение зон повышенной тектонической активности и кварцевых жил

1 — шилкекембрийские карбонатные породы; 2 — породы архейского комплекса; 3 — диабазовые дайки; 4 — кварцевые жилы; 5 — участок интенсивной гидротермальной переработки пород; 6 — зоны повышенной тектонической активности: I — Амедичская; II — Чугниская; III — Нимгеро-Леглиерская; IV — Нижненимгерская; V — Кытымаляхская

Наблюдения, проведенные на проявлениях Верхне-Тимптонского хрусталеносного района, показали, что с трещинами, образовавшимися в завершающий период складчатости, связаны пегматитовые жилы. Кварцевые жилы контролируются другими системами трещин, отвечающими иному плану деформации (П. П. Токмаков, 1954 г., Л. С. Пузанов и А. В. Коплус, 1961 г.). Это лишний раз подчеркивает тот факт, что пликвативные дислокации не играют решающей роли в образовании хрусталежмещающих структур.

Характерной особенностью жильомещающих трещинных зон Верхне-Алданского района является множество мелких сместителей внутри самих зон, в то время как блоки, располагающиеся по разные стороны зон, не смещены друг относительно друга. Участки сильно дислоцированных пород (обрушения и брекчированния) по простиранию и падению постепенно переходят в зоны интенсивной, а затем и слабой трещиноватости. Следует отметить, что все хрусталежмещающие зоны отличаются срав-

нительно небольшими размерами (десятки, редко первые сотни метров) по простиранию, но иногда имеют значительную суммарную мощность, достигающую 20—30 м.

Г. В. Меркулова (1949 г.) характеризует их «как недоразвитые тектонические нарушения, процесс формирования которых остановился на одной из ранних стадий, когда породы были ослаблены растягивающими усилиями и, вероятно, даже несколько раздвинуты, но скольжения и смещения крыльев этих ослабленных зон не произошло». Формирование жилловмещающих трещин произошло в момент сравнительно небольшого растяжения, связанного, видимо, с одним из этапов поднятия Алданского кристаллического массива, происходившего после завершения складчатости.

Вопрос о возрасте хрусталеносных жил Алдана подробно освещен Е. М. Лазько [10]. Мы остановимся лишь на некоторых фактах, не упомянутых им. Выше указывалось, что кварцевые жилы Алдана и вмещающие их трещины образовались после завершения складчатости и формирования пегматитовых даек. Многие исследователи, работавшие в Верхне-Алданском районе, отмечают пересечение диабазовых даек кварцевыми жилами хрусталеносного типа и цементирование брекчий диабазов жильным кварцем. Более того, В. П. Кузнецов в бассейне среднего течения Чуги наблюдал кварцевые жилы, пересекающие прожилки розовых биотитовых гранитов, которые в свою очередь прорывают диабазовые дайки. Образование хрусталеносных кварцевых жил происходило, таким образом, значительно позже даек диабазов. В значительный промежуток времени между инъекцией последних и формированием кварцевых жил происходило, очевидно, внедрение гранитной магмы. В то же время в пределах Верхне-Алданского района не отмечено ни одной хрусталеносной кварцевой жилы, залегающей в нижнекембрийских и более молодых осадочных породах.

Таким образом, для хрустале вмещающих структур характерны следующие особенности:

1. Подавляющая часть их имеет восток-северо-восточное, близкое к широтному и северо-западное простирание.

2. Образование хрусталеносных зон происходило в послескладчатый период и связано с тектоническими процессами платформенной стадии развития региона, поэтому пликативные структуры не являются определяющими для их образования, хотя сложная складчатость благоприятна для развития более поздних хрустале вмещающих структур.

3. Разрывной характер жилловмещающих структур, о чем свидетельствует ряд признаков.

4. Хрустале вмещающие трещинные зоны образовались после даек диабазов, но в докембрийское время.

### **Взаимоотношение зон повышенной тектонической активности и хрустале вмещающих структур**

Вполне естественно, что хрустале вмещающие структуры не являются прямыми аналогами региональных зон трещиноватости. Однако ряд фактов свидетельствует о их глубоком внутреннем родстве. Заложение и развитие их происходило в одинаковой геологической обстановке, соответствовавшей эпохе стабилизации складчатых структур, и связано, по-видимому, с восходящими движениями земной коры.

Последующее развитие крупных зон повышенной тектонической активности и хрустале вмещающих трещин в платформенных условиях

определялось влиянием орогенических движений в соседних складчатых областях, а также колебательными движениями платформы.

О единстве развития описываемых структур в тот период свидетельствует ряд присущих им общих черт: разрывной характер, одинаковая ориентировка, выдержанное, не зависящее от складчатых структур простирание. Кроме того, некоторые зоны повышенной трещиноватости второго порядка контролируют размещение и даек диабазов и кварцевых жил.

Если зоны повышенной тектонической активности и хрустале вмещающие трещинные зоны являются отражением одних и тех же этапов тектонической жизни Алданского кристаллического массива, то присутствие первых на той или иной территории, легко фиксируемое по широкому развитию диабазовых даек, свидетельствует о существовании благоприятных структурных условий в момент образования кварцевых жил. Действительно, распространение хрусталеносных кварцевых жил не ограничивается «внешней зоной протерозойской складчатости», выделенной Е. М. Лазько [9]. Очень интересные хрусталепроявления известны далеко за ее пределами — в верховьях рек Леглиер и Большой Нимгер, где отчетливо проявлены зоны повышенной тектонической активности.

Естественно, что крупные зоны повышенной тектонической активности и сравнительно мелкие трещинные зоны, вмещающие кварцевые жилы, представляют собой явления разлпчных порядков. Первые относятся к элементам региональной тектоники, вторые — к локальным ее проявлениям. Региональные трещинные зоны отличаются гораздо более длительной историей развития. Ряд этапов, очень для них характерных (образование диабазов и послелюрских интрузивов), не нашел отражения в структурах жильных полей.

Характерно, что крупные зоны повышенной тектонической активности непосредственно не контролируют размещения жильных полей. В гидротермальном процессе они, по-видимому, играли роль распределяющих и растворподводящих каналов, в то время как мелкие трещинные зоны являлись жиловмещающими структурами.

Характерная особенность жильных полей — отчетливое проявление структурных элементов, связанных со складчатостью, которые по мере удаления жильных полей от региональных трещинных зон выступают все более четко.

## Выводы

1. Присутствие в районе региональных зон повышенной тектонической активности свидетельствует о благоприятной структурной обстановке, существовавшей в момент хрусталеобразования. Это позволяет по-новому подходить к оценке перспективности площадей, лежащих за пределами уже известных хрусталеносных районов.

2. Громадная роль, которую играют трещинные структуры различных порядков в размещении и локализации хрусталеносных кварцевых жил, определяет особую важность изучения трещинной тектоники в процессе поисков и разведки месторождений пьезокварца. Следует иметь в виду, что структурные условия образования кварцевых жил нельзя рассматривать в отрыве от других факторов, связанных с генезисом, в частности от вопросов об источнике гидротерм, связи с кварцитами и др.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
2. Библин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. В кн.: «Петрография СССР», сер. 1. Региональная петрография, вып. 10. Изд. АН СССР, 1941.
3. Дзевановский Ю. К. Геология восточной окраины Алданской плиты. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири», вып. 19. Госгеолиздат, 1946.
4. Дзевановский Ю. К. Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР масштаба 1:1 000 000, лист 0—51. Госгеолтехиздат, 1958.
5. Долгушин И. Ю. Влияние тектоники на рельеф Алдано-Тимптонского водораздела. Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. Изд. АН СССР, 1955.
6. Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д., Михайлов Д. Н., Судовиков Н. Г., Ушакова З. Г. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 8, 1959.
7. Коржинский Д. С. Геология и полезные ископаемые Южного района. Тр. СОПС, сб. «Якутская АССР», вып. 2, 1933.
8. Лазько Е. М. О некоторых дайках диабазового состава на Алданском щите. ДАН СССР, т. № 1, 1948.
9. Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд. Львов. гос. ун-та, 1956.
10. Лазько Е. М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис. Изд. Львов. гос. ун-та, 1957.
11. Михайлов А. Е. О термине «разлом» и о разрывах со смещениями. Советская геология, № 10, 1960.
12. Павловский Е. В. Геологическое строение и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. ИГН АН СССР, вып. 99, 1948.
13. Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, 1939.
14. Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Горлов Н. В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. Советская геология, № 53, 1956.
15. Серпухов В. И. Гаежное золото в районе Яблонового и Станового хребтов. Изд. Главного геологоразведочного управления, 1930.
16. Томсон И. Н. Поисковое значение зон повышенной трещиноватости. Материалы совещания геологов Восточной Сибири и Дальнего Востока по методике геологосъемочных и поисковых работ. Чита, 1956.
17. Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Госгеолтехиздат, 1956.

*А. В. Коплус, Л. С. Пузанов*

### **ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР, ВМЕЩАЮЩИХ КВАРЦЕВЫЕ ХРУСТАЛЕНОСНЫЕ ТЕЛА, В ВЕРХНЕ-ТИМПТОНСКОМ РАЙОНЕ АЛДАНА**

Месторождения высококачественного горного хрусталя встречаются сравнительно редко. Для их образования необходимы особо благоприятные условия, среди которых важное значение имеют особенности развития трещинной тектоники. При формировании месторождений трещинная тектоника нередко оказывала диаметрально-противоположное влияние на промышленную ценность кристаллосырья.

В период, предшествующий гидротермальной деятельности, разрывные нарушения, определяющие структуру месторождения, прямо или косвенно участвовали в формировании полостей-кристаллизаторов, обеспечивающих свободный рост кристаллов, и, следовательно, являлись положительным фактором.

Интерминерализационная трещиноватость, вызывающая приоткрытие полостей с одновременным поступлением новых порций растворов, часто вела к дроблению уже появившихся кристаллов хрусталя. И если регенерация обломков и рост новых индивидов в какой-то мере компенсировали вредное воздействие межминерализационной трещиноватости, то появление трещин в посткварцевый этап обычно приводило к понижению промышленной ценности месторождений горного хрусталя.

Таким образом, выяснение особенностей формирования трещинных структур во времени, их влияния на различные стороны хрусталеобразования и в конечном счете на качество сырья является предпосылкой к оценке месторождений.

#### **Геологическая характеристика района**

Верхне-Тимптонский район расположен в бассейне верхнего течения правого притока Алдана — р. Тимптон. Его структурное положение определяется приуроченностью к южной краевой части кристаллического щита, входящей в состав восточного крыла Алданского мегаантиклинала [2].

Район сложен породами двух комплексов, резко отличающихся по возрасту, составу, степени метаморфизма, магматизму и характеру складчатости.

*Нижний комплекс* интенсивно дислоцированных первично-осадочных образований архейского возраста разделяется снизу вверх на иенгурскую, тимптонскую и желтулинскую серии. В бассейне верхнего течения р. Тимптон наиболее распространены глубокометаморфизованные поро-

ды иенгурской серии, разделяющейся на две свиты — верхнеалданскую и федоровскую.

Верхнеалданская свита состоит из горизонтов мономинеральных, полевошпатовых, силлиманитовых и реже магнетитовых кварцитов, содержащих прослой и линзы кордиеритовых, силлиманитовых, биотит-гранатовых и других гнейсов, а также многочисленные разности магнетитово-железистых кристаллических сланцев. К горизонтам кварцитов приурочены все известные хрусталепроявления района. Мощность пачек кварцитов в Верхне-Тимптонском районе колеблется от единиц до сотен метров.

Федоровская свита сложена амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами с редкими прослоями кварцитов и биотит-гранатовых гнейсов, перекрываемых мраморами, кальцифирами и диопсидовыми породами с флогопитом.

Для обеих свит типично сложное литологическое переслаивание и частое выклинивание пачек пород по простиранию и падению. По данным З. Г. Ушаковой (1955 г.), мощность верхнеалданской и федоровской свит соответственно 3500 и 1500 м.

Архейские породы испытали региональную гранитизацию в связи с формированием огромных масс гранито-гнейсов и малых интрузий аляскитовых гранитов. Среди производных архейского магматизма развиты (в порядке времени внедрения) редкие и мелкие согласные, реже секущие тела основного и ультраосновного состава, превращенные в амфиболовые сланцы; огромные синтетонические статифицированные интрузии гранито-гнейсов, согласные с общими структурами района; аляскитовые граниты, гранит-пегматиты и пегматиты, являющиеся полойными и секущими инъекциями различных форм.

В районе известны нижнепротерозойские дайки диабазов и габбро-диабазов (Ю. К. Дзевановский, 1961 г.). Следует отметить, что нет единого мнения о времени образования массивов аляскитовых гранитов. Г. Б. Митич [6] выделяет среди аляскитовых гранитов архейские и протерозойские разности. По данным Г. Т. Кравченко [4], возраст гранито-гнейсов Алдана 1880—1920 млн. лет, аляскитовых гранитов 1800—1834 млн. лет, пегматитов, связанных с аляскитовыми гранитами, 1700—1800 млн. лет.

*Верхний комплекс* распространен незначительно и представлен морскими и лагунно-континентальными полого залегающими породами нижнепалеозойского и мезозойского возраста. Палеозойские и мезозойские отложения сохранились только в тектонических впадинах, ограниченных разломами. Общая мощность осадочных образований верхнего комплекса 800—1000 м. Мезозойский вулканический цикл проявился в образовании гипабиссальных тел щелочных и щелочноземельных пород послепюрского возраста.

Тектоническое строение района сложно и аналогично строению внутренних областей Алданского щита, хотя и имеет ряд специфических черт. Оно определяется в основном деформациями архейского возраста, в результате которых были образованы крупные антиклинории и синклинории, осложненные многочисленными брахискладками.

Отличительная черта структурного плана района — изменение северо-западного простирания основных линейных складок на северо-восточное, а также нередко наблюдаемые искривления и ундуляция шарниров складок. В этом случае дугообразные структуры в общем повторяют восточный контур крупной Чульманской депрессии, примыкающей

к описываемому району с запада. Е. М. Лазько [5] объясняет осложнение пликативных структур влиянием протерозойского орогенеза.

Некоторые исследователи [3] связывают подобные явления, наблюдаемые в западных районах щита, с одной из фаз архейского тектогенеза, вызвавшей (в состоянии высокой пластичности материала) возникновение новых структурных направлений, а осложняющую брахискладчатость считают следствием деформаций, близких к диапирическим, в условиях реоморфизма.

Складчатые структуры разбиты многочисленными длительно развивавшимися нарушениями, определяющими блоковое строение Верхне-Тимптонского района и имеющими различные возраст и морфологию. Из них наиболее широко развиты широтные и субширотные линейные нарушения, зоны милонитизации, дробления и интенсивной трещиноватости пород. Меньше распространены разрывы северо-восточного и северо-западного простирания. Широтные и субширотные нарушения заложены, очевидно, в один из наиболее ранних этапов; вдоль них происходили неоднократные перемещения блоков. Северо-восточные и реже северо-западные протерозойские трещины диаклазового типа фиксируются дайками габбро-диабазов.

Широко развиты также мезозойские сколовые дислокации, тесно связанные с проявлением глыбовой тектоники Алданского щита и ограничивающие узкие грабены, выполненные юрскими и меловыми осадочно-эффузивными породами. В это время по тектоническим нарушениям проникла трахитоидная магма, образовавшая гипабиссальные тела щелочных пород.

Наиболее поздними являются кулисообразные надвиги значительных амплитуд перемещения с падением плоскости сместителя в южных румбах, наблюдающиеся в юрских отложениях Чульманской и других впадин.

Все известные кварцевые хрусталепроявления, группирующиеся в ряд жильных полей, связаны с крутопадающими зонами повышенной трещиноватости в породах архейского комплекса.

Взаимоотношения трещинных зон и их отношение к пликативным формам в огромной степени влияют на насыщенность жильных полей кварцевыми телами, на разнообразие хрусталеносных структурно-морфологических типов последних, их практическое значение и методику разведочно-эксплуатационных работ.

### **Закономерности размещения хрусталепроявлений и этапы формирования трещинных структур жильных полей**

Размещение жильных полей в Верхне-Тимптонском районе подчиняется определенным закономерностям, заключающимся в благоприятном сочетании литолого-стратиграфического, магматического и структурного факторов.

Давно была отмечена тесная пространственная связь проявлений горного хрусталя с кварцитами верхнеалданской свиты архея. Кварциты жильных полей густо инъецированы аляскитовыми гранитами и пегматитами, вызвавшими калиевый метасоматоз вмещающих пород. Часто фиксируется четкая зависимость размещения кварцевых жил от структурного плана жильного поля. Благоприятными с этой точки зрения являются участки крупных пликативных структур, осложненные мелкой брахискладчатостью. Значение последней состоит главным об-

разом в структурной подготовке породы для интенсивного развития местных тектонических нарушений.

Жильные поля района, удаленные друг от друга на десятки километров, имеют общие закономерности в последовательности развития трещинных структур, формирование которых происходило в пять основных этапов:

1. Допегматоидный.
2. Раннепегматоидный.
3. Позднепегматоидный.
4. Кварцевый (гидротермальный)<sup>1</sup>:
  - а) предгидротермальный;
  - б) внутригидротермальный.
5. Послекварцевый.

Каждый из этапов был весьма продолжительным и характеризовался своим структурно-тектоническим планом деформаций, о чем свидетельствуют взаимоотношения трещинных структур, к которым приурочены пегматиты, ранняя гидротермальная минерализация и кварцевые жилы.

1. В допегматоидный позднескладчатый этап происходило становление массивов аляскитовых гранитов и гранит-пегматитов, размещение которых контролируется в основном характером складчатых структур. Поскольку эти породы не образовали даек и других жильных форм, есть основание считать, что в период их формирования не было дизъюнктивных нарушений соответствующего масштаба и характера.

2. В раннепегматоидный этап, совпадающий с завершением складчатых движений, были заложены две системы трещин — скола и разрыва. Трещины скола имеют простирающие, аналогичное направлению складчатых структур, направление трещин разрыва совпадает со слоистостью деформированных пород. Образование обеих систем трещин соответствует тому времени, когда эллипсоид деформации был ориентирован осью *A* вертикально, а осью *B* вдоль простирающих складок [1, 8]. При этом трещины разрыва развивались в основном в направлении слоистости пород, в силу чего многие из них носят характер полостей отслаивания. Эти генетические типы наиболее ранних трещин устанавливаются на площадях всех хрусталеносных полей района. К ним приурочены ортопегматитовые плитообразные и линзовидные пегматоидные жилы, кварц-полевошпатовые и полевошпатовые прожилки, мощность которых колеблется от 3—5 см до 0,5 м. Все эти разности жильной фации в дальнейшем для краткости будут называться пегматоидами.

В пределах хрусталепроявлений на правобережье ручья Хрустального в бассейне р. Митинга, приуроченных к антиклинали северо-восточного простираения, отмеченная закономерность находит свое отражение

<sup>1</sup> Необходимо отметить, что между третьим и четвертым этапами, на огромной территории кристаллического щита происходило формирование диабазовых даек. В Верхне-Тимптонском районе они встречаются сравнительно редко, а в пределах жильных полей — только в единичных случаях.

К сожалению, отсутствие достоверного фактического материала не позволяет однозначно установить тектонические условия формирования этих тел. Можно лишь сказать, что диабазовые дайки имеют преимущественно северо-восточное и северо-западное простираение и располагаются в куполопадающих трещинах, заложенных в ранне- и позднепегматоидные этапы.

ние в максимумах I и III (рис. 1). К максимуму I, имеющему плотность более 8%, приурочены пегматоиды, контролируемые трещинами, согласными со слоистостью пород, и связанные в основном с заполнением полостей отслаивания в ядрах мелких синклинальных и антиклинальных складок. С максимумом III с плотностью 2—4% связаны пегматоиды, приуроченные к трещинам скола северо-восточного простирания с углами падения 80—90°.

Аналогичная картина наблюдается в бассейнах рек Бугарыхта и Окурдан, где кварцевые жильные поля характеризуются различной



Рис. 1. Диаграмма ориентировки пегматоидов в бассейне р. Митинга. 101 замер. Изолинии проведены через <1—2—4—6—8—10>%. Стрелкой показано направление погружения шарнира антиклинали

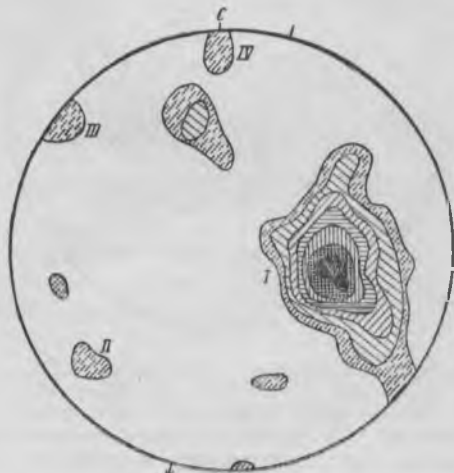


Рис. 2. Диаграмма ориентировки пегматоидов в бассейне р. Бугарыхта. 150 замеров. Изолинии проведены через <1—2—4—6—10—15—25>%. Стрелкой показано направление воздымания шарнира синклинали

структурной обстановкой. На наиболее разведанном участке жильного поля в бассейне р. Бугарыхта обнаружено несколько хрусталеносных кварцевых жил, приуроченных к синклинальной брахискладке северо-северо-восточного простирания. Основная часть пегматоидов (более 25%) здесь локализуется в полостях отслаивания, наиболее частых в изгибах мелких складок (рис. 2, максимум I), около 1% пегматоидов связано со сколовыми трещинами северо-восточного простирания (максимум III).

Жильное поле бассейна р. Окурдан располагается в присводовой части крупной антиклинальной складки западно-северо-западного простирания, резко погружающейся в обоих направлениях. Здесь отмечается унаследованность пегматоидами тех же генетических систем трещиноватости (рис. 3, максимумы I, Ia, Ib и III). Максимумы I, Ia и Ib, плотность которых составляет >3, >6 и >10%, отражают количественные соотношения пегматоидов в трещинах отслаивания, проявившихся главным образом в местах замыкания складки. Особенностью жильного поля является широкое развитие пегматоидов, приуроченных к системе трещин скола, простирающихся в северо-западном направлении, согласном со складчатой структурой (максимум III с плотностью более 10%).

Жильное поле в бассейне р. Малый Нихот, тяготеющее в целом к юго-западному периклинальному замыканию антиклинальной складки северо-восточного простирания, резко погружающейся на юго-запад, характеризуется наиболее сильным проявлением системы трещин отслаивания в перегибах мелких складок. Эти трещины служили основ-

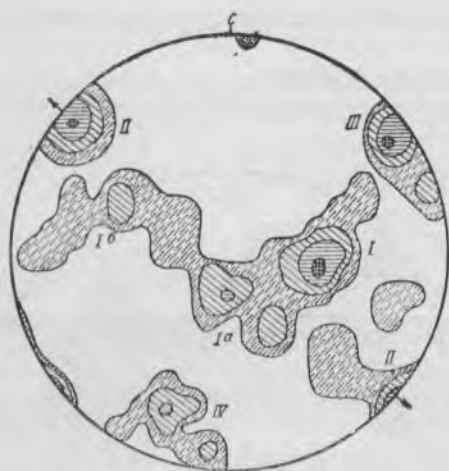


Рис. 3. Диаграмма ориентировки пегматоидов в бассейне р. Окурдан. 43 замера. Изолинии проведены через  $<1-3-6-10>\%$ . Стрелкой показано направление погружения шарнира антиклинали

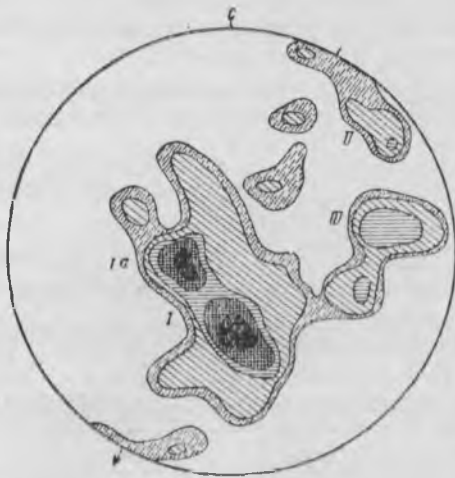


Рис. 4. Диаграмма ориентировки пегматоидов в бассейне р. Малый Нихот. 100 замеров. Изолинии проведены через  $<1-2-4-6-10>\%$ . Стрелкой показано направление погружения шарнира антиклинали

ными местами локализации пегматоидов, о чем свидетельствует высокая (более 10%) плотность максимумов I и Ia (рис. 4). По трещинам скола (максимум III) и разрыва (максимум II) пегматоиды развиты значительно слабее. Пегматоиды, локализующиеся в трещинах скола и отслаивания (максимумы I и III) сложены серым высокотемпературным кварцем и темно-бурыми кристаллами полевого шпата.

Различие в массовости распределения пегматоидов в трещинах скола и отслаивания объясняется тем, что последние более доступны для пегматоидных расплавов.

3. Продолжавшаяся в позднепегматоидный этап стабилизация складчатых структур района сопровождалась переориентировкой напряжений, в результате которой резко возросшие тангенциальные усилия привели к образованию новых систем сколовых и разрывных трещин, фиксируемых на рис. 1—4 максимумами II и IV. Образование этих систем трещин происходило в тот период, когда эллипсоид деформации был ориентирован осью A по простиранию пликативных сооружений при вертикальном положении оси B. Сформировавшиеся системы трещин являются секущими по отношению к простиранию складок: субширотная сколовая система (максимум IV) — диагональная, разрывная (максимум II) — близкая к поперечной, хотя в отдельных случаях отклонения от указанных направлений у них более значительны. К описываемым трещинам приурочены более поздние пегматоиды, сложенные светло-розовым полевым шпатом и полупрозрачным кварцем.

Проявившиеся в целом незначительно трещины поздних систем обнаруживают неравномерность в развитии на площадях жильных полей

района. В зависимости от этого различна их роль и в распределении пегматоидов.

За исключением бассейна р. Окурдан, где система субширотных трещин содержит относительно большое количество пегматоидов (см. рис. 3, максимум IV с плотностью более 6%), контроль этой системы над распределением пегматоидов в других жильных полях весьма незначителен — всего 1—2% (см. рис. 1 и 2, максимум IV), а на Малом Нихоте они практически не проявились (см. рис. 4).

Система поперечносекущих трещин разрыва (максимум II) в жильных полях выражена более интенсивно, за исключением бассейна р. Бугарыхта. Так, в бассейне р. Митинга к трещинам разрыва приурочено более 6% пегматоидов, в бассейне р. Окурдан — более 10%, а в бассейне Малого Нихота — более 4%.

4. Структурное развитие жильных полей в кварцевый этап характеризовалось возобновлением процесса трещинообразования в условиях консолидированных складчатых сооружений района. В это время происходило заложение и развитие систем трещин, группировавшихся в сравнительно узкие сколовые зоны, ориентированные в субширотном и субмеридиональном направлениях с крутыми углами падения (70—90°). Формирование новых систем трещин сопровождалось подновлением докварцевых трещин отслаивания, разрыва и скола.

На разведанных хрусталепроявлениях субмеридиональные и субширотные трещинные зоны, как правило, располагаются кулисообразно, редко последовательно или параллельно, а в местах проявления обеих систем пересекают друг друга под почти прямым углом, разобщаясь блоками малотрещиноватых пород.

Среди многочисленных трещин, образовавшихся в кварцевый этап, выделяются нарушения, предшествующие и сопровождающие процесс гидротермальной деятельности.

а) Первые поступления гидротермальных растворов, предшествовавшие выделению жильного кварца, вызвали незначительную перекристаллизацию, хлоритизацию и эпидотизацию вмещающих пород. И хотя эти явления в дальнейшем в той или иной мере сопровождали кварцеобразование, наличие таких трещин с бескварцевой минерализацией позволяет судить о характере новых трещинных систем, сформировавшихся к этому моменту. Так, на жильном поле бассейна р. Митинга ранние процессы хлоритизации и серицитизации имели место в трещинах трех генетических типов (рис. 5): слоистости (максимум I), разрыва (максимум II) и скола субширотного простирания (максимум IV). Сопоставление рис. 5 с диаграммой размещения кварцевых жил в бассейне р. Митинга (рис. 6), показывает, что они идентичны. Это обстоятельство, характерное и для остальных жильных полей района — бассейнов рек Бугарыхта, Малый Нихот, Окурдан (рис. 7—9), дает право считать, что структурная обстановка в период формирования кварцевых жил не имела существенных отличий от структурной обстановки предгидротермального времени. Вместе с тем она коренным образом отличалась от структурных условий, существовавших в более ранние, докварцевые, этапы развития жильных полей. Это подтверждается повсеместно наблюдаемым катаклизмом пегматоидных образований и существенно иным структурным планом распределения гидротермального кварцевого материала (см. рис. 1 и 6, 2 и 7, 4 и 8, 3 и 9).

Большое развитие новых сколовых систем трещин, сопровождаемое малоамплитудными перемещениями, свидетельствует об изменении положения эллипсоида деформации. Последний, судя по ориентировке

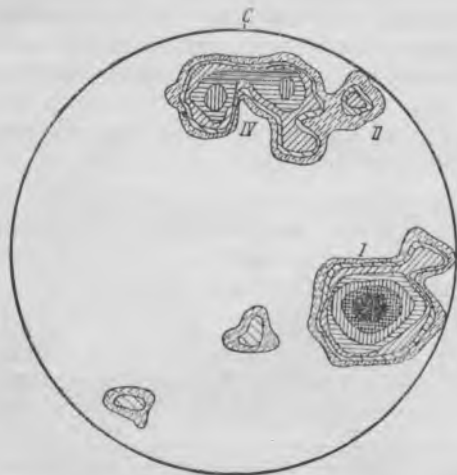


Рис. 5. Диаграмма ориентировки трещин, минерализованных серицитом и хлоритом. 165 замеров. Изолинии проведены через  $\langle 1-2-4-8-15-25-35 \rangle \%$

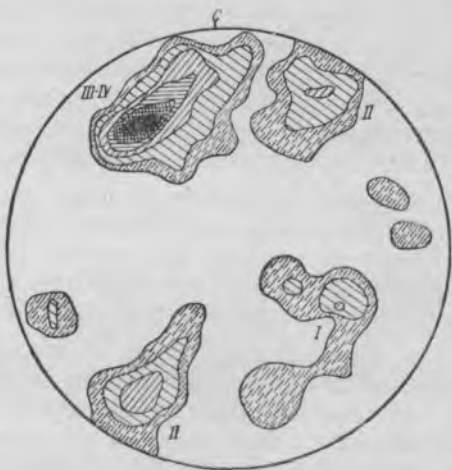


Рис. 6. Ориентировка кварцевых жил и прожилков в бассейне р. Митинга. 345 замеров. Изолинии проведены через  $\langle 1-2-4-6-8-10 \rangle \%$



Рис. 7. Диаграмма ориентировки кварцевых жил и прожилков в бассейне р. Бугарыхта. 70 замеров. Изолинии проведены через  $\langle 1-2-4-6-8-10-14 \rangle \%$



Рис. 8. Диаграмма ориентировки кварцевых жил и прожилков в бассейне р. Малый Нихот. 202 замера. Изолинии проведены через  $\langle 1-2-4-5-10-15-20 \rangle \%$

штрихов и борозд скольжения, характеру и соотношению трещинных систем, имел следующее расположение осей: *A* — примерно вертикальна, *C* — перпендикулярна к субширотным трещинам максимума IV, а *B* — параллельна последним. При этом положений эллипсоида интенсивно развивались субширотные трещинные зоны максимума IV, накладывавшиеся в ряде случаев на слабо развитые трещины того

же направления, заложенные в позднепегматоидный этап, а также на малочисленные северо-восточные трещины максимума III, заложенные в раннепегматоидный этап (см. рис. 1, 2, 3). Изменение ориентировки эллипсоида деформации связано с начальной стадией развития глыбовой тектоники в районе, расчлененном на блоки различных размеров серийной субпараллельных нарушений.

Очевидно, формирование субширотных трещинных зон соответствовало во времени развитию подвижек по одноименным нарушениям, ограничивающим блоки. Появление субширотных трещинных зон сопровождалось тектоническими подвижками в направлении с севера на юг, а субмеридиональных — с востока на запад. В этих условиях формировались системы трещин максимумов IV, V, VI. Первые две системы трещин развиты неравномерно в различных жильных полях: трещины максимума IV обнаруживаются повсеместно, а трещины максимума V — только в бассейнах рр. Малый Нихот и Окурдан. Трещины максимума VI носят разрывной характер, имеют пологие углы падения и возникали лишь в наиболее благоприятных условиях.

В бассейне рр. Митинга, Бугарыхта, Малый Нихот и Окурдан устанавливаются одни и те же основные структурные направления преимущественной локализации кварцевых жил, незначительно отличающиеся друг от друга в связи с особенностями тектонического строения жильных полей.

В жильном поле бассейна р. Митинга кварцевые жилы приурочены к трещинам максимумов I, II, III—IV, причем максимумы III—IV имеют плотность более 10%. Здесь группировка кварцевых жил в определенных системах трещин более четкая по сравнению с размещением пегматитов.

В бассейне р. Бугарыхта трещины скола максимума IV вмещают более 10% кварцевых жил. К трещинам максимума I, отражающим слоистость, приурочено более 14% кварцевых жил, к трещинам разрыва максимума II — более 20%.

Трещинная тектоника в бассейне р. Малый Нихот имеет свои особенности, заключающиеся в совместном развитии субширотных и субмеридиональных трещинных зон. В связи с этим кварцевые тела приурочены не только к субширотным трещинным зонам (максимум IV) и к трещинам, согласным со слоистостью (максимум I), но и к зонам меридионального простирания — максимум V.

В соответствии с северо-западным простиранием складчатой структуры в бассейне р. Окурдан, максимумы трещин I, II и IV, заложенные в ранне- и позднепегматоидный этапы, имеют расположение, отличающееся от других жильных полей; однако ориентировка субширотных и субмеридиональных трещинных зон (максимумы IV и V) оста-



Рис. 9. Диаграмма ориентировки кварцевых жил и прожилков в бассейне р. Окурдан. 110 замеров. Изолинии проведены через <1—2—4—6—8—10>%

ся постоянной. Здесь кварцевые жилы локализуются в трещинах, согласных со слоистостью пород (максимум I с плотностью более 10%), в субширотных трещинах (максимум IV с плотностью более 10%), в трещинах разрыва (максимум II с плотностью более 8%) и, наконец, в субмеридиональных трещинах (максимум V с плотностью более 8%). Весьма типичным для всех жильных полей, за исключением бассейна р. Митинга, является полное отсутствие кварцевых жил, связанных с трещинами максимума III, заложенными в раннепегматонный этап.



Рис. 10. Диаграмма ориентировки послекварцевых трещин в бассейне р. Митинга. 171 замер. Изолинии проведены через  $<1-2-4-6-10-15>^{\circ}/_0$

б) Пульсационное течение гидротермального процесса сопровождалось «вспышками» трещинообразования, происходившими во внутригидротермальное время. Находки редких брекчий жильного кварца, в которых молочно-белые массивные обломки цементируются полупрозрачным материалом, трещины в регенерированных кристаллах, сколы которых фиксируются тонкими присыпками глинистых, глинисто-гематитовых и других минералов, свидетельствуют о незначительных проявлениях интерминерализационной тектоники.

5. Большое значение для прогнозной оценки хрусталоносных тел имеет учет влияния тектоники в послекварцевый этап на сохранность кристаллов пьезооптического кварца.

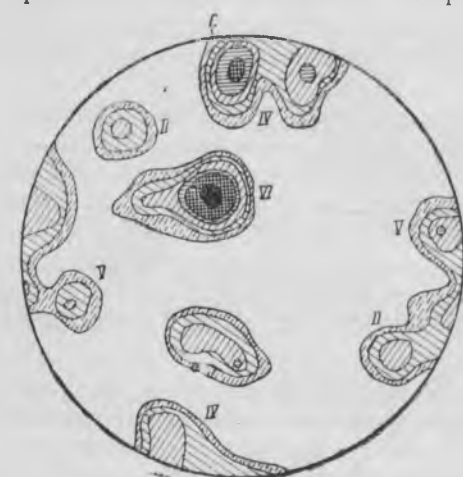


Рис. 11. Диаграмма ориентировки послекварцевых трещин в бассейне р. Окурдан. 142 замера. Изолинии проведены через  $<1-2-4-6-10-15>^{\circ}/_0$



Рис. 12. Диаграмма ориентировки послекварцевых трещин в бассейне р. Малый Нихот. 160 замеров. Изолинии проведены через  $<1-2-4-8-15-20>^{\circ}/_0$

Послекварцевый этап характеризовался активизацией трещинообразования. Поскольку механизм возникновения трещин оставался

прежним, послекварцевые нарушения унаследовали направления систем трещин кварцевого этапа. Однако интенсивность омоложения отдельных систем трещин, контролирующих локализацию жил, была различной, что имело большое значение для сохранности кристаллов горного хрусталя.

В бассейне р. Митинга (рис. 10) основные тектонические подвижки происходили в субширотных направлениях по сколовым трещинным зонам (максимум IV с плотностью более 6%), по северо-восточным трещинам скола (максимум III с плотностью более 15%) и по трещинам разрыва (максимум II с плотностью более 6%). В бассейнах рр. Окурдан и Малый Нихот, кроме ранее упомянутых направлений, отмечается развитие послекварцевых подвижек по субмеридиональным сколовым трещинам (рис. 11, 12). На этих жильных полях интересной особенностью послекварцевой тектоники является слабое развитие движений по слоистости, столь ярко проявившееся в раннепегматоидный этап и в предгидротермальную стадию кварцевого этапа. В связи с этим кристаллы горного хрусталя лучше сохранились в тех кварцевых телах или их участках, которые контролируются трещинами слоистости или локализируются в полостях отслаивания.

### Зависимость морфологии и размещения хрусталеносных тел от особенностей проявления трещинных структур

Одной из важнейших практических задач, вытекающих из рассмотрения истории формирования трещинной тектоники жильных полей, является установление тех структурных сочетаний, которые при прочих равных условиях определяют места локализации кварцевых тел различных структурно-морфологических типов:

1. Простых линзообразных жил.
2. Жил с апофизами.
3. Жильных зон.
4. Штокверкообразных и трубообразных тел.

1. Для участков, вмещающих простые жилы, в бассейне р. Митинга типично наличие четырех максимумов трещин, имеющих различную плотность. Наибольшую плотность (более 20%) имеют трещины скола максимума IV, характеризующиеся ровными стенками со следами малоамплитудных перемещений; максимум I соответствует трещиноватости по слоистости, а максимум II — поперечносекущим трещинам разрыва.

Простые линзообразные кварцевые тела локализуются в трещинах максимума IV. К этой же системе трещин приурочены линзовидные кварцевые тела в бассейне р. Бугарыхта и в других жильных полях района.

2. Жилы, осложненные апофизами, характеризуются приуроченностью основного тела к системе крутопадающих субширотных, реже субмеридиональных трещин, а апофизы — в большинстве случаев к контактам слоев различного литологического состава или к участкам интенсивной мелкой складчатости кварцитов.

В бассейнах рр. Митинга и Малый Нихот в кварцитах, вмещающих жилы с апофизами, развивается обычно три четких максимума трещин. Наиболее распространены (свыше 15%) сколовые трещины максимума IV, контролирующие основное жильное тело, от которого по трещинам слоистости (максимум I) отходят апофизы, имеющие в

лежащем боку растертые и гидротермально измененные пегматоиды. Максимум V соответствует субмеридиональным трещинам, к которым не приурочена кварцевая минерализация.

3. Жильные зоны, состоящие из ряда субпараллельных кулисообразно расположенных линзовидных кварцевых тел, развиты на территории всего Верхне-Тимптонского района. Они размещаются в структурно-ослабленных участках, в пределах которых обычно пересекаются две разновозрастные крутопадающие системы трещин. Трещины одной из этих систем омоложенные, заложившиеся в раннепегматоидный этап как сколовые, согласные с направлением складчатости (максимум III), трещины второй системы отвечают максимуму IV и являются сколовыми, сформировавшимися в кварцевый этап непосредственно перед движением гидротермальных растворов. Значительное развитие имеют пологие разрывные трещины максимума VI.



Рис. 13. Диаграмма ориентировки трещин в кварцитах, вмещающих жильные зоны. 320 замеров. Изолинии проведены через <1—2—4—6—10—15>%.

Поскольку система трещин максимума III имеет в среднем азимуты падения  $315^{\circ}$ — $335^{\circ}$ , а трещины максимума IV  $350^{\circ}$ — $10^{\circ}$ , что составляет разницу в направлении всего лишь в  $35^{\circ}$ , на диаграммах трещин они часто сливаются в единый максимум (рис. 13, максимумы III—IV). Ориентировка кварцевых жил в таких участках свидетельствует о их приуроченности к обеим разновоз-

растным трещинным зонам, причем подмечается определенная тенденция к преимущественному унаследованию кварцевыми жилами направления более поздней из систем. Значение этого фактора должно учитываться при проведении разведочно-эксплуатационных работ. Особое внимание необходимо уделять местам пересечения этих трещинных систем, так как к пересечениям часто приурочены трубообразные хрусталеносные полости. Нередко в местах выклинивания на глубину и по простиранию жильные зоны переходят в переплетение маломощных жил и прожилков штокверкового строения.

4. В жильных полях Верхне-Тимптонского района наиболее сложным морфологическим типом являются удлиненные (штокверкообразные) или грузонизометрические (штокверковые) тела, состоящие из многочисленных переплетающихся между собой маломощных кварцевых жил. К этому же морфологическому типу условно можно отнести и трубообразные тела, сопровождающиеся сетью маломощных кварцевых прожилков, геолого-структурные условия образования которых весьма близки к условиям образования штокверковых тел.

Штокверковые и штокверкообразные тела развиваются в местах пересечения нескольких систем трещин с весьма интенсивным дроблением вмещающих пород, что благоприятствовало проникновению гидротермальных растворов. Поскольку интенсивность циркуляции последних по различным трещинам неодинакова, условия отложения жильного кварцевого материала также различны. Если совокупность

структурных особенностей создает предпосылки преимущественно для движения растворов в одном направлении с весьма ограниченным распределением их во всех других направлениях, образуется трубообраз-



Рис. 14. Структурно-геологическая схема участка развития хрусталеносных штокверковых тел (бассейн р. Малый Нихот)

1 — делювиально-элювиальные отложения; 2 — кварциты светлые, перекристаллизованные, участками с полевым шпатом; 3 — гранит биотитовый; 4 — дайки пегматитов; 5 — штокверковые тела молочно-белого шестоватого, реже массивного, жильного кварца; 6 — зоны повышенной трещиноватости пород и отдельные трещины; 7 — направления простирания и падения трещин, согласных со слоистостью

ное тело с системой прожилков. При относительно равномерной циркуляции гидротерм по трещинам формируются штокверкообразные зоны или штокверковые тела, но даже и в этих случаях можно установить направление наиболее интенсивной циркуляции гидротермальных растворов.

Среди штокверков выделяются две разновидности тел, отличающиеся размерами, степенью хрусталеносности и структурными условиями

образования. Одна из них имеет незначительные размеры, слабую хрусталеносность и приурочена к участкам резкого изгиба шарниров мелких антиклинальных и синклинальных складок. Для таких участков типично интенсивное развитие трещинных систем различных направлений, причем многие из них проявлены локально и имеют протяженность от 0,5 до 3 м и небольшую мощность.

Все это многообразие трещин в той или иной мере контролирует распределение жильного кварцевого материала. Густая, но весьма ограниченная в пространстве трещиноватость обусловила незначительные размеры штокверкообразных тел. Отдельные мелкие пустоты и зазоры, содержащие кристаллы горного хрусталя, приурочены к раздувам кварцевых прожилков в местах их изгиба и взаимного пересечения. Практическое значение этой группы жильных тел весьма невелико.

Большое практическое значение имеют штокверковые тела, локализующиеся в местах пересечения более выдержанных линейных зон повышенной трещиноватости. При этом наблюдается прямая зависимость размеров хрусталеносных тел от мощности и протяженности зон повышенной трещиноватости, а также от степени дробления кварцитов. Этот морфологический тип встречается довольно часто, но особенно ярко он проявился в бассейне р. Малый Нихот, где на одном из участков площадью около 100 м<sup>2</sup> разведаны три штокверка жильного кварца (рис. 14). Структурная подготовка участка выразилась в широком

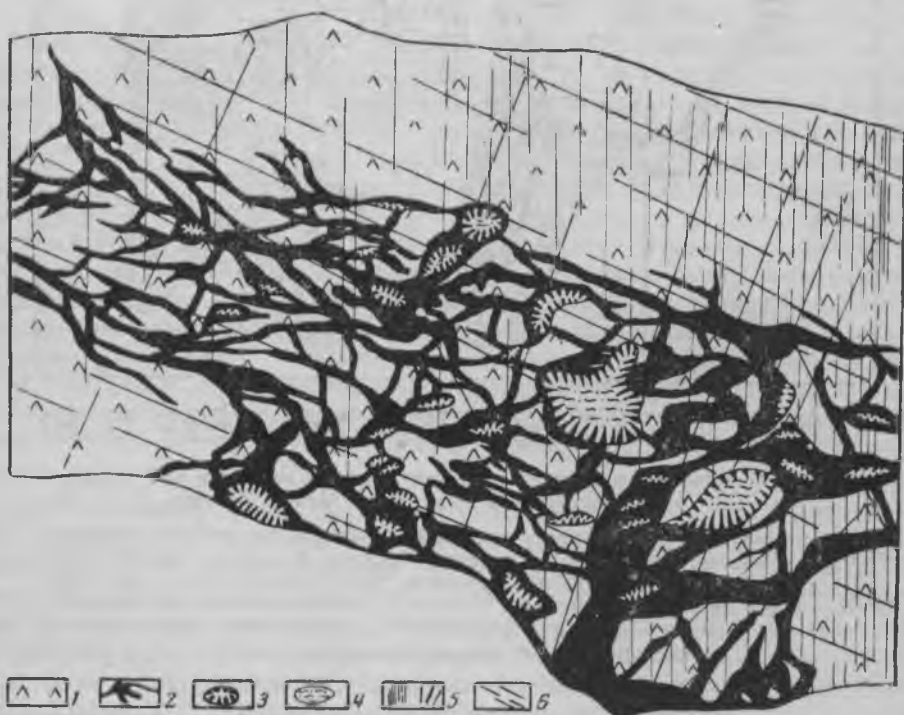


Рис. 15. Схематическая зарисовка участка хрусталеносного штокверкового тела (бассейн р. Малый Нихот)

1 — кварциты светлые, гидротермально перекристаллизованные, участками с полевым шпатом; 2 — жильный кварц крупнозернистый, шестоватый, реже массивный, молочно-белый; 3 — полости и гнезда с горным хрусталем; 4 — гнездовое выполнение; 5 — зоны повышенной трещиноватости и отдельные трещины; 6 — трещины, согласные со слоистостью

развитии трещин по слоистости кварцитов, в проявлении ряда сближенных зон повышенной трещиноватости широтно-субширотного и близкого к меридиональному простираний. Эти системы трещин контролируют распределение кварцевых жил и хрусталеносных полостей штокверкового тела (рис. 15). Интенсивность развития сколов широтного простирания (максимум IV, плотность более 10%) несколько больше интенсивности трещин отслаивания (максимум I) и сколов субмеридионального направления (максимум V), имеющих одинаковую плотность—более 6% (рис. 16).

Все эти системы трещин являются основными кварцевмещающими структурами, причем наиболее мощные прожилки в большинстве случаев приурочены к крутопадающим сколовым системам, а в единичных случаях — к трещинам слоистости, хотя это направление более характерно для массовой локализации мелких прожилков, зачастую «уходящих» на сравнительно большие расстояния от основного места развития штокверка.

Штокверковые тела содержат значительное количество полостей расположенных в пересечениях сколовых трещин различных направлений, а еще чаще в местах сопряжения последних с трещинами слоистости.

Трубообразные хрусталеносные кварцевые тела менее характерны для Верхне-Тимптонского района. Как указывалось выше, они проявляются в сходной обстановке, где одно из структурных направлений являлось доминирующим. Такие тела известны в центральной части жилой поля бассейна р. Бугарыхты, где наиболее выражены разновозрастные сколовые системы максимумов III и IV, образующие крутопадающую трещинную зону. В подчиненном количестве (плотность до 4%) проявлены трещины слоистости — максимум I и разрыва — максимум II. Трубообразное тело, имеющее в плане неправильное эллиптическое сечение (10×3 м), приурочено к пересечению трещин по слоистости с зоной трещиноватости и имеет падение, согласное со слоистостью пород.

Таким образом, разнообразие форм и размеров кварцевых тел обусловлено различным характером структурной подготовки вмещающих пород. Намечается довольно четкая закономерность, выражающаяся в том, что к определенным трещинным структурам или сочетаниям структур приурочены одинаковые по морфологии кварцевые тела. При этом в сколовых трещинных зонах (максимумы III или IV) развиваются, как правило, одиночные линзовидные кварцевые жилы, в местах пересечения указанных зон с пластовыми трещинами (максимум I) — жилы, осложненные апофизами, в местах совместного проявления трещин максимумов III и IV — жильные зоны, а в местах равномерного развития всех трещинных систем — штокверковые тела.

При проведении поисковых работ выявленная закономерность по-

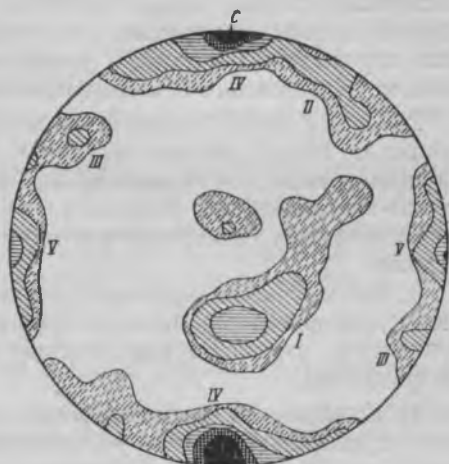


Рис. 16. Диаграмма ориентировки трещин в кварцитах на участке штокверкового тела. 818 замеров. Изолинии проведены через <1—2—4—6—10>%

зволяет расширять перспективы жильных полей, а при проведении разведочно-эксплуатационных работ — довольно точно предвидеть форму и пространственное положение кварцевых жил.

### З а к л ю ч е н и е

1. Методика изучения последовательности развития трещинных структур жильных полей и месторождений, нашедшая отражение в настоящей статье, может служить в ряде случаев основой для прогнозной оценки различных структурно-морфологических типов кварцевых хрусталеносных тел и наиболее целесообразного направления поисково-разведочных и эксплуатационных работ.

2. Среди всего многообразия нарушений, наблюдаемых в пределах жильных полей, можно выделить четыре основные разновозрастные группы трещин, образование которых происходило в различных структурно-тектонических условиях, соответствовавших во времени раннепегматоидному, позднепегматоидному, кварцевому и послекварцевому этапам.

3. Несмотря на индивидуализацию в пространстве, трещинные системы, сформировавшиеся в каждый из последующих структурно-тектонических этапов, обнаруживают отчетливую преемственность в своем развитии.

4. Каждый из пегматоидных этапов характеризуется появлением двух трещинных систем — скола и разрыва. Их формирование зависело от закономерного изменения тектонического плана в связи с эволюцией складчатых структур жильных полей района, по отношению к которым системы трещин занимают вполне определенное положение.

5. Возникновение, как правило, незначительных по размерам зон повышенной трещиноватости субширотного и субмеридионального направлений в кварцевый этап сопровождалось подновлением ранее заложенных систем и было связано с начальными проявлениями глыбовых движений в районе. Эти нарушения, представляющие собой сколовые малоамплитудные зоны, явились основными хрустале вмещающими структурами.

6. На протяжении всего кварцевого этапа обстановка сжатия ритмически сменялась обстановкой растяжения, о чем свидетельствует пульсационное течение процесса гидротермальной деятельности, сопровождавшегося интерминерализационным трещинообразованием и проявлением постжильной тектоники. В обоих случаях возникшие трещины унаследовали направление структур, локализирующих кварцевые тела.

7. В целом интенсивное послекварцевое трещинообразование носило неравномерный характер. Наряду со слабым оживлением трещин по слоистости пород произошло весьма значительное омоложение жилосмещающих структур других направлений.

8. Особенность структурной подготовки пород явилась решающим фактором, обусловившим разнообразие морфологических типов, размеров и хрусталеносности кварцевых тел в Верхне-Тимптонском районе. Из них наиболее простые жильные формы приурочены большей частью к одной из секущих систем трещин. Практическое значение их ограничивается незначительными размерами и слабой хрусталеносностью.

Среди структурно-морфологических типов хрусталеносных тел наиболее перспективны для постановки поисково-разведочных работ жильные зоны, штокверкообразные и трубообразные тела, особенно два последних типа, локализующиеся в участках интенсивного развития субширотных и субмеридиональных трещинных зон и трещин по слоистости пород. Слабое развитие послезильной тектоники по слоистости обуславливает более высокую сохранность кристаллов горного хрусталя, а следовательно, и большее промышленное значение таких месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.
2. Дзевановский Ю. К. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист 0—51 (Алдан). Госгеолтехиздат, 1958.
3. Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д., Михайлов Д. А., Судовиков Н. Г., Ушакова З. Г. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. Тр. Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 8, 1959.
4. Кравченко Г. Т. О времени формирования хрусталеносных жил Алдана и их связи с аляскитовыми гранитами. Тр. ВНИИП, т. IV, вып. 2, 1960.
5. Лазыко Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд. Львов. ун-та, 1956.
6. Митич Г. Б. К вопросу о возрасте аляскитов Алдана. Тр. ВНИИП, т. III, вып. 2, 1960.
7. Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, 1939.
8. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1960.

*Г. Б. Митич*

### СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ В ОЦЕНКЕ ЮЖНОЯКУТСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ ГОРНОГО ХРУСТАЛЯ

Среди общих геологических предпосылок формирования проявлений горного хрусталя в Южной Якутии важнейшее место занимают некоторые структурные особенности размещения и локализации жильных полей, узлов, участков, отдельных жилопроявлений и хрустальсо-державших полостей.

К числу общих геологических факторов образования проявлений пьезооптического кварца в Южной Якутии относятся литологический, магматогенный и структурный. В литологическом отношении эти проявления носят резко выраженный избирательный характер размещения среди кварцитов. Магматический фактор во многих случаях контролирует размещение позднемагматических хрусталеносных проявлений в тесной пространственной и парагенетической связи с аляскиотовыми гранитами и гранит-пегматитами. Однако, несмотря на всю важность литологических и магматогенных предпосылок формирования проявлений пьезокварца, их совместная роль сводится к определению среды, в которой происходила циркуляция позднемагматических хрусталеобразующих растворов. Известны случаи, когда обширные площади кварцитов, прорванных интрузиями аляскиотовых гранитов и гранит-пегматитов, не содержали пьезооптического кварца, поэтому эти факторы в известном смысле являются физико-химическими.

Гораздо более сложна роль геолого-структурного фактора. Как показывают многочисленные наблюдения, существует по меньшей мере три порядка доминерализационного структурного контроля, благоприятно влияющего на формирование хрусталеносных образований.

Общий геолого-структурный контроль первого порядка указывает (лишь в первом приближении) на приуроченность большей части проявлений к внутренним частям (ядрам) антиклинальных и синклинальных структур, преимущественно куполовидного характера, к местам с резкой сменой простираний складок, колеччатым, флексуобразным перегибам пластов и другим пликативным осложнениям складчатости в кварцитах. Вследствие многочисленных проявлений пликативных структур, наиболее благоприятных для хрусталеносной минерализации, на отдельных участках создавались условия, способствовавшие формированию жильных полей, которые насчитывают многие десятки, а иногда и сотни кварцево-жильных образований. В связи с этим роль региональных нарушений в размещении жильных полей и проявлений пьезооптического кварца в Южной Якутии мы не можем признать решающей.

2 Геолого-структурный контроль второго порядка уточняет местоположение основной части хрусталепроявлений, тяготеющих к контактам кварцитов с породами иного состава. По-видимому, это связано с экранирующим значением контактов, подпруживавших хрусталеносные растворы на месте формирования кварцевых жил.

4 И наконец, наиболее важный структурный контроль — третьего порядка четко определяет локализацию всех кварцево-жильных тел и заключается в наличии интенсивной трещиноватости и зон дробления, благоприятных для проникновения и циркуляции гидротермальных растворов с последующим жилообразованием.

В структурно подготовленных зонах среди кварцитов отмечается сложная жилоконтролирующая трещиноватость, проявляющаяся обычно по-разному в нескольких направлениях. Различаются следующие системы трещиноватости: 1) пластовая или послойная, 2) параллельносекущая крутопадающая, 3) диагональносекущая, 4) пологая или горизонтальная и 5) куполовидная. Особое место занимает субширотная крутопадающая система трещиноватости. Кроме того, нередко наблюдается бессистемная трещиноватость, которая носит характер интенсивного дробления кварцитов.

Наиболее интенсивно проявляется субширотная секущая крутопадающая система. Она фиксируется как основная жилоконтролирующая система на большей части проявлений пьезооптического кварца в Южной Якутии, образуя более или менее протяженные трещинные зоны длиной до нескольких сотен метров. Мощность зон интенсивной трещиноватости в кварцитах измеряется первыми метрами, редко превышает 10 м. Число параллельных трещин в пределах зон достигает 50 — 70, а иногда даже 100 на 1 м мощности. Естественно, что такое обилие трещин явилось не только благоприятным, но и решающим фактором в структурной подготовке кварцитов для жилообразования.

В зависимости от характера проявления и взаимоотношений различных систем жилоконтролирующей трещиноватости выделяется несколько морфологических типов хрусталеносных кварцево-жильных тел: 1) кварцевые жилы; 2) жильные столбы; 3) жильные зоны; 4) штокверковые тела. Первые два типа представляют собой простые одиночные формы кварцевых образований, последние два — более сложны и многообразны, причем жильные зоны образованы совокупностью типичных кварцевых жил и жильных столбов.

1. Одиночные хрусталеносные жилы встречаются сравнительно редко. Они характеризуются выдержанным простираем, протяженностью порядка первых десятков метров и сравнительно небольшой мощностью (в среднем около 1 м). Хрусталеносные полости в таких жилах имеют объем обычно менее 1 м<sup>3</sup>. Характерны удлиненно-линзовидные и щелевидные формы полостей, ориентированные в плоскости жилы, что свидетельствует об образовании их в результате приоткрывания жилоконтролирующих трещин в процессе минерализации. На это же указывают сопутствующие минерализованные трещины без жильного материала.

2. Хрусталеносные жильные столбы по своим необычным формам длительное время считались телами с невыясненной морфологией, пока на ряде жильных полей не были вскрыты и разведаны типичные их представители.

Один из наиболее характерных жильных столбов приурочен к секущей крутопадающей трещинной зоне мощностью 7—8 м, в преде-

лах которой вмещающие кварциты имеют следы околожильных гидротермальных изменений в виде интенсивной перекристаллизации породы с выщелачиванием отдельных зерен кварца и серицитизацией полевых шпатов. Простираие трещинной зоны около  $60^\circ$ , падение — близкое к вертикальному. Положение столбообразного кварцевого тела

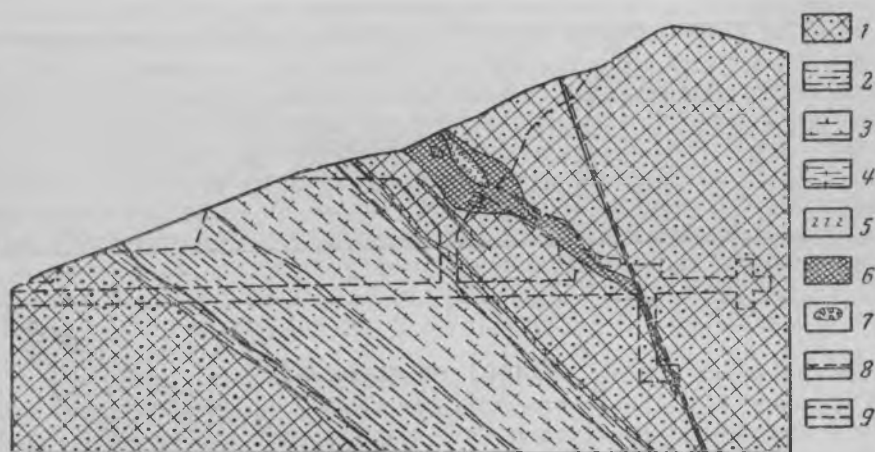


Рис. 1. Хрусталеносный жильный столб, прослеженный подземными горными выработками

1 — кварциты; 2 — кристаллические сланцы; 3 — амфиболиты; 4 — гнейсы; 5 — аляскитовые гранито-пегматиты; 6 — жильный кварц; 7 — трубчатые хрусталоносные полости; 8 — зона разлома; 9 — контуры горных выработок

в этой зоне определяется пересечением плоскостей слоистости вмещающих пород с плоскостями крутопадающей трещиноватости, претерпевшей некоторое растяжение в период формирования кварцевых тел и последующего хрусталеобразования. Жильный столб имеет в плане неправильно-изометрическое сечение, площадью максимум  $6 \times 8$  м. и склоняется в плоскости слоистости на северо-восток под углом  $40^\circ$  поблизости от контакта кварцитов с вышележащими кварцито-сланцами. Таким образом, морфология кварцевого тела определяется как существенно столбообразная с постепенным выклиниванием по склонению на глубине около 50 м, что доказано в результате проходки подземных горных выработок (рис. 1).

В трещинной зоне главному кварцевому телу сопутствуют маломощные жильные апофизы, которые приурочены в основном к трещинам слоистости с азимутом падения  $60^\circ$  и углом падения  $35-40^\circ$ , а иногда к трещинам ослабленной зоны с азимутом падения  $315-320^\circ$  и углом падения  $85^\circ$  или диагональным трещинам с азимутом падения  $15^\circ$  и углом падения  $80^\circ$ . С другой стороны, в кварцевом теле содержатся ксенолитоподобные включения кварцитов, структурно ориентированные согласно сложной трещиноватости.

Очевидно, что между одинаковой ориентировкой кварцевых апофиз и ксенолитов, находящихся в основном кварцевом теле, имеется вполне определенная структурная преемственность. В этой связи формирование наклонно залегающего ( $35-40^\circ$ ) жильного столба происходило, по-видимому, в ходе неоднократных послойных обрушений кварцито-

вых плит с его висячего бока по плоскостям слоистости в пределах, ограниченных крутопадающей системой трещиноватости. Таким образом, процессу жильобразования способствовало наличие зоны обрушения. Позже в висячем боку кварцевого столба сформировалась хрусталеносная трубчатая полость округло-овального сечения, постепенно расширяющаяся вниз по линии склонения столба от 1 м<sup>2</sup> на поверхно-

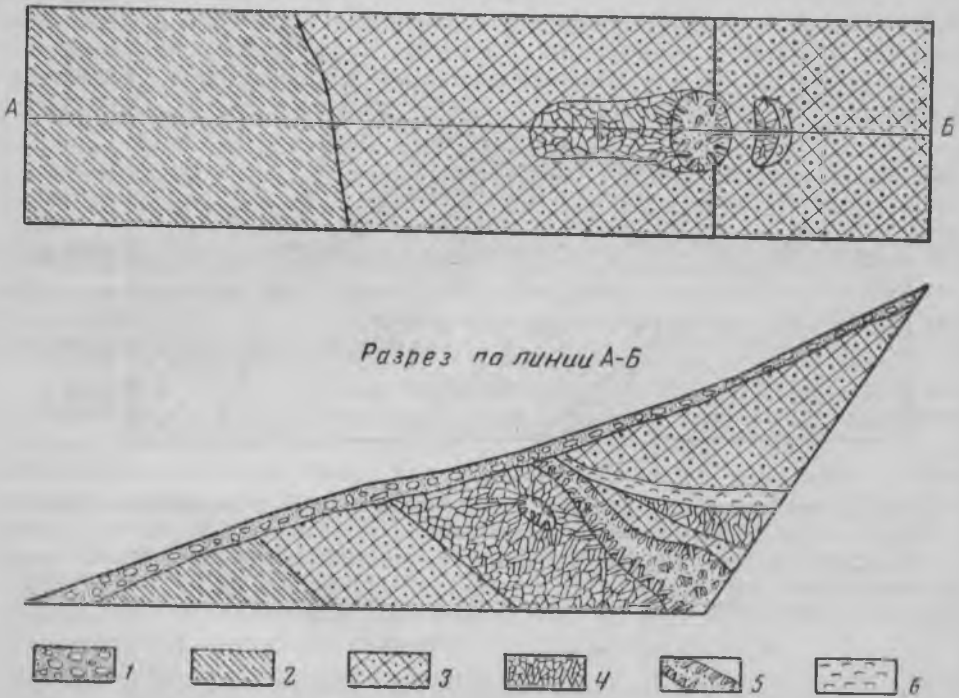


Рис. 2. План и разрез хрусталеносного жильного столба, вскрытого карьером 1 — делювий; 2 — кристаллические сланцы; 3 — кварциты; 4 — жильный кварц; 5 — трубчатая хрусталеносная полость; 6 — продукты гидротермальной переработки, заполняющие сводовые трещины в висячем боку хрусталеносного столба

сти до 4 м<sup>2</sup> на глубине 15 м с последующим крутым замыканием (рис. 2). В нижней части полость имеет наибольшие размеры. Вся она заполнена друзами и отдельными кристаллами горного хрусталя и минерализованными плитчатыми обломками кварцитов, погруженными в существенно глинистую массу с примесью мелкообломочного материала.

Процесс формирования трубчатой полости был сложным и длительным. Он протекал в период хрусталеобразования после возникновения внизу первоначальной крупной полости растворения, которая получила восходящее развитие в результате обрушений свода полости в благоприятных условиях структурно подготовленной ослабленной зоны на пересечении трещин слоистости и крутопадающей системы интенсивной трещиноватости.

Статические напряжения над первичной полостью, обусловленные горным давлением, приводили к образованию сводовых трещин. Их дальнейшему развитию снизу вверх с последовательным отслаиванием стенок свода способствовало интенсивное нарастание на стенках многочисленных крупных кристаллов кварца и образование тяжелых друз,

последовательно опускавшихся под совместным действием силы тяжести, увеличивающейся в процессе роста, и горного давления. Одним из основных доказательств этого процесса является резкая неравномерность хрусталеносной минерализации на нижней и верхней плоскостях многократно отслоенных друз, заполняющих трубчатую полость снизу доверху.

Ориентированное залегание большей части друз в определенном порядке (крупными кристаллами вниз) свидетельствует о последовательности их образования в условиях восходящего развития полости, постепенно суживающейся кверху до полного выклинивания. Вполне очевидно, что сложный процесс формирования хрусталеносной трубчатой полости, начавшийся благодаря возникновению исходной полости растворения, после восходящего развития закончился в верхних частях вследствие прекращения дальнейшего развития процесса минералообразования и объемного заполнения остаточной полости обрушения.

Длительность процесса формирования трубчатых полостей и использование их гидротермальными растворами в качестве резервуаров кристаллизаторов, обусловили продуктивность этих полостей в отношении кристаллосырья.

3. Наиболее сложным и многообразным структурно-морфологическим типом кварцево-жильных тел являются жильные зоны. Общим структурным признаком жильных зон служит их линейная ориентировка, причем характерно субширотное или северо-восточное простирание, которое обусловлено обычно наиболее резко выраженной жилоконтролирующей системой секущей трещиноватости.

Морфология и расположение кварцевых жил в жильных зонах тесно связаны с характером и расположением систем трещиноватости. Преобладание трещин, ориентированных вдоль основной жилоконтролирующей системы, определяет субпараллельное расположение подавляющей части протяженных слабо ветвящихся кварцевых жил невыдержанной мощности, достигающей в раздувах 2—3 м, с тонкими пережимами, в которых обычно фиксируются многочисленные трещины с признаками окварцевания. К более редким трещинам с поперечной или диагональной ориентировкой по отношению к жильной зоне обычно приурочены дайки аляскитовых гранит-пегматитов. Из-за масштабов минерализации, качества кварца и горно-геологических условий жильные зоны представляют значительный интерес.

В случае хорошо развитых диагональных трещин оперения они приобретают основное жилоконтролирующее значение, и тогда наблюдается кулисообразное расположение кварцевых жил длиной до 10—15 м, подчиненных этой системе трещин. В связи с мелкожильным характером, слабой степенью хрусталеносности щелевидных полостей, типичных для жил рассматриваемой структуры, и плохим качеством кварца жильные тела, приуроченные к диагональным системам трещин оперения, не представляют большой промышленной ценности.

Иная картина наблюдается при наличии четко выраженной послойной трещиноватости средних углов падения ( $30-50^\circ$ ), залегающей поперек крутопадающей системы секущей трещиноватости. Такое сочетание двух одинаково развитых систем трещин благоприятно для группового формирования столбообразных тел.

Значительный интерес представляют жильные зоны более сложного строения, в которых сочетаются жилы линзовидной формы и столбообразные тела. Жилы линзовидной формы контролируются линейной

крутопадающей трещиноватостью, располагаясь согласно северо-восточному простираанию зоны; жилы столбообразной формы залегают на пересечении этой трещиноватости с системой пластовых трещин, имея угол склонения около  $45^\circ$  в плоскости жильной зоны.

Детальное изучение жильных зон сложного строения позволяет выделить два морфологически и генетически различных типа хрусталеносных полостей и сделать важный вывод о том, что их формирование зависело от морфологии и положения в пространстве хрусталеносных кварцевых тел, контролируемых различными системами трещиноватости. Для столбообразных тел характерна описанная ранее трубчатая форма наклонных полостей вдоль висячего контакта с кварцитами, а интенсивная сводовая трещиноватость кровли играла большую роль при восходящем формировании трубчатых полостей.

Полости сильно уплощенной формы типа минерализованных трещин, залегающие в раздувах крутопадающих линзовидных жил, которые контролируются системой линейной трещиноватости, судя по их структуре и характеру минерализации, не имели восходящего развития, которое могло осуществиться лишь при интенсивных и длительных обрушениях кровли в процессе хрусталеобразования. Эти полости с характерным тонким выклиниванием формировались путем приоткраивания трещин в процессе их растяжения с незначительным отслаиванием боковых стенок. При этом кристаллы росли в более стесненных условиях — при встречном нарастании от стенок внутрь полостей.

В результате продолжающегося роста кристаллов свободное пространство сильно уплощенных полостей заметно сокращалось, их поперечное сечение резко уменьшалось, а это все более и более препятствовало поступлению кремнекислых растворов в количествах, необходимых для дальнейшего хрусталеобразования. Таким образом, процесс минералообразования прекращался даже при наличии остаточных полостей.

В этом состоит принципиальное различие между щелевидными полостями и трубчатыми полостями обрушения. В трубчатых полостях в условиях сводовых обрушений за счет более свободной циркуляции кремнекислых растворов было образовано большее количество кристаллосырья, чем в полостях щелевидной формы. Резкая разница наблюдается не только в количестве, но и в качестве кристаллов. В условиях стесненного роста они часто имеют неправильный, искаженный габитус, свилеватость и повышенную трещиноватость, обусловленную тектоническими подвижками. Интересно отметить, что эти «встряски» почти не влияли на кристаллы в трубчатых полостях, приводя лишь к более интенсивным сводовым обрушениям готовых кристаллов и друг в гнездовую пульпу с дальнейшим нарастанием очередных партий кристаллов на своде в условиях его восходящего развития вследствие обрушений под действием горного давления.

4. Широко распространенный структурно-морфологический тип хрусталеносных тел представлен штокверковыми образованиями сложно переплетающихся кварцевых жил и прожилков различной мощности и простирааний, с различными углами падений, резкими выклиниваниями и раздувами, в которых встречаются хрустальсодержащие полости самых различных форм и размеров. Эти жильные образования в целом имеют сетчатое строение с большим количеством блоков вмещающих кварцитов, сильно измененных под влиянием гидротермальных растворов. При наличии раздробленных кварцитов, сцементированных жильным материалом, порода приобретает брекчиевидный характер. Вся

структура штокверковых образований обусловлена трещиноватостью, которая носит характер интенсивного дробления кварцитов на блоки различных размеров.

Кварцево-жильные штокверки на выходах имеют округлые, эллиптические или неправильные очертания, достигая в поперечнике 10—25 м, иногда они заметно вытянуты в субширотном или другом направлении. В ряде случаев намечается то или иное склонение штокверков на глубину, где они обычно выклиниваются или принимают иное строение, связанное с изменением структурной обстановки и приспособлением кварцевых жил к другим системам трещиноватости.

Благодаря большому количеству хрусталеносных полостей, жильные штокверки представляют определенный интерес. Однако большая часть штокверков не имеет промышленного значения, так как обычно содержит мелкие полости. Тем не менее, иногда встречаются объекты с крупными полостями, нередко имеющими трубчатое строение. Группируясь в пределах штокверка, они образуют высокохрусталеносные обособления типа рудных столбов.

Выделение описанных структурно-морфологических типов хрусталеносных жилопроявлений приобретает большое значение для выбора методики и направления геологоразведочных и добычных работ. Наиболее благоприятные горно-геологические условия характерны для жильных зон и штокверковых тел. Их морфология позволяет создать широкий фронт горных работ как в центральных частях, так и на флангах месторождений этих типов. На протяженных жильных зонах или штокверках, имеющих большую площадь выхода, вполне возможно широкое развитие наземных горных работ. Особенности морфологии столбообразных хрусталеносных тел и коротких одиночных жил создают невозможность широкого размаха работ на узком участке.

Правильное определение морфологии хрусталеносных жильных тел позволяет выбрать наиболее эффективный способ разведки с наименьшей затратой объема горных работ.

---

*А. А. Шарков*

## СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ЖИЛ НАГОРНОГО ДАГЕСТАНА И ЗАВИСИМОСТЬ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОТ ХАРАКТЕРА И СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Проявления горного хрусталя развиты в юго-западной высокогорной части Дагестанской АССР.

Хрусталеносные жилы залегают в интенсивно дислоцированных и метаморфизованных песчано-сланцевых отложениях среднего и верхнего лейаса. Эта мощная песчано-сланцевая толща смята в антиклинальную складку, которая простирается с юга-востока на северо-запад. Складка осложнена многочисленными, преимущественно согласными тектоническими разрывами.

Изверженные породы в районе Нагорного Дагестана развиты весьма слабо и представлены главным образом дайками диабазов и диабазовых порфиров, приуроченных к ослабленным тектоническим зонам (рис. 1). Наибольшее количество даек наблюдается в полосе, протягивающейся от гор Бочек и Жекода к истокам реки Аварское Койсу. Эта полоса входит в Казбекский диабазовый пояс [2].

Район Нагорного Дагестана относится к зоне Бокового хребта и части Главного Кавказского хребта. Эта территория характеризуется интенсивной складчатостью и наличием крупных разломов, пересекающих складчатые структуры вдоль их простирания.

Хрусталеносные кварцевые жилы приурочены к параллельным друг другу зонам разломов. Большая часть разломов относится к взбросам различных амплитуд. По зонам разломов и сопровождающим их мелким нарушениям циркулировали гидротермальные растворы.

В Нагорном Дагестане хрусталеносность приурочена к пяти крупным разломам (см. рис. 1):

I. Кегхермеерский, протягивающийся из бассейна р. Андийское Койсу в бассейн р. Аварское Койсу и пересекающий ядро антиклинальной складки. Он прослеживается в виде полосы нарушенных пород шириной от 60 до 500 м и представляет собой взброс с вертикальной амплитудой порядка 500 м. К этому разлому приурочено большое количество хрусталеносных жил.

II. Инхокорский, прослеживающийся южнее Кегхермеерского и пересекающий южное крыло антиклинальной складки в районе Богосского хребта. К нарушенным породам в зоне этого разлома также приурочено большое количество хрусталеносных жил.

III. Коготлинский, состоящий из серии параллельных нарушений, сопровождаемых мощной полосой раздробленных и перемятых пород, ширина которых местами достигает 1—1,5 км. Этот разлом проходит

вдоль осевой части антиклинальной складки через гору Коготль, по Богосскому хребту в бассейн р. Аварское Койсу.

IV. Кемерский, протягивающийся через горы Кемер и Жекода в бассейн р. Аварское Койсу. Он пересекает южное крыло антиклинальной складки и сопровождается дайками диабазов.

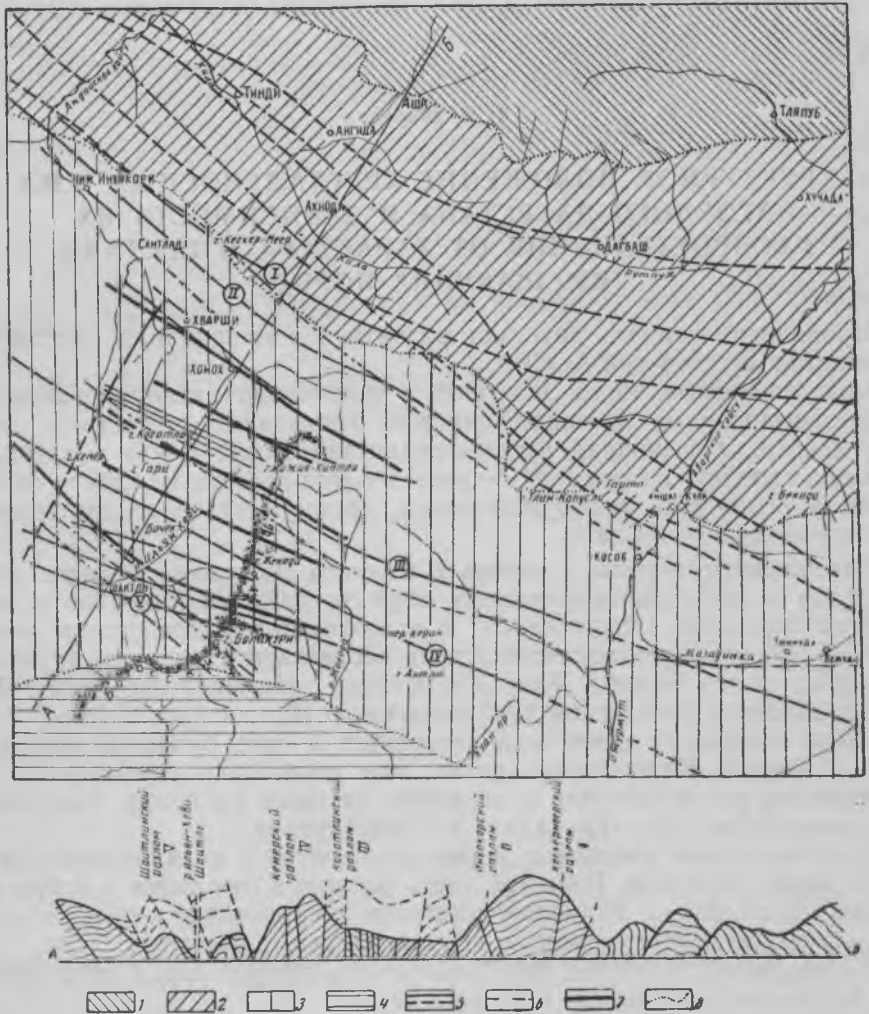


Рис. 1. Геолого-структурная схема бассейнов рек Андийское и Аварское Койсу

1 — песчано-глинистые отложения ааленского яруса; 2 — отложения песчаников и глинистых сланцев тоарского яруса; 3 — нерасчлененные песчано-глинистые породы тоарского и ааленского ярусов; 4 — песчано-глинистые отложения домерского яруса; 5 — линии разломов и надвигов; 6 — оси антиклинальных складок; 7 — дайки диабазов и диабазовых порфиров; 8 — геологические границы

V. Шаитлинский, прослеживающийся в бассейне р. Андийское Койсу, где он пересекает ряд небольших антиклинальных складок и сопровождается дайкой диабазов.

Между Инхокорским и Коготлинским разломами наблюдаются более мелкие нарушения, амплитуда которых не превышает нескольких десятков метров.

Кроме нарушений северо-западного простирания в бассейне р. Андийское Койсу имеются крутые разломы северо-восточного направления, протягивающиеся на значительные расстояния. Они обычно не содержат кварцевых жил.

Все вышеописанные разломы образуют мощную зону нарушений, прослеживающуюся в бассейнах рек Андийское и Аварское Койсу. К этой зоне и приурочены дайки изверженных пород и кварцевые жилы с проявлениями горного хрусталя.

В бассейне р. Андийское Койсу хрусталеносные кварцевые жилы связаны преимущественно с глинистыми филлитовидными сланцами и реже с диабазовыми дайками.

Наиболее интересным является хрусталепроявление, приуроченное к свите филлитовидных сланцев, содержащих редкие прослои песчаников. Породы здесь смяты в антиклинальную складку, слегка опрокинутую на юго-восток и рассеченную тектоническими нарушениями северо-западного направления, тяготеющими к Шантлинскому разлому. Хрусталепроявление представлено штокверком, который состоит из многочисленных переплетающихся кварцевых жил, сложенных крупнозернистым и друзовидным кварцем.

Жилы и прожилки, образующие штокверк, разделяются на три группы:

1. Согласные, имеющие ровные и четкие контакты и прослеживающиеся на расстояние до 45 м. Жильный кварц в них среднезернистый, с тонкими прожилками хлорита в зальбандах, горный хрусталь почти не встречается.

2. Согласные по простиранию, секущие по падению жилы, также хрусталеносные и быстро выклинивающиеся.

3. Поперечносекущие жилы, сложенные крупнозернистым и друзовидным кварцем. В раздувах этих жил часто встречаются гнезда с горным хрусталем.

В бассейне р. Аварское Койсу хрусталеносные кварцевые жилы встречаются преимущественно в песчаниках и в меньшем количестве в сланцах лейаса и нижнего тоара. Кварцевые жилы, как правило, приурочены к замковым частям антиклинальных структур.

Хрусталепроявления этого района представлены минерализованными трещинами, жилами и штокверками. В минерализованных трещинах кристаллы горного хрусталя располагаются либо непосредственно на вмещающей породе, либо на тонкой оторочке жильного кварца. Трещины относятся главным образом к поперечносекущим.

Хрусталепроявление, расположенное в верховьях бассейна р. Аварское Койсу, залегает в песчано-сланцевой толще нижнего тоара и приурочено к сводовой части антиклинальной складки. Ось складки простирается с юго-востока на северо-запад по азимуту 300—310° и погружается под углом 12—15°. В ядре антиклинальной складки в филлитовидных сланцах и филлитах залегают кварцитовидные песчаники мощностью 30—40 м, рассеченные разломами и сильно раздробленные. На контактах песчаников со сланцами наблюдается ряд межформационных подвижек.

Переплетающиеся друг с другом кварцевые жилы образуют хрусталеносный штокверк, в котором поперечносекущие жилы являются

наиболее крупными телами, содержащими кристаллы горного хрусталя.

Таким образом, почти все проявления горного хрусталя в Нагорном Дагестане приурочены к антиклинальным структурам, рассеченным разломами. Такое распределение кварцевых жил объясняется тем, что наиболее древние отложения юры в процессе формирования антиклиналей подверглись дроблению, обусловившему свободную циркуляцию гидротермальных растворов с последующим выделением кварца и горного хрусталя.

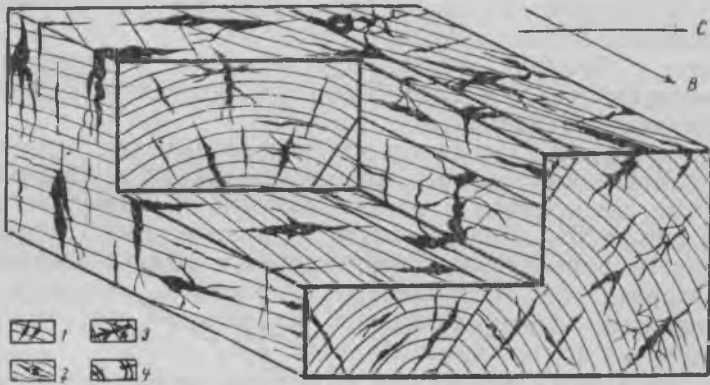


Рис. 2. Схема залегания кварцевых жил в антиклинальной структуре  
1 — песчано-сланцевая толща; 2 — поперечносекущие жилы и трещины разрыва; 3 — пластовые жилы и трещины по слоистости; 4 — пластово-секущие жилы и трещины скалывания; 5 — дизъюнктивные нарушения

Образование основных складчатых структур района началось в нижнеюрское время. С конца среднего и до конца позднего лейаса в районе Бокового хребта имели место вертикальные движения, с которыми связано его поднятие. Этому поднятию по времени соответствовала горообразовательная фаза, сопровождавшаяся смятием отложений среднего и верхнего лейаса. В предкелловейскую фазу сформировались сбросы. В заложившихся в это время крупных разломах северо-восточного простирания кварцевой минерализации не наблюдается. Позже образовались крупные разломы северо-западного направления и произошло усложнение антиклинальных структур мелкими складками.

Кварцевая минерализация связана со вторым этапом формирования структур района. Наиболее благоприятными для локализации кварцевых жил являлись участки виргации осей складок, места антиклинальных перегибов и замковые части структур второго, третьего и других порядков.

Подавляющее количество кварцевых жил залегает в трещинах оперения разломов, среди которых выделяются трещины растяжения, скалывания и отслаивания (рис. 2).

1. Трещины растяжения располагаются поперек общей складчатости в сводовых частях антиклинальных структур. К ним приурочены наиболее мощные хрусталеносные жилы.

2. Трещины скалывания, как правило, образуются в крыльях складок и имеют различные направления. Часто они простираются согласно напластованию и пересекают пласты по падению. Кварцевые жилы,

связанные с этими трещинами, обычно маломощны. Иногда в них наблюдается большое количество кристаллов горного хрусталя.

3. Трещины отслаивания встречаются довольно часто. Протяженность их небольшая и располагаются они в шарнирах складок. Жилы приуроченные к этим трещинам, отличаются небольшой мощностью и незначительным содержанием мелких кристаллов горного хрусталя.

Исследования показали, что наиболее ранними являются трещины отслаивания, а наиболее поздними — трещины растяжения. Скорость и степень раскрытия трещин зависели от расположения их в складчатой структуре и от жесткости пород. Наибольшую устойчивость при открывании имели поперечно-секущие трещины в кварцитовидных песчаниках. В сланцах большей частью происходило образование трещин отслаивания.

В Нагорном Дагестане хрусталеносные кварцевые жилы локализируются преимущественно в песчаниках, реже в сланцах и совсем редко они встречаются в диабазах. Наиболее мощные хрусталеносные жилы связаны с кварцитовидными песчаниками, состоящими из полуокатанных зерен кварца, полевого шпата, альбита, чешуек серицита, мусковита и хлорита. Реже встречаются обломки турмалина, эпидота и циркона. Цемент породы железисто-карбонатный, кремнистый или хлоритовый. В некоторых разновидностях песчаников, особенно широко распространенных в бассейне р. Аварское Койсу, содержание кварца увеличивается до 60—70%, что придает породе облик кварцитов.

Сланцы глинистые и филлитовидные представлены плотной тонкозернистой породой темно-серого, почти черного цвета, расслапцовой на плитки толщиной до 3 мм. Они состоят из слюдисто-глинистых минералов, среди которых встречаются окатанные зерна кварца, углестые частицы, одиночные кристаллики циркона, апатита, сфена, эпидота, цоизита и выделения анкерита и пирита.

Диабазы имеют темно-серый цвет с зеленоватым оттенком и состоят в основном из плагиоклаза и моноклинного пироксена. Из других минералов встречаются чешуйки хлорита, мусковита и зерна карбонатов. Структура породы офитовая, иногда диабазовая.

Как указывалось выше, большая часть хрусталеносных жил тяготеет к песчаникам. Так, в бассейне р. Аварское Койсу около 90% кварцевых жил расположено в кварцитовидных песчаниках и около 10% в глинистых сланцах. В бассейне р. Андийское Койсу, где глинистые сланцы доминируют над песчаниками, кварцевые жилы приурочены чаще всего к прослоям песчаников, нередко к диабазам. Такое распределение жил объясняется, в первую очередь, способностью жестких песчаных пород к образованию открытых трещин. Однако роль песчаников не ограничивается только их механическими свойствами. Они способствуют также поддержанию определенной концентрации кремнекислоты в растворах, циркулирующих по трещинам. На заимствование ее из вмещающих пород при образовании кварцевых жил указывает наблюдающееся растворение зерен кварца в песчаниках, сопровождающееся осветлением породы. В образцах песчаников, взятых из осветленной зоны, отмечается значительное увеличение количества серицита и карбонатов и резкое уменьшение кварца. Контакты жильного кварца с вмещающими песчаниками нерезкие. Наблюдается постепенный переход зерен кварца песчаников в шестоватый кварц жил.

Контакт кварцевых жил со сланцами очень резкий и четкий. В жильном кварце встречаются реликты сланцев и оторочки, состоя-

шие из остатков глинистого вещества. Вмещающие породы на контактах с кварцевыми жилами обычно карбонатизированы, серицитизированы и хлоритизированы. Особенно интенсивно происходили процессы карбонатизации и серицитизации. В песчаниках и сланцах на контактах с жилами наблюдается значительное увеличение зерен карбоната и чешуек серицита, которые образуют тонкие оторочки.

Значительные изменения претерпевали и диабазы, в которых залегают кварцевые жилы. Так, в бассейне р. Андийское Койсу дайку диабаза пересекает кварцевая жила, в которой имеются большие гнезда с крупными кристаллами горного хрусталя. Здесь очень четко наблюдаются постепенные изменения диабазов по мере приближения к контакту с кварцевой жилой (см. таблицу). Наименее измененный диабаз (обр. 83) представляет собой плотную породу серого цвета, которая ближе к жиле постепенно переходит в светло-серую (обр. 83а) и темно-серую (обр. 84) разновидности. Вблизи контакта порода вновь светлеет (обр. 85) и становится менее плотной. На контакте с жилой диабаз превращен в серицито-хлоритовую породу (обр. 89).

	Номер образца				
	83	83а	84	85	89
SiO <sub>2</sub>	53,77	46,18	44,15	42,89	39,60
TiO <sub>2</sub>	2,70	2,58	2,48	2,48	1,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,82	15,55	14,43	13,97	34,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	3,46	4,58	1,07	0,40
FeO	10,88	9,22	7,11	10,67	7,90
CaO	0,80	8,63	8,48	8,02	0,29
MgO	4,49	4,73	2,73	4,24	2,00
K <sub>2</sub> O	0,058	0,033	0,20	0,93	5,30
Na <sub>2</sub> O	4,06	2,23	4,10	0,98	1,32
MnO	0,072	0,21	0,20	0,21	0,026
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,00	3,46	4,58	1,07	0,40
П. п. п.	4,69	4,64	7,78	13,54	6,46
Всего	100,36	100,92	100,82	100,09	99,776

Аналитик Т. А. Иванова (ВИМС).

Из приведенных в таблице данных видно, что по мере приближения к контакту с кварцевой жилой в диабазе отмечается существенное увеличение выноса кремнезема, а также титана, магния и натрия. Наряду с этим происходило разложение плагиоклазов, пироксенов и образование за счет привнесенного калия большого количества глинозема и серицита.

Диабазы в приконтактных частях с кварцевыми жилами значительно карбонатизированы, серицитизированы и хлоритизированы.

В жильном кварце и в кристаллах горного хрусталя очень часто встречаются включения анкерита, хлорита, гематита, актинолита, рутила, реже пирита, которые в значительном количестве присутствуют в песчаниках, сланцах и диабазах.

Таким образом, хрусталеносные жилы в пределах Нагорного Дагестана концентрируются в породах, способных к образованию открытых трещин и содержащих большое количество кремнезема.

Этим подтверждается закономерность приуроченности хрусталеносных жил к породам, относительно богатым кремнеземом, характерная для хрусталеносных провинций других районов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, ч. 1—3, 1938—1940.
  2. Варданянц Л. А. Месторождения цветных металлов Дагестанской АССР. Природные ресурсы ДагАССР (к 15-летию ДагАССР). Изд. АН СССР, 1935.
  3. Коржинский Д. С. Очерк метасоматической зональности. Сб. «Осн. пробл. в учении о рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.
  4. Шарков А. А. Термометрия и состав жидких включений в горном хрустале месторождений Нагорного Дагестана. Тр. ВНИИП, т. II, вып. 2, 1958.
  5. Шарков А. А. Типы и минералогия хрусталеносных кварцевых жил Нагорного Дагестана. Тр. ВНИИП, т. IV, вып. 1, 1960.
-

*В. Т. Клочков, Л. А. Приказчиков*

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА

### Краткие сведения о геологии района

Юго-западная часть сложного Коростенского плутона, являющегося одним из наиболее известных крупных образований Украинского кристаллического массива, сложена кислыми породами, в основном рапакививидными гранитами. К востоку от них, отделенные широкой контактовой зоной гибридных пород, залегают основные породы Володарско-Волинского габбро-лабрадоритового массива, также входящего в состав Коростенского плутона. В западной части района кислые породы контактируют с более древними архейскими гнейсо-мигматитами, слагающими раму Коростенского плутона (см. рисунок).

Основные, гибридные и кислые породы коростенского интрузивного комплекса в настоящее время довольно хорошо изучены [1, 3, 4—9]. Мы ограничимся кратким описанием ряда особенностей геологического строения зон контактов. Полученные в результате бурения новые данные свидетельствуют о том, что строение зоны контакта гранитов и основных пород более сложное, чем считалось ранее. Поверхность, разделяющая эти породы, характеризуется значительной неровностью и вхождением контактирующих пород друг в друга при наличии серии переходных гибридных пород. При таком строении контакта гранитов и основных пород о контактовой поверхности как таковой можно говорить лишь условно, понимая под ней сложную переходную зону.

В целом ряде участков установлено несомненное залегание основных пород под гранитами, даже на удалении в несколько сотен метров от зоны видимого контакта в поле кислых пород. Так, юго-западнее с. Дашенька скважинами обнаружены основные породы на глубине 10—20 м. Они залегают под гранитами, мощность которых не превышает здесь 10 м. Граниты переходят в основные породы через мало-мощную серию гибридных пород. Весьма характерен и важен факт наличия в гранитах этого района крупных пегматитовых тел.

Контакт гранитов с гнейсо-мигматитами архея также довольно хорошо изучен в последние годы. Для него характерны явления гибридации и наличие контактовой зоны переходных пород, проявленных однако слабее, чем в зоне контакта рапакививидных гранитов с основными породами. Линия контакта гранитов с гнейсо-мигматитовыми породами архея извилиста и вытянута в общем в северо-западном направлении. В разрезе отмечается падение контактовой поверхности к востоку и северо-востоку. Бурением установлено, что в зоне контакта



на первых десятках метров от дневной поверхности граниты повсеместно налегают на архейские породы.

Гнейсо-мигматиты близ контакта характеризуются частой перемежаемостью гнейсов и мигматитов кировоградско-житомирских гранитов, наличием большого количества переходных разновидностей, сложными интрузивными взаимоотношениями их. В зоне контакта гнейсо-мигматитов архея с коростенскими гранитами почти повсеместно развиты своеобразные породы кислого состава, образующие вдоль контакта полосу шириной от 200 до 700—800 м. Эти породы представляют собой мелкозернистые биотитовые мигматиты. В них часто наблюдается полосчатость, выраженная взаимопараллельным расположением чешуек биотита, что сближает их с гнейсо-мигматитами.

Имеются также черты сходства биотитовых мигматитов с коростенскими гранитами: почти полное отсутствие плагиоклаза и наличие участков с микропегматитовой (часто радиально-лучистой) структурой. Однако они отличаются от рапакививидных гранитов отсутствием амфибола и вкрапленников калиевого полевого шпата. Биотитовые мигматиты явились результатом контактных взаимодействий между гнейсо-мигматитами архея и внедрившейся коростенской магмой. При этом происходили сложные процессы мигматизации, гибридизации и повторного инъецирования, что обусловило большую неоднородность пород переходной зоны.

Гибридными являются и своеобразные гранофировые граниты, встреченные в поле развития рапакививидных гранитов в виде нескольких мелких массивов, вытянутых по линии Усолусы—Зубринка—Роговка, а также серые биотитовые граниты, обнажающиеся юго-западнее с. Зубринка. Первые представляют собой массивные, тонко- и мелкозернистые, изредка среднезернистые непорфировидные породы темно-серого цвета, в которых повсеместно, но иногда лишь в зачаточном состоянии, наблюдается типичная гранофировая структура. Серые биотитовые граниты массива, расположенного юго-западнее с. Зубринка, весьма близки по петрографическим признакам к типичным житомирским гранитам Соколовой горы и в то же время сходны с коростенскими гранитами, что подтверждается высоким отношением  $FeO : MgO$  [3].

### Состояние вопроса о глубинном строении района

В связи с развитием поисковых работ в настоящее время большой интерес вызывают вопросы глубинного геологического строения района. Предложенные в разное время схемы пространственных и генетических взаимоотношений интрузивных пород района, построенные главным образом на изучении их петрологии, структуры и тектоники, остаются недостаточно обоснованными. Большое значение имеют полученные за последние годы новые материалы детальных геологосъемочных работ и геофизических исследований. Они позволяют критически рассмотреть некоторые старые представления, что и составляет задачу настоящей статьи.

В проблеме изучения геологического строения описываемого района, а также всего Коростенского плутона одним из наиболее важных является вопрос о пространственном и генетическом взаимоотношении кислых и основных пород. Этот вопрос на протяжении более чем столетней истории геологического исследования района решался различно. После того как К. М. Феофилактовым [9], Г. Оссовским [5] и другими исследователями выходы кислых и основных пород Коростенско-

го плутона были изучены петрографически, возник вопрос о генетических взаимоотношениях и о формах залегания этих пород. По данным К. М. Феофилактова, образование основных и кислых пород происходило одновременно. Позже В. Е. Тарасенко [8] и С. В. Бельский [1] пришли к заключению, что основные породы моложе гранитов. И только с 1930 г., после работ И. Матковского [4], точка зрения о более молодом по сравнению с основными породами возрасте гранитов стала общепризнанной. Некоторые исследователи вслед за А. А. Полкановым [6] подчеркивали одновременность интрузий основной и кислой магмы.

В последнее время высказывается мнение о более тесной генетической связи кислых и основных пород района. Так, В. С. Соболев [7] считает, что рапакививидные граниты представляют собой производные той интрузии базальтовой магмы, из которой образовались габбро-лабрадориты. Характерной особенностью рапакививидных гранитов является их гибридный характер. Он выражается в присутствии в этих гранитах большого количества участков более основного состава, ксенолитов гнейсо-мигматитов, кварцитовидных песчаников и основных пород. Для массива рапакививидных гранитов характерна также значительная ширина зоны переходных пород в контактах с основными породами и в меньшей степени с породами архея.

Образование рапакививидных гранитов, по данным В. С. Соболева, происходило в результате кристаллизационной дифференциации основной магмы и обогащения ее в краевых частях кремнеземом, калием и другими компонентами за счет ассимиляции материала гнейсо-мигматитов архея и отчасти кварцитовидных песчаников предположительно овручской свиты. Закономерная связь рапакививидных гранитов с основными породами, как указывает В. С. Соболев, подчеркивается аналогией с другими подобными плутонами (Выборгский массив, сложные плутоны Нордингро, Рагунды и Реде в Швеции, массивы Лайтила и Вейма в Финляндии, массивы Гренландии, Норвегии, Северной Америки и Бердяшский плутон), в которых граниты рапакиви также тесно связаны с основными породами. Все эти плутоны характеризуются сходными особенностями химизма рапакиви — высоким коэффициентом железистости и преобладанием  $K_2O$  над  $Na_2O$ .

При таком взгляде на образование рапакививидных гранитов, очевидно, нет надобности говорить о перерыве между образованием основных и кислых пород района, а также предполагать о наличии подводящих каналов гранитной магмы, приуроченных к крупным тектоническим разломам. Тектонические движения, в частности крупные разломы в области гранитной интрузии, определяли лишь второстепенные черты морфологии гранитного тела, к которым можно отнести отдельные неровности его нижней части, а также поздние группы даек и зоны ощелачивания. В основном же локализация гибридной гранитной магмы, давшей рапакививидные граниты, определялась гравитационным перемещением ее в верхние горизонты Коростенского плутона и в периферические его части.

И. Матковский, В. И. Савиных (1937 г.) и другие исследователи считали, что между гранитами и основными породами Коростенского плутона существуют крутопадающие или вертикальные контакты. Позднее в связи с тем, что все более укреплялось мнение об относительно небольшой (порядка нескольких километров) мощности интрузии Коростенского плутона, определяемого как межформационный хэполит [7], местными геологами высказывалось предположение о пологом падении контактовой поверхности на восток, т. е. под основные

породы. Это предположение основывалось на данных о значительной ширине зоны гибридных пород, что объяснялось косым положением эрозионного среза по отношению к зоне контакта. Однако изучение структурных элементов тектоники не помогло решению вопроса о направлении падения контактовой поверхности.

Приуроченность пегматитов к зоне эндоконтакта гранитов рассматривалась как результат близкого положения поверхности эрозионного среза к апикальной части гранитной интрузии. Этим же объяснялось и видимое отсутствие концентрации пегматитов вдали от контакта [2].

В строении пегматитового поля, расположенного вдоль контакта гранитов и основных пород, давно были отмечены характерные особенности, не получившие удовлетворительного объяснения: локальный характер пегматитового поля, наличие местных сгущений пегматитовых тел, а также различие между северной и южной частями поля в отношении характера пегматитов. В северной части поля пегматитовые тела отличаются малыми размерами и относительным обилием жильных форм, в южной части поля они обладают штокообразной изометричной формой и значительными размерами. Эти особенности несомненно обусловлены отличиями в строении разных участков пегматитового поля, что вызвало в последнее время необходимость дальнейшего изучения геологической структуры района, особенно его глубинных зон.

### Новые данные о глубинном строении района

Представления о геологическом строении поля развития рапакививидных гранитов коростенского типа, к которым приурочены морионовые пегматиты, в настоящее время существенно пополнились и уточнились в результате проведения поисково-съёмочных работ и особенно получения новых геофизических данных.

Первые объективные данные, позволяющие однозначно решить ряд существенных вопросов, касающихся глубинного строения района, были получены в 1957—1958 гг. при проведении геофизических исследований в западной части Коростенского плутона. По данным В. М. Егорова (1959 г.), гравитационное поле исследованного района характеризуется наличием в его юго-восточной части крупной положительной гравитационной аномалии. Она имеет в общем изометричные очертания и захватывает большую часть габбро-лабрадоритового массива, а также всю южную часть поля рапакививидных гранитов до гнейсо-мигматитов архея. В пределах этой аномалии имеются осложняющие ее локальные гравитационные максимумы и минимумы. Общие контуры аномалии и усложняющих ее максимумов и минимумов не согласуются с видимыми границами распространения основных пород.

К северо-западу от этой положительной аномалии, в пределах развития рапакививидных гранитов, обнаружена область относительно низких значений силы тяжести, по площади равная положительной аномалии.

Данные гравиметрии вполне убедительно показывают существенное различие в строении южной и северной частей поля рапакививидных гранитов, окаймляющих массив габбро-лабрадоритов с запада.

Наличие гравитационного минимума в северной части района (Писаревка—Краевщина—Зеленица) может быть объяснено значительной вертикальной мощностью гранитного массива при отсутствии под гранитами основных пород и вероятном залегании их на гнейсо-мигматитах архея. Данные магнитной съёмки также подтверждают последнее

положение. Здесь наблюдается однородный и спокойный характер магнитных изоаномал, в отличие от лежащего западнее поля архейских пород и особенно от расположенного восточнее массива основных пород, где магнитное поле весьма неоднородно.

Гранитный массив в этой части района на западе полого налегает на архейское основание. На востоке он контактирует с основными породами Володарско-Волынского массива. Сложная контактовая поверхность между гранитами и основными породами имеет крутое падение, что подтверждается как данными гравиметрии (резкий перепад значений силы тяжести), так и данными геолого-структурных исследований, которыми обнаружены линии течения магмы в направлении, близком к вертикальному или с наклоном на запад (Полякова, 1946 г.).

К юго-западу от с. Краевщины среди гранитов выступают небольшие тела основных пород, которые не отражаются в гравитационном поле, что дает основание считать их ксенолитами, не имеющими глубоких корней и связи с главным массивом основных пород.

В южной половине района картина глубинного строения иная. Положительные значения силы тяжести и характер их распределения, а также особенности магнитного поля могут быть объяснены наличием здесь под гранитами на относительно небольших глубинах (порядка сотен метров) основных пород, имеющих плотность 2,8—3,0. Эти породы представляют собой обширное подземное продолжение Володарско-Волынского массива основных пород, распространяющееся к западу от видимого их контакта с гранитами на расстояние до 8 км.

Наиболее мощная часть Володарско-Волынского массива основных пород находится в центральной части вышеописанной положительной гравитационной аномалии. К западу от линии видимого контакта гранитов и основных пород мощность подземного продолжения массива основных пород, как показывают данные гравиметрии, постепенно уменьшается и вблизи контакта рапакививидных гранитов с гнейсо-мигматитами архея эта скрытая под гранитами часть массива выклинивается. Глубина залегания верхней границы основных пород под гранитами в направлении к западу от их видимого контакта постепенно увеличивается, испытывая сильные колебания.

Граниты в южной части района, как упоминалось выше, имеют относительно небольшую мощность. Массив гранитов в целом в пределах описываемого района характеризуется постепенным уменьшением мощности с севера на юг. Относительно узкую юго-восточную часть гранитного массива следует рассматривать как языкообразный выступ сравнительно небольшой мощности. Нижняя поверхность гранитного массива весьма неровная.

Таким образом, данные, полученные за последние годы, подтверждают взгляды В. С. Соболева на соотношение кислых и основных пород описываемого района и на проблему происхождения рапакививидных гранитов.

Давно известное различие в характере пегматитов северной и южной частей района, о котором говорилось выше, может быть следствием различия их глубинного строения. Если в районе Краевщины—Писаревки пегматиты размещаются в гранитах, имеющих значительную вертикальную мощность, то в районе Вишняковки — Дворищ они приурочены к сравнительно маломощной части гранитного тела, залегающего на основных породах. Структурное бурение, произведенное к юго-востоку от с. Вишняковка с целью определения мощности гранитного

положение. Здесь наблюдается однородный и спокойный характер магнитных изоаномал, в отличие от лежащего западнее поля архейских пород и особенно от расположенного восточнее массива основных пород, где магнитное поле весьма неоднородно.

Гранитный массив в этой части района на западе полого налегает на архейское основание. На востоке он контактирует с основными породами Володарско-Волынского массива. Сложная контактовая поверхность между гранитами и основными породами имеет крутое падение, что подтверждается как данными гравиметрии (резкий перепад значений силы тяжести), так и данными геолого-структурных исследований, которыми обнаружены линии течения магмы в направлении, близком к вертикальному или с наклоном на запад (Полякова, 1946 г.).

К юго-западу от с. Краевщины среди гранитов выступают небольшие тела основных пород, которые не отражаются в гравитационном поле, что дает основание считать их ксенолитами, не имеющими глубоких корней и связи с главным массивом основных пород.

В южной половине района картина глубинного строения иная. Положительные значения силы тяжести и характер их распределения, а также особенности магнитного поля могут быть объяснены наличием здесь под гранитами на относительно небольших глубинах (порядка сотен метров) основных пород, имеющих плотность 2,8—3,0. Эти породы представляют собой обширное подземное продолжение Володарско-Волынского массива основных пород, распространяющееся к западу от видимого их контакта с гранитами на расстояние до 8 км.

Наиболее мощная часть Володарско-Волынского массива основных пород находится в центральной части вышеописанной положительной гравитационной аномалии. К западу от линии видимого контакта гранитов и основных пород мощность подземного продолжения массива основных пород, как показывают данные гравиметрии, постепенно уменьшается и вблизи контакта рапакививидных гранитов с гнейсо-мигматитами архея эта скрытая под гранитами часть массива выклинивается. Глубина залегания верхней границы основных пород под гранитами в направлении к западу от их видимого контакта постепенно увеличивается, испытывая сильные колебания.

Граниты в южной части района, как упоминалось выше, имеют относительно небольшую мощность. Массив гранитов в целом в пределах описываемого района характеризуется постепенным уменьшением мощности с севера на юг. Относительно узкую юго-восточную часть гранитного массива следует рассматривать как языкообразный выступ сравнительно небольшой мощности. Нижняя поверхность гранитного массива весьма неровная.

Таким образом, данные, полученные за последние годы, подтверждают взгляды В. С. Соболева на соотношение кислых и основных пород описываемого района и на проблему происхождения рапакививидных гранитов.

Давно известное различие в характере пегматитов северной и южной частей района, о котором говорилось выше, может быть следствием различия их глубинного строения. Если в районе Краевщины—Писаревки пегматиты размещаются в гранитах, имеющих значительную вертикальную мощность, то в районе Вишняковки — Дворищ они приурочены к сравнительно маломощной части гранитного тела, залегающего на основных породах. Структурное бурение, произведенное к юго-востоку от с. Вишняковки с целью определения мощности гранитного

массива, показало, что пегматиты распространяются на глубину более 600 м.

Эти факты имеют существенное значение для выяснения генезиса пегматитов Волини. Дальнейшее геолого-структурное изучение района должно быть направлено на установление причин локализации пегматитов в эндоконтактных зонах гранитов, особенностей размещения пегматитов в пределах всего поля, а также локальных различий в их характеристиках. Исследование этих вопросов, помимо глубокого теоретического интереса, будет иметь и большое практическое значение в смысле получения новых поисковых критериев и переоценки перспективных возможностей использования пегматитов.

### Выводы

1. Массив рапакививидных коростенских гранитов представляет собой уплощенное тело неравномерной мощности, залегающее в северной части района на гнейсо-мигматитах архея, а в южной — на основных породах.

2. Массив гранитов представляет собой продукт кристаллизации кислой магмы, генетически связанной с основной. Кислая магма образовалась из основной путем ассимиляции ею материала вмещающих пород, богатых кремнеземом и калием.

3. Магматические эманации, породившие пегматиты, возникли в сложном интрузивном теле Коростенского плутона (хонолите) в процессе его кристаллизации и мигрировали затем в апикальную зону плутона, образовав пегматитовые проявления.

4. Наиболее крупные пегматитовые тела образовались над самой массивной частью хонолита (района Вишняковки — Дворищ), где они наблюдаются в зоне мощностью более 600 м.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Бельский С. В. О геологии Житомирского уезда Волинской губернии. Тр. общ. исслед. Волини, т. II, 1910.
2. Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волини. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 1, 1957.
3. Ивантишин М. Н., Клочков В. Т., Личак И. Л., Царовский И. Д., Чернышкова Л. П. Пьезокварцевые пегматиты Волини (Украинская ССР). Изд. АН УССР, 1957.
4. Матковский И. Геологические исследования бассейнов рек Тростяница и Ирша на Волини. Геологические исследования на Волини в 1928—1929 гг. Житомир, 1930.
5. Оссовский Г. Геологическо-геогностический очерк Волинской губернии. Житомир, 1867.
6. Полкянов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волини УССР. Изд. Лен. гос. ун-та, 1948.
7. Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Уч. зап. Львов. гос. ун-та, т. 6, вып. 5, 1947.
8. Тарасенко В. Е. О горных породах семейства габбро из Радомышльского и Житомирского уездов Киевской и Волинской губерний. Зап. Киевск. общ. естествозн., т. XV, вып. 1, 1896.
9. Феофилактов К. М. О кристаллических породах Киевской, Волинской и Подольской губерний. Киев, 1851.

И. В. Давиденко

### НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

*Особенности состава и распространения интрузивных массивов.* Хрусталеносные пегматиты пространственно и генетически связаны с гранитными интрузивами субщелочного состава, глубина образования которых 2—4 км [2]. Подобные гранитные интрузивы являются пост-орогенными; они обычно расположены на стыках разновозрастных геологических структур и в линейных тектонических зонах, наложенных на складчатые структуры.

В постархейской истории земной коры интрузивы субщелочных гранитов образовались на заключительных этапах тектоно-магматических циклов протерозоя (Украина), палеозоя (Казахстан, Средняя Азия) и мезозоя (Забайкалье и Северо-Восток СССР).

Поскольку интрузивы, материнские для хрусталеносных пегматитов, образовались на заключительных этапах тектоно-магматических геосинклинальных циклов, а ход развития магматизма в рамках цикла в принципе одинаков для всех эпох, они обладают сходными минеральным и химическим (табл. 1) составом и строением.

Таблица 1

Сравнительная характеристика усредненных данных химического анализа (в вес. %) пегматитоносных интрузивов различных районов СССР (материнские граниты хрусталеносных пегматитов)

	Украина	Казахстан	Восточное Забайкалье	Северо- Восток СССР	Дальний Восток СССР	Среднее по СССР
SiO <sub>2</sub>	74,52	74,17	73,27	75,00	74,15	74,22
TiO <sub>2</sub>	0,9	0,24	0,27	0,08	0,12	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,25	12,65	14,79	14,21	14,10	14,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,28	1,94	1,10	0,92	0,98	1,44
FeO	1,02	1,04	1,34	0,68	0,72	0,96
MnO	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05
MgO	0,31	0,25	0,56	0,40	0,37	0,38
CaO	0,98	0,40	0,27	0,75	0,75	0,63
Na <sub>2</sub> O	3,89	4,29	3,82	3,02	3,08	3,53
K <sub>2</sub> O	4,85	4,42	4,60	5,08	5,02	4,80
H <sub>2</sub> O	0,24	0,13	0,62	0,62	0,35	0,39
F	—	0,06	0,01	Сл.	Сл.	—
SnO <sub>2</sub>	—	—	0,002	—	Сл.	—
Сумма	102,58	99,64	101,09	100,60	99,69	100,93

**Минеральный состав пегматитоносных интрузивов  
(среднее из 700 определений)**

Минералы	Вес. %
Микроклин-пертит	48—60
Олигоклаз	10—2
Кварц	40—34
Биотит	1—2
Акцессории	1—2

Наивысшей щелочностью и наибольшим масштабом пегматитообразования отличаются граниты герцинского тектонического цикла (Казахстан).

К. Б. Зарянов [5] делает важный вывод о генетической связи хрусталеносных пегматитов с гранитами повышенной щелочности, что согласуется с представлениями А. Е. Ферсмана и его последователей.

*Морфология пегматитоносных интрузивов.* Массивы субщелочных гранитов генетически связаны с разломами, так как форма этих массивов в плане нередко определяется непосредственно тектоническими линиями. Очень часто пегматитоносные граниты локализуются в складчатых структурах типа брахиантиклиналей, и, таким образом, проблема пространства решается сравнительно просто. Чрезвычайно характерны для пегматитоносных гранитов формы гарполитов и лакколлитов.

Анализ структурного положения этих интрузивов показывает, что подводящими каналами для гранитных магм служили тектонические разломы, а локализация магм происходила в антиклинальных складках, образовавшихся на поздних этапах складчатости.

Пегматитоносные интрузивы Казахстана застывают на глубинах не более 2—2,5 км, что подтверждается комплексом геофизических исследований.

Для пегматитоносных интрузивов характерны купольная скульптура и текстуры течения, которые хорошо заметны на аэрофотоснимках.

*Место хрусталеносных пегматитов в интрузивном процессе.* Согласно представлениям Н. П. Ермакова [3], хрусталеносные «камерные» пегматиты образуются сингенетически, на месте очажков остаточной гранитной магмы, и распределение пегматитов определяется «микрорельефом кровли магматического бассейна интрузии». В противоположность этому В. Д. Никитин [8] и др. считают, что основное значение для образования и размещения эпигенетических пегматитовых тел имеет трещинная тектоника интрузивов.

Опыт изучения пегматитовых полей хрусталеносных пегматитов показывает, что распределение пегматитовых тел внутри гранитов зависит от многих структурных факторов. Из совокупности этих факторов вытекает два крайних типа структурного контроля:

- а) дизъюнктивный контроль, определяемый трещинной тектоникой;
- б) «пликативный» контроль, определяемый купольной скульптурой интрузива, плоскостями отслаивания, контактными поверхностями, кровлей массива и текстурами течения.

Для каждого пегматитового поля характерно конкретное сочетание крайних случаев структурного контроля, и общие структурные поисковые признаки далеко не всегда могут быть справедливы.

С позиции структурной петрологии, таким образом, становится понятным особое промежуточное положение пегматитов между магматическими породами и рудными жилами, однако структурный фактор в свое время не был подчеркнут А. Н. Заварицким.

Изучение генезиса хрусталеносных пегматитов лучше всего проводить на многофазных интрузивах Казахстана, для которых разработана

стройная гипотеза формирования и магматическая природа которых сомнения не вызывает [6]. Согласно этой гипотезе в развитии интрузивных комплексов различаются «фазы», определяющие время образования той или иной части массива, и «фации», выделенные внутри пород фазы по значению, изменениям состава, положению в пространстве и по структуре.

В большей части пегматитоносных интрузивов Казахстана можно выделить несколько фаз:

- 1) собственно интрузивную фазу (крупнозернистые и порфиroidные граниты);
- 2) фазу дополнительных интрузий (среднезернистые и мелкозернистые граниты);
- 3) фазу жильных пород (кислые и основные жильные дериваты), подразделяемую на два этапа.

Сопоставляя закономерности формирования пегматитоносных гранитов с условиями локализации пегматитовых тел, мы приходим к выводу о существовании нескольких типов пегматитов.

I. Пегматиты, связанные с гранитами собственно интрузивной фазы обычно именуемые шпировыми, остаточными, камерными и т. д. Вмещающими породами для таких пегматитов являются граниты собственно интрузивной фазы. Основное значение имеет «пликативный» контроль, так как пегматитовые тела локализуются под экранами кровли, в пологих куполах апикальных частей гранитов и в области пологих контактов массива. Это главный промышленный тип пегматитов [3], содержащих пьезооптическое кристаллосырье.

II. Пегматиты, связанные с гранитами дополнительных интрузий. Они образуются под экраном гранитов собственно интрузивной фазы. Вмещающими породами для них служат граниты дополнительных интрузий.

III. Пегматиты, связанные с гранитами дополнительных интрузий. Образуются в период появления трещин контракции в гранитах собственно интрузивной фазы. Вмещающими их породами являются граниты собственно интрузивной фазы. Локализация пегматитовых тел контролируется трещинами контракции.

IV. Пегматиты фазы жильных пород (дайки первого этапа), образующиеся в висячих контактах даек аплитов и мелкозернистых гранитов. Для этих пегматитов вполне справедлива гипотеза А. Н. Заварицкого [4].

Постмагматические изменения интрузивных пород также приводят к формированию тел, служащих вмещателями пьезооптических минералов. Подобные тела пегматитов могут быть названы аподайковыми.

V. Аподайковые пегматиты с крупными полостями, образованные при изменении материала пологих даек аплитов или мелкозернистых гранитов. Структуры и текстуры таких тел близки к пегматитовым, близки также и их парагенетические ассоциации. Такие тела иногда содержат значительное количество пьезооптических минералов.

VI. Четковидные небольшие пегматитовые тела с мелкими полостями, как правило, не имеющие практического значения. Образовались в результате кислотного выщелачивания материала даек вдоль крутых трещин.

## Типы внутригранитных

Этап	Связь пегматов с фазами интрузивного процесса	Тип пегматита	Тип структурного контроля	Вмещающие породы	Контакты пегматитовых тел	Морфология
Магматический	Пегматиты собственно интрузивной фазы	I	«Пликативный» (пологне купола апикальных зон, зоны пологих контактов, прогибы кровли, ксенолиты)	Порфиroidные и крупнозернистые граниты собственно интрузивной фазы	Распльичатые, постепенные	Изометричные тела
	Пегматиты фазы дополнительных интрузий	II	«Пликативный» (роль экраноловушки играют граниты собственно интрузивной фазы, ксенолиты и породы кровли)	Среднезернистые и мелкозернистые граниты дополнительных интрузий	Постепенные	Линзовидные и уплощенные тела
		III	Дизъюнктивный (трещины контракции гранитов собственно интрузивной фазы)	Крупнозернистые граниты собственно интрузивной фазы	Всяческие контакты более постепенные, лежащие более резко	Жилообразные тела
Постмагматический	Пегматиты жильной фазы	IV	Дизъюнктивный (контакты даек)	Крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые граниты	Постепенные, резкие (лежащие)	Жилообразные тела
	Аподайковые пегматиты	V	Дизъюнктивный (трещиноватость даек)	Мелкозернистые граниты и аплиты	Постепенные	Послойные жилы с раздувами на пересечении крутых и пологих трещин отделимости
		VI	Дизъюнктивный (трещиноватость даек)	Мелкозернистые граниты и аплиты	Резкие, постепенные	Четковидные жилы в центральных частях даек

Таблица 2

пегматитов

Зональ- ность	Структура	Наличие полостей	Генезис	Способ образования
Хорошо выражена, прямая, симметричная	Гранитная, аплитовая, графическая, блоковая, обычны мономинеральные полевошпатовые зоны, ядра кварца	Типичны остаточные полости большого объема	Магматический	Кристаллизация обогащенного щелочами расплава на месте
Участковая прямая, симметричная и асимметричная	Гранитная, аплитовая, графическая, блоковая	Крупные остаточные полости редки	Магматический	Кристаллизация расплава под экраном, препятствующим удалению летучих
Участковая прямая и обратная, асимметричная	Гранитная, псевдографическая, блоковая	Остаточные полости не характерны	Существенно магматический	Кристаллизация перемещенного расплава при участии газовой фазы
Участковая прямая, асимметричная	Гранитная, графическая, псевдографическая, блоковая	Полости редки	Пневматолитомагматический	Перекристаллизация материала жильных пород при ретроградном вскипании расплава
Участковая прямая, асимметричная	Гранитная, аплитовая, псевдографическая, блоковая	Типичны полости растворения, нередко крупные	Пневматолито-гидротермальный	Метасоматоз, перекристаллизация, друзовое выщелачивание
Проявляется редко	Гранитная, псевдографическая, друзовая	Типичны мелкие полости растворения	Существенно гидротермальный	Друзовое выщелачивание вдоль крутых трещин в центральных частях даек

Как видно из табл. 2 и рис. 1, структурный контроль является основным фактором в распределении пегматитов внутри гранитных массивов и может успешно использоваться при поисках хрусталеносных пегматитов.

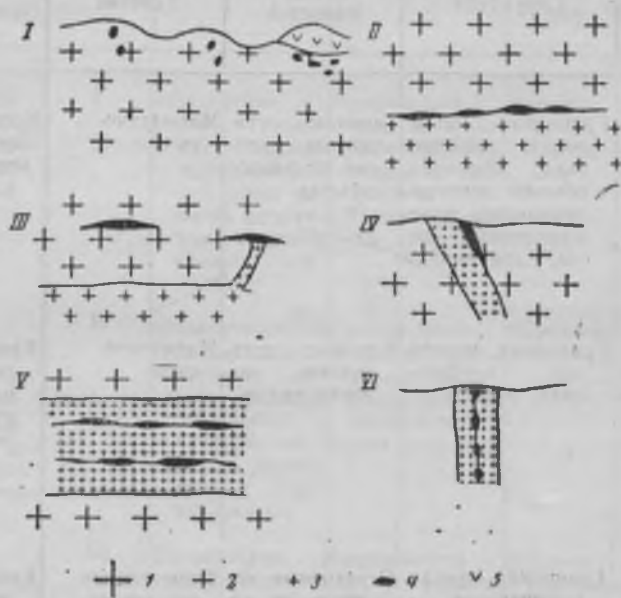


Рис. 1. Типизация хрусталеносных пегматитовых тел (в проекции на вертикальную плоскость)

I — пегматиты собственно интрузивной фазы; II, III — пегматиты дополнительных интрузий; IV — пегматиты жильной фазы, V, VI — аподайковые «пегматиты». 1 — граниты крупнозернистые и порфировидные; 2 — граниты среднезернистые; 3 — аплиты и мелкозернистые граниты; 4 — пегматитовые тела; 5 — ксенолиты пород кровли

Следовательно, необходимыми условиями успешных поисковых работ являются:

- 1) выяснение структуры перспективного гранитного массива, особенно методом дешифрирования аэрофотоснимков;
- 2) выяснение истории формирования интрузива, зафиксированной разнообразием и взаимным расположением фаз гранитных пород.

Исследования показывают, что наиболее продуктивны в отношении пьезооптического сырья пегматиты I, II и V типов, поэтому бедность гранитного массива пегматитами I типа (камерные) еще не говорит о бесперспективности этого пегматитового поля.

*Условия образования хрусталеносных пегматитов.* Из всего комплекса минералов гранитных пегматитов (276 по А. Е. Ферсману) большая часть приходится на долю редкометалльных пегматитов. В составе хрусталеносных пегматитов общее число минеральных видов превышает 75. Около половины этого количества составляют силикаты (37), затем идут окислы (24), вольфраматы, молибдаты, карбонаты, фосфаты, сульфаты (15).

Основными породообразующими минералами являются микроклин или микроклин-пертит, альбит, кварц, составляющие 90—98% пегматитового материала; на долю биотита, мусковита, турмалина, апатита,

флюорита, топаза, минералов редких земель, редких металлов и глини приходится от 2 до 10% общего объема пегматитового материала.

Отдельные пегматитовые тела имеют существенно микроклиновый состав (при отношении полевого шпата к кварцу 3 : 1), другие — существенно кварцевый (до чисто кварцевых обособлений в граните). Для большей части пегматитовых тел характерны промежуточные соотношения основных минералов.

Так как порообразующими минералами хрусталеносных пегматитов являются микроклин, альбит и кварц, генезис пегматитов можно рассмотреть с точки зрения поведения основных элементов пегматитов — калия, натрия, алюминия и кремния. В особых случаях следует учитывать поведение фтора, кальция, лития и воды. Определение рН суспензий минералов в целом помогает выяснить химизм минеральных ассоциаций, но в конкретных условиях на величине рН отражается состав газовой-жидких включений в минералах, а влияние состава включений далеко не всегда может быть учтено. В связи с этим значительный интерес представляет попытка выяснить химизм процессов минералообразования, исходя из состава минералов и минеральных ассоциаций.

Поскольку полевые шпаты и слюды — соединения сильных катионов (калий, натрий, литий, кальций, магний) со слабыми кремниевыми и алюмокремниевыми кислотами, условия щелочности — кислотности пегматитового процесса всецело определяются поведением катионов. Последнее хорошо согласуется с представлениями Н. В. Белова [1] об инертности кремнезема в структурах силикатов.

Основные физико-химические и геохимические характеристики катионов силикатов (табл. 3) говорят об усилении химической активности катионов (щелочности) в ряду магний—кальций—литий—натрий—калий—рубидий—цезий.

Таблица 3

Некоторые основные геохимические характеристики элементов

Элемент	Валентность	Радиус иона (Å)	Вэк	Кристаллохимическая электроотрицательность (в ккал при 25°C и 1 атм)	Потенциал ионизации (эВ)
Цезий . . . . .	1	1,65	0,30	14,1	3,89
Рубидий . . . . .	1	1,49	0,33	14,5	4,17
Калий . . . . .	1	1,33	0,36	14,8	4,34
Натрий . . . . .	1	0,98	0,45	15,0	5,14
Литий . . . . .	1	0,68	0,55	16,5	5,40
Кальций . . . . .	2	1,04	0,87	18,6	6,11
Магний . . . . .	2	0,74	1,07	19,7	7,64

Если выбрать в качестве показателя щелочности катиона потенциал ионизации элемента, можно определить относительную щелочность катиона как величину, обратную его потенциалу ионизации:

$$b_k = \frac{1}{I} \quad (1)$$

где  $b_k$  — относительная щелочность катиона;  
 $I$  — потенциал ионизации элемента.

Относительная щелочность минерала  $b_m$  будет определяться суммой величин относительной щелочности катионов в составе минерала:

$$b_m = \frac{n_1}{I_1} + \frac{n_2}{I_2} + \frac{n_3}{I_3} + \dots + \frac{n_n}{I_n}, \quad (2)$$

где  $n$  — количество катионов в минерале.

Однако расчет относительной щелочности минерала и породы по формуле (2) затруднен из-за традиционной окисной формы записи результатов химического анализа минералов и пород.

Расчет упрощается введением пересчетных коэффициентов, выраженных отношением атомного веса катиона к произведению молекулярного веса окисла элемента-катиона и потенциала ионизации:

$$K = \frac{A}{M \cdot I}, \quad (3)$$

где  $K$  — пересчетный коэффициент,

$M$  — молекулярный вес окисла элемента-катиона;

$I$  — потенциал ионизации элемента;

$A$  — атомный вес элемента (см. табл. 4).

Атомный вес одновалентного элемента удваивается.

Таким образом, относительная щелочность минерала или породы характеризуется суммой произведений количеств окислов элементов-катионов на величины соответствующих пересчетных коэффициентов:

$$B = K_1 n_1 + K_2 n_2 + K_3 n_3 + \dots \quad (4)$$

Таблица 4

Таблица пересчетных коэффициентов главных катионов

Элемент	Ат. вес (A)	Тип окисла	Мол. вес окисла (M)	Потенциал ионизации (I)	Пересчетный коэффициент $\left( K = \frac{A}{M \cdot I} \right)$
Цезий . . . . .	132,91	Me <sub>2</sub> O	281,82	3,89	0,25
Рубидий . . . . .	85,48	»	186,96	4,17	0,22
Калий . . . . .	39,096	»	94,192	4,34	0,19
Натрий . . . . .	22,997	»	61,994	5,14	0,13
Литий . . . . .	6,94	»	29,88	5,40	0,09
Кальций . . . . .	40,08	MeO	56,08	6,11	0,12
Магний . . . . .	24,32	»	40,32	7,64	0,08

Относительная щелочность минералов пегматитов, вычисленная по предлагаемому методу, закономерно понижается в ряду микроклин — альбит — плагиоклаз № 25, так же как в ряду полевые шпаты — слюды — кварц, и в ряду слюд: биотит — мусковит — лепидолит (табл. 5). Пегматитовое тело, данные для которого приведены в табл. 5, имеет следующую зональность: 1 — материнский гранит, 2 — аплитовидная оторочка, 3 — зона графического пегматита, 4 — зона мономинерального микроклина, 5 — зона мономинерального кварца (ядро). В отдельных случаях устанавливаются явления грейзенизации, альбитизации и гипергенного изменения пегматитового материала.

Таблица 5

## Относительная щелочность минералов пегматитов и некоторых пород

Породы и минералы	Главные компоненты и некоторые коэффициенты, определяющие относительную щелочность																Суммарная относительная щелочность В	Примечания	
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	K <sub>Mg</sub>	b <sub>Mg</sub>	CaO	K <sub>Ca</sub>	b <sub>Ca</sub>	K <sub>2</sub> O	K <sub>K</sub>	b <sub>K</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>Na</sub>	b <sub>Na</sub>	Li <sub>2</sub> O	K <sub>Li</sub>			b <sub>Li</sub>
Гранит . . . . .	70,18	14,47	0,88	0,08	0,07	1,99	0,12	0,24	4,11	0,19	0,78	3,48	0,13	0,45	—	—	—	1,56	
«Аплит» . . . . .	78,85	12,87	0,36	0,08	0,03	0,30	0,12	0,036	3,90	0,19	0,74	1,10	0,13	0,14	—	—	—	0,95	
Графический пегматит . . . . .	73,96	14,55	0,11	0,08	0,009	0,49	0,12	0,059	7,40	0,19	1,41	2,30	0,13	0,30	—	—	—	1,78	
Зона микроклина . . . . .	65,00	18,80	—	—	—	0,30	0,12	0,036	13,90	0,19	2,64	2,00	0,13	0,26	—	—	—	2,94	
Зона мусковита . . . . .	72,60	19,25	—	—	—	—	—	—	5,90	0,19	1,02	—	—	—	—	—	—	1,02	
Зона кварца (ядро) . . . . .	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00	
Альбитит . . . . .	68,81	19,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11,80	0,13	1,58	—	—	—	1,58	
Грейзен . . . . .	72,60	19,25	—	—	—	—	—	—	5,90	0,19	1,02	—	—	—	—	—	—	1,02	
Кварц жильный . . . . .	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,00	
Аплит . . . . .	75,32	13,63	0,21	0,08	0,017	1,16	0,12	0,14	4,09	0,19	0,78	3,86	0,13	0,50	—	—	—	1,44	Среднее
Письменный гранит . . . . .	74,36	14,17	0,11	0,08	0,009	1,16	0,12	0,13	6,33	0,19	1,20	3,17	0,13	0,41	—	—	—	1,75	„
Микроклин . . . . .	64,70	18,40	—	—	—	—	—	—	16,90	0,19	3,21	—	—	—	—	—	—	3,21	Теорет.
Плагиоклаз № 25 . . . . .	62,43	23,70	—	—	—	5,03	0,12	0,59	—	—	—	8,84	0,13	1,15	—	—	—	1,74	„
Биотит . . . . .	44,94	31,69	5,00	0,08	0,04	—	—	—	11,40	0,19	2,17	—	—	—	—	—	—	2,21	„
Мусковит . . . . .	45,20	38,50	—	—	—	—	—	—	11,80	0,19	2,24	—	—	—	—	—	—	2,24	„
Лепидолит . . . . .	60,08	28,80	—	—	—	—	—	—	4,80	0,19	0,91	—	—	—	5,00	0,000	0,45	1,36	„

Некоторые геолого-структурные особенности и условия образования хлоридных пегматитов

Для хрусталеносных пегматитов типично позднее окварцевание, с которым связывается образование горного хрусталя.

Считая вслед за А. Е. Ферсманом [9] и др., что наиболее полная зональность пегматитового тела является вещественным отражением наиболее полного проявления процессов пегматитообразования во времени,

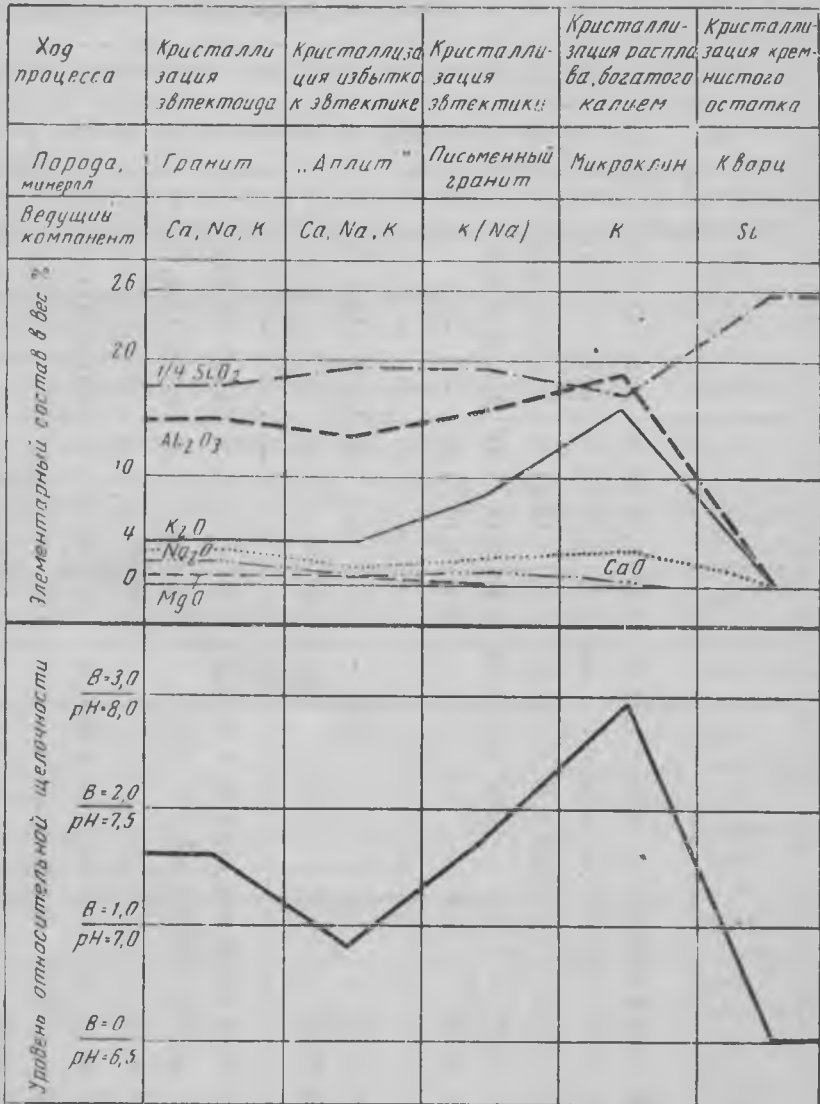


Рис. 2. Изменение состава хрусталеносных пегматитов во времени

мы убеждаемся в том, что определенным ступеням пегматитового процесса отвечают вполне определенные условия щелочности среды, которая зависит от поведения ведущих катионов.

Как показали исследования (см. табл. 5), на пути превращения остаточного гранитного расплава в пегматит имеют место ритмические изменения щелочности — кислотности среды, обусловленные закономерным ходом кристаллизации расплава и последующим наложением постмагматических процессов:

1. Относительная щелочность материнского гранита характеризуется величиной 1,56.

2. Относительная щелочность аплитовидной оторочки — меньше 0,95. Возможно, образование аплитовидной оторочки или пегматита гранитной структуры является отражением быстрой кристаллизации обедненного щелочами и летучими вещества — избытка в гранитном расплаве по отношению к эвтектике.

3. Образование внешних оторочек приводит расплав в камере к эвтектическому составу; в результате кристаллизации такого расплава возникают пегматиты графической структуры. Это становится возможным благодаря обогащению системы калием, в результате чего резко повышается относительная щелочность среды (1,78). В свете изложенного становится нереальной возможность образования полнодифференцированных (и даже графических) пегматитов вследствие перекристаллизации обычных гранитов или аплитов, как это представляет себе В. Д. Никитин [8].

4. Наибольшая величина относительной щелочности (2,68—3,21) характерна для зоны микроклина (микроклин-пертита), наименьшая — для зоны кварца (относительная щелочность равна нулю), чем завершается эволюция пегматитового материала, и все последующие изменения происходят в постмагматических условиях.

Описанные выше закономерности пегматитового процесса отчетливо выражены на вариационной диаграмме состава пегматитовых зон, дополненной кривыми относительной щелочности (рис. 2).

Если вспомнить, что предел устойчивости парагенезисов пегматитов определяется интервалом значений рН от 6,5 до 8,0, можно установить, что этому соответствуют значения относительной щелочности от 0 до 3,0.

Метод относительной щелочности позволяет с достаточной определенностью установить химизм минералообразования и проследить изменение химизма среды во времени.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белов Н. В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. Изд. АН СССР, 1961.
2. Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. Геология рудных месторождений, № 1, 1960.
3. Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Воляни. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 1, 1957.
4. Заварицкий А. Н. Основной вопрос физико-химии пегматитов. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 5, 1944.
5. Зарянов К. Б. К вопросу о химизме щелочных гранитов и значении повышенной щелочности в гранитоидах для хрусталеобразования. Тр. ВНИИП, т. IV, вып. 1, 1960.
6. Коптев-Дворников В. С. и др. Гранитные формации малых глубин. Международный геологический конгресс. Проблема 13. Изд. АН СССР, 1960.
7. Краткий справочник физико-химических величин. Госхимиздат, 1959.
8. Никитин В. Д. Условия формирования редкометалльных и слюдоносных пегматитов. Международный геологический конгресс. Проблема 17. Изд. АН СССР, 1960.
9. Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд. АН СССР. 1940.

*Г. С. Катковский*

## ЗАВИСИМОСТЬ МОРФОЛОГИИ ПЕГМАТИТОВ ОТ ТЕКТониКИ БАЯНАУЛЬСКОГО ИНТРУЗИВА

Баянаульский гранитный массив, расположенный в Центральном Казахстане, имеет в плане округлую, несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму. Площадь его около 400 км<sup>2</sup>. Он входит в Еремен-Чингиз-Тарбагатайскую складчатую систему. Вмещающими породами являются эффузивно-осадочные образования ордовика, силура и девона, обрамляющие массив с севера, востока и юга. Породы собраны в складки, субширотного простирания с углами падения 40—50°. На западе массив контактирует с гранитами и гранодиорит-порфирами Жаманаульского интрузива. Баянаульский массив приурочен к юго-западному крылу крупной герцинской синклинали. Возраст интрузива определяется как позднегерцинский.

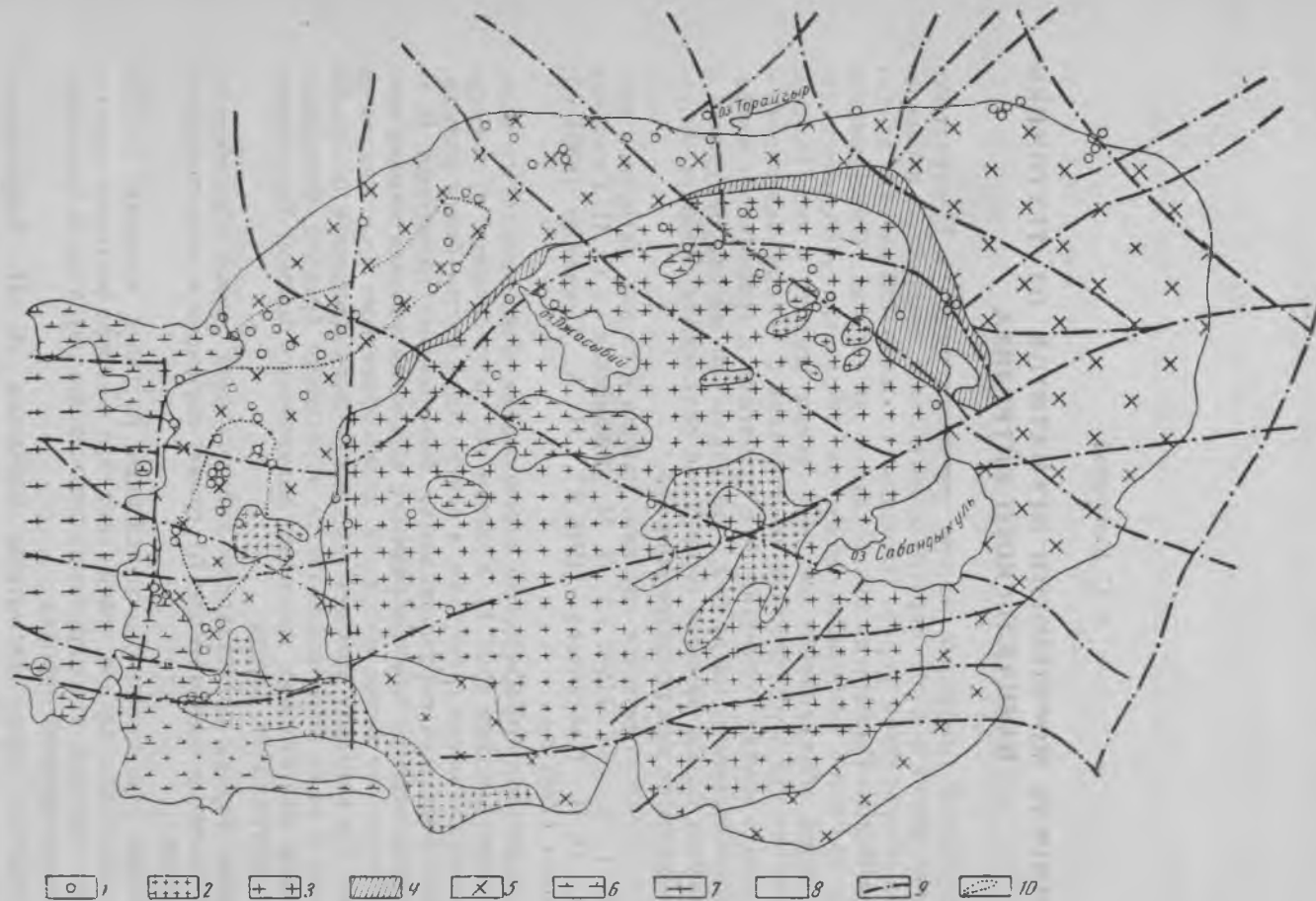
Геолого-петрографическое изучение района и самого интрузива проводили Н. Г. Кассин (1931 г.), Л. М. Афанасьев и О. П. Оглобина (1946 г.), П. В. Плотникова (1946 г.), Н. А. Севрюгин (1954 г.), В. К. Монич (1957 г.).

При геолого-петрографическом картировании четко выявляется кольцевое строение массива (рис. 1). Краевые его части сложены крупнозернистыми аляскитовыми гранитами, а центральная часть—более молодыми среднезернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами. И те и другие пересекаются пластообразными залежами дополнительных интрузий, сложенными более молодыми мелкозернистыми аплитовидными гранитами. По контакту внешней кольцевой части массива и центрального штока в ряде мест наблюдается эруптивная брекчия, состоящая из обломков аляскитовых гранитов, захваченных магмой биотитовых гранитов центрального штока.

Жильные породы представлены дайками двух этапов образования: а) гранит-аплитов и пегматитов; б) гранит-порфиоров и диоритовидных лампрофиоров.

В массиве отмечаются многочисленные разрывы, имеющие субширотное, субмеридиональное, северо-западное и северо-восточное простирание. Как правило, эти нарушения пересекают интрузив и прослеживаются во вмещающих породах.

Описываемые нами пегматиты изучались А. П. Гавриловым, Л. А. Пановым, Л. Г. Цинзерлинг и др. В результате геологопоисковых и разведочных работ было выявлено значительное количество пегматитовых тел, расположенных на северо-западе и западе массива среди аляскитовых гранитов краевой его части. Пегматиты, залегающие в



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Баянаулского гранитного массива. Составил Г. С. Катковский по материалам В. К. Монича, Н. А. Севрюгина, Л. Г. Цинзерлинг

1 — пегматитовые тела; 2 — мелкозернистые граниты, аплиты; 3 — среднезернистые биотитовые граниты; 4 — эруптивная брекчия; 5 — крупнозернистые аляскитовые граниты; 6 — граносиенит-порфиры и гранодиорит-порфиры; 7 — порфиоровидные биотитовые граниты; 8 — осадочно-эффузивные породы (ордовик, силур, девон); 9 — линии тектонических нарушений; 10 — площади развития даек

центральном штоке порфиридных биотитовых гранитов, тяготеют к северному контакту этого штока и располагаются вдоль зон разрывных нарушений.

По морфологии пегматитовые тела подразделяются на два типа: 1) линзовидные и жильные, 2) изометричные и штокообразные. Среди них выделяются пегматиты слабодифференцированные и полидифференцированные.

Линзовидные и жильные пегматитовые тела имеют широкое распространение. Они встречаются в самих гранитах и во вмещающих граниты породах, залегая в виде крутопадающих жилообразных тел субширотного и субмеридионального простирания. Отмечаются также пологопадающие тела с разными азимутами падения. Размеры пегматитовых тел различны: встречаются мелкие прожилки мощностью в несколько сантиметров и крупные тела протяженностью 20—25 м и мощностью 3—4 м и более.

Степень дифференцированности пегматитов этой группы различна. Мелкие линзы и прожилки пегматита, как правило, дифференцированы слабо. В них развиты две или три зоны: аплитовая, полевошпатовая и кварцевое ядро.

Крупные пегматитовые тела дифференцированы полнее, и мощность отдельных зон в них значительно больше. Кроме упомянутых трех зон, в них наблюдаются графическая и местами пегматоидная. В отдельных пегматитовых телах встречаются прожилки окрашенного трещиноватого флюорита и гнезда с мелкими кристаллами и друзами мориона, а также занорышами горного хрусталя.

Среди изометричных и штокообразных пегматитов выделяются:

а) Мелкие изометричные шпирообразные пегматитовые тела, имеющие не более 1 м в поперечнике. Они распространены довольно широко, часто располагаются группами среди гранитов кольцевого и центрально-массивов и среди более молодых мелкозернистых аплитовидных гранитов. Эти пегматиты, как правило, слабо дифференцированы. В центральной части пегматитового тела иногда наблюдается занорыш, на стенках которого растут мелкие кристаллики раухтопаза и горного хрусталя или мориона. Стенки занорыша сложены кварцем или полевым шпатом, а иногда мелкозернистым пегматитом гранитной структуры. В других случаях центральная часть пегматита выполнена кварцем. Практического значения для пьезооптической минерализации эти пегматиты не имеют.

б) Крупные изометричные и штокообразные пегматитовые тела, встречающиеся значительно реже. Они обнаружены только в аляскитовых гранитах кольцевого интрузива на Торайгырском участке, вблизи контакта с вмещающими породами. Размеры изометричных тел 4×5, 6×3 м, реже больше. Обычно они наклонены к горизонту под углом 40—50°.

Штокообразные пегматитовые тела в горизонтальном сечении представляют собой овал диаметром до 4—5, реже 6—7 м. Сохраняя округлое сечение, они прослеживаются на глубину 12—15 м. Ось штокообразного тела обычно или круто наклонена к северу под углом 80° или вертикальна. Штокообразные пегматитовые тела, как правило, хорошо дифференцированы. В них развиваются следующие зоны: аплитовая, иногда с графической структурой, пегматоидная, полевошпатовая и кварцевое ядро. Мощность зон непостоянна, распространены они неравномерно. В таких пегматитах наблюдается выщелачивание и перекристаллизация минералов, связанная с наложением поздних гидротер-

мальных процессов. В кварцевом ядре или на контакте последнего с полевошпатовой зоной обнаружены полости с друзами горного хрусталя, мориона и кристаллами окрашенного и почти бесцветного флюорита.

Ориентировка даек и трещин отдельности (в градусах)

Система трещин	Байшоринский участок					
	Дайки в гранитах (рис. 2)		Трещины в гранитах (рис. 3.)		Трещины в дайках (рис. 4)	
	Аз. падения	Угол падения	Аз. падения	Угол падения	Аз. падения	Угол падения
I. Субширотная	0,180 0	80—90 40	170—185 15—350	70—90 80—90	165, 345	90
II. Субмеридиональная	90,265 90	70 50	80—110 260—290	70—90 80—90	80—85 260—270	80—90 75—90
III. Пологопадающая	240—310	10—15	70—90	0—20	270	5—10
IV. Северо-восточная	135	70	130	70	—	—
V. Северо-западная	45,225	55—60	—	—	—	—

Продолжение

Система трещин	Байшоринский участок		Торайгырский участок			
	Трещины в пегматитах жильного типа (рис. 5)		Трещины в гранитах (рис. 6)		Трещины в пегматитах (рис. 7)	
	Аз. падения	Угол падения	Аз. падения	Угол падения	Аз. падения	Угол падения
I. Субширотная	10, 350 } 180—190 }	80—90	260	60	170, 350 190	90 65
II. Субмеридиональная	—	—	90,270 260	90 60	85,265	90
III. Пологопадающая	240—270	25—50	230—340	5—40	210 330	10 25
IV. Северо-восточная	110—140	50—70	140	40—50	—	—
V. Северо-западная	230	55	320 50,230	70 90	50—80 230—250	70—90 90

Рассматривая условия залегания пегматитов указанных типов, их морфологию, развитие зональности, наличие пьезооптических минералов и другие особенности, мы склонны, придерживаясь классификации А. И. Гинзбурга [2], считать их эпигенетическими пегматитами, образо-

вавшимися в относительно спокойных условиях, или переходными к сингенетическим пегматитам.

При изучении Баянаульского массива выяснились некоторые закономерности в распределении пегматитов различных морфологических типов и их связь с тектоникой.

На протяжении всей длительной и сложной геологической истории развития района Баянаульский гранитный массив испытывал многократные тектонические напряжения как в период своего становления, так и после затвердевания. Разновременные тектонические напряжения оставили свой след в виде различных систем трещин.

Благоприятными для локализации сингенетических пегматитов могли быть различные прототектонические структуры, образовавшиеся в период становления интрузива, до внедрения пегматитов. Однако ясно видимых линий или слоев течения и ориентированных текстур в Баянаульском массиве не наблюдается. Только с помощью специальных многочисленных замеров ориентировки длинных осей вытянутых кристаллов полевых шпатов и путем построения роз-диаграмм В. К. Моничу [4] удалось выяснить, что длинные оси минералов ориентированы примерно параллельно контакту интрузива с вмещающими породами и образуют форму кольца, а в верхней его части форму купола.

Выяснению структурного плана прототектоники могут помочь дайки первого этапа внедрения, представленные мелкозернистыми гранитами. Дайки являются производными магмы, образовавшей интрузив. Они зафиксировали существовавшую в период становления интрузива трещиноватость в верхней части коры [1].

Для выяснения относительного возраста трещиноватости нами были произведены массовые замеры трещин в гранитах, жильных магматических породах и в пегматитовых телах (см. таблицу).

Наблюдения проводились в основном на Байшоринском и Торайгырском участках.

### **Байшоринский участок**

Байшоринский участок расположен в западной части Баянаульского массива среди аляскитовых гранитов его периферической части. Здесь широко проявились дополнительные интрузии, с которыми связано образование тел мелкозернистых гранитов и значительного числа даек жильных пород. На описываемом участке закартировано около 40 пегматитовых тел линзовидной и жильной формы. Отмечаются крупные тектонические нарушения меридионального, широтного и северо-западного простирания.

Для выявления прототектонических структур производились замеры элементов залегания даек мелкозернистых гранитов и гранит-аплитов. Все замеры были нанесены на диаграмму В. Шмидта, на которой определились пять максимумов (рис. 2), соответствующих различным системам трещин.

I максимум отвечает субширотной системе даек с крутыми углами падения ( $80-90^\circ$ ); II максимум характеризует субмеридиональную систему трещин с углами падения  $70^\circ$  (кроме того, имеются дополнительные максимумы обоих указанных простираний, но с более пологими углами

падения); III максимум образуют жильные трещины, падающие в западных румбах под углом 10—15°; IV, менее четкий максимум соответствует трещинам северо-восточного простирания с падением на юго-восток под углом 70°. Нечеткий V максимум отвечает дайкам северо-западного простирания, с падением в обе стороны под углом 55—60°.



Рис. 2. Диаграмма ориентировки даек в гранитах Байшоринского участка. 231 замер

I — V — системы трещин; 1 — 0,5%; 2 — 1%; 3 — 2%; 4 — 3%; 5 — 4%; 6 — >4%; 7 — пегматиты

Пегматиты, возникшие вслед за дайками мелкозернистых гранитов, использовали для проникновения те же ослабленные зоны, что и дайки, и образовали тела линзовидной и жильной формы. По элементам залегания выделяются три группы пегматитовых тел: 1) крутопадающие субширотные, 2) крутопадающие меридиональные и 3) пологопадающие. Элементы их залегания тождественны элементам залегания даек, приуроченных к первым трем системам трещин (см. рис. 2).

В местах сочленения различно ориентированных трещин пегматиты образуют тела усложненной формы, представляющие собой сочетание простых жильных тел.

На этом же участке параллельно с замером элементов залегания даек в гранитах производился замер трещин. Максимумы систем тре-

щин в гранитах, как видно из рис. 3, аналогичны I, II, III, IV максимумам элементов залегания даек. В соответствии с классификацией прототектонических трещин [1] они могут быть определены для данного участка как поперечные трещины — I, продольные трещины — II, пологие трещины — III и диагональные трещины — IV.



Рис. 3. Диаграмма ориентировки трещин в гранитах Байшоринского участка. 405 замеров

I — IV — системы трещин; 1 — 0,5‰; 2 — 1‰; 3 — 1,5‰; 4 — 2‰; 5 — 2,5‰; 6 — 3‰; 7 — >3‰

Для выявления нарушений, проявившихся после образования даек, производился замер трещин в самих дайках. В них также наблюдаются три системы трещин: субширотные, субмеридиональные и пологопадающие (рис. 4).

Таким образом, исследованиями трещиноватости в гранитах и дайках установлено единообразие элементов залегания трещин различного возраста. Трещины, образовавшиеся в гранитах в период становления интрузива, к которым были приурочены дайки первого этапа, перед внедрением пегматитового расплава вновь приоткрылись. Ориентировка пегматитовых тел совпадает с ориентировкой даек и трещин в гранитах и дайках.

Для выяснения характера ориентировки трещин, образовавшихся после формирования пегматитов, на том же участке были произведены замеры трещин в пегматитах.

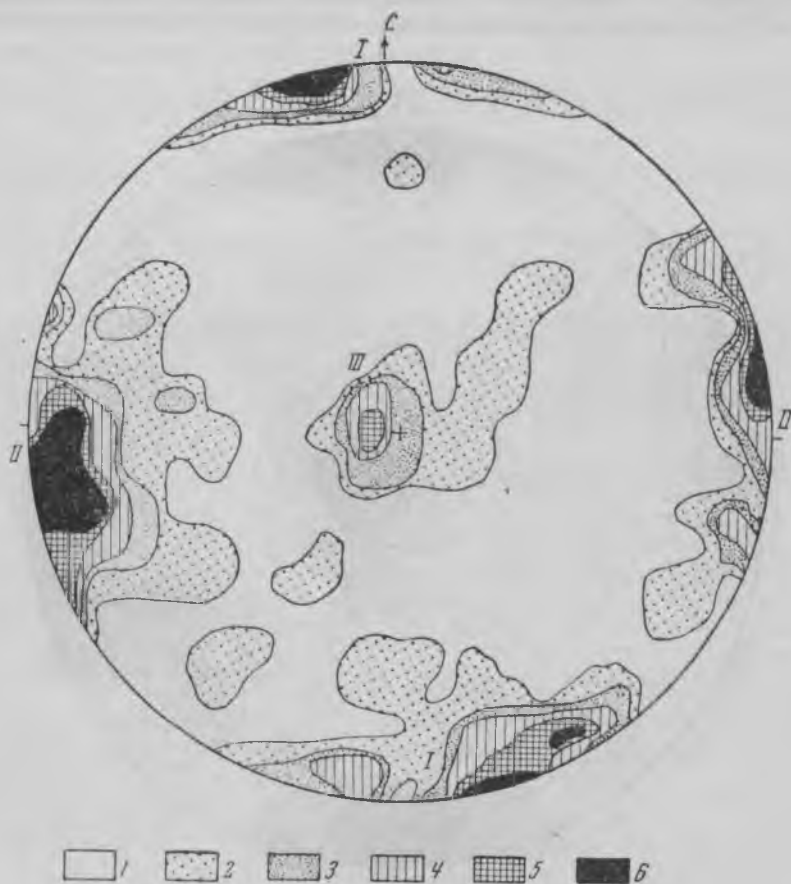


Рис. 4. Диаграмма ориентировки трещин в дайках Байшоринского участка. 78 замеров

I — III — системы трещин; 1 — 1%; 2 — 2%; 3 — 3%; 4 — 4%; 5 — 6%; 6 — >6%

В пегматитах четко проявляются три системы трещин: 1) субширотные крутопадающие, 2) северо-восточные с падением на юго-восток под углом  $50-70^\circ$  и 3) пологие, падающие в западных румбах под углом  $25-40^\circ$ . Трещин субмеридионального простирания не наблюдалось (рис. 5). По-видимому, в этот период более открытыми, а следовательно, и более доступными для магмы и гидротермальных растворов были трещины широтного простирания. На описываемом участке отмечается значительное число даек второго этапа образования, представленных лампрофирами, имеющими широтное простирание. Такое же направление имеют и гидротермальные кварцевые и кварцево-флюоритовые жилы.

На Байшоринском участке наблюдаются меридиональные и широтные нарушения, прослеживаемые на 10 км по простиранию. Эти крупные поздние тектонические нарушения ориентированы параллельно экзокинетическим трещинам, развитым в гранитах и отраженным на диаграммах максимумами I и II систем.

Из анализа приведенных диаграмм можно сделать вывод, что на эндогенную трещиноватость интрузива была наложена более поздняя экзокинетическая трещиноватость. Основные системы трещин, возникшие после застывания интрузива, повторили ориентировку трещин, образовавшихся в период его становления.



Рис. 5. Диаграмма ориентировки трещин в пегматитах жильного типа (Байшоринский участок). 120 замеров  
 I — IV — системы трещин; 1 — 1%; 2 — 2%; 3 — 3%; 4 — 4%; 5 — 5%; 6 — >5%

К выводу о совпадении ориентировки экзокинетической и эндогенной трещиноватости в Баянаульском массиве приходит и В. К. Монон [4]. Повторяемость направлений трещин различного возраста хорошо изучена Л. И. Лукиным и др. [3].

### Торайгырский участок

Пегматиты Торайгырского участка расположены в северо-западной части Баянаульского массива, преимущественно среди аляскитовых гранитов кольцевого интрузива. Здесь значительно реже по сравнению с Байшоринским участком встречаются тела молодых мелкозернистых гранитов дополнительной интрузии. Небольшие выходы их часто имеют в плане округлую форму.

В юго-западной части поля на контакте кольцевого интрузива аляскитовых гранитов и центрального штока отмечается эруптивная брекчия. Западнее, в аляскитовых гранитах кольцевого интрузива находится зона развития даек жильных пород. В отдельных участках этой зоны на  $1 \text{ км}^2$  площади приходится до 50—90 даек. Эта полоса развития даек описана выше (Байшоринский участок). К северу и западу от упомянутой зоны встречаются лишь единичные маломощные дайки.

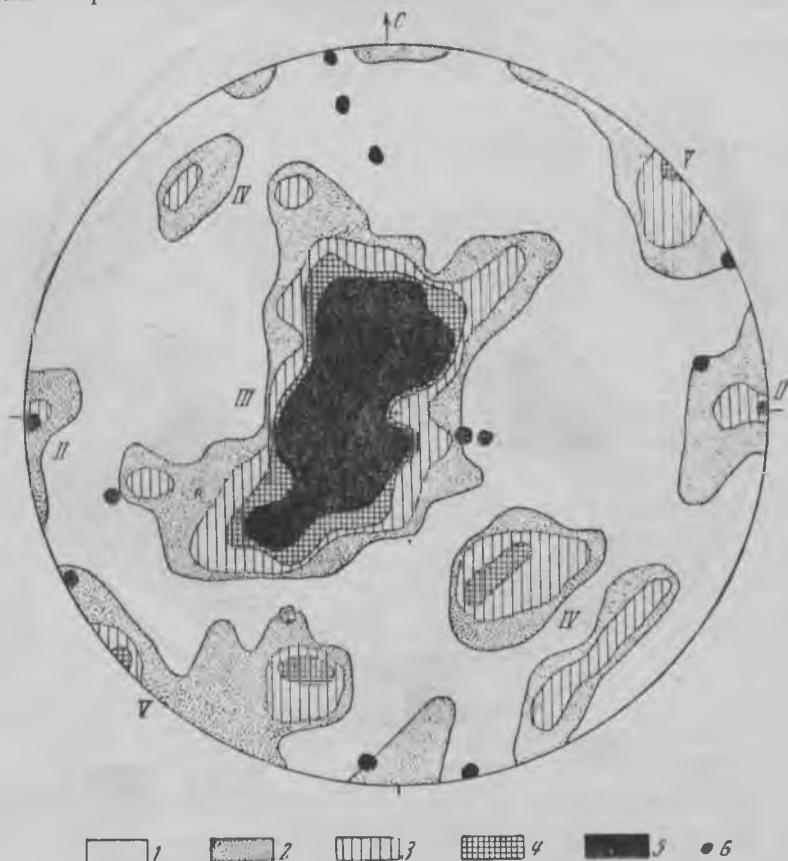


Рис. 6. Диаграмма ориентировки трещин в гранитах на площади развития пегматитов штокообразной формы (Торайгырский участок).  
178 замеров  
II — V — системы трещин; 1 — 1%; 2 — 2%; 3 — 3%; 4 — 4%; 5 — >4%; 6 — пегматиты

На площади Торайгырского участка отмечено несколько тектонических нарушений северо-западного простирания. Жильные пегматиты приурочены к пологим и крутым трещинам тех же простираний, что отмечались для Байшоринского участка (см. рис. 2 и 6), или к контактам даек, на площади развития которых они чаще всего располагаются. Крупные изометричные и штокообразные тела пегматитов встречаются редко и только за пределами развития жильных пород первого этапа внедрения. Лишь иногда совместно с ними находятся маломощные жилы аплита или небольшие тела жильных пегматитов.

Для выяснения некоторых структурных особенностей участка, на котором обнаружены изометричные и штокообразные пегматиты, производился замер трещиноватости в гранитах. На диаграмме (рис. 6) вы-

деляется несколько максимумов, из которых II, III и IV аналогичны максимумам диаграммы, показанной на рис. 2. Дополнительные максимумы с теми же азимутами простирания имеют более пологие углы падения ( $60^\circ$ ). Максимум IV, по-видимому, отвечает системе сопряженных трещин, падающих в северо-западных румбах.

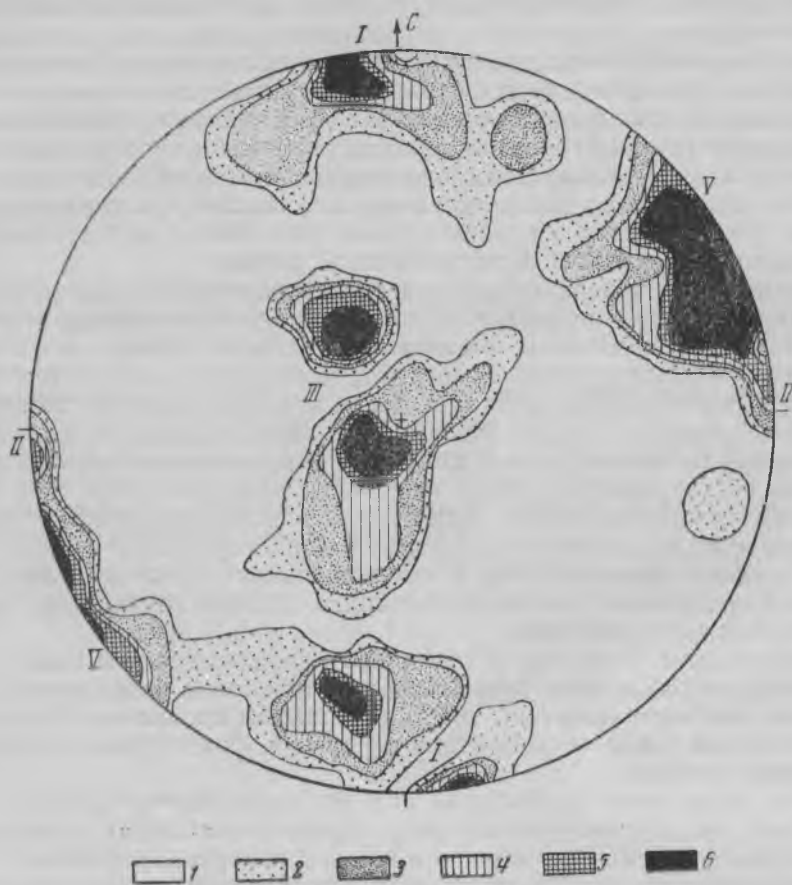


Рис. 7. Диаграмма ориентировки трещин в пегматитах штокообразной формы (Торайгырский участок). 84 замера  
 I — III, V — системы трещин; 1 — 1%; 2 — 2%; 3 — 3%; 4 — 4%;  
 5 — 5%; 6 — >5%

В самих штокообразных пегматитах основные системы трещин те же, что и в гранитах (рис. 7). В частности, четко проявились максимумы I и II, отвечающие трещинам субширотного и субмеридионального простирания, а также максимум III, соответствующий пологим трещинам с падением в западных румбах. Максимум V отвечает трещинам северо-западного простирания, которые совпадают с линиями тектонических нарушений.

Таким образом, на Торайгырском участке фиксируется совпадение ориентировки разновозрастных трещин и наложение более поздних трещин на трещины, образовавшиеся в ранний период.

Выяснить зависимость морфологии крупных штокообразных и изометричных пегматитовых тел от трещинной тектоники интрузива не удалось, тогда как морфология жильных пегматитов всецело подчинена трещинной тектонике. Причины возникновения зоны интенсивного развития даек, а вместе с ними и жильных пегматитов до конца не ясны. Возможно, что это были причины, обусловившие образование зон эруптивных брекчий. Происхождение эруптивной брекчии на контакте кольцевого интрузива связывается с погружением обширного центрального блока Баянаульского массива и обрушением части свода внешнего кольца этого интрузива в период формирования штока порфирированных гранитов. Обломки свода в виде ксенолитов были захвачены магмой порфирированных биотитовых гранитов, в результате чего и образовалась эруптивная брекчия. Участки свода, примыкающие к его обрушенной части, испытали интенсивное растрескивание, затухающее к периферии. Возникшие трещины были заполнены гранит-аплитами и пегматитами, образующими тела жильной и линзообразной формы.

Флюоритовая минерализация в пегматитовых телах жильной формы отсутствует, а если и проявляется, то в виде агрегатов мелких зерен окрашенного и трещиноватого флюорита. Кристаллы горного хрусталя и мориона встречаются редко. В пределах мобильных зон известны более поздние низкотемпературные кварцевые и кварцево-флюоритовые жилы.

В зоне эндоконтакта кольцевого интрузива за пределами участков интенсивной трещиноватости в момент формирования пегматитов тектоническая обстановка была более спокойной, вследствие чего трещинная тектоника проявилась слабо. Пегматитовые тела в этих участках имеют изометричную и штокообразную форму и характеризуются относительно полной дифференциацией зон. В них встречаются крупные слабо окрашенные и прозрачные кристаллы флюорита, а также крупные кристаллы мориона и горного хрусталя.

Для площади Баянаульского массива наиболее перспективной в отношении флюоритоносных пегматитов является зона эндоконтакта, а в этой зоне наиболее интересны участки со слабым проявлением жильных магматических пород первого этапа внедрения, фиксирующих прототектонические трещины.

Среди пегматитов наибольший интерес представляют крупные изометричные или трубообразные тела, сформировавшиеся в спокойной тектонической обстановке, хорошо и полно дифференцированные, с развитыми наложенными гидротермальными процессами, с явлениями перекристаллизации и растворения ранее отложившихся минералов.

## Выводы

1. В период становления гранитного массива образовалось пять основных систем трещин, из них четыре системы крутопадающие (субширотная, субмеридиональная, северо-западная, северо-восточная) и одна система пологопадающая (преимущественно в западных румбах).

Трещиноватость развивалась интенсивно вдоль внутреннего контакта кольцевого интрузива с центральным штоком, затухая к периферии внешнего кольца. К трещинам приурочены дайки жильных пород первого этапа внедрения. Последние образуют зоны сгущения, протягивающиеся параллельно внутреннему контакту гранитов кольцевой интрузии.

Дайки второго этапа внедрения и гидротермальные кварцевые и кварцево-флюоритовые жилы приурочены в основном к трещинам субширотного простирания.

2. После формирования даек жильных пород возобновившиеся тектонические подвижки подновили первичную трещиноватость интрузива. Более поздняя трещиноватость повторила существовавшую систему трещин.

3. Пегматитовые тела, встречающиеся на площади развития даек, образовались в беспокойной тектонической обстановке. Они имеют жильную и линзообразную форму и приурочены к тем же системам трещин, что и дайки. Крупные хорошо дифференцированные пегматиты жильного типа иногда содержат мелкие кристаллы горного хрусталя и мориона.

4. Крупные пегматитовые тела изометричной и штокообразной формы образовались в спокойных тектонических условиях. Они сконцентрированы в периферической зоне интрузива, вблизи контакта с вмещающими породами на участках слабого развития жильных пород. В этих пегматитах встречаются крупные кристаллы оптического флюорита и пьезокварца.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1956.
  2. Г и н з б у р г А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях, и их оценка. Разведка недр, № 2, 1952.
  3. Л у к и н Л. И., К у ш н а р е в И. П., Ч е р н ы ш е в В. Ф. О повторяемости направлений разновозрастных систем трещин. Сб. «Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений». Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, серия рудных месторождений, № 17, 1955.
  4. М о н и ч В. К. Петрография гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Изд. АН КазССР, 1957.
-

А. Г. Малышев

### НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПОГРЕБОВ В ПЕГМАТИТАХ

В районе гор Акджайляу в Восточном Казахстане ярко проявляется взаимосвязь хрусталеносности с гидротермальной деятельностью, происходившей вслед за становлением пегматитов. Гидротермальная переработка, выразилась в основном в интенсивной альбитизации микроклина полевошпатовой, пегматоидной и графической зон пегматитов вплоть до развития друз клевеландита в пустотах.

Указанием на то, что альбитизация происходила после становления пегматитов, служат следующие факты:

- 1) приуроченность зон альбитизации к системе трещиноватости;
- 2) почти полное (в некоторых случаях) замещение альбитом микроклинсодержащих зон пегматита;
- 3) альбитизация микроклина вмещающих пород вблизи пегматитов, происходившая после калишпатизации, которая относится автором к процессу, происходившему одновременно со становлением пегматитов.

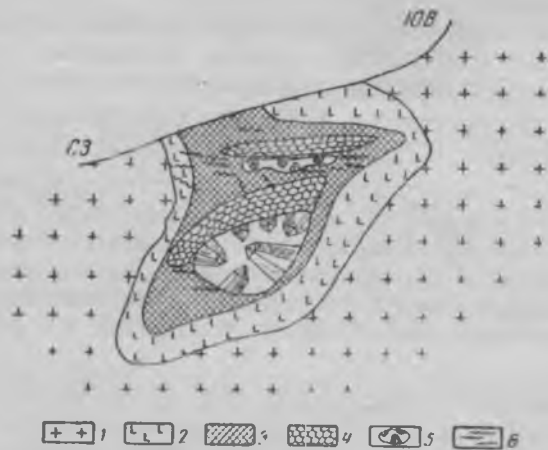


Рис. 1. Схема расположения хрусталеносных погребов под кварцевыми обособлениями в пегматитовом теле

1 — лейкократовые граниты; 2 — письменный гранит; 3 — полевошпатовая зона; 4 — кварц; 5 — хрусталеносные погребки; 6 — зоны интенсивной альбитизации

Проявление гидротермальной переработки, с которой связано образование хрусталеносных погребов, в конечном счете зависело не только от специфических свойств и активности гидротермальных растворов, но и от степени тектонической подготовки в пегматитах и от их внутреннего строения. На рис. 1 показана схема пегматитового тела, зале-

гающего в лейкократовых гранитах, которое обладает сложным строением. В полевошпатовой зоне имеются кварцевые обособления, расположенные одно под другим. Одно из них имеет плитообразную форму. Микроклин полевошпатовой зоны и письменного гранита подвержен альбитизации. Расположение зон альбитизации чаще всего подчинено определенным закономерностям. Так, вблизи лежащего бока плитообразного кварцевого тела параллельно ему прослеживается прямолинейная зона мощностью 2—3 см, состоящая из агрегатов альбита. Эта зона, имеющая ответвления и апофизы, непосредственно примыкает к хрусталеносному погребу, расположенному под кварцевым ядром.

Под нижним кварцевым телом также вскрыт хрусталеносный погреб, вблизи которого микроклин интенсивно альбитизирован. Характерно наличие сложных петельчатых структур замещения.

В нижнем хрусталеносном погребу и интенсивно альбитизированном письменном граните в северо-западной части пегматитового тела обнаружены небольшие обломки вмещающих гранитов в форме плиточек, иногда создающих вид растащенных прожилков. Некоторые обломки гранитов несут следы изменений в той же степени, что и в массиве гранитов вблизи пегматитового тела, на других обломках наблюдаются небольшие кристаллы кварца. Находки этих обломков вмещающих пород указывают на внутривхрусталеносную и постхрусталеносную тектонику. Кристаллы кварца представлены двумя генерациями. Это подтверждает взаимосвязь хрусталеобразования с тектоникой и дополнительной гидротермальной деятельностью.

Таким образом, характерными особенностями рассматриваемого пегматитового тела являются:

- 1) двухэтажное строение;
- 2) наличие прямолинейных плитообразных обособлений кварца;
- 3) интенсивная альбитизация, которая развивалась по определенным направлениям с образованием сложных структур замещения;
- 4) локализация хрусталеносных погребов под кварцевыми обособлениями;

5) наличие внутривхрусталеносной и постхрусталеносной тектоники. В одном из пегматитовых тел хрусталеносный погреб расположен в полевошпатовой зоне и в зоне письменного гранита. Форма его линзообразная с постепенным выклиниванием и переходом в гидротермально переработанную трещиноватую зону. Гидротермальная переработка выразилась в интенсивной альбитизации микроклина и в развитии светлых слюдок.

На выклинивании пегматитового тела, показанного на рис. 2, вдоль трещиноватой зоны как в пределах самого тела, так и во вмещающих его породах, прослеживаются в виде цепочки хрусталеносные погребки. Преобладающая часть пегматитового тела сложена кварцем, а полевошпат в виде отдельных обособлений и маломощных зон располагается на контакте с вмещающими гранитоидами. В кварцевом ядре зафиксированы трещины, залеченные иным по цвету и характеру раскристаллизации кварцем.

Приведенные факты свидетельствуют о непосредственной связи хрусталеобразования с тектонической и гидротермальной деятельностью, что является непременным условием для образования хрусталеносных погребов в пегматитах. Однако даже при наличии интенсивной гидротермальной переработки в пегматитах не всегда образуются хрусталеносные погребки, и тем более с кондиционными кристаллами кварца.

Полученные данные позволяют утверждать, что хрусталеносные погребка значительных размеров могут образовываться только в тех пегматитах, в которых, кроме широко проявленной альбитизации, в зонах, содержащих микроклин, имеются сравнительно крупные кварцевые обособления. И действительно, в одном из пегматитовых тел хрусталеносные

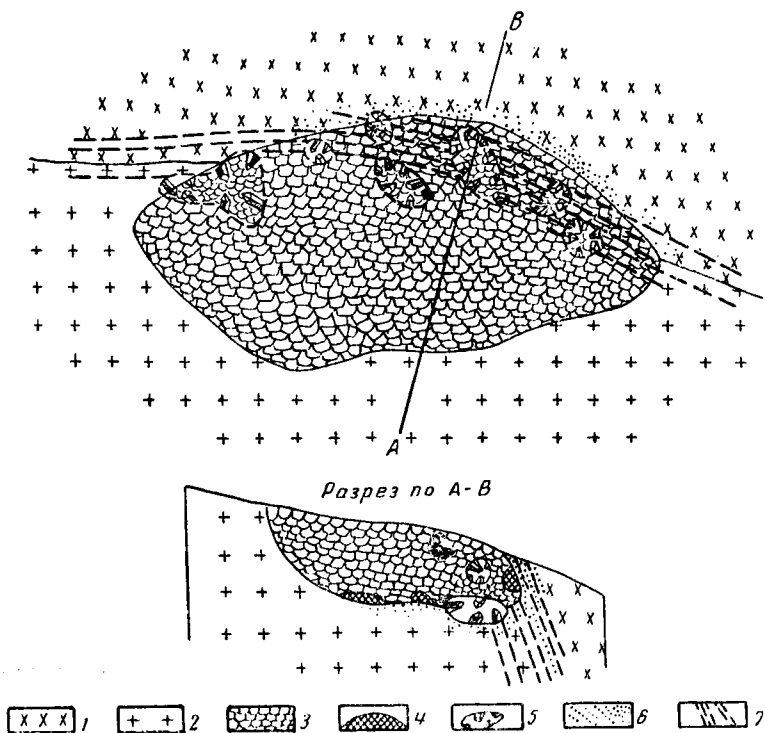


Рис. 2. Схематический план и разрез пегматитового тела. Характерна локализация хрусталеносных погребов в зоне трещиноватости на выклинивании кварцевого ядра

1 — гибридные гранодиориты; 2 — лейкократовые граниты; 3 — кварц; 4 — полевой шпат (микроклин); 5 — хрусталеносные погребки; 6 — зона интенсивной калишпатизации; 7 — зона трещиноватости

погребка расположены под кварцевыми ядрами (см. рис. 1), а в другом многочисленные хрусталеносные полости развиты на выклинивании по падению кварцевого ядра (см. рис. 2). Подобных примеров можно привести десятки.

В результате проведения детальных работ установлено, что пегматитовые тела, расположенные в пределах развития лейкократовых гранитов, локализуются около ксенолитов вмещающих пород кровли. Ксенолиты и пегматиты по механическим свойствам отличаются от вмещающих их гранитов. При наличии подвижек на границе ксенолитов и пегматитов с гранитами создавались наиболее интенсивные тектонические напряжения, которые приводили к разрыву сплошности пород, особенно в пегматитовых телах; последнее обстоятельство обусловлено тем, что сами пегматитовые тела представляют собой неоднородную по механическим свойствам среду, состоящую из зон письменного гранита, полевого шпата и кварца.

Кварцевое ядро — более хрупкая порода, чем вмещающие граниты, но менее хрупкая, чем полевошпатовая порода. Замещение микроклина альбитом происходило по самым различным направлениям, иногда не совпадающим с плоскостями спайности микроклина, причем альбит образовывал мельчайшие прожилки. Характер трещиноватости кварцевого ядра и полевошпатовой породы различен: полевой шпат раздроблен на мелкие блоки, а кварцевое ядро пересекают редкие трещины.

Таким образом, уже в период проявления тектонических подвижек были созданы полости и ослабленные зоны на границе кварцевого ядра и полевошпатовой породы. Поступавшие гидротермальные растворы закрепили имевшиеся в кварцевых ядрах трещины кварцевым материалом. После этого кварцевые ядра служили экраном для гидротермальных растворов, которые концентрировались в полевошпатовой и пегматоидных зонах, где и сформировались хрусталеносные погребки. Об этом свидетельствует локализация хрусталеносных погребков около и в основном под кварцевыми ядрами.

Итак, наличие тектонических подвижек, создавших трещиноватые зоны в пегматитах, и кварцевых ядер, которые служили экранами для гидротермальных хрусталеобразующих растворов, обусловило возникновение эпигенетических хрусталеносных погребков, являющихся наиболее продуктивными в отношении кварца по сравнению с другими типами хрусталеносных полостей.

Установленная закономерность в размещении хрусталеносных погребков под кварцевыми ядрами в полевошпатовых зонах пегматитовых тел, с учетом других положительных признаков хрусталеносности, присущих пегматитам, облегчает выбор методики разведки дифференцированных пегматитов и наиболее рациональное заложение горных выработок.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни. Тр. ВНИИП, т. 1, вып. 1, 1957.
2. Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил Матер. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 6. Госгеолтехиздат, 1955.

*Н. И. Андрусенко, С. А. Кузовкин*

## **РОЛЬ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В РАЗМЕЩЕНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА, СВЯЗАННЫХ С ИНТРУЗИВНЫМИ ТРАППАМИ**

Среди различных типов месторождений исландского шпата особый интерес представляют своеобразные месторождения, связанные с малыми секущими трапповыми интрузиями. Они находятся преимущественно в западной части Якутии в бассейне верхнего течения р. Вилюй и в северной части Иркутской области в бассейне среднего течения р. Нижняя Тунгуска. Подобные проявления известны также в Красноярском крае по притокам Подкаменной Тунгуски — рекам Желиндукон и Тэтэрэ.

В районе этих месторождений развиты главным образом туфогенные породы корвунчанской свиты (нижний триас), а также континентальные и отчасти морские песчано-сланцевые отложения верхнего палеозоя (карбон и пермь). В восточной части района эти образования перекрыты континентальными морскими отложениями нижней юры. В вулканогенно-обломочных и осадочных породах широко распространены интрузивные траппы, которые образуют поля сгущения секущих тел или сплошные пластовые залежи.

Наибольший интерес представляют небольшие зональные штокообразные и дайкообразные трапповые тела, в зонах гидротермального изменения которых содержатся скопления исландского шпата. Зональное строение таких интрузивов обусловлено наличием в одном трапповом теле неодинаково раскристаллизованных и различных по составу долеритов.

Подобные месторождения исландского шпата в бассейне р. Чона и по р. Аламджах были в свое время выделены М. Г. Равичем [14] в самостоятельный вилюйский тип и служили источником высококачественного оптического сырья. Тесная пространственная связь этих месторождений с секущими трапповыми телами дала основание многим исследователям считать их генетически родственными.

В зависимости от взглядов того или иного исследователя на характер генетических связей определялись поисковые признаки месторождений вилюйского типа, а следовательно, и методика их поисков.

М. Г. Равич в 1942 г. предложил считать перспективными на исландский шпат куполовидные трапповые тела, в которых, по его мнению, происходил длительный процесс минералообразования — от пегматитового (при раскристаллизации остаточных порций трапповой магмы) до низкотемпературного гидротермального, завершившегося кристаллизацией исландского шпата. При этом М. Г. Равич не разграничивал позднемагматические гидротермальные образования (миндалины, интерстиционные выделения) от наложенной прожилковой минерализации в траппах,

считая их различными формами отложения присутствующих в трапповой магме летучих компонентов [14].

К. Ф. Гурьянов в 1953 г., а затем Ю. И. Дмитриев [3] обратили внимание на значение состава интрузий, считая наиболее перспективными трапповые тела с повышенной щелочностью. В связи с этим ими рекомендовались для поисков исландского шпата районы развития интрузий субщелочного состава (тешениты и цеолитсодержащие траппы).

Ю. Я. Касьян (1951 г.) придавал важное значение морфологии траппов, относя к перспективным ветвящиеся интрузивы неправильной формы с неровными контактовыми поверхностями.

А. В. Скропышев, развивая идеи П. Е. Оффмана, выступил в 1954 г. с резко отличающейся точкой зрения. По его мнению, скопления исландского шпата в вилюйских месторождениях локализованы в трубках взрыва, заполненных так называемыми шаровыми агломератами. Эти взгляды А. В. Скропышева не нашли подтверждения, а впоследствии он сам от них отказался.

Е. Я. Киевленко объяснил возникновение минерализованных зон воздействием на трапповые тела наложенных гидротермальных растворов, поднимавшихся по путям продвижения магмы, но подновленным позднейшими тектоническими движениями. Он считает, что в этом заключается одна из причин связи месторождений исландского шпата с малыми интрузивами траппов [5]. Благоприятными структурами для минерализации исландским шпатом являются, по Е. Я. Киевленко, тектонические разломы высокого порядка с оперяющимися трещинами, которые сопровождаются штокособразными интрузивными телами и оканчиваются трещиноватостью типа «конского хвоста», а также места смещения даек по более поздним разломам, их изгибы, раздувы и кулисообразно расположенные участки, хорошо дешифрирующиеся на аэрофотоснимках [6].

Таким образом, роль структурно-тектонического фактора в формировании и размещении месторождений исландского шпата либо не учитывалась совсем, либо ей не придавалось большого значения. Следствием такой неполноты поисковых критериев явилась недостаточная эффективность производившихся поисковых работ.

Минерализованные зоны в интрузивах обычно находятся в центральных частях под кровлей афанитовых долеритов. Не зная, к каким конкретным структурам приурочены перспективные интрузивы, прибегали к сплошному исхаживанию площади, проверяя горными работами каждое обнаруженное трапповое тело с признаками минерализации.

Между тем, поисковые работы могут быть более целенаправленными, если учитывать взаимосвязь магматических и структурно-тектонических факторов, которые определяют положение шпатоносных интрузивов; размеры обследуемых площадей в связи с этим сократятся, а достоверность их оценки значительно повысится.

Остаиваясь на подробном рассмотрении магматических факторов, влияющих на размещение месторождений данного типа, здесь нет необходимости. Следует лишь отметить, что наибольший интерес представляют самые поздние дериваты трапповой магмы, в том числе субщелочные их разновидности, обогащенные летучими компонентами и водой. По мнению М. Л. Лурье и других исследователей, такая магма более подвижна и легко устремляется по трещинам и расколам в верхние структурные этажи земной коры [8]. Она дает начало зональным интрузивным трапповым телам и в то же время является источником гидротермальных растворов. Развивающиеся в разное время тектонические структуры создавали или перекрывали пути движения магмы, способ-

ствуя обособлению и кристаллизации отдельных порций трапповой магмы, а в постмагматический период контролировали пути движения гидротерм. Гидротермальные растворы устремлялись в уже сформировавшиеся трапповые тела, образуя месторождения вилюйского типа, либо уходили во вмещающие туфогенные породы.

Полученные в результате исследований В. В. Дронова, М. Е. Крекова, В. И. Сафьянникова, Л. В. Цветковой и особенно А. Н. Баранова и Ф. П. Плакина, а также наблюдений авторов и их работы по составлению прогнозной карты новые данные позволяют более уверенно выделить факторы структурно-тектонического контроля. Практическое значение рудоконтролирующих структур велико, так как они легко фиксируются на местности и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках.

В тектоническом отношении район месторождений, связанных с интрузивными траппами, находится в бортовой восточной части Тунгусской синеклизы, в зоне флексурного перегиба на ее сочленения с примыкающими структурами Сибирской платформы — Вилюйской синеклизой и Анабарской антеклизой.

По определению Н. С. Зайцева [4], Тунгуская синеклиза представляет собой плоский мультобразный бассейн, неодинаково прогнутый в различных частях и разделенный сложной системой разрывов на более или менее крупные блоки. Эта структура первого порядка на востоке осложнена Батуобинским (Сюльдюкарским) поднятием, отделяющим ее от Вилюйской синеклизы, и Ангаро-Вилюйским мезозойским прогибом, который в пределах описываемого района прослеживается от среднего течения р. Чона к р. Вилючан.

Положение района в тектонически активной зоне Тунгусской синеклизы обуславливает широкое развитие здесь разрывных нарушений, которые фиксируются в основном по развитию заполняющих их интрузивных траппов. По взаимоотношению траппов в первом приближении может быть определен относительный возраст нарушений.

К числу наиболее крупных разрывных нарушений, являющихся, по данным И. И. Краснова и В. Л. Масайтиса, структурами второго порядка, относятся зоны глубинных разломов, окаймляющие синеклизу [7]. В описываемом районе прослеживаются ветви региональной Ангаро-Вилюйской зоны разломов (Илимпейская, Ноканновская, Чонско-Аламджахская и др.).

Глубинные разломы служат отражением в верхнем структурном ярусе крупных расколов кристаллического фундамента платформы и проявляются в интенсивном развитии интрузивных траппов, разно ориентированных и имеющих преимущественно ветвящиеся, а также кольцевые формы. Глубинный характер этих разломов подчеркивается интенсивными положительными магнитными аномалиями, свойственными зонам их развития.

Весьма характерно, что в региональном плане большая часть проявлений гидротермальной минерализации, в том числе месторождений исландского шпата вилюйского типа, совпадает с положением глубинных зон разломов. Однако поисковое значение этого фактора ограничено, так как, несмотря на в общем линейные контуры, глубинные зоны разломов не имеют четких границ. Как справедливо подчеркивает А. Е. Михайлов [11], глубинные разломы представляют собой широкие (до 150 км) зоны или ослабленные швы земной коры, поэтому они определяют только региональное положение гидротермальной минерализации.

Сложное тектоническое строение рассматриваемого района по-иному отражается в тектонической схеме П. Е. Оффмана [12], согласно которой район приурочен к месту сочленения разновозрастных структур первого порядка — Мархинской и Ванаварской наложенных синеклиз и Турамской остаточной антеклизы, выделенных этим исследователем вместо Тунгусской синеклизы. Области сопряжения упомянутых структур представляют собой замкнутые зоны разломов петельчатой формы с развитыми в них трапповыми телами. Кроме того, в районе находится восточное окончание так называемой зоны Обручева, отражающей интенсивное проявление магматизма вдоль древнего раскола широтного простирания с преобладанием мощных трапповых тел.

Эти представления П. Е. Оффмана не всегда подтверждаются детальными геологическими исследованиями. Так, мощные трапповые тела практически отсутствуют на отрезке зоны Обручева между Нижней Тунгусской, Чоной и Вилюем. В пределах Ванаварской наложенной синеклизы, где, по данным П. Е. Оффмана, нет крупных разломов, на больших площадях развиты мощные пластовые и секущие трапповые тела и кольцевые дайки (бассейн р. Ерёма). Подобного мнения придерживается и В. Н. Павлов [13], который не подтверждает существования петельчатых зон разломов. Не вполне также справедлив тезис П. Е. Оффмана о проявлениях гидротермальной минерализации только в отдельных точках — вулканических трубках взрыва.

Как указывалось выше, месторождения исландского шпата вилюйского типа связаны с интрузивными траппами небольших размеров. В крупных пластовых трапповых телах, приуроченных к структурам второго порядка, неизвестны проявления исландского шпата. Подобные пластовые тела связаны с трещинами отслаивания или с заполнением неправильных полостей, образованных в результате движения отдельных глыб во флексурах [9]. Обычно они имеют форму хонолитов с межпластовыми ответвлениями и являются наиболее ранними интрузивными образованиями, что подтверждается пересечением их трапповыми дайками.

Интрузии интересующего нас типа связаны со структурами третьего и более высокого порядков. В последние годы установлено, что многие гидротермальные проявления и шпатоносные интрузивы приурочены к сводовым или периферическим частям небольших куполовидных складок в туфах. В ядрах таких складок обнажаются иногда пермские отложения. По-видимому, в крыльях и сводах этих структур по границам разнородных сред легко проявлялись тектонические напряжения, приводившие к возникновению многочисленных трещин разрыва, которые послужили впоследствии местами проникновения магмы и локализации продуктов гидротермальной деятельности. Так, например, шпатоносное трапповое тело на р. Джекинда, по данным Ю. И. Дмитриева, находится в прогибе сводовой части крупного поднятия. Иногда минерализованные интрузивы располагаются вблизи тектонических контактов пермских песчаников с окружающими их туфами. С такими горстообразными структурами связан ряд проявлений исландского шпата в бассейнах рек Мархая, Чирко, Мункамба, Нижняя Кочёма.

Мелкие секущие интрузивные тела траппов с проявлениями гидротермальной деятельности и скоплениями исландского шпата встречаются также вблизи кольцевых или полукольцевых структур, располагаясь иногда вдоль сопровождающих их тангенциальных или радиальных разрывов. Серии таких как бы вложенных одна в другую изогнутых трещин, заполненных траппами, встречаются в бассейнах рек Мархая, Ук-

сикон, Желиндукон в виде своеобразных концентрических и полукольцевых даек с внешним радиусом до 10 км (рис. 1).

Механизм образования радиальных и кольцевых трещин рассмотрен Г. Д. Ажгиреем, который по данным Д. Е. Ричи для острова Мул в Шотландии, а Д. Модела и В. Х. Парсонса — для США объясняет их

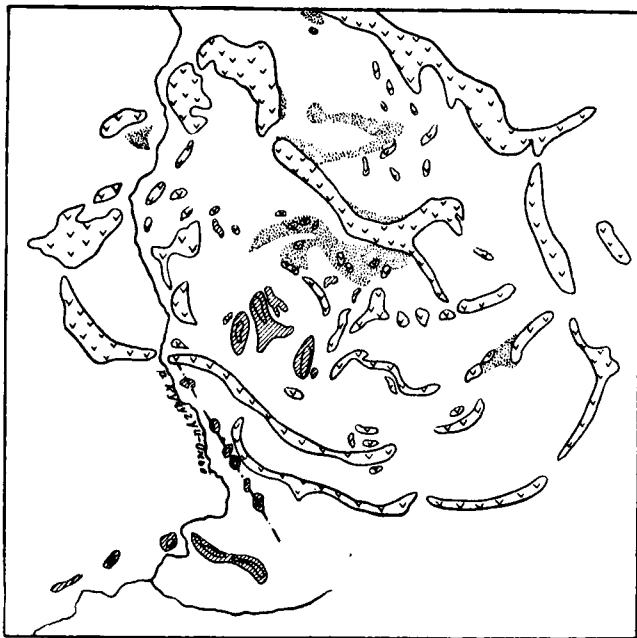


Рис. 1. Кольцевые дайки в бассейне р. Марха, к которым приурочены шпатоносные интрузивы

1 — туфогенные породы нижнего триаса; 2 — интрузивные траппы (долериты); 3 — осадочные породы нижней перми; 4 — интрузивные трапповые тела с проявлениями гидротермальной минерализации и скоплениями исландского шпата; 5 — перспективное разрывное нарушение

возникновение «динамическим воздействием на земную кору магмы, пробивающей себе путь к поверхности» [1]. В. Л. Масайтис объясняет образование установленных им кольцевых даек в бассейне р. Аламджах внедрением магмы в радиальные трещины, возникшие над магматическими очагами благодаря разнице в давлении вышележащих пород и поднимающейся магмы [10].

Перечисленные пликативные и дизъюнктивные структуры третьего порядка благоприятны для размещения месторождений вилюйского типа, хотя сами по себе и не являются рудовмещающими структурами. Они служат подводщими каналами для восходящих гидротерм и способствуют развитию структур более высокого порядка, контролирующих размещение шпатоносных тел.

К структурам, непосредственно вмещающим интересующие нас трапповые тела, относятся сравнительно небольшие (не более 1—2 км в длину) крутопадающие разрывные нарушения, иногда комбинирующиеся с пологими трещинами отслоения. В местах пересечения таких разрывов

или при определенных сочетаниях их образуются раздувы, заполняющиеся затем магмой с образованием малых трапповых тел. В. В. Белоусов считает возможным возникновение подобных малых интрузий одновременно с образованием лакколитов. В результате прерывистых поднятий на платформах возникают разрывы, к которым приурочены короткие дайки, неправильные ветвящиеся тела с раздувами и пережимами, штоки изометричной формы и куполовидные интрузии мощностью несколько десятков метров [2].

Залегание малых трапповых интрузий в верхах разреза туфогенных пород (в нижней подсвите корвунчанской свиты) и отсутствие траппового магматизма в юрское время свидетельствуют о небольшой глубине (300—600 м) или почти приповерхностных условиях их формирования. Это подтверждается типичным гипабиссальным обликом интрузивных траппов района. Наличие ксенолитов вмещающих пород (провесов кровли) в таких интрузивах свидетельствует о неглубоком эрозионном срезе последних.

Образование этих интрузивов, по-видимому, сопровождалось сдвиговыми нарушениями с небольшой амплитудой относительного бокового смещения, что проявляется в нередко встречающемся кулисообразном залегании трапповых тел.

Образование этих интрузивов, по-видимому, сопровождалось сдвиговыми нарушениями с небольшой амплитудой относительного бокового смещения, что проявляется в нередко встречающемся кулисообразном залегании трапповых тел.

Рассмотрим структуры, вмещающие трапповые тела со скоплениями исландского шпата.

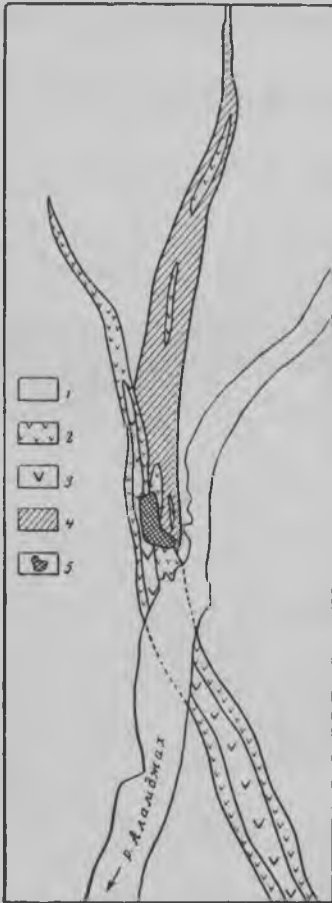
1. Цепочка минерализованных исландским шпатом интрузивных тел в бассейне р. Мархая, кулисообразно развитых вдоль линейного северо-западного разлома, в свою очередь расположенного по касательной к крупной изогнутой трещине, к которой приурочена дайка полукольцевой формы (см. рис. 1). Изометричные или удлиненные интрузивы по 200—500 м в длину и 25—60 м мощностью имеют переменчивые углы падения контактов—от пологих (аз. пад.  $85^\circ$ ,  $\angle 10^\circ$ ) до крутых (аз. пад.  $35^\circ$ ,  $\angle 60^\circ$ ).

Рис. 2. Скопления исландского шпата на р. Аламджах, приуроченные к месту пересечения двух трапповых тел

1 — туфогенные породы нижнего триаса; 2 — афанитовые долериты; 3 — крупнозернистые долериты; 4 — гидротермально измененные породы; 5 — участок со скоплениями исландского шпата

2. Сложно ветвящееся круто падающее ( $70$ — $85^\circ$ ) дайкообразное тело юго-восточного простирания длиной 500 м и мощностью в раздувах до 70 м на р. Джекинда. К куполовидному поднятию его кровли (диаметр в плане 40 м) были приурочены скопления исландского шпата.

3. Локализация исландского шпата на р. Аламджах в месте пересечения двух трапповых даек (северо-западного и северо-восточного простирания), падающих на юго-запад и северо-запад под углами  $30$ — $60^\circ$ . Мощность даек 25 и 8 м, одна из них прослежена в длину на 300 м (рис. 2).



Во всех шпатоносных трапповых телах наблюдаются локальные участки дробления, свидетельствующие о постмагматических подвижках. Иногда (например, в шпатоносном интрузиве на р. Джекинда) такие подвижки фиксируются в виде хорошо выраженных трещин скола, накладывающихся на первичную отдельность. Наиболее интенсивно трещиноватость проявляется в апикальных участках, по контактам текстурных разновидностей пород и в других ослабленных местах.

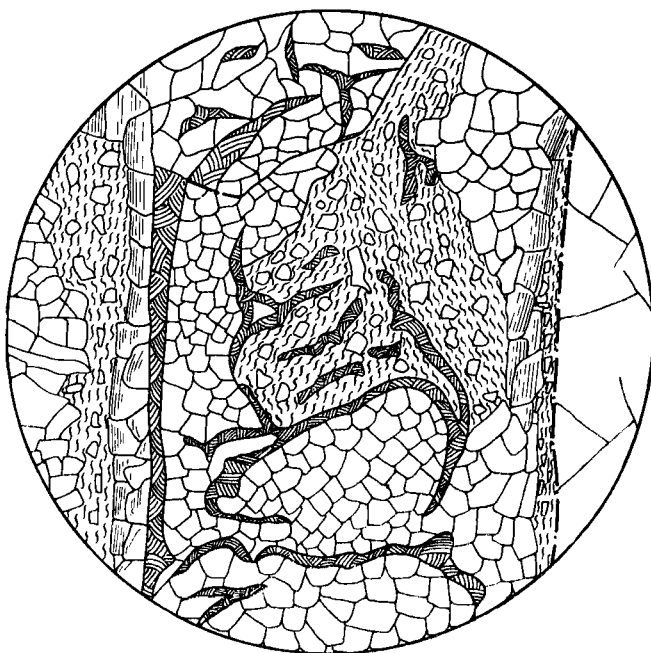


Рис. 3. Деталь строения локальной зоны дробления в краевой части интрузивного тела (бассейн р. Мархая)  
1 — раздробленные обломки долеритов; 2 — приконтактная глинка трения и долериты, перетертые до глинистого состояния; 3 — плитчатая отдельность в обломках долеритов; 4 — выделения цеолитов; 5 — контакт зоны дробления с монолитными породами

В Мархайских шпатоносных интрузивах локальные зоны дробления располагаются в их краевых или центральных частях; мощность зон достигает 3 м. Краевые нарушенные зоны состоят из интенсивно раздробленных глыб долеритов, погруженных в мелкую крошку породы, которая местами перетерта до глинистого состояния, причем глинистая часть иногда приобретает плойчатость. В обычно крутых контактах зон дробления с монолитными породами наблюдается зеленоватая вязкая глина трения, рассланцовка, зеркала скольжения. Местами участки зон дробления пронизаны выделениями гидротермальных минералов, и тогда они напоминают минерализованные брекчии. Иногда наблюдается смещение по отдельным прожилкам и притертость поверхностей минералов, что свидетельствует о наличии пост- и интерминерализационных подвижек (рис. 3).

В зонах дробления, приуроченных к центральным частям интрузивов, среди рыхлых гидротермально измененных пород находятся свежие угловатые глыбы и обломки афанитовых долеритов.

Постмагматические разрывные нарушения иногда служили путями восходящего движения гидротермальных растворов, отделившихся от относительно неглубоко залегающих магматических очагов — источников самих интрузий. Пути движения гидротерм прослеживаются и за пределами интрузивных тел, где они фиксируются по воздействиям растворов на вмещающие туфогенные породы — окварцеванию, скарнированию, карбонатизации, анальцимизации и хлоритизации. Эти процессы приводят к образованию преимущественно осветленных зон в туфах, содержащих иногда высокотемпературные минералы (вилуит, магнетит, гранат, сфен, апатит и др.). Подобные скарнированные зоны наблюдаются вблизи шпатоносной трапповой дайки на р. Аламджах. Большое количество скарнированных, обохренных и осветленных участков в туфах, в экзоконтактах и отчасти в самих долеритовых телах установлено в районе р. Джекинда. Эти участки в целом вытягиваются здесь полосой северо-восточного простирания в пределах ослабленной тектонической зоны длиной около 20 км и шириной до 5 км. Основной шпатоносный интрузив расположен примерно в середине этой зоны. Постмагматические нарушения привели, по-видимому, к образованию целой серии сопряженных трещин разрыва, вдоль которых шла метасоматическая переработка пород, причем местами наблюдалось совмещение высоко- и низкотемпературной минерализации (телескопирование).

Структурами, контролирующими локализацию гнезд и жил исландского шпата, являются участки повышенной трещиноватости и дробления в долеритах, особенно со смещением отдельных блоков друг относительно друга, в частности места пересечения трещин скола и разрыва нескольких направлений. В подобных участках обычно образуются свободные полости, необходимые для кристаллизации исландского шпата.

Итак, перспективными структурами, контролирующими вилуийские месторождения исландского шпата, являются разрывные нарушения высокого порядка (реже трещины отслоения), находящиеся в пределах крупных глубинных зон разломов или за их пределами. Эти разрывные нарушения приурочены к мелкой куполовидной складчатости, либо к кольцевым структурам. Они обычно имеют небольшие размеры и тесно связаны с развитием близповерхностных магматических очагов. Оживление тектоно-магматической деятельности приводило к обновлению первичных разломов, уже заполненных траппами, и к последующей циркуляции гидротерм.

Подновленные разрывные нарушения, как правило, совпадают с разломами, контролирующими трапповые дайко- и штокообразные тела, и образуются непосредственно после них. Иными словами, разломы, заполненные траппами, и постмагматические разрывные нарушения, служащие рудовмещающими структурами, являются последовательными стадиями единого тектоно-магматического цикла.

Кроме описанных перспективных структур небольших размеров, месторождения вилуийского типа в отдельных случаях контролируются протяженными линейными разрывными нарушениями. Одно такое нарушение, открытое Ф. П. Плакиным, находится в бассейне р. Мункамба (правый приток р. Ейка) вблизи пос. Инаригда. Оно прослеживается в северо-восточном направлении на 80 км и отмечается на местности в виде невысокой (0,5—1,5 м) пологой гряды, напоминающей же-

лезнодорожную насыпь. На аэрофотоснимке это нарушение четко выделяется в виде узкой светлой полосы.

Вдоль осевой части этого разрыва кулисообразно расположены трапповые дайки, чередующиеся с окремненными, иногда кварцево-карбонатными телами, лимонитизированными породами и окварцован-

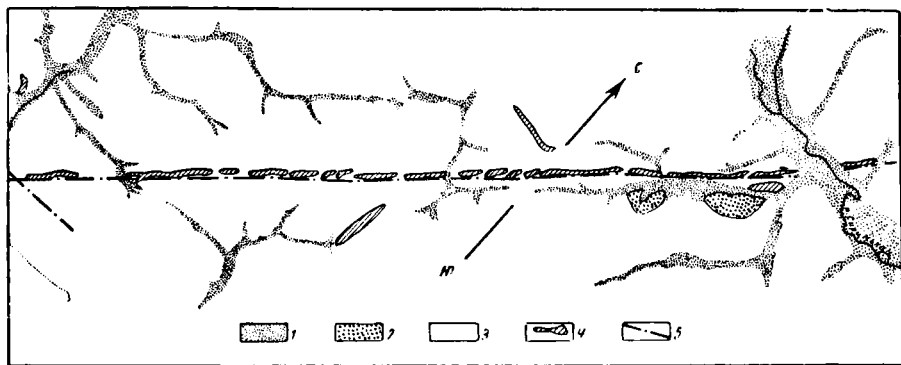


Рис. 4. Протяженное линейное разрывное нарушение, контролирующее шпатоносные интрузивы (бассейн р. Мункамба)

1 — четвертичные отложения; 2 — осадочные породы нижней перми; 3 — туфовые породы нижнего триаса; 4 — кулисообразно залегающие трапповые дайки, иногда чередующиеся или содержащие кварц-карбонатные тела; 5 — разрывное нарушение

ной брекчией (рис. 4). Породы в дайках интенсивно раздроблены, скарнированы и содержат выделения магнетита, сульфидов, барита, целестина, кварца и реже цеолитов. Дайки траппов в пределах разлома развиты в виде отдельных линз длиной 200—300 м, быстро выклинивающихся по простиранию. Основное линейное нарушение осложнено серией ступенчатых сбросо-сдвигов, обусловивших кулисообразное залегание трапповых даек, а местами небольшие внутренние смещения, приводящие к блоковому строению участков. Мощность трапповых даек 25—30 м, падение юго-восточное, крутое, почти вертикальное. Вдоль разлома по обе стороны от даек наблюдается полоса осветленных карбонатизированных и хлоритизированных агломератовых туфов мощностью 30—50 м. В северо-восточной части нарушения в бассейне р. Мункамба параллельно основной линейной структуре расположены сопряженные с ней и оперяющие разломы, местами имеющие аналогичное строение.

Постмагматические нарушения наблюдаются в основном в средней части разлома, где развито интенсивное дробление и трещиноватость пород. Промежутки между отдельными глыбами и блоками служили каналами для движения гидротерм, а наиболее крупные из них — тектоническими полостями, в которых отлагался исландский шпат. Размеры их бывают иногда довольно велики (рис. 5). К аналогичным или меньшего размера полостям в северной части разлома приурочены кварц-карбонатные тела. В южной части наблюдаются жилы шестоватого магнетита мощностью до 30—50 см.

Долериты в интенсивно раздробленных местах трапповых даек превращены в гидротермально переработанные, хлоритизированные, карбонатизированные и скарнированные породы, состоящие из рыхлой

сыпучей массы и заключенных в ней блоков до 3 м в поперечнике мало переработанных и совсем неизменных траппов. Направление трещин отдельности в краевых монолитных частях трапповых даек не совпадает с направлением трещин отдельности блоков зон дробления, что свидетельствует о дезориентации последних.

В пользу тектонического происхождения минерализованных зон дробления в пределах описываемого разлома свидетельствует четкость их контактов с неизменными породами, которые часто подчеркиваются прожилками шестоватого магнетита мощностью 5—10 см.

Скопления исландского шпата встречаются в минерализованной части разлома на протяжении 8 км.

Протяженные разрывные нарушения с проявлениями гидротермальной минерализации и исландского шпата, подобные описанному, выявлены также по рекам Богошли, Паногна, Амбардах. Они являются перспективными в отношении исландского шпата и сравнительно легко выявляются при дешифрировании аэрофотоснимков, а также с помощью геофизических методов: магнитная восприимчивость и электропроводность пород в пределах и вне таких нарушений различны.

### Выводы

1. Район месторождений исландского шпата вилюйского типа отличается сложностью тектонического строения, которое обусловлено его положением в бортовой части Тунгусской синеклизы, характеризующейся наличием зон глубинных разломов, куполовидной складчатости и широким развитием разрывных нарушений более высокого порядка.

2. Размещение таких месторождений определяется характерными для района тектоническими структурами разного порядка, причем каждый тип структур имеет определенное значение для локализации исландского шпата.

3. Наличие в регионе зон глубинных разломов характеризует степень проницаемости магмы и определяет широкое развитие участков сгущения интрузивных траппов, в том числе малых интрузий, перспективных в отношении исландского шпата.

4. Малые интрузии контролируются относительно небольшими разрывными нарушениями, приуроченными к мелким куполовидным или горстообразным поднятиям и к кольцевым структурам. В отдельных случаях контролирующими являются протяженные линейные разрывные нарушения, вмещающие кулисообразно расположенные трапповые дайки с залежами исландского шпата.

5. Гидротермальная минерализация в месторождениях интрузивного типа связана с постмагматическими разрывными нарушениями высокого порядка, пространственно совпадающими с предыдущими или сопряженными с ними (разломы, зоны дробления и т. п.).

6. Непосредственными структурами локализации гнезд исландского шпата являются участки повышенной трещиноватости, интенсивного дробления и места пересечения трещин разных направлений, где возможно образование свободных полостей для кристаллизации исландского шпата.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1956.
2. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
3. Дмитриев Ю. И. Трапповый магматизм и гидротермальная минерализация р. Чоны. Советская геология, № 10, 1959.

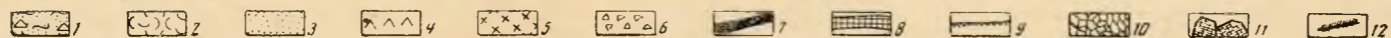
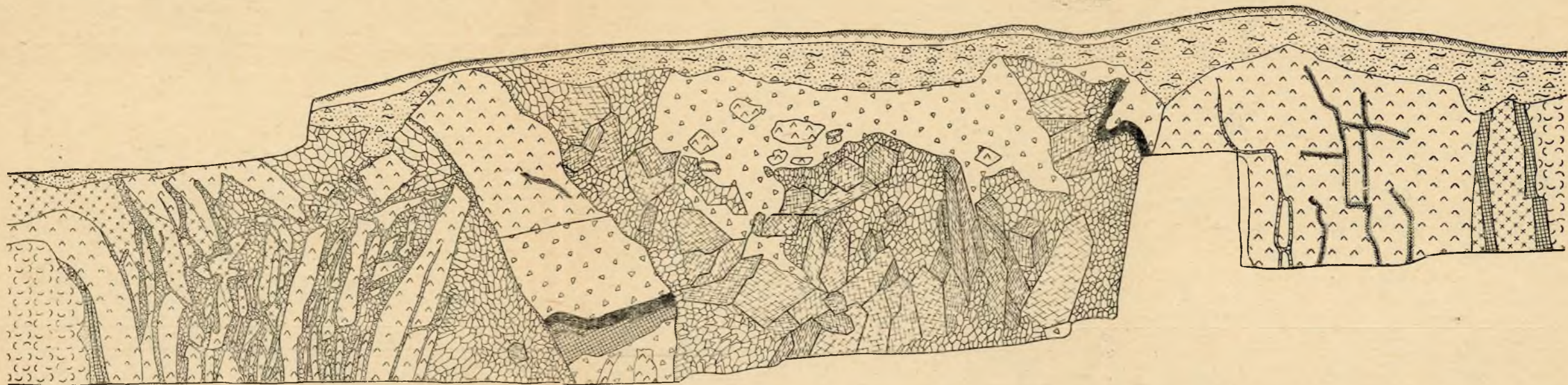


Рис. 5. Строение интенсивно раздробленной трапповой дайки со скоплениями исландского шпата (бассейн р. Мункамба).  
 1 — делювий; 2 — туфогенные породы; 3 — приконтактные карбонатизированные породы; 4 — крепкие долериты; 5 — скарнированные породы; 6 — интенсивно раздробленные гидротермально измененные породы; 7 — магнетитовые прожилки; 8 — кварц-карбонатные выделения; 9 — оторочка мелкозернистого кальцита; 10 — индукционные кристаллы кальцита; 11 — хорошо ограненные кристаллы исландского шпата; 12 — прожилки цеолитов

А. И. Судеркин

## О РОЛИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОПТИЧЕСКОГО ФЛЮОРИТА В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Район развития проявлений оптического флюорита в карбонатных породах сложен метаморфическими осадочными и изверженными образованиями, в том числе породами вулканогенной формации. Возраст всего комплекса пород охватывает силур—юру (рис. 1).

Верхнесилурийские отложения подразделены на известняково-сланцевую, сланцево-известняковую и известняковую свиты.

*Известняково-сланцевая свита* простирается в широтном направлении и делится в свою очередь на подсвиты: нижнюю (подсвита темно-серых сланцев) и верхнюю (подсвита рифогенных известняков). Первая прослеживается в виде узкой полосы. Вблизи контакта с изверженными породами слагающие ее породы окварцованы и превращены в роговики и кремнистые сланцы. Верхняя подсвита имеет сравнительно небольшое распространение. Она может быть отнесена к рифогенным фациям, на что указывает ее крайняя невыдержанность в пространстве и отсутствие слоистости в известняках. Верхняя подсвита сложена темно-серыми, а также белыми сахаровидными известняками. На контакте с изверженными породами известняки мраморизованы, превращены в плотные средне- и крупнозернистые разновидности и включают многочисленные жилы и прожилки кварца и плавикового шпата.

*Сланцево-известняковая свита* представлена тремя подсвитами: нижней, средней и верхней.

Нижняя подсвита, сложенная окремненными хлорито-серицитовыми сланцами, налегает на рифогенные известняки, простираясь в широтном направлении. Она слагает всю южную часть района флюоритовой минерализации, а на Казноке сменяется вулканогенной толщей; в центральной части района она прорывается изверженными породами.

Средняя подсвита состоит из светло-серых толстоплитчатых так называемых продуктивных известняков. К ней в основном приурочена флюоритовая минерализация. На контакте со сланцами и вблизи с изверженными породами известняки интенсивно доломитизированы, мраморизованы, брекчированы и пронизаны сетью кварцево-кальцитово-плавиковошпатовых жил и прожилков.

Верхняя подсвита сложена окремненными хлорито-серицитовыми сланцами и линзами мелкогалечных конгломератов.

Местами сланцево-известняковая свита согласно покрывается толщей плитчатых известняков, которая с перерывом в свою очередь перекрывается кварцитами и пестроцветными кремнистыми сланцами. Последние простираются в широтном направлении и относятся к вулканогенным породам.

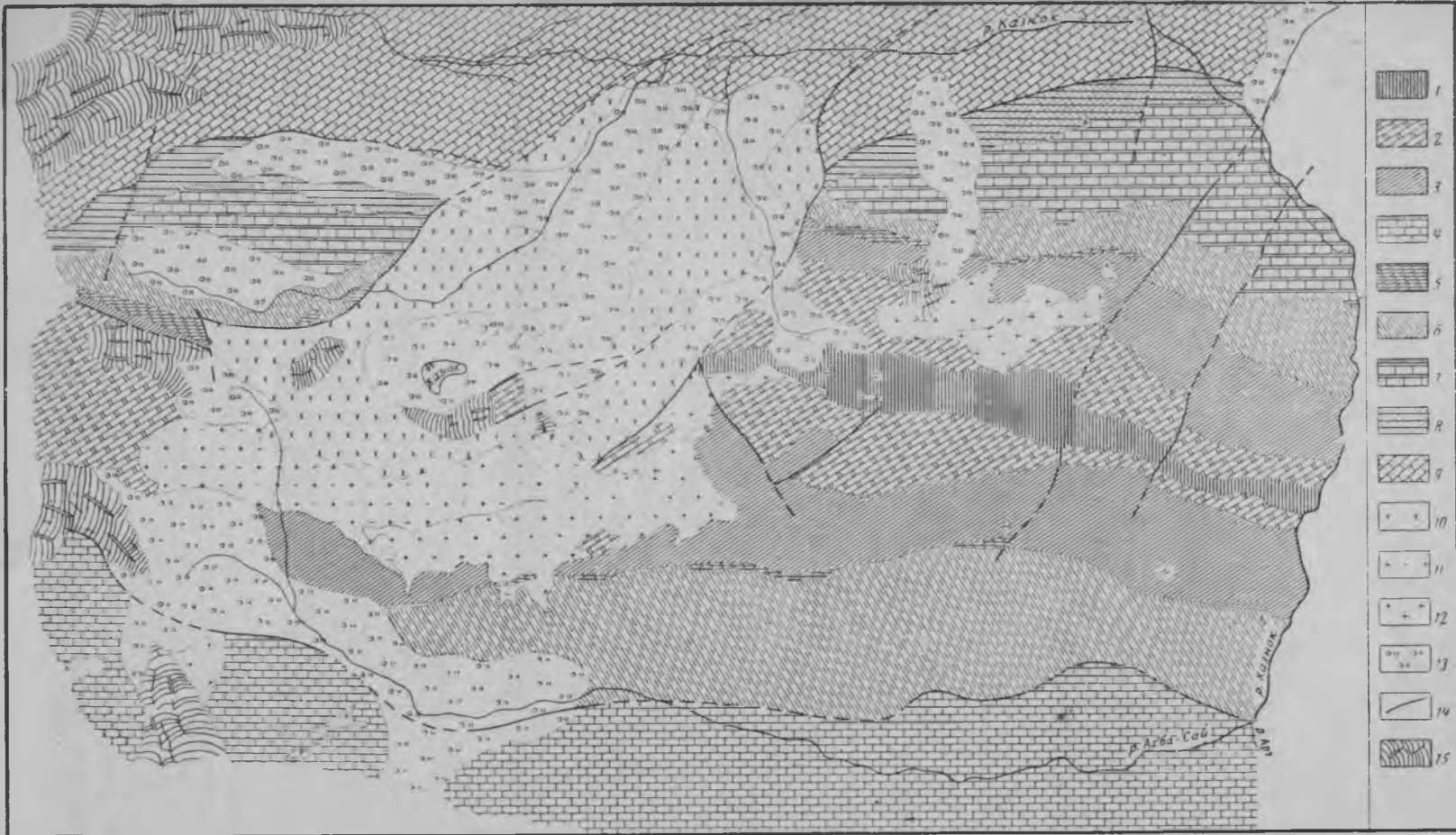


Рис. 1. Схема геологического строения района развития флюоритовой минерализации в бассейнах рр. Казнок и Ахба-сай

Известняково-сланцевая свита  $S_2^2 a$ : 1 — подсвита темно-серых сланцев; 2 — подсвита рифогенных известняков; сланцево-известняковая свита  $S_2^2 b$ : 3 — нижняя сланцевая окремненная хлорито-серицитовая подсвита; 4 — подсвита светло-серых толстоплитчатых известняков; 5 — продуктивные известняки; 6 — верхняя сланцевая окремненная хлорито-серицитовая подсвита с линзами мелкогалечных конгломератов; 7 — подсвита плитчатых известняков; 8 — подсвита кварцитов и пестроцветных кремнистых сланцев; 9 — известняковая свита  $S_2^2 c$  — темно-серые массивные слоистые известняки (маргиналиевые слои); 10 — ортофиры, туфоагломераты и туфобрекчии; 11 — щелочные сенинты; 12 — нефелиновые сенинты; 13 — морены; 14 — разломы; 15 — ледники

генной толще. К западу мощность их заметно уменьшается. Плитчатые известняки слагают южный склон и водораздельную часть Чимтаргинского хребта. Они представлены темно-серыми и черными разностями. Контакт маргиналиевых слоев с подстилающими их кварцитами и кремнистыми сланцами тектонический.

Верхний палеозой в районе флюоритовой минерализации представлен вулканогенной формацией (туфоагломераты, туфобрекчии, ортофиры, порфиры и их туфы). Простираение пород вулканогенной формации изменяется от северо-восточного до юго-западного. Контакт пород этой формации с верхнесилурийскими образованиями тектонический.

Юра сложена светло-серыми кварцевыми конгломератами и песчаниками; они прослеживаются в широтном направлении в виде узкой полосы, выклинивающейся на водоразделе.

Изверженные породы в пределах района флюоритовой минерализации представлены интрузивными (нормальные сиениты, нефелиновые сиениты и щелочные граниты), эффузивными (туфоагломераты, порфириты, туфы) и жильными образованиями. Наиболее крупные выходы интрузивных и эффузивных пород приурочены к осевой части Казноковского антиклинала.

Образование щелочных интрузий относится к длительной поздневарисской фазе орогенеза. Щелочные и нефелиновые сиениты, по-видимому, являются продуктом дифференциации гранитной магмы, на что указывает ряд переходных пород от гранита до нефелиновых сиенитов через щелочные граниты.

Все геологические формации, принимающие участие в строении районов флюоритовой минерализации, интенсивно дислоцированы в результате проявления двух фаз орогенеза: варисской, во время которой сформировались основные пликативные структуры с широтным простиранием осей складок, и альпийской, сформировавшей складчато-глыбовые горы.

В водораздельной части четко выделяется крупная Чимтаргинская синклиналь, а на северном ее крыле прослеживается довольно крупная Ахбасайско-Арчамайданская антиклиналь (рис. 2). Месторождения оптического флюорита расположены на крыльях Чимтаргинской синклинали.

Альпийская складчатость в районах месторождений проявилась в дизъюнктивных дислокациях, весьма усложнивших варисские структуры. Типичным для альпийской складчатости является развитие сравнительно пологих широтных надвигов, возникших в результате меридионального сжатия. Вблизи этих надвигов мезо-кайнозойские отложения местами оказались собранными в опрокинутые складки, а свиты пластичных пород, расположенных между массивными известняками, интенсивно гофрированы.

Чимтаргинская синклиналь вытянута на многие десятки километров в широтном направлении. В ядре ее залегают маргиналиевые слои, а в наивысших точках водораздельного хребта местами обнажаются останцы известняков силура и девона. Ядро синклинали отсечено от крыльев пологопадающими надвигами. Крылья складки, в свою очередь, осложнены дополнительной складчатостью с крутым падением крыльев. Это играло исключительно важную роль в формировании флюоритовых месторождений.

Ядро Ахбасайско-Арчамайданской антиклинали, сложенное темно-серыми сланцами, осложнено двумя поперечными разломами, прослеженными на 2—2,5 км, по которым стложения верхнего силура сдвину-

ты с севера на юг. Амплитуда сбросо-сдвига колеблется в пределах 50—250 м в окремненно-хлорито-серицитовых сланцах, поэтому в некоторых местах известняки примыкают непосредственно к сланцевым толщам верхнего силура.

Широким распространением в районе флюоритовой минерализации пользуются так называемые складчато-глыбовые структуры, сформиро-

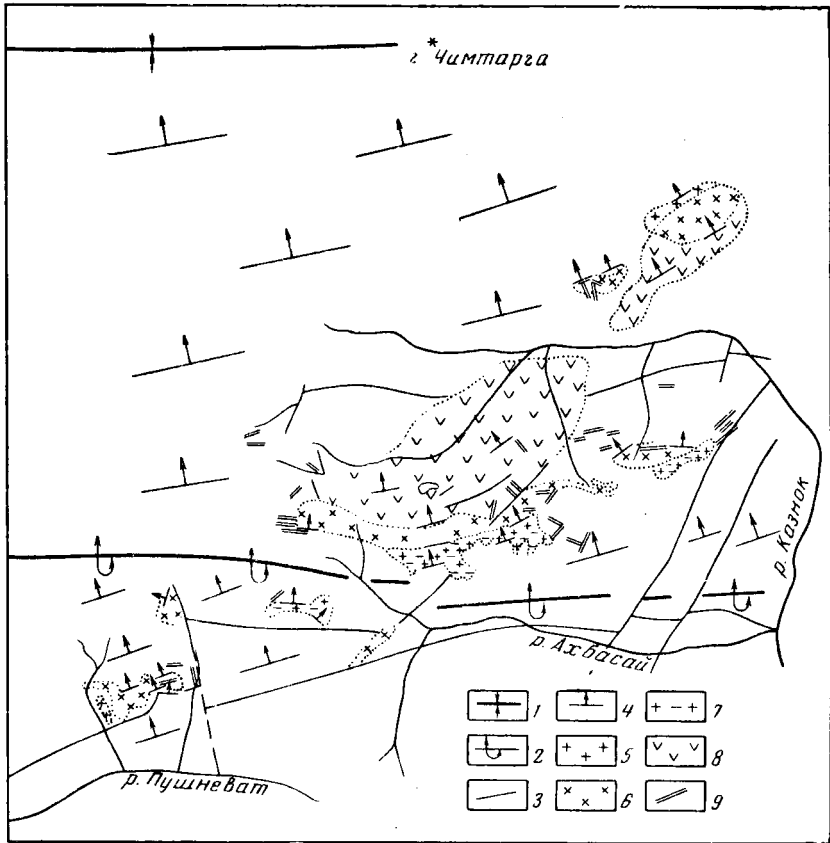


Рис. 2. Основные структуры района развития флюоритовой минерализации  
 1 — ось Чимтаргинской синклинали; 2 — ось Ахбасайско-Арчамайданской антиклинали; 3 — тектонические нарушения; 4 — направление падения пластов; 5 — граниты; 6 — щелочные сиениты; 7 — нефелиновые сиениты; 8 — эффузивы; 9 — дайки

ванные, как уже говорилось, в период варисского орогенеза и усложненные последующими альпийскими движениями сбросо-надвигового характера.

Минерализованные тела приурочены к областям тектонических контактов известняков со сланцами и к зонам дробления в сланцах.

Флюоритовая минерализация в районе нижнего течения р. Казнок связана главным образом с брекчированными крутопадающими зонами в сиените и концентрируется в основном на участках пересечения трещин. Протяженность таких участков составляет 10—50 м. По некоторым из них происходили подвижки, что подтверждается присутствием зоны сиенитовых брекчий мощностью 0,2—0,5 м, сцементированных

кварцево-флюоритовым материалом. Послерудные подвижки в сиенитах представляли собой дизъюнктивные нарушения — сбросо-надвиги.

Минерализованные поля сложены интенсивно дислоцированными известняками и сланцами верхнего силура, разделяющимися меридиональными дорудными разломами, между которыми обычно расположены безрудные участки.

В районе Среднего Казнока фиксируется три поперечных круто падающих на запад дорудных разлома. Аналогичная картина наблюдается и на других участках. Известняки здесь метасоматически замещены продуктами гидротермальной деятельности и превратились в сплошные плавиковошпатовые руды и брекчии. Эти брекчии содержат гнезда и погребя, заполненные хорошо опраненными кубическими кристаллами флюорита.

Образование главнейших структур района минерализации в Зеравшано-Гиссарской Горной области происходило в три стадии: доминерализационную, внутриминерализационную и послеминерализационную.

В первую стадию происходило формирование основных региональных структур: Чимтаргинской синклинали, Ахбасайско-Арчамайданской антиклинали, крупнейших тектонических нарушений сбросо-сдвигового характера и межформационных подвижек в породах различной компетентности (особенно на контактах между сланцами и известняками). В эту же стадию, по-видимому, возникли трещины скола и разрыва на минерализованных участках, имеющих радиальную ориентировку. Образование тектонических структур и связанных с ними тектонических нарушений относится к ранневарисскому периоду тектогенеза.

В первую стадию минерализации происходило формирование кварцевых жил и прожилков, кварцево-карбонатных и кварц-полевошпатовых прожилков с сульфидами (пирита, халькопирита, галенита, сфалерита и др.).

На участках минерализации в местах пересечения трещин имело место выщелачивание известняков с образованием полостей, заполненных врослелави минеральным веществом. Различаются следующие типы гидротермальных образований: плавиковошпатовые линзы и прожилки, сцементированные кварцем.

Гидротермальная деятельность на участках флюоритовой минерализации, очевидно, протекала достаточно быстро (обломки пород известняков и сланцев в кварцево-баритовой брекчии оказались мало измененными метасоматически). Флюоритовая минерализация хорошо прослеживается по контактовой зоне продуктивных известняков со сланцами и на контакте интенсивно доломитизированных известняков с гранитоидами. В последнем случае зона минерализации имеет мощность от 1 до 10 м и более и характеризуется новообразованиями молочно-белого кварца, горного хрусталя ранней генерации, массивного барита, фиолетового мелкозернистого плавикового шпата, доломита и сульфидов.

Во вторую стадию, которая подразделяется нами на два этапа, происходили внутриминерализационные подвижки, а затем циркуляция гидрогема по ослабленным зонам.

Первый этап отличался гидротермальной деятельностью, сопровождавшейся интенсивной доломитизацией известняков. Связанное с этим изменение их объема, по-видимому, приводило к появлению микротрещин, послуживших в дальнейшем дополнительными путями для просачивания горячих растворов в толщу известняков на 10—15 м (до экранящих их сланцев). Этот этап характеризовался, кроме того, обра-

зованием в продуктивных известняках сахаровидного кварца, халседона, зеленовато-голубоватого и белого плавикового шпата, жильного и оптического барита, бесцветного оптического флюорита, белого кальцита и исландского шпата, арагонита, тетраэдрита, реальгара, аурпигмента и кинсвари. Одновременно происходило выщелачивание боковых пород и выделение в образовавшихся гнездах и погребках горного хрусталя второй генерации, оптического барита и прозрачного кристаллического флюорита.

Во втором этапе также имели место внутриминерализационные подвижки и образование трещин, по которым циркулировали низкотемпературные растворы. С вторым этапом связано образование дополнительных полостей-кристаллизаторов и выделение в них кристаллов оптического флюорита, горного хрусталя последней генерации, диккита и палыгорскита.

Следует отметить, что крупные полости с кристаллами флюорита часто приурочены к пересечениям трещин разных направлений и бывают косо ориентированы по отношению к плоскости контакта известняков с экранирующими сланцами; одиночные гнезда приурочены к трещинам скола и разрыва, причем ось погребка или гнезда протягивается вдоль зоны контакта известняков со сланцами. Форма погребов и гнезд эллипсоидальная, иногда неправильная; часто погребка соединяются маломощными прожилками плавикового шпата.

Протяженность зон брекчий, минерализованных плавиковым шпатом, колеблется от десятков метров до 80—100 м, при средней мощности 0,5—1,5 м и более 10 м в раздувах.

\* \* \*

Флюоритовая минерализация в карбонатных породах имеет значительное распространение в Зеравшано-Гиссарской Горной области. Необходимо организовать в этом районе широкие поисково-ревизионные работы на оптический флюорит. Благоприятными для формирования месторождений оптического флюорита являются в первую очередь антиклинальные структуры в известняках, прорванных гранитоидами, щелочными и нефелиновыми снейтами, кроме того участки сопряжения продольных межформационных дизъюнктивных нарушений в карбонатных породах с поперечными или косыми зонами дробления. Зоны дробления могут быть наиболее перспективными в маломощных свитах известняков, расположенных среди мощных сланцевых толщ. Поисково-ревизионные работы на оптический флюорит должны сопровождаться прохождением горных выработок, геофизическими, фторометрическими и другими работами.

Положительные геолого-структурные, петрологические и литологические факторы экранирования, в совокупности с проявлениями соответствующей флюоритовой минерализации, являются надежными геологическими предпосылками и вполне могут обосновать проведение поисково-ревизионных работ на оптический флюорит как в известных, так и в новых флюоритоносных районах.

## ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
17	17 снизу	прорвавшейся	прорывавшейся
18	27 сверху	дилатационную	дилятационную
24	10 сверху	Линейно-локального расслаивания и раз- линзования	Структуры зон сдавливания и раздробления
26	5 снизу	5	50
38	2 снизу	Изд. АН СССР,	Изв. АН СССР,
98	12 снизу	грузоизометрические	грубоизометрические

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	5
Ермаков Н. П. Структуры локализации полезных ископаемых . . . . .	7
Карякин А. Е. О механизме зарождения и раскрытия трещин, вмещающих хрусталеносные кварцевые жилы (на примере Приполярного Урала) . . . . .	27
Смирнова В. А. Закономерности размещения кварцевых жил и хрусталеносных гнезд в кварцитах Приполярного Урала . . . . .	41
Пузанов Л. С. К истории развития жиловмещающих структур проявлений горного хрусталя . . . . .	51
Бергер В. И. Структурные условия размещения хрусталеносных кварцевых жил южной части Алданского щита . . . . .	61
Мушиц В. А. Зоны повышенной тектонической активности в западной части Алданского щита и связь с ними хрусталеносных жил . . . . .	77
Коплус А. В., Пузанов Л. С. Особенности формирования вмещающих кварцевые хрусталеносные тела в Верхне-Тиманском Алдана . . . . .	84
Митич Г. Б. Структурно-морфологические факторы в оценке южной проявлений горного хрусталя . . . . .	105
Шарков А. А. Структурное положение хрусталеносных жил Нагорного Дагестана и зависимость их распространения от характера и состава вмещающих пород . . . . .	113
Клочков В. Т., Приказчиков Л. А. Новые данные о геологическом строении юго-западной части Коростенского плугона . . . . .	121
Давиденко И. В. Некоторые геолого-структурные особенности и условия образования хрусталеносных пегматитов . . . . .	129
Катковский Г. С. Зависимость морфологии пегматитов от тектоники Баянаулского интрузива . . . . .	141
Малышев А. Г. Некоторые закономерности в локализации хрусталеносных погребов в пегматитах . . . . .	155
Андрусенко Н. И., Кузовкин С. А. Роль структурно-тектонических факторов в размещении месторождений исландского шпата, связанных с интрузивными траппами . . . . .	159
Судеркин А. И. О роли тектонических структур в формировании месторождений оптического флюорита в карбонатных породах . . . . .	171

Труды ВНИИП

Том VII

Редактор ОНТИ В. Н. Никитина

Технический редактор Братишко Л. В.

Корректор Т. А. Горяинова

Т 00445 Сдано в набор 27/X-62 г.

Подписано к печати 12/11-63 г.

Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>

Печ. л. физич. 11,0+2 вклейки 0,5 п. л.

Приведен. 15,07+0,68 п. л. уч.-изд. 13,40

Зак. 1109

Тираж 1000 экз.

Цена 1 руб.

Типографии ЦИНТИ Легпрома 2-й Донской, д. 10.

Цена 1 руб.

трещи  
вается  
и гнез  
няютс:  
Пр