

# **РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РОССИИ**



**Ю. А. Поленов,  
В. Н. Огородников,  
В. В. Бабенко**



**БЕРЕЗОВСКОЕ  
МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА –  
УНИКАЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ  
ПОЛИХРОННОГО  
И ПОЛИГЕННОГО  
РУДООБРАЗОВАНИЯ**



**Екатеринбург  
2015**



Министерство образования и науки Российской Федерации  
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего профессионального образования  
«Уральский государственный горный университет»

Всероссийское минералогическое общество  
Уральское отделение Всероссийского минералогического общества

Ю. А. Поленов, В. Н. Огородников, В. В. Бабенко

# **БЕРЕЗОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА – УНИКАЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ ПОЛИХРОННОГО И ПОЛИГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ**

Научная монография

Под редакцией доктора геолого-минералогических наук,  
профессора В. Н. Огородникова

Екатеринбург  
2015

Научный редактор д-р геол.-минерал. наук, проф. В. Н. Огородников

Рецензенты: д-р геол.-минерал. наук, проф. А. Ю. Кисин,  
д-р геол.-минерал. наук, проф. А. Б. Макаров

Печатается по решению Редакционно-издательского совета  
Уральского государственного горного университета

**Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Бабенко В. В.**

П 49 **БЕРЕЗОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА – УНИКАЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ ПОЛИХРОННОГО И ПОЛИГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ:** научная монография / Ю. А. Поленов, В. Н. Огородников, В. В. Бабенко; под редакцией В. Н. Огородникова; Урал. гос. горный ун-т. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2015. – 150 с.  
ISBN 978-5-8019-0352-1

Березовское золоторудное месторождение является крупнейшим на Урале собственно золоторудным объектом. Ввод его в эксплуатацию в 1748 году определил начало развития золотой промышленности России. Березовское месторождение широко известно в мире. Оно рассматривается как классический золоторудный объект кварцево-жильного типа. Это месторождение – место интересных минералогических находок, а по структуре и геохимии его следует причислить к уникальным геологическим образованиям, каких на земном шаре насчитывается не так уж много.

За длительный период разведки и эксплуатации Березовского золоторудного месторождения накопился огромный фактический материал по минералам, геологии и структуре месторождения, который требует систематизации и осмысления.

В монографии рассмотрено геологическое строение месторождения, кварцево-жильные образования рудного поля, генезис вольфрамовой, золотой и хрустальной минерализаций с учетом новой информации. Основой для монографии послужили личные наблюдения авторов, принимавших участие в изучении месторождений кварцево-жильного типа, а также многочисленные публикации по обсуждаемой проблеме.

Результаты наших исследований и широкого круга исследователей позволяют считать Березовское рудное поле классическим примером полихронного и полигенного генезиса золоторудного, редкометального и хрусталеносного оруденений, что авторы и попытались показать в настоящей монографии.

Книга предназначена для специалистов геологического профиля, занимающихся поисками, разведкой и оценкой месторождений кварцево-жильного типа, а также студентов геологических специальностей.

УДК 553.411(470.5)

## **ПРЕДИСЛОВИЕ**

Березовское золоторудное месторождение является крупнейшим на Урале собственно золоторудным объектом. Ввод его в эксплуатацию в 1748 году определил начало развития золотой промышленности России.

Березовское месторождение широко известно в мире. Это месторождение – место интересных находок, его можно причислить к уникальным геохимическим узлам с оригинальным структурным строением, каких на земном шаре насчитывается не так уж много.

Современное представление о геологическом строении Березовского рудного поля, его дайках гранит-порфиров, его зональности, рудах и сопряженных с ними метасоматитах сложилось на базе материалов, полученных Н. И. Бородаевским и М. Б. Бородаевской, П. И. Кутюхиным, Б. В. Чесноковым, И. Т. Самарцевым, В. Н. Сазоновым, В. Ф. Казимирским, Н. Н. Котыбаевой, В. А. Алешиным, В. В. Бабенко, М. С. Рапопортом и другими исследователями.

В 1947 году вышла в свет монография о геологическом строении и оруденениях Березовского золоторудного месторождения – «Березовское рудное поле», написанная Н. И. Бородаевским и М. Б. Бородаевской. В 2005 году коллективом авторов (Д. А. Клейменов, В. Г. Альбрехт, Ю. В. Ерохин, А. С. Баталин, А. А. Баталина) издана монография «Березовское золоторудное месторождение» (история и минералогия) – крупная сводная работа по систематизации сведений о минералах месторождения.

За длительный период разведки и эксплуатации Березовского золоторудного месторождения накопился огромный фактический материал по минералам, геологии и структуре месторождения, который требует систематизации и осмысления. Опубликовано большое число статей по самым разным проблемам Березовского месторождения в различных периодических изданиях, многие из которых в настоящее время мало доступны.

Авторы настоящей публикации посчитали необходимым рассмотреть геологическое строение месторождения, кварцево-жильные образования рудного поля, генезис вольфрамовой, золотой и хрустальной минерализаций с учетом новой информации. Основой для монографии послужили личные наблюдения авторов, принимавших участие в изучении месторождений кварцево-жильного типа, а также многочисленные публикации по обсуждаемой проблеме. В работе приводятся выдержки из статей других исследователей Березовского месторождения, но только те, в которых приведены фактические полевые геолого-структурные наблюдения взаимоотношений минеральных индивидов, кварцевых тел, метасоматитов и других природных образований конкретно Березовского рудного поля.

Выявленные закономерности значительно расширяют возможности научного прогноза месторождений горного хрусталя, золота и новых комплексных месторождений на ранее считавшихся бесперспективными территориях. «Мы еще очень далеки от полного и всестороннего понимания генезиса эндогенных рудных месторождений. Но тем сильнее стремление приблизиться к наиболее точному раскрытию геологических и физико-химических условий зарождения и развития этих важных природных образований, возникших многие миллионы лет назад в глубинах Земли в обстановке высоких температур и больших давлений» (Смирнов, 1968).

Березовское рудное поле, по результатам наших исследований, является классическим примером полихронного и полигенного генезиса золоторудного, редкометального и хрусталеносного оруденения с уникальной структурой и геохимией, что авторы и попытались показать в настоящей монографии с привлечением конкретных результатов широкого круга исследователей Березовского золоторудного месторождения.



# Глава 1

## КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ УРАЛА

### 1.1. ОНТОГЕНИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Кварц – наиболее распространенный в природных образованиях минерал после полевых шпатов. Он входит в состав plutонических, вулканических, осадочных и метаморфических пород, является одним из главнейших минералов в жильных образованиях постмагматических месторождений различных полезных ископаемых.

Практика геологоразведочных и добычных работ на рудных месторождениях сложилась таким образом, что изучение геологических объектов велось с большим акцентом на интересующие промышленное производство полезные компоненты, и, как правило, уделялось недостаточно внимания на очень распространенное полезное ископаемое – кварц. Так повелось, что при изучении рудных месторождений (золоторудных, вольфрамовых, оловоносных, колчеданных и др.), в которых кварц является чаще всего самым распространенным минералом, детального описания его типоморфных характеристик и особенностей не приводится.

При изучении же кварцевых объектов с целью добычи пьезооптического и жильного кварца этому минералу уделялось много внимания, но многими исследователями из поля зрения нередко упускались рудные минералы и их взаимоотношения с кварцем.

Высказанная разобщенность является отражением объективной действительности, которую следует преодолеть.

Большой опыт авторов в проведении полевых наблюдений и лабораторных исследований обусловил необходимость внимательного подхода к изучению всех составляющих любых природных кварцево-жильных образований.

Под онтогенезом минералов, по Д. П. Григорьеву (1961), надо понимать совокупность следующих явлений: собственно образования минералов, включающего стадии: зарождения, роста и изменения, а также разрушения, уничтожения минералов; способ образования минералов, т. е. физико-химический механизм генезиса – свободная кристаллизация, метасоматическое замещение, полиморфное превращение, перекристаллизация в твердом состоянии; геологический процесс минералообразования – магматический, гидротермальный, осадочный и другие. Первый из указанных процессов – образование минералов – имеет место при любом способе их формирования. Очевидно, что при каждом из геологических процессов образования минералы могут получаться разными способами, и им всегда свойственны все перечисленные стадии образования.

При проведении систематизации кварцево-жильных образований особое внимание было уделено онтогенезу минералов кварцевых тел и выяснению причинных связей между условиями их образования, с одной стороны, и строением и минеральным составом жил – с другой.

Кварцево-жильные образования отличаются широкими вариациями состава, размеров и пространственного положения. Однако во всех этих телах кварц является главным, а иногда и единственным минералом жильной массы. В кварцевых жилах совместно с кварцем присутствуют рудные и нерудные минералы. Наличие тех или иных минералов или их сочетаний придает кварцево-жильным образованиям ярко выраженную индивидуальность. В то же время, как известно, образование минералов и в том числе минералов, входящих в состав кварцевых жил, происходит путем самопроизвольного зарождения при кристаллизации магмы или лавы, перекристаллизации, метасоматического замещения, свободной кристаллизации и рекристаллизации (Григорьев, 1961, 1975; Годовиков, 1973; Краснова и др., 1997 и др.).

В геологической научной практике отдельные онтогенетические термины в систематике кварцево-жильных образований, такие как: «жилы выполнения», жилы «альпийского

типа», «минерализованные полости», «жилы гранулированного кварца», используются давно. Авторы ставили перед собой задачу разработки обобщенной сводной онтогенической классификации кварцево-жильных образований с использованием уже применяющихся терминов, а из новых ими введены такие термины как: «кварцевые прожилки метаморфической дифференциации», «кварцевые тела замещения», «кварцевые жилы перекристаллизации», «кварцевые тела рекристаллизации».

Изучение онтогении кварцево-жильных образований Кочкарского, Теренсайского, Березовского, Уфалейского и других кварцево-жильных, рудных полей позволило выделить среди кварцевых жил несколько групп, которые можно рассматривать как самостоятельные формации и субформации кварцево-жильных образований, каждая из которых имеет свой механизм образования и занимает определенную геологическую позицию (Поленов, Огородников, Сазонов, 2005; 2006). Классификация кварцево-жильных образований, основанная на детальном изучении генезиса, закономерностей пространственного распределения и онтогении кварцево-жильных тел, представлена в табл. 1.

Формация понимается нами в значении, как это было принято в работах Г. Н. Вертушкова и его учеников (Вертушков и др., 1970). К формации первично-зернистого кварца относятся кварцевые образования, сложенные жильным кварцем первичной структуры, обусловленной процессами роста индивидов; к формации вторично-зернистого кварца – кварцевые образования, сложенные жильным кварцем вторичной структуры, возникшие в процессе метаморфических преобразований жильного кварца.

Субформация рассматривается как онтогенический тип кварцево-жильного образования.

**Формация первично-зернистого кварца** включает в себя метаморфогенные кварцевые *прожилки и мелкие жилы метаморфической дифференциации*, *тела метасоматических кварцитов*, образовавшихся в результате замещения горных пород кварцем на стадии кислотного выщелачивания, и *кварцевые жилы выполнения*, сложенные стекловидным, молочно-белым кварцем и мелкозернистым друзовидным кварцевым агрегатом.

Кроме того, с нормальными гранитами фторотипной специализации связано образование *пегматитов с кварцевыми ядрами* и *минерализованные полости* с кристаллами горного хрусталя.

**Формация вторично-зернистого кварца** включает *жилы перекристаллизации* по прожилкам и мелким жилам метаморфической дифференциации; кварцевые тела, сложенные *неоднородно гранулированным кварцем* по кварцево-жильным телам замещения; кварцевые жилы, сложенные средне- и крупнозернистым *однородно гранулированным кварцем*, и кварцевые жилы, сложенные *тонкозернистым (льдиноподобным) кварцем*.

В целом предложенная классификация кварцево-жильных образований, как представляется, дает возможность проследить динамику развития названных образований, то есть их первичный генезис (состояние первичной кварцевой субстанции) и сложную трансформацию «первичного» кварца в гранулированный, обусловленный РТ-параметрами системы. РТ-условия формирования природных кварцево-жильных образований различного генезиса отражены на рис. 1.

## 1.2. КВАРЦ ЖИЛ ВЫПОЛНЕНИЯ

Исключительно широкое распространение и большое практическое значение имеют кварцевые жилы выполнения. Для таких жил общепринятым считается практически полный привнос кремнезёма гидротермальными растворами с последующим отложением его в полых трещинах. Неоспоримое доказательство этого – прямые признаки свободной кристаллизации кварца, к которым в первую очередь следует отнести наличие геометрического отбора (Поленов, 2008; Поленов и др., 2010).

Таблица 1

**Формации, субформации и минерально-технологические типы кварцево-жильных образований Урала**

| Геодинамический режим | Формация                                                                 | Субформация (онтогенический тип)                                           | Генетический тип                | Структура кварца                                                   | Минералого-технологический тип (эталон) |
|-----------------------|--------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------|
| Ранняя коллизия       | Кварцево-жильные образования первично-зернистого кварца                  | Жилы метаморфической дифференциации                                        | Метаморфогенный                 | Грануломорфная, мелко-, среднезернистая, с ровными границами зерен |                                         |
|                       |                                                                          | Тела замещения (метасоматические кварциты)                                 | Гидротермально-метасоматический | Мелкозернистая с зубчатыми границами зерен                         | Серебровский                            |
|                       |                                                                          | Жилы выполнения (включая рудные)                                           | Гидротермальный                 | Шестоватая, крупно-гигантозернистая (молочно-белого кварца)        | Караяновский, Березовский               |
| Поздняя коллизия      | Кварцево-жильные образования первично-зернистого кварца                  | Пегматитовые ядра                                                          | Магматогенно-гидротермальный    | Шестоватая, крупно-гигантозернистая                                | Светлинский                             |
|                       |                                                                          | Жилы выполнения                                                            | Гидротермальный                 | Шестоватая, крупно-гигантозернистая                                | Пугачевский, г. Хрустальная             |
|                       |                                                                          | Минерализованные полости                                                   | Гидротермально-метасоматический | Кристаллы в полости                                                | Астафьевский, Додо                      |
|                       |                                                                          | Тела замещения (метасоматический кварц)                                    | Гидротермально-метасоматический | Мелкозернистая с зубчатыми границами зерен                         | Грейзеновые месторождения               |
|                       | Кварцево-жильные образования вторично-зернистого гранулированного кварца | Жилы перекристаллизации (по жилам метаморфической дифференциации)          | Метаморфогенный                 | Гетеробластовая, крупнозернистая с ровными границами зерен         | Слюдяногорский                          |
|                       |                                                                          | Жилы, сложенные неоднородно гранулированным кварцем (по телам замещения)   | Метаморфогенно-метасоматический | Гетеробластовая, мелко-, среднезернистая                           | Уфалейский                              |
|                       |                                                                          | Тела, сложенные однородно гранулированным кварцем (по жилам выполнения)    | Метаморфогенно-метасоматический | Гранобластовая, средне-, крупнозернистая с ровными границами зерен | Кыштымский                              |
|                       |                                                                          | Тела, сложенные тонкозернистым (метасоматическим, льдистоподобным) кварцем | Гидротермально-метасоматический | Гранобластовая, тонкозернистая с зубчатыми границами зерен         | Егустинский                             |
|                       |                                                                          |                                                                            |                                 |                                                                    |                                         |
|                       |                                                                          |                                                                            |                                 |                                                                    |                                         |
| Постколлизийный       | Кварцево-жильные образования первично-зернистого кварца                  | Тела выполнения, сложенные друзовидным кварцем и полосчатым переливтом     | Гидротермально-метасоматический | Друзовые агрегаты, мелкозернистый кварцевый агрегат (переливт)     | Шайтанский                              |

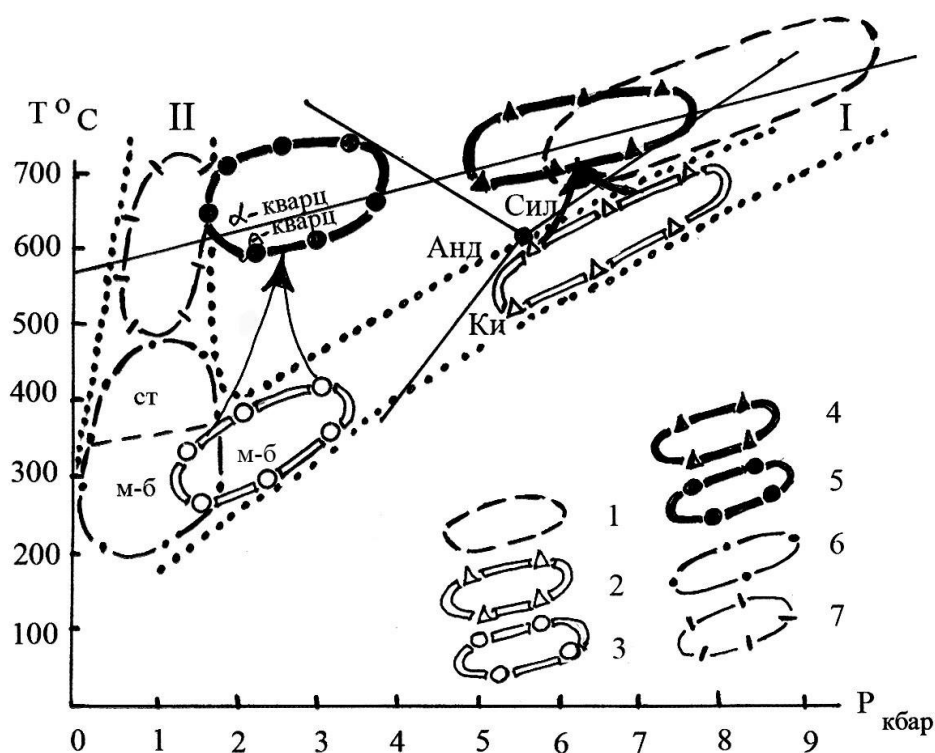


Рис. 1. РТ-условия формирования природных кварцево-жильных образований различного генезиса. Диаграмма составлена с использованием материалов (Геология..., 1988) с добавлением материалов авторов:

Формация первично-зернистого кварца: 1 – жилы метаморфической дифференциации.

Ветвь I – кварцево-жильные образования ранней коллизии: 2 – метасоматические тела замещения серебрянского типа; 3 – жилы выполнения пугачевского типа.

Формация вторично-зернистого кварца: 4 – тела гранулированного кварца уфалейского типа; 5 – тела гранулированного кварца кыштымского типа.

Ветвь II – кварцево-жильные образования поздней коллизии: 6 – кварцевые жилы выполнения щербаковского типа (м-б – молочно-белые; ст – стекловидные); 7 – метаморфогенно-метасоматические кварциты.

Прямыми линиями показан  $\alpha$ - $\beta$  переход и поля устойчивости  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ :

Ки – кyanит, Анд – андалузит, Сил – силлиманит

Размеры и форма этих жил полностью обусловлены системой трещин. Детальное исследование кварцевых жил выполнения на золоторудных месторождениях и объектах кварцево-жильного сырья показало, что эти геологические тела первоначально были сложены жильным кварцем одного из четырех минералого-технологических типов. Выделение этих типов кварца относительно просто проводится визуально в полевых условиях и находит научное обоснование их выделения в силу разных физико-химических условий образования (Поленов и др., 2010).

Для очень крупных кварцевых тел (месторождений «Гора Хрустальная», Светлореченское, Желанное), а также нередко жил средних размеров типичен первичный жильный кварц крупно- и гигантозернистый, молочно-белый, с участками прозрачного, шестоватой текстуры.

В зонах интенсивного развития тектонических нарушений широкое распространение имеют прожилки и маломощные жилы, сложенные первичным средне- и крупнозернистым непрозрачным молочно-белым (фарфоровидным) кварцем.

*Жильный кварц гигантозернистый, молочно-белый, с участками прозрачного шестоватой текстуры* слагает кварцевые жилы выполнения (рис. 2), в том числе и очень крупных размеров. Это кристаллически-зернистая массивная разновидность кварца от крупной (10–100 мм) до гигантозернистой структуры (более 100 мм), зерна которого содержат большое количество мелких и мельчайших газожидких включений. Для такого

кварца характерны молочно-белый, белый, светло-серый цвета. В участках с прозрачным кварцем реликты шестов практически не различимы, но в той же самой жиле встречаются участки с отчетливыми индукционными гранями непрозрачных шестов, и можно наблюдать увеличение размеров индивидов от зальбандов к центру жилы. Отдельные блоки жильного кварца отделяются друг от друга индукционными гранями и достигают по удлинению 30-40 см (рис. 3), причем оси третьего порядка индивидов кварца ориентированы перпендикулярно или под достаточно большим углом к зальбандам. В жилах с отчетливым шестоватым сложением прозрачный кварц приурочен к центральным частям. Свето-пропускание такого кварца 23-55 %.

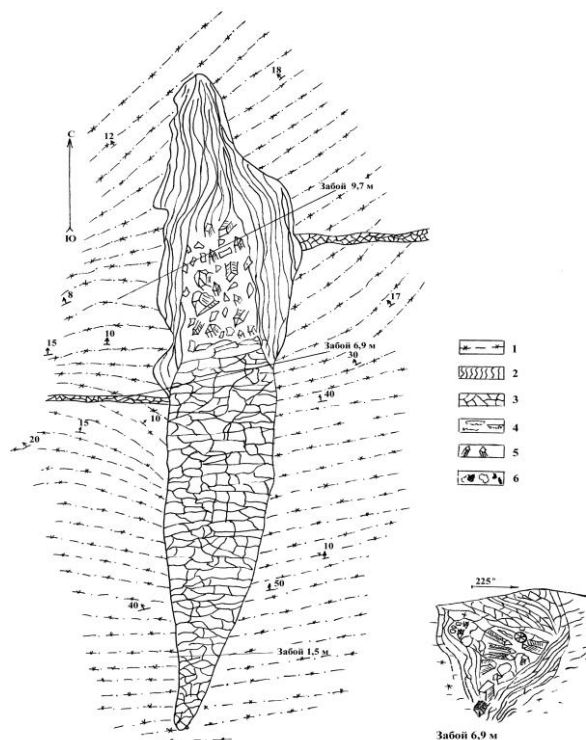


Рис. 2. Кварцевая жила выполнения с наложенной хрустальной минерализацией.

Светлинское месторождение горного хрусталя.

Участок 2-й Водораздельный. Жила № 582.

(Зарисовка В. Ю. Эшкина, Ю. А. Поленова):

- 1 – биотитово-кварцевые сланцы с гранатом;
- 2 – полупрозрачный молочно-белый жильный кварц;
- 3 – кристаллы кварца; 4 – обломки регенерированного жильного кварца; 5 – трещины во вмещающих породах; 6 – аргиллизиты

Рис. 3. Шесты кварца жилы выполнения. Светлинское месторождение горного хрусталя. Участок 2-й Водораздельный. Жила № 582



Этот тип кварца является первичноростовым (первичным). В зависимости от РТ-условий тектоническая полость выполняется жильным кварцем либо молочно-белого цвета, либо стекловидным. Стекловидная и молочно-белая разновидности кварца могут сменять одна другую в одной жиле многократно. Как правило, в этом случае границы ме-

жду разновидностями постепенные. Крупно- и гигантозернистый молочно-белый кварц с участками прозрачного образуется при больших и надкритических температурах и высоком давлении из флюида, представляющего собой жидкость, нагретую выше ее критической точки. Пример – месторождение «Гора Хрустальная» ( $T=560 - 430\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=2,9-2,0$  кбар (Оболкин и др., 1981).

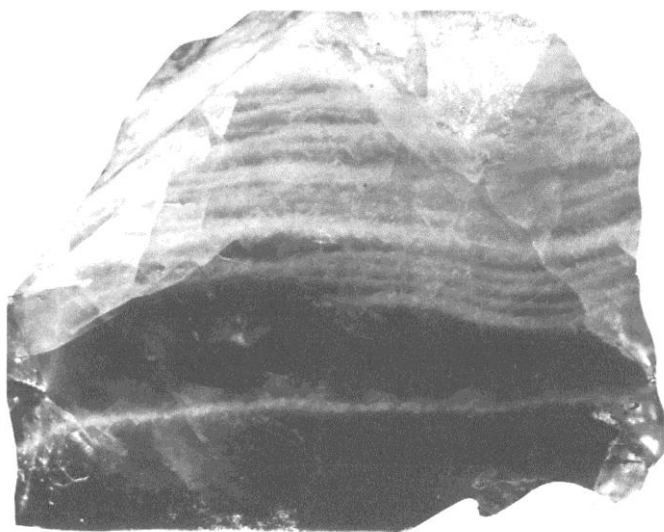
Большинство жил выполнения сложены *крупнозернистым молочно-белым кварцем*. Это кристаллически-зернистая массивная разновидность кварца от крупной до гигантозернистой структуры, зерна которого содержат большое количество преимущественно первичных мелких и мельчайших газожидких включений, что определяет низкое светопропускание этого кварца (обычно до 15-30 %). Существует множество механизмов консервации растущим кристаллом флюидной фазы, но в своей преобладающей массе эти компоненты захватываются на молекулярном уровне (Летников и др., 1981). Морфология кварцевых жил, сложенных крупнозернистым кварцем (от 2 до 10 см), отличается лишь меньшими размерами. Микроскопически кварц в большинстве случаев имеет неровный матовый излом. Там, где устанавливается крупнозернистая или гигантозернистая структура, поверхность скола ровная, блестящая. Под микроскопом наблюдается волнистое угасание, фрагментарная структура и грануляция по границам субблоков и вдоль полос деформации.

Этот тип кварца также является первичноростовым (первичным), но РТ параметры его образования являются более низкими по сравнению с РТ параметрами кварца молочно-белого с участками прозрачного.

На некоторых кварценозных площадях встречаются кварцевые жилы, сложенные до 15-40 об. % *прозрачным (стекловидным) жильным кварцем*. Кварцевые жилы, на 100 % сложенные прозрачным кварцем, на практике не встречались. Этот кварц гигантозернистой структуры и массивной текстуры. Отдельные индивиды его ограничены псевдограницами и псевдорембрами, имеют величину от 10-15 см до 1 м в поперечнике. Весь массивный агрегат кварца в той или иной степени замутнен включениями газов и жидкостей. Последние находятся в микропорах и микротрещинах, составляющих довольно прямолинейные зоны. В разных частях жилы замутненные зоны в кварце располагаются по-разному, и густота их различна (рис. 4). Замутнение кварца сравнительно небольшое, прозрачный незамутненный кварц составляет от 5 до 40 %. Цвет его водяно-прозрачный, сероватый. Дымчатые разновидности кварца находятся преимущественно около зальбандов жилы (см. рис. 4).

Рис. 4. Стекловидный жильный кварц, замутненный по системе параллельных трещин. Натуральная величина.

Месторождение горного хрусталя «Светлинское». Участок II Косаревский



Электронно-микроскопические исследования свежесколотых поверхностей кварца жилы № 2376 Новотроицкого месторождения показали, что как в прозрачном, так и в зер-

нистом беловатом кварце конкретных минеральных включений, относимых к элементам неструктурной примеси, практически нет. Этот кварц не обладает опалесценцией, что обусловлено редкой встречаемостью и малыми размерами ГЖВ. Для кварца месторождения «Гора Хрустальная» характерен слабый голубоватый оттенок, что создает эффект опалесценции, обусловленный наличием в кварце каналов как дефектов роста минерального индивида. Во многих жилах кварц разлистован, что объясняется скольжением по плоскостям срастания пластинчатых индивидов левого и правого кварца в бразильских полисинтетических двойниках в направлении ребер основного положительного ромбоэдра (Вертушков, 1955).

Описанная разновидность прозрачного кварца относится к первичному кварцу, а физико-химические параметры его образования аналогичны условиям формирования крупно-, гигантозернистого полупрозрачного молочно-белого кварца, но отличаются более высоким парциальным давлением флюида.

Нередко на уральских полихронных месторождениях кварцево-жильного типа встречается *вторичный прозрачный кварц*, образующийся по молочно-белому крупно- и гигантозернистому кварцу. Эта разновидность прозрачного кварца находится в жилах с признаками наложенных интенсивных деформаций, и области прозрачного кварца располагаются вблизи наиболее дислоцированного контакта. Так, на месторождении «Додо» установлено, что довольно часто реализуется механизм образования прозрачного кварца за счет молочно-белого. Наблюдается хорошо выраженная зональность в распределении разных видов кварца относительно одного из контактов. При этом наибольшее количество шлиров прозрачного кварца тяготеет к зоне блокованного кварца, в то время как в жилах молочно-белого кварца подобные выделения фиксируются в наиболее крупных индивидах жильного кварца и в наименее метаморфизованных участках жилы (Бурлаков, 1989). Наряду с увеличением прозрачности кварца происходит изменение его примесного состава за счет уменьшения структурных и неструктурных примесей, входящих как в каналы, так и в узлы кристаллической решетки. Это обстоятельство свидетельствует о развитии прозрачных разновидностей по первичнонепрозрачным за счет очищения от газожидких включений. Этот кварц сингенетичен высокотемпературному прозрачному кварцу жил выполнения, генетически связанных с гранитами гранитной формации, и образуется в интервале температур 430-250 °С при давлении 1,2-0,5 кбар при высоком содержании в растворе Na и Cl (Козлов, 1998). Двухэтапное формирование кварцевой жилы нами зафиксировано на Пугачевском месторождении прозрачного жильного кварца. На рис. 5 приведена зарисовка стенки карьера, из которой видно, что большой блок прозрачного кварца приурочен к зальбанду жилы, сложенной молочно-белой разновидностью кварца.

Еще одна разновидность прозрачного кварца известна как *окологнездовый кварц*, который почти всегда присутствует в ореоле хрусталеносных гнезд, где наблюдается переход замутненных индивидов кварца шестоватого сложения в прозрачные при приближении к гнездовой полости с кристаллами горного хрусталя. Для него является характерным отсутствие деформационных структур, высокая прозрачность, крупные ГЖВ неправильной формы, наличие на декриптограммах низкотемпературного максимума в области 150-180 °С, повышенное содержание структурного алюминия. По этим характеристикам *перекристаллизованный кварц* достаточно уверенно отличается от других природных разновидностей кварца, а по целому комплексу свойств (внутреннему строению индивидов, характеру минеральных и химических примесей) приближается к горному хрустальному. Визуально – это равномерно замутненный, полупрозрачный, слабодымчатый или бесцветный кварц с восковым или жирным блеском. Светопропускание его 70-90 % (Бурлаков, 1989). Температурный диапазон образования перекристаллизованного кварца находится в пределах 350-80 °С при давлении 1,0-0,17 кбар (Козлов, 1998; Крылова, 1983).

Прожилки и маломощные жилы, сложенные *средне- и крупнозернистым непрозрачным молочно-белым (фарфоровидным) кварцем*, приурочены к штокверковым зонам, длина прожилков 1-5 м, а мощность от первых сантиметров до 10-15 см. Образование

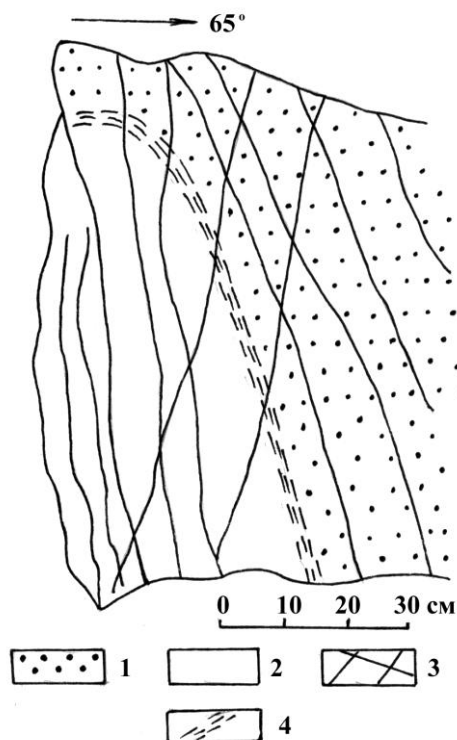


крупнозернистого непрозрачного молочно-белого (фарфоровидного) кварца обусловлено резким понижением давления и в меньшей степени температуры в зонах трещиноватости во время формирования кварцевых прожилков, что приводило к вскипанию раствора и образованию микроскопических пузырьков, захваченных самопроизвольно образующимися индивидами кварца. Температура кристаллизации этого типа жильного кварца (на примере поздних жил Кумакского золоторудного месторождения), по данным изучения газожидких включений, соответствует 220-200 °С при давлении 1,5-1,6 кбар (Поленов, 2008).

Рис. 5. Кварцевая жила выполнения, сложенная двумя видами кварца – молочно-белым и прозрачным. Пугачевское месторождение жильного кварца.

Зона № 3, карьер № 2:

1 – прозрачный крупнозернистый кварц; 2 – молочно-белый крупнозернистый кварц; 3 – открытые трещины; 4 – зона в кварце, насыщенная залеченными трещинами



Кварцево-жильные тела выполнения Урала являются раннеколлизионными и позднеколлизионными образованиями. Первые генетически связаны с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, а вторые – с гранитами гранитовой формации. Несмотря на их разновозрастность, механизм и физико-химические условия их образования очень схожие, в связи с чем визуально не всегда можно сразу разделить кварцевые жилы на ранне- и позднеколлизионные.

На ранней стадии внедрения кислой магмы градиент давления, развиваемый парами воды, может быть направлен от вмещающих пород в магму и расплав окажется способным поглощать воду окружающих пород. В дальнейшем, по мере раскристаллизации расплава и увеличения газовой фазы в его составе, градиент давления меняет свой вектор на противоположный, обеспечивая истечение воды из магмы в окружающие породы, что создает благоприятные условия для формирования кварцевых жил выполнения. В ходе экспериментов по изучению растворимости золота в гидротермальных растворах А. А. Макашев и др. (2008) установлено, что в условиях неустойчивости гранитных магм происходит отделение диоритовых и других богатых глиноземом расплавов и флюидных кварцевых расплавов. Результаты экспериментов в определенной степени подтверждают генетическую связь кварцевых жил с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой и гранитовой формаций и объясняют, почему с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации связаны кварцевые тела больших и очень больших объемов. Крупные кварцевые тела объемом несколько миллионов тонн требуют для своего осаждения огромного количества раствора – в среднем на два-три порядка больше, чем объем жильного вещества. Это вполне реально, если принять во внимание следующее. Основной принцип образования кварцевых жил – дренаж трещинами вод глубоких горизонтов; циклический характер дви-

жения растворов в гидротермальной системе; геологическая длительность существования гидротермальных систем; неизбежное освобождение кремнезема при гидролизе породообразующих силикатов, сопровождающее гидротермальный процесс (Шефталь, 1956).

В формировании кварцевых тел выполнения мог принимать участие кремнезем, высвобождавшийся при зеленосланцевом метаморфизме вмещающих горных пород под действием теплового поля гранитоидных интрузий. При обычной вертикальной зональности, обусловленной градиентом гидростатического или литостатического давления, более глубокие зоны будут служить источником кремнезема, осаждаемого при образовании трещин в зонах низкого давления. Повышение температуры в экзоконтакте интрузии неизбежно приводит к растворению и мобилизации кремнезема и последующему осаждению кварца при возрастании температуры от 320 до 440 °С (Шефталь, 1956) и высоком парциальном давлении  $H_2O$ . По результатам экспериментальных исследований принципиальная модель образования в гранитах кварцевых жил выполнения предложена Г. П. Зарайским (2007).

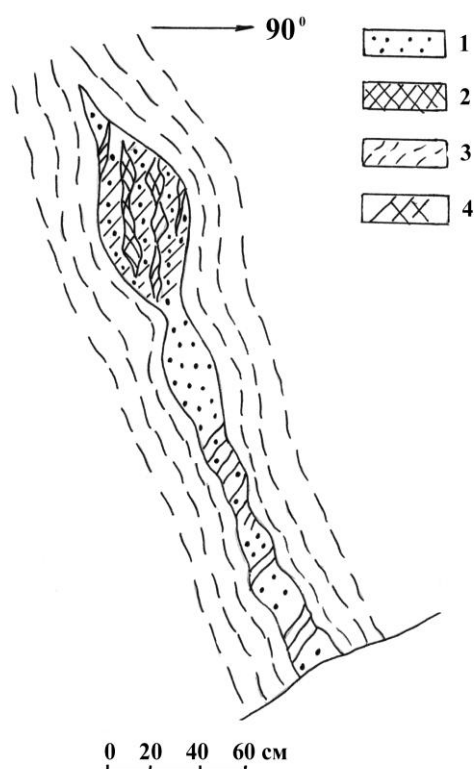


Рис. 6. Кварцевая жила выполнения раннеколлизийного этапа, будинированная в позднюю коллизию.

Пугачевское месторождение жильного кварца:  
1 – молочно-белый крупнозернистый кварц; 2 – кальцит;  
3 – зеленые сланцы; 4 – открытые трещины в кварце

Длительная и сложная история формирования структур Уральского региона отразилась и на кварцево-жильных образованиях. Большинство кварцевых тел претерпело преобразования под воздействием более поздних метаморфических, метасоматических и гидротермальных процессов, что привело к существенному усложнению первоначального строения кварцевых тел (рис. 6).

### 1.3. ВТОРИЧНО-ЗЕРНИСТЫЙ КВАРЦ

Зернистая разновидность жильного кварца, получившая название гранулированного, стала известна благодаря работам С. Ф. Адамса (1934) и Г. Н. Вертушкова (1946). С 1958 года гранулированный кварц приобрел известность как заменитель дефицитного горного хрусталя при получении прозрачного плавленого кварцевого стекла. За более чем 40-летний период проделана большая по объему, разнообразная по характеру и плодотворная по результатам работа по исследованию гранулированного кварца (Щеколдин, 1963, 1969; Вертушков, 1946, 1970; Емлин и др., 1988; Мельников, 1988).

В пределах Уфалейского рудного поля в зависимости от размеров зерен выделяются следующие разновидности гранулированного кварца: микрозернистый (0,05-0,2 мм), тонкозернистый (0,2-1 мм), мелкозернистый (1-2 мм), среднезернистый (2-5 мм), крупнозернистый (5-10 мм) (Вертушков и др., 1970; Мельников, 1970).

Нами выделяются кварцево-жильные образования гранулированного кварца следующих типов: слюдяногорского, уфалейского, кыштымского, егустинского (Поленов и др., 2006, 2010).

**Слюдяногорский тип** (субформация жил перекристаллизации по прожилкам и мелким жилам метаморфической дифференциации). Кварцево-жильные тела этой субформации образовались по первичным кварцевым прожилкам и маломощным жилам метаморфической дифференциации, кварц которых во время ранней и поздней коллизий претерпел перекристаллизацию с укрупнением зерна в условиях амфиболитовой фации с участием метаморфогенных поровых растворов (рис. 7).

Рис. 7. Кварцевая жила перекристаллизации.

Реликты первичного тонкозернистого, грануломорфного кварца (светло-серые реликты) в средне-, крупнозернистом, новообразованном, гранулированном агрегате. Жила 170 (слюдяногорский тип), Кыштымское месторождение гранулированного кварца (размер глыбы 80 см)



Кварцевые жилы перекристаллизации характеризуются гетеробластовым, средне- и крупнозернистым строением кварцевого агрегата (рис. 8). При высоких температуре и давлении метаморфизма в шовных зонах образуется высокопрозрачный кварц, содержание структурной примеси алюминия в которых не превышает 20 ppm, что делает его пригодным для промышленного освоения. Мы выделяем этот онтогенический тип кварцевых жил в самостоятельный *слюдяногорский тип*, а в качестве генотипа – жилу 170, ранее относимую к уфалейскому типу.

**Уфалейский тип** (субформация кварцево-жильных образований, сложенных тонко- и среднезернистым, неоднородно гранулированным кварцем). Этот тип гранулированного кварца является результатом процессов перекристаллизации с укрупнением зерна и последующей рекристаллизации первичных тонко- и мелкозернистых метасоматических кварцитов. Типовыми представителями кварцево-жильных тел уфалейского типа являются кварцевая жила № 175 и кварцевые образования, локализованные среди мусковитовых пегматитов, сформированные под влиянием двух коллизий, выраженные в наличии нескольких групп гранул: тонко- и мелкозернистых грануломорфных участков исходных индивидов метасоматических кварцитов, новообразованных средне- и крупнозернистых гранул, являющихся результатом процессов перекристаллизации ранней коллизии и тонко- и мелкозернистых гранул, являющихся продуктом наложенного процесса кислотного выщелачивания этапа поздней коллизии (рис. 9, 10).

Кварц этих жил обладает рядом свойств, положительно выделяющих его среди других субформаций гранулированного кварца. К таким свойствам относятся: высокий коэффициент светопропускания, низкие значения потерь при прокаливании и отношения «влага-газ», что связано с незначительным содержанием в нем газово-жидких включений.

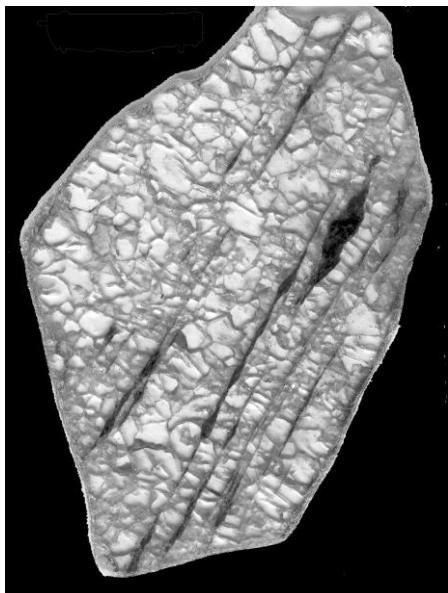


Рис. 8. Кварц гранобластовой структуры, с отчетливым бластезом отдельных кварцевых зерен. Сохраняются реликты вмещающих пород. Полированная пластина 170

Рис. 9. Неоднородно гранулированный тонко-, среднезернистый кварц (уфалейского типа). Кыштымское месторождение, жила 175. Полированная пластина, натуральная величина

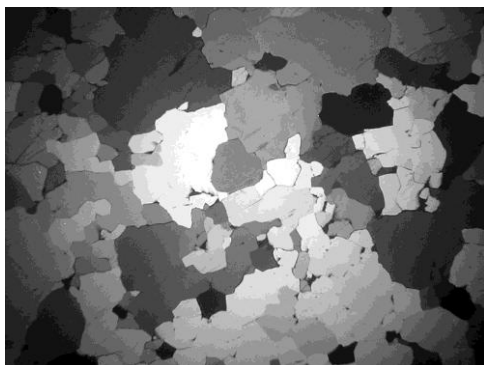
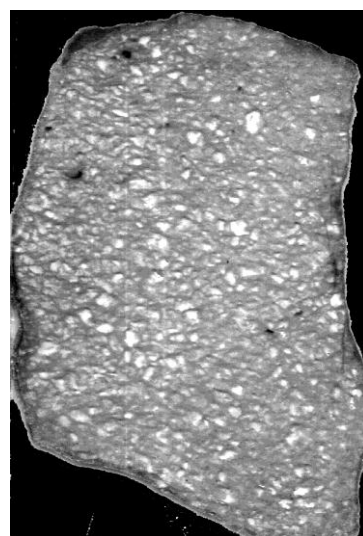
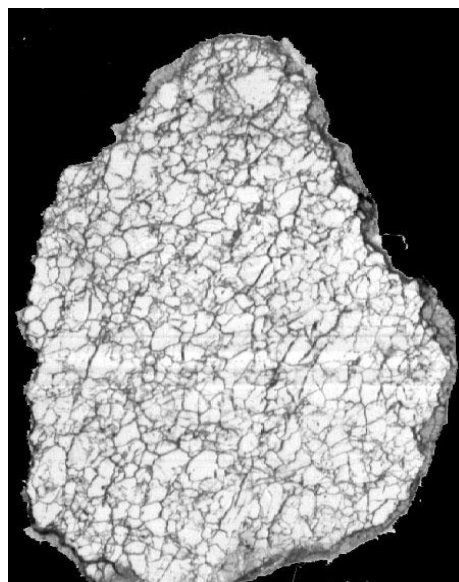


Рис. 10. Неоднородно гранулированный кварц с неровными, зубчатыми границами зерен. Шлиф У-49/3, николи X, увел 24 X

**Кыштымский тип** (субформация кварцевых жил, сложенных средне- и крупнозернистым однородно гранулированным кварцем). Основным процессом, приводящим к образованию кварца кыштымского типа, является рекристаллизация крупно- и гигантозернистого кварца жил выполнения ранней коллизии под воздействием процессов поздней коллизии. В результате дислокационного метаморфизма, сопровождаемого высокими термическими воздействиями, происходит разукрупнение первичного зерна. По нашим наблюдениям, если температура рекристаллизации достигала уровня  $\alpha$ - $\beta$ -превращений, кварц приобретал все черты, характерные для гранулированного кварца кыштымского типа.

Гранулированный кварц кыштымского типа представляет собой равномернозернистый агрегат прозрачных или слабозамутненных, четко индивидуализированных зерен (рис. 11).

Рис. 11. Однородно гранулированный крупнозернистый кварц кыштымского типа. Кыштымское месторождение, жила 101, обр. С-2-4. Полированная пластина, натуральная величина



Широко распространенной разновидностью гранобластовой структуры является мозаичная структура, когда кварцевый агрегат обладает полигональными, часто шестиугольными слабоудлиненными контурами границ (рис. 12).

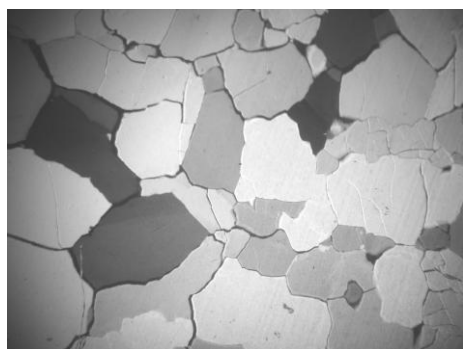


Рис. 12. Гранулированный кварц кыштымского типа с полигональными контурами зерен. Шлиф У-101/5, николи X, увел. 24 X

**Егустинский тип** (субформация кварцевых жил, сложенных тонкозернистым метасоматическим льдистоподобным кварцем). Нами установлено, что кварц этого типа формируется метасоматическим путем в стадию поздней коллизии при процессах кислотного выщелачивания по кварцу уфалейского и кыштымского типов с образованием кварца тонко- и мелкозернистой структуры с извилистыми, зазубренными границами зерен (рис. 13, 14). Такое преобразование приводит к дополнительному очищению кварцевого агрегата с содержанием структурного алюминия менее 10 ppm.

Рис. 13. Шлиры высокопрозрачного, тонкозернистого, льдистоподобного кварца егустинского типа (2) в неоднородно гранулированном кварце уфалейского типа (1). Карьер по отработке жилы 175, Кыштымское месторождение гранулированного кварца

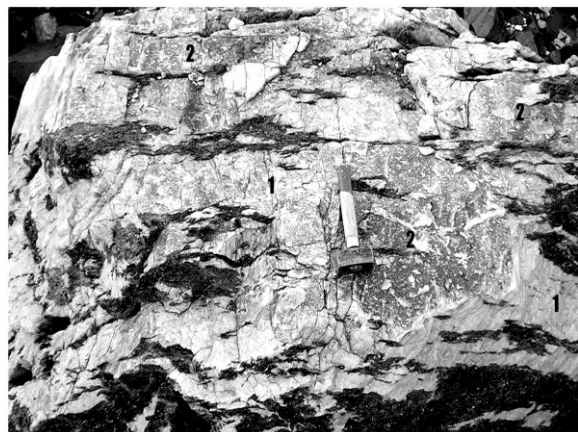




Рис. 14. Тонкозернистый гранулированный кварц  
егустинского типа. Жила 2136.  
Шлиф У-18/6, николи Х, увел. 24 X

Наши исследования (Поленов и др., 2003; 2005; 2006; 2008; 2010) подтвердили наличие разномасштабных разновидностей гранулированного кварца и позволили найти этому генетические объяснения. Это связано с многоэтапностью геологического развития Урала, обусловившей образование и трансформацию кварцевых тел, что объясняет преобразование кварца жил перекристаллизации, замещения, выполнения в гранулированный кварц.

#### 1.4. КВАРЦ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Кварц является основным жильным минералом рудных тел золотых месторождений кварцево-жильного типа. «Обычные парагенезисы минералов золота, олова, вольфрама, многих сульфидов с кварцем не случайны и определяются особыми свойствами кремнезема, являющегося главной средой, в которой переносятся рудные компоненты и с которой они кристаллизуются в кварцевых жилах или существенно в кварцевых телах» (Юргенсон, 2003).

Проблема образования золоторудных кварцевых жил уральских месторождений всесторонне рассмотрена в научной литературе (Бородаевский, 1947; Кутюхин, 1948; Юшкин и др., 1972; Сазонов и др., 2001 и др.). На золоторудных месторождениях различаются дорудные, ранние рудные, поздние рудные и послерудные кварцевые жилы, которые отличаются особенностями залегания, морфологией, типоморфизмом жильного кварца, сопутствующими ему рудными и нерудными минеральными ассоциациями.

Ниже дано систематизированное описание жильного кварца золоторудных месторождений Урала по материалам авторов с широким использованием опубликованных работ других исследователей. Локализация золотого оруденения закартирована в плитчатом жильном кварце, массивном грубозернистом кварце, среднезернистом молочно-белом кварце, рудном метасоматическом кварце, друзовом кварце (Поленов и др., 2012).

**Плитчатый жильный кварц.** На Березовском месторождении золотое оруденение наложено на шеелитоносные жилы. По данным П. И. Кутюхина (1948), эти жилы сложены серым мелкозернистым (реже грубозернистым) кварцем и зеленовато-серым шеелитом. Пирит и другие сульфиды встречаются редко. Отличительным и в высшей степени характерным признаком шеелитоносных жил является их плитчатое сложение, которое обусловлено наличием многочисленных параллельных стенкам жилы трещин отдельности в кварце, выстланных серицитом. Обычно со стороны висячего бока наблюдается тонкоплитчатое, иногда сланцеватое строение, а в лежащем боку – менее совершенное грубоплитчатое или массивное. В шлифах под микроскопом плитчатый кварц представлен мутными средней величины (0,5-1,5 мм) зернами, иногда параллельно ориентированными с зазубренными границами и более или менее ясно выраженным волнистым угасанием.

Практически аналогичным жильным кварцем сложены шеелитоносные и золотоносные тела Айдырлинского месторождения (Иванов, 1948). Рудные жильные тела сложены кварцем, в массе которого включены рудные минералы в количестве, не превышающем 2 %. Плитчатый кварц – плотный, обычно серовато-белого цвета кварц с жирным блеском, просвечивающий в краях, наблюдается, как правило, в периферийных час-

тях более мощных участков, центральные зоны которых сложены массивным кварцем. Под микроскопом зерна кварца имеют неправильную форму и обладают в большинстве случаев облачным угасанием. Рудные минералы наблюдаются чаще всего в виде цепочек, линзочек и тончайших жилок, приуроченных к трещинам плитчатой отдельности. Наиболее минерализованными являются участки жил, сложенные преимущественно плитчатым кварцем. Эти участки наиболее золотоносны. Массивный же кварц обычно весьма слабо-золотоносен (Иванов, 1948).

Слоистое сложение кварца, по мнению П. И. Кутюхина (1948), Л. И. Колтуна (1957) и подтвержденное нашими данными, связано с послойным метасоматическим замещением вмещающих пород. Первоначальный молочно-белый «масляный» кварц, детально исследованный Л. И. Колтуном (1957), переполнен массой мелких микроскопических включений. Включения эти довольно разнообразны как в отношении объемов фаз, так и по их количеству, что свидетельствует о разнообразии растворов, действовавших в процессе отложения и переработки жильного кварца в течение длительного периода формирования жил. Для этого кварца характерны существенно газовые включения с постоянным соотношением фаз. Газ занимает в них примерно 70 – 65 %, жидкость - 35 – 30 %. Включения эти гомогенизируются при температуре 420 – 370 °С. Растворы, из которых происходило отложение кварца, находились в газовом состоянии и температура их была значительно выше 420 °С, что подтверждается нахождением в кварце наиболее ранних «сухих» газовых включений.

**Массивный крупнозернистый кварц.** Кварц этого типа составляет главную массу жильных заполнений золотоносных тел всех уральских золоторудных месторождений (Бородаевский, 1947; Иванов, 1948; Кутюхин, 1948 и др.). Он в большинстве случаев белый или, реже, серый, просвечивающий по краям. Его сложение грубозернистое, и в нем встречаются друзовые небольшие полости. В свежем изломе этот кварц имеет матовую поверхность. Грубозернистый кварц под микроскопом имеет более или менее однородное строение. Его агрегаты грубозернистые субгидральные или ангидральные. В шлифах одновременно наблюдается два или три зерна. Границы у зерен в большинстве случаев ровные. Зерна кварца содержат мелкие включения газовых пузырьков или минеральных частиц, вследствие чего они обычно имеют мутный вид. В ряде случаев они обладают более или менее отчетливо выраженным волнистым угасанием. Иногда в отдельных зернах кварца отчетливо фиксируются строго параллельные темные и светлые полосы. Этот тип кварца слабо насыщен сульфидами.

**Кварц** сульфидных участков жил обладает *среднезернистой структурой*. Зерна его мутные с неровными зазубренными границами и очень часто с резким волнистым угасанием. Крупные зерна его нередко распадаются на более мелкие неправильной формы индивиды, неравномерно затухающие и очень часто параллельно ориентированные. В результате этого получается характерная лоскутная структура дробления. Почти во всех шлифах образцов, взятых из сульфидных участков и вблизи их, наблюдается перекристаллизация более крупных зерен мутного кварца. Она начинается обыкновенно с возникновения на границах зерен, реже в центре их мелких светлых зерен кварца. В итоге образуются сплошные субгидральные агрегаты светлого мелкозернистого кварца среди более крупных сохранившихся зерен мутного аномального кварца (Кутюхин, 1948).

Флюид, ответственный за формирование кварца жил выполнения, которые следует рассматривать как благоприятную среду для последующих стадий отложения рудных минералов и мелкозернистого метасоматического кварца стадий рудообразования, имел NaCl-MgCl<sub>2</sub> состав, богатый CO<sub>2</sub> и содержащий метан. РТ формирования этого кварца: T<sub>гом</sub> = 360-290 °С, давление ~ 2,5 кбар, соленость флюидов 15,3-9,2 мас. % NaCl экв. (Бакшеев и др., 1998). По данным О. В. Викентьевой (2000), кристаллизация рудных минералов сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной стадий проходила при T = 285-150 °С и давлении 2,3-0,3 кбар. Изотопный состав кислорода, водорода, углерода и серы флюида сульфидно-кварцевых тел отвечает магматическим источникам (Викентьева, 2000).

**Рудный метасоматический кварц.** При изучении золоторудных месторождений многие исследователи указывают на наличие в рудных зонах серого, светло-серого, мелкозернистого, нередко сахаровидного, жильного кварца, локализующегося в виде небольших скоплений неправильной формы в зонах массивного молочно-белого или серовато-белого кварца. Эти участки, как правило, имеют и наиболее повышенную золотоносность. По многочисленным наблюдениям, этот кварц метасоматического происхождения и тесно связан с этапами золотоороуднения. Описание метасоматического кварца, с которым связывается золотоороуднение, приведем на примере Айдырлинского месторождения (Иванов, 1948). Для этого месторождения характерен «рисовый» кварц. Он ассоциирует с пиритом, пирротинном, сфалеритом, галено-висмутом, галенитом, халькопиритом, а также с тетраэдритом и борнитом. Жилы, заполненные «рисовым» кварцем, обычно маломощны, с множеством ответвлений и пересекают под углом жилы шестоватого кварца или, что бывает значительно реже, накладываются на них, образуя раздробленную брекчиевидную массу кварца и сульфидов. «Рисовый» кварц переполнен массой включений, однако все они не превышают 0,001 – 0,01 мм. Форма включений округлая или неправильная. Среди общей массы включений выделяются двухфазовые жидкие и сложные с углекислотой. Температура гомогенизации жидких включений колеблется от 280 до 70 °С, причем включения с температурами ниже 140 °С являются явно вторичными. Все включения с углекислотой, несомненно, вторичного происхождения и характеризуются различным соотношением фаз. РТ-параметры формирования метасоматического кварца:  $T_{\text{гом}} = 300\text{--}270\text{ }^{\circ}\text{C}$ , давление – 1,5 кбар, соленость флюида 17,0–8,4 мас. % NaCl экв (Бакшеев и др., 1998).

**Друзовой кварц.** На Березовском золоторудном месторождении «полосовые» и «красичные» жилы в верхних горизонтах часто изобиловали друзовыми пустотами (Кутюхин, 1948). В обильных пустотах, расположенных чаще вдоль жил и в центре их, развиваются поперечно к стенкам прозрачные и полупрозрачные, иногда дымчатые кристаллы кварца. Кристаллы достигают 15–20 см в длину и до 10 см в поперечнике. Размеры полосей колеблются в пределах от 3–4 до 30–40 см. Друзовые пустоты чаще наблюдаются в центре жил и обладают всегда несколько удлиненной формой вдоль жил. Кристаллы кварца обладают, обычно большим разнообразием форм и комбинаций. Наиболее широким распространением пользуются кристаллы короткостолбчатые, ограниченные с одного конца ромбоэдрами. Нередко встречаются кристаллы в виде тонких вытянутых пластинок с отчетливо выраженной поперечной штриховкой. Толщина таких пластинчатых кристаллов не превышает 0,5 мм.

Друзовые пустотки в жилах являлись очень часто местом локализации золотоносных сульфидов. Агрегаты золотоносных сульфидов полностью заполняют их, хотя нередко пустоты заполнены ими только частично или наполовину. При полном заполнении пустот сульфиды облекают ранее образовавшиеся здесь кристаллы кварца, часто корродируют, растворяют их, цементируют отдельные сломанные кристаллы. Наличие друзовых пустот, не заполненных сульфидами, – свидетельство того, что к ним не было подводящих каналов в виде разломов и трещин. Друзовые пустоты, не заполненные сульфидами, чаще наблюдаются в крупных кварцевых жилах с незначительной концентрацией сульфидов (Кутюхин, 1948).

### **1.5. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЗЭ В КВАРЦЕ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УРАЛА И ИХ ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ**

По материалам авторов приводятся результаты исследования закономерностей распределения РЗЭ в различных типах жильного кварца эндогенных кварцево-жильных образований Урала (Поленов и др., 2007; 2013)

Для изучения химической специализации жильного кварца кварцевых тел различных онтогенетических типов были отобраны образцы кварца, визуально не содержащие включения других минералов. Эти кварцы были исследованы на содержание 50 химиче-



ских элементов ICP-MS (ИГиГ УрО РАН). Исследован кварц Светлинского, Теренсайского, Уфалейского, Вязовского, Ларинского, Березовского, Гумбейского, Великопетровского, Айдырлинского и некоторых других кварцево-жильных рудоносных полей.

На основе полученной базы данных был проведен анализ поведения редких, рассеянных, редкоземельных, благородных и радиоактивных элементов в кварцево-жильных телах различных формаций и субформаций. Наиболее информативными являются редкоземельные элементы (РЗЭ). Ниже характеризуется распределение РЗЭ на базе анализа спайдер-диаграмм в эндогенных кварцево-жильных образованиях.

На сводной спайдер-диаграмме распределения РЗЭ в кварцево-жильных образованиях месторождений кварцево-жильной и хрусталеносной минерализаций и в рудных кварцевых жилах золотой и вольфрамовой специализаций выделяются четыре поля (рис. 15).

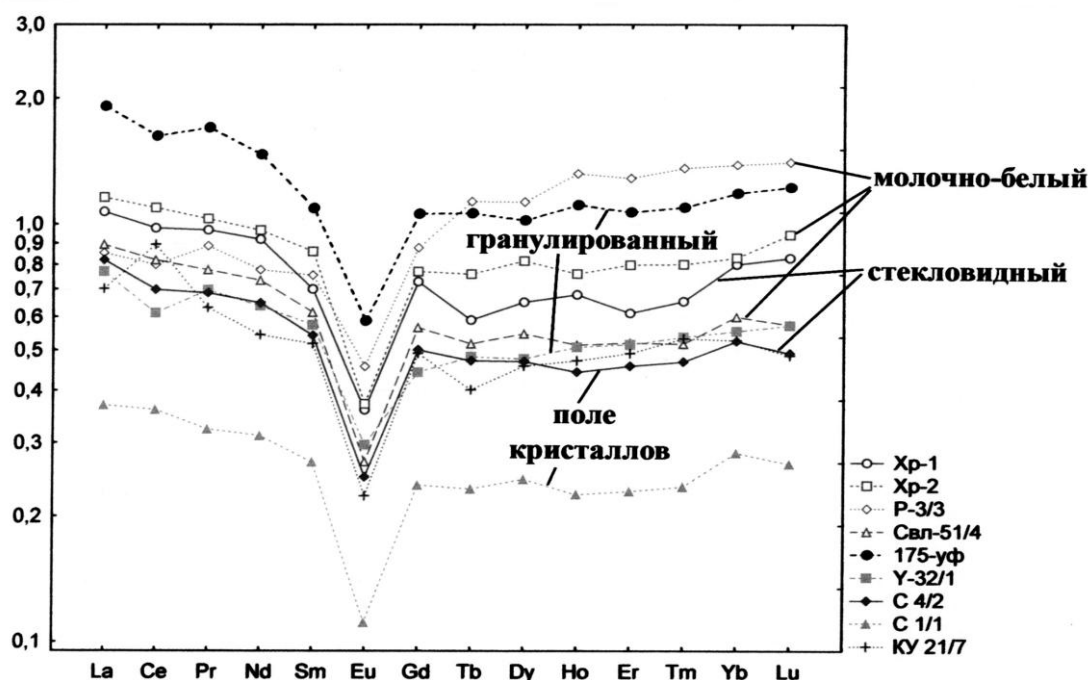


Рис. 15. Поведение РЗЭ (в ppm), нормированных на хондрит в кварцево-жильных телах

Поле № 1 (показаны только крайние пробы Р-3/3 и Свл-51/4, оконтуривающие поле распределения) соответствует типичному для жил выполнения кварцу молочно-белого цвета крупно-, гигантозернистой структуры, генетически связанных с массивами раннеколлизийных гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации.

Поле № 2 (оконтурено по крайним пробам Хр-1 и КУ-21/7) отвечает стекловидному кварцу бесцветной, иногда дымчатой окраски, крупно-, гигантозернистой структуры, характерному для жил выполнения, генетически связанных с массивами позднеколлизийных гранитоидов гранитной формации.

Поле № 3 (оконтурено по крайним пробам С4/2 и С1/1) по содержанию РЗЭ характеризует кристаллы кварца из наложенных хрустальных гнезд и пегматитов Светлинского хрусталеносного месторождения.

Поле № 4 совпадает с полями молочно-белого и стекловидного кварцев. Это поле гранулированного кварца (оконтурено по крайним пробам 175-уф и Y-32/1), который является продуктом преобразования жил первично-зернистого кварца под действием высокотемпературного и высокобарического метаморфизма. Поле гранулированного кварца практически не затрагивает площадь кристаллов кварца и чистейшего стекловидного кварца, что наглядно видно на рис. 15.

Прослеживается четко выраженная закономерность в поведении РЗЭ в разных типах кварца. В целом содержание РЗЭ в жильном кварце и кристаллах очень низкое. Коли-

чество РЗЭ понижается с увеличением прозрачности кварца или, точнее, с уменьшением содержания в кварце газожидких включений. В гранулированном кварце концентрация РЗЭ находится на уровне их содержания в молочно-белом и стекловидном кварцах.

На рис. 16 представлена в укрупненном варианте спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в гранулированном кварце, на которой прослеживается три поля. Верхнее поле характеризует поведение РЗЭ в кварце уфалейского типа (пробы 175-уф, Y-28/1, Y-28/2), среднее в кварце егустинского типа (пробы 175-ег, Y-22/2), а нижнее – в кварце кыштымского типа (пробы Л-258, Y-31/1, Y-32/1, Л-163).

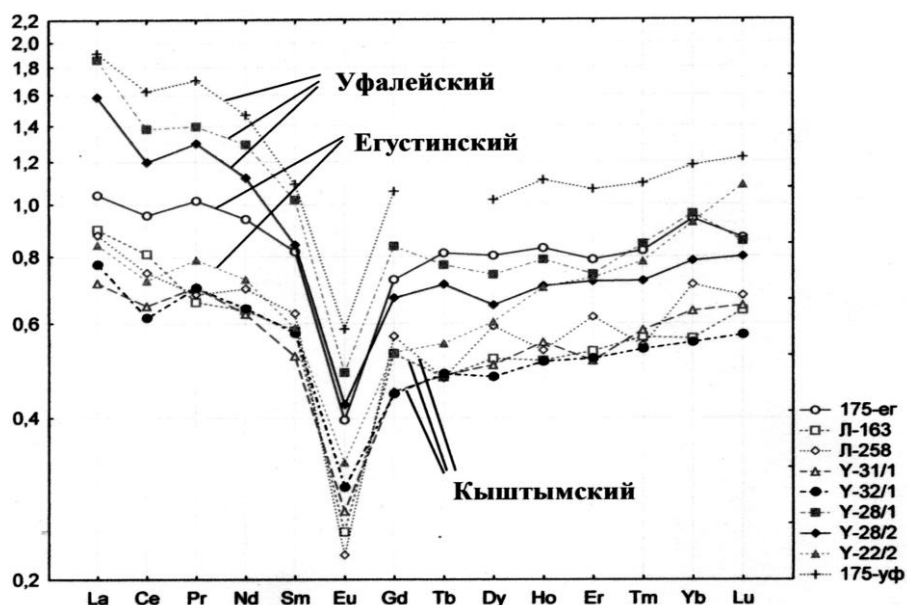


Рис. 16. Поведение РЗЭ (в ppm), нормированных на хондрит в кварцево-жильных объектах гранулированного кварца Уфалейского рудного поля

Повышенное содержание РЗЭ отмечено в кварце уфалейского типа, что вполне естественно, поскольку этот тип гранулированного кварца является результатом процесса перекристаллизации с укрупнением зерна первичного мелко-, среднезернистого кварца жил мелкозернистого кварца метасоматических кварцитов, которые изначально имели более высокие содержания РЗЭ.

Гранулированный кварц кыштымского типа, который формировался в результате рекристаллизации изначально относительно чистого крупно- и гигантозернистого жильного кварца раннеколлизийных жил выполнения с последующей перекристаллизацией и образованием зерен полигональной формы, по содержанию РЗЭ сопоставим с кварцем жил выполнения с направленностью в сторону уменьшения содержания РЗЭ.

Характер кривых распределения РЗЭ в метасоматическом кварце егустинского типа (175-ег), образовавшемся по кварцу уфалейского типа (175-уф), полностью аналогичен кривым распределения элементов в гранулированном кварце уфалейского типа, но со значительно пониженным их содержанием. Такой характер распределения РЗЭ явно свидетельствует о том, что при развитии кварца егустинского типа происходит очищение кварца уфалейского типа от РЗЭ. В то же время кварц егустинского типа (175-ег), сформировавшийся по жилам уфалейского типа, является менее чистым по РЗЭ по сравнению с его разностью, развившейся по жилам с кварцем кыштымского типа (Y-22/2).

Остановимся более детально на характеристике поля № 1 (см. рис. 15) «безрудного» молочно-белого кварца. Для исследования был отобран кварц из жил месторождений кварцево-жильной минерализации, которые относятся к так называемым «безрудным» месторождениям («Гора Хрустальная», Светлореченское, «Жила Белая», Астафьевское, Светлинское-хрусталеносное, Новотроицкое, Теренсайское, Тамбовское). На рис. 17 представлена спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в кварце вышеназванных месторождений,

из которой наглядно видно, что содержание РЗЭ в этих кварцах находится в очень узких пределах, а характер поведения РЗЭ однотипный.

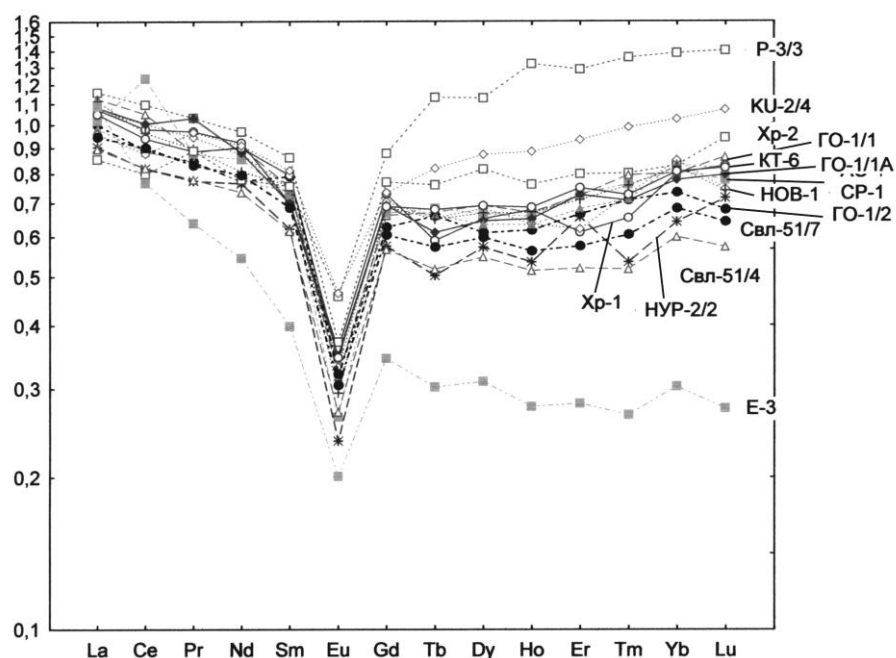


Рис. 17. Поведение РЗЭ (в ppm), нормированных на хондрит в «безрудных» кварцевых жилах

Из диаграммы следует, что кварц жил Радиомайского (обр. Р-3/3) и Кидышского (обр. Ки 2/4) кварцево-жильных проявлений, а также месторождения «Гора Хрустальная» (обр. Хр-1) имеет относительно повышенное содержание элементов иттриевой группы, что обусловлено расположением этих проявлений в экзоконтакте массивов гранитов (соответственно Санарского и Верхисетского). Другим исключением является кварц (обр. Е-3) из жилы, рассекающей толщу крупно- и гигантозернистого мрамора (Еленовский карьер, Южный Урал). Благодаря расположению в карбонатной толще кварц имеет очень низкие содержания редкоземельных элементов цериевой группы и, особенно низкие, элементов иттриевой группы.

Изучен жильный кварц золоторудных и шеелитоносных месторождений Урала: Березовского (Бер-1к, Бер-2к, Бер-П), Кочкарского (Коч-А), Светлинского-золоторудного (КС-2, КС-3, КС-13), Великопетровского (В-9, В-10, В-11, В-12, В-13), Айдырлинского А-828), Кожубаевского (КЖ-5), Астафьевского-хрусталоносного (АС-46). Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в кварце названных месторождений отображена на рис. 18. На диаграмме наглядно выделяется поле содержания РЗЭ в кварцах золоторудных месторождений, близкое к содержанию РЗЭ в жильном молочно-белом и стекловидном «безрудном» кварце. Поле с повышенным содержанием РЗЭ и аналогичным характером распределения элементов, как в «безрудном» кварце, отвечает кварцу с наложенной сульфидной минерализацией.

Кварц с ранним шеелитом золоторудных месторождений характеризуется совершенно иным распределением РЗЭ (см. рис. 18), повторяющим характер поведения элементов в собственно шеелитах этих месторождений (рис. 19).

Приведенные данные по химическому составу и физическим свойствам жильного кварца, формам вхождения в него элементов-примесей, их концентрациям дают основания сделать следующие выводы.

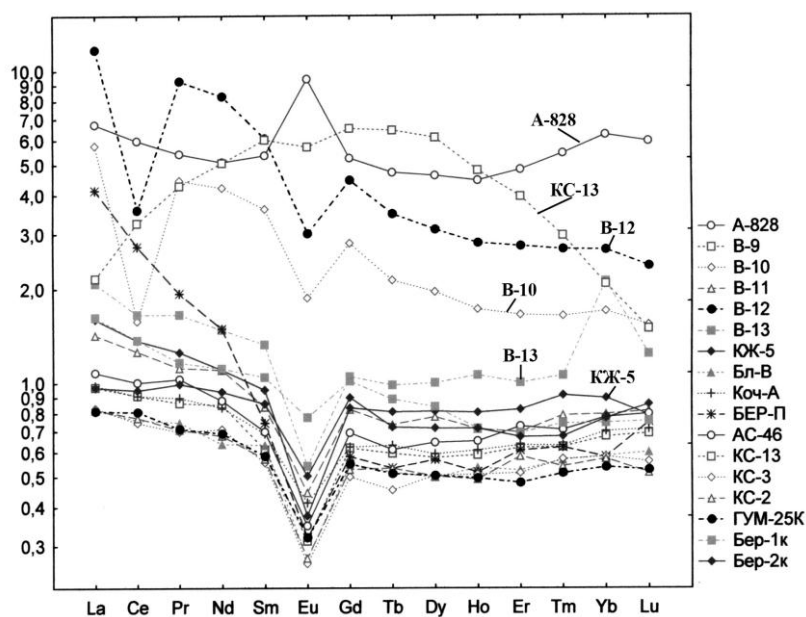
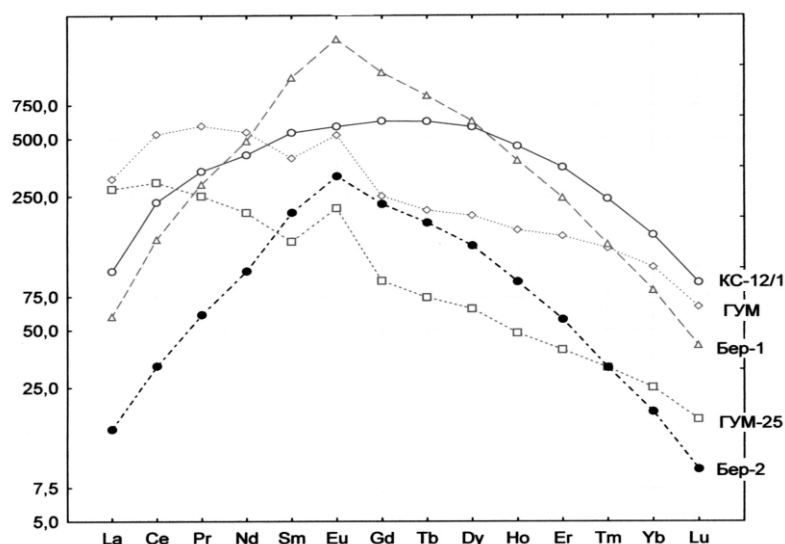


Рис. 18. Поведение РЗЭ (в ppm), нормированных на хондрит в кварцевых жилах золоторудных и шеелитоносных месторождений

Рис. 19. Поведение РЗЭ (в ppm), нормированных на хондрит в шеелитах шеелитоносных месторождений Урала



1. Схожий характер кривых распределения РЗЭ в кварце жил выполнения месторождений «рудных» и «нерудных» полезных ископаемых свидетельствует о наложенности рудной минерализации на жильный кварц тел выполнения, которые служат рудовмещающей средой. Повышенное содержание РЗЭ в рудном кварце связано с многостадийным наложением рудной минерализации, сопровождающейся развитием мелкозернистого метасоматического кварца, на кварц жил выполнения и замещения. Четко прослеживается телескопирование наложенных магматогенно-гидротермальных флюидов, фиксирующихся в сохранившихся газожидких включениях в кварцах, образующихся в каждые последующие этапы и стадии развития рудной минерализации.

2. Поле содержания РЗЭ гранулированного кварца совпадает с полем содержания РЗЭ молочно-белого и стекловидного кварцев. Такое явление свидетельствует о явной наследственности гранулированным кварцем содержания РЗЭ своего эдукта, что подтверждает заключение о вторичности гранулированного кварца по отношению к первичному кварцу.

3. Содержание примесей в кварце объективно отражает его особенности и может быть использовано в качестве поисковых признаков при прогнозировании и оценке объектов, в особенности на ранних стадиях геологоразведочных работ.

## Глава 2

# МЕСТО И ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ УРАЛЬСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНОГО ТИПА В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РАЗВИТИИ УРАЛЬСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

В теории и практике металлогенического анализа докембрия в настоящее время широко распространена концепция о геохимически специализированных металлогенических эпохах, циклах и мегациклах. Выделение металлогенических циклов в докембрийской истории земной коры является одной из ведущих проблем наук о Земле, а периодизация образования металлогенических формаций в эволюции развития земной коры в докембрии – один из аспектов периодизации геологических процессов и установления геохронологических рубежей. При этом предполагается, что каждой металлогенической эпохе свойственны и свои формационные типы оруденения, а главнейшие периоды рудоотложения соответствуют рубежам между эпохами (Полканов, Герлинг, 1961; Билибина и др., 1978; Тугаринов, Войткевич, 1970; Салоп, 1973; Кратц и др., 1974; Добрецов, 1980; Смирнов, 1984; Основы металлогении..., 1984; Кулиш, 1990; Рундквист, 1995; Тектоническое ..., 2006; Митрофанов и др., 2009 и др.).

По современным представлениям, Урал – это многоэтапный ороген, представляющий собой трансрегиональную шовную зону или пояс, занимающий межплитное положение. В докембрии большая часть уральских структур, метаморфических комплексов входила в состав Восточно-Европейской платформы. История минерагенической эволюции Восточно-Европейской платформы описывается пятью мегациклами взаимосвязанного эндогенно-экзогенного образования пород и руд (Кулиш, 1990; Хаин, Гончаров, 2006; Ранний докембрий..., 2005; Негруца, 2009; Ткачев, 2009; Кожевников, 2011; Богданов, Робонен, 2011 и др.): двумя архейскими (ранним 3,85 – 3,2 и поздним 3,2 – 2,5 млрд лет) – саамским и лопийским, двумя протерозойскими – карельским (2,5 – 1,65 млрд лет), рифейским (1,65 – 0,6 млрд лет) и одним фанерозойским (600 млн лет - настоящее время), которые отчетливо проявлены на сводной диаграмме изохрон возрастов магматических и метаморфических пород (Пушкарев, Обухова, 1980; Рундквист, 1990; Ткачев, Рундквист, 2009). Изучение метаморфических комплексов Урала показало, что фанерозойский этап, в свою очередь, подразделяется на свои четыре периода (рис. 20) формирования магматитов, метаморфитов и сопряженной с ними гидротермально-метасоматической деятельности (Гаррис, 1964, 1973; Кейльман, 1974; Краснобаев, 1986; Огородников и др., 2004, 2007; Коротеев и др., 2010). Многоэтапным проявлением указанных комплексов обусловлено геологическое строение Уральского региона. В различные этапы Урал входил в состав разных глобальных тектонических структур: в рифее – со Скандинавией и Балтийским щитом. В венде-кембрии Урал входил в состав Кадомского коллизионного орогена. На запад он протягивался до периферии Балтийского щита, а на восток до Енисейского кряжа – до периферии Сибирской плиты (Нечухин и др., 2009). В нижнем ордовике коллапс уничтожил последний, начался океанический спрединг. В результате Урал вошел в состав Урало-Монголо-Охотского складчатого пояса.

В рифейский этап (1380 – 1350 млн лет) был трансформирован фундамент Восточно-Европейской платформы, сформированы Кусинский, Куртинский и др. пироксенит-габбровые комплексы с титаномagnetитовым оруденением, проявился рифтовый метаморфизм низов гранулитовой, амфиболитовой фаций, сопровождающийся процессами ультраметаморфизма (рис. 21) с появлением палингенно-метасоматических протяженных тел гигантомигматитов, сложенных высокотемпературными K-Na-полевыми шпатами (анортотклазом). Аналогичные образования картируются в Карелии и на Кольском п-ове.

В плагиогнейсах наблюдается образование кварцевых прожилков метаморфической дифференциации, сложенных мелкозернистым гранобластовым кварцем (Золоторудная..., 2014).

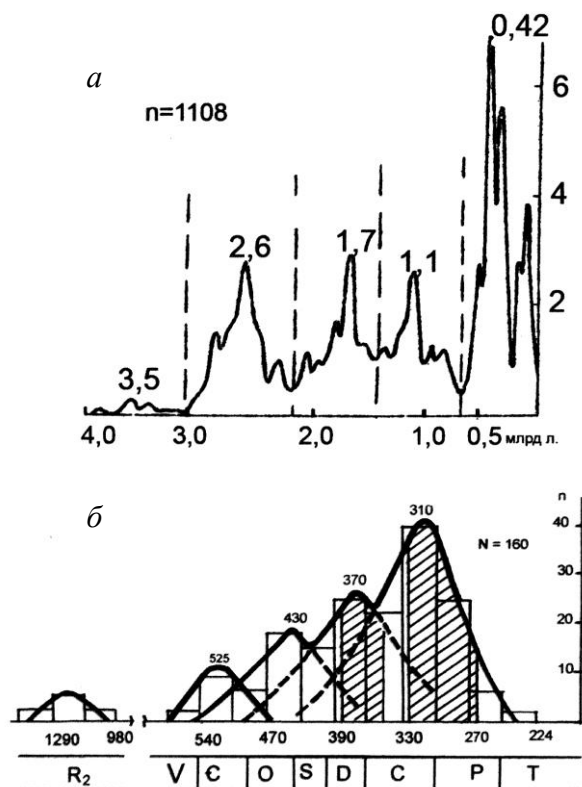


Рис. 20. Сводная диаграмма распределения изотопных Rb-Sr датировок абсолютного возраста пород гнейсо-мигматитовых комплексов Восточно-Европейской платформы (а), по (Пушкарев, Обухова, 1980), и пород Уфалейского метаморфического блока (б), по (Кейльман, 1974). Заштрихованы области ранней и поздней коллизий

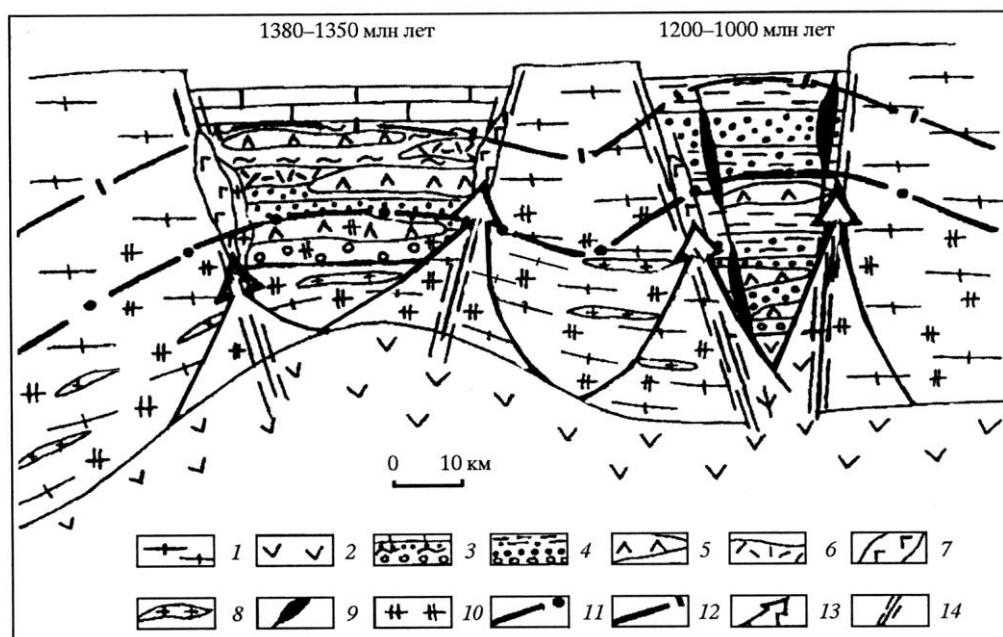


Рис. 21. Кинематическая модель формирования рифтогенных отложений и офиолитов среднего рифея Южного Урала (Коротеев и др., 2009):

- 1 – метаморфические породы архей-протерозойских выступов фундамента; 2 – породы мантийного выступа и базальтового слоя; 3 – отложения машахского грабена; 4 – отложения рифтогенных офиолитов; 5 – базальтоиды; 6 – риолиты; 7 – габбро; 8 – щелочные граниты и редкоземельные пегматиты; 9 – серпентиниты; 10 – гранитизация, мигматизация, массивы щелочных гранитов; 11 – изограда амфиболитовой фации; 12 – изограда эпидот-амфиболитовой фации; 13 – теплофлюидные потоки из мантии; 14 – шовные зоны

Определяющую роль в формировании современной структуры литосферы северной и восточной окраин Восточно-Европейской платформы сыграло заложение в рифее крупных систем палеорифтов. Активизация мантийного магматизма относится к началу рифея и продолжилась в венде, когда при минимальных степенях частичного плавления и максимальной глубине мантийных источников формировались щелочные карбонатно-силикатные магмы, взаимодействие которых с дилетированным веществом литосферной мантии привело к формированию обогащенных мантийных резервуаров. Среднерифейское (норматинское) время знаменуется заложением новой рифтогенной структуры к востоку от раннерифейских отложений (см. рис. 21), что, по-видимому, связано со смещением к востоку мантийного диапира (Пучков, 2000; Огородников и др., 2007).

В нижнепротерозойских амфиболитово-гнейсовых блоках (Тараташский, Александровский, Уфалейский) вновь проявился региональный метаморфизм амфиболитовой фации в условиях высокого давления с образованием толщ кианитсодержащих гнейсов, который сопровождался изоклинальной складчатостью, смятием и будинажом ранее образованных гигантомигматитов, анортоклазовых гранитоидов. В крупных кристаллах анортоклаза проявляется «лунная» иризация. В крупных будинах анортоклаза развиваются гигантские кристаллы (20-70 см) иттротроэпидота (ортита), что позволяет говорить о редкоземельных пегматитах (Огородников и др., 2007, 2014). Возраст по анортоклазу, биотиту 1100-1215 млн лет (Овчинников, 1963); по цирконам из гнейсов 990-1180 млн лет (Краснобаев, 1986), иттротроэпидот с возрастом 1100-1200 млн лет (Минеев, 1959).

В кадомское время (620-525 млн лет) продолжающееся расширение, являющееся следствием растяжения, связанное с глубинными подкоровыми процессами, вызвало утонение и последующий разрыв континентальной коры, что привело к формированию рифтовой структуры щелевого типа. В осевом трое наблюдается развитие коры океанического типа с офиолитовыми ассоциациями - *максютовская, куштумгинская, куртинская, саитовская, светлинская* и др. свиты (Огородников и др., 2007; Коротеев и др., 2010). По данным А. С. Варлакова (1995), Г. Б. Ферштатера, В. В. Холоднова (2000), В. Н. Пучкова (2010), В. Л. Андреичева (2004), А. А. Соболевой (2004), Г. А. Петрова (2007), сформировались Кадомский коллизионный ороген, поздневендская шовная зона (прото-Главный Уральский разлом). Продукты этого орогена проявлены в разных местах на Урале (коматититы на Тимане, аподолеритовые листовениты на Южном Урале, в пределах Бакальского железорудного поля и др.).

Активизация шовных зон сопровождается прогрессивным региональным метаморфизмом. Привлекает внимание отсутствие во всех регионах каких-либо интрузивных пород, с которыми можно было бы связывать появление щелочных, полевошпатowych метасоматитов, альбититов и карбонатитов. С этим этапом связано образование мелкозернистого метасоматического кварца.

По данным U-Pb-метода (Краснобаев, Давыдов, 2000), возраст метаморфизма ильменогорской толщи, параллелизуемой с уфалейской свитой,  $643 \pm 46$  млн лет и  $576 \pm 65$  млн лет дается возраст для шумихинской толщи, а по Sm-Nd изотопным данным возраст становления ультрабазитов, альбититов и карбонатитов Булдымского массива  $602 \pm 24$  млн лет (Недосекова, Белоусова, 2009), возраст альбититов и карбонатитов Уфалейского комплекса  $525 \pm 11$  млн лет (Огородников и др., 2007). Изотопный состав (Sr, Nd, C, O) карбонатных жил Уфалейского комплекса свидетельствует о связи их с глубинным источником, по своим изотопным параметрам близким мантийному резервуару EM1, характерному для рифтовых зон древних щитов (Недосекова и др., 2005).

Альбититы секут рифейские анортоклазовые гигантомигматиты, кварцевые жилы перекристаллизации (слюдяногорский тип) и кристаллы иттротроэпидота среднерифейского возраста. С образованием альбититов связано появление ураноносных, иттриевых минералов – фергюссонита, пирохлора и Y-колумбита. Фергюссонит образует сплошные выделения изометричной формы размером 2-5 см в диаметре, содержащие в виде включений зер-

на У-колумбита, ферсмита, У-танталита (Огородников и др., 2007). На фронте альбититизации появляются карбонатиты, первоначально высокотемпературные кальцитовые, которые сменяются кальцит-флогопит-магнетитовыми, с образованием флогопитовых и магнетитовых залежей.

Заложение собственно Уральских геологических структур (480-385 млн лет) начинается с раскола фундамента, заложения спрединговых структур на дне Уральского палеоокеана, в результате этой тектонической активности возникла офиолитовая ассоциация. Кроме того, были подновлены ранние ( $R_2$ ) шовные зоны рифтогенного происхождения, на Урале образовались колчедановые вулканические постройки с медной и сопутствующей Au минерализацией. Золотая минерализация фиксируется как с альпинотипными ультрабазитами (месторождение «Золотая гора» на Южном Урале), так и с магматитами Платиноносного пояса (самородки золота установлены совместно с платиной в коренном залегании, а также в россыпях на севере Среднего и Северном Урале) (Коротеев и др., 2010). Анализ размещения кварцево-жильной минерализации в пределах Средне- и Южноуральской провинции показал, что промышленно значимые кварцево-жильные поля находятся в пределах исключительно в зоне развития рифейских рифтогенных офиолитов. Обусловлено это высокой кремненасыщенностью пород рифейских офиолитов, в отличие от палеозойских офиолитовых комплексов, в которых кварцево-жильные поля практически отсутствуют (Коротеев и др., 2010).

Ранняя палеозойская коллизия (380-320 млн лет) проявилась главным образом в пределах Главного Уральского коллизионного шва и зон его влияния, а также в пределах других менее масштабных зон (все они в этот период представляли собой зоны разуплотнения (Коротеев и др., 2009), интенсивно проявились гранитизация, мигматитизация, метаморфизм (рис. 22). В этот же этап внедрились гранитоиды тоналитового состава, с которыми генетически связано формирование значительных по размерам полей кварцевых жил выполнения, с которыми связано шеелито- и золотоносное оруденение на Урале (радиогенный возраст мусковита 330-365 млн лет). В зонах кислотного выщелачивания, сопряженных с названными гранитоидами, сформировались метасоматические кварциты (Коротеев и др., 2009). Этот этап является основным в наложении золотой минерализации на кварцевые тела, метасоматиты и вмещающие горные породы, которая в позднюю коллизию претерпела перераспределение и телескопирование.

В этап поздней коллизии (320-240 млн лет) основная роль была отведена Главному Уральскому коллизионному шву и зоне его влияния. Это проявилось в образовании нормальных калиевых гранитов, связанных с ними пегматитов, калишпатитов, альбититов, грейзенов с редкометальной минерализацией, а также в создании метаморфических ореолов амфиболитовой и амфибол-эпидотовой фаций их сланцевого обрамления (Коротеев и др., 2009; 2010). В этот этап произошло образование новых кварцевых жил выполнения с гигантозернистым кварцем, а кварц жил выполнения ранней коллизии был преобразован в гранулированный кварц кыштымского типа. На поздних стадиях этого этапа на ранее образованные кварцевые тела наложился хрустальная и аметистовая минерализация (Поленов, 2008).

На Урале широкое распространение имеют месторождения кварцево-жильного типа с вольфрамовой, золотой, молибденовой, хрустальной и кварцево-жильной минерализацией. Основными рудными телами месторождений этого типа являются кварцевые жилы выполнения. Как показали многочисленные исследования (Алексеев, 1984; Овчинников, 1968; Пучков, 2000; Сазонов и др., 2001; Ферштатер и др., 2007), формирование эндогенных кварцево-жильных образований Урала генетически связано с глобальными процессами метаморфизма и магматизма и приурочено к шовным зонам (см. рис. 22).

Не подлежит сомнению, что калийные гидротермальные плутогенные месторождения порождаются гранитным магматизмом. Однако степень и форма связи месторождений с интрузиями разнообразны и не укладываются в какую-либо единую универсальную схему» (Поленов, 2008). Генетическая связь образования уральских кварцевых



жил выполнения и наложенной рудной минерализации с массивами гранитоидов убедительно обоснована с использованием современных методов исследования и изложена во многих научных статьях.

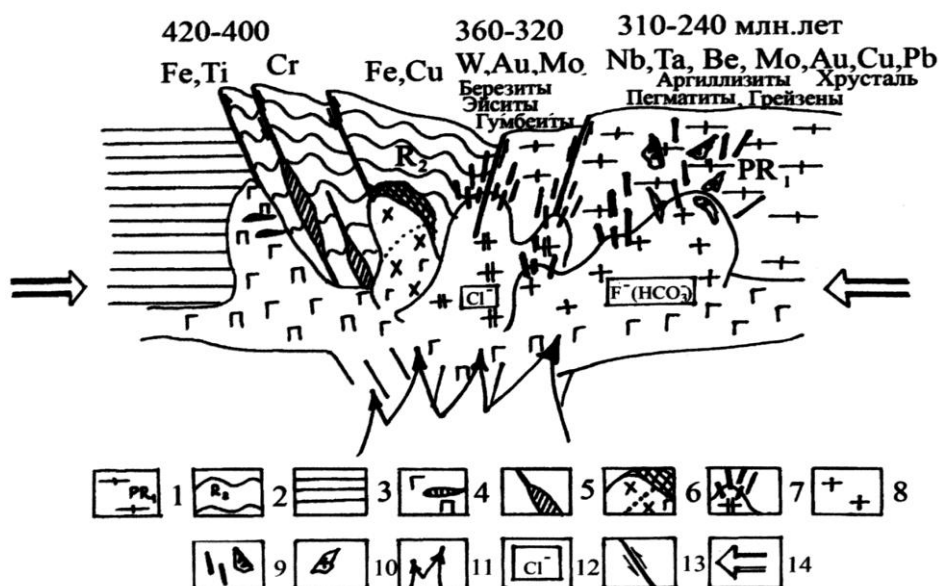


Рис. 22. Кинематическая модель формирования кварцево-жильных месторождений во время ранней и поздней коллизий (Огородников и др., 2014):

- 1 – древняя континентальная кора; 2 – вулканогенно-осадочные отложения континентального рифта;
- 3 – толлеитовые раннеокеанические образования; 4 – ультрабазит-габбровый комплекс с титаномагнетитовой минерализацией; 5 – ультрабазиты дунит-гарцбургитового хромитоносного комплекса; 6 – габбро-диорит-гранодиоритовая формация с Fe-Cu-скарнами; 7 – гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации с W, Mo и Au; 8 – нормальные микроклиновые граниты; 9 – рудные кварцевые жилы и хрусталеносные гнезда;
- 10 – пегматиты; 11 – мантийный теплофлюидный поток в шовных зонах; 12 – хлоро- и фторотипная специализация гранитоидов; 13 – блокоограничивающие шовные зоны; 14 – направление тангенциального сжатия во время коллизии

В современном виде Урал представляет собой хорошо сохранившийся, внешне довольно симметричный бивергентный ороген. В то же время по генезису, возрасту и вещественному составу слагающих его элементов он резко асимметричен и в конечном итоге является результатом коллизии двух очень разных по своему геологическому строению континентов: древнего Восточно-Европейского и молодого Казахстанского (Пучков, 2000). Урал четко распадается на две части – Западную и Восточную, разделенные Главным Уральским разломом, идущим в подкоровое пространство и на поверхности фиксируемым полосой тектонического меланжа изменчивой ширины – от нескольких километров до 20 км.

Важной особенностью эндогенной геологии западного склона Южного Урала является относительно широкое и очень неравномерное во времени и пространстве проявление разновозрастных процессов базальтоидного и в меньшей степени гранитоидного и ультрамафитового магматизма, охвативших длительный отрезок времени от архея до верхнего палеозоя (Алексеев, 1984).

Наиболее древние гранитоиды представлены единственным на Урале сложным по составу многофазным Бердяушским массивом рапакиви, сложенным разновозрастными гранитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами. Радиогеохронологические определения по рапакиви разными методами в целом удовлетворительно совпадают между собой и с геологическими данными и в среднем дают 1400-+50 млн лет (Алексеев, 1984). Значительное развитие сиенитов и нефелиновых сиенитов и отсутствие лабрадоритов в Бердяушском массиве рапакиви сближает его с поздне-нижнепротерозойским – ранневерхне-

протерозойским приазовским комплексом рапакивиобразных гранитов и сиенитов Украинского щита (Алексеев, 1984). Сухой или маловодный характер магмы, высокотемпературные условия кристаллизации и петрогеохимические особенности гранитов рапакиви не случайны и обусловлены генетической общностью и образованием их в результате дифференциации глубинной базальтовой магмы (Алексеев, 1984), что позволяет говорить о бесперспективности Бердяушского массива рапакиви на выявление кварцево-жильных полей.

Поздневерхнепротерозойский гранитоидный магматизм на западном склоне Южного Урала проявлен относительно слабо и локально. Его производные объединяются в два комплекса – ахмеровский и баранкульский, которые соответственно отнесены к гранитной и лейкогранитной (или аляскитовой) формациям. По радиогеохронологическим и геологическим данным, время их формирования определяется интервалом от среднего рифея до раннего венда (620  $\pm$  60 млн лет) (Алексеев, 1984). По геологическому положению, химизму, структурно-минералогическим признакам граниты комплекса отвечают глубинным гранитам, производным среднетемпературных магм.

Палеозойский гранитоидный магматизм западного склона Южного Урала формировался по общим законам, характерным для этого времени развития Урала. Его проявления закартированы в восточной краевой части Башкирского мегантиклинория. Магматическая деятельность на западном склоне Южного Урала завершается позднепалеозойским гранитоидным магматизмом, локализованным в северо-восточной части этой области, в пределах Уфалейского и Таганайско-Иремельского антиклинориев (Алексеев, 1984). С палеозойским гранитоидным магматизмом связаны широко распространенные раннеколлизийные кварцевые жилы выполнения, преобразованные в жилы гранулированного кварца, и позднеколлизийные кварцевые жилы выполнения с полупрозрачным кварцем.

Широкое распространение интрузивный магматизм получил в палеозое в Восточно-Уральской мегазоне. Г. Б. Ферштатер (2001, 2007) выделяет следующие гранитоидные ассоциации, которые фиксируют основные эпизоды эволюции Восточно-Уральской мегазоны. Окраинно-континентальные надсубдукционные тоналит-гранодиоритовые серии имеют возраст 360 – 320 млн лет). Коллизийные граниты – 305-250 млн лет. Гранитоиды, связанные с континентальными дуговыми структурами, – 335-285 млн лет. Посторогенные граниты – 280-220 млн лет.

Как показали исследования последних лет, Полярный Урал представляет собой сложный ансамбль скученных структурно-вещественных ассоциаций различных геодинамических обстановок (Душин, 1997). Изучение рифейско-вендских продуктов магматизма современного Урала, Тимана, Пай-Хоя, о. Новая Земля, п-ва Таймыра позволило установить два самостоятельных ряда геологических и рудных формаций (Душин, 1997).

Первый – западный, объединяющий Южный, Приполярный Урал и Тиман, характеризуется конструктивным внутриплитным рифтогенно-депрессийным типом магматизма, активизировавшим в рифее пассивную восточную окраину Русской платформы.

Второй – восточный, включающий Полярный Урал, Пай-Хой, о. Новая Земля, п-в Таймыр, представлен конструктивно-деструктивным трахидолерит-пикритовым, рифтогенно-океанически-островодужно-коллизийным рядом магматических и рудных формаций и принадлежит, по-видимому, «западному» обрамлению Сибирского (Карского) кратона. В отличие от первого – Приполярноуральского, второй – Полярноуральский сегмент – имеет субширотный структурный план.

Исследование гранитоидов Центрально-Уральской мегазоны Полярного и Приполярного Урала показало, что они отчетливо разделяются на две группы (рис. 23), различающиеся особенностями вещественного состава, что проявляется как в специфике их химизма, так и в особенностях слагающих их минералов (Андреичев, 2003; Кузнецов и др., 2005).

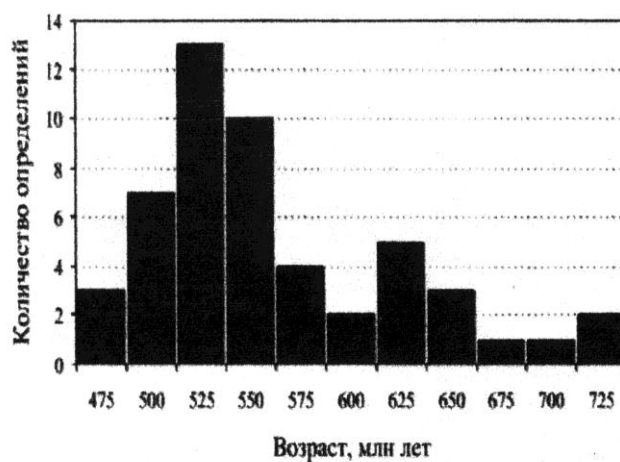
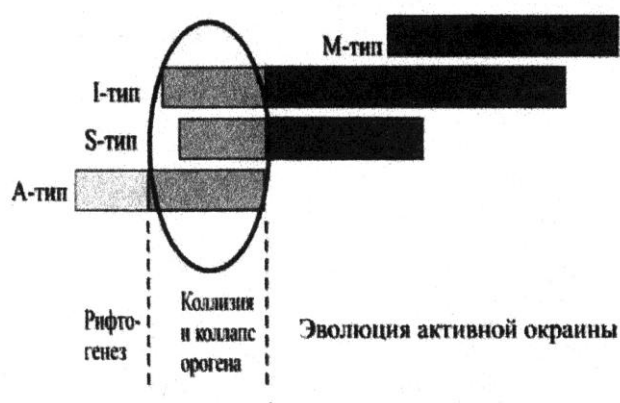


Рис. 23. Эволюция гранитоидного магматизма севера Урала (Кузнецов, 2005)



Протоуральские гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации Тимано-Уральского региона (северной части Западно-Уральской мегазоны и фундамента Печорской плиты) относятся к двум типам. Гранитоиды и вулканиты I-типа с возрастaми 695 – 510 млн лет являются показателями конвергентных геодинамических обстановок: ранние формировались в условиях активной континентальной окраины и связаны с аккреционными процессами, а становление более поздних происходило уже при континентальной коллизии. Граниты и вулканиты А-типа с изотопными возрастaми 564–498 млн лет образованы в зонах локального растяжения, возникших на фоне более значимого по масштабам конвергентного геодинамического режима (Майорова и др., 2010).

Гранитоиды первой группы (I-граниты) образуют единую серию с плавными переходами от тоналито-гранодиоритов (Лапчавожский массив и часть Гердизского массива) до лейкократовых известково-щелочных гранитов (Малдинский и Вангырский массивы) и характеризуются повышенным содержанием молибдена и вольфрама. Гранитоиды второй группы (А-граниты) представлены субщелочными лейкогранитами, типичными представителями которых являются Лемвинский, Кожимский, Народинский массивы (Месторождения..., 2001). С ними связана редкометальная минерализация, а именно иттрий, тантал, ниобий и, вероятно, горный хрусталь.

Таким образом, в пределах Уральского складчато-надвигового пояса четко фиксируется несколько этапов образования гранитоидов, с которыми может быть связано формирование кварцево-жильных образований.

Первый наиболее древний этап (1400–1350 млн лет) образования гранитоидов представлен единственным на Урале сложным по составу многофазным Бердяушским массивом рапакиви, сложенным разновозрастными гранитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами.

Второй этап формирования гранитоидов связан с кадомским орогенезом (695–498 млн лет). Протоуральские гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации Тимано-Уральского региона относятся к двум типам. Гранитоиды и вулканиты I-типа с возрастaми 695 – 510 млн лет формировались в условиях активной континентальной окраины и связаны с аккреционными процессами, а граниты и вулканиты А-типа с изотопными возрастaми 564–498 млн лет образованы в зонах локального растяжения при континентальной коллизии.

Третий этап формирования гранитоидов связан с палеозойским интрузивным магматизмом, который начинается с возраста 460 млн лет, отвечающего началу закрытия Уральского палеоокеана и активного взаимодействия океанической и континентальных плит, т. е. с момента заложения орогена. Продуктивные габбро-тоналит-гранодиоритовые комплексы образуют три четкие возрастные группы: 400-380, 365-355 и 320-290 млн лет. Магматизм, в результате которого были сформированы крупные гранитоидные массивы, начинается и до завершающих стадий сопровождается водным базитовым магматизмом, длительность которого достигает 100 млн лет.

Большинство гидротермальных месторождений Урала кварцево-жильного типа, а значит, и кварцево-жильные образования связаны с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой и гранитной формаций. Формирование таких месторождений проходит в большом диапазоне времени и, как правило, в несколько этапов, в каждом из которых выделяется по несколько стадий.

Если возраст гранитоидов, с которыми генетически связано образование кварцевых жил, современными радиологическими методами определяется относительно точно и в массовом количестве, то время образования жильного кварца и горного хрусталя, к сожалению, на современном этапе определить невозможно ввиду отсутствия метода определения абсолютного возраста по кварцу. В связи с этим приходится констатировать время образования кварцевых тел на основе определения абсолютного возраста минералов метасоматических оторочек, сопровождающих кварцевые жилы. Отсюда вся сложность проблемы решения этого вопроса и неопределенность временных взаимоотношений между кварцево-жильными образованиями разных этапов и стадиями наложенной рудной и хрусталеносной минерализаций.

Для Среднего и Южного Урала возраст кварцевых жил многими исследователями отождествляется с временем протекания ранней ( $C_1$ - $C_2$ ) и поздней ( $C_2$ - $P_1$ ) коллизий и генетически связывается с массивами гранитоидов (400-380, 365-355 и 320-290 млн лет) (Овчинников, 1968; Сазонов и др., 2001; Ферштатер и др., 2007).

О времени образования кварцевых жил Приполярного и Полярного Урала у исследователей нет единодушного мнения. Некоторые придерживаются мнения об отсутствии массивов гранитоидов палеозойского возраста и связывают образование кварцевых жил с региональными процессами метаморфизма, который действительно имел место и неоднократно.

Геохронологические данные последних лет свидетельствуют о наличии только одного этапа гранитоидного магматизма на Приполярном Урале – позднерифейско-позднекембрийского (695-498 млн лет) (Майорова и др., 2010) и двух этапов на Полярном Урале – раннедевонского (400 млн лет) и раннекаменноугольного (350 млн лет) (Андреичев и др., 2003).

Большинство исследователей считают, что формирование собственно золотой и других типов гидротермальной минерализации на севере Урала связано с неоднократно проявлявшимися гидротермально-метасоматическими процессами, наиболее продуктивным из которых был позднепалеозойский этап рудообразования (Водолазская и др., 1996; Кузнецов и др., 2005; Махлаев, 1996). Возраст золоторудной минерализации Полярного Урала, по геологическим данным и результатам изотопно-геохронологических исследований, как позднепалеозойский – К/Аг метод по серициту 240-262 млн лет, по фукситу 240 млн лет, (U-Th)/He метод по золоту 283 и 297 млн лет (Махлаев, 1996).

Следует отметить, что наличие эндогенных месторождений кварцево-жильного типа зафиксировано в вещественных комплексах архейско-раннепротерозойского, рифейско-вендского и палеозойско-раннемезозойского возрастов. В то же время, по данным многочисленных изотопно-геохимических исследований минералов-спутников рудной (вольфрамовой, золотой, молибденовой) минерализации, на уральских месторождениях кварцево-жильного типа возраст оруденений находится в пределах 410-240 млн лет, а возраст хрусталеносной минерализации колеблется около 250 млн лет.

## Глава 3

# БЕРЕЗОВСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

### 3.1. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ РАЙОНА БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Березовское месторождение — одно из крупных эксплуатируемых месторождений коренного золота в регионе, открытие и начало разработки которого в 50-х годах XVIII столетия положили начало золотой промышленности Урала. Оно и сегодня продолжает играть важную роль в минерально-сырьевом балансе золотой промышленности Уральского региона и Российской Федерации в целом (Сазонов и др., 1998, 2001).

В истории геологических исследований района Березовского месторождения можно выделить несколько этапов. Геологические исследования XVII-XIX и начала XX вв. проводились видными исследователями П. С. Палласом, Г. Розе, Р. И. Мурчисоном, А. П. Карпинским, А. А. Штукенбергом, П. П. Кротовым и др., заложившими основы современных представлений о геологии района.

В годы Советской власти в период с 1924 по 1949 гг. ведущую роль в формировании современных представлений о геологии района в целом сыграли работы Е. А. Кузнецова, А. Н. Заварицкого, Б. М. Романова, Б. И. Борсук, В. М. Сергиевского, Н. А. Штрейса, Н. М. Успенского, А. А. Пронина, И. Д. Соболева и др.. Это время характеризуется проведением геологических съемок среднего масштаба. На основе полученных материалов коллективом авторов под редакцией И. Д. Соболева в 1948 году составлена геологическая карта листа 0-41-XXV масштаба 1:200 000.

В период с 1939 по 1962 гг. весь район был покрыт геологическими съемками масштаба 1:50 000, давшими новый огромный геологический материал. На основе его обобщения коллективом авторов под редакцией И. Д. Соболева в 1962 г. была подготовлена в новой редакции и в 1967 г. издана серия геологических карт Среднего и Южного Урала, включая листы 0-41-XXV и 0-41-XXXI.

В 1982 году Г. Н. Кузовковым и др., в 1983 году Г. А. Глушковой были подготовлены к изданию и утверждены НРС Мингео СССР при ВСЕГЕИ соответственно листы 0-41-XXV и 0-41-XXXI Государственной геологической карты масштаба 1:200 000, при этом лист 0-41-XXV в 1987 году был издан. Авторы карт внесли существенные коррективы в представления о геологическом строении района изучаемой территории. Остались нерешенными ряд вопросов возраста, формационной принадлежности осадочно-вулканогенных и глубокометаморфизованных образований нижнего девона, силура, протерозоя и т. д., не составлялась карта четвертичных отложений, не затрагивались вопросы геодинамики и экологии.

В районе выполнены детальные магнито- и гравиметрические исследования (Беллавин, Вагшаль, Ниренштейн, 1970).

Поиски рудного золота и медно-кобальтового оруденения в районе проводили многие геологи. Среди них прежде всего следует назвать П. И. Кутюхина (Березовское и Шульгинское месторождения), Н. И. Бородаевского и М. Б. Бородаевскую, В. А. Захваткина, В. Ф. Казимирского, Ю. И. Берзину, Н. Н. Котыбаеву, П. С. Елсукова, Л. П. Слоцова и др. (Березовское рудное поле), Г. С. Айзенштадта, М. Я. Соломина (площадь между Шульгинским месторождением и Кремлевским рудником), С. А. Вахромеева, А. Е. Малахова, Ю. С. Соловьева (1947), А. П. Грачева, В. В. Щербакова, В. В. Маслова, М. И. Сухрокова, А. П. Наседкина, И. А. Щербака и др. (Пышминско-Ключевское рудное поле), В. А. Ниренштейна, И. Т. Поплавского, В. Н. Сазонова (Шульгинское и Березовское месторождения, Пышминское и Малоистокское рудопроявления).

К настоящему времени существует множество публикаций, посвященных особенностям геологического строения Березовского месторождения, его геохимии, петрогра-

фии, минералогии руд и вмещающих пород. В 1923-1924 гг. А. А. Смирновым была проведена геологическая съемка масштаба 1:10000 и составлена первая детальная карта с отражением промышленных даек. П. И. Кутюхиным в 1934 г. после проведения геологической съемки месторождения масштаба 1:5000 была представлена более детальная карта и выделены основные петрографические типы даек гранитоидов.

Большая работа по обобщению и систематизации накопившегося материала была проделана Н. И. и М. Б. Бородаевскими за период 1937-1947 гг. В их монографии было дано описание морфологии и состава жильных гранитоидов, изучен процесс березитизации и лиственитизации, описаны и систематизированы кварцевые жилы. За этот период работ авторы составили геологическую карту месторождения масштаба 1:10000, а также карты 1:5000 и 1:2000 для отдельных участков.

Минералогическая съемка масштаба 1: 50000 на месторождении проводилась Н. И. Кудриной в 1939 году. В это же время Н. А. Фогельманом для западного фланга Березовского рудного поля была составлена детальная геологическая карта в масштабе 1:2000. В 1952 году М. Б. Бородаевская и В. В. Хоментовский установили формационную близость золотосодержащих даек и малых интрузий, ими же была произведена работа по стратиграфическому расчленению осадочно-вулканогенных толщ района.

Геологическая съемка 1:50 000, включающая листы О41-110-Г; О41-122-Б, была проведена отрядом М. Ф. Чурсина в 1953 году. С 1959 года начато широкомасштабное структурное бурение и подземное геологическое картирование. Геофизические работы в масштабе 1:25000 были начаты В. А. Ниренштейном в 1961-м и продолжены И. Т. Поплавским в 1972 году. В 1962 году под руководством В. В. Маслова издается металлогеническая карта района масштаба 1:200000.

За период 1968-1972 гг. коллективом Березовского геолого-съемочного отряда под руководством В. М. Алешина проводилась геологическая съемка масштаба 1:50 000 на листах О-41-98-Г и О-41-110-Б, включающая и территорию Березовского рудного поля. В 1982-1984 гг. коллективом авторов (О. П. Пелешко, И. А. Субботиным и др.) проводились поисково-оценочные работы по периферийным участкам Березовского золоторудного месторождения. Ими были составлены геологические карты масштаба 1:2000 Кремлевского, Преображенского, Становлянского, Ушаковского и других участков. Н. Н. Котыбаевой в 1984 году проводились работы по уточнению геологических карт месторождения в масштабе 1:10000.

В 1989 году О. Н. Юрпаловым, Г. П. Сапожковым и др. по северной площади Березовского рудного поля произведено полное обобщение материалов, а также картографических и буровых работ, геофизических и геохимических исследований. В это же время под руководством И. А. Субботина проводилось изучение восточного фланга месторождения. Одной из последних крупных работ на месторождении является проведение в 1989-1991 гг. Г. Г. Румянцевой, Л. В. Фироновой, В. И. Генераловым и др. поисковых работ в пределах глубоких горизонтов и на флангах Березовского золоторудного месторождения.

На месторождении проводились многочисленные тематические работы и научные исследования различных направлений. В 1969 году Б. В. Чесноковым и В. И. Поповой проведены работы по минералогическому картированию глубоких горизонтов Березовского месторождения, а в 1971 году В. А. Попов исследует онтогению кварца из кварцевых жил рудного поля. Сотрудники ЦНИГРИ С. Д. Шер и Х. Х. Лайпанова в 1971 году при изучении минерало-петрографических и геохимических особенностей гидротермальных метасоматитов Березовского золоторудного месторождения установили связь процессов лиственитизации и березитизации с оруденением. И. Т. Самарцев, В. А. Захваткин и В. Ф. Бирюков в 1972 году выделили геологические факторы локализации золотого оруденения в пределах Березовского месторождения.

В 1973 году Б. В. Чесноковым установлены горизонтальная и вертикальная зональности месторождения, обусловленные температурным полем, контролируемым Шарташской интрузией. Геохимическая и рудная зональность была подтверждена и в последую-

щих работах И. Т. Самарцева, В. А. Захваткина, В. Ф. Казимирского (1973); В. Н. Сазонова (1975, 1984, 1998). Метасоматическая зональность рудного поля рассматривалась в многочисленных публикациях В. Н. Сазонова, Э. М. Спиридонова и ряда других ученых.

Большое количество работ посвящено оценке физико-химических условий формирования месторождения. Первые исследования флюидных включений в кварце Березовского месторождения были проведены Л. И. Колтуном в 1957 г. В 70-х годах Г. Н. Вертушковым, Ю. А. Соколовым и В. А. Поповым выполнена большая работа по изучению состава газовой-жидких включений в минералах Березовского рудного поля. На закономерное уменьшение температуры образования рудного кварца в направлении с юга на север обращалось внимание в публикациях И. Т. Самарцева (1973), В. В. Мурзина (1987), В. Н. Сазонова (1984, 1997, 1999). В 1998 году группой ученых московской школы И. А. Бакшеевым, В. Ю. Прокофьевым, В. И. Устиновым на основании термобарогеохимических и изотопных исследований установлено две генерации флюидов, ответственных за формирование жильного кварца.

В 1972-1975 гг. В. В. Бабенко были детально исследованы кинематика тектонических движений при формировании структур Березовского рудного поля и влияние формы разломов, вмещающих рудоносные дайки, на размещение лестничных жил и золото-серебряного оруденения в них.

Большой вклад в изучение минералогии зоны окисления Березовского месторождения внесен А. Ф. Бушмакиным. Дальнейшая работа по этой теме была продолжена Д. А. Клейменовым. Им изучался вещественный состав, условия формирования и перспективы использования зоны окисления Березовского золоторудного месторождения.

Одними из последних научно-исследовательских работ, связанных с данным районом, являются диссертация О. В. Викентьевой (2000), посвященная минералогическо-геохимической зональности и условиям образования Березовского золоторудного месторождения, и диссертация А. М. Юминова «Типы и условия образования пироксилитовой минерализации на Березовском золоторудном поле (Средний Урал)» (2001).

Березовское золоторудное месторождение продолжает и сейчас привлекать внимание исследователей как уникальный золоторудный и минералогический объект.

Авторами монографии в разные годы были опубликованы монографии и научные статьи, в которых в той или иной степени рассмотрены различные проблемы генезиса Березовского золоторудного месторождения. Приведем некоторые из них.

### **Монографии:**

Золотооруденение Екатеринбургского геологического полигона / В. Н. Сазонов, В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов, С. Г. Суставов, В. В. Григорьев. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1997. – 226 с.

Месторождения золота Урала: научное издание (второе, исправленное и дополненное) / В. Н. Сазонов, В. Н. Огородников, В. А. Коротеев, Ю. А. Поленов. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2001. – 622 с.

Авдонин В. Н., Поленов Ю. А. Очерки об уральских минералах: научное издание. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2002. – 412 с.

Поленов Ю.А. Эндогенные кварцево-жильные образования Урала: научное издание. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2008. – 269 с.

Минералогия шовных зон Урала / В. А. Коротеев, В. Н. Огородников, В. Н. Сазонов, Ю. А. Поленов. – Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2010. – 416 с.

Золоторудная, редкометальная и хрусталеносная минерализации месторождений Урала кварцево-жильного типа / В. Н. Огородников, В. А. Коротеев, Ю. А. Поленов, В. В. Бабенко, А. Н. Савичев. – Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2014. – 300 с.

#### **Статьи:**

Бабенко В. В. О рудоконтролирующих деформациях Березовского месторождения // Изв. вузов. Горный журнал. – 1975. – № 10.

Бабенко В. В. Структурные условия и зональность оруденения Березовского месторождения (Урал) // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1978. – № 10. – С. 114-126.

Бабенко В. В., Боголепов В. Г. Особенности картирования площадных и локальных метасоматитов березит-лиственитовой формации в связи с оценкой рудоносности объектов // Картирование метасоматических образований Урала. – Свердловск: УрО АН СССР, 1988. – С. 130-137.

РЗЭ в колонках пропилитизации, альбитизации, эйситизации и березитизации-лиственитизации пород различной кислотности: эволюция распределения, причины и практическое значение / В. Н. Сазонов, О. В. Викентьева, В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов и др. // Литосфера. – 2006. – № 3. – С. 108-124.

Проблема совмещенности вольфрамовых, золоторудных и хрусталеносных кварцевых образований Урала: теория и практические следствия / В. А. Коротеев, В. Н. Огородников, В. Н. Сазонов, Ю. А. Поленов // ДАН. – 2008. – Том 421, № 1. – С. 1-5.

Шовные зоны Урала как интегральные перспективные рудоносные тектонические структуры / В. А. Коротеев, В. Н. Огородников, В. Н. Сазонов, Ю. А. Поленов // Геология рудных месторождений. – 2009. – Том 51, № 2. – С. 107-124.

Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Поленов Ю. А. Пирит собственно золоторудных и кварцево-жильных хрусталеносных месторождений: эволюция габитуса кристаллов и ее значение для стадий геолого-разведочных и эксплуатационных работ и прогнозирования // Горно-геологический журнал. Житикара, Респ. Казахстан. – 2009. – № 3-4 (19-20). – С. 26-39.

Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Сазонов В. Н. Уральские раннеколлизийные кварцевые жилы // Известия УГГУ. – 2011. – Вып. 25-26. – С. 22-34.

Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Бабенко В. В. Генетическая роль Шарташского массива адамеллитов в формировании Березовского золоторудного месторождения // Геология и минерально-сырьевые ресурсы России. – 2013. – № 4(16). – С. 79-86.

Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Савичев А. Н. Редкоземельные элементы в кварцево-жильных образованиях Урала и их индикаторная роль // Литосфера. – 2013. – № 2. – С. 105-119.

Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Бабенко В. В. Березовское золоторудное месторождение кварцево-жильного типа – классический объект полихронного и полигенного генезиса // Литосфера. – 2013. – № 6. – С. 39-53.

Рапопорт М. С., Бабенко В. В., Боголепов В. Г. Березовское золоторудное месторождение // Горный журнал. Уральское горное обозрение. – Екатеринбург. – 1994. – № 6. – С. 94-98.

### **3.2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Разрез рудного поля, по данным В. М. Алешина, И. С. Биянова, Д. С. Вагшала и др. (1972), (Бабенко, 1975), сложен вулканогенно-осадочными породами, условно относимыми к силуру, в которых выделяются ландоверийский и венлокский ярусы. Принадлежат эти толщи к аспидной, базальтовой и кремнистой формациям, возникшим в геотектонической обстановке океанического спрединга. Аспидная формация представлена породами ландовери. Распространена она незначительно. Породы ландовери обнажаются в южной части (рис. 24) и отделяют южный пластообразный массив гипербазитов от северного. Это углисто-кремнистые, углисто-кварцевые филлитизированные сланцы. Мощность более 200 м.



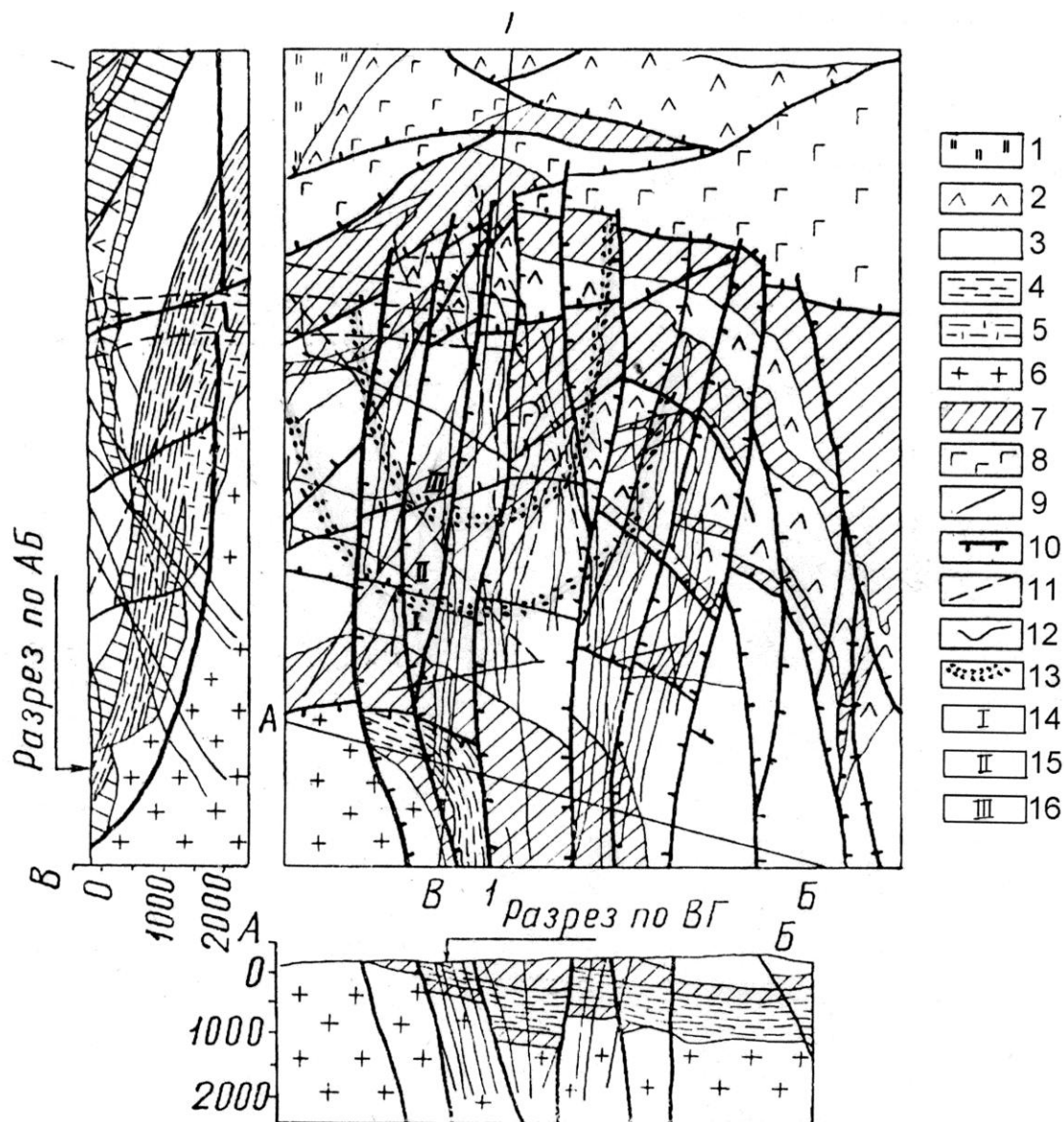


Рис. 24. Геологическая схема Березовского рудного поля (Бабенко, 1975):

- 1 – углисто-кремнистые, кремнисто-глинистые породы; 2 – афириты базальтовые, диабазы тонкозернистые;  
 3 – афириты базальтовые, вариолиты, туфогравелиты, туфопесчаники, зеленые сланцы;  
 4 – углисто-кварцевые, серицит-кварцевые сланцы; 5 – плагиогнейсы и гнейсы биотитовые и роговообманково-биотитовые; 6 – граниты среднезернистые, биотитовые; 7 – серпентиниты и тальково-карбонатные породы; 8 – габбро; 9 – дайки гранитоидов; 10 – додайковые тектонические нарушения; 11 – последайковые тектонические нарушения; 12 – границы пород; 13 – границы минеральных ассоциаций полиметаллической формации; 14 – анкерит-кварцевой; 15 – пирит-кварцевой; 16 – полиметаллической и карбонатной

Отложения венлокского яруса принадлежат к базальтовой формации. Они делятся на нижний и верхний подъяруса. Породы нижнего подъяруса обнажаются широкой дугообразной полосой в центральной части карты. Выделяются туфопесчаники, туффиты, вулканиты с вариолитовыми микроструктурами, а выше туффиты, туфопесчаники, чередующиеся с туфогравелитами, базальтовыми афиритами. Мощность 800-850 м. Верхний подъярус – диабазовая толща – тесно ассоциирует с мелкими телами серпентинитов. Породы подъяруса распространены в северной и восточной половинах карты. Мощность 250-300 м.

Кремнистая формация – это породы верхнего силура (условно), которые обнажаются на северо-востоке (см. рис. 24) и согласно перекрывают отложения верхнего венлока. Они сложены углисто-кремнистыми сланцами, глинисто-кремнистыми породами, ар-

гиллитами, алевролитами. Породы слабо метаморфизованы. Мощность формации не менее 300 м.

Субвулканические образования базальтовой формации средне-, верхнедевонского возраста относятся к габбро-диабазам. В центральной части поля залегает кососекущее по отношению к сланцеватости вмещающих пород тело, имеющее ограниченную вертикальную мощность.

Широко распространены интрузивные породы, они относятся к трем формациям: дунит-гарцбургитовой, габбровой и тоналит-гранодиоритовой.

К дунит-гарцбургитовой формации океанического спрединга принадлежат Шарташский и Пышминско-Березовский гипербазитовые массивы, условно относимые к силуру. Они слагаются серпентинитами, тальково-карбонатными породами. Пышминско-Березовский массив охватывает полукольцом с севера и востока рудное поле, а Шарташский окаймляет его с юга. Шарташский массив представлен двумя параллельными телами мощностью от 70 до 260 м, залегающими согласно с породами ландоверийского яруса и отделяющими их от пород венлока. Пышминско-Березовский массив ограничен с севера интрузией габбро, а с юга диабазам венлока. Он представляет собой тело, падающее на север под углом 40-45°. Контакт гипербазитов с вмещающими породами рассланцован. Апофиза массива, секущая отложения венлока в виде пластообразного тела с пологим падением к юго-западу, прослеживается в северо-восточной части рудного поля. Мощность тела меняется от 200 до 70 м.

По нашему мнению, эти два массива представляют собой единое образование. И Шарташский массив следует рассматривать как продолжение апофизы Пышминско-Березовского массива.

Габбровая формация представлена Пышминско-Березовским массивом габбро. Это пластообразное тело мощностью 600-800 м, падающее на север под углом 40°, примыкает к описанному массиву гипербазитов с севера. На контакте их наблюдается послойное чередование серпентинитов с полосчатым среднезернистым габбро. Возраст габбро по аналогии с более северными районами определен как нижнедевонский.

В пределах рудного поля выделяются дайки основного и кислого составов.

Дайки основного состава принадлежат к габбровой формации: габбро, габбро-диабазы и жильные диабазы тяготеют к Пышминско-Березовскому массиву, а также распространены среди эффузивов базальтового состава. Для даек габбро характерно простирание, близкое к широтному, и северное падение под углом 60-80°, мощность их от 1-2 до 30-40 м. Дайки габбро-диабазов и жильных диабазов более распространены. Большинство их имеет субмеридиональное простирание: мощность от 5 до 50 м. Эти образования принадлежат к геотектонической обстановке океанического спрединга формирования рудного поля.

Дайки кислого состава относятся к тоналит-гранодиоритовой формации  $S_1-P$  и являются продуктами коллизионной геотектонической обстановки. По данным геологов Березовского рудника, они разделяются на шесть разновозрастных серий, образующих два пояса: западный, падающий на восток, и восточный, падающий на запад (см. рис. 24, разрез АБ). По мнению Н. И. и М. Б. Бородаевских, В. В. Хоментовского, В. М. Алешина и др., дайки рудного поля не имеют прямой связи с Шарташскими гранитами, по мнению И. Т. Самарцева (Самарцева, 1970) и Р. С. Куруленко (Куруленко и др., 1966), дайки – это производные глубинных частей Шарташского гранитного массива. Дайки прорывают все породы Березовского рудного поля.

Дайки вмещают лестничные жилы в оторочке березитов, ориентированные по нормали к зальбандам даек. Кроме лестничных, на месторождении развиты красичные жилы в оторочке лиственитов. Они представляют собой разности лестничных жил, вышедших за пределы даек во вмещающие их породы или же не имеющих непосредственной связи с жилами даек.

Складчатые структуры рудного поля определяются Шарташской гранитной интрузией, образующей ядро брахиантиклинали; рудное поле расположено на северном замыкании этой складки. Вулканогенно-осадочные породы падают подобно контакту гранитов (см. рис. 24, разрез ВГ). Местами в венлокских отложениях встречаются более мелкие крутые складки, вероятно, приразрывного типа.

В рудном поле интенсивно развиты разрывные нарушения. Наиболее крупные из них образуют Пышминско-Березовскую тектоническую зону, проходящую широтно в северной части района. Она фиксируется массивами гипербазитов и габбро.

Главным структурообразующим элементом рудного поля является, как нам представляется (Бабенко, 1975, 1978), грабен, образованный меридиональными долгоживущими разломами. Эти разломы обуславливают выступы рельефа кровли Шарташского массива на карте В. А. Ниренштейна и Д. С. Вагшала (Белавин и др., 1970), фиксирующиеся ориентировкой аномалий магнитных минералов, часто коленообразными перегибами, кулисным выклиниванием даек гранитоидов рудного поля и прямолинейными контактами габбро-диабазов и гипербазитов. Эти долгоживущие нарушения были заложены в средне-, верхне-девонское время, когда широтное сжатие в рудном поле, имевшее место в нижнем девоне, сменилось растяжением. Формирование разломов сопровождалось сбросовыми перемещениями, в результате чего центральный блок гранитов и вулканогенно-осадочных пород рудного поля оказался опущенным на глубину 500-600 м (см. рис. 24, разрез АВ). Описанные выше две свиты даек гранитоидов согласны с ограничением грабена.

Результаты геолого-структурных построений подтверждаются результатами тектонофизического анализа поля Березовского золоторудного месторождения (Кадышева, 2012). Зона промышленного оруденения рудного поля характеризуется режимом растяжения, невысоким уровнем положительной дилатации (зоны разуплотнения, проницаемости геологической среды) и небольшими значениями ее горизонтального градиента, что является благоприятными факторами для образования месторождений данного генетического типа (Кадышева, 2012).

Изучение характера деформирования геологической среды в пределах Березовского рудного поля было выполнено на основе результатов тектонофизического анализа аномалий поля силы тяжести района г. Екатеринбурга. Изучение результатов тектонофизического анализа (рис. 25) показало, что в южной и центральной частях Березовского рудного поля главные значения тензора деформации ( $e_1$ ) и ( $e_2$ ) представляют собой растяжения, причем первое главное направление, вдоль которого действует наибольшее растяжение ( $e_1$ ), имеет преимущественно северо-северо-восточное направление. Главные значения ( $e_1$ ) и ( $e_2$ ) здесь сопоставимы по величине.

В северо-северо-восточном направлении происходит и плавное уменьшение обоих главных значений тензора деформации. Северная часть рудного поля характеризуется в основном небольшими по величине деформациями растяжения по обоим главным направлениям, которые имеют северо-восточное и северо-западное направления. Область растяжения по двум главным направлениям оконтурена с востока, юга и запада узкой (до 1,5 км ширины) зоной, в пределах которой при сохранении ориентировок главных направлений второе главное значение тензора деформаций много меньше первого. Но оба главных значения деформации являются растяжениями. На юге область растяжения разделяется на две части - юго-западного и юго-восточного направлений.

Контур, охватывающий все рудники, шахты и выработанные дайки, близок к окружности диаметром 7,0 км с центром вблизи шахты им. Ленина. В контур входят все красичные жилы; южнее их нет. Величина дилатации в пределах контура, охватывающего промышленное золотое оруденение, заключена в интервале 0-80 условных единиц. Таким образом, отложение золота происходило в области умеренно низких значений деформации геологической среды, наиболее благоприятной для рудоотложения низкой деформации, так как в обстановке сильной проницаемости не создается условий для отложения рудной компоненты (тектонофизический анализ Естюнинского железорудного месторождения (Филатов, 1990)).

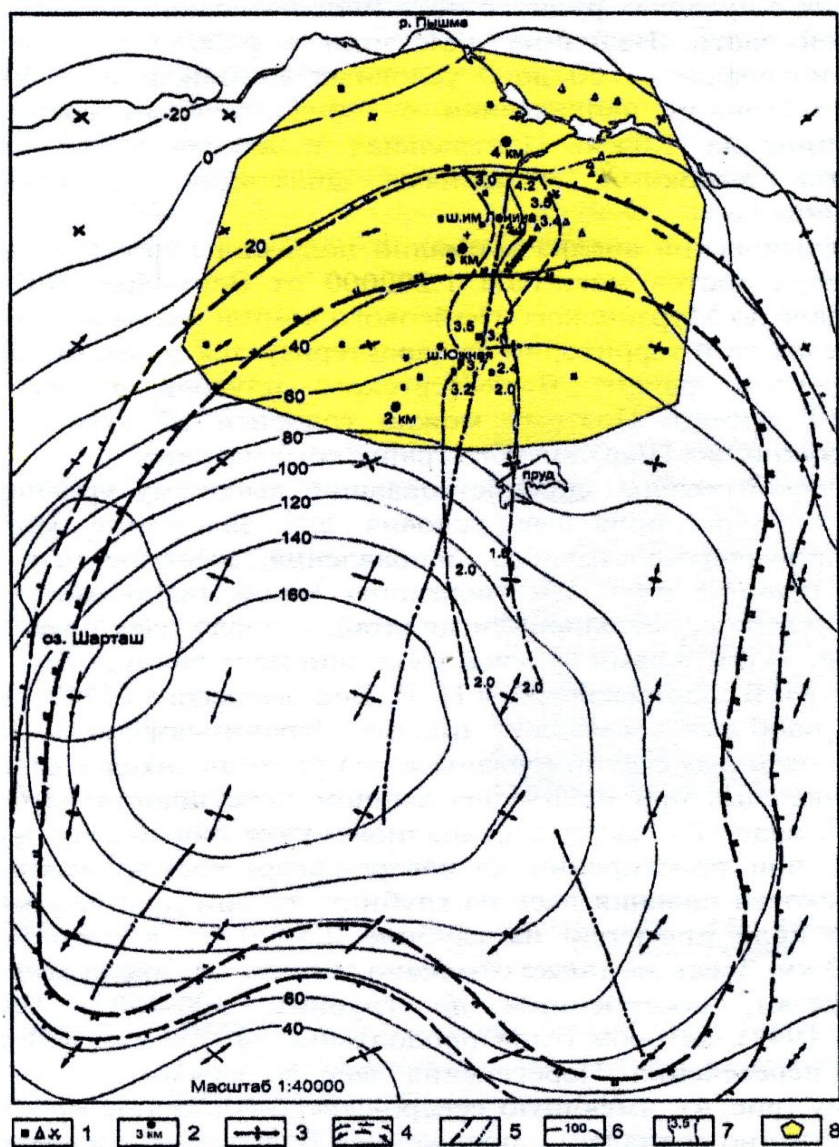


Рис. 25. Схема результатов тектонофизического анализа гравитационных данных по Берзовскому рудному полю (Кадышева, 2012):

- 1 – шахты, рудники; 2 – глубина кровли гранитов по геофизическим данным (в км);
- 3 – направление растяжения (со стрелками) и сжатия (без стрелки); 4 – контур зоны площадного растяжения (два штриха) и одностороннего растяжения (один штрих); 5 – оси зоны площадного растяжения первого порядка (одна точка) и второго порядка (две точки); 6 – изолинии дилатации (в условных единицах);
- 7 – контур зоны пересечения даек с указанием глубин пересечения (в км);
- 8 – контур зоны промышленного золотого оруденения Берзовского рудного поля

Результаты геологической интерпретации данных тектонофизического анализа позволили выявить некоторые особенности поля деформации золоторудного месторождения, связанного с гранитоидным массивом, которые можно рассматривать в качестве признаков или критериев для прогнозирования перспективных площадей на оруденение данного типа. Перспективная площадь должна характеризоваться режимом растяжения; находиться на периферии области высоких значений положительной дилатации\*; характеризоваться невысоким уровнем положительной дилатации, меньшим 100 условных единиц; должен быть стабильный режим деформации с низким градиентом дилатации: 12-15 условных единиц на 1,0 км (Кадышева, 2012).

\* Дилатация – это комплексный показатель, позволяющий оценить объемную деформацию геологической среды, которая связана прямой зависимостью с прочностью пород и обратно пропорциональна плотности пород.

Таким образом, Березовское рудное поле занимает следующую геологическую позицию: рудное поле в тектоническом отношении приурочено к грабену, образованному долгоживущими разломами, меридионального простираия. Северной и верхней границей рудного поля являются гипербазиты и габбро Пышминско-Березовского массива; южной – граниты Шарташского массива, нижней, вероятно, плагиогнейсы и гнейсы протеропалеозойского возраста. Месторождение приурочено к толще пород венлокского и ландоверийского возраста, что определяется соотношениями физико-механических свойств вмещающих пород и даек. Они должны обладать контрастными свойствами (Бородаевские, 1963), а вмещающие породы независимо от пластичности – умеренной и низкой прочностью (Самарцев и др., 1974).

Породы венлокского яруса обладают умеренной прочностью, ландоверийского – низкой. Подстилающие их плагиогнейсы и гнейсы, по-видимому, имеют низкую пластичность и высокую прочность, т. е. неблагоприятны для образования жил. Кроме того, по данным Р. О. Берзона, золотые проявления на Урале локализуются в породах в основном эленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фаций метаморфизма, в то время как в породах гнейсовой фации они отсутствуют вообще. Поэтому можно считать, что контакт ландоверийских пород с гнейсами является нижней границей рудного поля.

Березовское рудное поле сформировалось в результате сложных и продолжительных геологических процессов (Поленов и др., 2013). Тем не менее образование золотоносных кварцевых жил Березовского месторождения связано практически только с длительными процессами ранней коллизии и при всем разнообразии по морфологии и структурному положению представлены в подавляющем большинстве кварцевыми жилами выполнения (Поленов, 2013).

### 3.3. КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

Многочисленные и разнообразные по минеральному составу и условиям залегания кварцевые жилы Березовского золоторудного месторождения в процессе долголетнего изучения и отработки детально исследованы и классифицированы. Устоявшиеся представления о типизации кварцевых жил месторождения весьма утилитарны и не отличаются значительными разногласиями.

П. И. Кутюхин выделил на площади Березовского рудного поля два генетических типа оруденения – вольфрамовое и золотоносное, для которых характерны свои типы кварцевых жил: для вольфрамовой рудной формации – **кварцево-турмалино-шеелитовые** жилы, а для золотоносной рудной формации – **кварцево-карбонатно-сульфидные** жилы. П. И. Кутюхин выделенные группы жил рассматривает как самостоятельные **генетические типы** (Кутюхин, 1938, 1939, 1948; Золоторуденение..., 1997; Золоторудные ..., 2014).

Н. И. Бородаевский и М. Б. Бородаевская (1947) по наиболее распространенным ассоциациям рудных и жильных минералов подразделили кварцевые жилы Березовского рудного поля на жилы **шеелитоносной** (кварцево-турмалиновой) и **золотоносной** (полиметаллической) **формаций**.

На площади Березовского рудного поля ограниченное распространение имеют **пирофиллитсодержащие кварцевые** жилы. Упоминания о таких жилах имеются в работах П. И. Кутюхина (Кутюхин, 1948), В. Н. Сазонова и др. (Сазонов и др., 2001). Более детально пирофиллитсодержащие кварцевые прожилки разобраны в работе А. М. Юминова (Юминов, 2001).

Кроме кварца, который является главным минералом кварцевых жил, на Березовском месторождении известно 136 минералов (Березовское ..., 2005), которые практически все в той или иной мере связаны с кварцевыми жилами. Жилообразование на месторождении охватывает более широкий возрастной диапазон, нежели формирование вольфрамовой и золотой минерализаций, которые либо связаны с определенным типом кварцевых жил,

либо являются наложенными на все ранее сформировавшиеся кварцевые жилы. Ввиду многостадийности формирования жил возникают сложности генетической интерпретации минерализации и их связи с конкретным типом кварцевых жил. В связи с этим нахождение в кварцевых жилах отдельных минералов (шеелит, турмалин и т. д.) не может быть основанием для безусловного отнесения жил к определенному их типу или формации, поскольку на месторождении выделено по несколько генераций для многих минералов.

За длительный период дальнейших работ на месторождении не выделены кварцевые объекты других типов. Несмотря на кажущую простоту классификации кварцевых жил Березовского золоторудного месторождения, остаются спорными многие вопросы геологического строения месторождения, в том числе и проблема генезиса кварцевых жил и связанных с ними вольфрамовой и золотой минерализаций.

Разделение кварцевых жил Березовского месторождения на три формации: шеелитоносную (кварцево-турмалиновую), золотоносную (кварцево-карбонатно-сульфидную) и пиропиллитсодержащую (пиропиллит-турмалин-кварцевую) – признано большинством исследователей месторождения и прочно укоренилось в производственной практике.

Полевые наблюдения авторов статьи не дают оснований для сомнений в выводах предшественников. Однако новые результаты многочисленных изучений минералов месторождения такими методами исследований, опубликованные в открытой печати, и большой фактический материал, собранный авторами при полевых и лабораторных исследованиях, по изучению кварцево-жилных образований кварцевых и золоторудных месторождений Урала позволяют предложить некоторые новые подходы к интерпретации генезиса кварцевых жил и закономерностей их размещения на площади месторождения.

### **3.3.1. Жилы шеелитоносной (кварцево-турмалиновой) формации**

Березовское месторождение вольфрама открыто в совместном маршруте П. И. Кутюхиным и Н. И. Бородаевским (Кутюхин, 1939), проводившими в 1937 г. исследование западной части Березовского золоторудного месторождения, где ранее были известны выходы и развалы кварцевых жил, которые не разрабатывались вследствие их слабой золотоносности. При осмотре этих жил в них был обнаружен шеелит в виде крупных концентраций. Кварцевые жилы шеелитоносной формации (кварцево-турмалино-шеелитовые) описаны и детально изучены в пределах шахтного поля Шеелитового рудника, которое было полностью отработано в 40-50-х годах прошлого столетия. В настоящее время достоверная геологическая информация о выделенных П. И. Кутюхиным и Н. И. Бородаевским кварцевых жилах вольфрамовой формации сохранилась только в геологических отчетах и публикациях.

Кварцевые жилы шеелитоносной формации на Березовском месторождении встречаются только в южной его части, где они образуют зону, прилегающую с севера к Шарташскому гранитному массиву (см. рис. 24) (Кутюхин, 1948; Самарцев и др., 1970). Шеелитоносные жилы Березовского месторождения залегают обычно в туфогенных сланцах или зеленокаменных породах. Контакты этих пород с жилами резкие, причем во многих случаях наблюдается сильное расщепление, параллельное стенкам. Изменения вмещающих пород выражены слабо и характеризуются окварцеванием. Мощность жил изменяется от 0,1-0,5 до 1,5-2,0 м в раздувах, в среднем составляя 0,4-0,5 м. Им свойственны северо-запад-западное простирание и пологое падение (угол 30-60°) к северу или северо-востоку, а также более или менее значительная – от сотен метров до 2,5 км – протяженность. По наблюдениям, на Шеелитовом руднике турмалин-шеелит-кварцевые жилы пересекаются кварцево-золото-сульфидными жилами (рис. 26), имея всегда одинаковое простирание, но differing по углу падения (Бородаевский, 1947; Кутюхин, 1939).

Минеральный состав кварц-турмалиновых жил не особенно разнообразен. Главными минералами являются кварц, шеелит и турмалин, второстепенными – анкерит, мусковит и сульфиды (преимущественно пирит). Эталоном жилы шеелитоносной формации



является кварцевая жила № 1, пространственно тяготеющая к плагиосиенит-порфировой дайке Ост. Жила детально изучена и описана П. И. Кутюхиным (Кутюхин, 1939). Жила № 1 прослежена по простиранию на расстояние свыше 1500 м (рис. 27). Она приурочена к мощной тектонической зоне, по которой еще до рудообразования имели место явления перемещений, на что указывают параллельно ей рассланцованные вмещающие породы.

Рис. 26. Шеелитоносная жила 1, дайка Ост и прожилки кварцево-колчеданной формации. Березовский шеелитовый рудник (зарисовка забоя) (Бородаевские, 1947):

Ту – туффыты; уф – плагиогранит-порфир (дайка Ост);  
 ус – рассланцованный плагиосиенит-порфир;  
 м – милониты; О<sub>с</sub> – шеелитоносный кварц;  
 черное – золотоносные прожилки

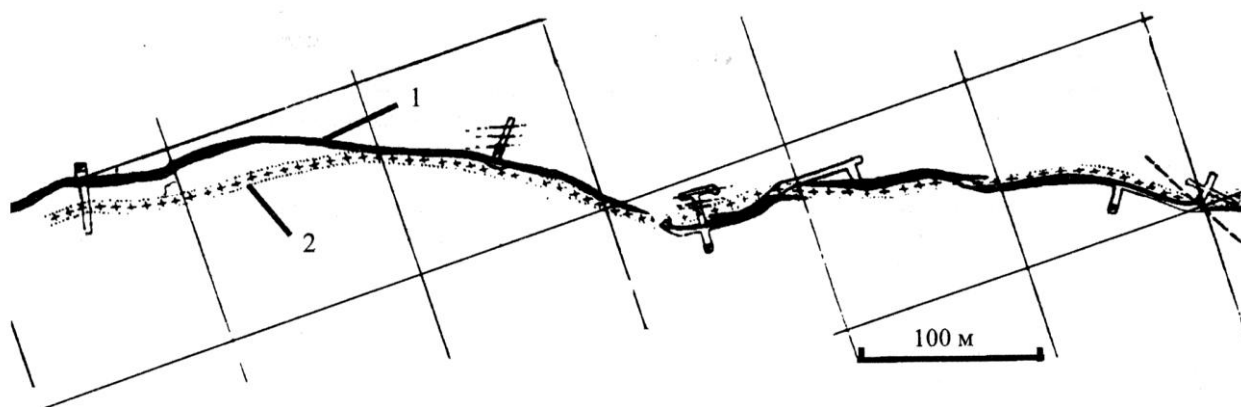
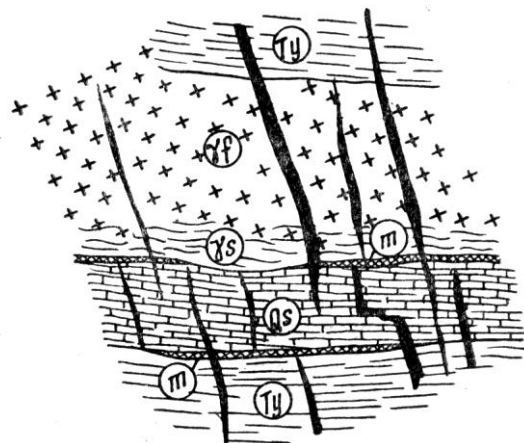


Рис. 27. Характер соотношения шеелитоносной кварцевой жилы № 1 с дайкой Ост (пояснения в тексте) (Кутюхин, 1939):  
 1 – кварцевые жилы; 2 – дайка плагиосиенит-порфира

Пространственно жила совпадает в своей центральной части с дайкой Ост. Дайка в месте совместного залегания с жилой имеет почти те же элементы залегания, то есть близкое к широтному простирание и пологое (35-45°) падение на север. На протяжении свыше 600 м жила то непосредственно залегает в лежачем или висячем боках дайки, то отклоняется от нее на 2-3 м. В шахте № 2 в конце восточного штрека жила и дайка резко изменяют свои направления. Первая отклоняется к юго-востоку, вторая – к северо-востоку. В западной части, в районе шахты № 2 шурфа № 3, дайка Ост залегает с висячей стороны жилы примерно к югу от нее в 10-20 м и имеет согласные с нею простирание и падение (см. рис. 27). Далее на запад дайка и жила расходятся на более значительное расстояние, причем дайка отклоняется к югу, а простирание жилы остается неизменным. Жила имеет плитчатое строение, которое особенно хорошо выражено у разобренных частей ее. В жиле много параллельных с общим направлением жилы прослоев тонкорассланцованной вмещающей породы. Следует отметить довольно спокойный и выдержанный характер жилы, отсутствие резких пережимов и раздувов. Всегда наблюдается постепенное, плавное изменение мощности. Границы с вмещающими породами резкие, а в зальбандах жилы почти всегда имеется слой (от 5 до 15 см) глины с обломками кварца и боко-

вой породы, свидетельствующий о небольших подвижках, происходивших в плоскости жилы. Разлистование кварца, по данным П. И. Кутюхина, объясняется метасоматическим замещением вмещающих пород кварцем.

Шеелитоносные жилы, по наблюдениям П. И. Кутюхина (Кутюхин, 1939), сложены серым мелкозернистым и крупнозернистым кварцем. Отличительным и в высшей степени характерным признаком кварца этих жил является его плитчатое сложение в краевых частях жил (рис. 28), которое обусловлено наличием многочисленных параллельных стенкам жилы трещин отдельности в кварце, выстланных серицитом. Обычно со стороны висячего бока наблюдается очень тонкоплитчатое, иногда сланцеватое строение, а в лежащем боку – менее совершенное грубоплитчатое или массивное. Массивные и плитчатые участки чередуются также и по простиранию, и по падению жил, причем замечено, что массивный кварц приурочивается к местам перегибов, где возникают раздувы. Кварц зальбандов жил плитчатого, реже массивного сложения ассоциирует с зеленоватым или зеленовато-серым шеелитом (Бородаевский, 1947; Кутюхин, 1939).

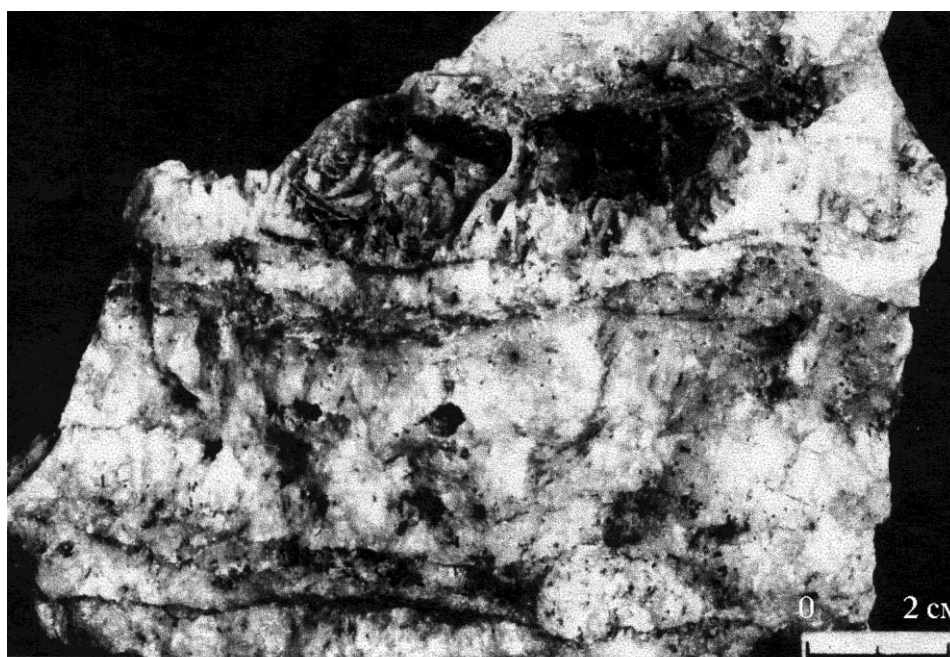


Рис. 28. Метасоматический кварц с параллельными следами плоскостей отдельности и ячейками от выпавшего шеелита (Кутюхин, 1939)

Молочно-белый крупнозернистый кварц совместно с анкеритом и турмалином заполняет центральные части жил. Для него типичны опалесценция и «масляный» блеск. Кварц крупно- и гигантозернистый, молочно-белый, иногда имеет друзовое строение с кристаллами горного хрусталя до 5 см длиной. Местами наблюдаются узкие полоски, параллельные зальбандам, сложенные мелкокристаллическим полупрозрачным кварцем, представляющим, очевидно, более позднюю генерацию. Редкая мелкая вкрапленность шеелита наблюдается почти на всем протяжении жилы, повышенное содержание – на отдельных коротких участках. Шеелит обладает обычной для него окраской различных оттенков – от почти бесцветного или светло-желтого до медово-желтого и буро-желтого (Колтун, 1957).

Первоначальный молочно-белый «масляный» кварц переполнен массой мелких микроскопических включений. Включения эти довольно разнообразны как в отношении объемов фаз, так и по их количеству, что свидетельствует о разнообразии растворов, действовавших в процессе отложения и переработки жильного кварца в течение длительного периода формирования жил. Для этого кварца характерны существенно газовые включения с постоянным соотношением фаз. Газ занимает в них примерно 70 – 65 % и жидкость



35 – 30 %. Включения эти гомогенизируются при температуре 420 – 370 °С. Растворы, из которых происходило отложение кварца, находились в газовом состоянии, и температура их была значительно выше 420 °С, что подтверждается нахождением в кварце наиболее ранних «сухих» газовых включений.

Полупрозрачный зернистый кварц и анкерит встречаются совместно со слоистым жильным кварцем, заполняя центральные части жил. Этот кварц, так же как и слоистый жильный кварц, переполнен массой включений, среди которых выделяются жидкие двухфазовые и трехфазовые сложные включения с жидкой углекислотой. Газовые разновидности в полупрозрачном зернистом кварце отсутствуют. Первичными для полупрозрачного жильного кварца, являются жидкие двухфазовые включения, гомогенизирующиеся при температурах 270-170 °С. Жидкие включения более низких температур гомогенизации характеризуют позднюю стадию минералообразования, в течение которой происходило отложение некоторого количества жильного кварца, кристаллов кварца в мелких пустотах и сульфидов.

Рассматривая все включения в слоистом жильном кварце, можно прийти к выводу, что образование его происходило в два этапа: этап действия газовых растворов, из которых отложилось лишь несколько ранних слоев кварца (2-3 слоя), и этап гидротермальный, последовавший после пневматолитового, когда отложилась остальная часть слоистого кварца, весь полупрозрачный зернистый кварц, заполняющий центральные части жил, а также сопутствующие ему анкерит и турмалин (Колтун, 1957).

Шеелит чаще всего встречается в форме зернистых агрегатов в висячем или лежащем боках жил и приурочен к плоскостям разлистования кварца. Зернистые агрегаты с неровными границами имеют вид коротких полосок и линзочек. Размеры зернистых агрегатов и вкрапленников шеелита колеблются в широких пределах – от 0,1 мм до 5-10 см (рис. 29). Довольно обычный случай, когда отдельные полоски агрегатов шеелита при толщине 4-6 мм прослеживаются с небольшими перерывами на расстоянии 5-6 м. Иногда встречается шеелит в виде кристаллов бипирамидальной формы величиной от 0,5 до 2 см. Шеелит имеет серовато-зеленый цвет, реже белый или серовато-белый (Кутюхин, 1939).

Рис. 29. Фрагмент шеелит-кварцевой жилы.  
Мощность 25 см. Шеелитовый рудник  
(Клейменов и др., 2005):  
1 – светло-желтый шеелит;  
2 – крупнозернистый кварц



Более редко наблюдался шеелит желтовато-бурой окраски, совершенно аналогичной шеелиту в лестничных жилах золотоносной формации. Желтовато-бурый шеелит всегда вкраплен в тонкие (2-3 см), секущие плитчатый кварц жилки кварца более поздней генерации. В результате тщательного исследования штучков шеелитовых руд этого типа жил отчетливо устанавливается более раннее выделение серого шеелита по отношению к турмалину.

В 1939 г. инженер К. В. Мокрушин передал в Уральский геологический музей друзу из кристаллов шеелита, обнаруженную им в верхних горизонтах месторождения при разведочных работах. Эта друза из Кедровского месторождения детально описана Г. Н. Вертушковым (1948) (рис. 30). Кристаллы шеелита в этой друзе поражают своей величиной, достигая по оси до 8 см длины, и причудливым расположением друг относительно друга.

Ассоциация минералов в друзе и их взаимоотношения проливают некоторый свет на условия формирования всего месторождения (Вертушков, 1948).

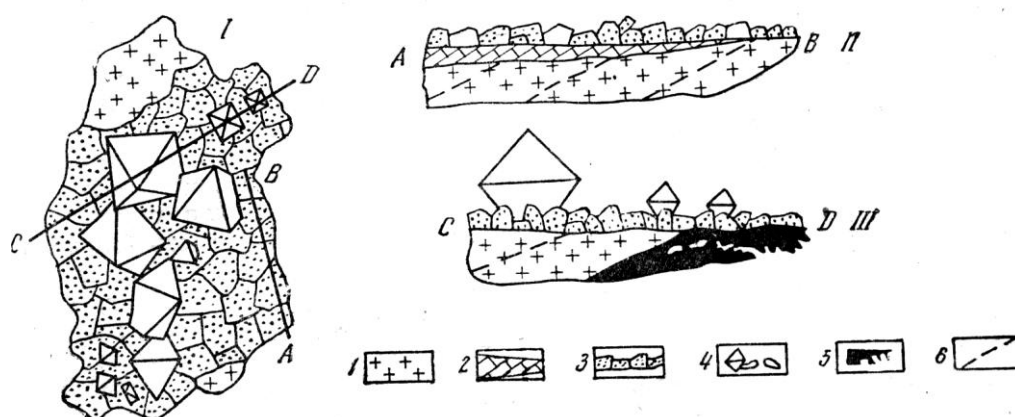


Рис. 30. Схематическая зарисовка друзы кристаллов шеелита из Кедровского месторождения (Вертушков, 1948). Вид образца сверху. Уменьшено в 3 раза:  
1 – гранит; 2 – катаклазированный агрегат микроклина и шеелита; 3 – неизменный агрегат микроклина;  
4 – кристаллы шеелита; 5 – кварц; 6 – трещины в граните

При значительной величине, сравнительно хорошей сохранности кристаллов шеелита и сопровождающих их кристаллов микроклина можно считать, что минеральный агрегат мало изменен после своего образования. Здесь сохранились первоначальные взаимоотношения между минералами, слагающими друзу, и вмещающими породами.

Основание друзы – значительно измененный гранит темно-бурого цвета, имеет плитообразную форму и разбито системой параллельных трещин, расположенных под углом  $30^\circ$  к поверхности, на которую и нарастают кристаллы. Размеры основания  $12 \times 20$  см при толщине от 1 до 3 см. Основные поверхности этой плитки – естественного происхождения; они несут отчетливо заметные борозды и являются плоскостями скольжения. На одной из сторон борозды скольжения выражены лучше, на нее и нарастают кристаллы микроклина, шеелита и мелкие кристаллики кварца.

В одной части образца на плоскости скольжения породы отчетливо выделяется по более светлой желтовато-бурой окраске катаклазированный крупнозернистый агрегат, состоящий преимущественно из микроклина и незначительного количества шеелита (см. рис. 30). Этот катаклазированный агрегат имеет плоскую форму и заполняет как бы неровность в поверхности скольжения гранитов. Верхняя поверхность катаклазированного агрегата сливается с поверхностью гранита, которая имеет борозды скольжения, как и поверхность гранита. Непосредственно на граните и катаклазированном полевошпатовом агрегате находится сравнительно мало разрушенная корка, состоящая из кристаллов микроклина, малого количества кварца и еще в меньшем количестве шеелита. Толщина этой корки равна примерно 1 см. В основном на кристаллах микроклина, частью срастаясь с микроклином по индукционным граням, распределяются крупные кристаллы шеелита. Кристаллы шеелита имеют псевдооктаэдрический габитус, в них очень трудно найти ось  $c$ .

Грани и ребра кристаллов сравнительно сильно вытравлены, особенно по трещинам. На гранях наблюдаются формы вытравливания в виде трехгранной пирамидки, острая вершина которой обращена к ребру (101): (101), а общее направление этих пирамидок составляет угол  $91-92^\circ$  с направлением ребра. Эти фигуры вытравливания дают возможность точно определить направление оси  $c$ , но не дают возможности выявить двойники с параллельными осями. Черта шеелита белая; при нагревании кристаллы растрескиваются и обесцвечиваются.

Наибольший кристалл шеелита из друзы имеет около 8,5 см длины по оси  $c$ , наиболее развитая треугольная грань формы {101} имеет высоту 5,8 см. Этот кристалл сраста-

ется с другим, несколько меньшим по величине. Из друзы они свободно вынимаются по старым трещинам, и вес их оказывается равным 0,915 кг. Если принять во внимание, что значительная часть большого кристалла остается на друзе, истинный вес этих двух кристаллов не менее 1 кг, причем вес большого кристалла равен примерно 600 г. Отделение кристаллов от подставки происходит в основном по индукционным граням с другими кристаллами шеелита и микроклина. Самый мелкий кристалл шеелита из сохранившихся на друзе имеет величину ребра бипирамиды около 1,5 см. Более или менее индивидуализированных кристаллов на друзе 15 штук.

Кристаллы микроклина около гранита и катаклазированного микроклина неправильной формы, ограничены индукционными гранями, в полость гнезда выставляются хорошо образованные кристаллы величиной по оси *c* до 1 см, по оси *b* – до 2-3 см и по оси *a* – до 1 см. Грани его образованы плохо: неровные, с массой углублений и новообразований. Господствующими формами являются:  $\{110\}$  и  $\{1\bar{1}0\}$  в равном развитии вместе с плохо развитыми гранями  $\{010\}$  обуславливают призматический облик кристаллов. Головки кристаллов ограничивают формы  $\{001\}$  и  $\{101\}$ , грани которых развиты почти одинаково. Таким образом, калиевый полевой шпат, с отчетливой решетчатой структурой под микроскопом, имеет такой же габитус кристаллов, как адуляр типа Циллерталя.

Кристаллы горного хрусталя срastaются с микроклином, поверхности раздела этих минералов представляют собою индукционные грани. Это – бесспорное доказательство того, что два этих минерала росли вместе. Особой кристаллографической закономерности в расположении кристаллов микроклина и кварца не замечено. Кристаллы кварца водянопрозрачного цвета, сверху покрыты плотным налетом гидроокислов железа, очень мелкие по величине, редко достигают 1 см по оси *c*. Ограничены обычными формами:  $\{1010\}$ ,  $\{1011\}$  и  $\{0111\}$ . Редко наблюдаются плохо развитые грани левых или правых тригональных бипирамиды и трапецоэдра, а также острые отрицательные ромбоэдры. Замечен один двойник с перпендикулярно расположенными главными осями. Следовательно, это первичный  $\beta$ -кварц, который здесь играет важную роль как геологический термометр. Количество кварца в полевошпатовом агрегате весьма ограниченное, составляет менее 1-5 % общего числа кристаллов микроклина.

Иного типа кварц наблюдается на обратной стороне друзы, где гранитное основание имеет клиновидное окончание (см. рис. 30), а корка из кристаллов микроклина не прикреплена к граниту. Здесь кварц ровным слоем нарастает на гранит и корку микроклина, которые в этом случае служат зальбандом небольшого кварцевого прожилка, у которого второй зальбанд не сохранился. Кварц в этой небольшой расщелине находится в виде крупнозернистого агрегата кристаллов, хорошо образованные головки которых обращены в полость трещины. Микроклин и шеелит в этом прожилке отсутствуют. Трещина для этого кварцевого прожилка образовалась после микроклина и шеелита, несомненно, что и кварц выделился позднее этих минералов. По внешнему виду существенной разницы нет между кварцем первой генерации, который находится среди микроклина, и более поздним кварцем, заполняющим прожилок.

Осталась неясной позиция альбита, который находится в виде плохо образованных водянопрозрачных кристаллов в мельчайших трещинах гранитов. Этот минерал по отношению к гранитам эпигенетический; возможно, что он образовался после сильных тектонических подвижек.

История образования описываемых кристаллов шеелита и сопутствующих ему минералов представляется в следующем виде (Вертушков, 1948). В результате тектонических подвижек возникла трещина, стенки которой представляли зеркала скольжения; по видимому, это была зона, вытянутая в направлении  $110-115^\circ$  (Штейнберг, 1939), в которой происходили вертикальные подвижки. На стенках возникшей почти вертикальной трещины вначале отлагался преимущественно полевошпатовый агрегат с шеелитом, который позднее был значительно раздроблен в результате подвижек того же направления, что и первые подвижки. Вследствие этого на деформированной полевошпатовой корке

возникли борозды скольжения того же направления, что и на гранитах. После этой подвижки отложение микроклина продолжалось, но состав отлагающего минералы вещества, по-видимому, изменился, по крайней мере на месте образования друзы крупных кристаллов шеелита. Здесь вместе с микроклином начал отлагаться кварц, а несколько позднее или возросла скорость образования шеелита, или прекратился рост микроклина и кварца первой генерации. Во время образования шеелита крупных перемещений не было, но под действием силы тяжести стенки породы, из-за трещиноватости последних, перемещались, вследствие чего кристаллы шеелита дробились. Возникавшие трещины вновь зарастали, обломки кристаллов регенерировались; это и обусловило сложную поверхность кристаллов шеелита и их замутненность. В какой-то последний момент образования шеелита участок, где выросли кристаллы его, испытал заметное перемещение, в результате которого возникла трещина в гранитах и частью произошло отслаивание полевошпатовой корки от гранитов. В этой трещине позднее отложился кварц второй генерации. Так как ни на стенке этой трещины, ни в агрегате кварца второй генерации нет шеелита и микроклина, то нужно считать, что в ту часть полости жилы, где возникла друза шеелита, привнос вольфрамовых и алюмокалиевых соединений прекратился. Судя по описанию Д. С. Штейнберга (1939), образование шеелита и микроклина по всей жиле прекратилось во время отложения кварца второй генерации. Отложение кварца второй генерации знаменует особую стадию формирования этой кварцево-шеелитовой жилы. Температура отложения минералов в жиле была ниже 573 °С, ниже точки превращения  $\alpha$ -кварца в  $\beta$ -кварц.

Турмалин в большинстве случаев находится в жилах в виде сплошных агрегатов мелких кристалликов, приуроченных к трещинам в более ранних шеелите и кварце. Распределение в жилах турмалина неравномерное. Чаще он встречается в крутопадающих жилах. В пологопадающей жиле № 1, в плитчатом кварце, он встречается редко. Включения в турмалине встречаются редко; все они двухфазовые жидкие (Колтун, 1957). Все замеренные температуры гомогенизации лежат в интервале 280-252°. Различить первичные и вторичные включения в очень мелких кристаллах турмалина оказалось невозможно. Трещиноватости в этих кристалликах не наблюдается, поэтому основная масса немногочисленных включений в данном минерале имеет вероятнее всего первичное происхождение (Колтун, 1957).

Карбонат в жилах шеелитовой формации является редким минералом и представлен анкеритом. Генетически он связан с кварцем золотоносной формации (Кутюхин, 1939).

### **3.3.2. Жилы золотоносной формации**

Кварцевые жилы шеелитоносной и золотоносной формаций в рудном поле имеют зональное распределение (Самарцева и др., 1970). Выделяются три зоны, внутри которых в жилах развиты различные минеральные ассоциации, отличающиеся по степени рудоносности. Это анкерит-кварцевая, кварц-пиритовая, полиметаллическая и карбонатная ассоциации.

Первая состоит из кварца, анкерита и более позднего по времени выделения пирита. Пирит кубической формы с длиной ребра 3-5 см.

Вторая ассоциация – из кварца, пирита и шеелита. Пирит в этой ассоциации встречается как кубической формы, так и в форме пентагон-додекаэдров. Кристаллы пирита имеют меньшие размеры, чем в первой минеральной ассоциации. Количество пирита велико и иногда превосходит количество кварца. Кварц часто встречается в виде тонких прожилков. Шеелит представлен зернистыми скоплениями, одиночными зернами или кристаллами бипирамидальной формы. Количество шеелита очень незначительно, и распределен он неравномерно.

Третью ассоциацию минералов составляют пирит, блеклая руда, галенит, халькопирит, айкинит и небольшое количество кварца (Бетехтин и др., 1941). Пирит здесь двух

разновидностей: сростки кристаллов в друзовых пустотах и мелкозернистые скопления, выполняющие трещины в кварце или приуроченные к контактам жил с вмещающими породами. В состав блеклых руд в небольшом количестве (2-3 %) входят тетраэдрит и теннантит. Встречаются блеклые руды в виде массивных скоплений совместно с пиритом, халькопиритом, галенитом. Галенит в некоторых жилах составляет 50-70 %. Он представлен зернистыми скоплениями и небольшими кристаллами. Выделяется галенит позднее, чем пирит и блеклая руда. Халькопирит встречается в других сульфидах и в кварце в виде тонких включений. Его содержание незначительно — 0,2-0,3 %. Айкинит распространен широко, но в небольших количествах. Встречается он в виде призматических кристаллов или неправильных скоплений.

Четвертая ассоциация, карбонатная, состоит из кальцита и небольшого количества доломита.

В южной части поля, начиная от выхода на поверхность Шарташского массива (см. рис. 24), расположена зона жил анкерит-кварцевой ассоциации (зона I). Эта ассоциация развита и на всей остальной площади рудного поля. Зона, где кроме нее появляется кварц-пиритовая минеральная ассоциация (зона II), занимает меньшую площадь. Еще меньшую площадь занимают полиметаллическая и карбонатная ассоциации (зона III). Перечисленные зоны погружаются в северном направлении согласно с кровлей Шарташского массива.

К жилам золотоносной формации относятся все золотоносные кварцевые жилы месторождения, как полосовые, так и красичные, в составе которых нет существенных различий. Они относятся по времени к одному циклу гидротермальных проявлений. Наблюдающиеся различия между этими жилами выражаются, главным образом, в количественном соотношении минеральных ассоциаций и форме их выделения (Бородаевский, 1947; Кутюхин, 1938). Обе эти категории жил наблюдаются обычно в ассоциации друг с другом.

Красичные жилы на территории рудного поля почти всегда располагаются группами – свитами, обычно состоящими из 4-5, иногда 10 и более параллельных жил, длина которых обычно не превышает 25-40 м. Протяженность свит измеряется 200-300 м. Расстояния между свитами колеблются в пределах от нескольких сотен метров до километра и более, а расстояния между отдельными жилами в свите – от 3-5 до 10-15 м (рис. 31).

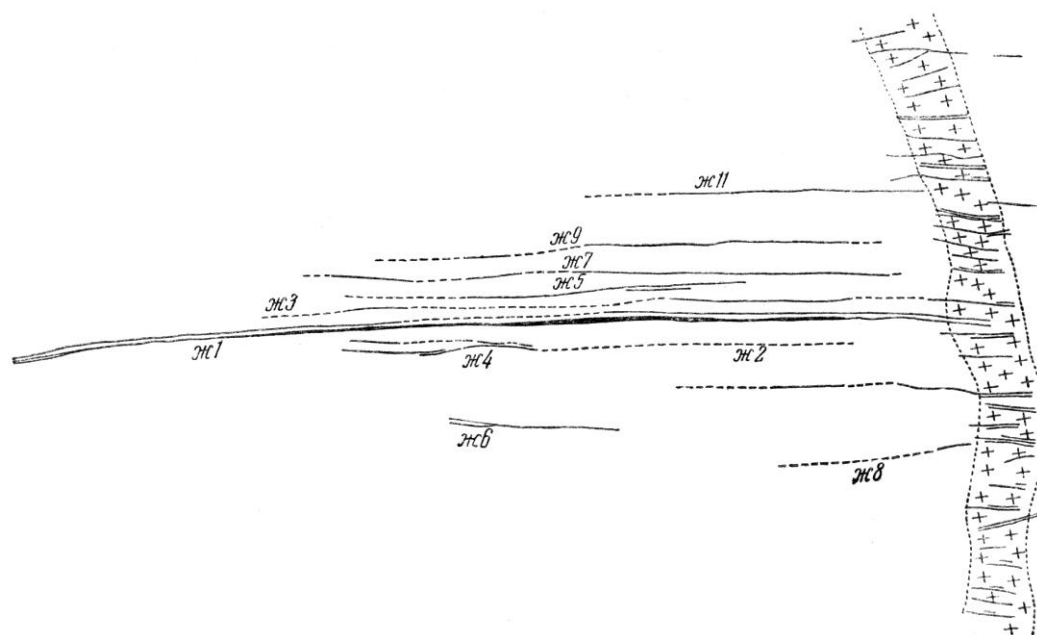


Рис. 31. Молоковская свита красичных жил (по материалам рудничной документации).

Крестиками показана Андреевская дайка гранит-порфиров (Бородаевские, 1947)

Свиты красичных жил почти в равном количестве залегают как среди изверженных, так и среди слоистых пород, поэтому нельзя говорить о какой-либо закономерной локализации их в складчатых структурах. Плагииосиенит-порфировые и диоритовые дайки почти никогда не пересекаются красичными жилами, которые, подходя к ним, в большинстве случаев выклиниваются. Морфология красичных жил отличается большим постоянством. Имея выдержанное простирание (ЮВ 95-110°) и крутое (85-75°) падение всегда в одну сторону – к юго-западу, они почти не изменяют элементов залегания в зависимости от особенностей вмещающей среды и при длине до 150-200 м никогда не дают резких изгибов или сложных разветвлений.

Контакты жил прямолинейны. Мощность редко превышает 0,5-1 м (рис. 32), чаще она варьирует в пределах 0,1-0,3 м. Окончания характеризуются разветвлением на ряд параллельных проводников, которые при мощности 2-5 см иногда тянутся на десятки метров, постепенно выклиниваясь. Нередко один из таких проводников в месте, где другие выклиниваются, начинает вновь увеличивать мощность, превращаясь в самостоятельную жилу плоской линзовидной формы.



Рис. 32. Фрагмент Первомайской красичной кварцевой жилы, отобранный на полную ее мощность, характеризующий особенности локализации золотоносной сульфидной минерализации в крупнозернистом молочно-белом жильном кварце (обр. УГМ):  
 1 – кварц плитчатый, мелкозернистый, серый; 2 – кварц массивный, крупнозернистый, молочно-белый;  
 3 – скопления сульфидов

Красичные жилы сложены крупно- и гигантозернистым кварцем. В некоторых из них важную роль играют карбонаты, главным образом анкерит (рис. 33), количество которого достигает иногда 40-50 %. Участки жил длиной в десятки метров сложены массивным гигантокристаллическим кварцем, содержащим в большом количестве друзовые пустоты, размеры которых достигают 0,2-0,3 м в диаметре (рис. 34), причем на стенках их нарастают крупные (до 5-12 см) кристаллы горного хрусталя (Кутюхин, 1938).





Рис. 33. Пластина жильного кварца от зальбанда до зальбанда.  
Кварц крупнозернистый светло-серый, участками полупрозрачный с пустотами, заполненными кристаллами анкерита и пирита. Шахта «Южная». Дайка Первопавловская. Жила 460. Горизонт 314 м

Рис. 34. Пластина жильного кварца от зальбанда до зальбанда.  
Кварц гигантозернистый молочно-белый со слабым сероватым оттенком. Мелкие кристаллы пирита выполняют тонкую друзовую просечку. Шахта «Южная». Дайка Первопавловская. Жила 460. Горизонт 314 м



В отличие от полосовых, красичные жилы характеризуются крайне неравномерным распределением сульфидов, выполняющих друзовые пустоты и различные неправильные разломы и трещины в кварце. Довольно часто встречаются участки длиной до 5-10 м, совершенно лишенные сульфидов (рис. 35). Такое неравномерное распределение сульфидов особенно характерно для мощных жил (0,7-1 м). В тонких жилах правильной формы наблюдается сравнительно более равномерное распределение сульфидного вещества, составляющего до 30-40 % и более от всей жильной массы (рис. 36). Полоски сульфидов нередко приурочены к контактам или же параллельно контактам и протягиваются в кварце на 5-6 м и более (Кутюхин, 1938).



Рис. 35. Крупно- и гиганто-зернистый кварц (1) красичной жилы без видимого присутствия сульфидов, оторочка – листвениты (2), вмещающие породы – метавулканыты (3). Жила № 460, горизонт 314 м. Березовское месторождение



Рис. 36. Кварцевая жила мощностью 5 см, сложенная крупнозернистым молочно-белым кварцем с обильными включениями пирита. Шахта «Южная». Дайка Второпавловская. Жила 179. Горизонт 314 м

Для подавляющего большинства полосовых кварцевых жил контакты даек гранитоидов с вмещающими породами являются их структурными ограничениями. Вследствие характерного распределения в телах меридиональных даек эти жилы называются также лестничными (рис. 37). Эти жилы являются наиболее ценными в промышленном отношении и в то же время наиболее распространенными, составляя более 90 % от количества всех жил месторождения. На всех участках рудного поля для них характерна пространственная связь с дайками разного состава и возраста. Некоторые дайки, протягивающиеся на 8-9 км, на всем этом протяжении содержат жильную сеть; другие пересекаются жилами в отдельных интервалах своего протяжения, а третьи почти совершенно лишены жильной сети. В южной и центральной частях поля распределение жил в общем равномерное; на каждые 2,5-3,0 м длины дайки приходится в среднем одна промышленная жила; на отдельных интервалах жильная система разрежена.

Протяженность жил по падению в среднем равна 10-20 м. Многие из них, расщепляясь и утоняясь до проводников, кулисно заходят одна за другую и образуют непрерывную систему, уходящую на большую глубину (рис. 38). Лишь некоторые из них, переходя в виде самостоятельных мощных жил с одного этажа работ на другой, имеют по падению



протяженность 60 м и более. При приближении к контакту даек полосовые жилы заканчиваются тремя типами выкливания: 1) резкое выкливание у контакта с сохранением мощности жил; 2) постепенное выкливание к контакту с расщеплением на несколько прожилков; 3) постепенное выкливание с расщеплением на несколько прожилков, пересекающих контакты даек и вскоре затухающих. Последние обнаруживают неправильные изгибы чаще по падению, чем по простиранию, окончательно затухая на расстоянии 20-30 см от контакта. Такой тип выкливания, как правило, встречается в зоне сопряжения полосовых жил с красичными. Для жил золотоносной формации характерны широко проявленные березитизация-лиственитизация вмещающих горных пород.

Рис. 37. План дайки Кривой, Кировский рудник, гор. 112 м. Лестничные кварцевые жилы пересекают дайку на ромбоидальные блоки. Ширина дайки 18 м (Бородаевские, 1947)

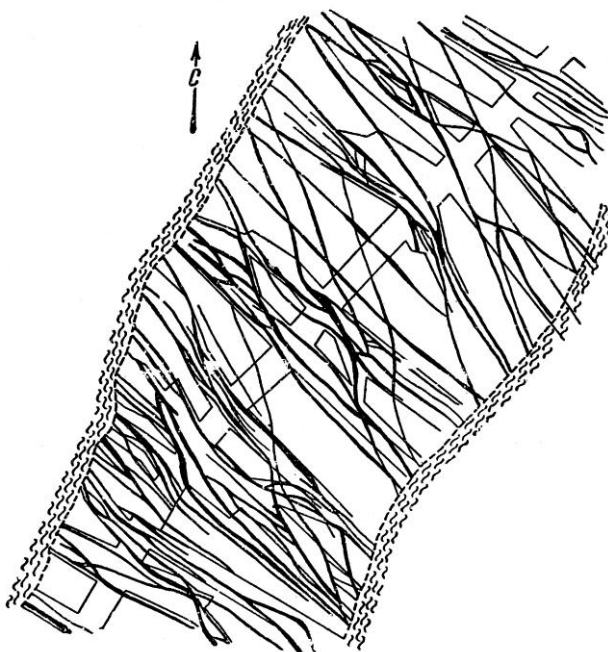
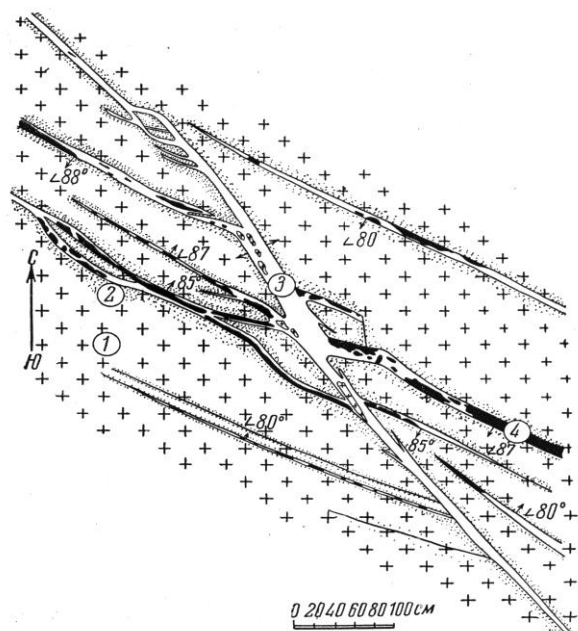


Рис. 38. Детали выкливания полосовых жил (зарисовка забоя) (Кутюхин, 1938):

1 – гранит-порфир; 2 – березит;  
3 – кварц; 4 – сульфиды



По внутреннему строению лестничные жилы сходны с красичными, но отличаются очень малой мощностью, равной 2-10 см. Они сложены молочно-белым крупнозернистым кристаллическим кварцем, содержащим большое количество друзовых пустот и гнезд сульфидов (рис. 39). На стенках пустот, ширина которых иногда в тонких жилах занимает всю мощность жилы, растут кристаллы кварца и пирита. Кварц массивен или слаботре-

щиноват, друзовые пустоты не деформированы, а кристаллы в большинстве случаев не сломаны. Размеры друзовых пустот варьируют в пределах от 1-2 до 30-40 см. В жилах они распределены крайне неравномерно, но чаще, однако, тяготеют к центру жил, обладая при этом всегда несколько удлиненной формой. Нередко с небольшими интервалами пустоты наблюдаются на протяжении 3-4 и даже 10 м и образуют как бы щель, большая часть которой занята кристаллами (Кутюхин, 1938).



Рис. 39. Полосовая кварцевая жила от зальбанда до зальбанда, сложенная крупнозернистым молочно-белым кварцем с большим содержанием кристаллического пирита вдоль зальбанда жилы. Шахта «Южная». Дайка Первопавловская. Горизонт 314 м

Друзовые пустоты, инкрустированные кристаллами кварца, нередко почти полностью заняты скоплениями золотоносных сульфидов (рис. 40). Отдельные гнезда сульфидов часто соединяются тонкими сульфидными прожилками, проходящими в массивном кварце. Наряду с этими гнездами наблюдается также локализация сульфидов на контактах жил с гранитоидами, на участках поворотов и сопряжения жил, а также приуроченность скоплений сульфидов к трещинам и разломам в кварце. Приуроченные к трещинам сульфиды иногда как бы образуют самостоятельные плитовидные жилки.

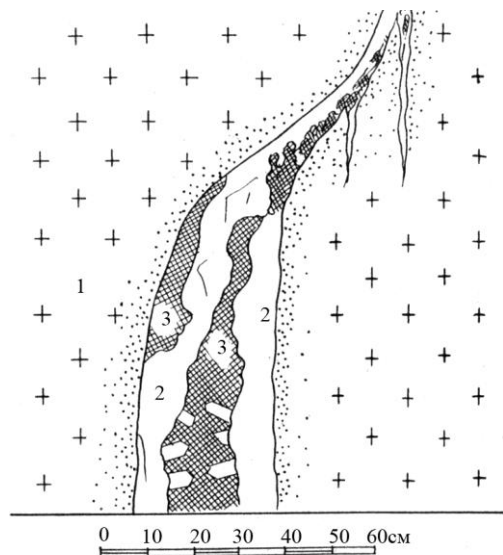


Рис. 40. Характер распределения сульфидов (3) в лестничной жиле (2) в гранит-порфирах (1) Второпавловской дайки, гор. 112 м (Кутюхин, 1938)

Флюид, ответственный за формирование кварца жил выполнения, которые следует рассматривать как благоприятную среду для последующих стадий отложения рудных минералов и мелкозернистого метасоматического кварца стадий рудообразования, имел  $\text{NaCl-MgCl}_2$  состав, богатый  $\text{CO}_2$  и содержащий метан. РТ формирования этого кварца:  $T_{\text{гом}} = 360-290^\circ\text{C}$ , давление  $\sim 2,5$  кбар, соленость флюидов 15,3-9,2 мас. %  $\text{NaCl}$  экв. (Бакшеев, 1998). По данным О. В. Викентьевой (2000), кристаллизация рудных минералов

сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной стадий проходила при  $T = 285-150\text{ }^{\circ}\text{C}$  и давлении 2,3-0,3 кбар. Изотопный состав кислорода, водорода, углерода и серы флюида сульфидно-кварцевых тел отвечает магматическим источникам (Викентьева, 2000).

### 3.3.3. Жилы пиропиллит-турмалин-кварцевой формации

Среди пиропиллитсодержащих жил выделены пиропиллит-турмалин-кварцевые и пиропиллит-турмалин-кварц-карбонатные жилы (Кутюхин, 1938; Кутюхин, 1939; Юминов, 2001).

Пиропиллит-турмалин-кварцевые жилы имеют относительно небольшую мощность (5-10 см, в раздувах до 1 м) и зональное строение, выраженное в чередовании кварцевых, турмалиновых и пиропиллитовых полос различной мощности. Жилы имеют четкие и резкие контакты с вмещающими породами (рис. 41). Для большинства жил характерны зоны геометрического отбора индивидов кварца в приконтактных частях и остаточные друзовые полости с молочно-белыми кристаллами и с просвечивающей головкой. Рост кристаллов происходил от зальбандов к центру жил. Наличие в зальбандах некоторых жил угловатых обломков лиственитизированных пород свидетельствует о том, что жилы были сформированы после образования лиственитов (Юминов, 2001). Кварц светло-серого и белого цвета, на периферии жил мелко- и среднезернистый сливного облика, в центральной зоне крупноблочный. Для жил характерно отсутствие сульфидной минерализации и очень низкие содержания благородных металлов. Содержание золота может достигать 0,5 г/т, а серебра – до 2,0 г/т (Юминов, 2001).

По количеству турмалина в жилах, а также по особенностям его химического состава среди пиропиллит-турмалин-кварцевых жил четко выделяются два подтипа: пиропиллит-кварцевые и собственно пиропиллит-турмалин-кварцевые. Для первого подтипа характерно присутствие турмалина в виде аксессуарной примеси, равномерно распределенной по всему объему жилы. Турмалин представлен отдельными игольчатыми кристаллами голубовато-зеленого цвета размером до 10 мм или их сростками. Кристаллы полупрозрачные с многочисленными трещинами и включениями. На гранях развита интенсивная индукционная штриховка. Микрозондовые исследования выявили в его составе присутствие оксида хрома до 0,5 %, что позволяет отнести его к хромсодержащему шерл-дравиту (Юминов, 2001).

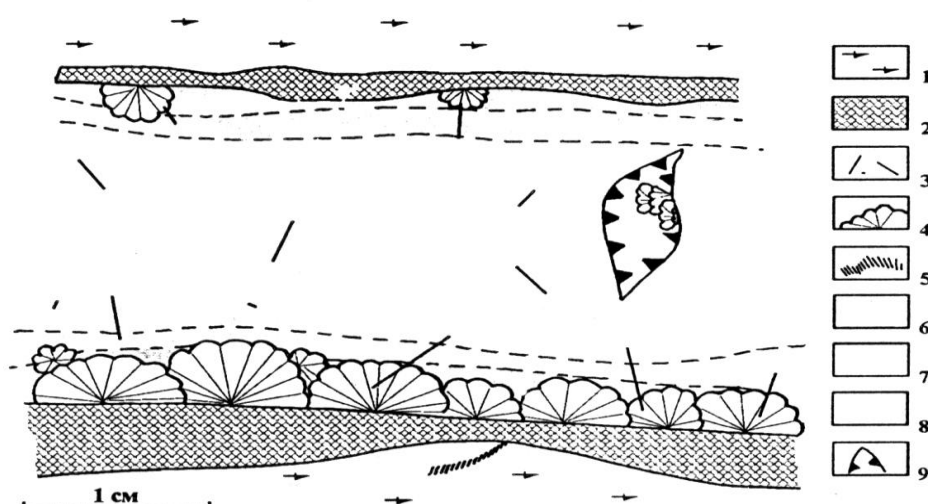


Рис. 41. Схема строения пиропиллит-турмалин-кварцевой жилы, по (Юминов, 2001):  
1 – лиственит; 2 – мелкозернистые турмалин-кварцевые агрегаты; 3 – отдельные игольчатые кристаллы турмалина; 4 – сферолиты и розетковидные агрегаты пиропиллита; 5 – прожилки пластинчатого пиропиллита; 6 – мелкозернистый кварц; 7 – среднезернистый кварц; 8 – крупнозернистый кварц; 9 – друзовые полости

Турмалин в собственно пиррофиллит-турмалин-кварцевых жилах сосредоточен в зальбандах и образует узкие полосы, реже отдельные линзовидные обособления, параллельно их контактам. По химическому составу данная генерация турмалина является практически бесхромистой. Минерал представлен плотными серовато-зелеными мелкозернистыми агрегатами с тонкими вростками кварца. Изредка фиксируются небольшие (менее 0,7 см) радиально-лучистые агрегаты турмалина, наследующие форму пиррофиллитовых сферолитов (Юминов, 2001).

Пиррофиллит образует отдельные сферолиты или их сростки, чаще всего сгруппированные у зальбандов жил. Сферолиты расположены крайне неравномерно: в некоторых частях количество пиррофиллита может достигать 50 % от объема жилы. Сферолиты сложены пластинчато-клиновидными агрегатами сине-зеленого, зеленого, блекло-зеленого и блекло-серого цвета, диаметром от первых миллиметров до 4 см (Кутюхин, 1939; Юминов, 2001).

Пиррофиллит-турмалин-кварц-карбонатные жилы характеризуются малой мощностью (0,5-1,0 см) (рис. 42). Они распространены в слюдисто-кварц-карбонатных и, реже, хлорит-слюдисто-кварц-карбонатных метасоматитах.

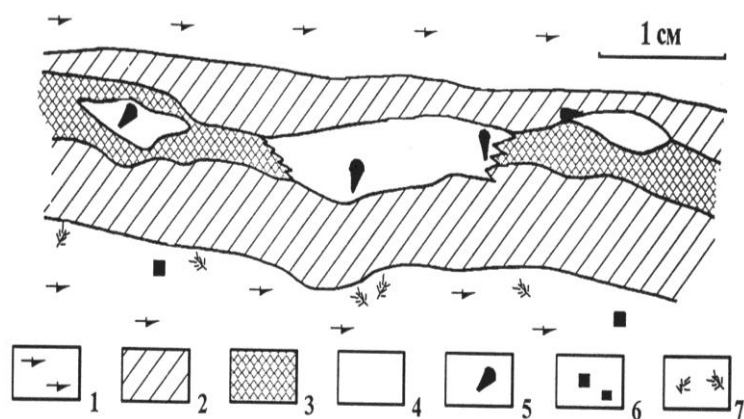


Рис. 42. Строение пиррофиллит-турмалин-кварц-карбонатной жилы, по (Юминов, 2001):

- 1 – лиственит; 2 – карбонат; 3 – мелкозернистые турмалин-кварцевые агрегаты;
- 4 – кварц; 5 – отдельные чешуйчатые агрегаты пиррофиллита; 6 – пирит;
- 7 – дендриты гидрооксидов марганца

Слюда представлена смешанослойными образованиями серицит-парагонитового ряда, с преобладающей составляющей парагонита. Границы жил с вмещающими породами неровные, часто присутствуют заливы и мелкие апофизы карбонатного вещества. Жилы имеют зональное строение. Периферийные зоны выполнены желтовато-коричневыми разномзернистыми агрегатами карбоната. По данным микрозондового анализа, минерал характеризуется высоким содержанием железа и магния, что позволяет отнести его к минералам брейнеритовой группы. Центральная часть жилы сложена молочно-белым и полупрозрачным кварцем. Иногда в кварце наблюдаются нечеткие друзовидные агрегаты с размером кристаллов до 3 мм. В кварцевой массе присутствуют скопления размером 2-5 мм, сложенные агрегатами кварца и турмалина.

Турмалин по морфологическим, оптическим и химическим особенностям близок к бесхромовому турмалину из пиррофиллит-турмалин-кварцевых жил. В полостях между кварцевыми зернами, а также в трещинах находятся чешуйчатые, реже клиновидные агрегаты пиррофиллита, близкие по морфологическим и химическим особенностям к пиррофиллиту II из пиррофиллит-турмалин-кварцевых жил. Акцессорная минерализация пиррофиллит-турмалин-кварц-карбонатных жил отличается крайне убогим составом. В составе пиррофиллит-турмалин-кварц-карбонатных жил обнаружено присутствие бериллия ( $0,03 \times 10^{-3} \%$ ). Все это позволяет предположить, что данный тип жил по отношению к пиррофиллит-турмалин-кварцевым был образован в более позднее время (Юминов, 2001).

### 3.3.4. Термобарометрия флюидных включений минералов кварцевых жил

Исследование включений минералообразующих растворов проводилось в прозрачных и полупрозрачных минералах кварцево-рудных жил. Главным объектом исследований был кварц различных стадий минерализации, а также анкерит, турмалин и кальцит.

Формирование жил кварц-золото-колчеданной формации (Колтун, 1957) происходило в четыре последовательные стадии минерализации: 1) стадия жильного кварца I, анкерита и пирита I; 2) стадия кварца II и главной массы сульфидов; 3) стадия мелкозернистого пирита и «волокнуистого» кварца; 4) стадия кальцита.

Кварц первой стадии минерализации в жилах имеет зернистое, реже массивное сложение. Им образована большая часть жилы. В кварце отмечены два основных рода включений: двухфазовые жидкие и сложные с углекислотой. Последние преобладают, но первичными для кварца данной стадии являются двухфазовые жидкие включения.

Самые высокие температуры гомогенизации первичных включений в жильном кварце первой стадии минерализации не превышали 270 °С. Вообще же температурный интервал гомогенизации включений этого кварца колеблется от 270 до 180 °С. При этом наблюдаются некоторые различия в температуре в зависимости от глубины.

Изучены два кристалла кварца геологически одновременного образования и примерно одинаковые по размеру, но взятые из разных глубин: первый – с глубины 112 м от современной поверхности земли и второй – с глубины 162 м (Колтун, 1957). В обоих кристаллах намечаются две зоны, характеризующие две последовательные стадии минерализации. Внутренняя зона отвечает стадии кварца и пирита, а внешняя – стадии выделения основной массы остальных сульфидов.

Во внутренней зоне кристалла кварца, взятого с глубины 162 м, содержатся первичные двухфазовые жидкие включения, гомогенизирующиеся в интервале 260-205 °С. Конечно, данный кристалл не может полностью характеризовать весь температурный интервал растворов первой стадии минерализации, так как его зарождение не обязательно должно совпадать с поступлением первой порции растворов, тем более, что кристалл нарастает на ранее образовавшемся тонком слое жильного кварца этой же стадии минерализации. Но верхняя граница температур растворов не так важна, поскольку ее можно узнать, исследуя жильный кварц. Очень важен тот факт, что минимальная температура растворов в первой стадии минерализации на горизонте 162 м была 205 °С. Включения, гомогенизирующиеся при температуре 205-208 °С, встречаются в самых верхних частях внутренней зоны кристалла кварца у контакта с внешней зоной. Более низкотемпературных первичных включений для внутренней зоны нами не обнаружено.

При исследовании жильного кварца, на котором нарастал исследуемый кристалл, в нем были обнаружены двухфазовые жидкие включения, гомогенизирующиеся при 270-275 °С.

Таким образом, по включениям в кристалле кварца и жильном кварце видно, что минимальная температура гидротермальных растворов первой стадии минерализации на горизонте 162 м колебалась в пределах 275-205 °С.

В кристалле кварца, взятом с горизонта 112 м, внутренняя серая зона оказалась переполненной массой двухфазовых жидких включений и сложных включений с углекислотой.

Первичные двухфазовые жидкие включения в этой зоне гомогенизируются в интервале от 235 до 182 °С. Включения эти обычно приурочены к определенным кристаллографическим элементам кристалла, так что их относительно легко отличить от вторичных и первично-вторичных включений, расположенных в большинстве случаев по трещинам. Нижняя температура растворов, установленная для внутренней зоны, в этом кристалле равна 182 °С, т. е. на 23 °С ниже, чем в кристалле с горизонта в 162 м.

Исследованные включения в жильном кварце с горизонта 112 м показали максимальные температуры гомогенизации 265-270 °С, сходные с температурами гомогенизации включений в жильном кварце с горизонта 162 м. Разница составляет каких-нибудь 5-10 °С.

Таким образом, температура растворов, из которых происходило отложение жильного кварца и части кристаллов кварца на глубине 162 м, колебалась от 275 до 205 °С. Растворы на меньшей глубине (112 м) в эту же стадию минерализации имели более низкую температуру – от 270 до 182 °С.

Разница температур гомогенизации включений в одновременно отлагавшихся кварцах из разных глубин месторождения незначительна. Однако даже на основании приведенного примера можно говорить, что кварцево-рудные жилы, залегающие на более глубоких горизонтах, образовались при несколько более высоких температурах растворов. Исходя из темпа охлаждения растворов на изученном интервале глубин можно полагать, что на еще более глубоких горизонтах месторождения (212 и 262 м) температура действовавших маточных растворов была соответственно выше на 15 и 30 °С по сравнению с температурами горизонта 162 м.

Незначительное повышение с глубиной минимальных температур образования кварцево-рудных жил, определенное по включениям, дает все основания судить о том, что на двух следующих, более глубоких горизонтах мы встретим не менее богатые золотом и сульфидами руды, так как взаимосвязанные физико-химические факторы минералоотложения по вертикали месторождения изменялись нерезко.

Внешние зоны в этих кристаллах относительно маломощны – до 1 см в головке кристалла. Внешняя зона кристалла кварца с глубины 162 м образовалась при спаде температуры растворов от 170 до 140 °С, а внешняя зона с горизонта 112 м – из растворов, температура которых менялась от 155 до 130 °С.

Смена температуры растворов, из которых образовались оба описанных кристалла, в зависимости от глубины залегания жил хорошо прослеживается не только в первую, но и в последующую стадию минерализации – стадию формирования кварца и основной массы сульфидов. Кварц жил кварц-золото-колчеданной формации, залегающих вне даек, образовался, судя по включениям минералообразующих растворов, при более высоких температурах. Нижняя граница температур этого кварца лежит в пределах 220-210 °С, т. е. примерно так же, как и для жил, залегающих в дайках.

Совместно с кварцем встречаются кроме рудных минералов турмалин и анкерит. Турмалин в виде тонких зеленоватого цвета мелких кристаллов «пронизывает» кварц и анкерит в различных направлениях (Колтун, 1957).

Исследованы включения в кристаллах турмалина только из одной кварцевой жилы (с горизонта 162 м). Немногочисленные замеры температур гомогенизации, произведенные во включениях отдельных кристаллов, показали, что турмалин возник в узком интервале минимальных температур от 270 до 245 °С, почти аналогичном для турмалина из кварц-шеелит-турмалиновых жил. По-видимому, эти турмалины образовались одновременно.

Явно первичными для анкерита являются двухфазовые жидкие включения, гомогенизирующиеся в интервале 262-184 °С. Расположенные по трещинам вторичные включения значительно более низкотемпературны, и среди них встречаются даже однофазовые жидкие включения.

Данные термометрических анализов показывают, что анкерит, заполняющий жилы кварц-золото-колчеданной формации, выделялся из горячих водных растворов в интервале минимальных температур 262-184 °С, т. е. при таких же температурах, как и анкерит в жилах кварц-шеелит-турмалиновой формации. Скорее всего, анкерит, развитый в жилах той и другой формаций, представляет на месторождении одновременное образование.

Во вторую стадию, кроме кварца и пирита второй генерации, отлагались также шеелит (в незначительных количествах), тетраэдрит, галенит, сфалерит, халькопирит, ай-кинит и золото.

Кристаллы кварца имеют две ярко выраженные зоны – внутреннюю и внешнюю. Внешняя зона кристаллов отвечает стадии выделения кварца II и главной массы сульфидов.

Вторая стадия минерализации отделена от предыдущей внутриминерализационными подвижками, вызвавшими образование на стыке двух зон кристаллов присыпки, представленной обломками кварца, анкеритом и другими минералами.

Как в жильном кварце, так и в кристаллах кварца этой стадии минерализации обнаружено довольно большое количество включений.

Первичные включения – двухфазовые жидкие. Форма и размеры этих включений различны. Температура гомогенизации их для описываемой стадии минерализации колеблется от 160 до 105-110 °С. Это особенно точно удастся установить в кристаллах ограненного кварца.

Вторичные и мнимовторичные включения, расположенные по залеченным трещинам, представлены такими разновидностями: двухфазовыми жидкими, гомогенизирующимися при 130-78 °С, трехфазовыми с жидкой углекислотой и однофазовыми жидкими.

В лаборатории термометрического анализа Львовского университета В. А. Калужный провел работы по определению давлений с помощью совмещенных в одной плоскости диаграмм состояния для  $\text{CO}_2$  и воды.

Необходимым условием для этого является присутствие в одной зоне кристалла или одной трещине двух рядом расположенных сингенетичных, образовавшихся при одних и тех же условиях включений углекислоты и водного раствора. Образование таких включений объясняется наличием углекислоты в несмешивающемся растворе. При этом условии температура и давление определяются точкой пересечения соответствующих изохор в поле совмещенной РТ-диаграммы.

В двух кристаллах описываемого месторождения нами были найдены две пары включений, из которых одна – с углекислотой, другая – с водным раствором. При нагревании включения  $\text{CO}_2$  для первого кристалла (нагревание проводилось в водяной ванне) гомогенизация произошла в жидкой фазе при температуре 24 °С. Этим было определено начало изохоры для углекислоты. Гомогенизация рядом расположенного включения водного раствора осуществилась при температуре 138 °С. Отсюда, по полученным данным, залечивание трещины происходило при истинной температуре 170 °С и давлении 585 атм. Поправка на давление в нашем случае составляла 32 °С.

Во втором образце включения с  $\text{CO}_2$  гомогенизация произошла в жидкой фазе при температуре 22,5 °С, а гомогенизация жидкого водного включения—при 120 °С. При этом необходимо отметить, что включения жидких водных растворов и углекислоты исследовались в кристаллах, взятых из разных участков месторождения, значительно удаленных друг от друга, но с одного уровня (горизонта) минералообразования: первый – из шахты Марковской (горизонт 112 м), второй – из шахты № 13 (горизонт также 112 м).

Полученные данные позволяют ввести соответствующую температурную поправку на давление, существовавшее в стадии выделения кварца и главной массы сульфидов. Если принять, что эта поправка в среднем составляет 34 °С, то выделение кварца и сопутствующих ему рудных минералов (сульфидов и золота) происходило в интервале истинных температур от 193 до 139 °С при давлениях порядка 600 атм.

Несомненно, что давление, так же как и температура, в каждую отдельную стадию минерализации и для разных глубин месторождения были различны, поэтому распространять полученную нами для горизонта в 112 м стадии сульфидов поправку на весь длительный процесс минералообразования на месторождении невозможно.

Стадия мелкозернистого пирита и волокнистого кварца, так же как и последняя стадия – стадия кальцита, выражена на месторождении очень слабо. Она характеризуется образованием небольшого количества мелкозернистого пирита и цементирующего его «волокнистого» аномального кварца. Как отмечают П. И. Кутюхин (1947) и Н. И. и М. Б. Бородаевские (1947), в эту же стадию выделялось немного тетраэдрита, галенита, халькопирита и ассоциирующего с этими минералами золота.

При исследовании пластинок «волокнистого» кварца были обнаружены опять-таки обычные двухфазовые жидкие, однофазовые и сложные включения с углекислотой. Пер-

вичными для этого кварца являются двухфазовые жидкие включения. Однофазовые и трехфазовые включения с  $\text{CO}_2$  вторичны и всегда расположены по трещинам.

Первичные и первично-вторичные включения имеют неправильную форму и мелкие размеры (диаметром 0,05-0,005 мм). Гомогенизируются они в интервале 124-70 °С.

В стадии кальцита, завершающей эндогенное минералообразование, этот минерал иногда тесно ассоциирует с пиритом и, по-видимому, выделяется совместно с ним.

При исследовании тонких пластинок кальцита, отколотых по спайности, выявлены немногочисленные включения, среди которых наблюдались двухфазовые и однофазовые жидкие включения. Включений с углекислотой обнаружено не было. Двухфазовые жидкие включения с очень небольшим газовым пузырьком гомогенизируются при 75-62-56 °С, независимо от того, откуда взят образец.

Следовательно, последняя стадия минерализации характеризуется очень низкотемпературными гидротермальными растворами, верхняя температурная граница которых, вероятно, не превышала 75-100 °С. Что же касается нижней температурной границы, то она была ниже 50 °С, о чем свидетельствуют однофазовые жидкие включения.

Таким образом, на основании изучения включений минералообразующей среды в минералах Березовского месторождения установлено следующее (Колтун, 1957):

1. Формирование месторождения происходило стадийно в результате действия вначале пневматолитовых и затем гидротермальных растворов. Температура растворов падала от более высокой к более низкой. В каждую стадию менялся состав растворов, отлагавших различные комплексы минералов.

2. Пневматолитовый этап подразделялся на две стадии. На этом этапе началось образование жил кварц-шеелит-турмалиновой формации.

3. Гидротермальный этап минералообразования характерен для жил обеих формаций, но более полно он проявился в жилах кварц-золото-колчеданной формации.

4. Температура гомогенизации включений в минералах, принадлежащих к одной и той же фазе минерализации, в более глубоких горизонтах месторождения несколько выше, чем в горизонтах, расположенных вблизи от современной поверхности.

5. Золото отлагалось главным образом во второй среднетемпературной стадии гидротермального этапа совместно с сульфидами, но значительное его количество выпадало также и в первой, и третьей стадиях этого этапа совместно с пиритом.

### **3.4. РОЛЬ ГИПЕРБАЗИТОВ В ЛОКАЛИЗАЦИИ КРАСИЧНЫХ ЖИЛ**

Красичными жилами на Березовском рудном поле называют те кварцево-сульфидные жильные тела, которые находятся за пределами даек гранитоидов, в отличие от полосовых (или лестничных) жил, залегающих в теле даек. Названия «красичные» и «полосовые» жилы унаследованы от старателей, выделявших два структурных типа золотоносных жил по окраске пород коры выветривания, в которых жилы залегают на верхних горизонтах: «полосовые» – в белых каолиновых глинах, развившихся по дайкам гранитоидов, и «красичные» – в буро-красных элювиальных глинах, образовавшихся при выветривании диабазов, туфов и серпентинитов.

П. П. Желобов (1972) акцентировал внимание на теснейшей пространственной связи промышленно ценных красичных жил Березовского рудного поля с ультрабазитами. Кварцевые жилы размещаются либо вблизи контакта ультрабазитов с диабазами, либо внутри тел ультрабазитов, замещенных тальково-карбонатными породами. Так, на одном участке целая свита красичных жил связана с областью вхождения дайки Степановской в тело ультрабазитов. Жилы здесь размещаются непосредственно над падающей на запад контактовой поверхностью ультрабазитов (рис. 43) и в своем простираии не уходят далеко от этой поверхности. Аналогичное размещение красичных жил наблюдается несколько южнее, на участке выхода из ультрабазитов дайки Андреевской. Контактная поверхность ультрабазитов здесь обнаруживает крутое падение и прослеживается скважи-



нами вблизи нижнего выклинивания жил на глубине 300-350 м. На участке как Степановской, так и Андреевской даек красичные жилы на глубине выклиниваются, подходя к контактовой поверхности ультрабазитов.

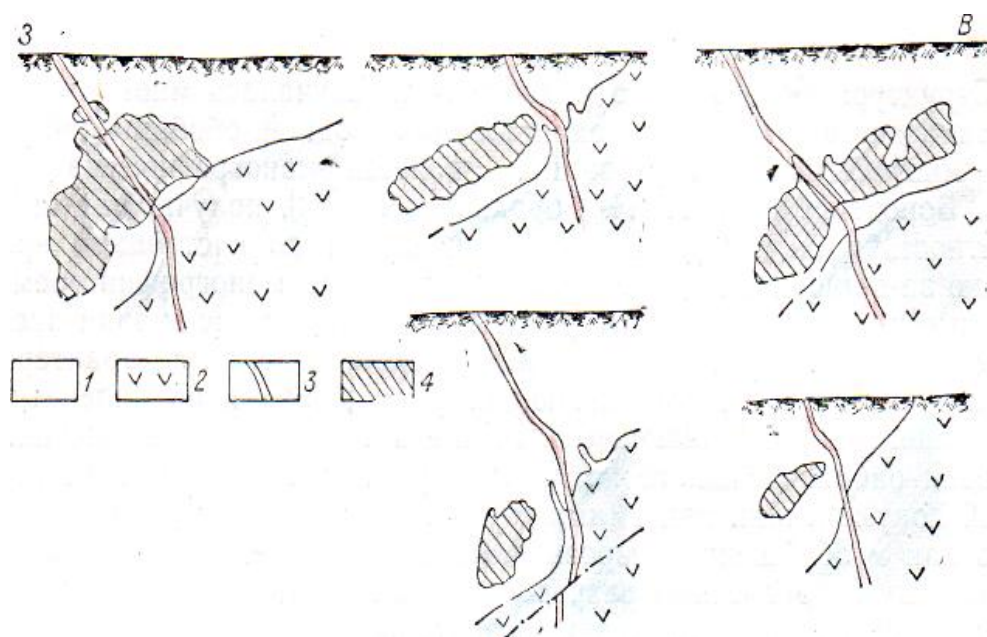


Рис. 43. Упрощенные продольные вертикальные разрезы красичных жил, показывающие их приуроченность к приконтактовым частям гипербазитов, замещенных тальково-карбонатными породами. Участок Степановской дайки (Желобов, 1972):

1 – диабазы; 2 – тальково-карбонатные породы и серпентиниты;  
3 – дайка плагиогранит-порфира; 4 – размещение оруденения

Сходная структурная позиция красичных жил и на другом участке рудного поля. Здесь красичные жилы также вполне закономерно локализируются в приконтактовых частях ультрабазитов, форма залегания которых хорошо прослежена подземными горными выработками и буровыми скважинами. Убедительно выявлена приуроченность ультрабазитов к древнему надвигу, по которому происходили неоднократные подвижки, сопровождавшиеся внедрением вдоль сместителя многочисленных даек габбро-диабазов, плагиосиенит-порфиров, лампрофиров и плагиогранит-порфиров. На рассматриваемом участке рудного поля (рис. 44) сложная зона надвига фиксируется Савельевской дайкой плагиосиенит-порфира, Соймановской дайкой плагиогранит-порфира, характерным «хвостиком» ультрабазитов и положением тектонических швов пострудных надвиговых подвижек. Красичные жилы занимают весьма характерное положение в «тыльной» части ультрабазитового тела.

Следует отметить, что размеры тела ультрабазитов к северу постепенно увеличиваются как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Несколько севернее участка, показанного на блок-диаграмме, известны красичные жилы, пространственно приуроченные к нижнему контакту тела ультрабазитов. Этот факт весьма показателен, так как свидетельствует о том, что благоприятны для локализации красичных жил не только висячий бок контакта ультрабазитов, но и лежащий (Желобов, 1972).

Жилы как бы «висят» под контактовой поверхностью ультрабазитов. Характерно и то обстоятельство, что длинные оси красичных жил, так же как на описанном участке Степановской дайки, занимают положение, параллельное контактовой поверхности ультрабазитов. Отмечается их тесная пространственная связь с дайками плагиогранит-порфиров (Соединенной, Переплетной, Соймановской), особенно с участками, лежащими в пространстве между параллельно простирающимися дайками. Красичные жилы всегда ориентированы вкрест простираения даек. Как отмечено М. Б. и Н. И. Бородаевскими

(1947), участки развития красичных жил сопровождаются более интенсивным развитием жил полосовых (лестничных), залегающих в дайках.

Таким образом, во всех охарактеризованных случаях красичные жилы располагаются во внешней приконтактной зоне массива ультрабазитов. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что большинство их проявляет тенденцию к залеганию осевыми линиями параллельно контактовой поверхности ультрабазитов и перпендикулярно рудо-подводящим дайкам гранитоидов (Желобов, 1972).

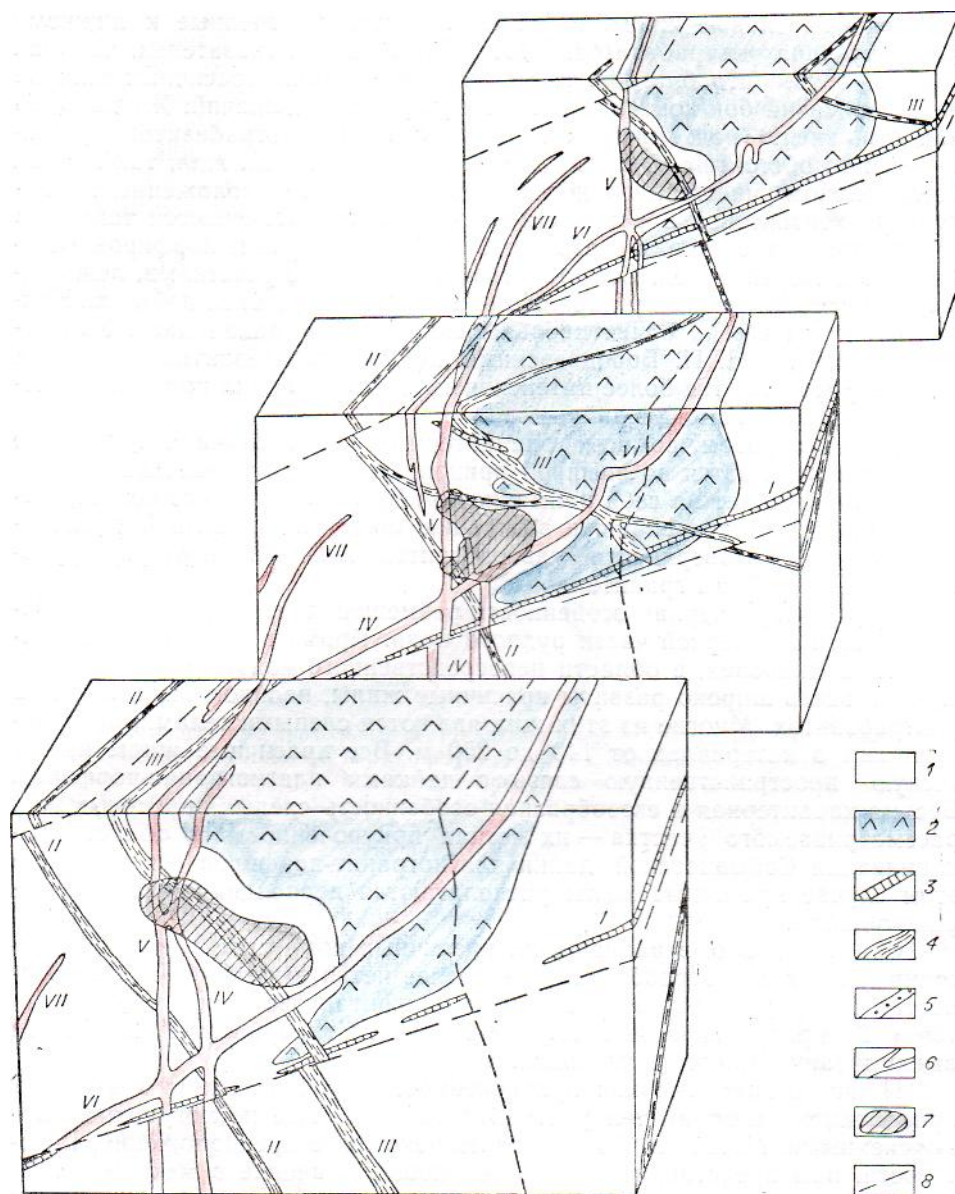


Рис. 44. Блок-диаграмма одного из участков рудного поля, иллюстрирующая связь гипербазитов с надвигом и показывающая характер размещения красичных жил.

Составлена по данным рудничной документации (Желобов, 1972):

- 1 – диабазы; 2 – гипербазиты, серпентинизированные и замещенные тальково-карбонатными породами;  
3 – плагиосиенит-порфиры; 4 – гранит-порфиры; 5 – лампрофиры; 6 – плагиогранит-порфиры;  
7 – красичные жилы; 8 – сместители.

Дайки: I – Савельевская, II – Пересеченная, III – Цветная, IV – Переплетная, V – Соединенная,  
VI – Соймоновская, VII – Рождественская

Другая характерная особенность размещения красичных жил обнаруживается в северной части рудного поля. Кроме некоторых, расположенных в диабазах, в области непосредственного контакта с ультрабазитами, здесь широко развиты красичные жилы, цели-

ком залегающие в ультрабазах. Многие из этих жил являются слепыми телами, расположенными в интервалах от 140 до 250 м. Все красичные жилы имеют тесную пространственную связь с дайками плагิโอгранит-порфиров. Весьма характерная и своеобразная особенность слепых красичных жил рассматриваемого участка – их четкая приуроченность к области выклинивания Соймоновской дайки плагิโอгранит-порфиров (см. рис. 44). И в этом случае красичные жилы располагаются перпендикулярно простиранию дайки.

Следовательно, в размещении красичных жил, пространственно ассоциирующих с ультрабазами, наиболее четко выступают две особенности: 1) приуроченность к внешней приконтактной зоне ультрабазитов и 2) приуроченность к внутренней части гипербазитов, к области выклинивания дайки гранитоидов.

Причины закономерной приуроченности красичных жил к внешним приконтактным зонам тел ультрабазитов пока еще не могут считаться выясненными. Можно лишь высказать некоторые предположения. В частности, представляется, что решающее значение в механизме локализации красичных жил в диабазах на контакте с ультрабазами имеет существенная разница физических свойств диабазов и ультрабазитов, замещенных тальково-карбонатными породами (Желобов, 1972).

Возникновение красичных жил внутри тела ультрабазитов может быть вызвано общетектоническими деформациями, обусловившими появление крупных разломов субширотного простирания. В частности, система субширотных разломов известна в северной части рудного поля. С их восточным продолжением совпадает положение многих слепых красичных жил.

Красичные жилы Березовского рудного поля во всех случаях имеют тесную пространственную связь с дайками гранитоидов, которые, по-видимому, служили рудоподводящими и рудораспределяющими каналами. Приведенные на рис. 45 случаи приуроченности золотого оруденения к областям выклинивания дайки плагิโอгранит-порфира могут служить прекрасной иллюстрацией влияния измененных ультрабазитов на осаждение руд при выходе растворов из трещиноватой гранитоидной дайки во вмещающие породы.

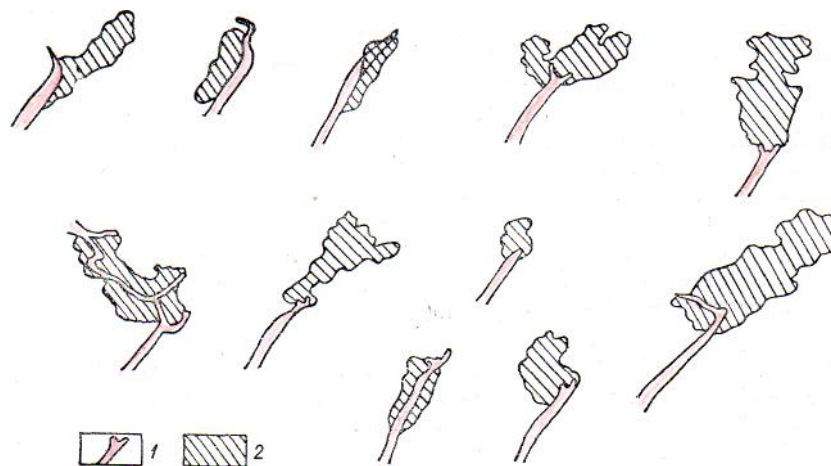


Рис. 45. Упрощенные продольные вертикальные разрезы красичных жил, иллюстрирующие различные случаи их приуроченности к области выклинивания дайки плагิโอгранит-порфиров. Все жилы «слепые» и залегают в серпентинизированных ультрабазах, замещенных тальково-карбонатными породами (Желобов, 1972): 1 – дайка плагิโอгранит-порфиров; 2 – распределение оруденения в плоскости красичных жил

Пространственная ассоциация красичных жил Березовского рудного поля с телами гипербазитов, с одной стороны, и дайками гранитоидов – с другой, позволяет предполагать возможную генетическую связь между гипербазитами, гранитоидами и золотым оруденением (Желобов, 1972). Для Урала в целом тоже весьма характерно совместное нахождение гранитоидов и гипербазитов на площадях развития золотого оруденения (Джетыгаринский, Миасский, Непряхинский и другие районы).

### 3.5. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ РОЛЬ ШАРТАШСКОГО МАССИВА АДАМЕЛЛИТОВ В ФОРМИРОВАНИИ БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Район Шарташского гранитного массива издавна привлекает к себе внимание исследователей, так как здесь находится Березовское золоторудное месторождение. Проблема образования крупного месторождения кварцево-жильного типа для Урала имеет большое практическое значение для конкретизации новых районов поисков золоторудных объектов этого типа.

Массив доступен для наблюдения в карьерах и коренных выходах. Массив представляет собой изометричную в плане интрузию площадью около 30 км<sup>2</sup> (рис. 46). В тектоническом отношении он приурочен к одноименной с ним брахиантиклинали, расположенной в северном погружении Сысертского мегантиклинория, относящегося к Восточно-Уральскому тектоническому поднятию. Непосредственно вмещающими граниты породами являются в основном амфиболиты и зеленые сланцы силурийского возраста, а также тальково-карбонатные породы – продукты метаморфизма ультрабазитов силура (Куруленко, Чукашова, 1966).



Рис. 46. Схематическая геологическая карта Шарташского массива (Куруленко, 1977):  
1 – граниты: а – крупнозернистые и среднезернистые, б – мелкозернистые; 2 – жильные породы, гранит-порфиры; 3 – серпентиниты; 4 – тальк-карбонатные и тальк-тремолитовые породы;  
5 – филлитовые, углисто-кремнистые и слюдисто-кварцевые сланцы; 6 – амфиболиты, зеленые сланцы



Шарташский массив сложен почти полностью непредельными по содержанию кремнезема гранитами. Лишь в одном пункте, в его северо-восточной части, установлены гранодиориты. Контакт их с гранитами не вскрыт. По гравиметрическим данным, Шарташский интрузив – крупное тело, расширяющееся на глубину и представляющее собой один из выходов на дневную поверхность Большого Шарташского плутона неправильной формы в плане и субширотной ориентировки. Вертикальные размеры этого плутона около 5 км. Западный Шарташский и расположенный восточнее Шпанчевский выступы картируются на современном срезе, более восточный Становлянский (слепой) выступ четко фиксируется локальной отрицательной аномалией в поле силы тяжести. Его апикальная часть вскрыта структурно-поисковой скважиной на глубине около 800 м (Беллавин и др., 1970).

Неоднородность геологического строения массива обусловлена трехфазным внедрением гранитов-адамеллитов и сопутствующим внедрением многочисленных даек разнообразного состава: от лампрофиров до аляскитов. Р. С. Куруленко (1976) расчленила граниты на три самостоятельные фазы, каждая из которых сопровождалась многочисленными дайками разнообразного состава (рис. 47, 48). Первая фаза представлена крупнозернистыми, вторая – среднезернистыми и третья – мелкозернистыми гранитами, близкими по минеральному и химическому составу. Контакты между выделенными разновидностями пород четкие интрузивные. Жильные образования, следующие после каждой из интрузивных фаз, представлены пегматитами, аплитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и лампрофирами, внедрившимися в антидромной коллизионной последовательности. Эти данные позволили Р. С. Куруленко (1976) рассматривать совокупность пород, слагающих Шарташский массив, в качестве сложной многоритмовой (мультиплетной, по терминологии Э. П. Изоха) серии, состоящей из трех интрузивно-дайковых комплексов.

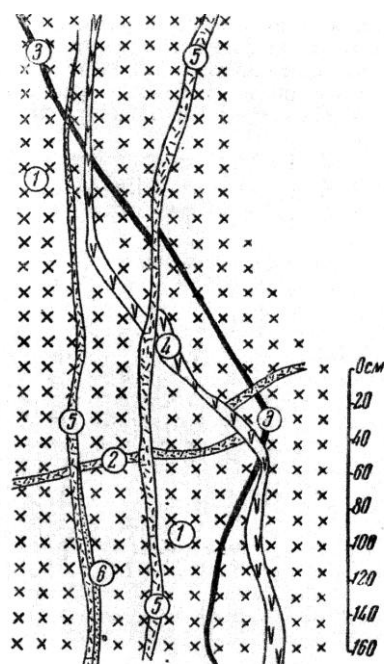


Рис. 47. Соотношение разновозрастных жильных пород в Шарташском гранитном массиве (Бородаевские, 1947):  
1 – гранит; 2 – пегматит; 3 – кварцевая жила;  
4 – лампрофир; 5 – аплит-II; 6 – пегматит-II

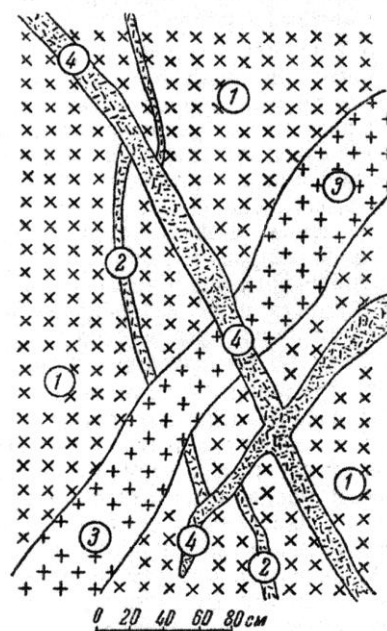


Рис. 48. Соотношение разновозрастных жильных пород в Шарташском гранитном массиве (Бородаевские, 1947):  
1 – гранит; 2 – пегматит-I с обогащенными биотитом зальбандами; 3 – гранит-порфир-I;  
4 – лейкократовый гранит-пегматит-II

По минеральному составу, а также по составу и свойствам главных породообразующих минералов граниты всех структурных разновидностей не отличаются. Среднее содержание главных породообразующих минералов в гранитах следующее (%): зональный плагиоклаз (№ 15) – 33-50; кварц – 22-23, микроклин-пертит – 11-20, биотит – 5-6; изредка присутствует роговая обманка. Зональность плагиоклаза обычно прямая, реже обратная. Рудные и акцессорные минералы – магнетит, пирит, циркон, эпидот, ортит, апатит.

Химический состав пород также свидетельствует об отсутствии существенных различий между разномасштабными гранитами, принадлежности их к калиево-натриевому ряду и недосыщенности кремнеземом в сравнении с мировым типом гранита. Особенностью шарташских гранитов является их повышенная основность, по сравнению со средним уральским гранитом: пониженное содержание двуокиси кремния, сравнительно высокое содержание темноцветной части, большая доля плагиоклазов среди полевых шпатов. По анортитовому числу они относятся к промежуточным породам между гранитами и гранодиоритами, то есть к адамеллитам.

В Шарташских гранитах располагаются многочисленные дайки разных типов жильных пород. Дайки гранит-порфиров, лампрофиров, прожилки пегматита и аплита выполняют крутопадающие трещины субмеридионального простирания. С трещинами северо-западного простирания (330-340°), падающими на северо-восток под углом 65-70°, связаны сложные дайки гранит-порфиров, эолитов, пегматитов, лейкократовых гранитов. Трещины северо-восточного простирания (20-50°) с падением на северо-запад под углом 70-80° контролируют дайки мелкозернистых гранитов, прожилки пегматитов, аплитов. Субширотные трещины иногда выполнены маломощными прожилками пегматита, аплита, лейкократового гранита, кварца, гранит-порфира (Куруленко, 1976).

Гранит-порфиры – наиболее широко распространенная жильная порода массива. Мощность даек от единиц сантиметров до 40-50 м, строение неоднородное: наблюдается постепенное уменьшение крупности зерна от центральных к периферическим частям даек, обусловленное различной степенью переохлаждения расплавов. Различные по структуре гранит-порфиры встречаются и в виде самостоятельных даек. Гранит-порфиры-II встречены в виде единичных маломощных (до 1 м) даек. От гранит-порфиров-I они отличаются наличием сравнительно крупных вкрапленников микроклина, кварца, плагиоклаза и отсутствием во вкрапленниках биотита. Основная масса мелкозернистая, яснокристаллическая.

Лампрофиры – сравнительно редкие дайки мощностью до 2 м. Различают лампрофиры-I – ранние и II – поздние. Лампрофиры-I представляют собой зелено-черные порфировидные породы, редкие вкрапленники которых состоят из зеленой роговой обманки и вторичного биотита. Лампрофиры-II состоят из двух разновидностей. Первая содержит во вкрапленниках черные игольчатые кристаллы роговой обманки, прямоугольные зерна белого плагиоклаза и единичные округлые зерна кварца. Основная масса тонкозернистая темно-серая. По количественному минеральному составу (кварц 16 %, плагиоклаз 59,0 %, калишпат 6,0 %, темноцветные 19,0 %) лампрофиры относятся к жильным кварцевым диоритам (мальхитам).

Лейкократовые граниты наблюдаются в виде многочисленных даек мощностью от единиц сантиметров до 70 см. В юго-восточном экзоконтакте массива известны дайки лейкократовых гранитов мощностью 2-10 м. Аплиты – широко распространенные жильные породы массива, обычно они имеют мощность в 1-20 см, в отдельных случаях 10-50 м. Макроскопически аплиты белого, розовато- и желтовато-белого цвета, тонкозернистые, мелкозернистые, переходящие в пегматоидные.

Пегматиты образуют маломощные слабодифференцированные жилы мелкоблочного и тонкозернистого сложения. Центральная часть жил обычно сложена кварцем. Кварцевые жилы встречаются в виде тонких прожилков (0,1-10 см) и линзовидных включений в гранитоидах. Сравнительно мощные кварцевые жилы (до 1,5 м) известны в экзоконтакте массива.

Наблюдения над взаимными пересечениями, проведенные в карьерах, показали сложную историю формирования жильных пород. В широком диапазоне времени внедрялись лейкократовые граниты, аплиты, пегматиты и кварцевые жилы. Они известны во взаимных пересечениях со всеми описанными разновидностями жильных пород массива и неоднократно пересекаются между собой. Гранит-порфиры также представляют собой сложные и многократные образования. Дайки лампрофиров-I пересекают средне- и крупнозернистые граниты; лампрофиры-II рассекают мелкозернистые граниты и гранит-порфиры I (Куруленко, 1976).

При изучении гранитоидов и метасоматитов Шарташского массива краткие сведения о кварцевых жилах, залегающих в гранитоидах, приведены в работах А. И. Грабежева, Б. В. Чеснокова, Р. С. Куруленко, В. Н. Сазонова и многих др. Однако наиболее полное полевое описание кварцевых жил сделано Р. С. Куруленко (1982) и О. А. Суставовым (Суставов и др., 1998), а минеральный состав жил наиболее полно рассмотрен в работах С. В. Прибавкина с соавторами (Прибавкин и др., 1996, 1997).

Р. С. Куруленко (1982) в Шарташском гранитном карьере описан участок развития многочисленных кварцево-сульфидных жил и гидротермально измененных пород, несущих разнообразную сульфидную минерализацию, образующую местами крупнокристаллические скопления и друзовые образования в кварцевых жилах. Участок находится в зоне контакта средне- и мелкозернистых адамеллитов, рассланцованных и пересеченных дайками и жилами: среднезернистые адамеллиты рассечены дайками адамеллит-порфиров, гранодиорит-порфиров, лампрофиров, аплитов, кварцевых жил; мелкозернистые адамеллиты – лейкократовыми гранитами, аплитами, кварцевыми жилами.

Кварцевые жилы имеют небольшую мощность (от долей до 2 см), крутое падение, расположены на расстоянии 0,01-2,0 м друг от друга, породы вдоль них в виде полосы шириной 0,1-30 см интенсивно березитизированы. Серия кварцевых жил является секущей по отношению к отмеченным дайкам и согласной с простиранием контакта средне- и мелкозернистых адамеллитов. Жилы примерно на 60 % выполнены полупрозрачным мелкозернистым, иногда друзовым кварцем серого, светло-серого до белого цвета и значительно менее распространенным кальцитом. Сульфиды образуют вкрапленность, прожилки и редко гнездовые скопления в кварце, а в березите – тонкорассеянную вкрапленность и нитевидные прожилки. По подсчету в одной из глыб пирит составляет 25 % объема жилы, тетраэдрит – 8 %, сфалерит – 2,5 %, галенит – 1,5 %. Кристаллы пирита наблюдаются в виде кубов, редко пентагондодекаэдров; сфалерит представлен кристаллами клейофана зеленовато-желтого до серого цвета, тетраэдрического облика; галенит встречается в виде кубических, редко октаэдрических кристаллов; тетраэдрит образует тонкозернистые агрегаты. В полированных шлифах наиболее ранним из сульфидных минералов является пирит, образующий идиоморфные зерна, замещаемые галенитом, сфалеритом. Нередко сульфиды образуют сростки друг с другом: сфалерит, как правило, приурочен к тетраэдриту, последний замещается галенитом, образуя графические структуры (Куруленко, 1982).

Крупная кварцевая жила в Шарташском гранитном массиве описана О. А. Суставовым и Е. Н. Паршаковым (1998). Жила располагается в 6 км к востоку от Екатеринбурга у дороги Екатеринбург – Ново-Свердловская ТЭЦ (0,4 км к западу от автобусной остановки Сады). Мощность жилы до 1 м, длина по простираению более 175 м. Она имеет северо-восточное простираение, падение на юго-восток под 80°. В настоящее время жила в значительной степени выработана. Жила залегает среди обычных среднезернистых низкощелочных шарташских гранитов, местами идет вдоль контактов секущей граниты дайки лампрофиров мощностью до 4 м. С запада к жиле подходит пересекающая граниты мощная (до 10 м) дайка гранит-порфиров северо-западного простираения.

Гранит приобретает возле жилы желтоватую окраску в связи с начинающейся пелитизацией микроклина. Вокруг некоторых тонких апофиз кварцевой жилы наблюдается замещение плагиоклаза и биотита гранитов микроклином и серицитом. В контактах квар-

цевых прожилков, залегающих в гранит-порфирах, происходит почти полная серицитизация плагиоклаза гранит-порфиров с образованием метасоматита, состоящего из серицита, кварца и исходного микроклина.

Лампрофиры в контактах с кварцевой жилой подвергаются осветлению в связи с замещением биотита, амфибола, отчасти плагиоклаза серицитом и увеличением количества кварца. Микроклин в ходе этих преобразований остается свежим.

Измененные граниты и гранит-порфиры по составу сходны с породами внешней зоны метасоматической колонки гумбеитизации, а измененные лампрофиры – березитизации, с тем отличием, что карбонатов в рассматриваемых породах не отмечается.

Жила сложена гигантозернистым замутненным кварцем. В нем наблюдаются волнистое угасание, системы изгибов, блокование, полигонизация. В жиле нередко присутствует микроклин. В виде отдельных гнезд и по трещинам в кварце наблюдаются галенит и

блеклые руды; последние образуют крупные выделения с примесью пирита и тонкозернистые срастания с галенитом. Встречаются также серицит и сфалерит (клеюфан). Химический состав и параметры кристаллической решетки блеклых руд соответствуют тетраэдриту. С приближением к сульфидам молочно-белый кварц нередко сменяется прозрачным. В молочно-белом кварце наблюдаются прожилки прозрачного кварца 2-й генерации с галенитом, а также прожилки прозрачного кварца с кристаллами горного хрусталя. При разработке жилы в ней было встречено гнездо размером более 1 м, в котором находились кристаллы кварца длиной до 0,5 м.

Кристаллы горного хрусталя бесцветные и дымчатые, гексагонально-призматического габитуса. В них встречаются первичные трехфазовые флюидные включения с жидкой углекислотой. Вторичные флюидные включения вдоль залеченных трещин двухфазовые, образовались из растворов, не содержащих значительных количеств  $\text{CO}_2$ . Учитывая наличие в некоторых кристаллах кварца взвешенных ограненных кристалликов блеклых руд, можно заключить, что образование сопровождающего сульфиды прозрачного кварца происходило одновременно с образованием кристаллов горного хрусталя (Суставов и др., 1998).

В пределах Шарташского массива адамеллитов и в западной части Березовского месторождения кварцевые жилы и прожилки сопровождаются ореолами гумбеитизации. Обычно это маломощные (редко до 0,3 м) оторочки. Выделены ранние (микроклиновые) и поздние (микроклин-серицитовые) гумбеиты. Поздние гумбеиты – это разновидность метасоматитов,

промежуточных между гумбеитами и березитами (Сазонов и др., 2001). В 1998 г. авторами в южном борту Шарташского карьера были получены дополнительные материалы по взаимоотношениям березитов и гумбеитов (рис. 49). Этот рисунок дает основание для вывода о том, что березиты могут формироваться в составе гумбеитовой формации, при

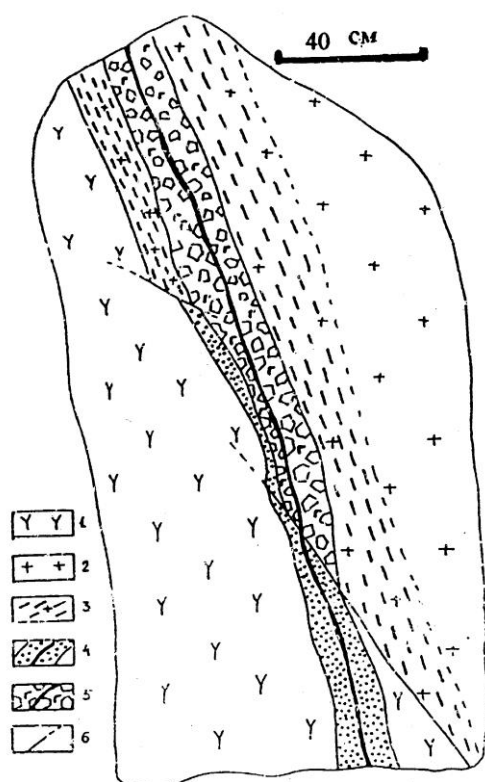


Рис. 49. Развитие гумбеитов (по адамеллитам) и березитов (по лампрофирам) около одной и той же кварцевой жилы, содержащей карбонат в части колонки по лампрофирам и калишпат в части колонки по адамеллиту. Зарисовка фрагмента южного борта Шарташского карьера: 1 – лампрофир; 2 – адамеллит; 3 – зона рассланцевания и обогащения биотитом; 4 – кварц-карбонатная жила с сульфидами и оторочкой березитов; 5 – кварц-карбонатная жила с сульфидами и оторочкой гумбеитов; 6 – тектоническая трещина



пониженном химическом (по сравнению с формацией гумбеитов) потенциале калия (Сазонов и др., 2001).

Помимо гумбеитов в Шарташском карьере встречаются розовые или кремовые эйситы. Эйсит из оторочки кварцевого прожилка, представленный кварцем, альбитом и карбонатом (кальцит+ доломит-анкерит), был подвергнут термобарометрии с использованием доломит-кальцитового термобарометра. Получены следующие РТ-параметры эйситизации в адамеллитах:  $T=425-330^{\circ}\text{C}$  и  $P=0,1-0,5$  кбар (Сазонов и др., 2001).

### 3.6. МЕТАСОМАТИТЫ БЕРЕЗОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Интерес, который издавна проявляется к околорудным метасоматитам, вполне понятен. Околорудно измененные породы широко используются при прогнозно-металлогенических исследованиях, так как известно, что с определенными формациями таких пород сопряжено вполне определенное оруденение, в том числе золотое. Детальное изучение метасоматической зональности в горизонтальной и вертикальной плоскостях дает основу для дифференциации золоторудных объектов по их масштабу и минеральным типам (Сазонов, 1984; Сазонов и др., 2002).

Для золотооруднения коллизионной обстановки типоморфны метасоматические формации – березит-лиственитовая и кварц-серицитовая. Отмечены также скарны, эйситы и гумбеиты (Сазонов, 2002; Сазонов и др., 2002; 2006).

Березитизация и лиственитизация рассматриваются всеми исследователями как единый, одновременный процесс образования метасоматической зональности в ультраосновных, карбонатных (лиственитизация) и кислых (березитизация) породах под воздействием кислых средне- и низкотемпературных хлоритовых растворов, обогащенных  $\text{CO}_2$ , K, S. При развитии процесса на контакте ультраосновных и кислых пород его называют березитизацией-лиственитизацией. Метасоматиты рассматриваемого процесса по породам основного-среднего состава, а также развившиеся на контакте основных пород с ультраосновными, средними, кислыми, средних пород с кислыми, основных пород с карбонатными и т. д. имеют промежуточный между лиственитами (по ультраосновным породам) и березитами (по кислым породам) химический и количественный минеральный состав. Предельные продукты березитизации-лиственитизации по ультрабазитам и известнякам именуются лиственитами, по кислым – березитами. Фации метасоматитов по средним-основным породам имеют промежуточный химический и минеральный состав. По традиции, сложившейся на Урале (в особенности после работы Н. И. и М. Б. Бородаевских (1947)), фации по средним породам относятся к березитам, а по основным – к лиственитам.

Березиты близки к грейzenам. Различие обусловлено различной специализацией флюида: хлорной и уголекислотной (генерируется в связи со становлением интрузий тоналитового состава) – в первом случае и фторной (генерируется при кристаллизации массивов гранитной формации) – во втором. РТ-параметры формирования тех и других метасоматитов если и не идентичны, то вполне сопоставимы.

Березиты-листвениты состоят в близком родстве с метасоматитами аргиллизитовой, кварц-серицитовой и гумбеитовой формаций. Каждая из метасоматических формаций характеризуется специфическими парагенезисами внутренней зоны колонок, состав которых в изофациальных условиях в рамках одной формации определяется составом исходных пород, химизмом преобразования последних, определенной геологической позицией, металлогенической специализацией.

Метасоматиты, порожденные флюидом, сопряженным с гранитоидным источником, можно расположить в следующий ряд (в интервале глубинности от 5,5 км до палеоповерхности) (Сазонов, 1998): скарны – гумбеиты – эйситы – березиты – кварц-серицитовые – аргиллизиты.

В рудных полях обычно развиты одна, две, реже три метасоматические формации. Как правило, более продуктивная более поздняя из них. В условиях повышенной глубин-

ности развития гидротермального процесса (1,8-5 км) совмещаются метасоматические формации. Это обуславливается тем, что Т гидротермального раствора и боковых пород сопоставимы. В менее глубинных условиях (меньше 0,8 км от палеоповерхности) температурное поле создается и поддерживается гидротермальным раствором. Поэтому, например, в околотрещинных пространствах могут развиваться минеральные парагенезисы, отвечающие березит-лиственитовой или кварц-серицитовым формациям, а с удалением от трещин в пространстве с пониженной Т (менее 250 °С) указанные парагенезисы сменяются таковыми, отвечающими аргиллизитовой формации.

Смена калиевых метасоматитов натриевыми в вертикальной плоскости определяется такими факторами развития гидротермального процесса, как Т, рН раствора и химизм метасоматоза. Последнее играет если не определяющую, то весьма значительную роль. Этим определяется смена гумбеитов эйситами, последних березитами. Причем величина К/Na в растворе определяет тип светлой слюды, которая кристаллизуется в березитах. Как правило, сначала развиваются калиевые березиты, при этом натрий выносятся в раствор, повышая химический потенциал этого компонента в последнем. При достижении определенной величины (по мнению разных авторов, она колеблется от 4-5 до десятков единиц) начинают формироваться натриевые березиты (Золотооруденение ..., 1997).

### **3.6.1. Околорудные метасоматиты Березовского рудного поля**

Изучение метасоматитов, проведенное Х. Х. Лайпановым (1977), базировалось на детальном исследовании опорных разрезов в крест простираения ореолов измененных пород. Изучено более 60 разрезов, расположенных в различных участках рудного поля (шахты Северная, Южная, № 1, 4, 5, 6, Шарташский и Березовский щебеночные карьеры). В пределах рудного поля выделяются четыре разновозрастных типа метасоматитов: 1) турмалинсодержащие метасоматиты, 2) березиты-листвениты, 3) слюдиты, 4) аргиллизиты. Золоторудные жилы приурочены к березитам и лиственитам, слабозолотоносные – к слюдитам и турмалинсодержащим метасоматитам. Аргиллизиты золотоносны очень слабо (Лайпанов, 1977).

К наиболее ранним околорудным метасоматитам отнесены турмалинсодержащие лиственитоподобные породы. Они развиты по серпентинитам, габбро, реже по аподиабазовым амфиболитам, вулканогенно-осадочным породам и распространены в северной части рудного поля. Эти метасоматиты связаны с хлорит-магнезитовыми контактово-реакционными оторочками даек плагиогранит-порфиров (шахта № 6) и зарождаются в них. По мере развития метасоматитов и кварцевых жил состав турмалина изменяется. В золоторудных жилах иногда присутствует переотложенный турмалин, близкий по составу к внешним зонам раннего турмалина из лиственитоподобных метасоматитов. Это свидетельствует о более позднем его формировании.

Следующими по времени образования являются листвениты и березиты. Их образование при воздействии одних и тех же растворов на породы различного состава доказано исследованиями Н. И. Бородаевского и М. Б. Бородаевской (1947). Березиты развиваются по дайкам гранитоид-порфиров, обычно сопровождая золото-сульфидно-кварцевые жилы.

Более поздними, чем березиты и листвениты, являются слюдиты, которые ранее рассматривались совместно с березитами. Обычно пространственно они совмещены с березитами, накладываются на них, а также на контакты последних с кварцевыми жилами (дайка Соймановская и др.). Слюдитизация березитов заключается в перекристаллизации пирита, жильного кварца с частичным растворением и образованием в этих участках кварцевых друз. Неоднократное дробление, растворение и регенерация кристаллов сульфидов друзовых полостей свидетельствуют о широком проявлении внутрискладчатых подвижек. Возраст березитов 340-360 млн лет, слюдитов – 250-270 млн лет. Близкие к этим цифры приводят и другие исследователи (Гаррис, 1964; Овчинников и др., 1969).

Аргиллизиты встречаются в выработках Южной шахты (дайки Второпавловская, Диагональная и др.). Они развиты вдоль тектонических трещин, по контактам кварцевых жил и березитов, реже секут березиты и слюдиты. Внешне это глиноподобные белые образования с тонкой вкрапленностью кубов пирита. Они слагаются монтмориллонитом, каолинитом и гидрослюдой. От тектонических глинок трения они отличаются наличием пирита и развитием в последних из глинистых минералов только каолинита.

При лиственитизации ультраосновных и основных пород происходит интенсивный вынос кремнезема, а при березитизации и формировании кварцевых жил – привнос и перераспределение. Не исключено, что выщелоченный при лиственитизации кремнезем отлагался при березитизации и формировании кварцевых жил. Примерно так же ведет себя железо. Часть железа совместно с кальцием и магнием входит в состав анкеритов, а также халькопирита и других сульфидов. Кальций при березитизации гранитоидов перераспределяется, выносится при лиственитизации основных и привносится при лиственитизации ультраосновных пород. Калий и уголекислота привносятся при том и другом процессе. Вода выносится при образовании тальк-карбонатных пород и лиственитов по серпентинитам и привносится при лиственитизации основных пород и березитизации гранитоидов. Сера в ультрабазитах и базитах перераспределяется в пределах колонок, в гранитоидах отмечается ее интенсивный привнос. Натрий в большом количестве выносится как при лиственитизации, так и при березитизации. Кроме того, лиственитизация ультрабазитов и базитов сопровождается выносом и перераспределением золота во внешних зонах и концентрацией его в пирите внутренних зон. К аналогичному выводу пришел В. Н. Сазонов (1972). При березитизации жильных гранитоидов отмечается привнос золота с образованием вкрапленных руд. По направлению к жиле в пиритах из березитов содержание золота возрастает и достигает порядка  $10^{-3}$  %.

На основе исследования минералов переменного состава из различных частей метасоматических колонок можно судить о составе воздействующих гидротерм, их щелочности-кислотности и т. д. Установлено, что в колонке, образовавшейся по базитам, от внешних зон к внутренним постепенно уменьшается железистость роговой обманки (от 75 до 0). В дальнейшем роговая обманка замещается эпидотом, хлоритом, кальцитом. В исходных породах плагиоклаз – олигоклаз № 20. В зоне с устойчивым амфиболом фиксируется альбит № 5, в 1 м от кварцевой жилы отмечается чистый альбит. Железистость хлорита от внешней зоны колонок к внутренней уменьшается (от 65 до 45). Кроме того, в хлорите происходит увеличение количества алюминия в четверной и шестерной координациях. Карбонаты представлены двумя разновидностями: кальцитом и анкеритом. Кальцит развит в исходных породах. Начиная с внешней зоны лиственитизации фиксируется анкерит. Вблизи перехода к зоне лиственитизации в кальците устанавливается примесь доломитовой молекулы. В анкеритах из лиственитов содержание кальция по направлению к кварцевой жиле уменьшается, а железа и магния – увеличивается. Во внешних зонах серицит обогащен фенгитовой и ферримусковитовой составляющими. Во внутренней зоне развит менее железистый серицит. Охарактеризованное изменение состава минералов при лиственитизации дает основание считать, что во внутренней зоне колонок происходит процесс инфильтрационного, а во внешней – диффузионного метасоматоза (Лайпанов, 1977).

Распределение типов метасоматитов в пределах Березовского рудного поля зонально относительно Шарташского гранитного массива. В наиболее близкой к массиву зоне (до 0,7-1,2 км от кровли) развиты калишпатсодержащие березиты (Грабежев, 1970), сопряженные со слабозолотоносными кварцевыми жилами. Они развиты в дайках гранит-порфиров наряду с обычными березитами, а также в гранитах названного массива. По внешнему облику они отличаются от обычных березитов, так как содержат порфировые включения розового микроклина. Для них, как и для обычных лиственитов, характерна вкрапленность пирита. Во внешней зоне колонок по гранитам развиты сфен и эпидот вместо рутила и анкерита, характерных для внешней зоны березитизации гранитоид-порфиров рудного поля. По химизму между калишпатсодержащими и обычными березитами

устанавливаются промежуточные разности. Особенность калишпатсодержащих березитов – более низкие по сравнению с обычными березитами содержания серы и изменение соотношения щелочей в пользу натрия.

В следующей к северу средней зоне (1-2 км) широко развиты обычные березиты, сопряженные с золоторудными жилами, и слабо проявлены листвениты. Наиболее широко здесь, по сравнению с другими зонами, проявлены слюдиты.

Для внешней зоны (2,0-3,5 км) характерно сочетание березитов, лиственитов и золото-сульфидно-кварцевых жил (Лайпанов, 1977).

### **3.6.2. Особенности дорудного площадного метасоматоза**

В дайках гранит-порфиров на верхних горизонтах Березовского месторождения Н. И. и М. Б. Бородаевскими (1947) отмечалось спорадическое развитие шахтного альбита по калишпату вплоть до его полного замещения в протяженных зонах мощностью 1-15 см. На нижних горизонтах этот процесс выражен очень слабо, причем калишпат, особенно основной массы, может замещаться альбитом, не имеющим шахматного двойникования. Повсеместно распространенные в дайках Березовского месторождения серицитизация, мусковитизация и деанортитизация плагиоклаза явно связаны с этапом березитизации.

Ранние щелочные площадные процессы закартированы в северо-восточной части Шарташского адамеллитового массива. Здесь по адамеллитам развиваются линзовидные тела мощностью 30-100 см, иногда прожилки среднезернистых карбонат-пирит-микроклин-альбитовых метасоматитов или альбититов. Во внешних зонах колонок зеленовато-серого цвета мощностью 1-2 см, которые часто отсутствуют, происходит интенсивная серицитизация плагиоклаза, мусковитизация и хлоритизация биотита; образуются пирит и карбонат. По составу эта зона аналогична внешней зоне колонок березитизации. Промежуточная розовато-белая зона мощностью до 15 см тоже наблюдается не всегда, здесь происходит перекристаллизация серицита по плагиоклазу в мелкочешуйчатый мусковит (5-10 %) размером 0,1-0,2 мм и замещение хлорита мусковитом. Светло-серые и розовые карбонат-пирит-микроклин-альбитовые метасоматиты внутренней зоны колонок имеют мощность до 1 м и образуются в результате замещения части кварца альбитом, другая часть кварца растворяется, и его место занимают пирит, карбонат и мусковит (10-15 %). Альбитизация кварца нередко происходит путем разрастания окружающих кварц таблиц плагиоклаза, принимающих идиоморфную форму. В метасоматите часто сохраняется реликтовый кварц, иногда значительная часть микроклина замещена скелетными кристаллами альбита. Особенностью метасоматита является крупный (0,3-1,5 мм) размер зерен метасоматического альбита, мусковит также представлен крупными чешуйками размером 0,1-0,3 мм. Карбонат находится в виде прожилков и мелких скелетных неправильных выделений в плагиоклазе или в виде самостоятельных зерен размером до 1,5 мм. Первая форма преобладает во внешних зонах, вторая – во внутренней. Адамеллит и метасоматит по пересчету с химических анализов пород имеют, соответственно, следующие минеральные составы, вес %: плагиоклаз 50,3 и 59,0, микроклин 18,0 и 14,0, кварц 23,1 и 9,0, биотит 8,6 и 0,0, мусковит 0,0 и 8,0, карбонат 0,0 и 7,1, пирит 0 и 2,9.

Характер замещения и равномерное в объеме распределение метасоматических минералов ранней площадной стадии свидетельствуют о повышенной (400-600 °С) температуре, повышенной щелочности раствора и его фильтрации через весь объем рудного поля (Грабежев, 1970).

Степень развития раннего площадного метасоматоза определяется степенью растекания поднимающейся термогидроколони, что может быть связано с экранированием вышележащими более плотными или более холодными породами, чем нижележащие, и другими причинами. Однако развитие ранних площадных метасоматических процессов исключительно на малоглубинных месторождениях показывает, что наиболее важной причиной растекания поднимающейся термогидроколони должно являться наличие на ее

пути резкого относительного перепада давления, что может быть при переходе от зоны литостатического давления к локальной или региональной зоне гидростатического давления (Иванов, 1970).

### 3.6.3. Гумбеиты

Гумбеиты в пределах Березовского рудного поля известны в ряде пунктов Шарташского массива адамеллитов (прежде всего в Шарташском и Изоплитском щебеночных карьерах) и в западной части Березовского месторождения (Грабежев, 1970; Прибавкин и др., 1996; Спиридонов и др., 1998, 2014; Сазонов и др., 2001).

С. В. Прибавкиным (Середкин и др., 1997) описаны кварцевые жилы с Ag-Cu-Bi-минерализацией (Главный шарташский карьер, восточный борт). Как показали исследования, эти кварцевые жилы сопровождаются нормальными гумбеитами (без серицита в тыловой зоне), имеющими следующую зональность:

- 0) неизменный адамеллит (олигоклаз, кварц, микроклин, биотит);
- 1) серицит, доломит, пирит (трехминеральные псевдоморфозы по биотиту), альбит, кальцит, кварц, микроклин, сфен;
- 2) доломит, альбит, кальцит, кварц, микроклин, пирит, сфен;
- 3) доломит, кальцит, кварц, микроклин, пирит, сфен;
- 4) доломит, кварц, микроклин, пирит, рутил (тыловая зона).

В этих жилах встречены минералы группы айкинита (айкинит, крупкаит, линдстремит), купровисмутита (павонит, купропавонит, купровисмутит), бенжаминит, висмутин, висмут, тетрадимит, молибденит, шеелит, Ag-Bi-содержащий галенит (минералы диагностированы по данным зондовых анализов, аналитик Н. Н. Коненкова, МГУ, Camebax SX-50).

На нижних горизонтах карьера гумбеитовые оторочки этих жил подвергаются интенсивной серицитизации (серицит развивается не только по микроклину, но и по альбиту в средних зонах колонки), доломит при этом замещается кальцитом. Состав метасоматитов становится аналогичным большинству кварцевых жил Шарташского массива. Серицит по химическому составу отвечает фенгиту.

Рудная минерализация развивается после серицита и представлена Ag-содержащим тетраэдритом-Zn, клейофаном, галенитом, бурнонитом, менегинитом, айкинитом, шеелитом, высокопробным золотом. Ранняя рудная минерализация в этот этап уничтожается (Середкин и др., 1997).

По данным Э. М. Спиридонова (1998), ранние кальцит-биотитовые гумбеиты – наиболее высокотемпературные образования, они сопровождаются кварцевыми жилами с биотитом и молибдошеелитом, ядра которого содержат 20-27 мол.%  $\text{CaMoO}_4$ . Молибдошеелит такого состава, по экспериментальным данным, образуется при  $T > 400$  °С. Эта оценка близка к  $T_{\text{гом}}$  ГЖВ в молибдошеелите – 450-390 °С.

Кальцит-доломит-биотитовые гумбеиты, вероятно, возникли при несколько более низкой температуре:  $T_{\text{гом}}$  ГЖВ в Мо-шеелите сопутствующих жил составляет 400-360 °С. При еще более низких температурах возникли доломит-биотитовые гумбеиты, сопровождающиеся жилами с  $T_{\text{гом}}$  ГЖВ в шеелите – 360-330 °С и в кварце – 335-280 °С (Гумбейское рудное поле), в шеелите – 360-330 °С и в кварце – 360-295 °С (Шарташское рудопроявление). Близкие оценки получены для рудных жил с оторочками доломитовых гумбеитов:  $T_{\text{гом}}$  ГЖВ в кварце 340-280 °С и в шеелите – 335-285 °С (Гумбейское рудное поле), в кварце – 335-295 °С и в шеелите – 335-285 °С (Шарташское рудопроявление). С этими оценками коррелируются данные по сульфидам: в ранней ассоциации представлены неупорядоченные твердые растворы серии висмутин – айкинит, которые образуются при  $T > 300$  °С; в поздней ассоциации представлены упорядоченные сверхструктуры – линдстремит, хаммарит..., которые образуются при  $T$  ниже 300 °С. Близкие оценки получены для наиболее поздних карбонат-кварц-адуляровых жил с шеелитом:  $T_{\text{гом}}$  ГЖВ в шеелите – 330-280 °С и в кварце – 330-260 °С (Спиридонов и др., 1998).

Более низкотемпературные параметры образования фенгитовых гумбеитов, которым сопутствуют кварц-сульфидные жилы с  $T_{\text{гом}}$  ГЖВ в кварце – 305-250°C. Наиболее поздняя сульфидная минерализация этих жил с теллуридами и золотом сопровождается развитием феррофенгита и низкоглиноземистого и высокожелезистого хлорита; температура их образования по хлорит-мусковитовому геотермометру Н. В. Котова, разработанному в 1975 году, – 190-170 °C (Спиридонов и др., 1998).

Э. М. Спиридоновым и др. (2014) для Березовского месторождения описан новый тип гумбеитов – листовитоподобные апопикритовые флогопит-магнезитовые гумбеиты. Высокотемпературные гумбеиты, заместившие пикриты, содержат магнезит-флогопит-кварц, в отличие от высокотемпературных апогранитоидных гумбеитов с парагенезисом кальцит-биотит-кварц. Гумбеиты, заместившие пикриты, содержат турмалин и герсдорфит, отсутствующие в апогранитоидных гумбеитах.

### 3.6.4. Эйситы

Эйситы Шарташского массива адамеллитов встречаются в Шарташском и Изоплитском щебеночных карьерах (Сазонов и др. 2001). Это обычно розоватые или кремовые породы. Розоватая окраска метасоматитов обусловлена альбитом. Розовый альбит, видимо, обычно принимается за калишпат. Поэтому эйситы здесь не описаны. Эйсит из оторочки маломощной кварцевой жилы, представленный кварцем, альбитом и карбонатом (кальцит+доломит-анкерит), был подвергнут термобарометрии с использованием доломит-кальцитового термобарометра. В итоге получены следующие РТ-параметры развития эйситизации в адамеллитах (Мурзин и др., 1998):  $T = 425-330$  °C и  $P = 0,1-0,5$  кбар. В южном и юго-западном его бортах Изоплитского карьера вскрыты две зоны гумбеитизации адамеллитов. Эйситы же развиты в 180 и 250 м к северу от указанных зон развития гумбеитов, непосредственно в карьере. Здесь эти метасоматиты образуют оторочки около маломощных (до 5 см) кварцевых жил с гнездами горного хрусталя и блеклой руды и, кроме того, развиты в виде относительно мощных (до 1,5-1,8 м) блоков, сложенных кварцем, карбонатом и альбитом. В качестве незначительной примеси в эйситах отмечаются рутил и пирит. Участками в метасоматитах фиксируются небольшие по размерам полости, выполненные кристаллами кальцита и горным хрусталем. Карбонат эйситов – кальцит (преобладает) и доломит-анкерит (содержание  $\text{FeCO}_3$  варьирует от 3,35 до 20,5 %). С использованием того же термобарометра определены температура (300-150 °C) и давление (0,25-0,75 кбар) формирования эйситов.

Процессы эйситизации и гумбейтизации, развитые в пределах Шарташского массива гранитоидов, являются сопоставимыми по температуре и существенно различными по давлению. Очевидно, причина этого кроется в следующем. Гумбеиты развивались в закрытой системе, о чем свидетельствует высокое значение приведенного выше параметра  $P$ . Заметим, что этот процесс сопровождается значительным выносом натрия, а также то, что гумбеиты и эйситы в Шарташском массиве нередко пространственно совмещены. С учетом установленных в гумбеитах внутриминерализационных подвижек эти факты можно трактовать таким образом. Подвижки открывали систему (полностью или частично), в открытую ее часть устремлялся флюид, обогащенный Na. Не исключено (Мурзин и др., 1998), что с понижением давления активность  $K$  падала, а  $Na$  – резко возрастала, что и привело к формированию эйситов в составе «гумбеитовой» гидротермальной системы.

### 3.6.5. Листвениты-березиты

Строение, состав и условия образования листовитов-березитов детально изучены во многих работах (Берзон, 1983; Сазонов, 1975, 1984, 1998; и др.).

**Метасоматиты по породам основного состава.** Метасоматические процессы в породах основного состава проявлялись наиболее интенсивно, мощности зон метасоматитов здесь максимальные, а их зональность наиболее четкая.

Преобразованию подверглись порфириды, чаще туфы базальтового состава с вкрапленниками плагиоклаза, амфибола. В процессе метасоматического преобразования эти породы хлоритизируются, карбонатируются, серицитизируются, приобретая сложное строение с четко наблюдаемой минеральной зональностью.

По мере приближения к кварцевой жиле происходит полное замещение темноцветных минералов вначале хлоритом и карбонатом, затем хлорит замещается серицитом и карбонатом, раскисление полевого шпата по схеме: андезин – олигоклаз – альбит № 6-10 – альбит № 0-6, окварцевание и карбонатизация. Количество карбоната во внутренних зонах колонки составляет 25-35 %, иногда более. Состав карбоната непостоянен. Во внешних зонах колонки – это преимущественно кальцит, в промежуточных и внутренних – доломит и анкерит.

Химизм преобразования пород выражен в привносе в сферу метасоматизма калия, серы, уголекислоты и выносе натрия, кремнезема. Остальные компоненты ведут себя неоднозначно: в одних случаях привносятся, в других – выносятся (Берзон, 1974).

Изучение распределения золота в метасоматических породах показало, что наибольшие его концентрации наблюдаются во внутренних зонах метасоматических колонок. Золотоносные зоны обычно пиритизированы и лишены хлоритовой составляющей. Внешние зоны незолотоносны; по данным нейтронно-активационных анализов, здесь даже наблюдается снижение содержания золота по отношению к фоновым во вмещающих эффузивах (Сазонов, 1972). Наивысшие концентрации золота фиксируются в сульфидно-кварцевых жилах, где оно отлагалось совместно с рудными минералами, образуя ряд устойчивых продуктивных минеральных ассоциаций.

Лиственитизация габброидных пород во многом сходна с описанной. Во внешней зоне колонки происходит замещение амфибола хлоритом и карбонатом с одновременным замещением полевого шпата (андезина) кварцем, карбонатом, отчасти мусковитом, альбитом. Для типичных лиственитов характерно присутствие фуксита. Фуксит представлен в виде мелких чешуйчатых или волокнистых скоплений, обрастающих поперечно-волокнистыми каймами зерна хромита и магнетита или пересекающих в виде расплывчатых жилок зерна кварца и карбоната. Нередко зерна карбоната нацело замещаются тонкочешуйчатым фукситом (Бородаевский, Бородаевская, 1947). В промежуточной зоне порода приобретает состав альбит-кварц-хлорит-карбонатный, а во внутренней – происходит интенсивное развитие светлой слюды за счет хлорита. Железистость карбоната существенно возрастает от внешней зоны к внутренней. Химизм преобразования габброидов заключается в интенсивном выносе кремнезема, алюминия, железа, натрия и привносе магния, калия, уголекислоты.

Характер минералообразующих растворов при лиственитизации пород в обоих описанных случаях был, по-видимому, тождествен. Кислые растворы, по В. Н. Сазонову (1975), имели нижний температурный предел около 140-150 °С, а верхний – не выше 330-340 °С.

**Метасоматиты по кислым породам.** При изменении кислых пород возникают березиты, которые по мощности и четкости проявленной зональности значительно уступают лиственитам. Поскольку для многих золоторудных проявлений характерен ранний этап площадной альбитизации, то березитизация чаще протекает уже по частично или полностью альбитизированным породам. Во внешней зоне метасоматитов альбит деанортитизируется и во внутренней обычно представлен альбитом № 0. На протяжении же всего метасоматического процесса он замещается агрегатом мусковит + кварц и полностью исчезает только при условии появления кварцевой зоны. Обычно же березиты у золотоносных жил имеют две четкие зоны: кварц-альбит-мусковитовую (с небольшим количеством карбоната) и кварц-мусковитовую (с пиритом и небольшим количеством карбоната).

Количество карбоната в березитах значительно ниже, чем в лиственитах, оно обычно не превышает 5-6 %. Так же как и в лиственитах, состав карбоната при березити-



зации пород неодинаков: во внешних зонах он представлен кальцитом, во внутренних – доломитом или анкеритом.

Химизм преобразования для разных пород кислого состава аналогичен. Изменения происходят при незначительном выносе кремнезема и более активном выносе натрия, привносе калия, углекислоты, серы.

**Метасоматиты по породам среднего состава.** Значительная часть золотоносных метасоматитов залегает среди массивных и жильных пород среднего состава: кварцевых диоритов, диоритов, габбро-диоритов, диоритовых порфиритов и др. Для них в большей степени, чем для ранее описанных, характерны штокверковые или прожилково-вкрапленные типы оруденения. Ореолы околожильно-измененных пород здесь уступают по мощности зонам лиственитизации, но могут быть в несколько раз больше зон березитов. Четкая зональность, как правило, отсутствует, однако две зоны: карбонат-хлорит-мусковит-альбитовая и кварц-альбит-мусковит-карбонатная – различаются довольно отчетливо. Иногда вблизи кварцевых жил в виде тонкой оторочки можно наблюдать карбонат-кварц-мусковитовую зону.

Метасоматическому изменению обычно подвержены породы, претерпевшие региональный метаморфизм зеленокаменной фации. Пироксен замещен амфиболом, эпидотом, плагиоклаз альбитизирован, биотит частично хлоритизирован. Во внешней зоне метасоматической колонки происходит полное (или почти полное) разложение темноцветных минералов: амфибол замещается карбонатом, хлоритом, биотит – хлоритом, карбонатом. В промежуточной и внутренней зонах плагиоклаз постепенно раскисляется до № 0-3, хлорит замещается карбонатом и мусковитом, появляется пирит.

Химизм преобразования этих пород протекает при активном выносе кремнезема, натрия, привносе магния, калия, серы, углекислоты. Остальные компоненты ведут себя неоднозначно: поведение их в разных зонах единой метасоматической колонки связано с перегруппировкой, вызванной разложением одних минералов и формированием других.

Для рудопроявлений, залегающих среди описываемых пород, характерен также процесс околорудной альбитизации, который способствует образованию почти мономинеральных альбититов. Отличительными чертами процесса являются: а) развитие его в породах, претерпевших площадную альбитизацию; б) появление более кислого плагиоклаза (№ 3-5) уже в наиболее отдаленной подзоне метасоматитов с постепенным увеличением его количества к внутренней зоне; в) подчиненная роль карбонатов во внутренней зоне с резким увеличением в последней роли альбита; г) образование вместо кварцевых или карбонат-кварцевых жил на значительной стадии процесса существенно альбитовых или карбонат-кварц-альбитовых жил. Мощность альбитовых метасоматитов невелика – несколько десятков сантиметров и менее.

Отличительная черта химизма – привнос натрия и вынос калия, а не наоборот, как при процессах лиственитизации и березитизации.

Золотоносность этих метасоматитов ничтожна, однако при наложении на них поздней пиритизации в виде прожилков и гнезд тонкозернистого пирита становится весьма значительной. Тонкодисперсное самородное золото ассоциирует главным образом с пиритом, в меньшей степени – с халькопиритом, блеклыми рудами, висмутовыми минералами, встречающимися лишь в микроскопических количествах вблизи выделений золота.

Минеральный парагенезис описанных метасоматитов позволяет предположить, что растворы, формировавшие альбититы, были щелочными, а геологическая обстановка свидетельствует о близповерхностном их происхождении.

**Метасоматиты по ультраосновным породам.** Здесь так же, как и в базитах, характерен процесс лиственитизации со следующей сменой метасоматической зональности: антигоритовый серпентинит → тальк-карбонат-хлоритовая порода → карбонат-(кварц)-хлоритовая порода → фуксит-кварц-карбонатная порода.

Направленность процесса химического преобразования ультрабазитов в листвениты в принципе аналогична описанной для преобразования пород основного состава. Одна-

ко поскольку первоначальный состав материнских пород был иным, видоизменяются составы конечного и промежуточного продуктов. Так, листвениты по ультрабазитам содержат в значительно меньших количествах алюминий и щелочные металлы, чем их аналоги по основным породам, различны также содержания других компонентов.

Таким образом, мы рассмотрели большую группу метасоматитов преимущественно карбонатно-слюдистого состава, образованных по различным породам – от кислых до ультраосновных. Формирование этих метасоматитов происходило при воздействии главным образом кислых растворов в условиях средних и малых глубин.

### **3.6.6. Апогаббровые парагонитовые листвениты и пиррофиллитсодержащие метасоматиты**

Пиррофиллит характерен для кварцевых турмалинсодержащих жил северного фланга Березовского рудного поля, развившихся в габбро, а также в околожильном пространстве (Юминов, 2001). Так как пиррофиллит был обнаружен в пределах золоторудного поля, то, естественно, возник вопрос об отношении пиррофиллита к золотому оруденению. Ответ всех исследователей однозначен: пиррофиллитсодержащие кварцевые жилы и сопряженные с ними метасоматиты по золоту непродуктивны (Бородаевский, Бородаевская, 1947; Кутюхин, 1948; Попов, 1971; Юминов, 2001 и др.). О времени его выделения мнения авторов разошлись: по мнению одних (Кутюхин, 1948 и др.), пиррофиллитовая минерализация предшествовала образованию золотопродуктивных кварцевых жил, по представлениям других (Бородаевская, Бородаевский, 1947 и др.), она является пострудным образованием.

Прежде всего, отметим, что метасоматиты с парагенезисом кварц+пиррофиллит+хлорит+парагонит+карбонат не являются апогаббровыми пиррофиллитовыми лиственитами. Такое выделение неправомерно по двум причинам. Первая – листвениты – продукты щелочно (K, реже K+Na, еще реже Na)-углекислотного метасоматоза, развивающегося в условиях слабокислой – близонейтральной среды, а пиррофиллиты – кремнисто-алюминиевого кислого и очень кислого метасоматоза (Сазонов, 1984; Зарайский, 1989). Вторая причина – указанный парагенезис минералов для «пиррофиллитовых лиственитов» не является равновесным, так как в нем периферия отдельных крупночешуйчатых агрегатов парагонита замещается пиррофиллитом. В связи со сказанным вместо «пиррофиллитовых лиственитов» следует использовать термин «пиррофиллитсодержащие метасоматиты».

В специфических условиях (в габбро над серпентинитами) из раствора пониженной кислотности формируются колонки лиственитизации габбро, в которых во внутренней зоне (лиственитах) место серицита или фуксита занимает парагонит (Сазонов, 1984). Кроме того, в лиственитах таких колонок парагонит находится в парагенезисе с доломит-анкеритом, менее железистым по сравнению с таковым, парагенетичным с серицитом или фукситом. К тому же, как уже отмечено, в «пиррофиллитовых лиственитах» парагонит и пиррофиллит находятся в реакционных взаимоотношениях, что означает наложение пиррофиллита на парагонитовые листвениты.

Отсутствие в пределах Березовского рудного поля генетической связи между золотоносными и пиррофиллитсодержащими кварцевыми жилами (и, естественно, между сопровождающими их метасоматитами) подтверждается результатами изучения их термобаро- (на базе газожидких включений преимущественно в кварце) и изотопной (на основе изучения изотопов кислорода, водорода, углерода, серы в жильных и рудных минералах) геохимии (Викентьева, 2000; Бакшеев и др., 1998).

Таким образом, апогаббровые парагонитовые листвениты и пиррофиллитсодержащие метасоматиты являются одновременными, иногда фиксирующимися в составе колонок с совмещенной метасоматической зональностью. Серицитовые и фукситовые листвениты – это стандартные околорудные метасоматиты, принадлежащие березит-лиственитовой формации. Отношение парагонитовых лиственитов к золотооруденению не изучено (Сазонов, 1984; Сазонов и др., 2001).

### 3.6.7. Соотношение метасоматитов различных формаций

На основании детальных исследований, приведенных в публикациях, метасоматиты Березовского месторождения, объединяемые общностью породившего их гидротермального раствора, выстраиваются в следующий ряд: гумбеиты (кварц - калишпат – серицит) – карбонатные (доломит-анкерит) метасоматиты – березиты (кварц-серицитовые с кальцитом или без него метасоматиты) – аргиллизиты (Сазонов, 1984; Сазонов и др., 2001).

Рассмотрим соотношение метасоматитов аргиллизитовой, кварц-серицитовой, березит-лиственитовой, гумбеитовой, кварц-полевошпатовой формаций. Метасоматиты перечисленных формаций роднит то, что они формируются в связи с гранитоидами тоналитового состава, характеризующимися повышенными по сравнению с гранитами гранитной формации содержаниями хлора, при воздействии хлоротипных растворов, количество хлора в которых в десятки-сотни раз превышает концентрацию фтора.

Отличие метасоматитов перечисленных формаций прежде всего в составе глиноземсодержащей фазы различных парагенезисов колонок метасоматитов, представляющих эти формации. Так, типоморфным для аргиллизитов является глинистый минерал (гидролюда, каолинит, монтмориллонит и др.), для березитов и кварц-серицитовых метасоматитов – серицит мусковитового типа, для гумбеитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов – калиевый полевой шпат.

По составу минерального парагенезиса березиты близки к грейzenам. Эти метасоматиты образуются при сходных Т-условиях (450-250 °С), но в отличие от первых грейzenны связаны с нормальными гранитами, отличающимися от гранитоидов повышенной основности большими концентрациями фтора и, соответственно, меньшими – хлора. Результаты экспериментальных исследований дают основание полагать, что указанные метасоматиты являются производными одного и того же гидротермального процесса, эволюционировавшего во времени и пространстве. Эволюция в пространстве (в вертикальной и горизонтальной плоскостях) заключалась в падении Т по мере удаления от источника растворов и синхронном уменьшении Р и химического потенциала К. Развитие трещинообразования во времени и пространстве или же погружение источника флюидов во времени приводит к тому, что на одном и том же эрозионном уровне фиксируются продукты разновременных стадий развития гидротермальной системы. Так, в Шарташском щебеночном карьере можно видеть ранние гумбеиты (кварц+калишпат+доломит-анкерит, рассекающие гумбеиты метасоматиты промежуточного типа между гумбеитами и березитами (кварц+серицит мусковитового типа+калишпат+доломит-анкерит), березиты, представленные парагенезисом кварц+серицит мусковитового типа+доломит-анкерит. Березиты рассекают обе указанные разновидности метасоматитов. В Изоплитском щебеночном карьере в одном и том же горизонтальном срезе наблюдается развитие гумбеитов и эйситов.

Попытаемся разобраться, к какой формации относятся кварц-серицитовые, иногда с карбонатом, метасоматиты. В одних случаях кварц-серицитовые метасоматиты тесно ассоциируют с лиственитами по основным породам, иногда являются членами единой колонки, возникшей при развитии березитизации-лиственитизации на контакте пород кислого и основного состава. В других случаях в метасоматитах промежуточной зоны отмечается карбонат ряда доломит – анкерит. В районе Южной шахты нами наблюдалась лиственитизация основных вулканитов, заключенных среди дацит-андезитовых порфиритов. Эти метасоматиты относятся к кварц-серицитовой формации: метасоматиты внутренней зоны колонок по породам среднего состава бескарбонатные, в метасоматитах промежуточной и внешней зон карбонат иногда наблюдается, но представлен лишь кальцитом.

Суммируя приведенные данные, можно отметить, что каждая из рассмотренных формаций характеризуется специфическими парагенезисами метасоматитов внутренней зоны колонок, состав которых в изофациальных условиях в рамках одной формации определяется

составом исходных пород, химизмом преобразования пород, определенной геологической позицией, металлогенической специализацией (Сазонов, 1984; Сазонов и др., 2001).

1. На площади Березовского месторождения широкое распространение имеют разновозрастные метасоматические изменения в зальбандах кварцевых жил и во вмещающих их горных породах. К ним относятся эйситы, гумбеиты, турмалинсодержащие метасоматиты, березиты-листвениты, слюдиты, аргиллизиты (Лайпанов, 1977; Грабежев, 1977; Сазонов, 1984 и др.).

2. На площади Березовского месторождения на одном и том же эрозионном уровне фиксируются продукты разновременных стадий развития гидротермальной системы, что без сомнения связано с многоэтапностью и многостадийностью развития Березовского рудного поля.

3. На месторождении выделены метасоматиты дорудные, с которыми не связано образование кварцевых жил; сорудные, среди которых следует выделять два типа метасоматитов, а именно: сопровождающие формирование кварцевых жил и метасоматиты рудной стадии, наложенные как на кварцевые жилы, так и на все ранее образовавшиеся метасоматиты; пострудные, с которыми не связано образование кварцевых жил, и золотооруденение. Их образование происходило в разные этапы формирования месторождения, они значительно отличаются по времени образования.

4. Золотоносные кварцевые жилы месторождения не являются результатом метасоматического происхождения. Образование метасоматитов связано с выполнением кварцем открытых трещин, по которым на ранней стадии прошло метасоматическое развитие метасоматитов типа гумбеита, березита-лиственита или аргиллизита. Далеко не всегда кварцевые прожилки и жилы сопровождаются метасоматитами.

5. Метасоматиты сами по себе, как правило, не являются золотоносными. Поскольку золотая минерализация накладывалась на кварцевые жилы и вмещающие породы неоднократно, то и дорудные метасоматиты более поздними рудными растворами могут быть обогащены золотом.

6. Сопровождение кварцевых тел метасоматитами не является прямым признаком золотоносности кварцевых жил. Их наличие скорее служит косвенным признаком золотоносности жил месторождения, то есть является благоприятным поисковым признаком.

### **3.7. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ МИНЕРАЛОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Список первичных (эндогенных) минералов, наблюдаемых в золотоносных кварцево-сульфидных жилах (лестничных и красичных), включает 44 минеральных вида, но и зона окисления не была обделена вниманием минералогов. На Березовском месторождении процессы гипергенеза распространяются до глубины 30-40 м, и здесь насчитывается 76 минеральных видов.

#### **3.7.1. Деформация жильного кварца золотоносных жил месторождения**

Детальное исследование внешних и микроскопических признаков деформации жильного кварца Березовского золоторудного месторождения проведено П. Ф. Иванкиным (1947). Нам представляется, что им убедительно показана зависимость прозрачности кварца от степени нарушенности оптической однородности зерен и монокристаллов кварца, поэтому статья «О деформации жильного кварца золотоносных жил Березовска» приводится почти без сокращений.

Кварцево-сульфидные золотоносные жилы Березовска, заключенные в дайках гранитоидов и в метаморфических породах вмещающего комплекса, являются типичным гидротермальным выполнением тектонических трещин.

Главным жильным минералом, занимающим не менее 90-95 % объема жил, является белый, полумолочный или серовато-белый кварц (см. рис. 33, 34). Остальной объем

приходится па долю анкерита и сульфидов, среди которых преобладающими являются пирит, блеклая руда, халькопирит, галенит (рис. 50, 51).



Рис. 50. Полосовая кварцевая жила от зальбанда до зальбанда, сложенная крупнозернистым молочно-белым кварцем с крупными кристаллами анкерита желтоватого цвета. Шахта «Южная». Дайка Первопавловская. Горизонт 314 м



Рис. 51. Полосовая кварцевая жила, сложенная гигантозернистым молочно-белым кварцем с крупными кристаллами пирита. Шахта «Южная». Дайка Первопавловская. Горизонт 314 м

Многолетней практикой разработки золоторудных жил Березовского месторождения установлено, что продуктивные жилы характеризуются молочно-белой разновидностью кварца, в то время как более бедные золотом (и сульфидами) жилы сложены серовато-белым, ледяно-прозрачным кварцем.

Продуктивные жилы образуют систему широтных, крутопадающих жил (лестничных). С ними сопряжены жилы других направлений, промышленно менее интересные.

Однако, прослеживая в выработках одну и ту же жилу по простираанию, нередко можно видеть, что кварц в одних частях ее имеет молочно-белый цвет и бывает непрозрачен, в других же участках он принимает вид ледяно-прозрачного бесцветного или светло-серого кварца. Детальное изучение вопроса показало, что эти качества кварца меняются даже в пределах одного штуфа сплошного кварца и общий цвет жильного выполнения на определенном интервале залегания жилы зависит от преобладания кварца того или иного вида.

В забоях не удастся найти объяснения факту изменения цвета и прозрачности кварца в пределах жилы. Такие факторы (как характер вмещающих пород, обилие или бедность кварца сульфидами, а также друзовыми пустотами) не имеют, как оказалось, решающего значения. В то же время наблюдается несомненная связь между степенью прозрачности и цветом кварца (молочно-белый или светло-серый), с одной стороны, и интенсивностью и характером тектонических воздействий на него в процессе незакончившегося жилообразования – с другой. Связь эта по форме проявления выражается в том, что полумолочные,

молочно-белые разности кварца всегда имеют характерные признаки деформации, в то время как разности ледяно-прозрачные, светло-серые бывают лишены этих признаков.

**Макроскопические признаки деформации кварца.** При общей незначительности проявлений пострудной тектоники на рудном поле молодое дробление кварцево-сульфидных жил не получило заметного развития. Обычно жилы массивны и разбиты бывают лишь редкими трещинами. Значительно более интенсивное дробление кварца происходило в одну из межминерализационных стадий, непосредственно предшествовавшую отложению главной массы сульфидов. Это следует из характера распределения сульфидов, большинство обособлений которых приурочено к тектоническим разломам в кварце и к контактам жил. Иногда встречаются также брекчии гранитоидов и жильного кварца, сцементированные первичными сульфидами и более поздним кварцем. Трещины в молочно-белом кварце, которые содержат бороздки скольжения, зацементированные недеформированными сульфидами или выполненными серицитом, закономерно ориентированы. Межминерализационные движения в большей мере происходили по трещинам широтным, в меньшей – по меридиональным и диагональным, которые были сжаты. Интенсивность деформации кварца, соответственно, различна для жил той и другой группы.

**Характер излома.** Массивный по внешнему виду кварц молочно-белого цвета содержит чрезвычайно густую систему микротрещин, проявляющихся на поверхности излома. Последняя бывает или геометрически правильной плоскостью (если совпадает с плоскостью микротрещины), или характеризуется микроступенчатым строением. Для молочно-белого кварца совершенно нетипичны неровные, зернистые или полураковистые изломы. Трещины в этой разности кварца нередко бывают настолько ровными и близко отстоящими друг от друга (доли миллиметра), что по виду напоминают плоскости спайности полевого шпата в их хорошем проявлении. Обычно они проходят через весь штуф и наблюдаются на поверхности излома, вследствие сильного блеска плоскостей трещин при определенном повороте штуфа. С особой отчетливостью их можно наблюдать на поверхностях тех глыб молочно-белого кварца, которые в течение нескольких лет подвергались действию выветривания.

Описанное явление не наблюдается в светло-серой разновидности кварца, для которого типичны обыкновенные неровные или зернистые изломы. Чистый ледяно-прозрачный кварц характеризуется полураковистым изломом.

**Полосатое и сетчатое строение штуфов кварца и отдельных монокристаллов.** Штуфы, взятые из жил, залегающих в тектонически активных участках рудного поля, иногда имеют полосатое строение. Последнее вызывается чередованием отдельных полосок, шириной от долей миллиметра до 5-6 мм, имеющих полумолочный цвет с полосками ледяно-прозрачного цвета. Чаще наблюдаются две системы полосок, пересекающихся под углами 70-80°, которые придают своеобразное сетчатое строение жильному кварцу. Природа такого сетчатого строения кварца становится ясной при тщательном рассмотрении штуфа; каждая, едва уловимая невооруженным глазом трещина вызывает помутнение кварца в узкой, прилегающей к ней полоске. При сосредоточении большого количества параллельных трещин кварц из ледяно-прозрачного превращается в молочно-белый. В соответствии с распределением трещин и их прямолинейностью наблюдается расположение полос мутного полумолочного или молочно-белого кварца в ледяно-прозрачном.

Полосатое и сетчатое строение штуфов, таким образом, является результатом неоднородно распределенной микротрещиноватости на том или ином участке жилы. Эта неоднородность и позволяет установить причину местного помутнения образца. Участки последнего, целиком затронутые растрескиванием, имеют равномерный, мутно-белый цвет. На рис. 52 представлена фотография полированной поверхности штуфа кварца сетчатого строения. Ширина штуфа соответствует мощности жилы, а его ограничения – ее залысками. Наиболее многочисленная система параллельных трещин проходит от одного контакта жилы до другого, составляя с плоскостью контакта угол около 110°. Трещины второй системы параллельны контактам и наиболее многочисленны в центральной части жи-

лы. Пересечением этих направлений определена ромбическая форма реликтовых, не затронутых растрескиванием участков ледяно-прозрачного кварца. Там, где сетка трещин становится особенно густой, стекловатый ледяно-прозрачный кварц становится молочным. На поверхности излома этого штуфа та и другая системы трещин проявляются в виде плоскостей скалывания. Однако на механические свойства образца (раскалываемость) эти трещины оказывают лишь частичное влияние. Кварц весьма крепок и раскалывается с трудом. Излом является комбинацией микроступенчатого рельефа и случайных поверхностей.

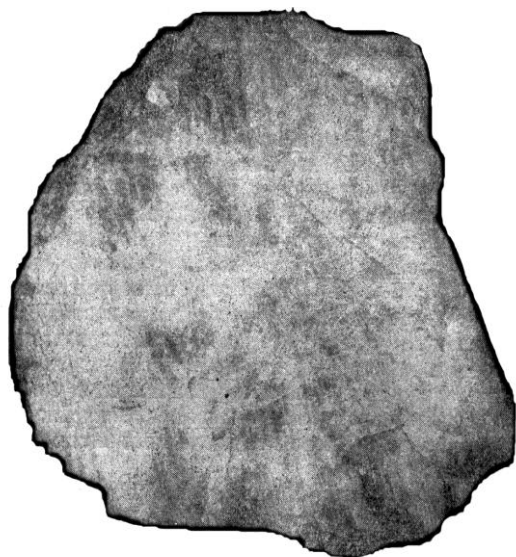


Рис. 52. Полированная поверхность  
штуфа кварца (0,25 % натур. вел.).  
Видно сетчатое строение  
деформированного кварца (Иванкин, 1947)

Полосатое и сетчатое чередование участков кварца разного цвета довольно часто наблюдается и в отдельных крупных кристаллах, взятых из друзовых пустот. При этом такие кристаллы, судя по другим признакам, были подвержены механическим воздействиям, превысившим предел их прочности. Они не имеют головок, которые, очевидно, откололись при дроблении, содержат разломы и грубые трещины, выполненные сульфидами, и тому подобные признаки. Мутные полосы в кристаллах чаще всего проходят вдоль плоскостей спайности кварца, будучи параллельными граням ромбоэдра кристалла.

Полосатые кварцы возникают при предельных условиях, когда деформирующие усилия вызывали напряжения, лишь незначительно превышающие временное сопротивление кварца сдвигу. Напряжения эти разрешались через внутрикристаллические скольжения агрегата зерен кварца в пределах узких зон, разделенных полосками кварца ненарушенной сплошности. Более значительное воздействие, при прочих равных условиях, вероятно, видоизменило бы весь кварц, уничтожив его полосчатость.

**Деформация кристаллов в друзовых пустотах.** При документации глубоких горизонтов Ленинского и Кировского рудников нами были осмотрены многие десятки друзовых пустот, заключенных в кварцево-сульфидных жилах. Наблюдения показали, что кристаллы кварца и горного хрусталя в условиях тесного роста весьма часто бывают подвержены деформации. Кристаллы соприкасаются головками и боковыми гранями друг с другом (или между ними остаются лишь незначительные промежутки) и при самых небольших движениях растрескиваются или обламываются, причем обломки падают вниз и, накапливаясь на дне друзовой пустоты, могут образовывать сростки или своеобразные брекчии. По соотношению сил с плоскостями скалывания кристаллы испытали, главным образом, сдвиговую деформацию.

Процесс дробления кристаллов несомненно имел место в ходе незакончившегося гидротермального процесса. На это согласно указывают факты широко развитого в жилах явления регенерированного роста кристаллических граней на поверхности излома кристаллов, «залечивания» отколовшихся головок кристаллов, а также чрезвычайно характерное обрастание обломков жильного кварца кристаллами горного хрусталя и сульфидов.



Агрегатные скопления сульфидов в друзовых пустотах нередко располагаются на поверхностях излома кристаллов и проникают по трещинам в глубь их.

Изучение обломков, добытых со дна друзовых пустот, подтверждает наличие в молочно-белом кварце описанных выше микроскопических трещин и отсутствие их в обломках ледяно-прозрачного цвета.

Кристаллы, растущие *in situ*, бывают прозрачными только в том случае, если они имеют длиннопризматический габитус и совершенно не нарушены; однако даже в этом случае у основания их наблюдается помутнение и полумолочный цвет. Короткостолбчатые кристаллы и такие, у которых в пустоту выдается только одна головка, как правило, имеют полумолочный и молочно-белый цвет.

Помутнение таких кристаллов у основания, по крайней мере в большом количестве случаев, связано с указанными ранее причинами. При дроблении жил основания кристаллов, вырастающих из стенок друзовых пустот, воспринимали напряжения, которые затухали в частях кристаллов, далеко выдающихся в пустоту.

Связь между деформацией и цветом (прозрачностью) кварца можно наблюдать на примере изогнутых кристаллов кварца и горного хрусталя. Довольно часто кристаллы при длине 5-7 см нередко обнаруживают изгиб оси на угол, едва уловимый глазом или достигающий 25-30°, причем всегда удастся по ряду признаков убедиться, что такой изгиб возник под влиянием механических воздействий на кристалл и не является формой роста. Чаще всего бывают изогнуты кристаллы, упирающиеся концами в противоположные стенки друзовой пустоты или в грани других, более крупных кристаллов. Плавная или слегка ломаная форма изгиба ребер и граней кристалла заставляет допускать, наряду с разрушением кристалла, процесс залечивания трещин излома. Части кристалла, не участвующие в изгибе, бывают совершенно прозрачны и не содержат трещин, в то время как нарушенная зона кристалла всегда сложена молочно-белым кварцем, содержащим уловимые невооруженным глазом трещины и нередко сульфиды, которые проникают по ним.

**Наблюдения над местами сопряжения жил разных направлений.** Иногда разница в цвете кварца, слагающего жилы разных направлений, бывает настолько значительна, что резко бросается в глаза даже при плохом шахтном освещении. Широтные лестничные жилы, сложенные молочно-белым кварцем, четко выделяются на сером фоне вмещающего березита и значительно отличаются по цвету от проходящих тут же меридиональных или диагональных жил, сложенных светло-серым кварцем. Сопряжение таких жил напоминает секущие взаимоотношения, причем ложный эффект пересечения создается не только резким отличием жил по цвету, но также и тем, что сами меридиональные жилы в месте сопряжения приобретают молочно-белый цвет. При изучении таких узлов создается совершенно определенное впечатление о разной тектонической обработанности кварца, слагающего жилы широтные и жилы других направлений. Это сказывается как в характере микротрещиноватости того или другого кварца и распределении сульфидов, фиксирующих трещины, так и в способности кварцев к раскалываемости по ровным поверхностям.

Признаки катаклаза обычного вида (такие как брекчирование, растрескивание и др.) не являются сколько-нибудь характерными для кварца лестничных жил. Монолитный по внешнему виду, жильный кварц содержит лишь редкие трещины отдельности, приводящие к нарушению сплошности его. Тем не менее такая кварцевая жила при тщательном изучении поверхностей излома оказывается микротрещиноватой и содержит признаки деформации описанного вида.

Разная степень деформации жил разных направлений может, очевидно, заключаться в различии условий деформации их. Региональное для рудного поля внешнее усилие перемещения по-разному проявилось в жилах разного направления. Крутопадающие лестничные жилы, зажатые между жесткими блоками гранитоидов в меридиональных дайках, при самых незначительных дифференциальных перемещениях блоков в широтном направлении воспринимали напряжения сдвига, равномерно распределенные по всему объему жилы. Тем самым создавались условия, чрезвычайно благоприятные для развития

систем трещин и направлений возможного скольжения, отвечающих сдвигу. При этом грубое растрескивание (дробление) и разрешение напряжений через скольжения по крупным трещинам и контактам жил не явились главной формой процесса, что может быть объяснено значительным сжатием всей системы.

Деформация носила характер пластического скольжения (трансляций) при весьма небольших суммарных перемещениях жильного кварца.

Меридиональные и диагональные жилы при тех же усилиях испытывали простое сжатие, приводившее к возникновению плитчатой отдельности. Факты, указывающие на дифференциальное скольжение блоков вдоль этих жил и параллельных им трещин в гранитоидах, хотя и имеются, но являются скорее исключением, чем правилом.

**Результаты микроскопического изучения деформированного кварца.** Микроскопические признаки деформации жильного кварца Березовских жил чрезвычайно характерны и качественно однотипны для жил самых различных участков рудного поля. Обычно кварц имеет крупнозернистое сложение. При средних увеличениях микроскопа в поле зрения его попадает небольшое количество зерен, нередко всего 2-3 зерна. В результате деформации крупные кристаллические зерна теряют оптическую однородность и распадаются на отдельные участки, несколько отличающиеся по углу погасания. Общим случаем является приуроченность распада к системе параллельных поверхностей, которые при малых увеличениях микроскопа могут быть приняты за плоскости. Возникающие структуры нередко напоминают «изрезанный на ломти» и «лоскутный» кварц, в том виде, как его описывает Адамс (1934). В большинстве же случаев они не могут быть охарактеризованы ни одним из общепринятых терминов. Волнистое угасание в его обычном виде нетипично.

По признаку интенсивности можно выделить три стадии процесса. К первой стадии, начальной, относится кварц, не имеющий каких-либо признаков нарушения первичной кристаллической структуры зерен, но в котором появляется едва заметное «погасание натяжения». Зерна кварца величиной от 2,5 до 10 мм имеют ровные или слегка бугорчатые поверхности срастания и совершенно лишены следов грубого катаклаза (таких как дробление или грануляция). Макроскопически такой кварц имеет светло-серый цвет и относится к ледяно-прозрачной разновидности.

Следующая стадия деформации кварца характеризуется хорошо выраженным распадом кристаллических зерен его на удлиненные субиндивидуумы, которые обычно имеют лоскутовидную или сигарообразную форму. Они разделяются более узкими и длинными, проходящими в одном направлении через весь шлиф и пересекающими границы зерен зонками, которые при определенном угле поворота столика напоминают жилки. Структура может быть уловлена только при скрещенных николях. Она ясно проступает при максимальном погасании зерна и наблюдается в пределах угла поворота столика всего лишь на 2-4°. В этих условиях лоскутовидные участки более или менее ровно и нацело погасают, а зонки остаются светлыми, серыми. Разница в оттенке невелика, и картина никогда не бывает контрастной. При вращении столика на 1-2° границы зонков становятся расплывчатыми, а при дальнейшем вращении неотличимыми от остального зерна. Типичным является шлиф, представленный на рис. 53. Важно отметить, что узкие полоски, в пределах которых оптическая ориентировка кристаллического вещества меняется по своему направлению, очевидно не связаны с каким-либо кристаллографическим направлением, они переходят из одного зерна в другое не отклоняясь.

Наблюдающаяся под микроскопом структура своим возникновением обязана нарушению оптической однородности материнских кристаллов. Имели место при деформации микроскопические перемещения или повороты частей распадающихся крупных зерен по системе параллельных зонков, являющихся плоскостями действительного или потенциального скольжения. Визуально такой кварц отличается присутствием микротрещиноватости и неустойчивым пятнистым цветом, обусловленным существованием в пределах образца ледяно-прозрачных и полумолочных участков.

Рис. 53. Деформация кварца.  
Увел. 60 х, николи скрещены  
(Иванкин, 1947)

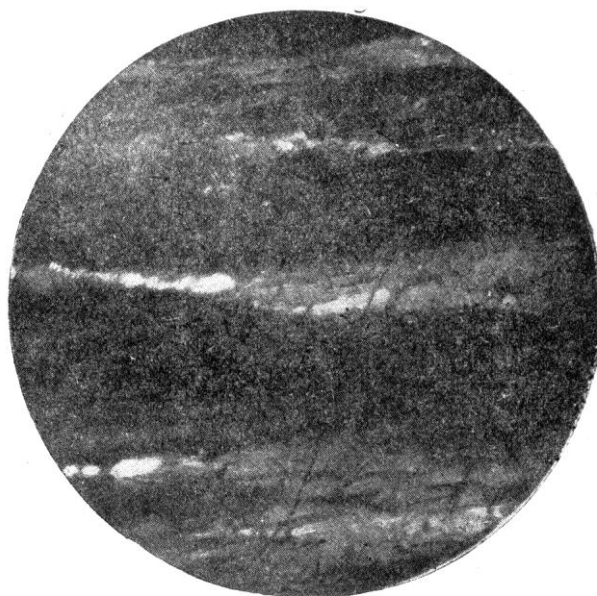


Рис. 54. Деформация кварца.  
Увел. 60 х, николи скрещены  
(Иванкин, 1947)



Более интенсивной деформации отвечает картина, наблюдающаяся в шлифах на рис. 54. Погасание «изрезанной на ломти» структуры сменяется струйчатым погасанием, и при крайнем своем развитии картина погасания напоминает полисинтетические двойники.

Обломки крупных кристаллов, имеющих полосатое чередование ледяно-прозрачных и полумолочных участков, под микроскопом показали существование четкой системы параллельных зонок нарушенной оптической однородности. Ширина полосок, разделенных зонками, равна 11-0,4 мм; ширина самих зонок 0,02-0,1 мм. Рассмотрение самих зонок при максимальном увеличении микроскопа показывает, что одновременно погасающие и кажущиеся непрерывными зонки в действительности состоят как бы из отдельных зернышек размером 0,02-0,01 мм.

Шлифы, сделанные из изогнутых кристаллов, под микроскопом дали картину лоскутного и струйчатого погасания.

Общий вывод, который можно сделать на основании микроскопического изучения признаков деформации кварцев Березовских золотоносных жил, следующий. Крупнокристаллический агрегат жильного кварца, а также монокристаллы его в результате деформации распадаются на отдельные субиндивидумы удлиненной формы, которые имеют тенденцию к относительному скольжению по зонкам, их разделяющим. В пределах самих зонок оптическая ориентировка сказывается закономерно смещенной на угол 2-4°, что при-

водит к потере кристаллом в целом оптической однородности и к появлению в нем слоев и участков с различным показателем преломления для направленного луча и, следовательно, к появлению границ раздела двух оптических неоднородных сред.

Такая структура характерна для кварца полумолочного и молочно-белого цвета, в особенности содержащего на поверхностях излома микротрещины. Она не наблюдается в кварце ледяно-прозрачном, в котором отсутствуют также микротрещины.

Автор (Иванкин, 1947) связывает эти два признака и рассматривает приобретение жильным кварцем Березовских жил мутно-белых тонов как результат своеобразной тектонической обработанности кварца в одну из фаз межминерализационной тектоники (перед отложением главной массы сульфидов и золота). Мутный цвет в образцах, лишенных инородных примесей, является оптическим эффектом, обусловленным наличием в зернах и в кристаллах системы параллельных, «оптически разнородных» для проходящего луча слоев.

Можно думать, что благоприятными условиями для образования ориентированных структур деформаций и возникновения множества плоскостей микросколов в жильном кварце перед отложением сульфидов явились в Березовске значительные дифференцированные усилия вдоль жил при относительно небольшом перпендикулярном сжатии. При такой деформации, отвечающей сдвигу, наиболее вероятно развитие параллельного распада и явлений трансляции жильного вещества.

Наблюдаемая избирательная приуроченность главной массы сульфидов и золота к жилам и участкам жил молочно-белого кварца, при относительной бедности ими жил и участков светло-серого полупрозрачного кварца, является следствием различной проницаемости одной и другой разновидностей кварца для рудоносных растворов. Повышение проницаемости молочно-белого, претерпевшего деформацию и микробрекчирование кварца очевидно связано с возникновением в нем огромного количества вторичных элементов – микротрещин.

Детальное исследование тонких признаков деформации жильного выполнения продуктивных жил, таким образом, является практически важным моментом в изучении месторождения и может оказать помощь при выявлении причин местной локализации оруденения в сложных структурах (Иванкин, 1947).

### **3.7.2. Пирит**

#### ***3.7.2.1. Генерации пирита***

В рудах Березовского месторождения пирит преобладает над всеми другими рудными минералами. Его описание базируется в основном на фундаментальных исследованиях этого минерала, выполненных П. И. Кутюхиным (1938, 1939, 1941), В. И. Поповой (1980), В. Н. Сазоновым (1975, 1984), В. Н. Сазоновым и др. (2001). Он пользуется широким распространением в березитах (рис. 55) и лиственитах (Кутюхин, 1941; Сазонов, 1975, 1984).

Формы выделений пирита исключительно разнообразны. В кварцевых золоторудных жилах пирит наблюдается чаще всего в форме крупнозернистых агрегатов или в виде различной величины единичных кристаллов, заключенных в кварцевой массе (рис. 56). Кристаллы пирита богаты кристаллографическими формами.

Наряду с обычными гранями куба, которые легко узнаются по отчетливой комбинационной штриховке, встречаются ограничения пентагондодекаэдра, октаэдра, реже – комбинации октаэдра с пентагондодекаэдром и куба с пентагондодекаэдром.

Кубы пирита наблюдаются в жилах более часто и нередко достигают гигантских размеров. Например, в одной из лестничных жил в дайке Степановской (шахта «Ленинская», горизонт 60 м) встречен куб пирита весом в 35 кг. Размер его по ребру равен 22 см. Этот кристалл располагался поперек сравнительно тонкой жилы и углами входил в березит.

Рис. 55. Метакристаллы пирита  
в березитах.  
Березовское месторождение



Рис. 56. Единичный кристалл  
пирита весом 15 кг.  
Уральский геологический музей



В некоторых тонких диагональных пологопадающих лестничных жилах, залегающих в дайке Второпавловской (Ленинский рудник, горизонт 112 м), очень часто встречались кристаллы пирита плоской параллелепипедальной формы, расположенные вдоль жилы. Толщина их иногда равна мощности жилы и достигает 4 см. По двум другим направлениям размеры их нередко достигают 20-30 см. На этих гранях, соприкасающихся нередко с боковой породой, наблюдаются штрихи и зеркала скольжения. Такая форма кристаллов здесь обусловлена поверхностью самих жильных трещин, относимых к трещинам скалывания; очевидно, что рост кристаллов пирита шел вдоль жил.

В жилах, образовавшихся в трещинах разлома, пирит очень часто приурочен к пустотам, в которых он обычно наблюдается в виде эффектных друз, нередко совместно с кристаллами горного хрусталя (рис. 57).





Рис. 57. Друза кристаллов горного хрусталя с кристаллами пирита (Клейменов и др., 2005)

Весьма интересная в минералогическом отношении пустота («занорыш») с большим количеством кристаллов пирита обнаружена в одной из жил, приуроченных к трещине разлома в дайке Диагональной Второй (шахта «Кировская», горизонт 60 м, южный штрек). Кристаллы пирита кубической, реже — параллелепипедальной формы с характерной грубой комбинационной штриховкой встречаются здесь в виде весьма хорошо образованных форм. Размер кристаллов варьирует от 1 мм до 6-7 см в поперечнике. Мелкие кристаллы нарастают на крупные, образуя причудливой формы скопления. Иногда такие друзы представлены группой только одних беспорядочно сросшихся кристаллов пирита (рис. 58). Примечательно то, что все кристаллы пирита в описываемой пустоте имеют совершенно свежий вид с чистыми блестящими гранями кристаллов.



Рис. 58. Друза кубических кристаллов пирита из коллекции Уральского геологического музея

На кристаллах пирита довольно часто встречаются наросшие кристаллы галенита и тетраэдрита (рис. 59). Размер кристаллов галенита и тетраэдрита колеблется от 1,5 мм до 1,5-2 см. Кристаллы этих минералов, подобно пириту, отличаются чистотой и свежестью граней.

Рис. 59. Кристалл пирита с наросшими кристаллами тетраэдрита (углу) и галенита (наверху справа). Березовское месторождение (Клейменов и др., 2005)



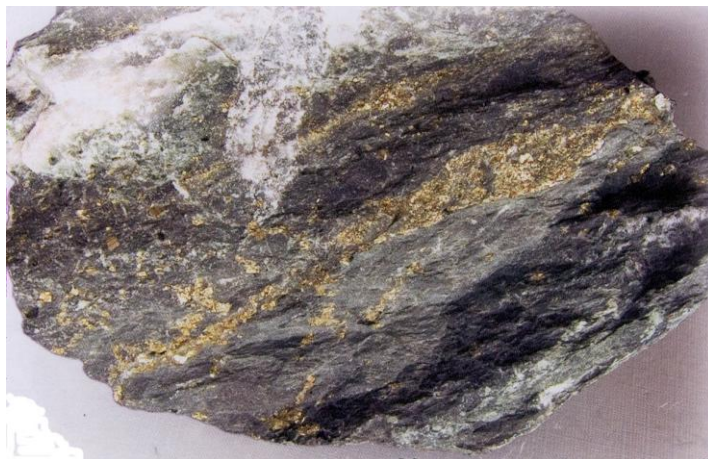
Галенит и тетраэдрит, кроме того, заполняют промежутки между кристаллами пирита. Мелкие (0,5 мм) кубики пирита иногда встречаются наросшими на кристаллах галенита. Кристаллы и друзы пирита в описываемой пустоте, наконец, часто встречаются наросшими на гранях кристаллов кварца. Реже встречается пирит в форме пентагондодокаэдров и октаэдров. Пентагондодокаэдры пирита редко достигают 2-3 см и обычно являются отчетливо ограниченными.

Наряду с широко развитыми кристаллами пирит в жилах очень часто выделяется в виде различных по структуре и размерам агрегатных скоплений.

В результате тщательного исследования текстурных особенностей руд и взаимных соотношений многообразных форм пирита и других ассоциирующих с ним минералов непосредственно в забое, в штуфах и под микроскопом П. И. Кутюхиным выделяются следующие генерации пирита.

Пирит первой генерации образует различной густоты вкрапления в породах туфопорфиритовой толщи, вмещающей дайки гранитоидов. Этот пирит пользуется довольно широким распространением, образуя в упомянутых породах вблизи даек то равномерные и обычно мелкие вкрапления в форме кубов, то сплошные выделения мелкозернистых агрегатов жилковидной формы (рис. 60). К этой же разновидности пирита следует отнести небольшую по размерам, почти горизонтальную залежь мелкозернистого пирита, вскрытую шурфом на глубине 20 м вблизи дайки Андреевской в районе Ленинского рудника. Образование пирита этой генерации, возможно, происходило в раннюю стадию, предшествовавшую периоду формирования кварцево-сульфидных золотоносных жил. Химические анализы показали слабую его золотоносность.

Рис. 60. Мелкозернистый пирит первой генерации в измененных туфах (Клейменов и др., 2005)





Вторая генерация представлена пиритом, входящим в состав золотоносных кварцево-сульфидных жил. В количественном отношении он занимает первое место в жилах по сравнению с ассоциирующими с ним рудными минералами. Этот пирит отличается чрезвычайно разнообразными формами выделения. Наибольшим распространением пользуются грубозернистые агрегатные скопления, выполняющие трещины в более раннем полумолочном кварце и анкерите (рис. 61), ослабленные зоны в контактах жил и многочисленные друзовые пустоты, особенно широко распространенные в широтных кварцевых жилах («лестничных» и «красичных»). В друзовых пустотах обычно наблюдаются крупнокристаллические скопления пирита, описанные выше.



Рис. 61. Пирит, халькопирит, блеклые руды в кварцевой жиле (Клейменов и др., 2005)

Наряду с агрегатными скоплениями он встречается в жилах часто в виде одиночных, нередко гигантских размеров кристаллов (см. рис. 56). При изучении штуфов легко устанавливается приуроченность этих кристаллов к пустотам, в которых нередко встречаются более крупные кристаллы, заполняющие целиком всю пустоту и выходящие углами за пределы ее. В жилах диагональных, образовавшихся вдоль трещин скалывания, друзовые пустоты почти отсутствуют, и пирит здесь встречается чаще в виде зернистых агрегатов, выполняющих параллельные стенкам жил трещины, обуславливая полосчатые текстуры. Пирит этой генерации является одним из ранних минералов в главной сульфидной минерализации жил, выделяющихся после кварца и анкерита. С ним постоянно ассоциируют тетраэдрит, халькопирит, галенит, айкинит и другие минералы. В главной массе упомянутые минералы образуют обособленные агрегаты, как бы цементирующие кристаллы и зернистые агрегаты пирита. С этими минералами, встречающимися в виде включений, в пирите часто ассоциирует самородное золото. К этой же генерации следует отнести пирит, входящий в состав березитов и листовенитов.

Эти породы всегда в той или иной степени импрегнированы развившимися метасоматическим путем кристаллами пирита, чаще в форме кубов, реже – пентагондодекаэдров и еще реже в форме октаэдров. Более густые и крупные (до 1-2 см) вкрапления пирита наблюдаются непосредственно вблизи жил. По мере удаления в сторону от контакта жил количество вкраплений метакристаллов пирита уменьшается, и одновременно становится меньшей их величина.

Более густой вкрапленностью пирита обладают березиты, причем в процессе полевых исследований установлена тесная связь максимальной пиритизации березита с сульфидными участками жил; вмещающие жилы – с небольшой концентрацией сульфидов, обычно слабопиритизированных. Кристаллы пирита из березитов и листовенитов отличаются ничтожной степенью золотоносности.

К третьей генерации условно отнесены скопления пирита, имеющие шестовато-волокнистое строение. Он образует своеобразные короткие жилки в сплошных выделениях халькопирита и тетраэдрита или каймы обрастания около кристаллов кварца (рис. 62, 63) и зерен анкерита. Толщина жилок и кайм пирита варьирует от 1 мм до 2 см. Эти выде-

ления пирита сложены агрегатом шестоватых, параллельно сросшихся индивидов, ориентированных перпендикулярно к стенкам жилок или плоскостям обрастаемых ими кристаллов кварца и карбоната. В жилках, располагающихся в массе халькопирита и тетраэдрита, в центре наблюдается линия, от которой росли ориентированные кристаллики пирита. Окончания отдельных индивидов пирита в крупношестоватых агрегатах образованы гранями пентагондодекаэдра. При исследовании тонких жилок этого пирита в халькопирите в полированных шлифах под микроскопом отчетливо видно шестоватое строение этих жилок.

Рис. 62. Оторочки из шестоватых зерен пирита вокруг кристаллов кварца (Q) и карбоната (Cr), а также прожилки в халькопирите. 0,75 % нат. вел. Березовское месторождение (Кутюхин, 1941)

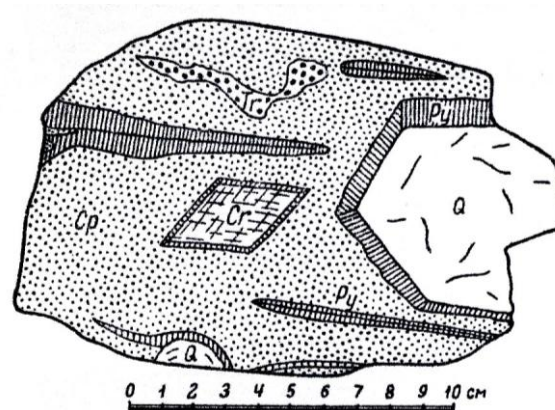
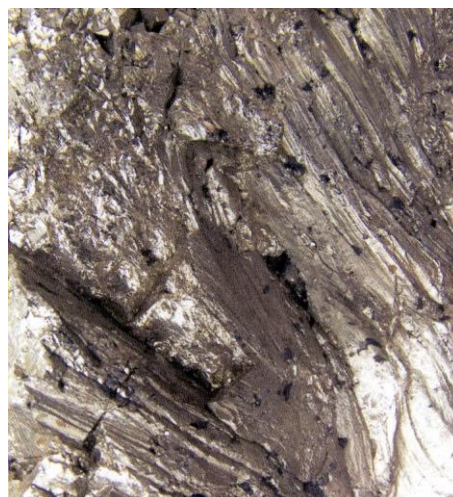


Рис. 63. Параллельно-шестоватый пирит третьей генерации (Клейменов и др., 2005)



Шестоватый пирит по сравнению с другими разновидностями встречается довольно редко. Постоянная ассоциация его с минералами главной сульфидной стадии, а именно: с пиритом второй генерации, тетраэдритом, халькопиритом, галенитом и др. — указывает на то, что он относится к этой же минеральной ассоциации, но имеет более поздний возраст по отношению к халькопириту и тетраэдриту, а следовательно, и к пириту второй генерации; это дает возможность выделить его в особую, третью генерацию.

В табл. 2 приведены полные химические анализы пирита разных генераций, выполненные в лаборатории Свердловского горного института. Материал для анализов тщательно отбирался под лупой (Кутюхин, 1947).

Анализ 1 относится к тонкозернистому пириту четвертой генерации. Благодаря тонкозернистому сложению агрегатов трудно было отделить чистый пирит от кварца и других сульфидов. Этим, по-видимому, и следует объяснить большое количество нерастворенного остатка, состоящего, главным образом, из кремнекислоты, и наличие некоторых количеств меди, свинца и др. Обращает внимание наличие никеля. В каком виде находится этот элемент, пока не установлено.

Анализ 2 относится к шестоватому пириту (третья генерация), обрастающему кристалл кварца. Мелкие включения халькопирита, наблюдающиеся в нем под микроскопом,

обусловили довольно высокий процент содержания меди в данном анализе. Нерастворенный остаток обусловлен примесью кварца.

Анализ 3 характеризует состав крупных кубиков совершенно неокисленного пирита, взятого из пустоты в дайке Диагональной Второй. Этот пирит относится ко второй генерации. В нем совершенно отсутствуют примеси других сульфидов. Нерастворимый остаток обусловлен примесью кварца.

Таблица 2

**Химические анализы пирита Березовского месторождения (Кутюхин, 1941)**

| Элементы         | 1             | 2            | 3             |
|------------------|---------------|--------------|---------------|
| Fe               | 39,36         | 43,64        | 45,60         |
| Cu               | 0,51          | 1,81         | Следы         |
| Zn               | 0,03          | 0,01         | Нет           |
| Ni               | 0,84          | Следы        | Следы         |
| Co               | Нет           | Нет          | Нет           |
| Pb               | 0,88          | Следы        | Следы         |
| S                | 42,15         | 48,34        | 51,43         |
| Bi               | 0,013         | Нет          | 0,005         |
| Нераств. остаток | 15,20         | 5,30         | 2,73          |
| <b>Сумма</b>     | <b>98,983</b> | <b>99,10</b> | <b>99,765</b> |

В целях выявления золотоносности пирита П. И. Кутюхиным были проведены 20 специальных анализов различных выделений пирита. Для анализа пирит отбирался из руд под лупой, по возможности чистый, лишенный примесей других минералов. Анализы, выполненные в лаборатории благородных металлов в Уральском индустриальном институте, показали ничтожное содержание золота в чистых крупных кристаллах пирита, совершенно лишенных примесей других рудных минералов. Сравнительно невысокое содержание золота показали образцы, отобранные из крупнозернистых скоплений. Тонкозернистые агрегаты пирита, отобранного из продуктивных жил, оказались высокозолотосодержащими. Содержание золота в них в десятки и сотни раз выше, чем в агрегатах крупнокристаллического пирита.

Микроскопическое исследование зернистых агрегатов пирита всегда показывает наличие в них ничтожных примесей других минералов: тетраэдрита, халькопирита, галенита и, реже, айкинита. Размеры включений указанных минералов нередко достигают величины 0,01-0,001 мм. С этими минералами обычно ассоциирует в пирите самородное золото. В кристаллах же пирита в полированных шлифах самородное золото и упомянутые минералы не обнаружены.

Пирит золотоносных жил является типичным гидротермальным минералом, причем появление его в боковых породах (первая генерация) относится к начальной стадии гидротермального процесса, которая, по-видимому, предшествовала стадии формирования золоторудных жил.

В следующую стадию процесса минерализации, проявившуюся после заполнения жильных трещин полумолочным кварцем и анкеритом, по трещинам и в кварце выкристаллизовалась главная масса пирита (вторая генерация) вместе с тетраэдритом, галенином, халькопиритом и айкинитом. Пирит в этой стадии является наиболее ранним минералом. К этой же стадии минерализации следует отнести шестоватый пирит, принадлежащий условно к третьей генерации.

Тонкозернистый пирит, отнесенный к четвертой генерации, выделился в следующую, более позднюю стадию гидротермального процесса, о чем можно заключить по выделениям его в виде жилок среди минеральной массы, отложившейся в первую стадию процесса минерализации.

В зоне окисления пирит, как обычно, разрушаясь, переходит в гидроокислы железа.

Таким образом, некоторые жилы Березовского месторождения славятся редкостными по красоте друзами пирита и других минералов. Характерной особенностью пирита березовских жил является его золотоносность, причем золото в нем редко наблюдается в виде заметных под микроскопом включений. Большая часть золота, очевидно, присутствует в нем в тонкодисперсном состоянии (Кутюхина, 1941).

### 3.7.2.2. Синхронизация кристаллов пирита в жилах и березитах Березовского месторождения

При минералогическом картировании Березовского месторождения возрастные взаимоотношения пирита и других минералов выявлялись Б. В. Чесноковым и В. И. Поповой морфологическим методом (Чесноков, 1966, 1974; Попова, 1980) – по наличию пересечений жил (рис. 64, 65), индукционных поверхностей между минеральными индивидами, признаков обрастания, растворения, регенерации и т. д. К наиболее ранним образованиям в дайках можно отнести альбит-кварцевые и альбит-сидерофиллит-кварцевые жилы в дайках лампрофиров и сиенит-порфиров (Кутюхин, 1948), предшествующих образованию гранит-порфировых даек. Более поздние кварцевые, карбонатно-кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы располагаются по секущим трещинам во всех дайках гранитоидов, включая самые молодые.

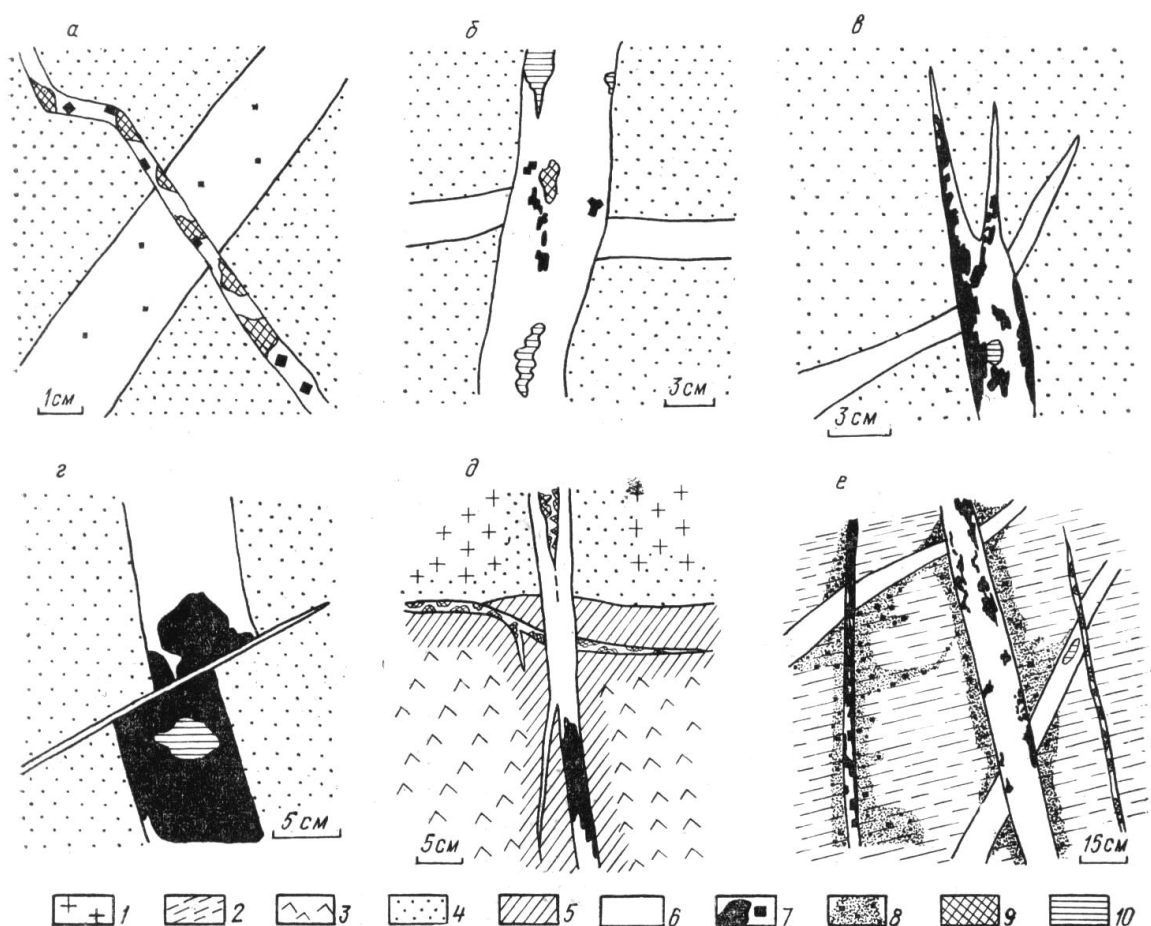


Рис. 64. Пересечение жил разного состава в дайках гранитоидов и в их экзоконтактах (Попова, 1980):

*a–г, e* – шахта «Южная», дайка Ильинская: *a–в* – горизонт 262 м, северный штрек, восточная стенка; *г, e* – горизонт 314 м, южный штрек, восточная стенка, 19 м;  
*д* – шахта № 1, дайка Соймоновская-II, горизонт 218 м, южный штрек.  
 1 – гранит-порфир; 2 – кварцит; 3 – диабаз; 4 – березит; 5 – лиственит; 6 – кварц,  
 7 – пирит; 8 – пиритизация в кварците; 9 – карбонат; 10 – галенит

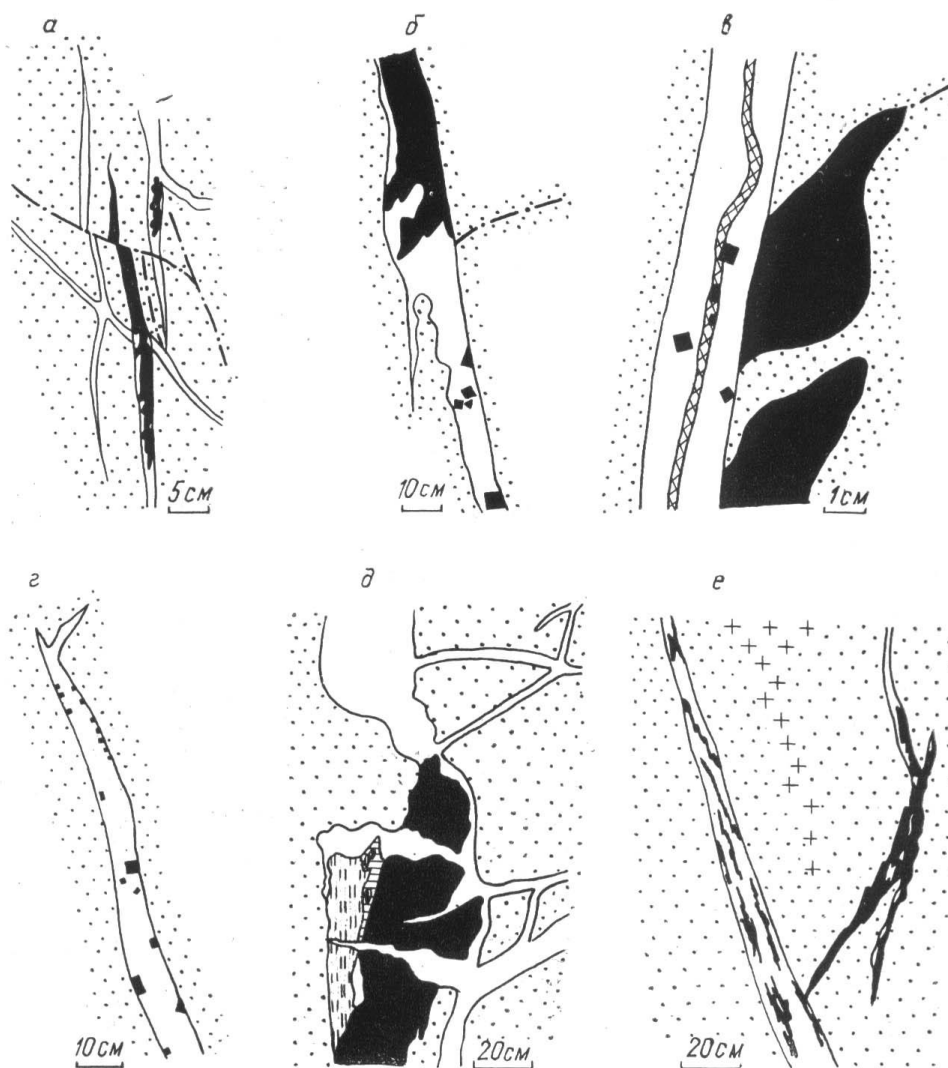


Рис. 65. Форма выделений и распределение пирита в сульфидно-кварцевых жилах в дайках гранитоидов (шахта «Южная») (Попова, 1980):

- а* – дайка Второпавловская, горизонт 212 м, северный штрек, восточная стенка;  
*б–г* – дайка Ильинская, горизонт 314 м, северный штрек, северо-западная стенка, 287 м;  
*в* – южный штрек, юго-восточная стенка, 189 м; *г* – южный штрек, северо-западная стенка, 9 м;  
*д, е* – дайка Диагональная II, горизонт 314 м, северный штрек, западная стенка; *д* – 399 м, *е* – 390 м.  
 Условные обозначения см. на рис. 64

Между минералами этих жил выявлены следующие взаимоотношения. Кварцевые жилы, обычно сильно деформированные (часто с рекристаллизацией кварца), в районе Шеелитового рудника содержат метасоматические жилки и зерна серого шеелита; по трещинам в таком кварце развит черный турмалин. В кварцевых жилах, секущих листовениты, наблюдались зеленый игольчатый турмалин и тупоромбоздрический доломит с индукционными поверхностями обоих минералов с кварцем; центр жил выполнен агрегатом длиннопризматического кварца с включениями халькопирита и блеклой руды в зонах роста. На горизонте 218 м в красичной жиле № 214-1, секущей дайку Соймоновскую II, встречены жилки, сложенные параллельно-шестоватым агрегатом (II рода) кварца, шеелита и анкерита, в которых метасоматически развиты более поздние пирит и халькопирит. В образцах из сульфидно-кварцевых жил дайки Параллельной шеелит вырос на стенки трещины в безрезите; после шеелита отложился дымчатый длиннопризматический кварц, на гранях которого образовалась присыпка из частично регенерированной крошки пирита, что позволяет предполагать предшествующую шеелиту кристаллизацию одной из генераций (первой?) пирита в жилах. Анкерит-кварцевые жилки в дайках часто пересечены сульфидно-



кварцевыми жилами (см. рис. 64, *д*) и иногда содержат метакристаллы пирита в форме куба (см. рис. 64, *а*, 65, *в*) (Попова, 1980).

В сульфидно-кварцевых жилах пирит развит либо в виде идиоморфных метакристаллов (см. рис. 64, *а*, 65, *б-г*), либо в виде полос и гнездобразных скоплений (рис. 64, *в-е*) со следами дробления и частичной регенерации. Наряду с пересечением монокварцевых и анкерит-кварцевых жил пирит-кварцевыми, встречаются и кварцевые жилки, секущие пирит (см. рис. 64, *г*, 65, *д*). В друзовых полостях кварцевых жил в зонах роста кристаллов длиннопризматического кварца часто отмечаются эмульсионные вроски пирита.

Пирит-кварцевые жилы и секущие их кварцевые жилки пересекаются полисульфидно-кварцевыми (с галенитом, блеклыми рудами, халькопиритом, айкинитом и другими минералами), в которых часто отмечается мелкозернистый пирит. Эти жилы более золотоносны (Бетехтин, Кутюхин, 1941), кварц в них обычно рекристаллизован. Мелкозернистый пирит имеет размеры индивидов до 1-3 мм и развит в жилах со следами интенсивного дробления и перемещения (растаскивания) материала (рис. 66). Образование мелкозернистого пирита обязано дроблению индивидов и агрегатов крупнозернистого более раннего пирита с образованием обломочков в форме куба или прямоугольного параллелепипеда по трещинам отдельности {100} и последующей регенерации обломочков до куба с большим или меньшим развитием граней пентагондодекаэдра.

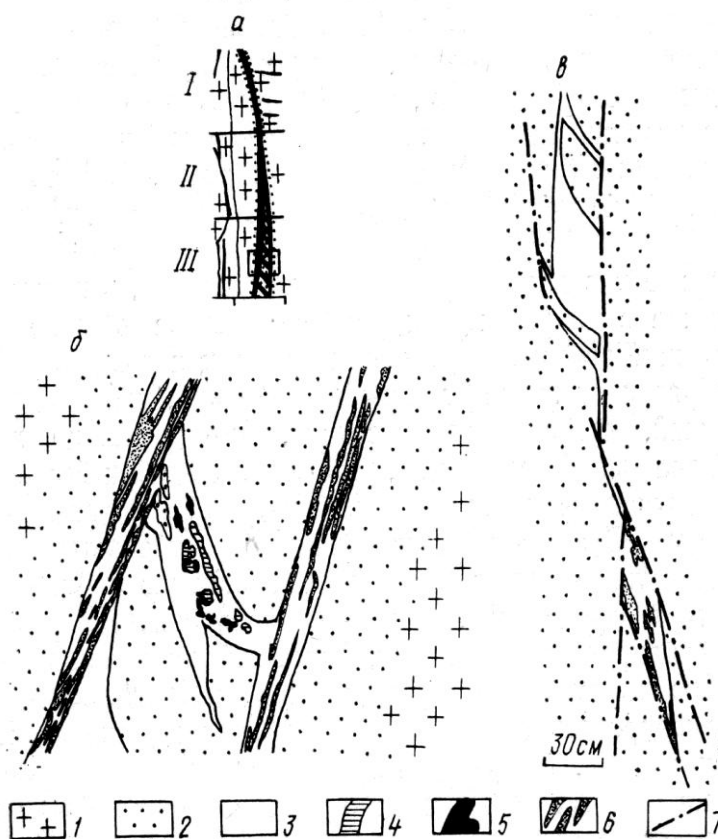


Рис. 66. Строение жил с мелкозернистым пиритом, образовавшимся в результате дробления и регенерации крупнозернистого пирита в дайке Параллельной (шахта «Южная», северный штрек) (Попова, 1980):

*а, б* – горизонт 162 м, западная стенка, 218 м; *а* – общий вид (I – восточная стенка, II – кровля, III – западная стенка); *б* – деталь; *в* – горизонт 212 м, восточная стенка, 196 м;  
1 – плагиогранит-порфир; 2 – березит; 3 – кварц; 4 – галенит; 5 – крупнозернистый пирит, сохранившийся в «теневых» участках; 6 – мелкозернистый пирит; 7 – тектонические трещины

Обычно раздробленные кристаллы пирита деформированы в линзовидные тела или растащены в узкие полосочки вдоль трещин в жилах. Иногда встречаются и участки, полностью сохранившие контуры первичного крупного кристалла пирита. В ненарушенных (относительно ненарушенных) участках полисульфиды выполняют остаточные и наложенные друзовые полости в кварце и пирите, отмечаются в зонах роста кварца и в периферических зонах роста куба с пентагондодекаэдром пирита, нарастают на пирит и выполняют в нем трещинки. В полисульфидно-кварцевых жилах между длиннопризматическим кварцем, зонами роста пентагондодекаэдра пирита, галенитом, сфалеритом, халькопиритом на отдельных участках их соприкосновения наблюдались индукционные поверхности, свидетельствующие о частично одновременном их росте. В этих агрегатах часто отмечаются маломощные секущие жилки длиннопризматического кварца.

В сфалерите и в длиннопризматическом кварце, секущем полисульфиды, а также в полостях жил разного состава обычно отмечаются кальцит, аметистовый и аметистовидный кварц и поздний пирит. Кальцит разнообразен по габитусу (ромбоэдрический, пинакоидальный, скаленоэдрический, остроромбоэдрический), имеет обычно желтоватый, желтовато-коричневый (медовый), розоватый цвет или бесцветен. Смена формы кальцита во времени в разных жилах обычно различна. Например, на шахте «Южной» в дайке Ильинской встречается скаленоэдрический желтоватый кальцит, выросший на блеклую руду (с эпитаксией халькопирита и сфалерита). В дайке Первопавловской на горизонте 212 м скаленоэдрический кальцит, выросший на грани кубов пирита, сменяется спайноромбоэдрическим кальцитом. В шахте № 1 в зонах роста скаленоэдрического кальцита встречены мелкие октаэдрические кристаллики пирита. В сульфидах и в секущем их кварце отмечены прожилки, на стенках которых выросли скаленоэдрические кристаллы зеленовато-желтоватого кальцита, затем аметиста с «присыпкой» округлых образований пирита размером 0,1—0,2 мм, поверхность которых огранена комбинацией куба и октаэдра. В некоторых жилах во вторичных полостях (возникших в результате дробления и частичного растворения минералов) отмечались своеобразные сталактиты пирита, поверхность которых также огранена гранями куба и октаэдра (например, в дайке Первопавловской шахты «Южной»).

Подобные взаимоотношения различных жил и слагающих их минералов позволяют представить схему последовательности выделения гипогенных минералов в сульфидно-кварцевых жилах Березовского месторождения следующим образом (от ранних к поздним): альбит + кварц<sub>1</sub> + (сидерофиллит) < дайки гранит-порфиров и плагиогранит-порфиров < кварц<sub>2</sub> < (пирит<sub>1</sub>)? < (турмалин) + кварц<sub>3</sub> + доломит → (шеелит) + кварц<sub>4</sub> + анкерит < < кварц<sub>5</sub> < пирит<sub>2</sub> < кварц<sub>6</sub> < кварц<sub>7</sub> + блеклые руды, галенит, сфалерит < айкинит, пирит<sub>3</sub>, золото < кварц<sub>8</sub>, кальцит → кварц<sub>9</sub> → пирит<sub>4</sub>, где знаком «+» обозначен совместный одновременный рост минералов, знаком «→» – последовательный рост, «<» – дробление и пересечение жил и минералов; в скобках указаны редко встречающиеся минералы, выделены преобладающие по объему генерации кварца и пирита в жилах (по наблюдавшимся взаимоотношениям). Данная схема неполная (в ней показаны не все минералы) и отражает только основные тенденции возрастных взаимоотношений минералов. Тем не менее из приведенной схемы видно, что кварц и пирит в жилах отлагались неоднократно. Из четырех указанных в схеме генераций пирита в жилах по распространенности и объему преобладает вторая, отложившаяся в кварцевых жилах метасоматически и в полостях до полисульфидов и продуктивного золота. Рассмотрим, являются ли синхронными кристаллы пирита этой генерации в разных жилах и березитах месторождения, а также их отличительные особенности (Попова, 1980).

Синхронизация минералов – это корреляция их по возрасту на основании изучения сходства или различия некоторых особенностей и признаков минералов, характеризующих отдельные моменты истории их роста. Для этого прежде всего необходимо выбрать такие признаки (свойства), которые в заведомо разновозрастных синхронных образованиях имеют устойчивый характер или изменяются однонаправленно. Для выбора таких корре-



ляционных признаков в жилах Березовского месторождения были изучены кристаллы пирита, которые имели друг с другом индукционные поверхности как результат одновременного роста. При синхронизации разобщенных кристаллов такие поверхности наблюдались между всеми последовательно расположенными промежуточными индивидами. Из друзовых полостей двенадцати сульфидно-кварцевых жил отобрано по 2-7 кристаллов, из восемнадцати метасоматических пиритовых жил в березите – по 2-30 кристаллов, из одной кварцевой жилы взято два метакристалла пирита. Из березитов с вкрапленным пиритом в четырех разных дайках отобрано по 4-10 метакристаллов пирита, расположенных в 2-3 см друг от друга. При сопоставлении учитывались размеры кристаллов, их внешняя форма и внутреннее строение (анатомия), а также включения других минералов, состав элементов-примесей, твердость и термоэлектрические свойства (Попова, 1980).

Обычно кристаллы пирита в каждой из жил разновелики, причем сростки и вростки более мелких индивидов пирита отмечаются и во внутренних, и в периферических зонах роста. Это свидетельствует о одновременном зарождении разных индивидов пирита, образующих друзы кристаллов в полостях или метасоматических жилах.

По форме среди изученных кристаллов преобладают гексаэдрические с грубой линейной штриховкой [001], образованной либо комбинацией зеркальных граней пентагондодекаэдра и узких матовых полосок граней куба, либо только гранями пентагондодекаэдра. Огранка кристаллов пирита в одной друзовой полости или метасоматической жиле практически одинакова и различается для разновеликих кристаллов только соотношением площадей граней разных простых форм. По сравнению с пиритом из друзовых полостей, вкрапленные метакристаллы из березита богаче формами (Попова, 1972), а метакристаллы пирита в кварце – беднее. В некоторых случаях наблюдается различие в огранке метакристаллов пирита, выросших в участках контакта кварцевой жилы с березитом или карбонатами: часть метакристалла пирита, развитая в кварце, имеет габитусные грани куба, а в березите и карбонате грани куба и пентагондодекаэдра либо равнозначны по площади, либо грани пентагондодекаэдра преобладают. Это может рассматриваться как результат влияния вмещающей среды на габитус метакристаллов пирита – березит и карбонат являются более щелочными породами по сравнению с кварцем. Обломки кристаллов пирита в жилах часто регенерированы, среди новообразованных граней преобладают {210} и {421}. Из четырех генераций пирита в жилах, выявляющихся по взаимоотношениям минералов и жил, только кристаллы первых двух генераций морфологически сходны (представлены кристаллами в форме куба с грубой штриховкой); пирит третьей генерации встречается преимущественно в виде кристаллов пентагондодекаэдрического габитуса, четвертой – октаэдрического и кубооктаэдрического. Таким образом, габитус кристаллов пирита на Березовском месторождении может рассматриваться как признак, ограничивающий возрастные границы пирита, но не определяющий их.

Зональность роста в кристаллах пирита изучалась в срезах (100) и (110) после электроотравления с помощью тампона смесью концентрированных кислот  $\text{H}_3\text{PO}_4$ ,  $\text{H}_2\text{CrO}_4$  и  $\text{HCl}$ . Обычно два или несколько кристаллов пирита из сростка имеют одинаковую или однотипную зональность. Так, в третьей части исследованных жил кристаллы пирита, несмотря на разные размеры, имеют одинаковую внешнюю форму и однотипную зональность роста и различаются только числом зон роста. Эти кристаллы в каждой из жил легко сопоставляются друг с другом по относительному времени зарождения, и меньшие по размерам кристаллы отвечают поздним зарождениям. Например, в одной из жил дайки Второпавловской (шахта «Южная», горизонт 207 м) из вторичной полости на контакте с березитом отобрано семь кристаллов пирита размером 3-8 см в форме куба с грубой штриховкой. В срезах по (100) внутри кристаллов хорошо видны участки с реликтами слюды и кварца, т. е. рост пирита происходил не только в полости, но и метасоматически в березите. Внутренняя зона роста этих кристаллов представлена кубом с маленькими гранями октаэдра и по объему составляет около одной четверти кристалла. Промежуточными зонами являются зоны роста куба (в разных кристаллах выявлено по 30-48 зон), перифери-

ческая зона комбинации  $\{210\} + \{100\}$  мощностью 0,3-0,4 мм облекает каждый кристалл и регенерирует сколы. Кристаллы имеют облик прямоугольных параллелепипедов, центральная зона обычно смещена, т. е. скорость роста разных граней куба была различной вследствие разных условий питания растущих граней кристаллов. Из метасоматической пиритовой жилы в дайке Елизаветинской (шахта № 6, горизонт 187 м) изучено 30 соприкасающихся разновеликих кристаллов с индукционными поверхностями между собой; схема их расположения в жиле показана на рис. 67, а. Кристаллы имеют форму куба с тонкой штриховкой  $[001]$  и размер от 1,4 до 5,8 см. В кристаллах выявлено различное число зон роста – от 20 до 280. Чем больше зон, тем меньше мощность каждой из них, т. е. число зон, вероятно, объясняется различной устойчивостью кристаллов пирита при воздействии электролита. В четырнадцати кристаллах из тридцати зоны роста куба сменяются двумя-пятью периферическими маломощными зонами роста куба в комбинации с пентагондодекаэдром.

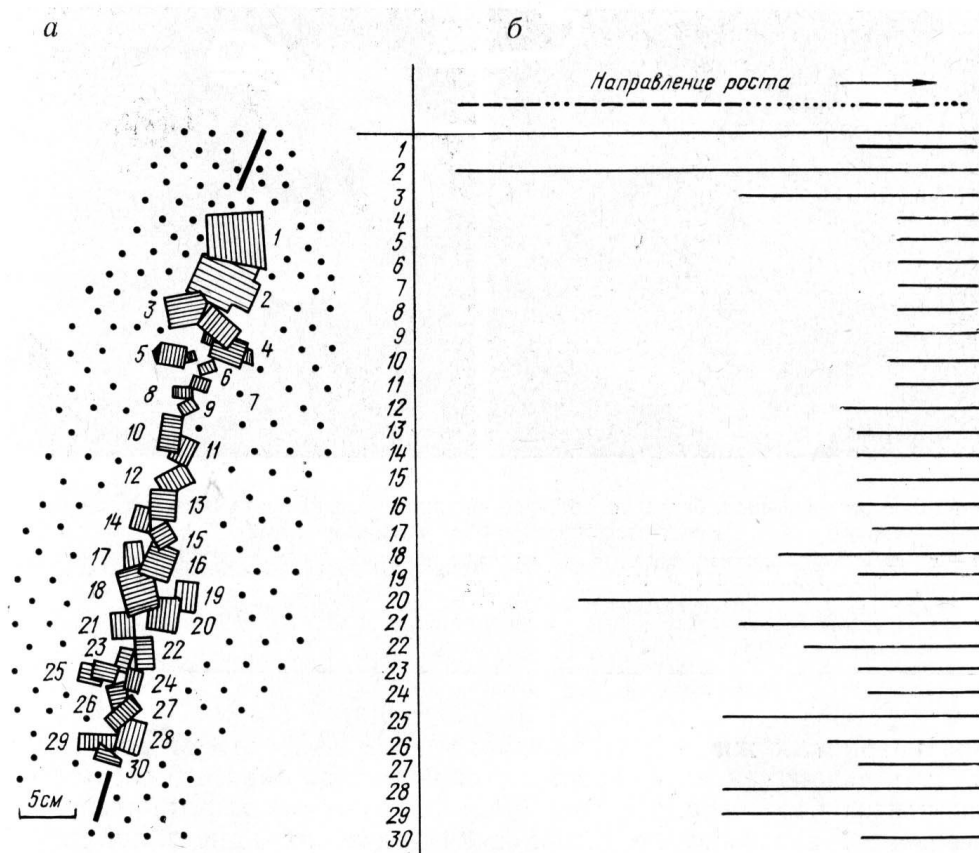


Рис. 67. Схема расположения метакристаллов пирита в березите (а) и относительная продолжительность их роста (б).  
Шахта № 6, дайка Елизаветинская, горизонт 187 м (Попова, 1980):  
1–30 – номера кристаллов. Штриховая линия – зона роста 100,  
пунктирная линия – зоны роста 100 + 210

В остальных кристаллах выявляется смена форм  $\{100\} + \{210\} \rightarrow \{100\} \rightarrow \{100\} + \{210\}$  или двойная смена форм  $\{100\} \rightarrow \{100\} + \{210\}$ , т. е. кристаллы тоже различаются временем зарождения. На этой схеме «линии жизни» некоторых кристаллов могли бы быть больше, если бы сечение кристалла проходило через начальную точку роста. В некоторых кристаллах внутри отчетливо видна тень трещины или жилки – вероятно, пирит частью рос либо в полости, либо замещал кварцевую жилку в березите. Подобные кристаллы пирита встречаются довольно часто (рис. 68), свидетельствуя о том, что история формирования многих пиритовых жил месторождения, в настоящее время воспринимающих

ся как метасоматические, являет собой пример сочетания роста пирита одновременно в полостях и метасоматически.

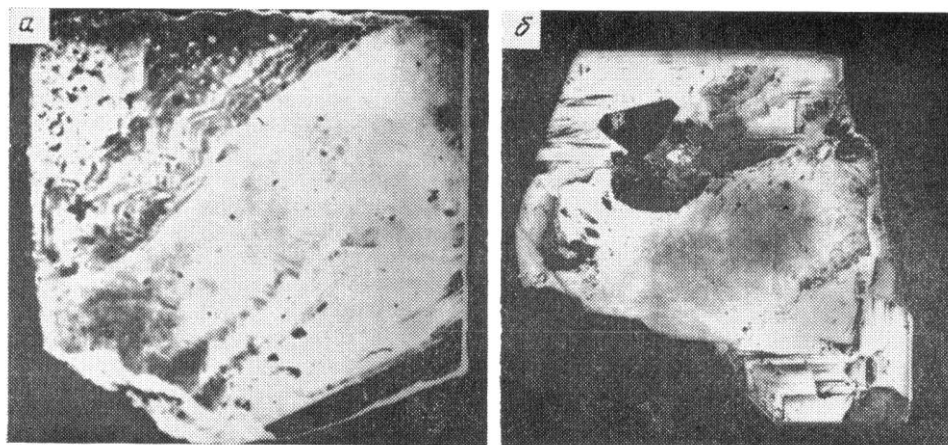
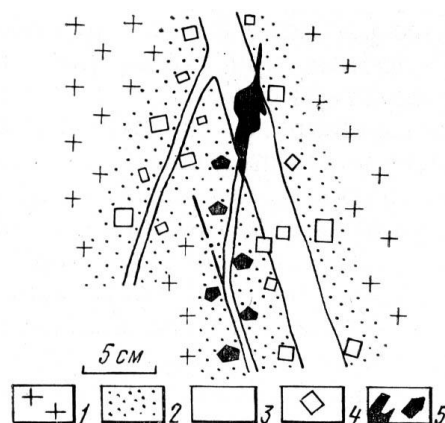


Рис. 68. Тень трещины в березите, зафиксированная зонами роста и реликтами березита в пирите (шахта «Южная») (Попова, 1980):  
а – дайка Первопавловская, горизонт 177 м, северный штрек, 505 м;  
б – дайка Соймоновская, горизонт 177 м, южный штрек, 68 м. Срез {100}, протравлено

Кристаллы пирита из одной друзовой полости или метасоматической жилы обычно имеют различное число выявленных зон роста и часто различаются анатомией: отдельные зоны или группы зон роста либо чрезвычайно маломощны, либо «выпадают» в результате изменяющихся условий питания растущих соседних индивидов. Ярким примером этого могут служить метакристаллы из березита дайки Соймоновской на горизонте 218 м шахты № 1, где В. А. Поповым описано сочленение кварцевых жил с различным характером березитизации, проявленным в различной морфологии метакристаллов пирита и соотношении компонентов березитов.

На рис. 69 показано взаимоотношение этих березитов и анатомия пентагондодекаэдрических кристаллов пирита, представляющих собой параллельные сростки нескольких индивидов.

Рис. 69. Схема расположения метакристаллов пирита в участках сочленения разновозрастных трещин.  
Шахта № 1, дайка Соймоновская, горизонт 218 м, район красичной жилы 214-1 (Попова, 1980):  
1 – плагиогранит-порфир; 2 – березит; 3 – кварц;  
4, 5 – метакристаллы пирита: 4 – кубы;  
5 – пентагондодекаэдры



Внутреннее строение (анатомия) таких кристаллов характеризуется двойной сменной форм  $\{100\} \rightarrow \{210\}$ , причем центральные зоны содержат многочисленные включения (реликты) кварца и слюды, а периферические зоны почти без включений. В процессе роста скелетные кристаллы приобрели близкую к полногранной форму; наблюдается постепенное зарастание входящих углов всеми последующими зонами роста пирита. В штриховатых кубах пирита (из березита около других трещин) почти весь кристалл занимает зона роста куба с обилием включений слюды и кварца, а периферическая маломощная зона  $\{100\} + \{210\}$  облекает кристаллы и образует штриховку на гранях куба. Со-

поставление внутреннего строения кубов и пентагондодекаэдров пирита показало, что кубы в целом отвечают только внутренним зонам роста  $\{100\} \rightarrow \{210\}$  пентагондодекаэдрических кристаллов, т. е. пентагондодекаэдрические кристаллы образовались при дорастании более ранних гексаэдрических.

В друзовых полостях жил кристаллы пирита часто раздроблены, трещины в кристаллах залечены более поздними зонами роста пирита, а обломки регенерированы до полиэдров. Внешне такие кристаллы не отличаются от обычных, и только выявление зональности роста в ориентированных срезах позволяет восстановить историю их роста. Нередко в кристаллах выявляются блоки роста, образовавшиеся при дорастании деформированных кристаллов. Блоки располагаются только в пирамидах нарастания соответствующих граней, что является главным признаком отличия блоков роста от поздних деформационных блоков.

Зональность роста в кристаллах и метакристаллах пирита явилась, таким образом, хорошим «датчиком» относительного возраста отдельных кристаллов и их частей.

В кристаллах пирита, отнесенных ко второй генерации, наблюдаются включения слюды, кварца, халькопирита, галенита, блеклых руд и некоторых других минералов. Слюда и кварц обычно являются реликтовыми при замещении пиритом березита. Полисульфиды, кварц и золото во внутренних зонах роста пирита расположены по секущим трещинкам, а в периферических зонах роста  $\{210\}$  и  $\{210\} + \{100\}$  кристаллизовались совместно с пиритом. Эти периферические зоны роста регенерируют сколы и залечивают трещины в кристаллах пирита. По сравнению с внутренними зонами роста, пирит в них характеризуется некоторым увеличением параметра элементарной ячейки и обогащен тяжелым изотопом серы. Таким образом, по минеральным микровключениям и свойствам пирита, обусловленным его составом, может быть установлена верхняя возрастная граница описываемых кристаллов пирита. Твердость этих кристаллов (микротвердость по методу вдавливания) не отличается постоянством даже в одной зоне роста. Величина термоэ.д.с. и тип проводимости относительно стабильны в пределах одной и той же зоны независимо от того, в полости или метасоматически рос пирит. Выявлено также различие термоэлектрических свойств пирита в зонах роста разных простых форм независимо от того, ранними или поздними они являются в кристалле. Следовательно, термоэлектрические свойства пирита не могут быть использованы для синхронизации пирита в разных жилах и березитах; они могут только дополнительно характеризовать какой-либо участок пирита любой из генераций. Различие термоэлектрических свойств в зонах роста разных простых форм пирита делает необходимым предварительное изучение анатомии кристаллов и скульптуры на гранях разных простых форм во избежание ошибочной интерпретации расходящихся значений (Попова, 1980).

Из рассмотренных признаков (особенностей) кристаллов пирита Березовского месторождения для синхронизации (возрастной корреляции) их в жилах и березитах должны служить в первую очередь взаимоотношения разных минералов и жил (последовательность выделения минералов) и последовательность появления зон роста в кристаллах. В качестве дополнительных данных, ограничивающих возможный относительный возраст пирита, могут быть использованы форма кристаллов и некоторые их физические и химические особенности (например, минеральные микровключения, элементы-примеси, изотопный состав серы и частично термоэлектрические свойства).

В крупных кубических метакристаллах пирита в березите в зонах роста куба встречаются включения мелких (1-3 мм) произвольно ориентированных кристалликов пирита со сменой формы  $\{100\} \rightarrow \{100\} + \{210\} \rightarrow \{100\}$ , где только внешняя зона роста куба соответствует зоне роста включающего куба; во внутренних зонах роста мелких кристалликов-включений пирита отмечается обилие реликтов слюды и кварца, что также отличает их от захватившего крупного кристалла и с наиболее ранними зонами роста встречаются во всех разрабатываемых дайках, но образуют в них отдельные участки локализации. Сопоставление относительно золотоносных участков даек и участков развития пирита с совме-

щением в кристаллах разновозрастных групп зон роста и регенерацией обломков ранних кристаллов поздними зонами позволяет сделать вывод об их пространственном совпадении, т. е. участки сульфидных и сульфидно-кварцевых жил с наиболее длительной и сложной историей роста кристаллов пирита более золотоносны. Этот вывод согласуется с данными о повышенной золотоносности «мелкозернистого» (раздробленного и регенерированного) пирита и обогащенных сульфидами участков (Бетехтин, Кутюхин, 1941).

При изучении анатомии кристаллов пирита из друзовых полостей сульфидно-кварцевых жил и метакристаллов пирита из березита и жильного кварца Березовского месторождения, отнесенных по взаимоотношениям минералов и жил ко второй генерации, отмечаются включения обломков более ранних кристаллов пирита, что подтверждает наше предположение о существовании первой генерации пирита, предшествовавшей отложению шеелита (с кварцем и анкеритом). Пирит периферических зон роста пентагондодекаэдра и комбинации куба с пентагондодекаэдром, включающий сингенетичные вроски полисульфидов и золота, залечивающий трещины и регенерирующий сколы кристаллов, относится к более поздней (третьей) генерации. Каждая из этих трех генераций пирита кристаллизовалась одновременно в полостях и метасоматически в березитах, о чем свидетельствуют реликты березита в кристаллах пирита из друзовых полостей жил и включения полисульфидов и золота в периферических зонах роста метакристаллов пирита в березитах. При кристаллизации каждой из генераций пирита (особенно второй, преобладающей по развитию) зарождение новых кристалликов происходило неоднократно, что может быть объяснено нестабильной тектонической обстановкой при минералообразовании (Попова, 1980).

Таким образом, детальное изучение кристаллографии пирита и его распространение в кварцевых жилах и метасоматитах месторождения позволяют сделать следующие выводы.

1. Пирит широко распространен на площади Березовского золоторудного месторождения в виде вкраплений во вмещающих кварцевые жилы породах туфо-порфиритовой толщи, но наиболее интенсивная вкрапленность пирита характерна для березитов-лиственитов и кварцевых жил. Пирит является типоморфным минералом, имеющим генетическое отношение к золотоносности кварцево-жильных образований.

2. Формы выделения пирита разнообразны. В кварцевых золотоносных жилах пирит встречается чаще в форме крупнозернистых агрегатов или в виде различной величины единичных кристаллов в жильном кварце.

3. В результате тщательного исследования текстурных особенностей руд и взаимных соотношений многообразных форм пирита и других ассоциирующих с ним минералов непосредственно в забое, в штуфах и под микроскопом П. И. Кутюхиным (1941) выделяются следующие генерации пирита.

Пирит первой генерации образует различной густоты вкрапления в породах туфо-порфиритовой толщи, вмещающей дайки гранитоидов. Этот пирит пользуется довольно широким распространением, образуя в упомянутых породах вблизи даек то равномерные и обычно мелкие вкрапления в форме кубов, то сплошные выделения мелкозернистых агрегатов жилковидной формы. Образование пирита этой генерации происходило в раннюю стадию, предшествовавшую периоду формирования кварцево-сульфидных золотоносных жил. Химические анализы показали слабую его золотоносность.

В. И. Поповой (1980) при изучении анатомии кристаллов пирита из друзовых полостей сульфидно-кварцевых жил и метакристаллов пирита из березита и жильного кварца Березовского месторождения, отнесенных по взаимоотношениям минералов и жил ко второй генерации (по П. И. Кутюхину), отмечены включения обломков более ранних кристаллов пирита, что подтверждает существование первой генерации пирита, предшествовавшей отложению шеелита (с кварцем и анкеритом) (Попова, 1980).

Вторая генерация представлена пиритом, входящим в состав золотоносных кварцево-сульфидных жил. В количественном отношении он занимает первое место в жилах по сравнению с ассоциирующими с ним рудными минералами. Этот пирит отличается чрез-

вычайно разнообразными формами выделения. Наряду с агрегатными скоплениями он встречается в жилах часто в виде одиночных, нередко гигантских размеров, кристаллов.

К третьей генерации отнесены скопления пирита, имеющие шестовато-волокнистое строение. Он образует своеобразные короткие жилки в сплошных выделениях халькопирита и тетраэдрита или каймы обрастания около кристаллов кварца.

Четвертая генерация представлена пиритом тонкозернистым, наблюдающимся довольно редко в некоторых лестничных и «красичных» жилах. Агрегаты тонкозернистого пирита проявляются в виде прожилков и полосок толщиной от 0,5 до 5 см, выполняющих трещины в агрегатах более ранней минеральной ассоциации – кварце, анкерите и сульфидах. Пирит четвертой генерации постоянно ассоциирует с второй генерацией кварца. Химические анализы показали высокую золотоносность тонкозернистых агрегатов пирита описываемой генерации, причем золото здесь также ассоциирует с тонкими включениями в нем халькопирита, галенита и тетраэдрита.

4. Первые две генерации представлены кубом с грубой штриховкой, третья – пентагондодекаэдром, а четвертая – октаэдром и кубookтаэдром. По наблюдениям В. И. Поповой (1980), пентагондодекаэдры образовались в результате дорастания более раннего пирита кубического облика; с глубиной количественно молодой пирит постепенно уступает место более древнему. Установлено, что пирит в кварцевых жилах представлен кубами, а в березитах – гранями пентагондодекаэдра и куба. Количественно грани распространены равнозначно или же грани пентагондодекаэдра преобладают. Из четырех генераций пирита в жилах кристаллы первых двух генераций морфологически сходны (представлены кристаллами в форме куба с грубой штриховкой); пирит третьей генерации преимущественно встречается в виде кристаллов пентагондодекаэдрического габитуса, четвертой — октаэдрического и кубookтаэдрического. Габитус кристаллов пирита на Березовском месторождении может рассматриваться как признак, ограничивающий возрастные границы пирита, но не определяющий их (Попова, 1980).

5. В друзовых полостях жил кристаллы пирита часто раздроблены, трещины в кристаллах залечены более поздними зонами роста пирита, а обломки регенерированы до полиэдров. Внешне такие кристаллы не отличаются от обычных, и только выявление зональности роста в ориентированных срезах позволяет восстановить историю их роста. Блоки располагаются только в пирамидах нарастания соответствующих граней, что является главным признаком отличия блоков роста от поздних деформационных блоков. Зональность роста в кристаллах и метакристаллах пирита является хорошим «датчиком» относительного возраста отдельных кристаллов и их частей (Попова, 1980).

6. В кристаллах пирита, отнесенных ко второй генерации (по П. И. Кутюхину), наблюдаются включения слюды, кварца, халькопирита, галенита, блеклых руд и некоторых других минералов. Слюда и кварц обычно являются реликтовыми при замещении пиритом березита. Таким образом, по минеральным микровключениям и свойствам пирита, обусловленным его составом, может быть установлена верхняя возрастная граница описываемых кристаллов пирита. Это может рассматриваться как результат влияния вмещающей среды на габитус метакристаллов пирита; березит и карбонат являются более щелочными породами по сравнению с кварцем.

Вторая, третья и четвертая генерации пирита (по Кутюхину) кристаллизовались и в полостях и метасоматически в березитах, о чем свидетельствуют реликты березита в кристаллах пирита из друзовых полостей жил и включения полисульфидов и золота в периферических зонах роста метакристаллов пирита в березитах. При кристаллизации каждой из генераций пирита (особенно второй, преобладающей по развитию) зарождение новых кристалликов происходило неоднократно, что может быть объяснено тектоническими подвижками при минералообразовании (Попова, 1980).

7. Изучение нами морфологии кристаллов пирита на золоторудных и хрусталеносных месторождениях показало, что форма выделения пирита главным образом определяется кислотностью-щелочностью среды минералообразования. На золоторудных место-

рождениях преобладают формы куба и пентагондодекаэдра, а на хрусталеносных сложные формы октаэдра, икосаэдра и тетрагонтриоктаэдра (Огородников, 1993; Коротеев и др., 2010; Сазонов и др., 2009).

8. Кварц и пирит в жилах отлагались неоднократно, но из четырех генераций пирита по распространенности и объему преобладает вторая, отложившаяся метасоматически в кварцевых жилах и в виде кристаллов в полостях до полисульфидов и продуктивно-го золота (Попова, 1980).

9. В «первоначальном» пирите золото распределено равномерно, входя в дефекты кристаллической решетки. В процессе гидротермально-тектонической трансформации по трещинкам в этом минерале выделяется самородное золото. Для одностадийного развития гидротермального процесса распределение кристаллизационных форм пирита в вертикальной плоскости определяется волновым характером кривой изменения рН гидротермальной системы с глубиной (Сазонов, 1998). Крупные месторождения золота полистадийные (Сазонов и др., 2009). Изменение рН в вертикальной плоскости при их формировании прежде всего зависит от характера трещинообразования – прогрессивного или регрессивного. На Березовском золоторудном поле полистадийное развитие минералообразующей системы привело к совмещению на одном и том же эрозионном уровне различного состава метасоматитов, а также кристаллов пирита различных габитусов.

### 3.7.3. Золото и серебро

Минералогические исследования золота на Урале начали систематически проводиться лишь в последние три десятилетия. Здесь, прежде всего, выделим исследования М. Н. Альбова, Б. В. Чеснокова, П. В. Покровского, В. Н. Сазонова, В. В. Мурзина. Они подтвердили, что наиболее существенной примесью в уральском самородном золоте является серебро, и содержание его, за редким исключением, определяет пробность золота как минерального вида. Золота без примеси серебра на Урале не встречалось. Пределы изменчивости пробы оказались весьма значительны: от 200 и почти до 1000. Золото с пробой 200 нельзя рассматривать как минеральный вид – золото самородное; это или золотистое серебро (кюстелит), или, если лигатура представлена медью, – золотистая медь. Наибольшую пробность золота имеют золотины из карбонатов, окислов, а наименьшую – из сульфидов свинца, висмута и блеклых руд.

Из вышесказанного следует прежде всего отметить, что неоднородное по пробности золото характерно для месторождений с большей и разнообразной сульфидной минерализацией, тогда как в малосульфидных месторождениях проба золота довольно стабильна и значения ее, как правило, высоки.

В литературе неоднократно отмечалось, что самородное золото концентрируется в сульфидах - парагенезис золота с сульфидами очень характерен. Прекрасный пример этому – Березовское золоторудное месторождение. Среднее содержание золота в жильном кварце составляет 0,3 г/т, а серебра – 1,7 г/т (среднее из 47 определений) (Кизилов, 1972). В главном рудном минерале пирите содержание достигает нескольких сотен граммов на тонну; особенно богаты золотом мелкозернистые агрегаты пирита. Часть золота сконцентрирована в других сульфидах: блеклой руде, галените и халькопирите. Так что главным концентратором золота в кварцево-сульфидных жилах Березовского месторождения является пирит (Авдонин, Поленов, 2002).

Разведка Березовского месторождения представляет значительные трудности, так как наиболее легкие ее виды (бурение, шурфовка) не дают исчерпывающих результатов для промышленной оценки месторождения. Буровые скважины устанавливают лишь наличие или отсутствие даек и не всегда могут пересечь золотоносные кварцевые прожилки. В силу этих причин исчерпывающий материал для оценки месторождения в условиях Березовска получается лишь при проходке тяжелых горных выработок. Для больших глубин



имеются данные только о наличии даек, полученные буровыми работами, и единичные анализы на золото до глубины 200 м (Переляев, 1948).

Представления о больших глубинах Березовского золоторудного месторождения довольно долго основывались на сравнительно небольшом количестве химических анализов керн буровых скважин и на единичной находке зерна самородного золота размером  $0,056 \times 0,023$  мм в шлифе руды из сульфидно-кварцевой жилы с интервала глубины 417,7-418,2 м скважины 280. Эта скважина пройдена в 1941 г. в районе шахты № 2 Кировского рудника и имеет глубину 500 м. Образцы керн скважины исследовались в Уральском филиале АН СССР А. П. Переляевым (1948), которым и было установлено наличие самородного золота.

Скважина № 280 в основном пройдена в метаморфизованных туфах и диабазах. Породы туфовой толщи наиболее сильно метаморфизованы и представлены преимущественно сланцами эпидот-биотит-хлоритового и эпидот-хлоритового состава. Туфы обычно хлоритизированы, местами сильно эпидотизированы, окварцованы и включают тонкие быстро выклинивающиеся прожилки карбонатов. Метаморфизованные диабазы имеют сложение от массивного до сланцеватого и состав преимущественно эпидот-актинолитовый и актинолит-хлоритовый. Диабазы пересечены тонкими прожилками карбонатов и эпидота. Скважина на разных глубинах пересекала 6 даек, уже известных и разрабатывавшихся на верхних горизонтах: Первую Диагональную, Кривую, Порфирьевскую, Неизвестную, Пересеченную и Параллельную. Эти дайки на глубине подсечения их скважиной имеют тот же состав, что и на разрабатываемых горизонтах, а именно: Первая Диагональная, Порфирьевская, Неизвестная и Параллельная представлены плагиогранит-порфирами; Кривая – плагиосиенит-порфиром и Пересеченная – гранит-порфиром. Контакты даек с боковыми породами выражены резко, и боковые породы в контактах обычно лиственизированы. На глубинах ниже 150 м скважина пересекала 3 дайки: в интервале 161,4-214,5 м – дайку Неизвестную, в интервале 237,9-248,7 м – дайку Пересеченную и в интервале 407,4-432,6 м – дайку Параллельную. В дайке Неизвестной на глубинах 191,6-214,5 м было подсечено 4 маломощных (по 1,5 см) кварцевых прожилка, минерализованных пиритом и блеклой рудой. Кроме того, в этой же дайке в интервале 208,6-209,1 м была подсечена мощная кварцевая жила молочно-белого цвета, слабоминерализованная пиритом. По дайке Параллельной было подсечено 11 тонких, мощностью 0,1-6 см, кварцевых прожилков и одна кварцевая жила в интервале 417,7-418,2 м.

Как маломощные прожилки, так и мощная жила минерализованы сульфидами; количество рудных минералов составляет примерно 10-15 %. Исследование под микроскопом кварцево-сульфидного материала жилок дайки Параллельной – из жилки мощностью 6 см с интервала 409,3-409,4 м и из мощной жилки с интервала 417,7-418,2 м – показало, что их минералогический состав аналогичен составу руд разрабатывающихся горизонтов, хорошо изученных и описанных П. И. Кутюхиным (1939). Здесь наблюдается тот же комплекс минералов и примерно в тех же соотношениях, что и для первичных минералов верхних горизонтов. Наиболее важным моментом настоящего исследования является факт обнаружения в одном из трех просмотренных полированных шлифов зерна самородного золота, включенного непосредственно в пирит и описанного ниже.

Пирит кварцевой жилы с интервала 417,7-418,2 м среди прочих сульфидов является преобладающим минералом. Он образует почти мономинеральные агрегаты, среди зерен которого в небольшом количестве встречаются другие сульфиды: галенит, теннантит и халькопирит. Агрегатность зерен пирита выявляется лишь после его травления  $\text{HNO}_3$ - $\text{CaF}_2$ . До травления он представлен сплошными участками, разбитыми многочисленными трещинами. Размер отдельных зерен пирита колеблется в пределах 0,1-0,6 мм. В жилке с интервала 408,2-409,4 м пирит наблюдается в виде сильно корродированных зерен среди других сульфидов – блеклой руды и галенита (рис. 70). Очень часто пирит имеет мелкие неправильной формы включения халькопирита, блеклой руды и галенита. Размер этих включений колеблется от 0,005 до 0,05 мм. В этой же жилке пирит встречается и в виде

идиоморфных кристаллов, что свидетельствует о его более раннем выделении по отношению к прочим сульфидам. Во всех этих случаях пирит заполняет трещинки разлома в кварце. По структурным особенностям и ассоциации его с другими сульфидами исследованные агрегаты пирита необходимо отнести (по П. И. Кутюхину) к основной стадии рудообразующего процесса, в которую отложилась главная масса рудных минералов.

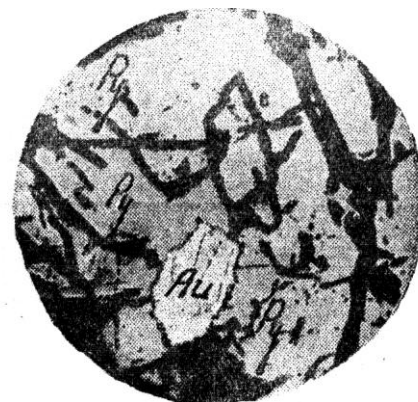


Рис. 70. Самородное золото (Au) в пирите (Py).  
Пирит протравлен. Скважина № 280.  
Глубина 417-419. Увел. 55 X (Переляев, 1948)

Блеклая руда (тетраэдрит) и галенит наблюдались в значительных количествах среди сульфидов кварцевой жилки с интервала 408,2-409,4 м и в небольшом количестве в жиле с интервала 417,7-418,2 м. В обоих случаях тетраэдрит наблюдается в тесной ассоциации с галенитом, вместе с ним он цементирует и корродирует зерна пирита. Все же взаимоотношения тетраэдрита и галенита таковы, что можно установить более раннее выделение первого. Блеклая руда сечется прожилками галенита.

В галените по микротрещинам и по периферии зерен в некоторых случаях наблюдался ковеллин, что свидетельствует о проявлении в отдельных пунктах процессов вторичного сульфидного обогащения на этих глубинах в связи с трещиноватостью отдельных участков.

Халькопирит во всех случаях встречается в очень ограниченном количестве. Выделения его приурочиваются или к зернам пирита в виде очень мелких включений в последних, размером до 0,01 мм, или к блеклой руде и галениту. Халькопирит иногда, так же как и галенит, замещается ковеллином, главным образом по периферии зерен. Так, в шлифе руды из кварцево-сульфидной жилки с интервала 408,2-409,4 м зерна халькопирита размерами 0,1 × 0,15 мм на 50 % по площади замещены ковеллином.

Ковеллин встречается в небольшом количестве, главным образом в тесной ассоциации с галенитом и халькопиритом, которые он и замещает. Форма его выделения – от мельчайших жилок, шириною в тысячные доли миллиметра, до зерен размерами 0,05-0,07 мм. Последние обычно развиваются на периферии зерен галенита и халькопирита. Факт замещения ковеллином не только галенита, но и халькопирита позволяет сделать заключение о несомненно вторичном его происхождении.

**Золото.** Зерно золота размерами 0,056 × 0,023 мм встречено в шлифе руды из жилки с интервала 417,7-418,2 м. Это зерно имеет резкие, сравнительно ровные границы, включено непосредственно в пирит и приурочено к трещине. Оно имеет нормальный желтый цвет, с сильным, свойственным золоту блеском и легко амальгамируется. Золото это, очевидно, необходимо отнести к зоне первичных руд, так как форма выделения первичного золота в березовских рудах и его минеральная ассоциация отличны от характера выделения золота, наблюдаемого на верхних горизонтах. В последнем случае золото концентрируется в минералах экзогенного происхождения и реже в кварце. Главная масса вторичного золота в окисленных рудах распределена более или менее равномерно, в виде мельчайших крупинок, пластинок, проволочек, дендритов и т. д., нередко наблюдаемых невооруженным глазом. Первичное золото в рудах Березовска, наблюдаемое уже частично на глубине 80-100 м, преимущественно связано с сульфидами – пиритом, тетраэдритом,

халькопиритом, айкинитом, галенитом, причем здесь оно находится в форме весьма мелких вкраплений, наблюдаемых только под микроскопом.

Тетраэдрит, халькопирит и галенит вместе с золотом образуют в пирите мелкие жилковидные выделения, приуроченные к небольшим трещинам, или выполняют промежутки между зернами пирита. Среди этих сульфидов золото имеет или округлую, или другую изометричную форму с ровными резкими границами. Возможно, что золото находится в пирите еще и в тонкодиспергированном состоянии (Переляев, 1948).

Новые данные о распространении самородного золота на месторождении были получены Г. А. Степановым (1959) при описании 34 полированных шлифов, взятых из сульфидно-кварцевых жил с глубины от 100 до 600 м в 8 буровых скважинах, в которых обнаружено 166 зерен микроскопически видимого золота.

Наибольшее количество зерен золота встречено в шлифах из жил, залегающих в дайке Второй Диагональной (35 зерен золота). Шлифы по этой дайке отобраны из интервалов ее подсечения скважиной 950 на глубине 261,8-262,0 и 350,5 м. В большинстве случаев золото здесь образует включения в крупных зернах тетраэдрита и ассоциируется с галенитом, реже с халькопиритом. Лишь в одном случае оно было включено в галените, который совместно с тетраэдритом выполнил трещинку в пирите.

На дайке Средней в интервале ее пересечения скважиной 1100 на глубине 443,4-457,3 м в сульфидно-кварцевых жилах встречено 17 зерен самородного золота. В четырех случаях оно образовало включения в пирите, из них в двух в ассоциации с халькопиритом, в одном – с галенитом и в одном случае зерно золота располагалось в трещинке кристалла пирита. В остальных тринадцати случаях золото присутствовало в виде включений в тетраэдрите совместно с галенитом. По дайке Кривой с ее апофизой в интервале пересечения ее скважиной 750 на глубине 308,0-308,8 м, скважиной 1200 на глубине 268,7 м и скважиной 750 на глубине 341,0 м в шлифах из сульфидно-кварцевых жил в общей сложности встречено 17 зерен золота. Большинство из них представляет изометричные зерна, включенные в халькопирите. Последний в виде прожилков сечет крупные зерна пирита и кроме золота содержит включения галенита и тетраэдрита. Значительно реже золото встречается в виде включений в пирите. В этом случае оно ассоциирует с халькопиритом. В одном случае было встречено зерно золота удлиненной формы, включенное в галените.

По дайке Спасской в месте пересечения ее скважиной 640 на глубине 288,0 м в одном шлифе было обнаружено 12 зерен золота в виде включений в крупных «кристаллах» пирита. Зерна золота характеризовались очень неправильными формами с извилистыми контурами. В кристаллах пирита в виде включений совместно с золотом встречался халькопирит.

По скважине 464, пройденной из шахты «Южная» с горизонта 112 м в интервалах подсечения ею дайки Параллельной на глубинах 135-140 и 160-470 м (от поверхности) наличие золота установлено в двух шлифах. В них в общей сложности обнаружено 12 зерен золота, включенного в кристаллах пирита и соединенного с халькопиритом.

По дайке Первой Диагональной в интервале пересечения ее скважиной 950 на глубине около 100,0 м встречено 11 зерен золота. Здесь оно образует изометричные, неправильные или значительно вытянутые с извилистыми контурами зерна, включенные в пирите, местами содержащем также включения галенита или тетраэдрита. В одном шлифе встречено зерно золота, включенное в галените, выполняющем трещинку в кристалле пирита.

В единичных зернах или, во всяком случае, в очень небольшом количестве обнаружено самородное золото в дайках Первопавловской, Пересеченной и Самобытной. Кроме того, самородное золото найдено в ряде шлифов из жил, вскрытых скважинами 1200 и 1300. По дайке Второпавловской, подсеченной скважинами 516 и 538, Степановым Г. А. (1959) были просмотрены лишь единичные шлифы. В шлифе из скважины 516 с глубины 150 м (от поверхности) и в шлифе из скважины 538 примерно с той же глубины встречено всего 4 зерна микроскопически видимого золота. Здесь зерна золота изометричной формы

совместно с галенитом и халькопиритом или только с халькопиритом образовали включения в зернах пирита.

По дайке Первопавловской золото встречено в двух случаях: в интервале пересечения дайки скважиной 503, пройденной горизонтально из выработки шахты «Южная» с горизонта 112 м и в интервале пересечения ее скважиной 800 на глубине 449,5 м. Здесь золото в удлинённых зернах располагается в пирите и ассоциируется с тетраэдритом.

По дайке Пересеченной, вскрытой скважиной 640, на глубине 391,9 м, найдено одно зерно золота, расположенное в трещинке сильно раздробленного кристалла пирита. По дайке Самобытной в месте пересечения ее скважиной 1100 на глубине 532,3 м встречено одно удлинённое зерно золота, приуроченное к периферической части халькопиритовой оторочки вокруг кристалла пирита.

По дайкам, не имеющим названия и пересеченным скважинами 1200 на глубине 217,3-222,2 м и 1300 на глубине 90,6 м, обнаружено всего 7 зерен золота преимущественно в виде включений в пирите или в трещинках раздробленных кристаллов его. В одном случае в скважине 1200 встречено включение золота в тетраэдрите, где оно находилось совместно с галенитом и халькопиритом.

Содержание самородного золота подвержено чрезвычайно большим колебаниям. Наиболее часто оно встречается в виде включений в пирите, сравнительно редко в тетраэдрите и халькопирите и очень редко в галените. Хотя местами в тетраэдрите (дайка Вторая Диагональная и Средняя) и в халькопирите (дайка Кривая с апофизой) содержание самородного золота достигает значительной величины.

Не меньший интерес представляют и наблюдения за изменением содержания золота с глубиной, правда, количество таких наблюдений далеко не достаточно, однако некоторые предварительные заключения могут быть сделаны, тем более, что они согласуются с данными химических анализов.

Данные химического анализа образцов сульфидно-кварцевых жил, из которых были приготовлены шлифы с микроскопически видимым золотом, довольно точно копируют суммарную кривую распространения самородного золота, хотя количество химических анализов явно недостаточно.

Размеры зерен золота колеблются от 0,007-0,010 до 0,250-0,375 мм. Наиболее часто встречаются зерна размером от 0,021 до 0,090-0,140 мм и в единичных случаях – 0,625, 0,735 и 0,875 мм.

Изучение минералогических ассоциаций самородного золота позволило установить его приуроченность к сульфидно-кварцевым жилам, имеющим многокомпонентную минерализацию. В жилах, минерализованных одним каким-либо сульфидным минералом, микроскопически видимое золото, как правило, не встречается, если и бывает, то в единичных случаях и в ничтожном количестве. В жилах, минерализованных одним пиритом, лишь в одном шлифе обнаружено одно зерно золота.

Довольно часто золото встречается в виде включений в пирите, когда к последнему примешивается хотя бы незначительное количество другого сульфидного минерала. Так, в жилах, минерализованных пиритом, содержащим эмульсионные включения халькопирита, золото выявлено в двух шлифах в количестве четырех зерен. В жилах, минерализованных пиритом с каплевидными включениями галенита, золото присутствовало примерно в тех же количествах. При ассоциации пирита с тетраэдритом микроскопически видимого золота ни в том, ни в другом не встречено.

Безусловный интерес представляют полиминеральные ассоциации. Здесь уже при комбинации пирит-халькопирит-галенит, пирит-халькопирит-тетраэдрит и пирит-халькопирит-галенит-тетраэдрит-сфалерит число случаев обнаружения микроскопически видимого золота резко возрастает, особенно при первой и последней комбинациях. В первом случае количество зерен золота достигало 49 в 11 шлифах и в последнем 38 в 4 шлифах. Наибольший интерес, с точки зрения самородного золота, представляет комбинация пи-

рит-халькопирит-галенит-тетраэдрит. В этом случае обнаружено 61 зерно золота в 10 полировках.

Самородное золото наиболее часто (22 случая) образует включения в пирите, реже встречается в тетраэдрите (15 случаев), еще реже в халькопирите (7 случаев) и очень редко в галените (3 случая). По количеству включений золота преимуществом обладает тетраэдрит (84 зерна золота), затем пирит (61 зерно золота) и халькопирит (18 зерен золота).

В пределах Березовского золоторудного месторождения на значительных глубинах самородное золото широко распространено и находится в одинаковой минералогической ассоциации, что и золото первичных руд эксплуатирующихся горизонтов (Степанов, 1959).

Минералоги XIX века были в более выигрышном положении, нежели современные ученые (Клейменов и др., 2005). Дело в том, что крупные скопления самородного золота встречались в пределах зоны окисления сульфидно-кварцевых жил и редко на глубине. В верхних горизонтах месторождения, в зоне почти нацело окисленных руд изредка встречались более или менее крупные самородки, нередко достигающие по весу нескольких десятков граммов. Особенно крупных самородков в рудах не наблюдалось, хотя отдельные гнезда и кусты иногда давали выборки до 1-2 кг. Более часто в окисленных рудах встречались небольшие самородки золота от 0,5 до 2 г, обычно вросшие в кварце или заключенные в лимоните. Реже золото встречалось в кварце или карбонатах вблизи сульфидов в форме мелких крапинок, пластинок, проволочек, дендритов. Крупные самородки имели ветвистую форму с ячеистой, ноздреватой поверхностью. Ныне же добычные работы ведутся на глубоких горизонтах, где вероятность повстречать видимое невооруженным глазом золото очень мала.

В последнее десятилетие оценку золотоносности красичных жил Березовского месторождения провели Г. П. Дворник и С. Л. Ощуква (Дворник и др., 2009). Для изучения характера распределения мощности кварцевых жил, содержащих золото и серебро в красичных жилах были использованы данные геологической документации и эксплуатационного опробования в разведочных штреках, пройденных по простиранию красичных жил в интервале от 53 до 550 м. При мощности жил до 0,1 м в забоях штреков отбирались через 1-3 м задирковые пробы. Жилы мощностью более 0,1 м опробовались бороздовым способом. Для исследования характера распределения мощности, содержаний золота и серебра в жилах проводилась обработка значений данных на ПЭВМ по программам «Статистика», «Аппроксимация» с использованием вероятностно-статистической и геометро-статистической моделей строения геологических полей.

В результате исследований было установлено практическое отсутствие корреляционной связи между мощностью жил и концентрацией в них золота (Дворник и др., 2009). В то же время подтверждается вывод о том, что в пределах месторождения наилучшим качеством золотого оруденения (по процентному соотношению богатых, рядовых и бедных руд) характеризуются красичные жилы, образовавшиеся на верхнем уровне (53-168 м). С возрастанием глубины на среднерудном (201-262 м) и нижнерудном (442-512 м) горизонтах уменьшается среднее значение коэффициента богатства и увеличивается в рудах золото-серебряное отношение (Дворник и др., 2009).

Одной из последних уникальных находок на месторождении является обнаружение скопления кристаллического золота на глубоких горизонтах шахты «Северная». В 1982 году на 512 горизонте шахты «Северная» были вскрыты два гнездовых скопления золота. Гнезда находились в двух близкорасположенных жилах кварц-карбонатного состава, в которых присутствует большое количество друзовых полостей и щелевидных трещин, инкрустированных кристаллами горного хрусталя, кальцита, сульфидов и золота. Мощность жил колебалась от 5 до 17 см. Самородки приурочены к местам выклинивания лестничных жил у контакта дайки Первопавловской с лиственитизированными серпентинитами (рис. 71). Местами от жил в листвениты отходят апофизы, которые также содержали са-

мородки золота. Количество сульфидов в жилах невелико (5-10 %) и резко возрастает на зальбандах, где достигает 70 %.

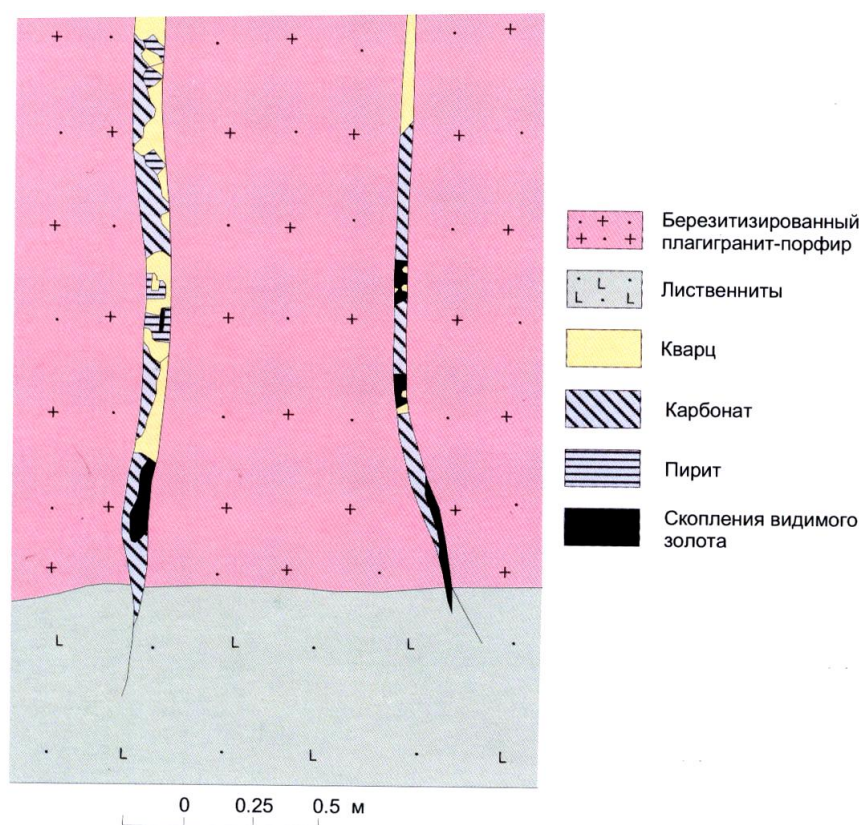


Рис. 71. Схема расположения кварц-сульфидных жил с большим скоплением самородного золота, вскрытым в 1982 г. шахтой «Северная» (Клейменов и др., 2005)

По времени образования сульфиды в полостях разделены на ранние и поздние. Среди ранних преобладают кристаллы пирита кубической формы размером 2-5 мм, которые образуют небольшие гнездообразные скопления в кварц-карбонатном агрегате, а также выполняют трещины в нем. Кроме пирита отмечены сульфиды из так называемой полиметаллической ассоциации: галенит, айкинит, халькопирит I генерации, висмутин. Во всех ранних сульфидах встречены мелкие (до 50 мкм) и крупные (до 2 мм) золотины. Поздние сульфиды представлены мелкими пентагондодекаэдрами пирита II генерации более светлого желтого цвета с ячеистой поверхностью и халькопиритом II генерации, которые нарастают тонкой корочкой (1-2 мм) на ранние сульфиды, при этом выполняя трещины в них. Наиболее крупные самородки находились в доломите, преимущественно в друзовых полостях, почти всегда в сростании с айкинитом и галенитом или, по крайней мере, вблизи скопления этих минералов. Самый крупный золотой самородок весил 600 г. Общий вес добытых самородков из обоих гнезд составил 4 кг (Клейменов и др., 2005).

Отдельные индивиды из этой коллекции, кажущиеся с виду монокристаллами, на самом деле имеют большое количество входящих углов и являются сложными двойниковыми сростками. Грани отдельных индивидов в этих сростаниях располагаются симметрично относительно двойниковых швов. На некоторых гранях кристаллов наблюдалась штриховка, вызванная полисинтетическим двойникованием. Ростовые элементы скульптуры наблюдаются на гранях  $o\{111\}$  и  $d\{110\}$  в виде грубых ступеней, которые «спускаются» в направлении падения пересыщенного раствора. Более криволинейны ограничения слоев на гранях, где слабы силы связей.

Такие слои отражают мгновенное изменение пресыщения на поверхности. На крупных гранях новый слой возникает раньше, чем завершится старый, в результате чего



грань покрывается «эскалатором» ступеней. Большинство кристаллов изометричны, но некоторые индивидуализированные кристаллы приобретают псевдотетрагональный облик (рис. 72, 73). Коэффициент удлинения достигает 1:2 (Клейменов и др., 2005).



Рис. 72. Золото в кварце. Размер образца  $2 \times 8 \times 1$  см. Шахта «Северная» (Клейменов и др., 2005)



Рис. 73. Друза кристаллов золота.  
Размер наибольшего кристалла 1 см.  
Шахта «Северная» (Клейменов и др., 2005)

Вторым после золота промышленно ценным элементом руд Березовского месторождения является серебро. Серебро связано главным образом с блеклыми рудами и галени- том. О. В. Викентьевой (1999) было изучено распределение серебра в этих минералах, а также в самородном золоте и матильдите. Состав минералов изучался методами микро- рентгеноспектрального (мас. %) и нейтронно-активационного (г/т) анализов, обнаружив- шими хорошую сходимость (Викентьева, 1999).

Блеклая руда занимает второе место по распространенности после пирита, ее со- держание в рудах достигает 2-3 об. %. Блеклая руда выполняет трещины и интерстиции в агрегате пирита, халькопирита, образует включения в пирите, галените, халькопирите. С блеклой рудой связана значительная часть самородного золота – золотины распределе- ны неравномерно, образуя скопления в ассоциации с выделениями халькопирита и сфале-



рита. В друзовых полостях блеклая руда образует кристаллы тетраэдрической формы, которые нарастают на кварц и кристаллы пирита. Блеклые руды (преобладает теннантит) характеризуются низкими содержаниями серебра (до 0,9 мас.% и 10-297 г/т), которое входит в структуру минерала по схеме изовалентного изоморфизма  $\text{Cu}^+ - \text{Ag}^+$ . Выявлено увеличение содержания серебра в минерале с севера на юг в 3-4 раза с 0,05-0,29 до 0,89 мас. %. Эта тенденция прослеживается и для отдельной дайки, и для даек в целом, что подтверждает наличие латеральной зональности (Чесноков, 1973). Установлено уменьшение содержания серебра в блеклых рудах с глубиной для жил Ильинской дайки.

Галенит в рудах месторождения распространен широко, но неравномерно. В некоторых жилах его содержание достигает 50-70 об.%, обычно это десятые доли %. В друзовых полостях встречаются кристаллы галенита, выросшие на кристаллы пирита и блеклой руды. Основная масса галенита представлена агрегатом, который выполняет трещины и интерстиции в пирите, образует выделения в кварце, халькопирите, блеклой руде. Характерны совместные выделения галенита и блеклой руды, встречаются жилы галенит-блеклорудного состава. Серебро входит изоморфно в структуру галенита. В галените из полиметаллической ассоциации Ag изоморфно замещает Pb по схеме  $2\text{Pb}^{2+} = \text{Ag}^+ + \text{Bi}^{3+}$ . Содержание серебра порядка 2 мас.%. Изоморфизм между PbS и AgBiS<sub>2</sub> возможен при температуре выше 220 °С, ниже которой происходит распад твердого раствора с образованием галенита и матильдита. Для галенита в ассоциации с кварцем имеет место изоморфизм  $2\text{Pb}^{2+} = \text{Ag}^+ + \text{Sb}^{3+}$ . Содержания серебра в этом случае значительно ниже – 0,1-0,2 мас. % и 1309 г/т. Включения галенита с ранним самородным золотом в пирите содержат 0,4 мас. % Ag.

В качестве заключения отметим, что самородное золото в рудах месторождения распределено неравномерно (Сазонов и др., 2002). Раннее золото образует изометричные выделения в пирите, выполняет трещины в кварце и пирите, позднее ассоциируется с блеклой рудой, халькопиритом, айкинитом, галенитом. В блеклой руде золотины образуют скопления. Золотины имеют изометричную и ксеноморфную форму, размеры их варьируют от 0,01 до 0,11 мм. В айкините золото образует прожилки. Часто выделения золота в сульфидах пористые. Для самородного золота серебро является основной примесью, его содержание достигает 26,7 мас. %. Обнаружены различия в составе позднего золота в зависимости от минеральной ассоциации. Для включений самородного золота в блеклой руде содержание серебра составляет 11,5-21,6 мас. %, в ассоциации с пиритом оно зависит от примеси меди. При содержании меди 0,1-0,3 мас. % самородное золото отличается пониженным содержанием серебра (1,4-5,8 мас. %). Отсутствие меди приводит к возрастанию значений до 14,8-26,7 мас. %. Установлено закономерное уменьшение содержания серебра и увеличение пробы самородного золота к югу рудного поля и на глубину с повышением концентрации серебра и сурьмы в сосуществующем теннантите.

Матильдит (AgBiS<sub>2</sub>), собственный минерал серебра, обнаружен в полиметаллической ассоциации совместно с айкинитом и галенитом в халькопирите. В галениновом прожилке в халькопирите матильдит нарастает на последний, образуя треугольники вдоль контакта халькопирита и галенита. По данным микрорентгеноспектрального анализа, матильдит содержит примесь меди от 0,58 до 3,86 мас. %.

Появление полиметаллических ассоциаций в ходе гидротермального процесса приводит к возрастанию роли серебра в рудах, что пространственно выражается в уменьшении его концентраций к северу рудного поля и на глубину и обуславливает минералогическую зональность месторождения (Викентьева, 1999).

### **3.8. СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ БЕРЕЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УРАЛ)**

Березовское месторождение на Среднем Урале приурочено к толще эффузивно-осадочных пород лландоверийского и венлокского возрастов. Естественными границами рудного поля являются на севере Пышминско-Березовский разлом, выполненный серпентинитами и габбро, на юге – граниты Шарташского массива; западной и восточной границами являются краевые разломы грабена (см. рис. 24) (Бабенко, 1975).

#### **3.8.1. Структура рудоносных даек (на примере дайки Второпавловской)**

Исследованиями, выполненными В. В. Бабенко под руководством П. А. Шехтмана, установлено, что размещение оруденения контролируется структурно-тектоническими факторами. Главным из них является рельеф поверхности разломов, выполненных рудовмещающими дайками (Бабенко, 1978).

Детально изучена рудоносная дайка Второпавловская. Она хорошо вскрыта горными выработками. Изучение осуществлялось методом геометризации структуры дайки и показателей, характеризующих оруденение средних содержаний металлов в лестничных жилах и в березитах, удельного растяжения (мощность жил, приходящаяся на 10 м дайки по простиранию), удельной трещиноватости (количество жильных трещин, приходящихся на 10 м дайки по простиранию) и продуктивности даек (произведение содержания металла на величину удельного растяжения). Геометризация структуры проведена с помощью изолиний на проекции лежачего бока дайки – изолонг (Королев, Шехтман, 1965).

Крутопадающая дайка Второпавловская имеет жильную форму. Длина ее по простиранию большая, мощность 8-10 м. Дайка имеет волнистое залегание. На фоне генерального меридионального простирания и среднего падения  $75^\circ$  на восток элементы залегания изменяются: простирание от  $336$  до  $40^\circ$ , углы падения от  $20$  до  $90^\circ$  на восток и от  $40$  до  $90^\circ$  на запад. На формирование волнистости дайки существенное влияние оказывают додайковые секущие разломы, сопряжения с более ранними дайками и контакты пород с разными физико-механическими свойствами (рис. 74), так как разлом при переходе из одной среды в другую преломляется подобно лучу света. Сопряжения дайки с разломами и ранними дайками в основном наклонены к северу и образуют ребра волнистости по простиранию. Эти наиболее крупные волны (I порядка) имеют азимуты простирания, отличающиеся на  $10-20^\circ$ . Границы этих волн показаны на рис. 74.

Контакты пород полого падают к северу и вызывают волнистость дайки по падению. Наиболее пологие волны приурочены к туфам диабазов, туффитам и серпентинитам. Так, например, вдоль средней колонки пород на рис. 74, ниже ребра 07, в туфах диабазов дайка имеет падение  $54^\circ$ , ниже ребра 04 в тех же породах –  $64^\circ$ ; ниже додайкового разлома в туффитах –  $66^\circ$ . Наиболее крутые волны связаны со сланцами и гнейсами (в сланцах, ниже ребра 01, –  $80^\circ$ ). На формирование волнистости оказывают влияние и додайковые разломы, которые вызывают образование резких флексур и приводят к куливному выклиниванию даек. Третья система ребер полого склоняется к югу, пересекая залегание пород. Это направление подчеркивается некоторыми более древними дайками и разломами. По-видимому, это первичная волнистость, свойственная механизму образования разломов. Сочетание трех типов волн приводит к образованию трехгранно-коробленого рельефа поверхности разлома, выполненного дайкой Второпавловской.

В пределах граней I порядка развиты грани II порядка и разделяющие их ребра. Всего выделена 161 грань II порядка. Поверхность граней II порядка осложнена более мелкими гранями III порядка. Количество таких граней 499.

Форма граней III порядка треугольная. Средняя длина по горизонтали 37 м. По элементам залегания грани делятся на две группы: восточного и западного падения. Азимуты падения граней первой группы изменяются от  $31$  до  $150^\circ$ , углы – от  $11$  до  $90^\circ$ . На

диаграмме распределения граней в поле элементов залегания (рис. 75, а) видно, что азимут падения 81-110° имеют более 80 % граней, отклонение азимута на 15° приводит к уменьшению количества граней до 5 %, еще на 15° – до 3 %. По углам падения грани распределяются следующим образом: 60 % граней имеют углы падения от 61 до 90°, 30 % – от 31 до 60° и 10 % – от 0 до 30°.

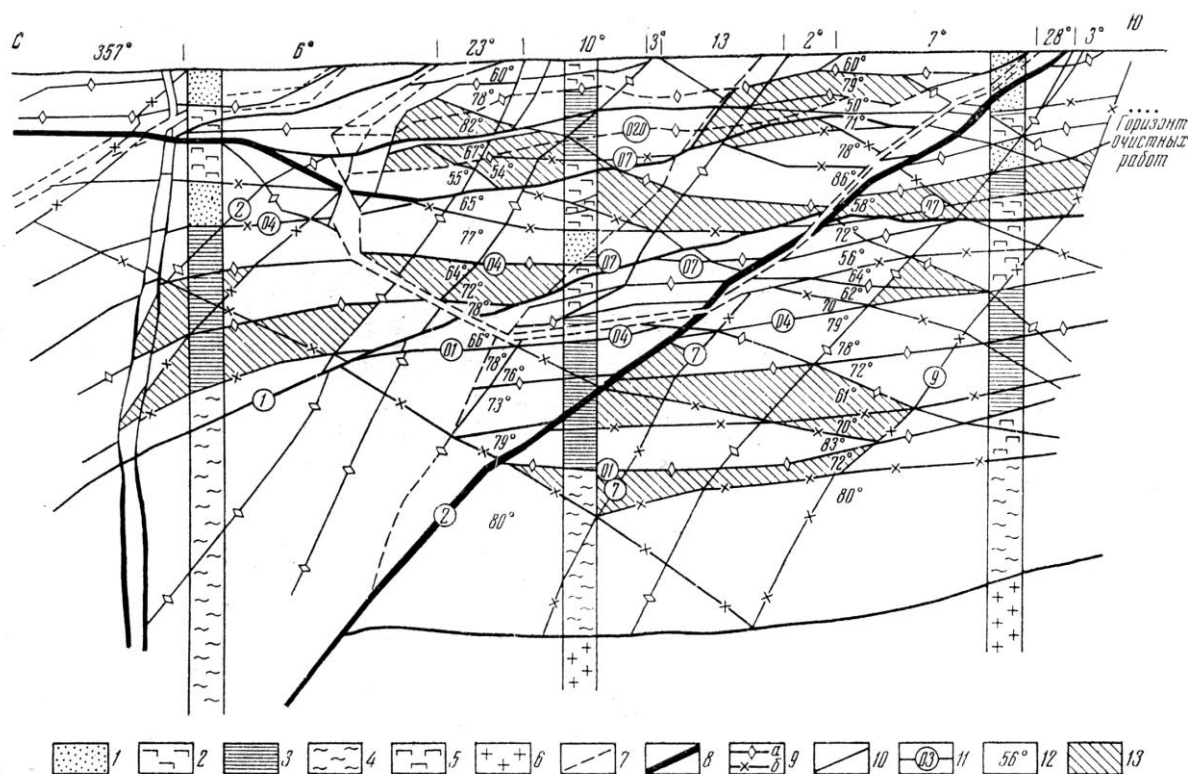


Рис. 74. Распределение продуктивности на вертикальной проекции  
дайки Второпавловской (Бабенко, 1978):

- 1 – туффы, туфопесчаники, туфогравелиты; 2 – туфы диабазов; 3 – серицит-кварцевые, углисто-кварцевые, кварцитовидные и филлитовидные сланцы; 4 – плагиогнейсы и гнейсы биотитовые и роговообманковые; 5 – тальково-карбонатные; 6 – граниты; 7 – додайковые разломы; 8 – последайковые разломы; 9 – ребра волн с различными элементами залегания: а – выпуклые, б – вогнутые; 10 – крутосклоненные ребра; 11 – пологосклоненные ребра; 12 – углы падения граней (колонки цифр на проекции) и азимуты простирания граней (ряд цифр над проекцией); 13 – участки наиболее богатых руд

Азимуты падения 137 граней второй группы, западного падения, изменяются от 251 до 330°, а углы – от 11 до 90° (рис. 75, б). Большинство граней – 91 из 137 – сконцентрировано в пределах 271-290°. По углам падения грани характеризуются более рассеянным распределением. Углы падения 71-80° имеют 73 грани из 137, 49-70° – 53 грани, и на оставшийся 30°-ный интервал приходится 11 граней.

Форма граней II порядка многоугольная, средняя длина по горизонтали 152 м. Азимуты падения граней изменяются от 51 до 120°, но основная часть граней (105 из 125) имеет азимуты падения 81-110° (см. рис. 75, в). Распределение граней по азимутам соответствует нормальному закону. Мода кривой распределения приходится на азимуты 91-100° (50 % граней). Распределение граней по углам падения более равномерное. Они изменяются от 11 до 90°. Азимуты падения 36 граней II порядка западного падения изменяются от 261 до 320°, углы – от 40 до 90°.

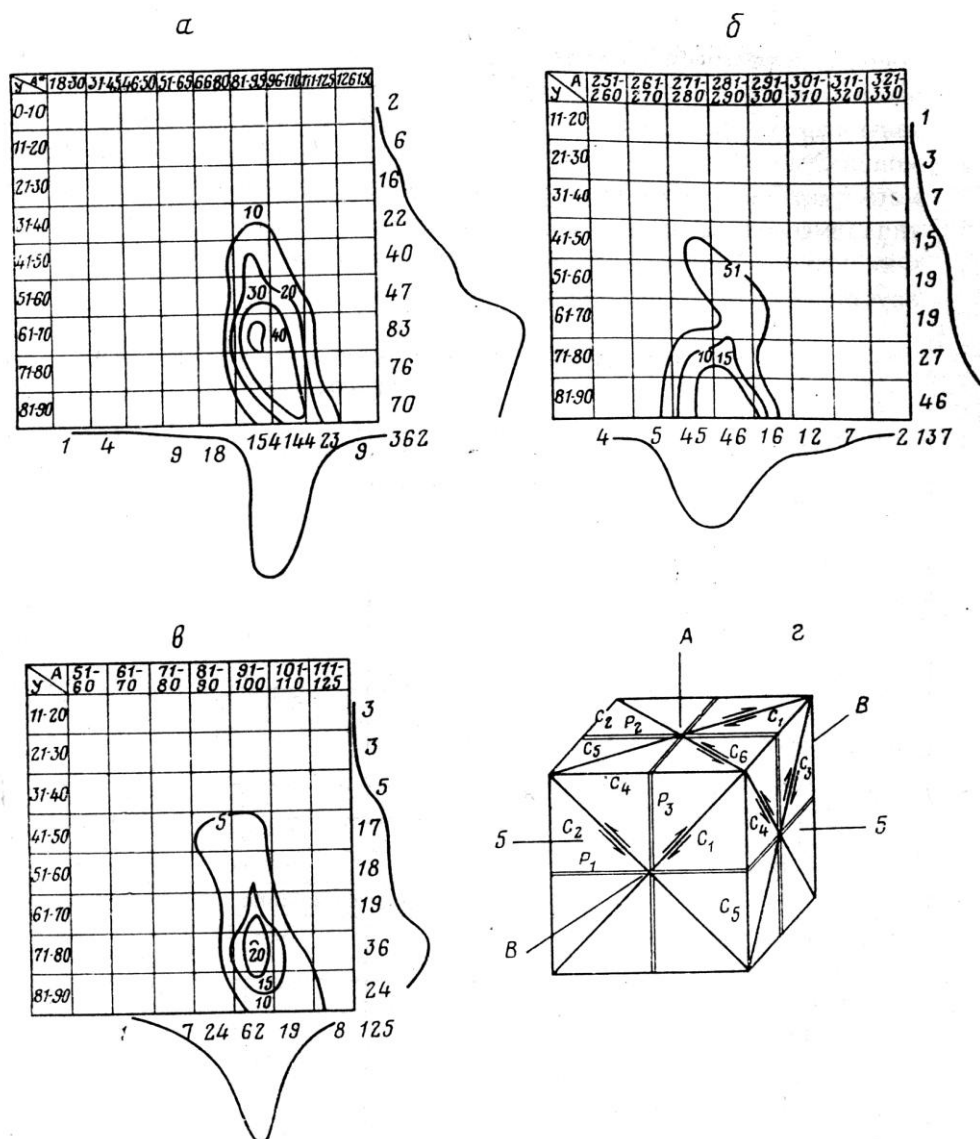


Рис. 75. Распределение граней в поле элементов залегания дайки Второпавловской (Бабенко, 1978):  
 а – III порядка восточного падения; б – III порядка западного падения;  
 в – II порядка восточного падения – и кривые распределения граней: по азимутам падения (А), по углам падения (У); з – куб деформаций

Разлом, выполненный дайкой Второпавловской, формировался в обстановке широтного сжатия (Бабенко, 1975). Он соответствует системе трещин скола  $C_2$  куба деформаций (рис. 75, з) (Королев, Шехтман, 1965). Условия деформаций отразились на рельефе разлома. Из сравнения кривых распределения граней по азимутам и углам падения (см. рис. 75, а–з) видно, что в каждой группе граней азимуты падения изменяются в узких пределах. Следовательно, большинство граней имеет близкую параллельную ориентировку в плане, а по углам падения – более равномерное распределение, т. е. встречаются грани с резко отличными углами падения. Отсюда вытекает, что скалывающие напряжения привели к образованию двух систем трещин, параллельных в плане и пересекающихся в разрезе. Такими трещинами в условиях широтного сжатия и при общей меридиональной ориентировке разлома являются трещины скола систем  $C_4$  и  $C_2$  куба деформаций (см. рис. 75, з).

Если сравнить ориентировку граней восточного падения с ориентировкой граней западного падения, то видно, что грани с восточным падением соответствуют системе трещин  $C_2$ , а с западным –  $C_1$ . Такой же вывод вытекает из анализа распределения граней II порядка.

На основании анализа рельефа можно сделать вывод, что волнистость III и II порядков заложена в самом механизме формирования разломов. Более того, условия формирования разлома на всех уровнях, начиная с граней III порядка и кончая системой разломов, выполненных дайками гранит-порфиров II цикла в целом (Бабенко, 1975), отвечают одним и тем же закономерностям: главную роль в их формировании играли скалывающие напряжения, приводящие к образованию трещин, соответствующих системам  $C_1$  и  $C_2$  куба деформаций.

Таким образом, дайка Второпавловская приурочена к разлому, являющемуся в генетическом отношении трещиной скола, в морфологическом – взбросом. Сложный волнистый характер поверхности разлома, выполненного дайкой, обусловлен генетическими и морфологическими особенностями разлома, условиями его формирования. Выделены волны нескольких порядков и типов. Причина возникновения волн III и II порядков заключается в механизме формирования разломов, а волн I порядка – главным образом в физико-механических свойствах пород, додайковой разрывной тектонике. Взаимное наложение трех типов волн I порядка привело к образованию трехгранно-коробленного рельефа поверхности разлома. Волны I порядка осложнены волнистостью II порядка, что приводит к образованию сложного многогранно-коробленного рельефа в пределах граней I порядка. В свою очередь, поверхность граней II порядка под влиянием волнистости III порядка имеет трехгранно-коробленный рельеф.

Детальное изучение рельефа разломов позволило оценить влияние его на размещение оруденения.

### 3.8.2. Структурные условия локализации оруденения

Исследовалось влияние волнистости дайки на размещение оруденения (Бабенко, 1978). Для этого определялись элементы залегания каждой грани этих волн и для отработанных или разведанных граней – содержание металла. Влияние элементов залегания граней устанавливается двухмерными корреляционными диаграммами (рис. 76). По горизонтальной оси на диаграмме откладываются значения азимутов падения граней, по вертикальной – углов падения, а в соответствующее им поле диаграммы заносится средний показатель по грани. Ширина интервалов для азимутов падения и углов падения составляет  $15^\circ$ . Обработка данных по 100 граням показывает, что корреляция оруденения лестничных жил с элементами залегания граней III порядка имеет нелинейный характер (см. рис. 76, а). Наиболее богатыми являются две группы граней: 1) пологие, имеющие азимуты падения  $66-80^\circ$ , углы падения  $46-60^\circ$ , и 2) крутые – азимуты падения  $111-125^\circ$ , углы падения  $61-75^\circ$ . Отклонение элементов залегания граней от оптимальных в ту или иную сторону приводит к снижению содержания оруденения. Очевидно, рельеф дайки определял распределение напряжений и деформаций в период рудоотложения, о чем можно судить по распределению удельной трещиноватости и удельного растяжения.

На диаграмме распределения удельного растяжения в поле элементов залегания (см. рис. 76, в) выделяется две группы граней с максимальным значением удельного растяжения: пологие, имеющие азимуты падения  $66-80^\circ$  и углы падения  $31-45^\circ$ ; крутые – азимуты падения  $111-125^\circ$  и углы падения  $61-75^\circ$ . Группы пологих граней могли быть растянутыми только при левом сдвиге и взбросе, крутые – при правом сдвиге и сбросе (см. рис. 76, в).

Подтверждается этот вывод и анализом диаграммы распределения удельной трещиноватости (см. рис. 76, б). Корреляция здесь носит такой же почти линейный характер и максимальную трещиноватость имеют грани с теми же элементами залегания.

Из сравнения диаграмм распределения оруденения, удельного растяжения и удельной трещиноватости в поле элементов залегания (см. рис. 76, а–в) видно, что наиболее растянутые грани не являются наиболее рудоносными. Так, наиболее растянутыми являются пологие грани с азимутами падения  $66-80^\circ$  и углами падения  $31-45^\circ$ , а наиболее бо-

гатыми – с теми же азимутами падения, но с углами 46-60°. Среди крутых граней наиболее богатыми являются грани, имеющие азимуты падения 111-125° и углы падения 61-75°, но на диаграммах распределения удельного растяжения и удельной трещиноватости видно, что в частях полей диаграмм, соответствующих этим элементам залегания, максимумы только намечаются, а наиболее растянутыми должны были бы являться грани с несколько иными элементами залегания. Следовательно, рудоотложение происходило в оптимально растянутых участках дайки, элементы залегания которых приведены в таблице.

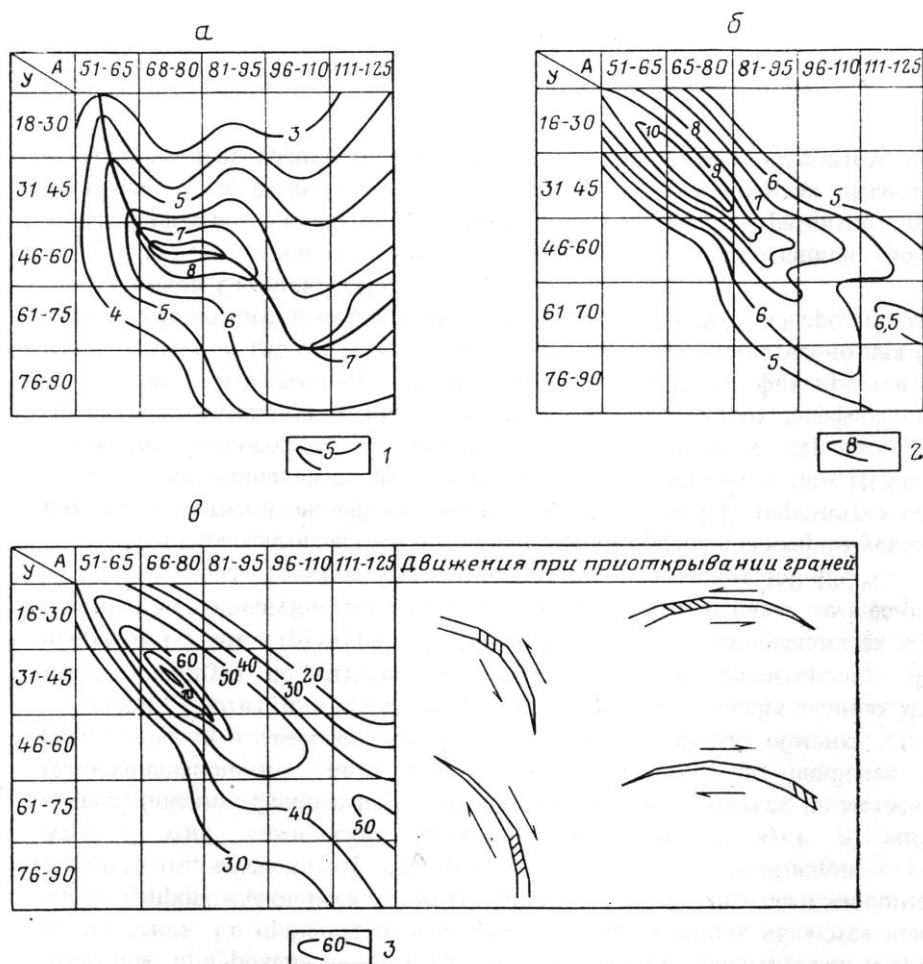


Рис. 76. Распределение оруденения (а), удельной трещиноватости (б) и удельного растяжения (в) в поле элементов залегания дайки Второпавловской:  
 1 – изолинии содержания в баллах; 2 – изолинии удельной трещиноватости, количество трещин на 10 м;  
 3 – изолинии удельного растяжения, см/10 м

Размещение продуктивности на вертикальной проекции дайки Второпавловской (см. рис. 74) иллюстрирует рудоконтролирующую роль рельефа дайки. На проекции видны два рудных столба – северный и южный, представляющие совокупности рудных лент. В соответствии с представлениями Г. Л. Поспелова (1974), под рудным столбом понимается область развития окolorудно-измененных пород, содержащая внутри себя рудные тела и являющаяся следом фильтрующей многострунной колонны рудообразующих флюидов. «Размеры и протяженность таких геологических рудных столбов, а также плотность оруденения в них могут быть самыми различными» (Поспелов, 1974, стр. 30).

Выделенные на проекции рудные столбы имеют геолого-экономические границы, определяемые кондициями. Северный рудный столб ограничен с севера крутосклоненным ребром 2, снизу – дорудным разломом 1 и с юга – ребром 7. Южный рудный столб ограничен с севера дорудным разломом 2, а с юга – ребром 9. Волнистость по падению приво-

дит к образованию внутри столбов рудных лент. Эти два рудных столба в строении имеют существенные отличия. В верхней части северного рудного столба, выше ребра 020, размещаются рудные ленты, приуроченные к относительно крутым участкам дайки, – крутые флексуры. Так, например, в южной оконечности рудного столба, вблизи ограничивающего его ребра 7, рудная лента связана с участком дайки, имеющим угол падения  $79^\circ$ , а смежные участки падают под углами  $50$  и  $60^\circ$ . Ниже ребра 020 углы падения относительно более пологие – пологие флексуры. В южном рудном столбе развит только один тип рудных тел – пологие флексуры.

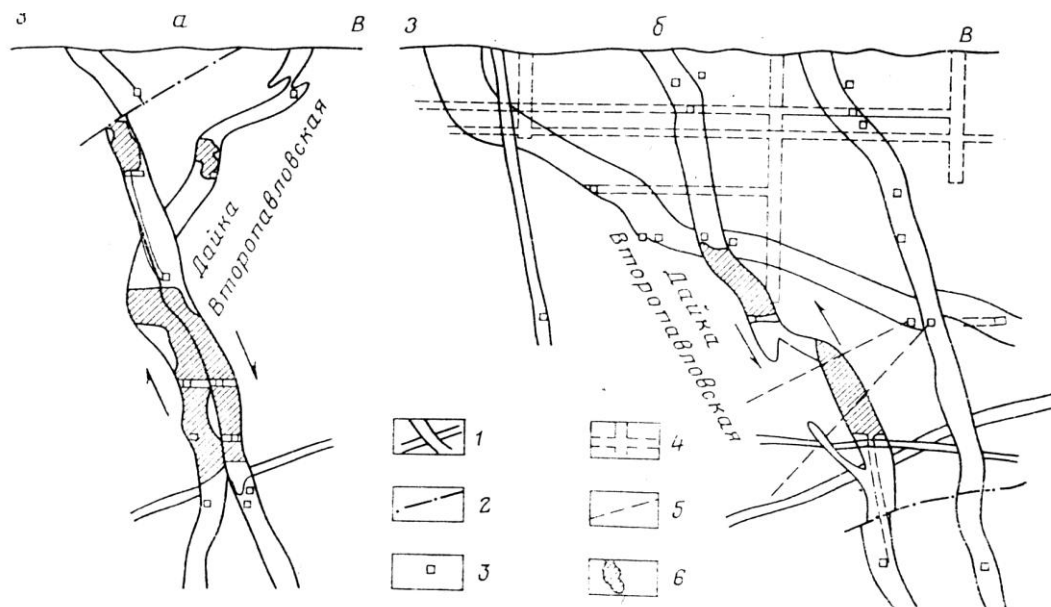


Рис. 77. Структурно-геологические типы рудных тел (Бабенко, 1978):

*a* – крутые флексуры; *б* – пологие флексуры.

1 – дайки; 2 – разломы; 3 – горные выработки в плоскости разреза; 4 – горные выработки за пределами плоскости разреза; 5 – буровые скважины; 6 – очистное пространство

Известно, что «...приоткрытые интервалы разрывов, служащие полостями для накопления минеральных масс, возникают в процессе рудоотложения в связи с движениями блоков пород вдоль рудоносного нарушения относительно другого блока. Форма и положение открытых пространств обусловлены морфологией разрывов и направлением движения их стенок» (Вольфсон, Яковлев, 1975, стр. 210). Из рис. 77 видно, что крутые флексуры приоткрывались при сбросовых движениях (рис. 77, *a*), пологие – при взбросовых (см. рис. 77, *б*).

Под приоткрыванием грани следует понимать не образование открытых полостей на контакте дайки и вмещающей толщи, а растяжение дайки на разгруженной грани, что вызывает раскрытие трещин и делает их доступными для рудоносных растворов.

Приведенные данные свидетельствуют, что рельеф разлома, выполненного дайкой Второпавловской, влияет на размещение оруденения. Волнистость разломов обуславливает растяжение одних участков и зажимание других, создавая каналы для движения «многоструйной колонны рудообразующих флюидов» (Поспелов, 1974, стр. 30).

### 3.8.3. Зональность оруденения

В рудном поле, по данным М. Б. и Н. И. Бородаевских (1947) и П. И. Кутюхина (1956), распространены две формации жил: кварц-турмалин-шеелитовая (вольфрамоносная) и кварц-сульфидная (полиметаллическая). Зона жил вольфрамоносной формации охватывает Шарташский массив с севера и занимает только южную часть рудного поля (см. рис. 24). По дан-



ным И. Т. Самарцева и др. (1973), они встречаются и в пределах Шарташского массива, но, по данным П. И. Кутюхина (1956), являются додайковыми образованиями.

Работами И. Т. Самарцева и др. (1973) показано, что жилы полиметаллической формации в рудном поле имеют зональное распределение. Выделяются три зоны, внутри которых в жилах развиты различные минеральные ассоциации, отличающиеся по степени рудоносности. Это анкерит-кварцевая, кварц-пиритовая, полиметаллическая и карбонатная ассоциации.

Первая состоит из кварца, анкерита и более позднего по времени выделения пирита. Пирит кубической формы с длиной ребра 3-5 см.

Вторая ассоциация – из кварца, пирита и шеелита. Пирит в этой ассоциации встречается как кубической формы, так и в форме пентагон-додекаэдров. Кристаллы пирита имеют меньшие размеры, чем в первой минеральной ассоциации. Количество пирита велико и иногда превосходит количество кварца. Кварц часто встречается в виде тонких прожилков. Шеелит представлен зернистыми скоплениями, одиночными зернами или кристаллами бипирамидальной формы. Количество шеелита очень незначительно, и распределен он неравномерно.

Третью ассоциацию минералов составляют пирит, блеклая руда, галенит, халькопирит, айкинит и небольшое количество кварца. Пирит здесь двух разновидностей: сростки кристаллов в друзовых пустотах и мелкозернистые скопления, выполняющие трещины в кварце или приуроченные к контактам жил с вмещающими породами. В состав блеклых руд в небольшом количестве (2-3 %) входят тетраэдрит и теннантит. Встречаются блеклые руды в виде массивных скоплений совместно с пиритом, халькопиритом, галенитом. Галенит в некоторых жилах составляет 50-70 %. Он представлен зернистыми скоплениями и небольшими кристаллами. Выделяется галенит позднее, чем пирит и блеклая руда. Халькопирит встречается в других сульфидах и в кварце в виде тонких включений. Его содержание незначительно – 0,2-0,3 %. Айкинит распространен широко, но в небольших количествах. Встречается он в виде призматических кристаллов или неправильных скоплений.

Четвертая ассоциация, карбонатная, состоит из кальцита и небольшого количества доломита.

В южной части поля, начиная от выхода на поверхность Шарташского массива (см. рис. 24), расположена зона жил анкерит-кварцевой ассоциации (зона I). Эта ассоциация развита и на всей остальной площади рудного поля. Зона, где кроме нее появляется кварц-пиритовая минеральная ассоциация (зона II), занимает меньшую площадь. Еще меньшую площадь занимают полиметаллическая и карбонатная ассоциации (зона III). Перечисленные зоны погружаются в северном направлении согласно с кровлей Шарташского массива.

Зональность проявляется и в ряде других явлений: 1) в распределении блеклых руд, что установлено Б. В. Чесноковым (1973). В южной части месторождения преобладают сурьмяные блеклые руды (тетраэдрит), а в северной – мышьяковистые (теннантит). С глубиной в блеклых рудах увеличивается содержание сурьмы и уменьшается содержание мышьяка; 2) в уменьшении крупности выделений пирита – в южной части рудного поля кристаллы пирита крупные (3-5 см в ребре), в центральной – меньше, чем в южной, а в северной пирит мелкозернистый; 3) в увеличении с глубиной количества шеелита в жилах и в уменьшении его количества в пирит-кварцевой ассоциации в северном направлении вплоть до его исчезновения (Михайлова, 1972); 4) в увеличении в северном направлении количества анкерита в анкерит-кварцевой ассоциации: в южной части анкерит встречается в подчиненном количестве по сравнению с кварцем и пиритом, а в северной количество его иногда превосходит количество кварца; 5) в увеличении в северном направлении количества блеклых руд и галенита, халькопирита и айкинита в полиметаллической ассоциации и в одновременном уменьшении количества пирита; 6) в распределении элементов-примесей (медь, висмут, титан, марганец, никель, серебро). Содержание их в кварце второй генерации, пирите третьей генерации, галените из жил северной части месторождения выше, чем в южной. Исключение составляет никель, содержание которого возрас-

тает к югу. В кварце с глубиной наблюдается уменьшение меди, а в пирите второй и третьей генераций – меди, висмута и марганца.

Температурная зональность (Самарцев и др., 1973) выражается в том, что минеральные ассоциации I зоны формируются при относительно высоких температурах (гомогенизация включений – 320-184°), а в III зоне – в широком диапазоне температур (384-56°).

Происхождение минеральной зональности объясняется И. Т. Самарцевым (1973) многостадийностью процесса формирования жил, при которой минералы каждой последующей стадии отлагались на меньшей площади и при более низких температурах, чем предыдущие. Это вызывалось смещением эпицентров концентрации растворов в результате остывания интрузива и утолщения его панциря. Растворы, отложившие минералы полиметаллической формации, имеют глубинное происхождение. Подтверждение этого вывода видим в том, что граница зоны развития жил вольфрамоносной формации повторяет очертания гранитного массива в плане (см. рис. 24). Очертания же зон развития жил полиметаллической формации ничего общего с ним не имеют.

Но оруденение контролируется также структурно-тектоническими факторами (Бабенко, 1978). Как было показано выше, рельеф разлома, выполненного дайкой, влияет на распределение напряжений в дайке, в результате которых формируются каналы для движения гидротермальных растворов и рудные тела различных типов: пологие и крутые флексуры. Установленный для каждого из этих типов характер рудообразующих движений исключает их одновременное приоткрывание. Следовательно, они формировались в разные стадии рудообразования, и в пределах зоны развития различных геолого-структурных типов рудных тел должны быть развиты различные минеральные ассоциации.

Для проверки этого предположения на продольную проекцию дайки Второпавловской с распределением продуктивности и рудными телами различных структурно-геологических типов наложены зоны развития различных минеральных ассоциаций, по И. Т. Самарцеву (1973). Граница между зонами развития кварц-пиритовой (II) и полиметаллической (III) ассоциаций падает на север под углом 25° и отделяет рудные тела в пологих флексурах от рудных тел в крутых, совпадая с ребром 020 (см. рис. 74). Зона развития полиметаллической ассоциации совпадает с зоной развития рудных тел в крутых флексурах.

Надо учитывать, что при любом направлении тектонических движений, вызывающих приоткрывание, части дайки и с пологими, и с крутыми углами падения не были абсолютно зажатými. По всем участкам происходила циркуляция растворов, но преимущественное развитие данная минеральная ассоциация получала на оптимально приоткрытых в этот момент участках дайки.

Каждая дайка рудного поля имеет свои структурные особенности, которыми определяются условия размещения оруденения. Структурные особенности каждой дайки определяют характер зональности других даек. Но очевидно, что такая зональность свойственна всем дайкам.

Установленная зональность в размещении структурно-геологических типов рудных тел и ее связь с определенными минеральными ассоциациями свидетельствуют, что структурные условия рудоотложения являются одним из главных факторов минеральной зональности. Причину зональности мы видим не в смещении мест прорыва растворов в сторону пологой кровли Шарташского гранитного массива, а в приоткрывании в каждый этап тектонических движений различных участков даек, что создает пути движения растворов и формирует структуры, в которых и происходило отложение данной минеральной ассоциации.

Вскрытый механизм образования минеральной зональности на Березовском месторождении – убедительная иллюстрация положения о том, что необходимым условием возникновения зональности является совпадение в пространстве и времени тектонических деформаций с эволюцией магматического очага, дающего гидротермальные растворы (Бабенко, 1978).

### **3.8.4. О характере пространственного распределения золота и серебра в дайке Второпавловской**

Исследование пространственного распределения параметров оруденения (концентраций полезных компонентов, мощности рудных тел, минерального состава руд и др.) является одной из важных задач рудничной службы горнодобывающих предприятий. На этой основе возможно аргументированное рассмотрение ряда вопросов, востребуемых повседневной практикой разведочно-эксплуатационных работ, а также касающихся обоснования (или уточнения) генезиса месторождения, проявленной в его пределах минералогеохимической зональности. Весьма актуальна обозначенная проблема и для Березовского золоторудного месторождения, которая детально изучена А. Г. Баранниковым, Д. И. Колбасиным, А. А. Кравченко, О. А. Середкиным (2002). В основу выполненного исследования положены данные опробования разведочно-эксплуатационных штреков (с шагом опробования в 1 м) двух горизонтов (314 м и 512 м) по дайке Второпавловской. Эта дайка находится в центральной части рудного поля. Она имеет субмеридиональное простирание и крутое (60-90°) восточное падение. Представлена гранит-порфиром, испытавшим наложение процессов гидротермально-метасоматических изменений (березитизация, окварцевание). Мощность дайки колеблется в пределах 5-10 м, в среднем составляя 8 м. Ранее морфология дайки оценивалась как сравнительно простая. Однако при нарезке эксплуатационных блоков выявилось более сложное ее строение: наличие разрывов сплошности и смещений при пересечении с зонами распространения более ранних даек (сиенит-порфиров, тоналит-порфиров), присутствие участков с кулисообразным выклиниванием и т. д. Эти и иные структурно-тектонические факторы (рельеф разломов, выполненных рудомещающими дайками) повлияли на характер распределения благородных металлов в дайках (Бабенко, 1978).

Вмещающими дайки являются вулканогенные, вулканогенно-осадочные, а также тальково-карбонатные породы. Вулканогенно-осадочный комплекс имеет пологое северо-западное падение. Процессами регионального метаморфизма породы превращены в сланцы хлорит-эпидотового и серицит-хлоритового состава.

Обобщение материала по рудоносности дайки выполнено на площади, примыкающей к стволу шахты «Северная»: по гор. 314 м – в пределах блоков 121-100, 92-89 (по простиранию это составило 1690 м); по гор. 512 м – блоки 118-105 (по простиранию – 1330 м). В основу положены данные эксплуатационного опробования, а также иные материалы – первичная геологическая документация, погоризонтные планы, разрезы и т. д. Опробование рудоносных пород производится на руднике в зависимости от степени «насыщенности» даек кварцево-прожилковой минерализацией. Задирковым способом опробуются кварцевые жилы мощностью от 2 до 10 см; бороздовым – при мощности жил более 10 см; точечным – вкрапленные руды (березиты с заключенными в них кварцевыми прожилками, мощностью менее 2 см). Для обобщения материала привлечены только те интервалы штреков, где оказались пространственно совмещенными результаты опробования богатых руд (кварцевых лестничных жил с содержанием золота от 0,2 до нескольких десятков г/т) и бедных (в них обычно содержание золота колеблется в пределах 0,3-1,3 г/т). Для достижения непрерывной и однородной информации расчет анализируемых параметров (средних значений золота и серебра в изученных забоях) производился как средневзвешенный на мощность кварцево-прожилковой минерализации. Для устранения резких колебаний полученных значений они были усреднены по 10-метровым интервалам разведочных штреков. По этим же интервалам рассчитана суммарная мощность кварцево-жилковых обособлений (в м), а также дана оценка «удельной прокварцованности» дайки (в см на 1 пог. м). Полученные данные обработаны с использованием программ «Статистика», «Аппроксимация», и отстроены графики распределения содержаний золота, серебра, серебряно-золотого отношения, а также суммарной прокварцованности дайки. По обоим горизонтам получены достаточно сопоставимые результаты (Баранников и др., 2002).

Анализ полученных данных позволяет отметить следующее. Уровень прокварцованности пород на месторождении отражает степень «растяженности» дайковых тел, их «трещинную подготовленность». Кварцевые жилы и прожилки возникли в результате выполнения трещинных полостей. Как показали выполненные исследования (Боголепов и др., 1988), система трещин в дайках формировалась в результате неоднократно проявленных импульсов напряжений и, видимо, на значительном временном интервале. Всего выделено 5 импульсов трещинообразования. С каждым из них связана своя совокупность процессов. Кварцево-жильная золотосодержащая минерализация проявила себя на заключительных этапах тектонической активизации в ассоциации с поздними метасоматитами (березит-лиственитами, кварц-серицитовыми породами и, возможно, аргиллизитами). На отстроенных графиках и по данным таблицы, обобщающей материал по блокам от 118 (на севере) до 105 (на юге) гор. 512 м, можно наблюдать, что усредненные значения прокварцованности дайки изменяются от 5,6 до 11,6 на 1 пог. м, в среднем составляя 7,5 см. Максимальные значения этого показателя установлены на отдельных интервалах в блоках 117 (до 17,4 см/м), 110 (до 12,2 см/м), 108 (до 12,6 см/м), 107 (до 19,9 см/м). Все они приходятся на участки осложненного геологического строения и соответствуют зонам пересечения дайки с поясами более ранних жильных тел, тектонической нарушенности, кулисообразного выклинивания и т. д. Следует подчеркнуть, что пики максимальной прокварцованности далеко не во всех случаях коррелируются с максимумами содержаний золота и серебра.

Золотоносность дайки на рассматриваемом отрезке гор. 512 м можно рассматривать как достаточно выдержанную, однако подверженную значительным колебаниям. Уровень содержания золота по 10-метровым интервалам опробования штрека колеблется в пределах от долей грамма до 48,4 г/т, в среднем составляя 13,8 г/т. Во многом близкие значения свойственны и серебру (от долей грамма до 204,2 г/т, в среднем 21,1 г/т). Важно при этом подчеркнуть, что согласованное (конкордантное) распределение пиков значений золота и серебра отмечается далеко не во всех случаях. Это имеет место как при сопоставлении единичных проб, так и рассчитанных значений по 10-метровым интервалам опробования, а также в целом по блокам. Причина отмеченного, по-видимому, кроется в особенностях пространственного распределения продуктивных минеральных ассоциаций, а также структурой подготовленности для рудоотложения дайкового тела.

Согласно литературным данным, руды Березовского месторождения являются малосульфидными. Содержание сульфидов обычно не превышает 3-5 %. Золото представлено как в самородном виде, так и в тонкодисперсной форме (входя в состав сульфидов). В кварцево-жильных телах проявили себя четыре основные минеральные ассоциации: анкерит-кварцевая, кварц-пиритовая, полиметаллическая (включающая выделения более позднего пирита, халькопирита, блеклых руд, айкинита, самородного золота и др.) и карбонатная (Самарцев и др., 1973). Продуктивными на золото являются вторая и третья. Отмеченные минеральные ассоциации рассматриваются как отдельные стадии в рамках единого гидротермально-метасоматического этапа. В то же время отмеченное несогласованное (дискордантное) распределение охарактеризованных выше параметров (уровня прокварцованности дайки, содержаний золота и серебра) дает основания утверждать, что оруденение на месторождении является полихронным, то есть отвечающим разным этапам формирования (Баранников и др., 2002).

Другой особенностью характеризуемого оруденения является периодичность в пространственном распределении параметров. Одним из первых на эту закономерность обратил внимание П. Л. Каллистов, обосновавший наличие в рудных зонах месторождений золота двух видов изменчивости - координированной и случайной (Каллистов, 1956). Выявив ее, можно обосновать среднее расстояние между точками экстремумов отстроенной кривой регрессии и уже с учетом этого прогнозировать позицию обогащенных участков. Периодичность распределения свойственна и такому рассчитанному параметру, как серебряно-золотое отношение. На кривой регрессии, отстроенной с использованием сгла-

живающего полинома, определились точки экстремумов (максимальных и минимальных значений), шаг между которыми составил в среднем 20 м.

Помимо этого выполненное обобщение показало, что в объеме рудоносной дайки серебряно-золотое отношение изменяется направленно. Так, серебристость руд возрастает к югу по мере приближения к выходам Шарташского плутона, а также с глубиной. На присутствие в рудных жилах двух типов золота (желтого и белого) обратил внимание еще в 1975 г. Б. В. Чесноков. Белое золото, более позднее, нередко образует каймы на раннем. С глубиной количество серебристых фаз увеличивается, а общая пробность золота понижается. Наличие серебристых кайм на поверхности самородков, встреченных в лестничных кварцевых жилах гор. 520 м, описано В. В. Мурзиным (1987). Увеличение серебристости руд в южном направлении свойственно и другим горизонтам месторождения (314, 462, 712 м). Причем характер обогащенных серебром участков столбообразный. Столбы склоняются к северу под углом 20-30° (Угрюмов и др., 1999).

Все изложенное позволяет считать, что в пределах рудного поля Березовского месторождения проявили себя «молодые» (раннемезозойские) рудообразующие процессы уже после охлаждения рудогенерирующего гранитоидного плутона. Этап мезозойской тектоно-магматической активизации выразился в развитии самостоятельной поздней золото-полиметаллической ассоциации (Баранников и др., 2002). Помимо серебристого золота в ее составе возможно присутствие галенита второй генерации (с повышенным количеством серебра до 2,6 %), а также самостоятельных серебросодержащих минералов, например матильдита ( $\text{AgBiS}_2$ ) (Викентьев, 1999). Серебросодержащая волна наиболее интенсивно проявила себя на южном и восточном флангах рудного поля. Так, в восточной части месторождения среди стратифицированных вулканогенно-осадочных толщ выявлены горизонтально расположенные геохимические аномалии серебра в ассоциации с Cu, Zn, Pb, As, Co (Субботин, 1989). Специальной поисковой оценки на благородные металлы эти аномалии на сегодняшний день еще не получили.

В заключение необходимо подчеркнуть, что обобщение данных опробования по разведочно-эксплуатационным выработкам месторождения позволяет экстраполировать полученные данные по золотоносности на прилегающие участки недр. Геолого-экономического обоснования заслуживает рассмотрение вопроса о селективной отработке богатых участков дайковых пород на глубоких горизонтах месторождения.

Изучение структурных особенностей месторождения дает возможность сделать следующие выводы (Бабенко, 1978):

1. Размещение оруденения на Березовском месторождении контролируется рядом факторов, в том числе и структурно-тектоническими. Среди них главным является рельеф разломов, выполненных рудовмещающими дайками.

2. Разлом, выполненный одной из таких даек – Второпавловской, в генетическом отношении является трещиной скола, в морфологическом – взбросом.

3. Поверхность разлома имеет сложный волнистый рельеф. Он обусловлен генетическими морфологическими особенностями разлома, условиями его формирования.

4. Выделены волны нескольких порядков и типов. Волны I порядка подразделяют на три типа: 1) круто склоненные к северу; 2) полого склоненные к югу; 3) полого склоненные к северу волны. Взаимное наложение этих волн привело к образованию трехгранно-коробленного рельефа поверхности разлома.

Волны I порядка осложнены волнистостью II порядка, что приводит к образованию сложного многогранно-коробленного рельефа в пределах граней I порядка. В свою очередь, поверхность граней II порядка под влиянием волнистости III порядка имеет трехгранно-коробленный рельеф.

5. Причина возникновения волн III и II порядков заключается в механизме формирования разломов, а волн I порядка – главным образом в физико-механических свойствах пород и в додайковой разрывной тектонике.

6. Условия формирования разлома на всех уровнях, начиная с граней III порядка и кончая системой разломов, выполненных дайками гранит-порфиров II цикла, в целом отвечают одним и тем же закономерностям: главную роль в их формировании играли скалывающие напряжения, приводящие к образованию трещин, соответствующих системам  $C_1$  и  $C_2$  куба деформаций.

7. Волнистость разломов обуславливает растяжение одних участков дайки и сжатие других, создавая каналы для движения гидротермальных растворов. Но рудоотложение происходит не в максимально, а в оптимально растянутых участках дайки. Выделяются две группы таких участков: пологие – азимуты падения  $66-80^\circ$ , углы  $46-60^\circ$  и крутые – азимуты падения  $111-125^\circ$ , углы  $61-75^\circ$ .

8. В пределах дайки существуют два рудных столба: северный и южный, представляющие совокупность рудных лент. Границы рудных столбов геолого-экономические.

9. Рудные ленты приурочены как к более пологим, так и к более крутым, чем смежные участки, граням. Следовательно, существует два структурно-геологических типа рудных тел: пологие и крутые флексуры.

10. В северном рудном столбе встречены оба типа рудных тел. Граница между зонами развития рудных лент, связанных с крутыми и пологими флексурами, приурочена к полого склоненному к северу ребру I порядка, связанному с додайковым разломом. В южном рудном столбе развит только один тип рудных тел – пологие флексуры.

11. Крутые флексуры приоткрывались при сбросовых движениях, пологие – при взбросовых. Это исключает их приоткрывание в одну стадию рудообразования.

12. Установлено, что граница между зонами развития кварц-пиритовой минеральной ассоциации и зоной развития полиметаллической ассоциации совпадает с зоной развития рудных тел в крутых флексурах.

13. Причина зонального размещения минеральных ассоциаций заключается в приоткрывании в каждый этап тектонических движений различных участков дайки, что создает пути движения растворов и формирует структуры, в которых происходило отложение данной минеральной ассоциации.

### **3.9. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ БЕРЕЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Специфической особенностью Урала является многоэтапность образования гидротермальной минерализации на одних и тех же площадях, а поэтому изучение рудосодержащего объекта необходимо осуществлять во времени и в пространстве, что без детального изучения структурных особенностей месторождения выполнить невозможно. В. Г. Боголепов и В. В. Бабенко (1988) на базе детального изучения метасоматитов березит-лиственитовой формации и их локализации в геологической структуре представили геологическую историю развития золотого оруденения Березовского месторождения.

Уральская подвижная область – это серия (до девяти) субмеридиональных параллельных узких структурных зон-блоков. Каждая из пластин в деталях развивается по своему, а в общем они возникли в низах рифея и закончили свою активную жизнь в верхнем палеозое, когда произошел завершающий этап складчатости, динамотермальный метаморфизм, гранитоидный магматизм, горообразование со сменой морского режима континентальным (Штейнберг, Попов, 1983). Рассматривается Восточно-Уральское поднятие, состоящее из зон второго порядка: в восточной части наблюдается пластина, сложенная породами нижнего структурного этажа и обладающая редкометальной специализацией, а в западной – верхнего с золото-полиметаллическим оруденением. Березовское золоторудное месторождение находится в западной пластине, ограниченной с запада Верх-Исетским разломом, а с востока – Мурзинским. По последнему кристаллические сланцы сменяются эленокаменными породами и филлитами (Бородаевские, 1947). Ниже излагается

материал по части этой пластины (Боголепов, Бабенко, 1988), приуроченной к субширотной (ЗСЗ) тектонической зоне разломов (Червяковский и др., 1966).

Ранняя стадия развития рассматриваемой области начиналась с растяжения, появления субмеридиональных разломов и опускания тектонического блока, что сопровождалось седиментогенезом (0, S) с отложением углисто-глинистых и глинистых пород в субмаринных условиях (Контарь и др., 1983). После небольших периодов сжатия со следовавшими за ними периодами растяжения по крутым зонам разломов, достигавшим базальтового слоя земной коры, и межпластовым срывам последовательно были внедрены силы базальтов (S, D), диабазов (D) и интрузии габбро (D). Процесс максимального прогибания и увеличения глубины проникновения разломов до верхней мантии венчался внедрением ультрабазитов в верхнем девоне (Золоев и др., 1983). На фоне регионального широтного растяжения существовали участки локального широтного сжатия. В таких участках возникают разрывы широтного и субширотного простирания. Именно к таким участкам приурочена мощная Пышминско-Березовская тектоническая зона, зафиксированная одноимённым массивом основных и ультраосновных пород и являющаяся северной и верхней границей золоторудного поля (Бабенко, 1975). Тектоническая зона включает разрывы широтного и северо-восточного простираний с преимущественно пологим северным, реже относительно крутым северо-западным падением. Эти разрывы, как показал кинематический анализ, соответствуют системам трещин  $C_5$ ,  $C_6$ ,  $P_2$  куба деформаций (Королев, Шехтман, 1965). Они сформировались и были выполнены магматическим веществом при субширотном сжатии и субмеридиональном растяжении рудного ноля (рис. 78, а).

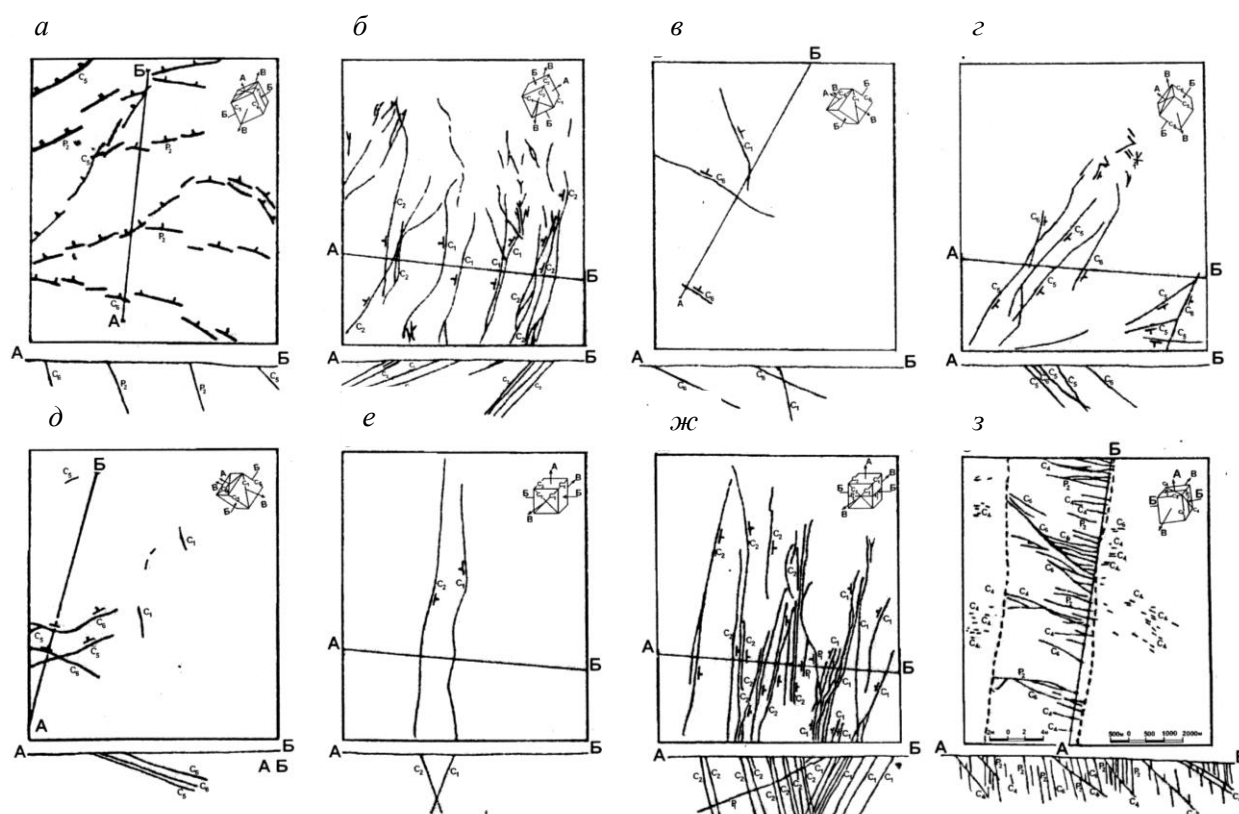


Рис. 78. План деформации при формировании разрывов (Боголепов, Бабенко, 1988):

- а – додайковых ранней стадии развития Уральской геосинклинали, выполненных базитами и ультрабазитами; средней стадии, вместивших дайки; б – плагиосиенит-порфиров; в – плагиогранит-порфиров; г – гранит-порфиров I цикла; д – лампрофиров; е – гранит-порфиров II цикла; ж – плагиогранит-порфиров II цикла; з – лестничные и красичные жилы (штрихи – это контур дайки гранитоидов)



Процессы преобладающего сжатия и воздымания, сменившие во времени региональное широтное растяжение и опускание толщ, свидетельствуют о том, что развитие рассматриваемой подвижной области перешло в среднюю, инверсионную стадию, которая характеризуется периодическим появлением стрессовых напряжений. Площадные размеры изучаемой пластины начинают уменьшаться, что приводит к формированию антиклинали и проявлению надвиговой тектоники. В связи с таким планом деформаций в антиклиналь – область пониженного давления – внедряется магма кислого состава, давшая Шарташскую интрузию гранитов и серию до- и послегранитных даек, с которыми парагенетически связана гидротермальная минерализация, золотое и меньше полиметаллическое оруденения. Начало инверсионной стадии – ранний-средний карбон, а окончание – триас. В соответствии с этим возраст гранитов, метасоматитов и руд находится в пределах 351-219 млн лет (Сазонов, 1975). Стрессовые деформации проявляются импульсно. Можно четко выделить пять таких импульсов в становлении антиклинали, с каждым из которых связана своя гамма процессов.

С первым импульсом связано смятие в складки изначально горизонтально залегающих пластов осадочных и вулканогенных пород, пород базит-ультрабазитового массива и появление пологого свода с закрытой с севера брахисинклинали. Такое сдвижение пород привело к возникновению межпластовой отдельности и к подсосу метаморфогенных растворов из вмещающих пород (Боголепов, 1969), которые преобразовали базиты и ультрабазиты соответственно в зеленые сланцы (эпидот, хлорит, актинолит) и серпентиниты, а осадочные породы (глинистые и углисто-глинистые сланцы, алевролиты и песчаники) – местами в серицитовые сланцы. Процесс ослабления стресса заканчивается внедрением магмы, сформировавшей небольшую аллохтонную гипабиссальную дискордантную интрузию плагиигранитов (в районе Пышминско-Ключевского полиметаллического рудопоявления).

Второй импульс происходил при широтном сжатии и пологом склонении оси А куба деформаций (рис. 78, б). Такой план деформаций привел к увеличению крутизны склонов брахиантклинали до 20-30° и возникновению надвигов, в которые внедрялась магма, давшая пологие дайки диоритов и диоритовых порфиритов с азимутами падения 280-310° и углами падения 20-25° (система трещин С<sub>1</sub>, см. рис. 78, б) и азимутами падения 270-290° и углами 35-50° (система трещин С<sub>2</sub> и аналогичные крутопадающие дайки – в пределах Благодатной брахиантклинали. При новом увеличении стрессовых напряжений пологие дайки повсеместно рассланцовываются. В неизменном виде указанные дайки были встречены в рассланцованных серпентинитах Преображенского участка (Бородаевские, 1947) и на глубине, под гидротермалитами золоторудного поля; в пределах распространения руд все эти дайки гидротермально изменены и условно назывались плагииосиенит-порфирами. Завершающее импульс исчезновение стресса отмечается поступлением в сводовую часть брахиантклинали магмы, давшей Шарташский гипабиссальный аллохтонный гранитный плутон с конкордантной кровлей. В основном он является скрытым (Беллавин и др., 1970). Начавшаяся при остывании полимеризация расплава привела к уменьшению его объема еще до начала кристаллизации (твердой могла стать только апикальная часть интрузии), что сопровождалось надкупольным обрушением пород кровли с падением давления в системе, ретроградным вскипанием магмы и перемещением флюидов в надинтрузивные породы.

Третий импульс появления стрессовых напряжений привел к возникновению вторичной интрузивной силы у гранитной магмы при ее сжатии, в результате чего произошло вспучивание с образованием в кровле плутона двух куполов – Березовского, обнажающегося двумя выступами-гребнями (Березовским и Шпанчевским) и скрытого на глубине 1,5 км Становлянского. Соответственно возникли две вторичные одноименные брахиантклинали (рис. 79). Появились также дайки-апофизы, пересекающие межфазовые границы (Ершов и др., 1978) и уходящие в породы кровли.

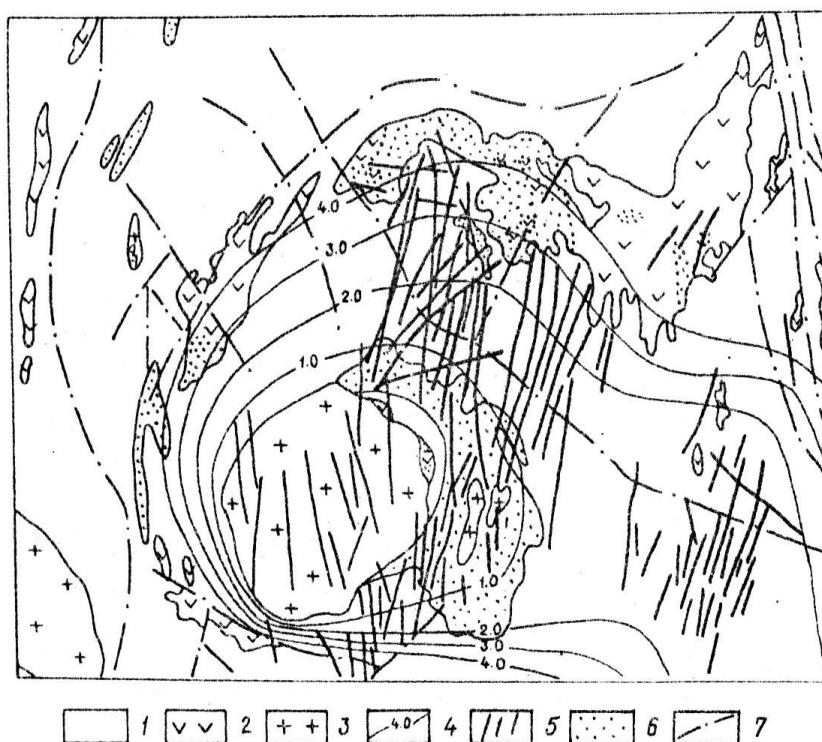


Рис. 79. Схема размещения дайковых свит и тальк-карбонатных пород в надintrузивной области Шарташского гранитного плутона (Боголепов, Бабенко, 1988):

1 – вмещающие породы без разделения; 2 – ультрабазиты; 3 – граниты; 4 – изолинии глубины залегания кровли Шарташского плутона, по (Беллавин и др., 1970); 5 – дайки гранитоидов, секущие граниты и напластование пород; 6 – тальк-карбонатные породы, по (Алешин и др.); 7 – тектонические нарушения

Одновременное воздействие высоких температур гранитной магмы и нового импульса стрессовых напряжений привело, с одной стороны, к появлению динамических роговиков с параллельной ориентировкой биотита и актинолита (Боголепов, 1982), а с другой - к увеличению крутизны склонов гранитных куполов, с чем связано дифференцированное сдвижение отдельных пластов и слоев пород друг относительно друга. В результате под воздействием высокой температуры в надintrузивной области появился ореол ороговикования, прослеженный на расстоянии до 3 км (район шх. «Северная»). В пределах этого ореола отчетливо выделяется две фации: внутренняя, отходящая от контакта на расстояние 2 км, и внешняя. Эти фации отчетливо различаются между собой. Во внутренней, в основном образованной по осадочным породам, роговики представлены биотитовыми, биотит-актинолитовыми и актинолитовыми разностями (часто с альмандином). Углеродистое вещество в пределах ороговикованных пород не установлено, но за пределами рудного поля развито повсеместно (Контарь и др., 1983). Очень отчетливо выражено ороговикование межпластовых рассланцованных даек диоритовых порфириров: они повсеместно замещены биотитом и его веретенообразными скоплениями, ориентированными параллельно зальбандам. Переход во внешнюю фацию роговики характеризуется уменьшением степени перекристаллизации породы и уменьшением количества новообразованных биотита и актинолита, что выражается в уменьшении механической прочности и сохранении догранитной сланцеватости. В перекрывающих осадочные породы зеленокаменных вулканогенных образованиях и силлах основного состава с широко развитым эпидотом, актинолитом, хлоритом и альбитом ороговикование выражается в развитии бурого и зеленого биотита, замещающего эпидот и другие минералы. На эрозионном срезе устанавливается горизонтальное проявление объемной зональности фаций роговики по мере удаления от выхода Шарташской интрузии на север со сменой внутренней зоны плотных роговики внешней более трещиноватой. Под воздействием стресса и дифференциального сдвижения пластов и слоев друг относительно друга при увеличении

крутизны склонов вторичных брахиантиклиналей произошло подновление рассланцовки. В это время помимо появления параллельной сланцеватости в породах и межпластовых дайках происходило также волочение отдельных слоев со сминанием в изоклинальные микроскладки, крылья которых располагаются по сланцеватости, и появлением пloyчатости. Образовавшиеся ранее прожилковидные полосы эпидота, кварца и некоторых других минералов становятся птитимитовыми, ступенеобразными. Подобные текстуры свидетельствуют о появлении у роговиков пластичного состояния.

Кристаллизация Шарташской интрузии и дальнейшее постепенное сокращение объема гранита при сохранении объема магматической камеры привели к пульсирующему растрескиванию интрузии и надгребневых областей роговиков и к неоднократному внедрению магмы в эти трещины разрыва из прикорневых частей плутонов с примесью более глубинного вещества (Ершов и др., 1977) с образованием нескольких генераций даек кислого состава (Боголепов, 1982). Дайки плагиогранит-порфиров I цикла внедрялись по трещинам, соответствующим системам сдвигов  $C_6$  – аз. пад.  $10-20^\circ$ , угол  $25-50^\circ$  и взбросовых трещин  $C_1$  –  $60-80^\circ$ , угол  $45-55^\circ$ . Эти системы трещин были заложены при косом положении оси сжатия и пологом склонении оси высвобождения А на восток – северо-восток (см. рис. 78, в). Разломы, вместившие дайки гранит-порфиров I цикла, соответствуют системам сдвиговых трещин  $C_5$  –  $130-155^\circ$ , угол  $35-50^\circ$  и  $C_6$  –  $110-125^\circ$ , угол  $40-50^\circ$ . Эти системы трещин образуются при направлении оси сжатия юго-запад – северо-восток, а оси растяжения северо-запад и юго-восток (см. рис. 78, з). Дайки лампрофиров (по классификация рудничных геологов) выполнили разломы, соответствующие системам трещин  $C_5$  –  $330-345^\circ$ , угол  $15-25^\circ$ ,  $C_6$  –  $10-20^\circ$ , угол  $20-25^\circ$  и  $C_1$  (см. рис. 78, д). Такие системы трещин образуются при том же плане деформаций, какой существовал на этапе формирования разломов, выполненных дайками плагиогранит-порфиров I цикла. В результате внедрения даек гранит-порфиров II цикла были зафиксированы разломы, соответствующие системам взбросовых трещин  $C_2$  –  $95-100^\circ$ , угол  $70-80^\circ$  и  $C_1$  –  $265-270^\circ$ , угол  $70-80^\circ$ . Эти разломы могли образоваться при широтном сжатии толщи вулканогенно-осадочных пород и растяжении в меридиональном направлении при вертикальном положении оси А (см. рис. 78, е). Последними образовались разломы, выполненные дайками плагиогранит-порфиров II цикла. План деформаций был унаследован от предыдущего этапа. При этом образовались разломы, соответствующие тем же системам трещин:  $C_2$  –  $90-100^\circ$ , угол  $70-80^\circ$ , и  $C_1$  –  $270-300^\circ$ , угол  $70-80^\circ$ , и, кроме того, разломы, соответствующие трещинам отрыва  $P_1$  –  $250-270^\circ$ , угол  $40-60^\circ$  (см. рис. 78, ж). Вслед за внедрением даек и остыванием всей системы произошло новое сокращение объемов пород, что привело к сдвигению отдельных тектонических блоков и приоткрыванию пологих и некоторых крутопадающих (вблизи даек) трещин контракции в гранитах, межпластовых и реже крутопадающих трещин в вулканогенно-осадочных породах и пологих телах ультрабазитов, и даек диоритовых порфиритов, а также произошел отрыв крутопадающих даек от вмещающих пород со смещением и загибом сланцеватости. В эти ослабленные области из корневых частей Шарташской интрузии с заметной ролью вероятно глубинного флюида (Ершов и др., 1977) проникли гидротермы, которые преобразовали породы в дорудные метасоматиты и тонкие прожилки выполнения. Состав метасоматитов сильно зависит от состава исходных пород (Бородаевские, 1947). Так, по ороговикованным осадочным породам (биотитовым и биотит-актинолитовым роговикам) образуются карбонат-кварц-серицитовые метасоматиты; по гранитоидам – мусковит-кварц-альбитовые метасоматиты с редким кальцитом, альбитом (микроклин решетчатый, реликтовый); по ороговикованным зеленокаменным породам основного состава – гематит(магнетит)-цоизит-тремолитовые, хлорит-карбонатные, кварц-мусковит-карбонатные; по габбро – хлорит-мусковит-карбонат-альбитовые; по серпентинитам – тальк-карбонатные с магнетитом, кварц-мусковит-карбонатные. Перечисленные типы метасоматитов во вмещающих породах образуют межпластовые тела мощностью от нескольких сантиметров до 20-30 м и длиной до 50-100 м. Вблизи крутопадающих трещин, как в контактах с дайками гранитоидов, так и в удалении от них,

состав метасоматитов повсеместно становится кварц-мусковит (фуксит)-карбонатным, часто с вкрапленностью пирита. Во всех метасоматитах повсеместно отмечаются тонкие продольные и поперечные (лестничные) прожилки, состоящие из карбонатов, кварца, мусковита, альбита, реже турмалина, а на глубоких горизонтах также ангидрита и гипса. Состав карбонатов в метасоматитах и прожилках неоднороден и меняется в широких пределах; в метасоматитах по гранитоидам – кальцит, редко анкерит; по кремнекислым осадочным – доломит, железистый доломит; по основным и ультраосновным породам – железистый доломит, анкерит, брейнерит, пистомезит, сидерит, магнезит (Сазонов, 1975). Все перечисленные породы издавна называются (Бородаевские, 1947) серыми и зелеными ранними лиственитами. В соответствии с этим метасоматиты по гранитоидам мы называем ранними березитами. Синхронность ранних березитов и лиственитов (соответственно альбитизации и магнезиально-железистой карбонатизации) доказывается Н. И. и М. Б. Бородаевскими (1947) и подтверждается нами: процесс образования мусковит-альбититовых метасоматитов в дайках гранитоидов наиболее полно проявлялся только в тех случаях, когда во вмещающих породах широким развитием пользуются околодайковые ранние листвениты с протяженными межпластовыми ответвлениями (рис. 80).

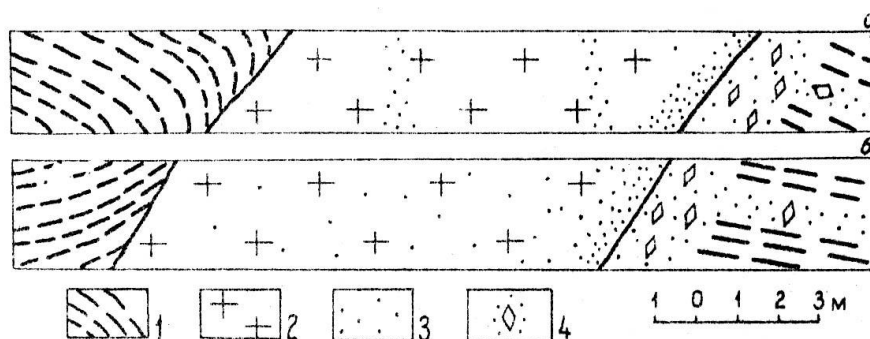


Рис. 80. Размещение ранних березитов и лиственитов в дайках гранитоидов и околодайковых вмещающих породах (Боголепов, Бабенко, 1988):

- а* – Второпавловская дайка, шахта «Северная», гор. 162 м, западный квершлаг, южная стенка;  
*б* – дайка № 233, шахта «Северная», гор. 712 м, западный квершлаг, южная стенка:  
 1 – вмещающие зеленосланцевые породы и направление их сланцеватости (отдельности);  
 2 – дайка гранитоидов; 3 – березитизация гранитоидов; 4 – лиственитизация вмещающих пород

С четвертым тектоническим импульсом связано сжатие блока пород, вспучивание гранитного интрузива, пластичное течение ранних пологосланцеватых метасоматитов с сопряженным образованием в структурных ловушках – хрупких крутопадающих дайках гранитоидов и прилегающих к ним метасоматитах – лестничных и красичных поперечных крутопадающих трещин, к которым приурочены поздние березиты и листвениты с кварц-золото-сульфидными жилами. Образование трещин, выполненных лестничными жилами, залегающими в дайках, и красичными жилами, происходило при том же плане деформаций, что и разломов, выполненных двумя последними сериями даек. Но ось *А* в отличие от этих этапов была круто склонена на юг (см. рис. 78, *в*). В результате такого плана деформаций образовались системы сбросовых трещин *С*<sub>4</sub>, трещин отрыва *Р*<sub>2</sub> и сдвиговых трещин *С*<sub>6</sub>, что соответствует широтным пологопадающим, широтным крутопадающим и косым крутопадающим лестничным жилам. Элементы залегания трещин, выполненных красичными жилами, совпадают с элементами залегания красичных жил. Образовались они одновременно с последними, при том же плане деформаций. Образование трещин, выполненных косыми пологопадающими лестничными жилами и редкими продольными, происходило при несколько ином плане деформации при широтном растяжении и вертикальной разгрузке вниз, что было вызвано усадкой Шарташского массива и имело место ранее при третьем тектоническом импульсе. Близкие по составу березиты и жилы (но слабозолотоносные) синхронно возникали также и по гранитам Шарташского интрузива. Они

располагаются в крутопадающих трещинах в сфере влияния даек адамеллитов с крутым падением.

Пятый импульс стрессовых напряжений дал толчок к появлению пострудной тектоники, главным образом в виде надвигов и взбросо-надвигов и в меньшей мере сбросо-сдвигов (Бородаевские, 1947).

Поздняя стадия развития подвижной области заключается в общем поднятии, начиная с позднего карбона и по настоящее время, и денудации палеозойских пород. В соседних регионах известен лейкогранитный магматизм с грейзенизацией и редкометальным оруденением, а также с образованием месторождений хризотил-асбеста баженовского типа в протрузиях ультрабазитов ранней стадии (Золоев, 1973).

Для оконтуривания исследуемого рудного поля с целью оценки, перспектив его флангов необходимо знать пространственное размещение генетически родственных ассоциаций гидротермалитов, связанных с формированием Шарташского плутона, т. е. выявить минеральную и структурную вертикальную и горизонтальную зональности гидротермалитов. Зеленокаменное преобразование основных вулканогенных, серпентинизация ультраосновных и хлорит-серицитовые изменения глинистых пород являются процессами догранитными, региональными. Остальные четыре минеральные ассоциации: гумбеиты, карбонатные метасоматиты – березит-листвениты, кварц-серицитовые и аргиллизиты – генетически тесно связаны с Шарташским плутоном и находятся в надинтрузивной области, внутри ореола роговиков. При этом каждая последующая ассоциация развита более локально. Кварц-турмалин-шеелитовые и кварц-турмалиновые жилы встречаются в пределах надинтрузивной области практически повсеместно, но очень редко. Карбонатсодержащие метасоматиты также имеют широкое распространение, но в пространстве развиты неравномерно. Так как интенсивность проявления ранних и поздних лиственитов и березитов, т. е. количество и качество руд находится в соответствии с распространенностью карбонатных метасоматитов, необходимо рассмотреть закономерности локализации участков максимального развития гидротермалитов. Вся интрузив-надинтрузивная зона тектонически ослаблена неоднородно. Выделяются области повышенной скважности и относительно плотные. Как в гранитах, так и в надинтрузивных вмещающих породах основное значение имеют пологие эндокинетические трещины контракции и тектонически ослабленные (рассланцованные) межпластовые и межчешуйные зоны. По вертикали такие пологие области повышенной трещиноватости могут иметь мощность до нескольких сот метров, перемежаясь с более плотными. Последними являются граниты и роговики внутренней фации, а также некоторые участки вулканогенных пород основного состава. Кроме пологих межпластовых зон повышенной трещиноватости имеются блоки с повышенным количеством также и крутопадающих трещин субмеридионального и субширотного направлений. Субмеридиональные трещиноватые области располагаются над скрытыми гребнями гранитов того же направления, к которым приурочиваются также и свиты даек гранитоидов, а субширотные – в районе ЗСЗ зоны разломов (между шх. «Марковская» и «Южная»). В областях сочленения крутопадающих двух направлений и пологих тектонически ослабленных зон после поступления в них гидротерм возникают штокерко-метасоматические образования сложной формы, состоящие из сочленяющихся межпластовых и крутопадающих зон. Последние, как правило, встречаются в тектонически сорванных контактах гранитоидных даек с вмещающими породами с загибом сланцеватости (см. рис. 80), но иногда находятся и вне их влияния.

В пределах исследуемого месторождения имеется три области развития гидротермалитов и дайковых свит, связанных с тремя гранитными гребнями Березовского купола, где межпластовые ответвления (мощностью до десятков метров) от крутопадающих околодайковых зон слились между собой в один общий (в плане) для двух областей гидротермалитов ореол ранних лиственитов и тальк-карбонатных пород. Сказанное иллюстрируется схемой распространения хорошо диагностируемых макроскопически тальк-карбонатных пород (см. рис. 72). В пределах редуцированной дайковой свиты Становлян-

ского купола тальк-карбонатные образования в массивах ультрабазитов развиты очень ограниченно, а межпластовые тела ранних лиственитов, если судить по керну структурных скважин 6000, 6020 и 6030, имеют мощность всего по 5-20 см. Следовательно, в этой части рудного поля (восточной) нельзя ожидать значительного по масштабам оруденения, что подтверждается бурением вышеупомянутых скважин.

В областях развития гидротермалитов оруденение с глубиной затухает по двум причинам. Во-первых, по мере продвижения вниз происходит смена рудных парагенезисов. Во-вторых, наблюдается резкое уменьшение количества и мощности минеральных зон при переходе гидротермалитов из рассланцованных ороговикованных пород в роговики внутренней фации и граниты Шарташа. В последних двух типах пород появление лестничных жил в дайках гранитоидов прекращается потому, что дайки в нерасланцованных вмещающих породах перестают быть структурными ловушками. В плотных породах удельное количество гидротермалитов на 1 м<sup>2</sup> незначительное. Сохраняется только тенденция появления крутопадающих зонок вблизи крутопадающих субмеридиональных даек. Отсюда ясно, что прекращение оруденения на расстоянии 1,75 км от интрузии связано не с температурным фактором, а со структурным. Наличие склонения оруденения в северном направлении приводит к тому, что на эрозионном срезе отмечается горизонтальное продолжение вертикальной зональности роговиковых фаций и гидротермальных парагенезисов со сменой подрудных парагенезисов ранних и поздних лиственитов и березитов рудными и далее надрудными в северном направлении. При этом подрудный пояс обнажается в гранитах (карьера Изоплит) и в дайках среди роговиков внутренней фации на расстоянии до 3 км на север от видимого контакта, затем в менее ороговикованных породах прослеживается рудный пояс, который в районе р. Пышмы должен смениться надрудным. Исследование размещения гидротермалитов подтвердило и уточнило представление о границах золоторудного поля (Бабенко, 1975).

## Глава 4. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

На базе авторских исследований проблем генезиса кварцево-жильных образований Урала, изучения структурных факторов их контроля с использованием многочисленных публикаций по этим проблемам рассмотрим динамику образования и преобразования кварцевых жил Березовского золоторудного месторождения.

1. Березовское месторождение, являющееся типоморфным объектом по вещественному составу золоторудных месторождений кварцево-жильного типа, принадлежит к уникальным объектам по структуре (лестничные жилы в дайках гранитоидов) и геохимии, причиной чего является геолого-структурная позиция Березовского рудного поля, приуроченного к расположенному над просевшей кровлей Шарташского массива гранитоидов грабену и образованного долгоживущими разломами меридионального простирания.

2. Большинство исследователей уральские золоторудные месторождения кварцево-жильного типа связывают с массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации (Пучков, 2010; Сазонов и др., 2001; Ферштатер и др., 2007). Не является исключением и Березовское месторождение. В последние десятилетия получены убедительные доказательства генетической связи этого месторождения, располагающегося в надинтрузивной зоне Шарташского гранитного массива, со становлением этого массива (Ферштатер и др., 2007).

Шарташский массив по всем характеристикам и времени образования очень близок с крупным Верх-Исетским габбро-тоналит-гранодиорит-гранитным батолитом (Зинькова и др., 2010; Ферштатер и др., 2007), но прямых доказательств их соединения нет. Эти массивы разделяет Верхисетский разлом. По данным исследователей, эти массивы являются надсубдукционными образованиями окраин континентов. Возраст адамеллитов

Шарташского массива, определенный рубидий-стронциевым методом, составляет  $328 \pm 18$  млн лет (Штейнберг и др., 1989). Сопоставимые результаты были получены калий-аргоновым методом по калиевому полевому шпату и биотиту – 315 млн лет (Сазонов и др., 2001). Время формирования гранитов второй интрузивной фазы отвечает конкордантному U-Pb возрасту циркона  $302 \pm 3$  млн лет (Прибавкин и др., 2012). Гранитоиды Шарташского массива являются следствием многократного ступенчатого анатексиса, связанного с процессами коллизии. Как отмечает Г. Б. Ферштатер (Ферштатер и др., 2007), палеозойский анатексис на Урале протекал в условиях, близких к флюидонасыщенным, а характерной особенностью рудоносных комплексов является длительность их формирования. При этом продолжительность каждого эпизода интрузии невелика, основное время требуют процессы анатексиса и предшествующего ему разогрева протолита (Ферштатер и др., 2007). По нашим представлениям, этим обстоятельством обусловлена многократная дискретность поступления флюидов для формирования кварцевых жил и рудной минерализации. Формирование Березовского золоторудного месторождения протекало в интервале 314-285 млн лет (Штейнберг и др., 1989) и 305-285 млн лет (Прибавкин и др., 2012).

3. Формирование даек проходило, когда апикальная часть массива уже находилась в консолидированном состоянии, что подтверждается залеганием даек как в гранитах, так и во вмещающих породах. Рудное поле приурочено к меридиональному грабену проседания осевой части Шарташского гранитного массива, а краевые разломы грабена маркируются поясами разновозрастных даек (Бабенко, 1975, 1978). В условиях сжатия в широтном направлении и растяжения в меридиональном сформировались семь серий даек: плагиосиенит-порфиров, плагиогранит-порфиров I цикла, гранит-порфиров I цикла, лампрофиров I цикла, гранит-порфиров II цикла, плагиогранит-порфиров II цикла, лампрофиров II цикла. Дайки гранитоидов и кварцевые жилы концентрировались в консолидированной части массива над остывающим магматическим очагом, в зоне резких температурных градиентов в трещинах скола и отрыва. По данным Д. С. Штейнберга (Штейнберг и др., 1989), возраст лампрофиров I цикла Березовского месторождения 316-306 млн лет.

Дайковый комплекс Березовского месторождения и Шарташского гранитоидного массива однотипный, что позволяет считать их разновозрастными и родственными по образованию. В отличие от месторождения в гранитоидах широко представлены аплиты и пегматиты, что свидетельствует о более глубинном залегании массива гранитоидов в период дайкообразования.

Образование даечного комплекса по временному отрезку соответствует времени становления второй и третьей интрузивных фаз (среднезернистые и мелкозернистые граниты) Шарташского адамеллитового массива.

4. По данным многих исследователей (Бородаевский, Бородаевская, 1947; Попов, 1980; Сазонов и др., 2001), становление Шарташского гранитного массива с сериями многочисленных даек породило мощный процесс минералообразования в широком интервале температур. Как в массиве, так и в дайках и во вмещающих породах наблюдаются продукты становления высокотемпературных формаций с последующим телескопированием среднетемпературных и низкотемпературных. Произошло интенсивное объемное метасоматическое преобразование в виде лиственизации-березитизации даек гранитоидов (Попов, 1980). Одновременно с березитизацией даек гранитоидов в эндо- и экзоконтакте кровли Шарташского массива по тектоническим трещинам прошли метасоматические процессы с образованием эйситов и гумбеитов (Сазонов и др., 2001). Всем этим процессам предшествовали импульсы тектонических подвижек (Бабенко, 1978).

Микроклинизация, высокотемпературное окварцевание и альбитизация в дайках гранитоидов мало заметны вследствие сильного развития грейзенизации и березитизации, затушевавших возле абсолютного большинства трещин предшествующие процессы. И лишь случайно уцелевшие редкие участки позволяют восстановить картину процессов (Попов, 1980).



5. Изотопные составы кислорода, водорода, углерода и серы флюида свидетельствуют о его преимущественно магматическом происхождении, указывая на эволюцию изотопного состава этих элементов в результате взаимодействия флюида с вмещающими породами. Последние, скорее всего, выступали в роли источника части серы и углерода. Источником окисленного флюида, для которого характерно обогащение РЗЭ и наличие европиевых аномалий, могли служить магматические породы тоналитовой формации (Викентьева, 2000), к которой относится Шарташский массив. При взаимодействии флюида с вмещающими породами тяжелые РЗЭ выщелачивались и выносились из пород.

Рудообразующий флюид характеризовался умеренной соленостью, среди газов в его составе резко преобладала  $\text{CO}_2$ , другие ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ ) играли незначительную роль. РТ-параметры минералообразования составляли 260-285 °С и 1,0-2,3 кбар. Рудообразование происходило из флюида, испытавшего фазовую сепарацию. Снижение температуры приводило к падению роли  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{N}_2$ , возрастанию роли  $\text{F}^-$  и  $\text{CO}_2$  в его составе.

Температуры образования сульфидов жил Березовского месторождения и Шарташского массива, рассчитанные по изотопным геотермометрам с использованием пар пирит-галенит ( $T = 1,01 \cdot 10^3 / (\Delta)^{0,5}$ ), пирит – халькопирит ( $T = 0,67 \cdot 10^3 / (\Delta)^{0,5}$ ) и сфалерит – галенит ( $T = 0,85 \cdot 10^3 / (\Delta)^{0,5}$ ), попадают в интервал 246-335 °С. Температуры минералообразования, полученные с помощью изотопных геотермометров, не противоречат результатам исследования флюидных включений (Викентьева, 2000).

6. Выделяемое для Березовского месторождения соотношение метасоматитов: гумбеиты (кварц – калишпат – серицит) – карбонатные (доломит-анкерит) метасоматиты – березиты – кварц-серицитовые (с кальцитом или без него) метасоматиты – аргиллизиты – справедливо только в случае общности породившего их гидротермального раствора (Сазонов, 1984; Сазонов и др., 2001). В действительности же на площади Березовского месторождения на одном и том же эрозионном уровне фиксируются продукты разновременных стадий развития гидротермальной системы, что без сомнения связано с многоэтапностью и многостадийностью развития Березовского рудного поля.

Метасоматиты сами по себе, как правило, не являются золотоносными. Исключение составляют метасоматиты, которые сформированы золотоносными гидротермами. Поскольку золотая минерализация накладывалась на кварцевые жилы и вмещающие породы неоднократно, то и дорудные метасоматиты более поздними рудными растворами могут быть обогащены золотом.

7. Кварцевые жилы Березовского месторождения и Шарташского гранитоидного массива по своему строению и мощности, залеганию, минеральному составу являются схожими. Многочисленные кварцевые жилы с сульфидной минерализацией, описанные Р. С. Куруленко (1982) в Шарташском гранитном карьере, соответствуют полосовым (лестничным) жилам месторождения; кварцевая жила, описанная О. А. Суставовым и Е. Н. Паршаковым (1998), сопоставима с жилами красичными.

С. В. Прибавкиным и др. (1996, 1997) на основании изучения минерального состава кварцевых жил Шарташского массива проведено их разделение на ранние и поздние по аналогии с типизацией кварцевых жил Березовского месторождения. Для кварцевых жил, вокруг которых развиты стандартные высокотемпературные гумбеиты доломит-микроклиновой фации, характерны следующие рудные минералы: пирит, шеелит, молибденит, пирротин, халькопирит, медно-висмутовые и серебро-висмутовые сульфосоли, висмутин, тетрадимит, айкинит, галенит. В поздних кварцевых жилах вокруг которых развиты гумбеиты фенгит-микроклиновой фации, рудная минерализация представлена пиритом, шеелитом, тетраэдритом, клейофаном, галенитом, бурнонитом, менегинитом, андоритом (Прибавкин и др., 1997).

Кварцевые жилы шеелитовой и золотоносной формаций являются телами сложного генезиса, но сами кварцевые тела сформировались во время одной рудной стадии. Изучение состава и строения сульфидно-кварцевых жил позволяло выделить в них ряд последовательно образовавшихся минеральных ассоциаций, соответствующих определенным ста-

диям рудообразования: анкерит-кварцевую, пирит-кварцевую, полиметаллическую и карбонатную (Самарцев и др., 1970).

8. Неизменные породы Шарташского массива отличаются повышенным средним содержанием золота (4,96-11,47 мг/т) по сравнению с кларком (4,5 мг/т) для кислых пород. В шарташских гранитоидах в ряду крупно-, средне- и мелкозернистых адалеллитов максимальное содержание золота наблюдается в первой интрузивной фазе. В интрузивных комплексах содержание золота, как правило, нарастает в дайковых дифференциатах. Наличие высоких концентраций золота, приуроченность их к контактовым тектоническим зонам и метасоматически измененным породам с высокой степенью неоднородности распределения этого элемента, а также высокие средние содержания золота в породах позволяют считать Шарташский массив специализированным на золото и подтверждают гипотезу о связи Березовского месторождения с этим массивом (Куруленко, 1982). Прямая пропорциональная связь между степенью хлороносности и золотоносности в гранитоидах третьего дайково-интрузивного комплекса и в постмагматический этап березитизации и сульфидно-кварцевого оруденения, наиболее интенсивно проявленный в этом комплексе, свидетельствует о значительной роли хлора в создании металлогенической специализации гранитоидов на заключительной стадии формирования массива (Куруленко, 1982).

9. Беллавин О. В. и др. (1970) сделали вывод о прямой связи гидротермальной минерализации Березовского рудного поля с мощностью и формой кровли Большого Шарташского массива гранитоидов. Это подтверждается вертикальной зональностью околорудных метасоматитов в пределах Березовского рудного поля, а также зональностью продуктивных рудных минеральных ассоциаций. Шеелитсодержащие кварцевые жилы окаймляют Шарташский массив адалеллитов и полого погружаются под Березовское месторождение. Их околорудными метасоматитами являются эйситы и гумбеиты. По мере удаления от этого массива на север или в породы кровли (по вертикали) названные жилы сменяются более низкотемпературными их разностями с сульфидами. Продуктивность последних возрастает по мере продвижения на север (Сазонов и др., 2001; Самарцев и др., 1970). Отмеченная рудная и метасоматическая зональность является продуктом зонально построенного температурного поля, наведенного Шарташской гранитной интрузией. Характерно, что вольфрамоносные жилы встречаются только в южной части месторождения, где образуют зону, прилегающую с севера к Шарташскому гранитному массиву. В отличие от них, жилы сульфидно-кварцевого состава встречаются в пределах всей площади месторождения и даже в пределах Шарташского гранитного массива (Самарцев и др., 1970).

10. На Березовском золоторудном месторождении и площади Шарташского массива адалеллитов располагаются однотипные геологические образования, имеющие прямое отношение к формированию шеелитовой, золотой и сульфидной минерализаций. Сопоставление дайкового комплекса, метасоматитов, рудных жил Шарташского массива гранитоидов с аналогичными образованиями Березовского месторождения свидетельствует об их тождественности, что позволяет считать эти две площади единым рудным полем.

Редкость лестничных жил в дайках, аналогичных по составу березовским дайкам и залегающих в Шарташском гранитном массиве, обусловлена различием геологоструктурных позиций Березовского рудного поля и даек Шарташского массива.

Две меридиональные свиты даек Березовского рудного поля возникли (Бабенко, 1975) в обстановке широтного растяжения и меридионального сжатия в приподнятых блоках грабена, зафиксированных выступами Шарташского массива (см. рис. 24). В этих блоках возникли разломы меридионального простирания, в которые внедрилась магма, давшая дайки гранит-гранодиоритовой формации, но условия приоткрывания разломов в огромном и прочном Шарташском гранитном массиве, размещающемся в ядре брахиантисклинали, сложенной вулканогенно-осадочным комплексом пород, были разные. Шарташский массив как плутон реагировал на деформации иначе, чем его обрамление. В нем не возникла «правильная и регулярная» система даек в приподнятых блоках грабена, испытывающих приоткрывание разломов в результате гравитационного разваливания бло-

ков из-за наличия опущенного и зажато между ними блока, как во вмещающем массив вулканогенно-осадочном комплексе. Трещины образовывались, но они были разнонаправленные, а не только «регулярные» «березовские». Мощность всех даек в Шарташском массиве не превышает сантиметров и первых метров. Образование лестничных кварц-сульфидных жил в дайках Березовского рудного поля и их практическое отсутствие в дайках Шарташского массива также объясняется генезисом и условиями деформаций. После внедрения даек и залечивания разломов рудное поле реагировало на региональное широтное сжатие не локальным растяжением в своде, а как монолит, когда локальный и региональный планы деформаций, широтное сжатие и меридиональное растяжение совпали. Остывание даек происходило именно при таком плане деформаций. Оно сопровождалось контракцией, которая проявлялась преимущественно в продольном направлении, так как длина даек 8-10 км, а мощность всего 8-10 м. Этому способствовал и план деформаций – широтное сжатие и меридиональное растяжение. Контракция и деформации вызвали образование в дайках более хрупких, чем вмещающие породы, крутопадающих, поперечных к простиранию даек трещин, их приоткрывание и проникновение в открытые полости растворов, что привело к образованию кварцево-сульфидных жил, получивших название лестничных (рис. 81). Влияние плана деформаций подтверждается наличием редких свит широтных крутопадающих красичных жил, залегающих в вулканогенно-осадочном комплексе, вмещающем дайки, к которому контракция никакого отношения не имеет. Отсутствие пологих контракционных трещин в дайках можно объяснить гравитацией, противодействующей контракции и направленной по падению даек.

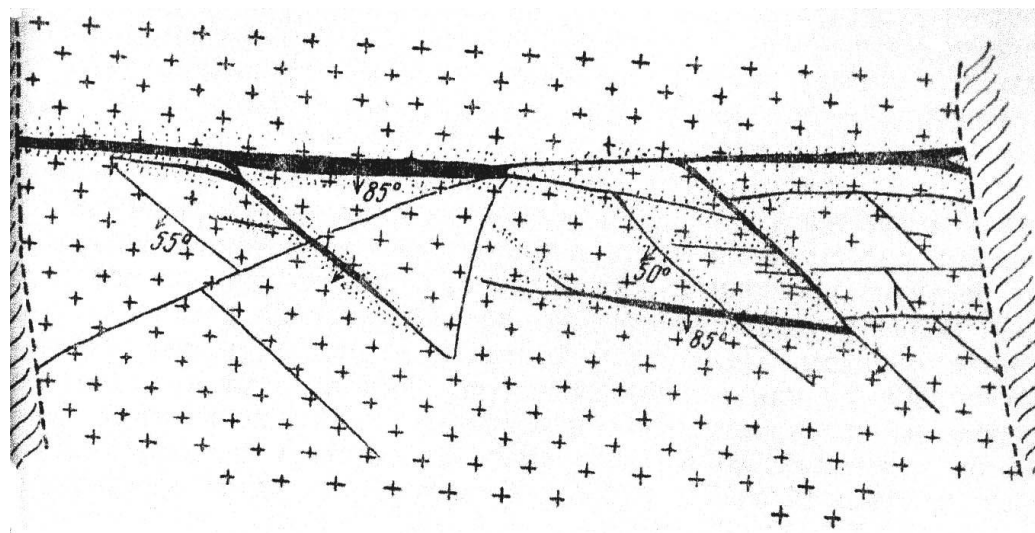


Рис. 81. Строение системы полосовых жил (по материалам рудной документации).  
Крупная лестничная жила пересекает дайку плагиогранит-порфира от контакта до контакта;  
мелкие лестничные жилы сопрягаются с жилами диагональными.  
Точками показаны березитовые ореолы (Бородаевские, 1947)

11. К одной из сложных проблем относится образование кварцевых жил шеелитоносной формации (кварцево-шеелит-турмалиновые жилы). П. И. Кутюхин (1938, 1939) убедительно показал, что плагиосиенит-порфировая дайка Ост в двух местах пересекает шеелитсодержащую жилу № 1, сложенную плитчатым кварцем. Фактический материал П. И. Кутюхина (1939) и Н. И. Бородаевского (1947) и наши наблюдения на Айдырлинском и Великопетровском золото-вольфрамовых месторождениях убеждают в том, что плитчатый кварц является метасоматическим по генезису и развит по выдержанным тектоническим зонам. Многие исследователи документируют на площади месторождения догранитные широтные тектонические зоны, по которым в период регионального метаморфизма прошло прокварцевание с образованием метасоматических кварцитов невысокой фации метаморфизма. В дальнейшем по этим зонам проходили многократные текто-

нические подвижки, которые четко зафиксированы в разлистованном кварците, что и привело в конечном итоге к образованию плиточного кварца. В дальнейшем, а именно в этап формирования кварцевых жил золотоносной формации, происходило раскрытие зон окварцевания и внедрение в плитчатый кварц флюида, приведшего к заполнению центральных частей жил молочно-белым крупно-, гигантозернистым кварцем, итогом чего и явилось формирование кварцевых жил шеелитоносной (кварцево-турмалиновой) формации. В дальнейшем эти кварцевые жилы претерпели все стадии наложения шеелитовой и золотой минерализаций. Слабая минерализация пологопадающих жил этой формации связана с неблагоприятным их структурным положением.

12. Интенсивное объемное метасоматическое преобразование в виде лиственизации-березитизации дайки гранитоидов претерпели под воздействием глубинного высокотемпературного гидротермального флюида (Сазонов, 1984). В эту же стадию, вероятно, произошло и образование высокотемпературного незолотоносного пирита. Всем этим процессам предшествовали импульсы тектонических подвижек (Бабенко, 1975, 1978). Одновременно с березитизацией даек гранитоидов в эндо- и экзоконтакте кровли Шарташского массива по тектоническим трещинам прошли метасоматические процессы с образованием эйситов и гумбеитов (Сазонов, 1984; Спиридонов и др., 1998).

13. Кварцевые жилы шеелитовой и золотоносной формаций являются телами сложного генезиса. Изучение состава и строения сульфидно-кварцевых жил позволяет выделить в них ряд последовательно образовавшихся минеральных ассоциаций, соответствующих определенным стадиям рудообразования: анкерит-кварцевую, пирит-кварцевую, полиметаллическую и карбонатную. Первая из них является незолотоносной, вторая – слабозолотоносной, третья – высокозолотоносной, наиболее продуктивной, и четвертая – вновь незолотоносной (Самарцев др., 1970; Кутюхин, 1948). Для жил шеелитоносной формации добавляется еще стадия плитчатого кварца (кварцита), возраст которой додайковый.

Одновременность образования самих кварцевых тел находит подтверждение в закономерности их локализации на площади месторождения. Шеелит-турмалин-кварцевые жилы пользуются развитием только в южной части площади, где образуют зону, окружающую Шарташский гранитный массив, а в зонах развития шеелит-турмалин-кварцевых жил широко распространены жилы сульфидно-кварцевого состава, сложенные минералами ранних ассоциаций (анкерит-кварцевой и пирит-кварцевой или только анкерит-кварцевой), сформировавшихся при относительно высоких температурах (Самарцев др., 1970).

14. Пирит широко распространен на площади Березовского золоторудного месторождения в виде вкраплений во вмещающих кварцевые жилы породах туфо-порфиритовой толщи, но наиболее интенсивная вкрапленность пирита характерна для березитов-листвениитов и кварцевых жил. Пирит является типоморфным минералом, имеющим генетическое отношение к золотоносности кварцево-жилых образований.

В результате тщательного исследования текстурных особенностей руд и взаимных соотношений многообразных форм пирита и других ассоциирующих с ним минералов выделено четыре генерации пирита.

Пирит первой генерации образует различной густоты вкрапления в породах туфо-порфиритовой толщи, вмещающей дайки гранитоидов. Образование пирита этой генерации происходило в раннюю стадию, предшествовавшую периоду формирования кварцево-сульфидных золотоносных жил. Пирит слабо золотоносен.

Вторая генерация представлена пиритом, входящим в состав золотоносных кварцево-сульфидных жил. В количественном отношении он занимает первое место в жилах по сравнению с ассоциирующими с ним рудными минералами. Этот пирит отличается чрезвычайно разнообразными формами выделения. Наряду с агрегатными скоплениями он встречается в жилах часто в виде одиночных, нередко гигантских размеров кристаллов.

К третьей генерации отнесены скопления пирита, имеющие шестовато-волокнистое строение. Он образует своеобразные короткие жилки в сплошных выделениях халькопирита и тетраэдрита или каймы обрастания около кристаллов кварца.

Четвертая генерация представлена пиритом тонкозернистым. Химические анализы показали высокую золотоносность пирита этой генерации, причем золото здесь ассоциирует с тонкими включениями в нем халькопирита, галенита и тетраэдрита.

15. Большую путаницу в классификацию кварцевых жил месторождения вносит неопределенность времени кристаллизации шеелита в кварцевых жилах. Детальное картирование жил показало, что шеелит является характерным минералом для всех типов жил шеелитовой и золотоносной формаций (рис. 82, 83).

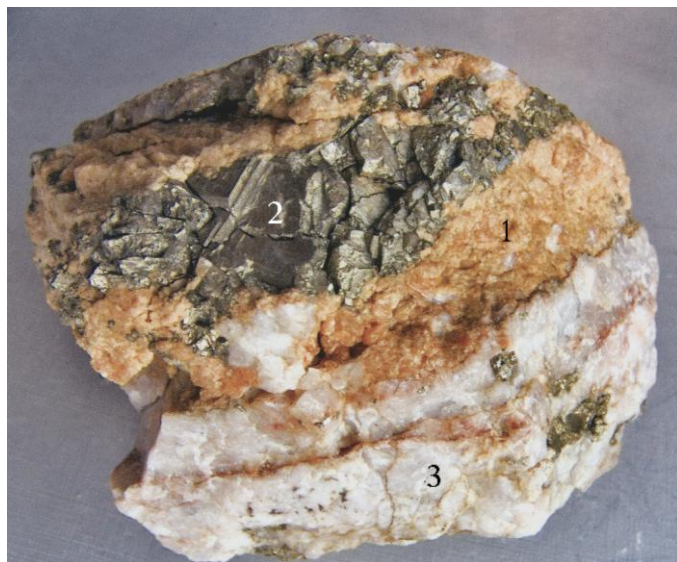


Рис. 82. Светло-желтый шеелит (1) и пирит (2) в кварце (3).  
Березовское месторождение,  
Шеелитовый рудник  
(Клейменов и др., 2005)

Рис. 83. Друза кристаллов  
оранжево-коричневого шеелита (1)  
и пирита (2).  
Березовское месторождение  
(Клейменов и др., 2005)



Для плитчатого кварца жил шеелитовой формации характерен в зальбандах зеленоватый или зеленовато-серый шеелит в ассоциации с мелкочешуйчатым мусковитом (серицитом) (Колтун, 1957; Кутюхин, 1939). Реже наблюдается шеелит желтовато-бурой окраски, совершенно аналогичной шеелиту в лестничных жилах золотоносной формации. Желтовато-бурый шеелит всегда вкраплен в секущие плитчатый кварц тонкие (2-3 см) прожилки кварца более поздней генерации. Необходимо подчеркнуть, что для кварцевых жил золотоносной формации типичен шеелит желтовато-бурой и оранжево-коричневой окраски. Эти два типа шеелита значительно различаются по содержанию РЗЭ.

Иногда встречаются небольшие гнезда с идиоморфными кристаллами шеелита размером до 5 см и более яркого оранжево-коричневого цвета. Такое гнездо было вскрыто в шахте № 6, на дайке Елизаветинской в 1979 г. на гор. 212 м в магазине № 3 (очистной

забой), в котором содержалось несколько килограммов обломков и кристаллов шеелита (Немцов, 2002).

Таким образом, шеелит во всех жилах является наложенным минералом на жильный кварц первой генерации, а также сопровождает и минерализацию основной стадии золотоотложения.

На Березовском месторождении имеет место горизонтальная вертикальная первичная зональность. По мере удаления от Шарташского гранитного массива к северу, в пределах зон развития всех ассоциаций минералов отмечается заметное снижение температур, имевших место при формировании жил в каждую стадию (Самарцев др., 1970). Шеелит является минералом сквозным для Березовского месторождения, и встречается он в жилах, расположенных в высокотемпературной зоне, окружающей Шарташский гранитный массив. По данным проведенного подземного минералогического картирования, в жилах сульфидно-кварцевого состава с глубиной наблюдается заметное увеличение общего количества шеелита (на 10-20 %). Подобная картина имеет место и на поверхности в связи с приближением рудных тел к Шарташскому гранитному массиву (Самарцев др., 1970).

16. Для Березовского золоторудного месторождения характерно присутствие в кварцевых жилах шеелита, а не вольфрамит. По данным С. А. Коренбаума (Коренбаум, 1970), вольфрамит образуется при пониженных температурах, при которых он обладает достаточно высокой устойчивостью не только в кислых, но и близонейтральных средах. При этом решающим фактором, определяющим появление в рудах шеелита или вольфрамит, является концентрация серы. На участках с низкой ее концентрацией в ассоциации с магнетитом, железистым хлоритом и т. д. может образовываться вольфрамит, при повышенных концентрациях серы в ассоциации с сульфидами кристаллизуется шеелит, что и наблюдается в кварцевых жилах золотоносной формации.

Для шеелита кварцевых жил Шарташского адамеллитового массива, располагающегося в южной зоне Березовского золоторудного месторождения, характерно присутствие в малых количествах молибдена ( $\text{CaO}$  – 19,42 мас. %,  $\text{WO}_3$  – 80,58 %,  $\text{MoO}_3$  – 0,06 %) (Прибавкин, 1997). Существенное значение при образовании молибденошеелитов зеленоватого или зеленовато-серого имеет кислотность среды, повышение которой способствует вхождению молибдена в шеелит (Коренбаум, 1970). Молибденошеелит образуется при повышенных температурах, которые могут достигать более 400 °С (Прибавкин, 1997).

Почти полное отсутствие вольфрамит в жилах месторождения свидетельствует об относительно высокой щелочности флюидов и отсутствии в гидротермальных растворах фтора в повышенных количествах, который препятствует кристаллизации шеелита, что подтверждает отсутствие генетической связи шеелита с гранитами поздней коллизии, содержащими повышенное количество фтора.

17. По утверждению П. П. Желобова (1972), мнению Г. Н. Кузовкова (2002), «золотое оруденение Березовского «куста» пространственно связано с базит-гипербазитами Пышминско-Березовского массива, но максимально проявлено на участке его пересечения с Березовским дайковым комплексом. Источником золота в Березовском месторождении являются не гранитоиды, а гипербазиты, из которых металл экстрагируется и концентрируется на участках проявления кремнекислых пород, давая парагенезисы с кварцем».

Действительно для Березовского месторождения характерно нахождение золота во всех сульфидах, содержание которых в перспективных кварцевых жилах достигает весовых величин. По нашему мнению, это может свидетельствовать об экстрагировании части рудного материала из гипербазитов, имеющих широкое распространение на площади рудного поля. Тем не менее основная роль в переносе, перераспределении и аккумуляции рудных элементов принадлежит дегазации магмы, сформировавшей Шарташский адамеллитовый массив. Механизм такого воздействия рассмотрен Ф. Г. Рейфом (1990) на примере месторождений вольфрама и молибдена, но он вполне применим для объяснения образования вольфрамовой и золотой минерализаций Березовского месторождения.



«В результате исследования гранитных интрузий Забайкалья и Центрального Казахстана и связанных с частью из них месторождений вольфрама и молибдена установлено, что интрузии, сопровождаемые оруденением, в отличие от ординарных, начинают отделять флюид уже на ранних стадиях кристаллизации; что солевой состав магматических флюидов отчетливо наследуется гидротермальными растворами, формировавшими месторождения; что содержание рудообразующих элементов в магматическом флюиде сопоставимо с их концентрацией в гидротермальных растворах на стадии рудоотложения и достигает нескольких процентов (Рейф, 1990).

Установлено, что кристаллизация мезо- и гипабиссальных гранитных интрузий чаще всего начинается при 830-790 °С. Начальная стадия кристаллизации характеризуется отсутствием свободной флюидной фазы, общее давление при этом определяется в основном литостатической нагрузкой и на глубине 4-7 км составляет 110-190 МПа. Однако сопутствующие флюидные включения, захваченные при  $T < 700$  °С в процессе ретроградного кипения кристаллизующихся приконтактных зон интрузивных тел, характеризуются высокой плотностью, соответствующей давлению 300 – 400 МПа, что свидетельствует о субизохорическом характере процесса в этот период. Для глубинных частей интрузии с высоким водосодержанием характерно появление свободной флюидной фазы при  $T > 700$  °С и  $P > 200$  МПа. Такое неравновесное флюидоотделение проявляется при явном преобладании расплава над кристаллами.

Для генерации магмой высококонцентрированных в отношении вольфрама растворов необходимы условия, при которых из расплава выделялась бы только незначительная часть растворенной в нем воды. Наибольшие возможности для реализации таких условий представляются при неравновесном вскипании магмы, что характерно именно для интрузий с высоким исходным водосодержанием. В развитие вышесказанного можно указать на неизбежность проявления некоторых особенностей формирования магматогенных гидротермальных систем.

Поскольку субизохорическая кристаллизация приконтактных зон интрузии приводит к почти полному удалению из расплава растворенной в ней воды, концентрация металлов во флюидной фазе должна быть низкой, особенно при высоком исходном водосодержании расплава. Такой флюид создает в камере высокое давление, вызывая ее разгерметизацию, заполняет возникшие трещины в начальный период их существования и обуславливает наиболее ранние изменения прилегающих пород. Однако эта ранняя порция флюида, очевидно, играет в основном роль гидравлического клина и не приводит к значительной рудной минерализации хотя бы потому, что из малой мощности кристаллизующихся приконтактных зон ресурсы металлов, перешедших в раствор, невелики.

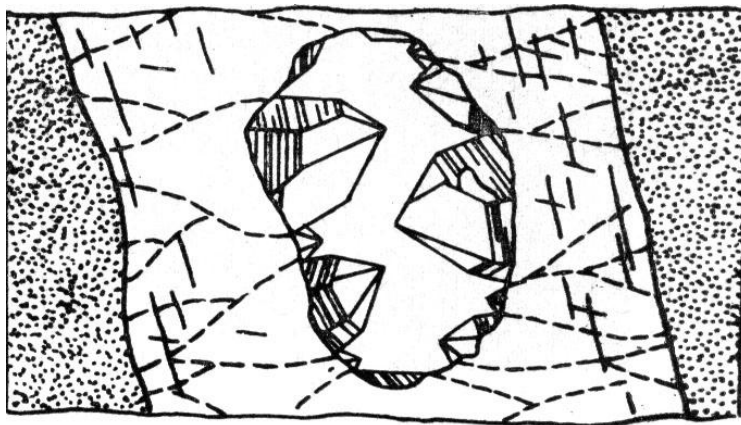
Неравновесное флюидоотделение начинается только после ухода раннего флюида из системы и охватывает слой расплава, многократно превышающий по мощности приконтактную зону полной кристаллизации, а потому обладающий гораздо большими ресурсами металлов. Выход из расплава продуктов неравновесного вскипания – процесс длительный. Поэтому после быстрого заполнения трещинных структур ранним флюидом в образовавшуюся гидротермальную систему еще долгое время продолжают поступать поздние растворы с высокой концентрацией металлов. Поздний флюид заполняет также трещины в уже консолидировавшихся частях интрузии и скапливается на отдельных участках контакта расплава с закристаллизовавшимися краевыми зонами, образуя залежи рудоносных грейзенов. Можно предположить, что известные на месторождениях так называемые предрудные метасоматиты формируются в основном флюидами, выделившимися при ретроградном кипении, тогда как в образовании богатого оруденения ведущую роль, скорее, играют поздние растворы» (Рейф, 1990).

18. Характерной особенностью красичных и полосовых жил является обилие первичных друзовых пустот. По генезису эти кварцевые тела следует относить к минерализованным полостям, генетически связанным с раннеколлизийными кварцевыми жилами рудного поля (Поленов, 2008; Сазонов и др., 2001). Формирование кварцевых жил про-



изошло в первую стадию – стадию жильного кварца I, анкерита и пирита I. Как показано В. В. Бабенко (1978), движение флюидов осуществлялось по тектоническим трещинам, приоткрывание которых шло, главным образом, по поверхностям лежащих боков даек гранитоидов. Поскольку мощность жил весьма малая, то значит, и раскрытие трещин было незначительным. В таких условиях после поступления кремнийсодержащего флюида подводящие каналы могли захлопываться и дальнейшая кристаллизация проходила в закрытой системе. В таких условиях формируются кварцевые жилы выполнения, а недостаток во флюиде  $\text{SiO}_2$  приводит к созданию остаточных полостей (рис. 84). С глубиной отработки месторождения количество полостей и их размеры уменьшаются, поскольку ближе к источнику флюида выполнение трещин кварцем было наиболее интенсивным.

Рис. 84. Строение остаточных полостей в кварцевой жиле в березитах Березовского месторождения (Попов, 1980)



Друзовые пустоты в данных жилах являлись очень часто местом локализации золотоносных сульфидов. Агрегаты золотоносных сульфидов полностью заполняют их, хотя нередко пустоты заполнены ими только частично или наполовину. При полном заполнении пустот сульфиды облекают ранее образовавшиеся здесь кристаллы кварца, часто корродируют, растворяют их, цементируют отдельные сломанные кристаллы. Наличие друзовых пустот, не заполненных сульфидами, – свидетельство того, что к ним не было подводящих каналов в виде разломов и трещин. Друзовые пустоты, не заполненные сульфидами, чаще наблюдаются в мощных убогих жилах с незначительной концентрацией сульфидов (Кутюхин, 1948).

19. Кварцевые жилы Березовского месторождения с остаточными хрусталеносными полостями, заполненными рудными минералами, относятся к образованиям ранней коллизии, а время их формирования 305 – 285 млн лет (Прибавкин и др., 2012), в то время как хрусталеносные полости уральских промышленных месторождений горного хрусталя являются производными процессов поздней коллизии и их возраст датируется в районе 250 млн лет (Поленов, 2008).

Прямые доказательства наличия на месторождении наложенных хрусталеносных полостей поздней коллизии привести трудно. Тем не менее косвенные подтверждения имеются. Так, все исследователи зафиксировали при отработке жил с дневной поверхности и до глубины разработки наличие большого количества кристаллов кварца пьезооптического качества, причем в верхних горизонтах их количество было значительно больше. Эти полости выполнены хорошо ограненными кристаллами кварца, шеелита, пирита, галенита и других минералов. Так, в верхних горизонтах месторождения кварцевые жилы даек Первопавловской, Второпавловской и Соймоновских содержали много полостей с красивыми образцами горного хрусталя и других минералов. Объем гнезд составлял в основном до  $0,5 \text{ м}^3$ , достигая иногда  $3\text{--}5 \text{ м}^3$  (Немцов, 2002). Полости с такой характеристикой, как нам представляется, следует относить к позднеколлизионным образованиям.

20. Руды Березовского рудного поля малосульфидные (содержание сульфидов не превышает 3-5 %). Золото представлено самородной и тонкодисперсной (в сульфидах) формами. Пробность золота колеблется в пределах 840-980 (Мурзин и др., 1987; Сазонов

и др., 2001). На северном фланге Березовского месторождения, в шахте «Северная», на горизонте 520 м было вскрыто гнездо с большим количеством самородков. Наиболее крупный из них весил 600 г. По данным В. В. Мурзина и др. (1987), самородки встречены в лестничных кварцевых жилах, в местах их выклинивания у контактов даек плагиогранит-порфиоров (дайка Первопавловская) с лиственитизированными серпентинитами. Самородки золота образовались при  $T = 160 - 200\text{ }^{\circ}\text{C}$  и ритмической вариации давления в незначительном интервале  $P = 0,4 - 0,2\text{ кбар}$  (Мурзин и др., 1987). В результате неустойчивости давления проявлялся дроссельный эффект, послуживший основой для отложения в лестничных жилах ураганных количеств золота.

21. История развития кварца Березовского рудного поля несопоставима с историей золота. Кварц Березовского месторождения кристаллизовался в широчайшем интервале температур ( $600-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Синхронное с сульфидами и наложенное золото появилось начиная с температур  $350\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Признаки неоднократного переотложения минералов (кварца, пирита и др.) позволяют предполагать, что и золото переотлагалось при каждой новой стадии минералообразования (Попов, 1980).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение остановимся на основных моментах, касающихся кварцево-жильных образований Березовского рудного поля.

1. Уральские золоторудные месторождения кварцево-жильного типа генетически связаны с массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации. Не является исключением и Березовское месторождение, типоморфное по вещественному составу, но уникальное по структуре и геолого-структурной позиции – лестничные жилы в дайках гранитоидов размещаются в приподнятых блоках грабена, в надинтрузивной зоне Шарташского плутона адамеллитов, образование которого обусловлено многократным ступенчатым анатексисом, связанным с процессами субдукции и коллизии.

2. По современным представлениям (Сазонов и др., 2001), геологическая структура рудного поля является результатом пяти этапов геодинамических режимов, а именно: двух разновозрастных этапов растяжения и двух разновозрастных этапов сжатия, приведших к формированию следующих геодинамических обстановок: I этап – океанического спрединга ( $O-D_2$ ); II этап – субдукции ( $D_2-D_3$ ); III этап – ранней коллизии ( $D_3-C_2$ ); IV этап – поздней коллизии ( $P-T$ ); V этап – субплатформенный ( $Mz-Kz$ ).

3. Этапы субдукции и ранней коллизии ( $D_3-C_2$ ) (380-320 млн лет) являются длительными и основными в формировании коренных объектов золота на площади Березовского рудного поля. В этот этап образуется Шарташский массив адамеллитов (тоналит-гранодиоритовая формация), возраст которых, определенный рубидий-стронциевым методом, 355-330 млн лет (Штейнберг и др., 1989). На этапе становления массива при сжатии в его апикальной и надапикальной частях сформировались дайки гранитоид-порфиоров Березовского рудного поля, возраст которых определен калий-аргоновым методом, около 317 млн лет (Сазонов, 1975). На заключительной стадии формирования Шарташского массива адамеллитов в условиях сжатия создались условия для образования красичных и лестничных кварцевых жил, на которые на последних фазах становления Шарташского массива наложилась золоторудная минерализация. Размещение даек гранитоидов, кварцевых жил и золотой минерализации на Березовском месторождении контролируется структурными факторами, обусловленными тектоническими подвижками ранней коллизии.

4. Кварцевые жилы месторождения подразделяются по времени их образования на дорудные, рудные и пострудные. К первым относятся кварцевые образования метасоматического происхождения, выразившиеся в окварцевании пород по тектоническим зонам с образованием кварцитов, по которым в дальнейшем сформировался плитчатый кварц. По онтогеническим признакам эти кварцевые образования относятся к телам замещения.

Все рудные кварцевые жилы, несущие шеелитовую и золотую минерализации, сформировались как кварцевые тела выполнения в одно время, которое все исследователи определяют как стадию жильного кварца. Источником кремнезема для образования кварцевых жил является прежде всего магматогенный кварц гранитоидов, переходящий во флюид (раствор) и обогащающий его кремнеземом в пневматолитовую и гидротермальную стадии кристаллизации гранитных массивов (Брешенков, 1960). Локализация шеелитовой и золотой минерализаций обусловлена вертикальной зональностью размещения геохимических элементов, связанной с температурным фактором, относительно Шарташского массива адамеллитов. Время образования первых 314-299 млн лет, вторых – около 300 млн лет (Зинькова, 2010).

5. Геологические процессы, связанные с поздней коллизией (Р-Т) (320-240 млн лет), непосредственно на территории Березовского золоторудного месторождения имеют ограниченное распространение, но они оказали значительное влияние на перераспределение (телескопирование) золотой и вольфрамовой минерализаций. С процессами поздней коллизии связаны поздние березиты Кремлевского месторождения, абсолютный возраст которых составляет 220-240 млн лет (Сазонов, 1975), и пироксилитовая минерализация (Сазонов, 2002; Поленов, 2008; Юминов, 2001). Наибольшее содержание золота и серебра в жилах приходится на участки с повышенной трещиноватостью и интенсивной березитизацией-лиственитизацией.

6. Кристаллы кварца на месторождении приурочены как к остаточным полостям, так и наложенным.

Характерной особенностью красичных и полосовых жил является обилие первичных друзовых пустот. По генезису эти кварцевые тела следует относить к минерализованным полостям, генетически связанным с раннеколлизийными кварцевыми жилами рудного поля (Поленов, 2008; Сазонов и др., 2001). Друзовые пустоты в данных жилах являлись очень часто местом локализации золотоносных сульфидов. Наличие друзовых пустот, не заполненных сульфидами, – свидетельство того, что к ним не было подводящих каналов в виде разломов и трещин.

На месторождении вскрываются и наложенные хрусталенозные полости поздней коллизии. Все исследователи зафиксировали при отработке жил с дневной поверхности и до глубины разработки наличие большого количества кристаллов кварца пьезооптического качества, причем в верхних горизонтах их количество было значительно больше.

7. Березовское месторождение является классическим золоторудным объектом кварцево-жильного типа полихронного и полигенного образования. Кварцевые жилы месторождения образовались не менее чем в три разновременных этапа. На все ранее образованные жилы в разной степени накладывались процессы всех последующих этапов. Формирование шеелитовой и золотой минерализаций кварцевых жил связано практически только с длительными процессами ранней коллизии.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдонин В. Н., Поленов Ю. А.* Очерки об уральских минералах: научное издание. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2002. 412 с.
- Адамс С. Ф.* Микроскопическое изучение жильного кварца // Критерии возрастных соотношений: сб. ст. / ОНТИ НКТП СССР. 1934. С. 7-33.
- Алексеев А. А.* Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 137 с.
- Андреичев В. Л.* Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.
- Бабенко В. В.* О рудоконтролирующих деформациях Березовского месторождения // Изв. вузов. Горный журнал. 1975. № 10. С. 3-8.
- Бабенко В. В.* Структурные условия и зональность оруденения Березовского месторождения (Урал) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1978. № 10. С. 114-126.
- Бакшеев И. А., Прокофьев В. Ю., Устинов В. И.* Условия формирования жильного кварца Березовского золоторудного поля, Средний Урал, по данным изучения флюидных включений и изотопным данным // Мат-лы Уральской летней минералогической школы – 98. Екатеринбург: Изд-во. УГГГА, 1998. С. 41-49.
- Беллавин О. В., Вагшаль Д. С., Ниреништейн В. А.* Шарташский гранитный массив (Средний Урал) и связь с ним золотого оруденения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 6. С. 86-90.
- Белоусов В. В.* Тектонические разрывы, их типы и механизм образования // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. № 17. 1952.
- Березовское золоторудное месторождение (история и минералогия)* / Д. А. Клейменов, В. Г. Альбрехт, Ю.В. Ерохин и др. Екатеринбург: ФГУИПП «Уральский рабочий», 2005. 200 с.
- Бетехтин А. Г., Кутюхин П. И.* Пирит – FeS<sub>2</sub> // Минералогия Урала. М.; Л.: АН СССР, 1941. С. 324-365.
- Боголепов В. Г.* Минералогическое картирование верхних выклиниваний магматогенных рудных полей как основа повышения эффективности поисков скрытого оруденения // Геология месторождений полезных ископаемых Казахстана и проблемы их изучения. Алма-Ата, 1982. С.109-133.
- Боголепов В. Г., Бабенко В. В.* Особенности картирования площадных и локальных метасоматитов березит-лиственитовой формации в связи с оценкой рудоносности объектов // Картирование метасоматических образований Урала: Информ. мат-лы. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 130-137.
- Бородаевская М. Б., Бородаевский Н. И.* Формы локализации скрытых рудных тел в эндогенных месторождениях, связанных с дайками и малыми интрузиями // Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М.: Геосгеолтехиздат, 1963.
- Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б.* Березовское рудное поле. М.: Metallurg-издат, 1947. 264 с.
- Бородаевский Н. И.* Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценке месторождений золота // Тр. ЦНИГРИ. 1960. Вып. 35.
- Брешенков Б. К.* Об А- и Б-кварце в изверженных породах // Тр. ВНИИП. Т. IV. 1970. Вып. 2. С. 71-86.
- Бурлаков Е. В.* Минералогия кварцево-жильных месторождений и минералогическо-геохимические признаки рудоконтролирующих тектонических разрывов (на примере Неройского района Приполярного Урала): дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Сыктывкар, 1989. 210 с.
- Вертушков Г. Н.* Жильный кварц из жил восточного склона Урала // ДАН СССР. 1946. Т. 51, № 1. С. 53-56.

- Вертушков Г. Н.* Кристаллы шеелита из Кедровского месторождения // Труды Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР. Вып. 14. Мин. сб. 1948. № 1. С. 64-68.
- Вертушков Г. Н.* Метаморфизм жильного кварца // Тр. СГИ. Материалы по геологии Урала. 1955. Вып. 22. С. 193-201.
- Викентьева О. В.* Особенности распределения серебра в минералах Березовского месторождения (Средний Урал) // Проблемы геологии и разведки месторождений золота, извлечения благородных металлов из руд и отходов производства: мат-лы Междунар. науч.-техн. конф. УГГГА. Екатеринбург, 1999. С. 28-29.
- Викентьева О. В.* Березовское золоторудное месторождение на Урале: геологическое строение, минералого-геохимические особенности и условия образования: дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2000. 184 с.
- Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д.* Структуры рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1975.
- Гаррис М. А.* Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). Абсолютный возраст геологических формаций // МГК, XXII сессии. Докл. сов. геологов, проблема 3, 1964.
- Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца* / Е. П. Мельников и др. М.: Недра, 1988. 216 с.
- Годовиков А. А.* Введение в минералогию. М.: Наука, 1973. 143 с.
- Грабежев А. И.* Особенности березитизации гранитоидов Шарташского массива на Среднем Урале // Труды Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР. Свердловск, 1970. Вып. 86.
- Грабежев А. И., Берзон Р. О., Нейкур Т. Л.* Особенности метасоматизма восточно-уральских месторождений, связанных с гранитоидами различной формации // Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск: УНЦ АН ССР, 1970. С. 48-64.
- Григорьев Д. П.* Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1961. 264 с.
- Григорьев Д. П., Жабин А. Г.* Онтогенез минералов. Индивиды. М.: Наука, 1975. 339 с.
- Гумбеиты Урала и сопряженная рудная минерализация* / Э. М. Спиридонов, И. А. Бакшеев, М. В. Середкин и др. // Геология рудных месторождений, 1998. Т. 40, № 2. С. 171-190.
- Дворник Г. П.* Распределение мощности, содержания золота и серебра в «красичных» жилах Березовского золоторудного месторождения // Вестник УрО РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. № 6. С. 34-40.
- Доордовикские гранитоиды Тимано-Печорского региона и эволюция протоуралитид-тиманид* / М. Б. Кузнецов, А. А. Соболева, О. В. Удоратина, М. В. Герцева. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
- Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралитид-тиманид* / М. Б. Кузнецов, А. А. Соболева, О. В. Удоратина, М. В. Герцева. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
- Душин В. А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
- Емлин Э. Ф., Синкевич Г. А., Якшин В. И.* Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск: Средне-Урал. кн. изд-во, 1988. 272 с.
- Ершов В. М., Шилов В. И.* К вопросу о генетической связи оруденения Березовского месторождения с Шарташской интрузией гранитов // Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977. С. 206-209.
- Ершов В. М., Левитан Г. М.* О связи золотого оруденения с гранитоидами на примере Шарташского массива (Средний Урал). М.: ЦНИГРИ, 1978, вып. 136. С. 76-92.
- Желобов П. П.* Роль гипербазитов в локализации красичных жил на Березовском рудном поле // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: СО АН СССР, 1972. С. 199-210.

*Жильный кварц восточного склона Урала* / Г. Н. Вертушков, Ф. Ф. Борисков, Э. Ф. Емлин, Г. А. Синкевич, Ю. А. Соколов, О. А. Сустанов, В. И. Якшин // Труды СГИ. Свердловск, 1970. Вып. 66, ч. 2. 103 с.

*Зарайский Г. П.* Эксперимент в решении проблем метасоматизма. М.: ГЕОС, 2007. 136 с.

*Зинькова Е. А., Ферштатер Г. Б.* Верхисетский гранитоидный массив // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: путеводитель геологических экскурсий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 22-36.

*Золоев К. К., Булыкин Л. Д.* Формационные типы гипербазитов Урала и их металлогения // Вопросы геологической корреляции и металлогении Урала. М., 1983. С. 72-82.

*Золотооруденение Екатеринбургского геологического полигона* / В. Н. Сазонов, В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов, С. Г. Сустанов, В. В. Григорьев. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1997. 226 с.

*Золоторудная, редкометальная и хрусталеносная минерализации месторождений Урала кварцево-жильного типа* / В. Н. Огородников, В. А. Коротеев, Ю. А. Поленов, В. В. Бабенко, А. Н. Савичев. Екатеринбург: УрО РАН, 2014. 312 с.

*Иванкин П. Ф.* О деформации жильного кварца золотоносных жил Березовска // ЗВМО. 1947. Ч. LXXVI, № 4. С. 249-258.

*Иванов А. А.* Айдырлинское месторождение // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1948. С. 386-393.

*Кадышева Е. В.* Тектонофизический анализ гравитационного поля на примере Березовского золоторудного и Ново-Шемурского медноколчеданного месторождений: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 2012. 22 с.

*Кайнов В. И.* Тохтаровское месторождение золота (Тобольское Зауралье) // Уральский геологический журнал. 2005. № 5 (47). С. 3-194.

*Калистов П. Л.* Изменчивость оруденения и плотность наблюдений при разведке и опробовании. М.: Госгеолтехиздат, 1956, сб. 53. С. 118-151.

*Карякин А. Е., Смирнова В. А.* Структуры хрусталеносных полей. М.: Недра, 1967. 240 с.

*Кварцево-жильная минерализация Уфалейского коллизионного блока (Южный Урал)* / Ю. А. Поленов, В. Н. Огородников, В. Н. Сазонов и др. // Литосфера. 2006. № 2. С. 123-134.

*Кварц жил выполнения* / Ю. А. Поленов, В. Н. Огородников, В. Н. Сазонов, А. Н. Савичев // Вестник УрО РМО. 2010. № 7. С. 122-130.

*К вопросу о полигенности и полихронности Березовского золоторудного месторождения* / А. Н. Угрюмов, А. Г. Баранников, Г. П. Дворник, Д. И. Колбасин // Новые идеи в науке о Земле: тезисы докл. IV Междунар. конф. Т. 2. М.: МОПО, 1999. С. 177.

*Кисин А. Ю.* Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 131 с.

*Кожимская область тектоно-магматической активизации и ее золотоносность* / В. П. Водолазская, Н. Г. Берлянд, К. Н. Котов и др. // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 16-27.

*Козлов А. В.* Хрусталеобразующие гидротермальные системы: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб, 1998. 446 с.

*Колтун Л. И.* Применение минералотермометрического анализа для изучения генезиса некоторых золоторудных месторождений Урала // Труды ВНИИП. 1957. Т. 1. Вып. 2. С. 63-88.

*Контарь Е. С., Либарова Л. Е.* Миграция латерально-вертикальных рядов раннегеосинклинальных вулканогенных формаций и сопряженного с ним оруденения // Вопросы геологической корреляции и металлогении Урала. М., 1983. С. 60-72.

*Коренбаум С. А.* Физико-химические условия кристаллизации минералов вольфрама и молибдена в гидротермальных средах. М.: Наука, 1970. 212 с.

*Королев А. В., Шехтман П. А.* Структурные условия размещения послемагматических руд. М.: Недра, 1965.

*Королев А. В.* Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 1. 1949.

*Коротеев В. А., Сазонов В. Н.* Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 226 с.

*Котыбаева Н. Н., Казимирский Б. П.* Березовское рудное поле: путеводитель Свердловской экскурсии. II Урал. петрограф. сов. Свердловск: УФАН СССР, 1966. С. 63-73.

*Краснова Н. И., Петров Т. Г.* Генезис минеральных индивидов и агрегатов. СПб: С-ПГУ-НИИ земной коры, 1997. 388 с.

*Крылова Г. И.* Петрологические факторы хрусталеобразования (на примере Южного Урала): дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1983. 24 с.

*Кузовков Г. Н., Двоеглазов Д. А.* Об астеносферной модели Среднего Урала и строении Шарташской золоторудной вихревой структуры // Руда и металлы. 2002. № 4. С. 63-72.

*Куруленко Р. С., Чукашева М. Н.* Шарташский гранитный массив: путеводитель Свердловской области. II Урал. петрограф. сов. Свердловск: УФАН СССР, 1966. С. 55-63.

*Куруленко Р. С.* История формирования гранитоидов Шарташского массива // Ежегодник-1976. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 39-41.

*Куруленко Р. С.* Кварцево-сульфидные жилы в Шарташском адамеллитовом массиве на Среднем Урале // Ежегодник-1981. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 95-96.

*Кутюхин П. И.* Кварцевые золото-вольфрамовые жилы Березовского месторождения и их вещественный состав // Фонды УГГГА: рукопись. Свердловск, 1938. 152 с.

*Кутюхин П. И.* Березовское вольфрамовое месторождение как особый генетический тип среди золоторудного поля Березовска // Фонды УГГГА: рукопись. Свердловск, 1939. 65 с.

*Кутюхин П. И.* Условия локализации оруденения в жилах Березовского месторождения // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: Изд-во УФАН АН СССР, 1948. С. 249-275.

*Кутюхин П. И.* Березовское вольфрамовое месторождение как особый генетический тип золоторудного поля Березовска / Тр. Свердл. горн. ин-та. Вып. XXVIII. Свердловск, 1956.

*Лайпанов Х. Х.* Околорудные метасоматиты Березовского рудного поля // Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1977. С. 65-68.

*Лиственоподобные апопикритовые флогопит-магнетитовые гумбеиты* Березовского месторождения золота с цирконом, монацитом, ксенотимом, фторапатитом, турмалином, реликтовым цинкохромитом / Э. М. Спиридонов, Н. В. Сидорова, Ф. М. Нурмухаметов, Ю. А. Поленов и др. // Уральский геологический журнал. 2014. № 1 (97). С. 20-67.

*Магматический контроль* гидротермального золотого оруденения на Урале / Г. Б. Ферштатер, В. В. Холоднов, А. А. Кременецкий и др. // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 181-184.

*Майорова Т. П., Кузнецов С. К., Тарбаев М. Б.* Месторождения золота севера Урала: геология, минералогия, металлогения // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Апатиты, 2010. С. 97-106.

*Маракушев А. А., Панях Н. А., Зотов И. А.* Новые представления о происхождении месторождений благородных металлов кварцево-рудных формаций // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 136-139.

*Махлаев Л. В.* Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 148 с.



Мельников Е. П., Мельникова Н. И. Закономерности размещения гранулированного кварца в южной части Уфалейского антиклинория // Жильный кварц восточного склона Урала. Свердловск, 1970. С. 41-50.

Месторождения золота Урала / В. Н. Сазонов, В. Н. Огородников, В. А. Коротеев, Ю. А. Поленов. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.

Минерагения докембрия: мат-лы Всерос. конф. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2009. 314 с.

Минерагения шовных зон Урала / В. А. Коротеев, В. Н. Огородников, В. Н. Сазонов, Ю. А. Поленов. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 416 с.

Минералогия сульфидно-кварцевых жил Шарташского массива / С. В. Прибавкин, Ю. В. Ерохин, М. В. Середкин, Н. Н. Кононова // Мат-лы Урал. летней минералог. школы – 96. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1996. С. 46-62.

Михайлова Л. В. Некоторые закономерности распределения минеральных ассоциаций на Березовском месторождении и их использование при разведке и оценке слепого оруденения // Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений: тез. докл. и сообщений к совещанию. М.: ИГЕМ, 1972.

Мурзин В. В., Малюгин А. А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 96 с.

Немцов А. В. Заметки о горных работах и находках минералов на Березовском руднике в 70-е годы XX столетия // Вестник УрО РМО. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2002. С. 155-156.

Нечеухин В. М., Душин В. А., Оловянишников В. Г. Палеогеодинамическая ассоциация и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, УГГУ, 2009. 158 с.

Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала / С. В. Прибавкин, Ю. Л. Ронкин, А. В. Травин и др. // ДАН. 2007. Т. 412, № 5. С. 682-684.

Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала / Л. Н. Овчинников, А. И. Степанов, А. А. Краснобаев, В. А. Дунаев // Тр. II Урал. петрограф. сов. Т. 1. Свердловск, 1969.

Оболкин В. Д., Мельников Е. П., Евстропов А. А. Вещественный состав силексита месторождения «Гора Хрустальная» (Средний Урал) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1981. № 6. С. 119-128.

Овчинников Л. Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 443-490.

Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Минерагения шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН – УГГУ, 2007. 187 с.

О зональности Березовского золоторудного месторождения / И. Т. Самарцев, В. А. Захваткин, В. Ф. Казимирский и др. // Геология рудных месторождений. 1973. № 1. С. 110-117.

О зональности Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале / И. Т. Самарцев, В. А. Захваткин, В. Ф. Казимирский и др. // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1970. № 6. С. 86-90.

Онтогенетические типы гранулированного кварца / Ю. А. Поленов, В. Н. Огородников, В. Н. Сазонов, А. Н. Савичев // Известия УГГУ. Вып. 24. 2010. С. 21-28.

О характере пространственного распределения золота и серебра в дайке Второпавловской Березовского золоторудного месторождения / А. Г. Баранников, Д. И. Колбасин, А. А. Кравченко, О. А. Середкина // Научные основы и практика разведки и переработки руд и техногенного сырья с извлечением благородных металлов. Екатеринбург: УГГГА, 2002. С. 18-23 с.

*Переляев А. П.* К минералогии глубоких горизонтов Березовского золоторудного месторождения // Труды Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, вып. 14. Минер. сб. 1948. № 1. С. 5-8.

*Петров Г. А.* Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 181 с.

*Поленов Ю. А.* Эволюция кварцево-жильных образований Уральского аккреционно-складчатого орогена (онтогенические типы кварцево-жильных образований) // Изв. УГГА. Вып. 18. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2003. С. 98-104.

*Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Сазонов В. Н.* Закономерности размещения и условия образования особо чистого кварца (Уфалейский кварценосный район, Южный Урал) // ДАН. 2005. Т. 405, № 2. С. 211-214.

*Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Сазонов В. Н.* РЗЭ в метасоматических кварцитах и кварцево-жильных образованиях Уфалейско-Карабашского блока (Южный Урал) и их индикаторная роль // Горно-геологический журнал. 2007. № 1. (Казахстан, Житикара). С. 9-16.

*Поленов Ю. А.* Эндогенные кварцево-жильные образования Урала: научное издание. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2008. 269 с.

*Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Бабенко В. В.* Золоторудный кварц Уральских месторождений кварцево-жильного типа // Геология и минерально-сырьевые ресурсы России: науч.-техн. журнал. 2012. № 1(9). С. 75-78.

*Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Савичев А. Н.* Редкоземельные элементы в кварцево-жильных образованиях Урала и их индикаторная роль // Литосфера. 2013. № 2. С. 105-119.

*Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Бабенко В. В.* Генетическая роль Шарташского массива адамеллитов в формировании Березовского золоторудного месторождения // Геология и минерально-сырьевые ресурсы России. 2013. № 4(16). С. 79-86.

*Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Бабенко В. В.* Березовское золоторудное месторождение кварцево-жильного типа – классический объект полихронного и полигенного генезиса // Литосфера. 2013. № 6. С. 39-53.

*Попов В. А.* Кварц Березовского золоторудного месторождения на Урале // Минералогические исследования гидротермалитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3-10.

*Попова В. И.* Синхронизация кристаллов пирита в жилах и березитах Березовского месторождения // Минералогические исследования гидротермалитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3-30.

*Попова В. И.* Эволюция форм роста кристаллов пирита из Березовского золоторудного месторождения на Урале // Труды СГИ. Свердловск, 1972. Вып. 81. С. 109-111.

*Поспелов Г. Л.* Роль генетических представлений в геологическом прогнозировании скрытого оруденения в магнетитовых месторождениях Горной Шории // Мат-лы сов. «Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруденения Алтае-Саянской складчатой области», ч. 1. Новосибирск, 1974.

*Прибавкин С. В., Середкин М. В., Кононова Н. Н.* Минералогия ранних кварцевых жил Шарташского массива (Средний Урал) // Мат-лы Урал. летней минерал. школы. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1997. С. 198-203.

*Пучков В. Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урал. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

*Пучков В. Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

*Рейф Ф. Г.* Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 181 с.

*РЗЭ в колонках* пропилитизации, альбитизации, эйситизации и березитизации-лиственитизации пород различной кислотности: эволюция распределения, причины и

практическое значение / В. Н. Сазонов, О. В. Викентьева, В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов и др. // Литосфера. 2006. № 3. С. 108-124.

*Рундквист Д. В.* О структурах и закономерностях размещения кварц-редкометалльных жильных месторождений восточного склона Урала // Геология рудных месторождений. 1964. № 2. С. 21-37.

*Сазонов В. Н.* Апогаббровые парагонитовые листвениты и пиррофиллитсодержащие метасоматиты Кремлевского рудника (Березовское рудное поле, Средний Урал): взаимоотношения и отношение к золотому оруденению // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 138-140.

*Сазонов В. Н.* Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 208 с.

*Сазонов В. Н.* Золоторудные метасоматические формации подвижных поясов. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. 181 с.

*Сазонов В. Н.* Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 172 с.

*Сазонов В. Н.* Поведение золота при лиственитизации пород Пышминско-Малостокского района (Средний Урал) // Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1971. Свердловск, 1972.

*Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Поленов Ю. А.* Типоморфизм минеральных парагенезисов и ассоциаций золоторудных месторождений различных геодинамических обстановок (Урал) // Обогащение руд. 2002. № 2. С. 31-36.

*Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Поленов Ю. А.* Пирит собственно золоторудных и кварцево-жильных хрусталеносных месторождений: эволюция габитуса кристаллов и ее значение для стадий геолого-разведочных и эксплуатационных работ и прогнозирования // Горно-геологический журнал (Житикара, Респ. Казахстан). 2009. № 3-4 (19-20). С. 26-39.

*Самарцев И. Т., Бирюков В. Ф., Овсянников И. И.* Состав и строение Шарташского гранитного массива и связанных с ним дайковых тел // Тезисы докладов III Урал. петрограф. сов. Т. 2. Свердловск, 1974.

*Самородное золото на глубоких горизонтах Березовского месторождения / В. В. Мурзин и др. // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1987. № 5. С. 70-79.*

*Середкин М. В., Прибавкин С. В.* Метасоматиты Шарташского массива // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Ч. 1. Екатеринбург, 1997.

*Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 581-647.

*Соболева А. А.* Вулканы и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 146 с.

*Степанов Г. А.* Новые данные о распределении самородного золота на Березовском золоторудном месторождении на Урале // Тр. Горно-геол. ин-та УФА. Вып. 40. Свердловск, 1959. С. 159-163.

*Суставов О. А., Паршаков Е. Н.* Крупная кварцевая жила в восточной части Шарташского гранитного массива // Мат-лы Урал. летней минер. школы. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. С. 49-51.

*Тектоническое районирование и минерагения Урала* (аналитический обзор). М.: Геокарт, ГЕОС, 2006. 180 с.

*Термодинамические условия формирования гумбеитов, эйситов и руд Шарташского адамеллитового массива (Ср. Урал) по данным доломит-квартцового геотермобарометра / В. В. Мурзин, В. Н. Сазонов, Н. С. Бортников и др. // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 116-119.*

*Ферштатер Г. Б.* Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. Екатеринбург. С. 62-85.

*Флюидный режим гранитообразования / Ф. А. Летников, Ф. А. Маракушев, А. Н. Леонов, Т. П. Гантимирова.* Новосибирск: Наука, 1981. 185 с.

Чесноков Б. В. Эндогенная зональность Березовского рудного поля на Среднем Урале // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 4.

Шефталъ Н. Н. Генезис пьезокварцевых месторождений в связи с данными искусственного выращивания кварца // Вопросы геохимии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 142-157.

Широтные и субширотные структуры Урала / Г. Ф. Червяковский, И. Ф. Таврин, А. Я. Ярош и др. // Сов. геология. 1983. С. 35-43.

Штейнберг Д. С. Кедровское месторождение шеелита на Урале // Сов. геология. 1939. № 2. С. 85-89.

Штейнберг Д. С., Попов Б. А. Магматизм и геологическое развитие Урала // Вопросы геологической корреляции и металлогении Урала. М., 1983. С. 5-19.

Щеколдин А. А., Синкевич Г. А., Петров Н. А. Гранулированный жильный кварц – новое сырье для получения прозрачного кварцевого стекла // Стекло и керамика. 1963. № 11. С. 6-8.

Щеколдин А. А. Метаморфизм жильного кварца и генезис его разновидностей // Тр. ВНИИСИМС. Т. 10. 1969. С. 101-110.

Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация / Г. Б. Ферштатер, А. А. Краснобаев, Ф. Беа и др. // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 89-120.

Юминов А. М. Типы и условия образования пиррофиллитовой минерализации на Березовском золоторудном поле (Средний Урал): дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Миасс, 2001. 127 с.

Юргенсон Г. А. Типоморфизм и рудные формации. Новосибирск: Наука, 2003. 368 с.

Юшкин Н. П. Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации Севера Урала. Л.: Наука, 1972. 193 с.

Rb-Sr возраст пород Шарташского интрузива и дайкового комплекса / Д. С. Штейнберг, Ю. Л. Ронкин, Р. С. Куруленко и др. // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1989. С. 110-112.

U-Pb возраст пород и оруденения Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал) / С. В. Прибавкин, П. Монтеро, Ф. Беа, Г. Б. Ферштатер // Ежегодник-2011: Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 211-217.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                                                                                                                                                |           |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| ПРЕДИСЛОВИЕ .....                                                                                                                                                                              | 3         |
| <b>Глава 1. КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ УРАЛА.....</b>                                                                                                                                        | <b>4</b>  |
| 1.1. ОНТОГЕНИЧЕСКИЕ ТИПЫ .....                                                                                                                                                                 | 4         |
| 1.2. КВАРЦ ЖИЛ ВЫПОЛНЕНИЯ .....                                                                                                                                                                | 5         |
| 1.3. ВТОРИЧНО-ЗЕРНИСТЫЙ КВАРЦ.....                                                                                                                                                             | 12        |
| 1.4. КВАРЦ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ .....                                                                                                                                                    | 16        |
| 1.5. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЗЭ В КВАРЦЕ<br>КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УРАЛА<br>И ИХ ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ.....                                                                            | 18        |
| <b>Глава 2. МЕСТО И ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ УРАЛЬСКИХ<br/>МЕСТОРОЖДЕНИЙ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНОГО ТИПА В СВЕТЕ<br/>СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РАЗВИТИИ УРАЛЬСКОГО<br/>СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА .....</b> | <b>23</b> |
| <b>Глава 3. БЕРЕЗОВСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ .....</b>                                                                                                                                   | <b>31</b> |
| 3.1. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ РАЙОНА<br>БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ .....                                                                                                | 31        |
| 3.2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....                                                                                                                                                 | 34        |
| 3.3. КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ .....                                                                                                                                                                      | 39        |
| 3.3.1. Жилы шеелитоносной (кварцево-турмалиновой) формации .....                                                                                                                               | 40        |
| 3.3.2. Жилы золотоносной формации .....                                                                                                                                                        | 46        |
| 3.3.3. Жилы пиррофиллит-турмалин-кварцевой формации .....                                                                                                                                      | 53        |
| 3.3.4. Термобарометрия флюидных включений минералов<br>кварцевых жил.....                                                                                                                      | 55        |
| 3.4. РОЛЬ ГИПЕРБАЗИТОВ В ЛОКАЛИЗАЦИИ КРАСИЧНЫХ ЖИЛ.....                                                                                                                                        | 58        |
| 3.5. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ РОЛЬ ШАРТАШСКОГО МАССИВА АДАМЕЛЛИТОВ<br>В ФОРМИРОВАНИИ БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО<br>МЕСТОРОЖДЕНИЯ .....                                                                     | 62        |
| 3.6. МЕТАСОМАТИТЫ БЕРЕЗОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ .....                                                                                                                                              | 67        |
| 3.6.1. Околорудные метасоматиты Березовского рудного поля .....                                                                                                                                | 68        |
| 3.6.2. Особенности дорудного площадного метасоматоза .....                                                                                                                                     | 70        |
| 3.6.3. Гумбеиты .....                                                                                                                                                                          | 71        |
| 3.6.4. Эйситы .....                                                                                                                                                                            | 72        |
| 3.6.5. Листвениты-березиты .....                                                                                                                                                               | 72        |
| 3.6.6. Апогаббровые парагонитовые листвениты<br>и пиррофиллитсодержащие метасоматиты .....                                                                                                     | 75        |
| 3.6.7. Соотношение метасоматитов различных формаций.....                                                                                                                                       | 76        |
| 3.7. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ МИНЕРАЛОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....                                                                                                                                      | 77        |
| 3.7.1. Деформация жильного кварца золотоносных жил<br>месторождения .....                                                                                                                      | 77        |
| 3.7.2. Пирит .....                                                                                                                                                                             | 84        |
| 3.7.2.1. Генерации пирита .....                                                                                                                                                                | 84        |
| 3.7.2.2. Синхронизация кристаллов пирита в жилах<br>и березитах Березовского месторождения .....                                                                                               | 91        |
| 3.7.3. Золото и серебро .....                                                                                                                                                                  | 101       |
| 3.8. СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ И ЗОНАЛЬНОСТЬ<br>ОРУДЕНЕНИЯ БЕРЕЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УРАЛ).....                                                                                         | 110       |
| 3.8.1. Структура рудоносных даек (на примере дайки<br>Второпавловской) .....                                                                                                                   | 110       |

|                                                                                                      |            |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 3.8.2. Структурные условия локализации оруденения .....                                              | 113        |
| 3.8.3. Зональность оруденения .....                                                                  | 115        |
| 3.8.4. О характере пространственного распределения золота и серебра<br>в дайке Второпавловской ..... | 118        |
| 3.9. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ<br>БЕРЕЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ .....         | 121        |
| <b>Глава 4. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ .....</b>                                                                | <b>128</b> |
| <b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>                                                                              | <b>138</b> |
| <b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....</b>                                                                        | <b>140</b> |

Научное издание

ПОЛЕНОВ Юрий Алексеевич,  
ОГОРОДНИКОВ Виталий Николаевич,  
БАБЕНКО Владимир Витальевич

БЕРЕЗОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА –  
УНИКАЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ ПОЛИХРОННОГО И ПОЛИГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Научная монография

Под редакцией доктора геолого-минералогических наук,  
профессора В. Н. Огородникова

Редактор издательства *Л. В. Устьянцева*  
Компьютерная верстка *В. Н. Огородникова, Н. Л. Сайгиной*

Подписано в печать 21.07.2015 г.  
Бумага офсетная. Формат 60 × 84 1/8. Гарнитура Times New Roman.  
Печать офсетная. Усл. печ. л. 18,75. Уч-изд. л. 15,5. Тираж 300 экз. Заказ

Издательство УГГУ  
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30  
Уральский государственный горный университет

Отпечатано с оригинал-макета

В