

И. В. БУЛДАКОВ

**ТЕКТОНО-ХИМИЧЕСКИЙ
МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ
МАГМАТОГЕННЫХ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА**

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени А. А. ЖДАНОВА

И. В. Булдаков

ТЕКТОНО-ХИМИЧЕСКИЙ
МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ
МАГМАТОГЕННЫХ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

3418



ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
ЛЕНИНГРАД 1979



Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Ленинградского университета

УДК 553.4:553.2(551.24+550.4)

Булдаков И.В. Тектоно-химический механизм формирования магматогенных рудных месторождений / Под ред. В.Ф. Барabanова. - Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1979. 204 с. Ил. - 64, табл. - 37, библиогр. - 146 назв.

В монографии исследуются месторождения различного генетического типа, околорудные ореолы и комплексы пород, временные и пространственные соотношения минералов, условия их формирования, онтогенеза, геохимическая зональность и другие вопросы. Выдвигается модель постмагматического минералообразования. С помощью методов многомерного статистического анализа разработаны геохимические критерии и признаки оруденения, развивается метод интерпретации геохимических аномалий.

Рассчитана на специалистов в области геохимии рудных месторождений.

Б 20805 - 148 107-79. I904020000 © Издательство Ленинградского
076(02) - 79 университета, 1979 г.

Тектоника гидротермальных рудных месторождений, структурные условия их размещения, локализации и развития являются предметом изучения многих исследователей. Гораздо меньшее внимание геологов привлекают проблемы физико-химического аспекта тектонических процессов, их роли в минералообразовании. Вместе с тем, уже имеющиеся публикации обнаруживают признаки этого нового, обладающего рядом больших возможностей направления в исследовании генезиса гидротермальных месторождений. Так, Ловеринг (1958) предположил, что одним из факторов, приводящих к охлаждению минералообразующего раствора, является понижение температуры при приращении объема полости. Изменение плотности растворов при тех же процессах отмечали Г.Л.Поспелов (1962), И.В.Банщикова (1958). Еще ранее, в 1949 г., А.Е.Шлыгин предположил, что в процессе приоткрывания жильной трещины может происходить изменение рН гидротермальных растворов, ее заполняющих. Д.В.Рундквист (1965, 1967) и О.В.Кига́й (1965) также допускают, что трещинообразование может осложнить эволюцию кислотности-щелочности постмагматических растворов. В целом, привлечение элементов физико-химической интерпретации к процессам трещинной тектоники дает более глубокое понимание пульсационной прерывистости минералообразования (Щерба, 1960; Щерба и др., 1964; Рундквист, 1969).

Особо следует отметить работы В.Ф.Барабанова (1958, 1961, 1975 и др.) и Ю.А.Долгова (1955, 1963, 1965, 1968 и др.). Оба исследователя стремятся к созданию принципиальной модели формирования вольфрамитовых жил и камерных пегматитов, ведущую роль в которой играют процессы и явления, связанные с изменением объема полостных систем.

Отмечая несомненные достоинства перечисленных выше работ, преждевременно считать тему исчерпанной, а модель полностью разработанной. В частности, вероятно, излишне упрощенное логическое описание механизма "адиабатической мобилизации" Ю.А.Долгова привело к неудачной попытке его физико-математического решения (Голубев, Паррапов, 1974).

В данной работе на основании комплексных минералого-геохимических исследований предложена схема основного механизма гидротермального минералообразования, управляющего изменениями физико-химических параметров среды и формирующего разнообразные геохимические барьеры.

Основную информацию автор собрал при детальном изучении постмагматических минеральных ассоциаций, особенностей внутреннего строения индивидов и агрегатов минералов, их типохимических и типоструктурных характеристик. Используются данные по изучению газозо-жидких включений, а также результаты геохимического опробования руд и околорудных ореолов. Изученные объекты относятся к известным в литературе месторождениям, что избавляет от необходимости детального геологического и минералогического описаний, позволяет автору из собственных наблюдений, аналитических и экспериментальных фактов привести лишь необходимые для поставленной цели и, сопоставляя наблюдения и различные точки зрения, произвести уточнения.

В разное время в проведении полевых и лабораторных работ автору помогали Л.Я.Шмураева, Т.Е.Щукина, В.С.Волков, Л.И.Лазарева, Н.С.Викуловская, Т.В. Майдль, И.В.Власова, С.И.Корнеев, В.С.Скляднева, Л.П.Гармаш, А.Г.Чиряев. Всем им автор приносит свою искреннюю благодарность. Автор весьма признателен за обмен мнениями и консультации Г.А.Шейниной, И.Е.Каменцеву, Л.Ф.Сырицу, М.Г.Георгиевской, Д.В.Рундквисту, Н.П.Сенчило.

Все расчеты на ЭВМ осуществлены по программам, любезно предоставленным В.Б.Белониным и В.И.Мишиным. Труд, вложенный Б.Г.Ванштейном в машинную обработку данных, заслуживает особой благодарности.

Хочется выразить большую признательность научному руководителю профессору В.Ф.Барабанову за ценные замечания, сделанные им в процессе редактирования рукописи.

Автор признателен проф. С.А.Руденко и доц. М.М.Болдыревой за ценные замечания, сделанные при просмотре рукописи.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ

Кварцево-жильно-грейзеновые месторождения

Месторождение Коктенколь. В пределах месторождения (рис. I) распространены вулканогенные и осадочные породы среднего-верхнего девона и карбона. Разрез пород выглядит так (снизу вверх): андезитовые порфириты и их туфы; туфы кварцевых порфиритов; туфы кварцевых порфиров; осадочные породы в переслаивании с туфами кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, агломератовыми туфами смешанного состава; известняки.

Общая мощность вмещающих пород - 800 м.

Гранитный массив по данным геофизических работ имеет в плане эллипсовидную форму. Он вытянут в широтном направлении. Площадь интрузива равна 400 кв. км. Контакты гранитного тела падают полого в сторону вмещающих пород, лишь северный имеет крутые углы падения в сторону интрузива.

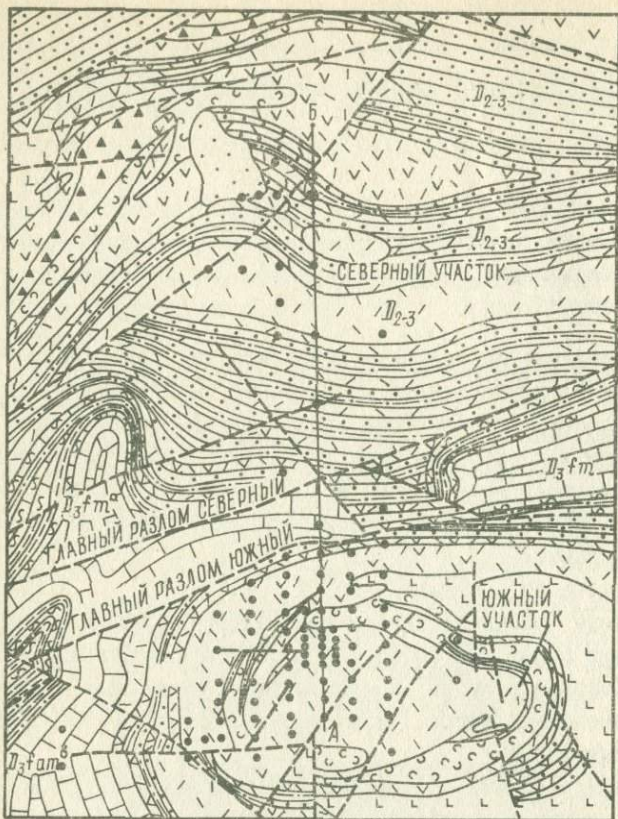
Буровыми работами в пределах месторождения в кровле массива обнаружен гребень близмеридионального направления, погружающийся на юг. На гребне выделяются несколько куполов. Один из них выходит на дневную поверхность, остальные вскрыты буровыми скважинами на глубине 170-300 м.

Массив сложен несколькими разновидностями гранитоидов. Отчетливо выделяются: гранодиориты, нормальные граниты, лейкократовые биотитовые граниты, аляскитовые граниты. Среди пород одного состава обнаруживаются несколько структурных форм.

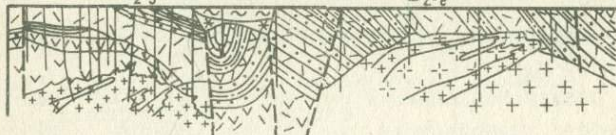
Разнообразие состава пород обусловлено неоднократным поступлением расплава с одной стороны и условиями его кристаллизации. Наши наблюдения над взаимоотношениями указанных разновидностей пород позволяют считать, что становление интрузива проходило в два этапа.

1. Образование гранодиоритов.

2. Образование гранитов: а) нормальные граниты I фазы, б) лейкократовые биотитовые граниты II фазы, в) мелкозернистые аляскито-видные граниты III фазы.



Ю D_{2-3} РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б D_{2-3} С



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

В более позднее время формировалась дайковая серия интрузивных пород.

Гранодиориты играют подчиненную роль в строении массива. На дневную поверхность они не выходят, а подсечены рядом скважин на различной глубине в интервалах от нескольких до первых десятков метров.

Граниты первой фазы пользуются локальным распространением, встречены они в нескольких скважинах на глубине 350–400 м. Это розовато-серые породы порфиroidной и слабопорфиroidной структуры со среднезернистой аллотриоморфнозернистой основной массой. Состав их определяется плагиоклазом (35%), калиевым полевым шпатом (27%), кварцем (31%), биотитом (6%), акцессорные – не более одного процента. Соотношения между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом варьируют, но для гранитов этой фазы характерно преобладание первого над вторым. Вкрапленники представлены как плагиоклазом, так и калиевым полевым шпатом.

Подавляющая масса интрузива сложена лейкократовыми гранитами серовато-розового цвета. Этой породе свойственна обычно порфиroidная структура с мелкозернистой гипидиоморфнозернистой основной массой. Характерной чертой упомянутых гранитов является непостоянство структурного облика. Приконтактные участки гранитов часто имеют аплитовидную структуру. В северном апикальном выступе порфиroidные граниты переходят в гранит-порфиры. Самые краевые зоны здесь сложены породами фельзит-порфиroidного облика.

Рис. I. Геологическая схема месторождения Коктенколь (составлена Г.И.Бедровым, Г.А.Паркадзе, К.Н.Фаткулиным, И.И.Илешевым, Ю.П.Ненашевым).

1 – третичные пестроцветные глины, 2 – кора выветривания скарнов, 3 – гранодиориты, 4 – крупнозернистые граниты, 5 – мелкозернистые порфиroidные граниты, 6 – мелкозернистые биотитовые граниты, 7 – фаменские известняки, 8 – переслаивание глинистых, кремнисто-углистых сланцев, мергелей и кремнистых известняков, 9 – переслаивание глинистых сланцев, песчаников и туфов кварцевых порфиритов, 10 – кварцевые порфириты и их туфы, 11 – роговообманковые порфириты, 12 – фельзит-порфириты, их туфы и туфовые лавы, 13 – агломератовые туфы, 14 – кварцевые порфиры и их туфы, 15 – переслаивание глинистых сланцев, песчаников и туфов кварцевых порфиритов, 16 – андезитовые порфириты и их туфы, 17 – переслаивание глинистых сланцев, песчаников и андезитовых порфиритов, 18 – красные полимиктовые песчаники с прослоями глинистых сланцев, 19 – тектонические нарушения, 20 – скважины.

Порфиroidные вкрапленники составляют 10–40% породы, представлены они плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем. В целом состав лейкократовых гранитов следующий, %: кварц – 35, калиевый полевой шпат – 33, плагиоклаз – 28, биотит – 3, акцессорные – 1.

Аляскистовые мелкозернистые граниты III фазы пользуются подчиненным развитием. Встречены они в приконтактных участках массива в виде маломощных тел неопределенной формы. Это массивные розовые породы чаще всего равномернозернистые аллотриоморфнозернистой структуры (редкие порфиroidные вкрапленники размером до 0,3–0,5 см представлены кварцем). В составе их резко преобладает калиевый полевой шпат (40%) над плагиоклазом (22%). Кварц содержится в количестве 34%, биотит – 1,5%. Все вмещающие породы месторождения в значительной степени претерпели контактное воздействие магмы и ороговикованы.

В пределах месторождения широко развиты варисские складчатые структуры, которые на юге соединяются с Северо-Ортаусским синклинорием, на востоке – с Керистасской и на юго-западе – с Коктенкольской мульдами. В целом месторождение приурочено к Северному крылу Коктенкольской синклинали, которое в районе месторождения осложнено рядом структур меньшего порядка. Среди них выделяются: Южная брахиантиклиналь, Центральная грабен-синклиналь, Северная синклиналь.

Южная брахиантиклиналь имеет размеры примерно 3х3 км. Сложена она эффузивами и алевrolитами (верхние горизонты среднего и верхнего девона). Падение крыльев от 20 до 30°. Строение антиклинали осложнено рядом разрывных нарушений.

Центральная грабен-синклиналь отграничена от прочих структур двумя ветвями разлома. Ось синклинали направлена на восток-северо-восток. Сложена она песчаниками, алевrolитами и прослоями туфолав верхнего девона и кремнисто-углистыми сланцами и известняками карбона. Падение крыльев – 60–70°. Строение грабен-синклинали сложное. В центре ее обнаруживается поперечная пологая складка меридионального направления.

Северная синклиналь структуры месторождения имеет сравнительно крутые углы падения (40–60°). Оно сложено порфиристовыми и порфиристовыми лавами.

В указанных структурах локализованы три участка месторождения: Южный приурочен к южной брахиантиклинали, Скарновый (Промежуточный) размещается в грабен-мульде, Северный находится в пределах северной синклинали.

Дизъюнктивные структуры рудного поля являются следствием развития Успенской зоны смятия. Боковое ответвление зоны проходит севернее месторождения, а оперяющие трещины фиксируются в его пределах. Вдоль них происходили сдвиговые и сбросо-сдвиговые движения по крутым плоскостям ($70-90^{\circ}$). Движения происходили не только в момент заложения этих трещинных структур карбона, но и позже.

В пределах месторождения выделяется несколько крупных зон дробления северо-восточного и северо-западного простирания и различной амплитуды смещения. К числу их относятся крупные нарушения, выделяющие промежуточный участок. Падение плоскости смещения здесь происходит под углами $70-80^{\circ}$ на северо-запад. Амплитуда смещения $100-120$ м. В северо-западной части рудного поля встречена серия радиально расположенных разломов, которые сопровождают вулканический нект, выделенный В.А.Авдеевым за пределами месторождения. На Южном участке зафиксировано нарушение северо-западного субмеридионального простирания с падением на ЮЗ под углами $40-50^{\circ}$ и амплитудой смещения $50-70$ м. Здесь же закартирован ряд мелких сдвиго-сбросов с амплитудой в 20 м северо-западного и северо-восточного простирания.

Г.А.Паркадзе выделяет три этапа в формировании дизъюнктивных структур месторождения. Наиболее древними являются разломы северо-восточного направления, которые пересекаются всеми прочими нарушениями. В следующий этап закладывались структуры северо-западного, а еще позже и субмеридионального простирания. Все указанные нарушения были заложены до внедрения гранитов. После становления интрузии они подновлялись и залечивались дайками и кварцевыми жилами.

Пострудные нарушения имеют весьма незначительную амплитуду (до 1 м). Плоскость нарушений падает на юг под углом $80-90^{\circ}$.

Анализ полюсных диаграмм трещин (рис.2) свидетельствует о наличии кольцевой и радиальной систем трещиноватости как на Южном, так и на Северном участках, что, вероятно, связано с эндогенной тектоникой гранитного интрузива и оседанием его кровли (Щерба, 1960). На указанную систему трещин наложена трещиноватость, обусловленная ориентированным давлением. Это сколовые трещины преимущественно северо-восточного простирания на Южном (90°) и северо-северо-западного на Северном участке. Углы падения в первом случае от 50 и в основном $80-90^{\circ}$ на ЮВ и СЗ, а во втором — $20-60^{\circ}$ (на СВ и ЮЗ). Как утверждает Г.А.Паркадзе, для Южного участка количество трещин с азимутом падения на ЮВ и СЗ одинаковое, но в отдельных участках оно различно. Как правило, по падению трещины ориентированы к центру

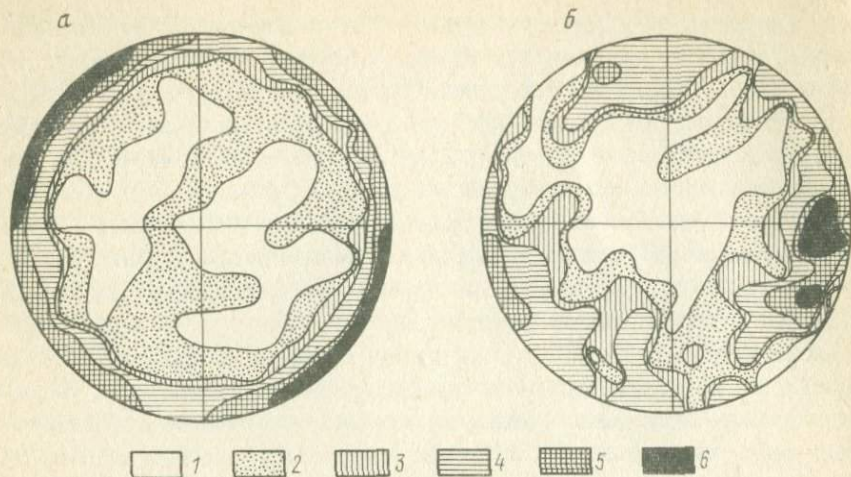


Рис. 2. Полюсные диаграммы трещин в породах месторождения Коктенколь (по Шербе, 1960).

α - граниты и гранит-порфиры Северного участка; δ - породы среднего девона Южного участка. Плотность точек, %: 1 - 0,0±0,1; 2 - 0,1±0,5; 3 - 0,5±1; 4 - 1±3; 5 - 3±5; 6 - 5.

купола гранитного массива. Также отмечается, что к периферии Южного участка углы падения трещин становятся более пологими.

Рудное тело представляет собой штокверк, развитый в интрузивной зоне и в эндоконтакте гранитов. В алюмосиликатных породах штокверк составляют разнообразные кварцевые, кварц-полевошпатовые жилки с зонами грейзенизации, фельдшпатизации, в известняках развиты скарновые и везувиановые, гранатовые, гранат-флюоритовые жилки.

Караобинское рудное поле. В строении рудного поля (рис.3) принимают участие пирокластические образования средне-верхнего девона, терригенные и карбонатные отложения фаменского яруса верхнего девона и турнейского и визейского ярусов нижнего карбона, а также верхнедевонские интрузивные образования - субвулканические липаритовые и фельзитовые порфиры, трещинные интрузии диабазовых порфиритов, лейкократовые пермские граниты. Последние являются наиболее важным элементом структуры рудного поля, поскольку с ними парагенетически связывается рудообразование.

В настоящее время фактический материал позволяет достаточно уверенно говорить о наличии на глубине сравнительно крупного массива гранитов со сложной морфологией кровли с несколькими куполообразными выступами. В пределах месторождения Караоба обнажается

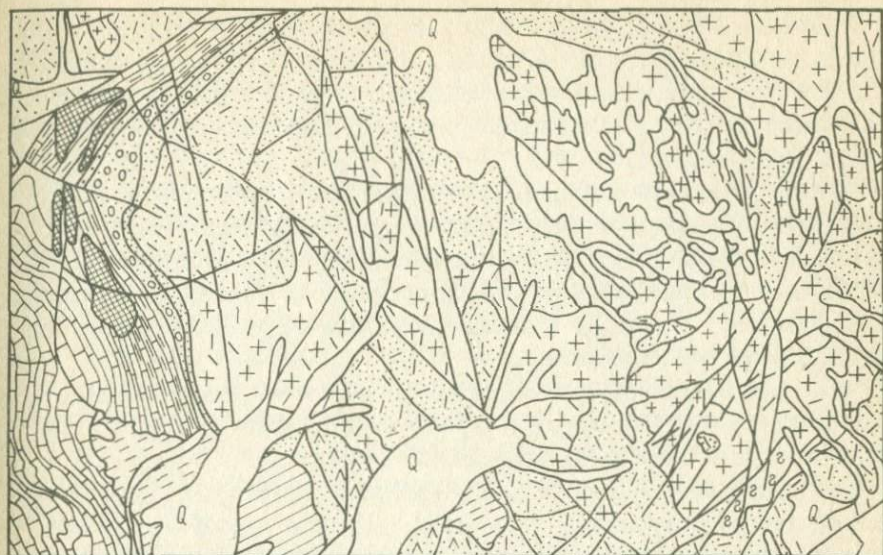


Рис.3. Геологическая схема месторождений Караоба и Солнечное (составлена Г.Н.Филатовым).

1 - озерные красновато-бурые глины, 2 - площадь развития коры выветривания, 3 - граниты мелкозернистые порфировидные лейкократовые III фазы, 4 - граниты среднезернистые равномернозернистые лейкократовые II фазы, 5 - граниты средне-крупнозернистые лейкократовые I фазы, 6 - пелитоморфные известняки, 7 - мраморизованные известняки, 8 - кварцевые известковистые песчаники, гравелиты, 9 - кварцевые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, 10 - липаритовые порфиры, 11 - литокристаллокластические туфы и игнимбриты липаритового состава, 12 - литокристаллокластические туфы дацитового состава, 13 - андезитовые порфириты, 14 - разрывные нарушения, 15 - метасоматические топаз-флюоритовые тела, 16 - участки площадной грейзенизации.

один из апикальных выступов Караобинской интрузии, занимающий наиболее высокое гипсометрическое положение по отношению к другим ее частям. Здесь выделяются: I интрузивная фаза крупно-среднезернистых порфировидных лейкократовых биотитсодержащих гранитов; II интрузивная фаза мелко-среднезернистых мусковитовых гранитов; дополнительная интрузия мелкозернистых резко порфировидных аляскитовых гранитов.

Дайки гранит-порфиров, микрогранитов и аплитов имеют небольшую протяженность и малую мощность. Они встречаются в эндоконтактовой и экзоконтактовой частях массива. Во многих дайках устанавливается последовательное проявление микроклинизации, альбитизации, иногда грейзенизации.

Как правило, вольфрамито-кварцевые жилы с комплексной редкометальной минерализацией развиваются в более поздний период и пересекают все выше перечисленные дайки. В местах пересечения дайки интенсивно грейзенизированы, нередко вплоть до полного их замещения грейзеном. С другой стороны, сами дайки секут наиболее ранние молибденито-кварцевые жилы.

Породы эффузивно-обломочной толщи нижнего-среднего девона в экзоконтакте Караобинского массива метаморфизованы в разной степени в зависимости от их удаления от гранитов.

В пределах северо-восточного экзоконтакта массива в зоне, непосредственно примыкающей к контакту, эффузивы преобразованы в роговики, которые состоят из кварца, мелкочешуйчатого биотита и серицитизированных полевых шпатов. Далее от контакта в пределах 200-300 м вмещающие эффузивы теряют признаки ороговикования и в них наблюдается только сравнительно интенсивная серицитизация.

Структура Караобинского рудного поля изучалась А.Н.Строгановым, В.К.Денисенко и другими исследователями.

Формированием верхнего структурного этажа каледонского складчатого комплекса заканчивается сложная история геосинклиналиного развития района. Этот период, продолжавшийся от среднего девона до франкского века включительно, характеризуется общим поднятием территории, интенсивной вулканической деятельностью, накоплением мощных толщ пирокластических пород и образованием субвулканических тел, а также внедрением огромных масс гранитоидной магмы (Кылчинский и Акбуйратский массивы), образованием крупных брахиоморфных структур и интенсивными глыбовыми движениями пород.

Все последующие складчатые и разрывные деформации района связывают с проявлением герцинского тектогенеза, унаследованного от предыдущей истории развития сложную геолого-тектоническую обстановку.

В это время по разрывам, заложенным, вероятно, еще в каледонскую эпоху, происходят крупные глыбовые перемещения типа сбросо-сдвигов северо-западного направления, с которыми сопряжены разломы и трещины растяжения северо-восточного простирания. Наиболее четко выраженным разрывом северо-западного простирания является Шалгия-

Караобинский разлом, проходящий в 3 км к северу от Караобинской интрузии гранитов.

По мнению Г.И.Щербы и некоторых других исследователей, это нарушение является долгоживущим разломом глубокого заложения, контролирующим внедрение позднегерцинских (пермских) гранитных интрузий. Разлом имеет оперяющие нарушения и ответвления, создавшие в районе месторождения Караоба ослабленную зону. Этой зоной воспользовались для внедрения верхне-девонские субвулканические интрузии, а позднее, после подновления ее тектоническими подвижками, и пермские граниты Караобинской интрузии.

Трещинную тектонику Караобинских гранитов тщательно изучил А.Н.Строганов. Им были произведены массовые замеры трещин в различных частях месторождения в гранитах и в их эндоконтактной зоне. На основании анализа полученных данных А.Н.Строгановым дана четкая картина развития трещинных структур в гранитах и во вмещающих их породах.

Он выделяет три основные группы трещинных систем:

- 1) пологие трещины в гранитах и в вулканогенных породах юго-западного участка;
- 2) крутопадающие трещины субширотного простирания;
- 3) крутопадающие трещины субмеридионального и северо-восточного простирания.

Пострудный период в развитии структуры месторождения ознаменовался значительным подновлением ранее заложённых трещин, причем наряду с таким подновлением происходило образование новых незначительных нарушений, которые смещают как рудные, так и пострудные образования (флюоритовые, кальцитовые жилы, жилы роговикового кварца).

Месторождение Солнечное. Расположено в двух километрах западнее обнаженной части Караобинского плутона. Здесь на дневную поверхность выходят породы девонского и каменноугольного возраста. Нижняя эффузивно-осадочная толща D_{1-2} обнажается в восточной части рудного поля. Это туфы кварцевых порфиров, липаритовые и сиенитовые порфиры, игнимбриты, а также туфолавы липаритового и дацитового состава. Комплекс характеризуется сложным строением, выделяется до 26 горизонтов переменной мощности. Верхняя толща сложена известняково-терригенными породами, представляющими собою переслаивание известково-кварцевых песчаников, гравелитов, конгломератов, кремнистых сланцев верхнего девона (франк-фамен) и мраморизованные и пелитоморфные известняки турне. Породы эти смяты в сложные мел-

кие складки с многочисленными сбросами и пологими послынными надвигами. Часто отмечаются зоны брекчирования и милонитизации.

Интрузивные породы в пределах месторождения не вскрыты. По геофизическим данным А.Н.Строганова на глубине устанавливается апикальный выступ Караобинского массива.

Тектоническое развитие месторождения определяется формированием крупных разломов: Шалгия-Караобинским, Караобинским, Атыгайским и Тарактасским. Они разбивают район на ряд тектонических блоков. В пределах рудного поля выделяются сбросо-сдвиговые нарушения северо-западного простирания и надвиговые меридионального и северо-восточного простирания.

Пегматитовые месторождения

Гранитный массив Бектауата. Располагается в осевой части Токрауского синклиория Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Площадь его 270 кв.км. Вмещающие породы представлены эффузивными образованиями нижнего и среднего карбона, перми (колдарская свита). На западе он прорывает биотитовые граниты калдырминского комплекса (С₃), на севере - дайки жаконтагаминского комплекса (Аэров, 1971) пермского возраста. Контакты массива имеют крутые углы падения (40-65°) на западе и севере и пологие на востоке и юге.

Массив отличается сложным строением. Основную (70-80%) площадь занимают граниты I фазы внедрения. Это равномернозернистые крупно- и среднезернистые лейкократовые граниты, в приконтактных зонах и центральной части массива постепенно переходящие в порфириовидные фации. Резко подчиненное значение имеют граниты первой дополнительной интрузии (II фазы по Шербе (1960)). Они представлены порфириовидными лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, становление которых по Попову и др. (1963) проходило в ряд субфаз. Выходы их обнаруживаются в виде отдельных мелких участков в центре массива и в юго-западной части его. Вторая дополнительная интрузия (или III фаза по Г.Н.Шербе) мелкозернистых аляскитов слагает пластовые тела горизонтального залегания мощностью от десятков сантиметров до десятков метров (часто переменной). Отдельные тела соединяются между собой вертикальными дайкообразными жилами. В основном, эти породы встречаются в повышенных участках рельефа. Отмечаются и более поздние дайки аплитов и мелкозернистых гранитов.

Широко развиты в массиве пегматитовые тела. Первую группу тел представляют так называемые камерные зонального строения пег-

матиты, располагающиеся лишь в породах главной интрузии. Пространственно они тяготеют к дайкам аплитов; приурочены, как правило, к пологим купольным структурам. Вторую группу составляют пегматоидные кварц-полевошпатовые тела, сформированные в виде линз в всящем контакте пластовых интрузий второй дополнительной фазы и главной интрузии.

По Аэрову (1971) в гранитах выделяются эндогенные, эндо- и экзокинетические трещины. Наиболее широко развитые пологие трещины имеют прототектоническую природу и располагаются параллельно контакту массива. Крутые эндогенные трещины слабо развиты, имеют малую протяженность, неровные очертания. Эндо- и экзокинетические трещины связаны с купольной структурой массива, они разделяют его на ряд блоков.

Ряд авторов (Аэров и др., 1966) причисляют Бектауатинский массив к группе глубоко эродированных массивов акчатауского комплекса. Они основывают свои заключения на экстраполяции линий пологих контактов вглубь массива параллельно пологим трещинам, реконструируя, таким образом, его апикальную поверхность. Привлекаются для этого и некоторые геофизические данные. Другие же исследователи (Захарченко, 1971) уверены в слабой его эродированности. Наши наблюдения поддерживают последнюю точку зрения. Данное обстоятельство подтверждается обилием камерных пегматитов, которые по данным изучения многочисленных массивов приурочены, в основном, к ближайшему эндоконтакту интрузий. Об этом же говорит широкое развитие пластовых тел мелкозернистых гранитов III фазы, распространенных во многих массивах акчатауского комплекса в верхних горизонтах. Многочисленные, хотя и мелкие (не более 12x5 см) ксенолиты кровли устанавливаются в пониженных центральных частях Бектауатинского массива. Мелкозернистые порфиroidные граниты эндоконтактной фации встречаются и в центральных участках обнаженной поверхности интрузива. Повсеместно ориентировка трещин матрацевидной отдельности совпадает с современным рельефом. Изменение ориентировки трещин происходит согласно изменениям формы рельефа. Создается впечатление, что современный рельеф является слепок бывшей кровли массива. В этих условиях реконструкция кровли по его контактам вряд ли оправдана. Все это приводит к заключению о слабой эрозии массива. В то же время Бектауата является прекрасно отпрепарированным интрузивом.

Гранитный массив Кент. Кентский интрузив прорывает толщу песчаников, сланцев и порфиритов верхнего силура и эффузивные породы

девона-нижнего карбона, представленные альбитофирами, кварцевыми порфирами и их лавовыми туфобрекчиями и порфиритами.

Массив имеет площадь около 650 кв.км размером 40х17 км. Интрузив сформирован тремя комплексами пород. В юго-восточной части его незначительную площадь занимают мелкозернистые граниты, гранодиориты и их жильные разновидности топарского интрузивного комплекса. В северной и северо-восточной частях выходят граниты, гранодиориты, диориты калдырминского (верхнекарбонového) комплекса. Основную часть массива слагают субщелочные граниты, аляскиты акчатауского пермского комплекса.

В пермской интрузии выделяют три фазы внедрения. Первая представлена крупнозернистыми равномернозернистыми и порфиroidными гранитами. Они имеют наиболее широкое развитие, как бы образуя подкову, охватывающую северо-западную и юго-восточную части массива. Граниты II фазы залегают в центре площади пород I фазы. Они имеют подчиненное распространение, так же, как мелкозернистые граниты III фазы, выходящие отдельными участками среди древних пород, нередко в непосредственной близости к контакту с вмещающими породами. Среди пород I и II фаз обнаруживаются дайки аплитов в основном северо-восточного простирания.

Широкое распространение имеют пегматиты, размещающиеся в приконтактных участках в апикальных выступах с пологой кровлей. Участки пегматитовых структур распространены и в аплитовидных мелкозернистых гранитах III фазы. Кроме того, в гранитах присутствуют грейзеновые образования. Выделяются два типа. Площадные грейзеновые тела встречены в приконтактной части интрузии в виде пластового тела небольшой мощности. В районах развития пегматитов попадают жилы грейзенов, невыдержанные по мощности, прихотливой формы. Они пересекают как пегматиты, так и вмещающие граниты.

Приведем некоторые общие черты, характеризующие не только вышеуказанные массивы, но и другие, не вошедшие в этот список. Гранитные массивы акчатауского комплекса в Центральном Казахстане можно подразделить на две группы. Первую представляют Караоба, Акчатау, Коктенколь, Северный и другие. С ними связано редкометальное оруденение кварцевожилно-грейзенового типа (и скарновое в контакте с карбонатными толщами) (Щерба, 1960; Щерба и др., 1964; Щерба и др., 1967). Примерами могут служить месторождения Караоба, Акчатау, Коктенколь, Северное, Жаннет, Котпар, Акмая и многие другие. Вторую группу составляют пегматитоносные интрузии с камерными хрустале- и флюоритоносными пегматитами. Впервые это раз-

3418
личие подчеркнули Захарченко (1968; 1971) и Аэров (1971). Они говорят о двух линиях эволюции гранитов акчатауского комплекса и приводят ряд отличительных особенностей этих двух типов интрузий. По данным исследователей, к ним относятся: слабое развитие аутометасоматоза в гранитах II типа, повышенное содержание щелочей и высокий коэффициент ацпаитности, подчинение постмагматических образований в редкометальных гранитоидах доинтрузивному плану расположения тектонических нарушений, а в пегматитоносных - прототектонике. Некоторые из этих признаков спорны, как будет показано ниже. Здесь же хотелось бы подчеркнуть, что постмагматическая эволюция акчатауского комплекса, видимо, в основном, зависит от характера тектонического развития пород. В относительно спокойных тектонических условиях в замкнутых полостях, в пологих сводовых трещинах контракции формируются хрусталеносные пегматиты, в открытых протяженных часто подновляемых трещинах - грейзены и жилы. Это один из примеров зависимости минералого-геохимического облика месторождений от структурно-геологической обстановки, которая в последнее время привлекает внимание многих исследователей (Лукин и др., 1974 и др.).

Существуют и другие характерные особенности акчатауских гранитов, которые необходимо отметить для дальнейшего изложения. Так, граниты II типа отличаются подавляющим развитием пород I фазы, с подчиненной ролью III и особенно II фазы. При этом резко преобладают равномернозернистые средне- и крупнокристаллические разновидности. В редкометальных гранитах поздние интрузивные фазы развиты более существенно. Это обстоятельство было отмечено ранее (Духовской и др., 1973). Добавим от себя, что в этом случае во всех интрузиях либо преобладают, либо в равной мере распространены порфиroidные разновидности гранитов. Возможно в зависимости от роли той или иной поздней интрузивной фазы находится специализация редкометального оруденения. В интрузиях с преобладанием II фазы над III развивается существенно молибденовое оруденение, при большой роли самих поздних расплавов - существенно вольфрамовое с повышенным значением прочих редких металлов.

Одно из месторождений Южного Урала. Месторождение приурочено к осадочно-метаморфической толще протерозоя-кембрия (варламовская и увельская свиты). Эта толща сложена переслаивающимися кварцево-биотитовыми, биотито-кварцевыми, кварц-слюдяными со ставролитом и гранатом, кремнисто-углистыми сланцами и другими породами. Толща

прорвана интрузиями основного и кислого состава и их жильными де- риватами, представленными непосредственно на месторождении дайка- ми амфиболитов, телами пегматитов. С тем же герцинским циклом ин- трузивной деятельности, по-видимому, связано образование кварцевых жил и линз, различных метасоматических пород.

Пегматиты размещаются в дайковых телах гранитов, развитых в экзоконтактной зоне герцинского гранитоидного плутона. Форма их довольно прихотливая, мощность переменчива и достигает 20-ти и бо- лее метров. Породы имеют светло-серый, местами розово-серый цвет, средне- и крупнозернистую порфирированную и пегматоидную структуры, массивную текстуру. Состав гранитов определяется плагиоклазом, ка- лиевым полевым шпатом, кварцем, мусковитом, биотитом. Аксессуары- ми являются: гранат, магнетит, ильменит, сфен, циркон, монацит, ко- лумбит, турмалин, апатит.

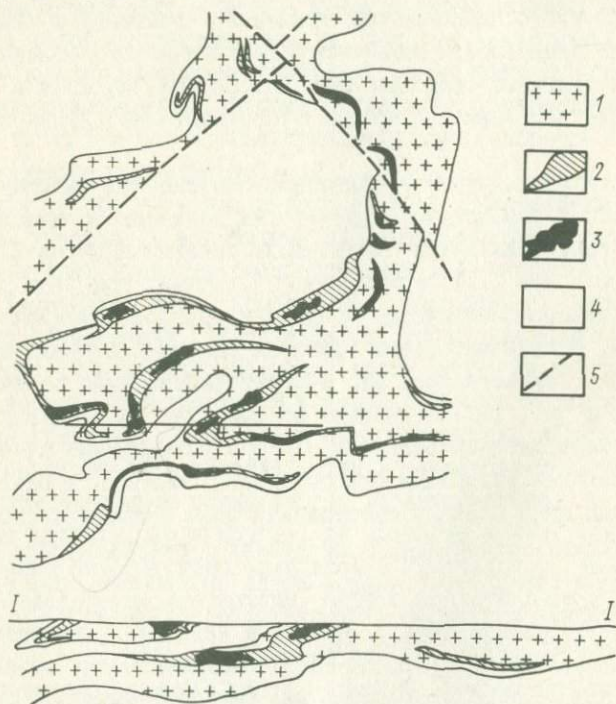


Рис.4. Схема геологического строения участка месторождения Южного Урала (составлена Н.И.Дубенюк):

1 - граниты, 2 - пегматиты, 3 - друзовые пустоты, 4 - вмещающие породы, 5 - разрывные нарушения.

Пегматитовые тела чаще всего приурочены к участкам со сложной конфигурацией контакта даек, перегибам, сводам (рис.4). Они имеют прихотливую с раздувами и пережимами, с ответвлениями форму, распространяются они и в виде гнезд, линз.

В структурном отношении месторождение располагается в пределах брахиантиклинали, замкнутой на севере. Данные о трещинной тектонике видимо неполные и выводы по ним еще окончательно не сделаны. Выделяются несколько типов разрывных нарушений, главные из которых имеют северо-западное, северо-восточное и близкое к меридиональному направления.

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Ниже приводятся результаты исследования развития минеральных ассоциаций месторождений во времени и пространстве. Последовательность формирования парагенезисов изучалась нами по многочисленным макро- и микроскопическим наблюдениям над пересечениями прожилков и жилков, их сочленениями и наложениями друг на друга, структурами замещения минералов с привлечением инструментальных минералогических методов. Так, исследовалась диэлектрическая постоянная кварца в месте пересечения и в самих пересекающихся жилах. Индивидуальность выделенных минеральных ассоциаций, генераций минералов подтверждалась индивидуальностью их физических и химических свойств.

Результаты наблюдений отображены в табл. I, 2, 6. В них использованы материалы автора, а также данные Щербн и сотр. (1960; 1967), Бедрова и Паркадзе (1961), Аэрова (1971), Захарченко (1971), Никитина и др. (1972).

Минералообразование в открытых трещинных структурах

Примерами рассредоточенных трещинных структур являются штокверки в алюмосиликатных и карбонатных породах Коктенколя и участки штокверковых руд Караобн. Сосредоточенные относительно открытые трещинные структуры представлены жильно-грейзеновыми зонами и жилами Караобн, Солнечного и, в меньшей степени, Коктенколя. Существенное сходство минеральных парагенезисов этих структур позволяет описать их совместно.

Основную роль в гидротермально-метасоматических образованиях по алюмосиликатным породам играют ассоциации с преобладанием калиевых и натровых полевых шпатов, мусковита и кварца, кварца. Они возникают неоднократно, ритмично сменяя друг друга в процессе фор-

мирования месторождений. Ритмы часто разделены внедрением внутрирудных даек. Последние, пересекая минеральные ассоциации предшествующих им ритмов и включая их в качестве ксенолитов, испытывают преобразования, связанные с последующими ритмами. Наблюдения как на указанных месторождениях, так и на других объектах показывают, что постмагматическое минералообразование начинается после становления ранних даек мелкозернистых гранитов и аплитов. Естественно считать относящимися к началу ритма метасоматические породы, жилы и прожилки, возникшие непосредственно после внутрирудных даек. По аналогичным минеральным ассоциациям можно вести отсчет ритмов в тех случаях, когда жильный магматизм не проявлен.



Фото 1. Включения ранних минералов в ортоклазе. Ув. 50. С анализатором.

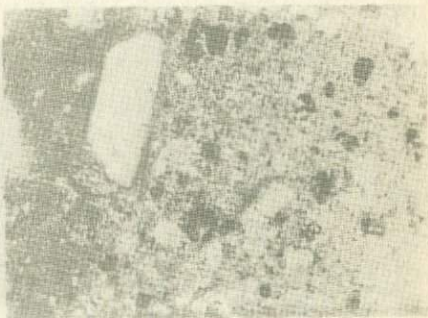


Фото 2. Метасоматический порфиробласт ортоклаза на контакте гранита и ксенолита туфа кварцевого порфира. Нат. вел.

Полевые шпаты первого ритма представлены метасоматическими порфиробластами и их пегматоидными агрегатами в гранитах. Происхождение этих пород устанавливается благодаря структурам замещения калиевым полевым шпатом ранних минералов, обилию их реликтов (фото 1). Показательными для однозначного вывода о метасоматическом происхождении являются порфиробласты, возникшие на контактах гранитов и ксенолитов вмещающих пород, гранитов и ранних даек (фото 2). В фельдшпатизированных гранитах калиевый полевой шпат является ранней минеральной фазой, альбит образуется за счет его замещения (фото 3).

В более поздних ритмах формы выделения полевых шпатов разнообразнее. Это прежде всего жильные и прожилковые образования, полевошпатовые обособления, развившиеся по более ранним кварцевым жилам и грейzenам.

Последовательность формирования постмагматических минеральных ассоциаций
месторождения Коктенколь

Участки Северный и Южный (алмосиликатные породы)		Участок Скарновый (известняки)
Минеральная ассоциация	Метасоматические изменения	Минеральная ассоциация
Д а й к и м е л к о з е р н и с т ы х г р а н и т о в , а п л и т о в		
Автометасоматические граниты, пегматозидные прожилки	Фельдшпатизация, альбитизация, серицитизация, окварцевание	Гранат-везувиановые скарны
Грейзены	Окварцевание, мусковитизация	Халькопирит-пиритовые жилки
Д а й к и м е л к о з е р н и с т ы х а л ь с к и т о в ы х г р а н и т о в		
Фельдшпатизированные породы с прожилками калиевого полевого шпата	Фельдшпатизация	Опаловые с неотокидом жилки
Кварцевые прожилки с тонкочешуйчатым молибденитом, рассеянные в тонкозернистом кварце. Переходят в мономинеральные молибденитовые	Слабая хлоритизация и серицитизация. Часто не проявляются	Андрадитовые (5% Грос.) жилки с хлоритом, кварцем
Полевошпатовые прожилки с незначительным содержанием кварца	Иногда слабая серицитизация	Андрадит-везувиановые с эпидотом, хлоритом, кварцем, шеелитом, висмутином. Широко распространены
Кварц-мусковитовые с пиритом и халькопиритом	Альбитизация и серицитизация	Волластонитовые с шеелитом жилки
Кварцевые с молибденитом, приуроченным к зальбандам	Фельдшпатизация на нижних горизонтах и серицитизация на верхних	Гроссуляровые (66% Грос.) с диопсидом, везувианом, эпидотом, хлоритом, шеелитом, пиритом, сфалеритом, галенитом, висмутином, халькопиритом. Широко распространены
Полевошпатовые и кварц-полевошпатовые с молибденитом	То же	Андрадит (20% Грос.)-сульфидные жилки с пиритом, сфалеритом, галенитом, висмутином и молибденитом, шеелитом
Кварцевые с мусковитом, полевым шпатов, пиритом; немногочисленные	Серицитизация	Флюорит-полевошпатовые жилки с эпидотом, кварцем, цеолитами. Широко распространены
Д а й к и г р а н и т - п о р ф и р о в		
Полевошпатовые и кварц-полевошпатовые с вольфрамитом, пиритом, висмутином	Фельдшпатизация, альбитизация, грейзенизация в околожильной зоне. Альбитизация и окварцевание калиевого полевого шпата	Нитевидные прожилки молибденита и пирита
Кварц-мусковитовые и кварцевые с вольфрамитом, пиритом, халькопиритом и висмутином	Грейзенизация	
Д а й к и д и о р и т о в ы х п о р ф и р и т о в		
Кварц-гюбнеритовые, кварцевые с галенитом, сфалеритом, блеклой рудой, пиритом. Присутствуют кальцит, анкерит, родохрозит	Грейзенизация	
Баритовые прожилки		
Д а й к и с п е с с а р т и т о в		
Кварцевые жилки параллельно-шестоватой структуры с флюоритом		
Цеолитовые прожилки		
Кальцитовые прожилки		
Гипсовые прожилки		

Последовательность формирования постмагматических минеральных ассоциаций
месторождений Караоба и Солнечное

Караоба (граниты и эффузивные породы)	Солнечное (мрамора)
Фельдшпатизация и альбитизация гранитов, формирование пегматоидных жил, кварц-полевошпатовых жил	Диопсидовые скарны
Грейзенизация гранитов и эффузивных пород	Гранатовые скарны
Кварц-полевошпатовые жилы, полевошпатовые обособления в грейзенах	Везувиан в скарнах
Кварц-топазовые, кварц-касситеритовые жилы с грейзенизацией в экзосальбанде	Эпидотизация везувиана, хлоритизация скарнов
Кварц-молибденитовые жилы и прожилки	Хлорит-флюоритовые метасоматиты по скарнам и известнякам
Дайки гранит-аплитов	Сидерофиллитизация везувиана и хлорита. Мусковит-флюоритовые метасоматиты
Кварц-полевошпатовые с молибденитом, пиритом, флюоритом	Скварцевание скарнов и известняков, кристаллизация кварца во флюоритовых метасоматитах. Кристаллизация топаза в топаз-флюоритовых метасоматитах
Кварц-вольфрамитовые с молибденитом, мусковитом, топазом	Кварц-мусковитовые, кварц-хлоритовые с вольфрамитом, сульфидами жилки
Кварц-вольфрамитовые с сульфидами висмута, цинка, свинца и меди	Хлоритовые жилки с флюоритом и зоны хлоритизации
Жилы гребчатого кварца с флюоритом	
Кальцитовые, хлоритовые, целлитовые прожилки	



Фото 3. Структуры замещения калиевого полевого шпата альбитом. С анализатором.

α -ув.20, δ -ув.50.

Широко распространены полевошпатовые метасоматиты на Коктенколе. Они представляют собою тонкозернистый агрегат калиевого полевого шпата с примесью серицита, кварца, хлорита, рутила, магнетита, сформированный за счет вулканогенных и гранитоидных пород. Наиболее мощные тела (до десятка метров) приурочены к зонам повышенной трещиноватости вдоль контактов переслаивающихся эффузивов Южного участка.

Жильные и прожилковые полевые шпаты нередко представлены двумя генерациями. Первая слагает призальбандовые участки в кварц-полевошпатовых телах или же целиком жильные тела, а вторая участвует в строении друзовых пустоток перекристаллизации (Барабанов, 1961). Полевые шпаты, кроме того, выполняют маломощные, как правило, (первые сантиметры) зонки околожильных изменений. Они состоят из калиевого полевого шпата и альбита, при этом зонки альбита располагаются ближе к зальбанду, чем ортоклаза и микроклина и являются более поздними. В самих жилах количественные соотношения между двумя полевошпатовыми фазами не выдержаны, хотя всегда на двух указанных месторождениях преобладает калиевая разновидность. В ряде случаев устанавливается зависимость содержания альбита от состава вмещающих пород. Так, на Коктенколе в ранних полевошпатовых жилах, распространенных в туфах кварцевых порфиров, роль натрового полевого шпата повышается. В большинстве случаев альбит является вторичным по отношению к микроклину минералом.

Кварц-мусковитая ассоциация также неоднократно появлялась в процессе становления месторождений. Она — главная составляющая двух типов образований: самостоятельных прожилково-грейзеновых зон и зон околожильной грейзенизации. Первые представляют собою полосы мощностью от первых сантиметров до полутора метров и протяженностью по простиранию до десятков метров, сгущения ветвистых прожилковидных агрегатов. В них наблюдаются и собственно прожилки кварцевого и кварц-мусковитового состава, часто прихотливой сетчатой формы. В отличие от первого грейзены второго типа симметрично развиты вдоль зальбандов кварцевых жил и прожилков.

Грейзены в основном сложены кварцем и мусковитом в переменных соотношениях. На Караобе, кроме того, отмечаются кварц-топазовые разновидности. В количестве нескольких процентов присутствует флюорит. В качестве других постоянных примесей следует отметить пирит, кальцит, апатит. На Коктенколе отчетливо устанавливается, что околопрожилковые грейзены более бедны кварцем по сравнению с самостоятельными грейзеновыми зонами. Этот минеральный парагенезис образуется в результате серии метасоматических превращений, при которых биотит исходных пород замещается на ассоциацию мусковита и пирита, плагиоклаз-серицита, флюорита, кальцита, апатита. Калиевый полевой шпат инертен к процессам серицитизации. Так, в ортоклаз-пертите при интенсивной серицитизации ростков альбита матрица остается неизменной. Вблизи грейзенов калиевый полевой шпат переполняется мельчайшими газовой-жидкими включениями, теряет четкость ограничений, что, возможно, свидетельствует о его растворении (Барабанов, 1961). Помимо того, ортоклаз замещается кварцем, а при формировании топазовых разновидностей и топазом. Следует отметить, что в околожильных грейзенах Коктенколя, в отличие от грейзеновых зон, окварцевание практически не проявилось. Кварц исходных пород во многих случаях преобразуется лишь в периферических участках зерен, разрастаясь в кварцевых фациях грейзенов и корродируясь мусковитом в слюдяных. На это указывает тот факт, что в кварце грейзенов Северного участка Коктенколя, образованных по фельзит-порфировой приконтактной зоне гранитов, прекрасно сохраняются включения стекла, которые обильны в порфировых вкрапленниках первичных пород. Вслед за появлением новообразований происходит их перекристаллизация, сопровождаемая нередко обособлением минеральных фаз.

Изменение химического состава гранитов при метасоматических преобразованиях можно проследить по данным анализов, выполненных

по нашей просьбе в химической лаборатории Института геологических наук Казахской ССР А.П.Сенютой и пересчитанных по методу Накovníка (табл.3). Результаты химических анализов околожильных и вмещающих пород приведены в табл.4. К сожалению, очень малые размеры образцов (зоны изменений слишком узки) не позволили нам достоверно замерить их объемный вес, поэтому пересчеты анализов в этом случае не приводятся.

Существенно кварцевые минеральные ассоциации слагают многообразные жилы и прожилки, неоднократно возникавшие в процессе формирования месторождения (фото 4). Разнообразие их состава обуслов-

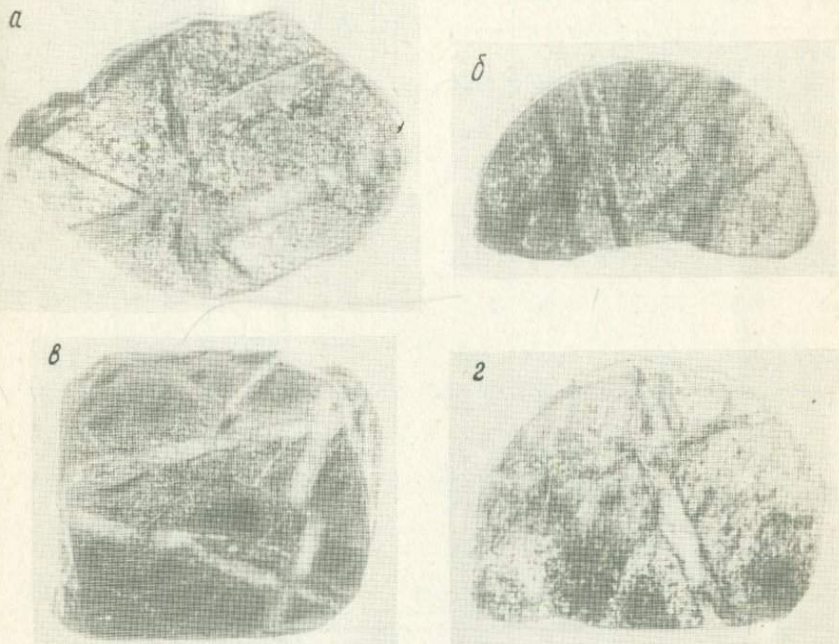


Фото.4. Прожилки штокверка Южного участка Коктенколя. Нат. вел.

а - кварцевые с рассеянным тонкоочуячатым молибденитом, *б* - полевошпато-кварцевый и кварцевый, *в* - разновозрастные кварцевые и полевошпато-кварцевые с молибденитом и зонами околожильной грейзенизации, *г* - пересечение кварцевого прожилка с молибденитом в зальбанде кварцевой жилкой вольфраморудного этапа с комплексными зонами околожильных изменений. Внешняя зона - альбитизированные породы, внутренняя - грейзенизированные.

Баланс вещества при метасоматических

Компо- нент	Гранит (обр. I262)		Ортоклазовый метасоматит (обр. I090)		При- внос	Вывос	Гранит (обр. I256)	
	вес. %	Г В 100 см ³	вес. %	Г В 100 см ³			вес. %	Г В 100 см ³
SiO ₂	75,10	192,5	71,02	185,7	-	6,8	74,48	192,1
TiO ₂	0,19	0,5	0,16	0,4	-	0,1	0,19	1,5
Al ₂ O ₃	13,30	33,9	16,15	42,2	2,3	-	14,14	35,4
Fe ₂ O ₃	0,65	1,7	0,17	0,4	-	1,3	1,13	2,8
FeO	0,86	2,2	0,57	1,5	-	0,7	0,43	1,1
MnO	0,01	0,0	0,04	0,1	0,1	-	0,01	0,0
CaO	0,67	1,7	0,22	0,6	-	1,1	0,33	0,8
MgO	0,49	1,3	0,36	0,9	-	0,4	0,50	1,3
K ₂ O	4,50	11,6	8,00	20,9	9,3	-	5,11	13,1
Na ₂ O	3,62	9,2	2,50	6,7	-	2,5	3,62	9,2
H ₂ O ⁻	0,24	0,6	0,09	0,2	-	-	0,16	0,4
П.п.п.	0,45	1,2	0,37	1,0	-	0,2	0,48	1,2
P ₂ O ₅	0,11	0,3	0,09	0,2	-	0,1	0,07	0,2
S	0,14	0,4	0,14	0,4	-	-	0,29	0,8
SO ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	-	-	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,33	-	-	-	-	-	100,94	-

Т а б л и ц а 3

преобразованиях гранитов

Грейзен (обр. 1092)		При- внос	Вывос	Гранит (обр. 828)		Грейзен (обр. 828а)		При- внос	Вывос
вес. %	Г В 100 см ³			вес. %	Г В 100 см ³	вес. %	Г В 100 см ³		
76,18	202,6	10,5	-	73,60	188,4	75,93	201,2	12,8	-
0,11	0,3	-	0,2	0,21	0,5	0,17	0,4	-	0,1
13,40	34,5	-	1,1	12,40	31,7	12,59	33,4	1,7	-
2,25	6,0	3,2	-	1,90	4,9	1,70	4,5	-	0,4
0,14	0,4	-	0,7						
0,05	0,1	0,1	-	0,04	0,1	0,05	0,1	-	-
0,90	2,4	1,6	-	1,15	2,9	1,15	3,0	0,1	-
0,66	1,8	0,5	-	0,53	1,4	0,43	1,1	-	0,3
3,84	10,3	-	2,8	5,20	13,3	3,61	9,6	-	3,7
0,15	0,4	-	8,8	4,00	10,2	0,10	0,3	-	9,9
0,15	0,4	-	-	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	-	-
1,13	2,9	1,7	-	0,26	0,7	2,42	6,4	5,7	-
0,09	0,2	-	-	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	-	-
1,14	2,9	2,1	-	"	"	"	"	-	-
Не опр.	Не опр.	-	-	0,50	1,3	2,14	5,7	4,4	-
100,19	-	-	-	99,78	-	100,29	-	-	-

Результаты химических анализов вмещающих и околожильноизмененных пород, вес. %

Компо- нент	Обр. 2675в		Обр. 2692з			Обр. 2692о	
	Гранит II фазы	Зонка фельд- шпатизации	Ороговикованный туф кварцевых порфиров	Зонка альби- тизации	Зонка грей- зенизации	Ороговико- ванный туф кварцевых порфиров	Зонка грейзе- низации
SiO ₂	74,68	75,40	60,32	56,78	52,38	61,12	56,24
TiO ₂	0,01	0,25	0,75	0,90	0,84	0,86	0,81
Al ₂ O ₃	13,23	11,12	18,73	19,68	23,46	16,54	17,78
Fe ₂ O ₃	0,81	0,69	1,35	3,35	2,48	2,83	4,10
FeO	0,35	0,46	3,30	0,69	0,92	2,87	0,46
MnO	0,01	0,08	0,19	0,28	0,28	0,08	0,10
MgO	0,43	0,51	2,28	1,78	3,25	2,13	2,02
CaO	1,36	1,22	1,73	0,78	1,61	2,82	3,50
Na ₂ O	4,18	3,23	0,23	2,72	1,03	2,96	0,32
K ₂ O	4,44	5,16	8,78	7,44	8,78	7,50	10,41
P ₂ O ₅	Не опр.	0,10	0,26	0,27	0,22	Не опр.	Не опр.
П.п.п.	0,67	1,17	1,95	3,92	4,58	0,67	3,79
H ₂ O ⁻	0,12	0,08	0,05	0,15	0,12	0,12	0,05
Сумма	100,29	99,77	99,82	99,75	99,85	100,57	99,58

лено прежде всего присутствием большого числа редкометалльных, полуметаллорудных минералов. В ассоциации с кварцем и подчиненными ему полевыми шпатами, мусковитом, флюоритом, топазом (Караоба), пиритом обнаружены молибденит, акцессорные фенакит, берtrandит, вольфрамит, гюбнерит, касситерит (Караоба), висмутин, самородный висмут, висмутовые сульфосоли, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклая руда и др. Распределение второстепенных и акцессорных минералов вкрест простирания жил часто симметрично зональное. Так, призальбандовые участки обогащены часто полевым шпатом, во многих случаях непосредственно на зальбанд нарастает мусковитовая оторочка. К периферическим участкам тяготеют и редкометалльные минералы. Сульфиды же свинца, цинка, меди слагают агрегаты неправильной формы, выполняющие межзерновые пространства в жильном кварце. По простиранию рудные минералы чаще всего распределены неравномерно.

Микроскопические и макроскопические наблюдения позволяют наметить следующую последовательность минералообразования: одной из самых ранних фаз являются полевые шпаты, в парагенезисе с которыми иногда выступает молибденит и редко встречающийся фенакит; позднее образуется ассоциация мусковита, молибденита, затем вольфрамита, флюорита, висмутина; кварц является одной из поздних фаз. Сульфидные минералы (в последовательности сфалерит, галенит, блеклая руда) завершают формирование жильного выполнения. Отклонения от указанной схемы объясняются наложением жил более поздних генераций.

Характерной деталью строения жильных тел является обилие друзовых пустоток, выполненных кристалликами полевого шпата, мусковита, кварца и других уже названных минералов. Сформированы они в результате растворения и переотложения жильных минералов (Барабанов, 1961).

Микроскопические исследования прожилкового выполнения и зон околпрожилковых изменений устанавливают общность их минерального состава и перераспределение минералов между этими двумя частями системы. Тонкозернистое сложение вмещающих пород и зон метасоматизированных пород затрудняет подсчет минералов в шлифах. Однако наблюдения показывают, что такие минералы, как пирит, флюорит во многих случаях по мере приближения к жилке сначала увеличивают содержание, а в непосредственном контакте уменьшают, проходя через максимум. В то же время они отмечаются в жилке. Вообще, для прожилков Южного участка Коктенколя характерно, что около тех жилков или даже участков жилков, где содержание пирита, халькопирита, флюори-

та велико, интенсивней развита околожильная грейзенизация. Это правило обычно выдерживается для жилок небольшой мощности с широкими относительно ее мощности хорошо проработанными зонами околожильных изменений. Так, кварц-вольфрамитовые жилки Северного участка, залегающие в гранитах и сопровождающиеся очень слабыми околожильными изменениями, имеют бедный минеральный состав, резко уменьшенное содержание пирита, флюорита, кальцита и мусковита. Эти наблюдения подтверждают мнение В.Ф.Барабанова о взаимообусловленности формирования и единстве околожильноизмененных пород и жил (1961, 1965, 1975). В этой связи смена полосок микроклинизированных полосами альбитизированных и далее грейзенизированных вмещающих пород по мере приближения к жилкам, а также смена призальбандовых агрегатов полевого шпата выделениями мусковита и кварца в самих жилах может рассматриваться как своего рода ритмическая зональность. Она отмечается для многих прожилков средних этапов становления месторождений, особенно на верхних горизонтах.

На заключительной стадии формирования месторождений возрастает роль таких минералов как барит, кальцит, цеолиты (десмин, гейландит), гипс. Они слагают либо самостоятельные жилки и метасоматические зоны (барит), либо комплексные зонального строения агрегаты. Призальбандовые участки этих жилок сложены сноповидным гейландитом, ближе к центру он сменяется зернистыми выделениями кальцита, в центре - гипсом.

Продукты указанных в табл. I, 2 ритмов в той или иной мере развиты повсеместно на месторождениях, однако их преимущественное распространение характеризует отдельные участки. Например, ранние ритмы существенней всего отразились на Юго-Западном участке Караобы, ранние и средние - на Южном участке Коктенколя, поздние - на Северном.

Изучение распределения метасоматических пород и прожилков, проведенное нами по керну скважин Южного и Северного участков, показывает, что кроме выделенных Г.Н.Щербой зон повышенной трещиноватости наибольшее количество прожилков приурочено к контактам вулканогенно-осадочных пород. Развитие штокверка со временем шло от интрузии к вмещающим породам. Действительно, хотя прожилки любой генерации можно найти на всех горизонтах, на более высоком уровне разреза отмечается концентрация более поздних жилок. Это же наблюдается в распределении даек. Ранние дайки встречаются лишь в эндоконтакте и ближайшем экзоконтакте интрузии, поздние концентрируются на самых верхних горизонтах. При этом можно про-

следить, что полевошпатовые жилки различных генераций располагаются на более глубоких горизонтах, чем следующие за ними по времени образования кварц-мусковитовые и кварцевые, для которых характерно тяготение к верхним горизонтам. В кварц-полевошпатовых и кварц-мусковитовых жилках различных генераций содержание кварца увеличивается к верхним горизонтам. Для околожилных изменений прожилков характерны процессы калиевой фельдшпатизации, развитые преимущественно на глубине, грейзенизации и серицитизации, интенсивность которых возрастает к верхним горизонтам. Альбитизация околожилных зон имеет подчиненное значение, признаки ее, в основном, проявлены в средних и верхних участках разреза.

Некоторые из указанных выше закономерностей отражены на рис.5. Здесь приведены результаты подсчета количества прожилков по керну скв.54, расположенной в центральной части штокверка Южного Коктенколя. При классификации жилок и определении их принадлежности к тому или иному этапу, генерации, использовались минералогический состав, структура жильного выполнения, особенности строения околожилных зон, наблюдаемые в керне пересечения прожилков. В особую группу входили жилки, определение принадлежности которых к выделенным типам оказалось затруднительным. Относительное количество их не превышало 20%. В этой работе были приняты рекомендации Лаумулина (1961), специально исследовавшего вопрос о представительности такого рода подсчетов. Однако, понимая определенную условность полученных цифр, приводим лишь относительные величины.

На месторождении Караоба нами совместно с И.В.Власовой и Ф.А.Думлером исследовалось распределение широкого комплекса элементов в пробах керна скважин профиля 27, в которых представлены все типы жил и околожилных метасоматитов. Пробы отбирались по интервалам в 10 м. Результаты полуколичественного анализа проб (Центральная лаборатория ЦКТГУ) были обработаны методом главных компонент факторного анализа по программе М.Д.Белонина на ЭВМ БЭСМ-4 в вычислительном центре ВСЕГЕИ. Матрица факторных нагрузок и дисперсии факторов приведены в табл.5. Интерпретация данных факторного анализа проведена с использованием знаний о приуроченности различных металлов и их минерализации к генерациям жил и связанных с ними метасоматитов, минералогии этих образований, по распределению значений факторов на участках, где проявления того или иного процесса хорошо известны. В специальной работе (Булдаков и др.,

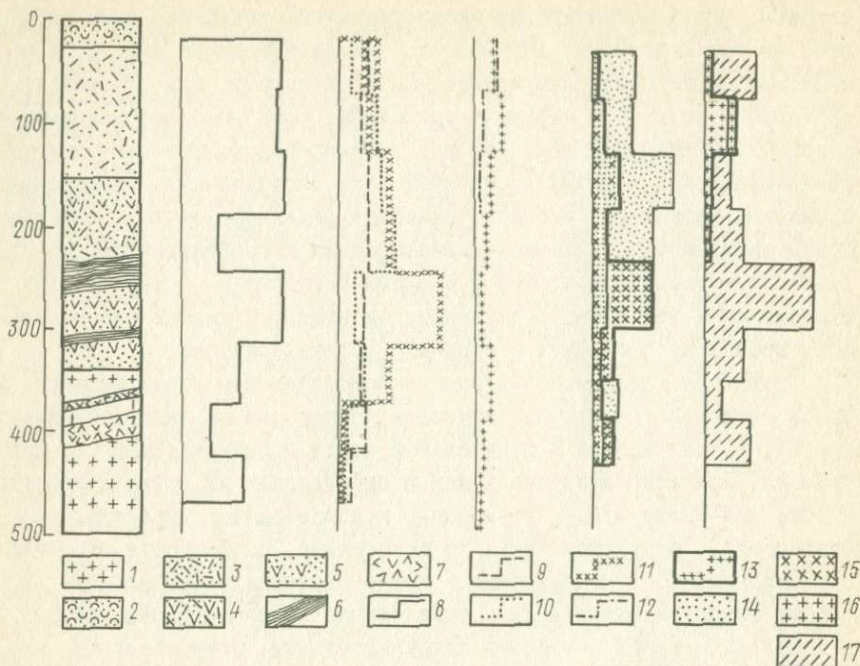


Рис.5. Относительное количество молибденово-рудных и вольфрамово-рудных прожилков по разрезу скв.54 Южного участка месторождения Коктенколь.

1 - граниты, 2 - ороговикованные туфы фельзитовых порфиров, 3 - ороговикованные кварцевые порфиры и их туфы, 4 - ороговикованные кварцевые порфириты и их туфы, 5 - ороговикованные андезитовые порфириты и их туфы, 6 - зоны интенсивной калиевой фельдшпатизации, 7 - зоны интенсивной грейзенизации. Прожилки: 8 - общее количество, 9 - кварцевые с молибденитом, 10 - полевошпатовые с молибденитом, 11 - полевошпатовые с молибденитом, 12 - кварцевые с вольфрамитом, 13 - мусковит-кварцевые с пиритом, вольфрамитом и полевыми шпатами, 14 - молибденорудные кварцевые, кварц-полевошпатовые и полевошпатовые с околужильной грейзенизацией, 15 - те же с комплексными (грейзенизированными и фельдшпатизированными) породами, 16 - те же с зонами альбитизации, 17 - те же с зонами калиевой фельдшпатизации.

1976) было показано, что элементная ассоциация первого фактора отражает минеральный состав поздних кварцево-жильно-грейзеновых образований с комплексным редкометальным и полиметальным оруденением, второго - микроклинизированных, третьего - альбитизированных пород.

Матрица значений факторных нагрузок. Караоба, профиль 27

Элемент	Фактор				
	I	II	III	IV	V
Ti	-0,36	-0,64	+0,37	-0,15	+0,26
Zr	-0,25	-0,56	+0,51	-0,33	+0,23
Ag	+0,82	-0,25	+0,12	-0,04	-0,27
Ib	+0,07	+0,78	+0,43	-0,19	-0,01
I	+0,02	+0,78	+0,46	-0,25	-0,03
Cu	+0,70	-0,37	+0,10	+0,18	+0,04
La	-0,11	-0,54	+0,20	+0,52	-0,27
Sn	+0,35	-0,16	+0,28	+0,21	+0,55
Mo	+0,15	+0,34	+0,01	+0,38	+0,43
Bi	+0,76	+0,23	-0,02	+0,17	-0,02
Be	+0,32	+0,12	-0,42	-0,21	+0,46
Nb	-0,17	+0,27	+0,56	+0,39	-0,11
W	+0,56	+0,19	+0,04	+0,28	+0,13
Pb	+0,84	-0,10	-0,10	-0,20	-0,22
Zn	+0,72	-0,30	+0,15	-0,36	-0,04
Дисперсия, %	25	16	10	7	6

Четвертый и пятый факторы несут информацию о ранних этапах жильно-грейзенового процесса. В этой связи интересно рассмотреть тренды значений факторов на профиле 27 (рис.6), построенные на ЭВМ БЭСМ-4 по программе В.И.Мишина, отражающих интенсивность развития указанных процессов. По ним можно установить преимущественное распространение фельдшпатизированных разновидностей пород на глубине и по периферии профиля, а кварцево-жильно-грейзеновых в его центральных и верхних участках. Аналогичное исследование на площади обнаженной части Караобинского плутона, проведенное совместно с И.В. Власовой, показало, что периферические зоны месторождения также характеризуются большей интенсивностью процессов фельдшпатизации. Следует отметить, что приведенные результаты указывают на наличие помимо общей, вертикальной и горизонтальной, зональности, контролируемой системой трещиноватости пород, на изменение структурных условий локализации разновозрастных жильно-грейзеновых образований.

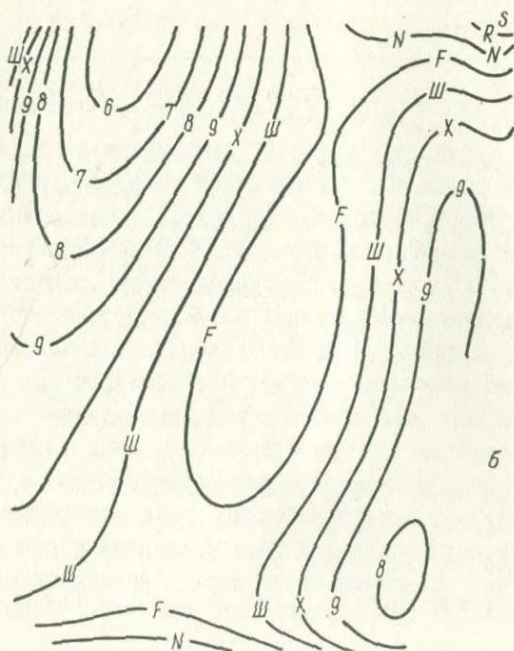
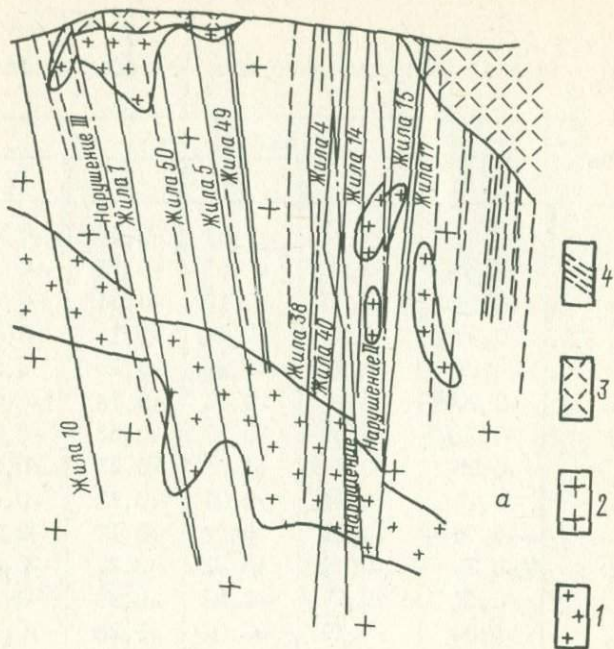
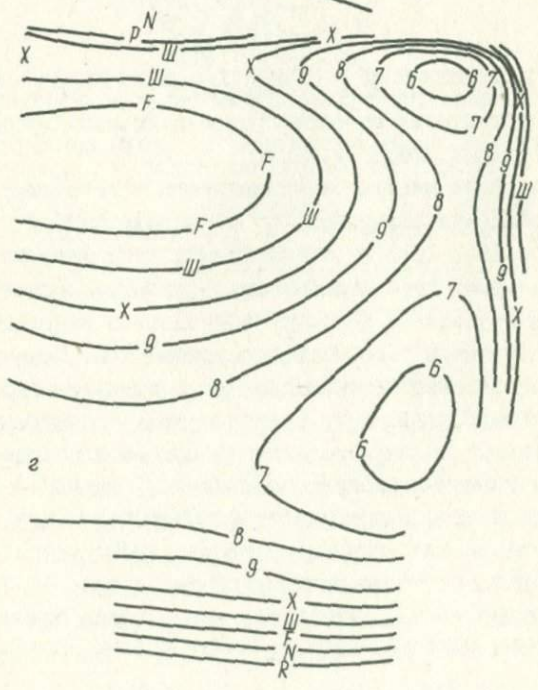
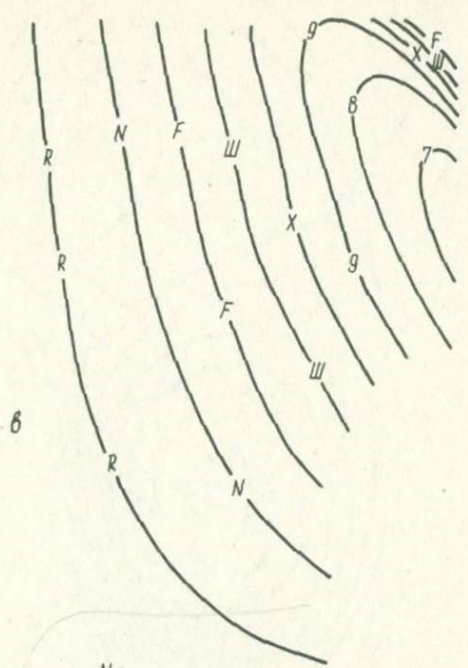


Рис. 6. Объяснение см. на с. 39.



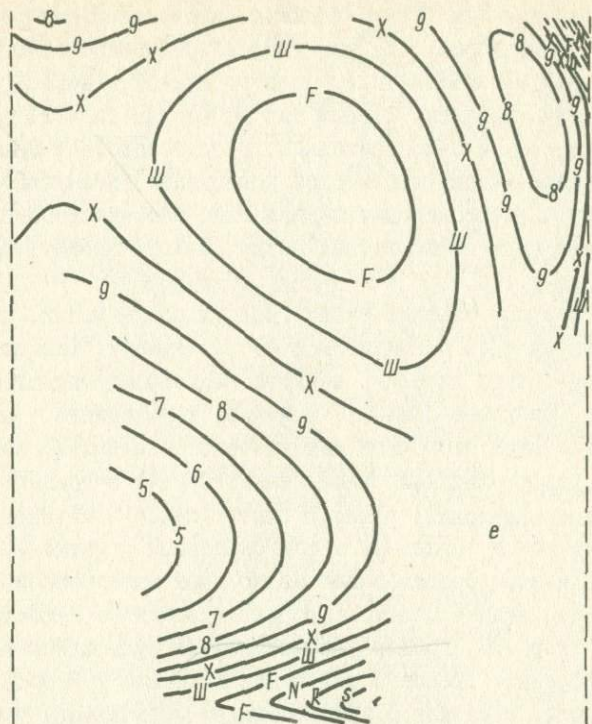


Рис.6. Геологическая схема профиля 27 месторождения Караоба и трендовые поверхности значений факторов при достоверности тренда 50%.

а - геологическая схема: 1 - мелкозернистые граниты, 2 - крупнозернистые граниты, 3 - девонские эффузивные породы, 4 - штоковерковые зоны. Трендовые поверхности значений: *б* - первого фактора. Сила тренда 45; *в* - второго фактора. Сила тренда 40; *г* - третьего фактора. Сила тренда 35; *д* - четвертого фактора. Сила тренда 45; *е* - пятого фактора. Сила тренда 40.

в составе минерала в некоторых жилках нами с О.В.Гавриловой был установлен неотоцит.

Почти мономинеральные андрадитовые жилки (3-5% гроссуляровой составляющей) сложены скоплениями относительно крупного темно-зеленого граната. Мощность их колеблется от 0,3 до 3 см. В некоторых жилках отмечается замещение граната хлоритом. Помимо андрадита в ряде образцов присутствуют шеелит в ассоциации с хлоритом и кварцем, являющийся более поздним по отношению к гранату, и еще более поздние и редкие флюорит и халькопирит.

Андрадит-везувиановые жилки имеют мощность, как правило, от долей сантиметра до 5 см. Среди них выделяются как однородные, так и зональные образования с гранат-везувиановыми центральными частями и краевыми, сложенными бледно-матово-розовым мелкозернистым

кальцитом, переполненным газово-жидкими включениями. Некоторые жилки в контакте с мрамором содержат участки резорбированного опала. Помимо указанных минералов присутствуют эпидот, кварц, хлорит, шеелит, висмутин, цеолиты. Первым был образован гранат, везувиан развивается по нему и самостоятельно, в более позднее время - эпидот и затем кварц-хлорит-шеелитовая ассоциация, висмутин.

В составе волластонитовых параллельно-волокнистого строения жилок, а также пирит-флюоритовых присутствует шеелит. Распределение его как в тех, так и в других равномерное.

Широкое распространение имеют гроссуляровые жилки, сложенные кремовым гранатом (34% андрадитовой составляющей), флюоритом. Кроме того, присутствуют диопсид, немного везувиана, эпидот, хлорит, шеелит, пирит, цинковая обманка, галенит, халькопирит, висмутин. Жилки сопровождаются оторочкой матово-белого кальцита, интенсивно замутненного газово-жидкими включениями. Гранат в призальбандовой зоне мелкокристаллический; ближе к центру жилок - крупнокристаллический с характерным зональным и секториальным строением. Последовательность минералообразования аналогична вышеуказанным схемам.

Андрадит-сульфидные жилки, которые переходят в существенно-сульфидные с хлоритом, помимо уже упомянутых сульфидных минералов содержат молибденит. Гранат в них содержит около 20% гроссуляровой составляющей. В жилках с преобладанием молибденита часто обнаруживается шеелит.

Флюорито-полевошпатовые жилки являются одними из самых поздних. Они сложены ортоклазом с примесью плагиоклаза (нацело замещенного серицитом). Разноцветный флюорит слагает как призальбандовые участки, так и центральные зоны. Присутствуют эпидот, кварц, хлорит, пирит, цеолиты. Становление этих жилок началось с полевых шпатов, затем развивалась ассоциация серицит, флюорит, эпидот, далее пирит, цеолиты. Пожалуй самыми поздними являются нитевидные прожилки молибденита и пирита.

Детально возрастные взаимоотношения всех минералов указанных выше жилок установить трудно. Ясно, что полевые шпаты, гранаты и диопсид являются самыми ранними в каждой генерации. За ними образовывался везувиан и далее эпидот, хлорит, затем ассоциация шеелит, кварц, флюорит и сульфиды.

Развитие редкометальной минерализации в мраморах происходило иначе, чем в штокверках и эффузивах. Там первым формировалось существенно молибденовое оруденение, здесь - вольфрамовое. Роль вольфрамовой минерализации в штокверках в алумосиликатных породах

является подчиненной даже на верхних горизонтах, где содержание триоксида вольфрама максимально. В мраморах же эта минерализация является ведущей, особенно на нижних горизонтах.

В пределах месторождения Солнечное, являющегося, собственно, участком Караобинского, выделяются три минеральные ассоциации: скарны; апокарбонатные грейзены; кварц-мусковит-хлоритовые жилы и кварц-вольфрамит-сульфидные жилки.

Скарны залегают в известняках и представляют собой жильобразные тела, согласные напластованию известняков. Мощность их варьирует от 0,1 до 1,0 м. Состав скарнов определяется пироксеном, гранатом и в части жильных тел — пироксеном и везувианом. Микроскопические исследования устанавливают, что первым среди этих минералов образовался диопсид. Гранат же часто формирует жилки, секущие пироксеновые скарны. Самым поздним, по-видимому, является везувиан, включающий в себя выделения ранних минералов.

Скарны на участке Солнечное подверглись интенсивнейшей гидротермальной обработке. На первых стадиях изменений происходило замещение везувиана эпидотом (незначительно) и граната железистым хлоритом (прохлоритом согласно оптическим данным и данным инфракрасной спектроскопии). В пироксен-везувиановых скарнах развивается делесит. Хлорит распространяется вдоль отдельных зон в гранате, цементирует его раздробленные кристаллы. В это же время и позднее происходит развитие флюорита по зональным гранатам (совместно с хлоритом) и залечивание им уже имеющихся скарнов. Кроме того, по везувиану образуется сидерофиллит, нередко можно наблюдать полные псевдоморфозы его по этому минералу. Сидерофиллит замещает также и железистый хлорит. Все минералы породы цементируются и корродируются кварцем. По-видимому, к этому же времени надо отнести появление рудных минералов пирита, халькопирита, сфалерита и вольфрамита. Наряду с изменениями скарнов происходит преобразование вмещающих их известняков — хлоритизация, серицитизация их и окварцевание.

Мусковит-флюоритовые, топаз-флюоритовые метасоматические тела, которые согласно Говорову (1977) следует отнести к апокарбонатным грейzenам, весьма широко представлены на месторождении. Они залегают в известняках, образуя мощную зону "оплавленных" пород (от 5 до 50 м) по разрезу и первые сотни метров по простиранию. Зона в целом залегают согласно напластованию вмещающих пород, интенсивно преобразованные участки которых приурочены к нарушенным зонам.

Породы имеют постепенный переход к пелитоморфным известнякам и характеризуются зональным строением. Внешняя зона – наименее измененные известняки крупно- и среднезернистые, загрязненные глинистым материалом с мелкими чешуйками хлорита и мусковита между зернами карбоната, с вкрапленностью флюорита и пирита. По мере приближения к центральной зоне содержание новообразований растет (флюорита до 60–80%, мусковита 20–30%, хлорита – 20–30%). Присутствуют пирит, немного кварца, отдельные зернышки шеелита. В первую очередь происходит формирование флюорита и хлорита, несколько позднее мусковита, который часто приурочивается к межзерновому пространству и залечивает трещинки во флюорите. То же характерно и для кварца. В этих породах часто устанавливаются мусковит-флюоритовые, хлорит-мусковитовые жилки.

Центральная зона представляет собой килообразные тела мощностью от I до 10 м топаз-флюоритового состава. Текстура их массивная или полосчатая, обусловленная чередованием преимущественно топазовых и преимущественно флюоритовых с вкраплениями пирита слоев. Количественные соотношения между топазом и флюоритом примерно равные. Выделяются две генерации флюорита. Первая – округлые, корродированные зерна, как правило, бурого цвета. Этот флюорит образует сферолитами топаза. Вторая генерация – флюорит, цементирующий раздробленные сферолиты топаза. В породах незначительно развиты серицитизация и каолинитизация топаза.

Кварц-вольфрамит-сульфидные жилки и жилы характеризуются небольшой мощностью и не слишком широким распространением. Они приурочены и пересекают участки измененных скарнов и топаз-флюоритовые тела. Жилки сложены кварцем (50%), хлоритом (20%), мусковитом (10%), сульфидами (пирит, сфалерит, халькопирит) и марганцовистым вольфрамитом (73% $MnWO_4$). Строение жил зональное: околожильная зона представляет собой агрегат мелкозернистого флюорита с мусковитом и хлоритом, на зальбанды нарастает мусковитовая (или хлоритовая) оторочка, на нее нарастает вольфрамит и затем кварц.

Наконец, надо отметить хлоритовые жилки, часто с флюоритом, и зоны хлоритизации известняков. Первые развиты в пределах измененных скарнов, мусковит-флюоритовых и топаз-флюоритовых пород, вторые – вне их. В первых хлорит представлен прохлоритом, во вторых – пеннином. Характерны для них колломорфные, сферолитовые агрегаты этих минералов.

На основании приведенных выше данных здесь можно выделить минимум три ритма минерализации. Первый – образование пироксен-гра-

натовых скарнов и их замещение везувианом; второй - хлоритизация, далее флюоритизация, сидерофиллитизация, мусковитизация и, наконец, окварцевание и топазизация; третий - формирование хлорит-мусковитовых и кварцевых жил. Они показывают ритмические изменения условий среды от щелочных (щелочнометалльных) к кислым, а также ритмические изменения активности фтора.

Минералообразование в закрытых трещинных структурах

Минералообразование в относительно закрытых и сосредоточенных трещинных структурах может быть иллюстрировано на примере пегматитовых месторождений, а в закрытых и рассредоточенных - на примере метасоматических преобразований, захватывающих большие объемы апикальных частей гранитных интрузивов. В настоящей работе приводятся данные изучения хрусталеносных пегматитов одного из месторождений Южного Урала, камерных пегматитов и гранитов массивов Кент и Бектауата в Центральном Казахстане.

На первом объекте можно выделить пегматитовые образования двух типов. К первому относятся дифференцированные тела жильной, линзообразной и более сложной формы, ко второму - отдельные участки даек, сложенные недифференцированными пегматитовыми агрегатами (фото 5). В дифференцированных телах от зальбанда к центру вслед за зоной аплитовидных метасоматизированных гранитов наблюдается зона графических структур, пегматоидная зона и кварцевая ось. Графическая зона в некоторых случаях выпадает. Кварцевая ось иногда выражена нечетко. Интересной и довольно характерной деталью является то, что часто отдельные структурные элементы пегматитов встречаются в гранитах сами по себе, вне связи с другими. Так, графическая структура микроклин-кварц наблюдается в порфиробластах микроклина (фото 6) в среднезернистом граните; обычны для гранитов пегматоидные участки, гнезда. Как правило, они образуются в тех местах, где происходило обогащение породы вкрапленниками плагиоклаза и микроклина, пространственно связанными с ослабленными зонами. Просечки кварца также легко обнаруживаются в граните.

Пегматиты содержат многочисленные гнезда, друзовые пустоты, выполненные, по нашим наблюдениям и данным Никитина и др. (1972), пластинчатым альбитом, адуляром, лепидолитом, турмалином, дымчатым кварцем, иногда топазом.

Камерные пегматиты Кента и Бектауата представляют собой часто изометричные, иногда штокообразные тела размером от десятков сан-

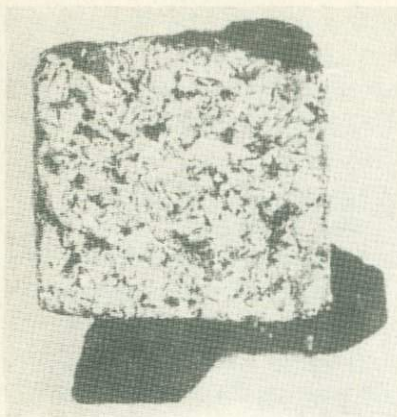


Фото 5. Участок структурно и вещественно недифференцированного пегматита в граните. Нат.вел.

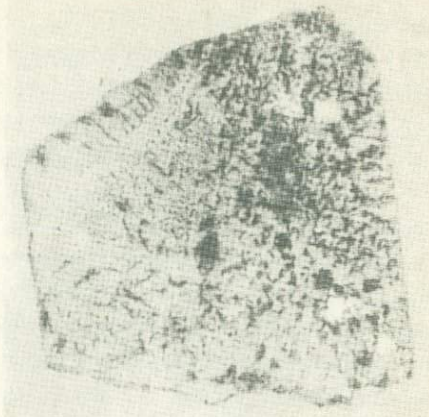


Фото 6. Графическая структура порфиробласта микроклина в среднезернистом граните. Нат.вел.

тиметров до первых десятков метров в диаметре. Они являются бескорневыми телами.

Строение пегматитов отчетливо зональное, от периферии к центру обычно наблюдаются: аплитовая зона, зона графической структуры, блоковая зона, кварцевое ядро, непосредственно под которым или в блоковой зоне находятся камеры с друзовыми агрегатами. В некоторых пегматитовых телах зональность может затушевываться более поздними процессами грейзенизации (Кент ПТ-13).

Часто встречаются тела (особенно на Бектауате), имеющие более сложное строение. В них блоковая и ядерная зоны не занимают центральные участки пегматита, а развиваются в виде отдельных пятен в разных частях тела. При этом блоковая зона представляет собою скопления порфиробластических выделений полевого шпата, замещающих графические срастания, рассекающие их. Кварц образует либо агрегат зерен, либо прекрасные кристаллы-метасомы, развивающиеся по блоковому полевому шпату и по графическим структурам. Такие метасомы встречаются и в аплитовой зоне. Подобные образования впервые были описаны в 1950 г. С.Д.Дмитриевым на примере Кентских пегматитов. Во многих случаях метасомы имеют хорошо сформированные ромбоэдрические головки и скелетные формы самого кристалла.

Минерализованные полосы или камеры располагаются чаще всего непосредственно под кварцевым ядром, либо в нижней его части, но

могут встречаться и в блоковой зоне. Они выполнены часто очень крупными кристаллами кварца, полевого шпата и флюорита. Известны находки в камерах пегматитов Кентского массива хорошо ограненных кристаллов вольфрамита, касситерита, молибдена.

В нижних, придонных частях камер развиты выщелоченные породы, "альбитовая губка" по Аэрову (1971), с новообразованиями альбита, кварца и мусковита. Появление этих пород связано с формированием камер. Объем их пропорционален объему камер и, по Захарченко (1971), превосходит последний.

Показательными для понимания генезиса пегматитов являются характерные структуры, местами нацело слагающие отдельные участки мелкозернистых аплитовых гранитов Кента (фото 7). Пегматитовый

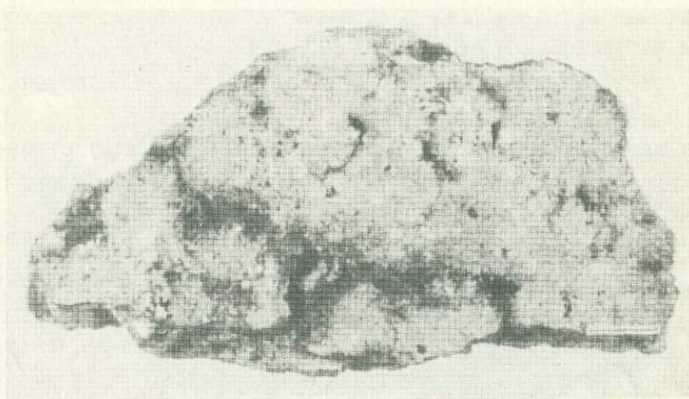


Фото 7. Радиально-графические и пегматоидные образования в мелкозернистом граните. 0,5 нат. вел.

материал распределен равномерно по всей породе в виде неправильных пятен, которые, разрастаясь, почти нацело поглощают вмещающий их гранит. Строение пятен таково, что агрегат письменного гранита с реликтами аплита обрастает блоковым полевым шпатом и затем кварцем. Полевой шпат и особенно кварц в местах соприкосновения пятен пропитывает всю структуру в виде прихотливых прожилков. В них наблюдаются друзовые пустотки.

Помимо камерных пегматитов в этих же массивах имеются пегматитовые и пегматоидные тела других типов. Следует отметить кварц-полевошпатовые шпировидные тела, имеющие линзовидную форму или чаще форму опрокинутого блюдца. Они приурочены к верхним контактам пластовых даек мелкозернистых гранитов с равномернозернистыми круп-

нозернистыми (Бектауата). Тела этих пегматитов как бы врезаны в кровлю гранитов. Размер их редко превышает 2-3 м, обычно до десятков сантиметров.

Строение пегматитов этого типа следующее: нижние участки тел представляют собою переход от мелкозернистого аплитовидного гранита к пегматоидному агрегату полевых шпатов и кварца. Зона графических структур нередко плохо выражена и выделяется лишь участками. Характерны переходы снизу вверх от графических сростаний к апографическим. Наиболее высокие участки выполнены кварцем. В нижних участках отмечаются друзовые пустотки.

Наконец, надо упомянуть о полевошпат-кварцевых телах округлой или линзовидной формы с преобладанием в составе кварца. Блоковые выделения микроклин-пертита приурочены к зальбандам. Они встречаются и в центральных частях кварцевых агрегатов. Метасоматическая природа этих силекситовых (по Аэрову, 1971) тел была показана Дмитриевым и Майоровым (1956).

Для пегматитовых полей Бектауаты характерно отсутствие грейзеновых образований. На Кентском массиве некоторые участки грейзенизированы.

Грейзенизированный пегматит мы наблюдали на пегматитовом теле I3. Мощные грейзеновые зоны причудливой формы развиваются как по пегматиту, так и по вмещающим гранитам, но близ поля пегматитов. Зоны грейзенизации настолько мощные, что по существу от пегматита ничего не остается. Временами грейзеновые прожилки и жилы отходят от основного грейзенового тела и внедряются в граниты на значительное расстояние (до нескольких сот метров).

Грейзены представлены кварц-серицитовым с флюоритом агрегатом мелкозернистым с периферии и более крупнозернистым к центру грейзенового тела. В участках перекристаллизации могут встречаться почти монокварцевые агрегаты с обособлением крупных чешуек слюды. Переход от неизмененных гранитов к грейзенам постепенный. Внешняя зона грейзенизированных пегматитов представлена существенно микроклиновым агрегатом с редкими обособлениями чешуек слюды между кристаллами. Затем количество слюды и кварца увеличивается до перехода породы в собственно грейзеновую.

В грейзене, развившемся по пегматиту, в виде реликтов иногда остаются характерные для камер кристаллы дымчатого кварца с молочно-белой "рубашкой", с несколькими головками роста, выщелоченной поверхностью и трещинками, по которым развивается слюда. Этим устанавливается, что грейзенизация проявилась, нарушив ход пегматито-

вого процесса в период камерного минералообразования.

Детальные микроскопические и минералогические исследования позволяют найти много общих черт в формировании столь разнообразных пегматитовых образований указанных месторождений. Это прежде всего неоднократное выделение одних и тех же минералов в процессе становления тел, обилие их разновидностей, генераций, являющихся отражением ритмичности минералообразования.

Четыре генерации плагиоклаза установлены в пегматитах Южного Урала. Первая и вторая входят в состав графических сростаний, более поздние участвуют в метасоматических преобразованиях жильного выполнения и в формировании гнезд.

Первая генерация представлена альбит-олигоклазом № 10-12, крупные выделения которого включают в себя первичные минералы гранита - микроклина и плагиоклаз (фото 8, 9). В процессе развития графического агрегата он интенсивно замещается микроклином.



Фото 8. Включения ранних минеральных фаз (плагиоклаза, кварца и микроклина) в альбите пегматита. Ув.40. С анализатором.



Фото 9. Включения микроклина в альбите. Ув.40. С анализатором.

Плагиоклаз второй генерации по составу отвечает альбиту (№ 3). Он слагает пертитовые вростки замещения в микроклине или отдельные зерна в нем, образованные за счет разрастания пертитов. Вростки пересекают и корродируют реликты плагиоклаза I в микроклине. Этот же альбит образует каемки на выделениях плагиоклаза первой генерации, иногда полностью замещает последний. Вообще включения одного плагиоклаза в другом часто можно видеть в шлифах. Они отчетливо устанавливаются по двойниковому строению (фото 10). При этом вклю-

чение и вмещающий альбит могут отличаться по составу (что видно по показателю преломления), но могут и не отличаться. По-видимому, помимо процессов деанортизации неоднократно имели место перекристаллизация, перестройка двойниковой структуры. Такие явления часто приурочены к тем участкам, где наблюдаются признаки катаклаза зерен альбита.

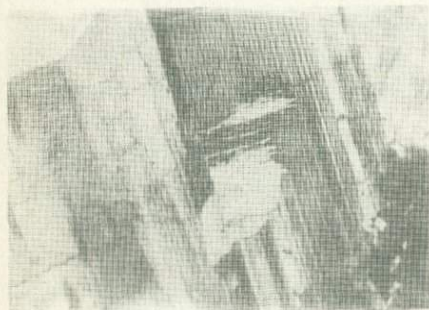


Фото 10. Включения раннего альбита в более позднем. Ув.60. С анализатором.

пересекают и более ранние тела аплитов, и пегматиты, но несут признаки преобразований последних стадий минералообразования - формирования аксессуарной редкометалльной минерализации и хрусталеносных гнезд. К последним приурочена четвертая, самая поздняя генерация альбита - пластинчатые, иногда веерообразные агрегаты.

Альбит третьей генерации слагает мелкозернистые агрегаты, отчетливо замещающие все указанные выше минеральные образования (фото 11). В ассоциации с ним часто оказывается гранат. Скопления мелких зерен альбита и граната, распространяющиеся в интерстициях между ранее выделившимися минералами и замещающими их, обнаружены нами в небольших телах даек мелкозернистых гранитов (канавка 51). По данным Н.И.Дубенюк, Ю.С.Таланцева и нашим наблюдениям они пе-



Фото 11. Развитие мелкозернистого альбита по блоковому и графическому пегматиту. Нат.вел.



Фото I2. Включения раннего микроклина в более позднем. Ув. 40. С анализатором.



Фото I3. Включения плагиоклаза и микроклина в позднем микроклине. Ув.60. С анализатором.

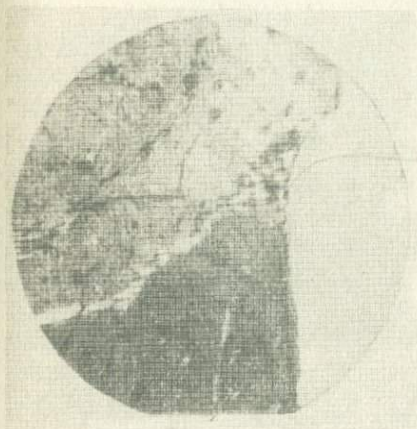


Фото I4. Метасоматический прожилок микроклина в альбите. Ув. 60. С анализатором.

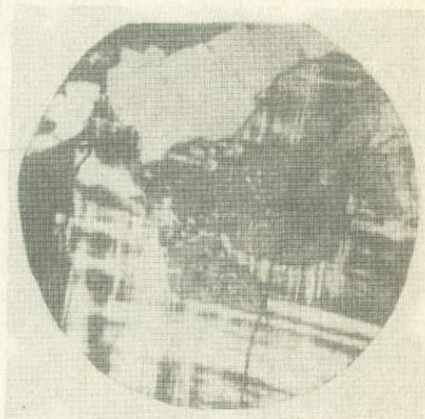


Фото I5. Мирмекитовые структуры в реликте альбита в микроклине. Ув.40. С анализатором.

Неоднократно в процессе пегматитообразования кристаллизовался и микроклин (фото I2). Самый ранний калиевый полевоый шпат образует ксеноморфные по отношению к плагиоклазу I выделения (фото I3), явно замещает его (фото I4). В реликтах альбита часто развиваются мирмекитовые вроски кварца (фото I5). К более поздним генерациям относятся блоковый микроклин и метасоматические порфиробластического

облика образования во внутриминерализационных дайках. Особо следует отметить прозрачный адуляр, корочками покрывающий выщелоченные поверхности кристаллов блокового микроклина, обращенных к полостям и выступающих на их стенках. В ассоциации с ними находится турмалин.

Для кварца характерно разнообразие форм выделения, что обусловлено как многократной его кристаллизацией, так и локальными особенностями условий образования. Первая генерация кварца слагает многообразные ихтиоглистовые вростки в графических структурах от амебовидных до классических. Вторая - ядерные зоны, третья - кварц-мусковитовые агрегаты и кварц-мусковитовые "ельчатые" сростания, развивающиеся по блоковому и графическому полевому шпату (фото 16).

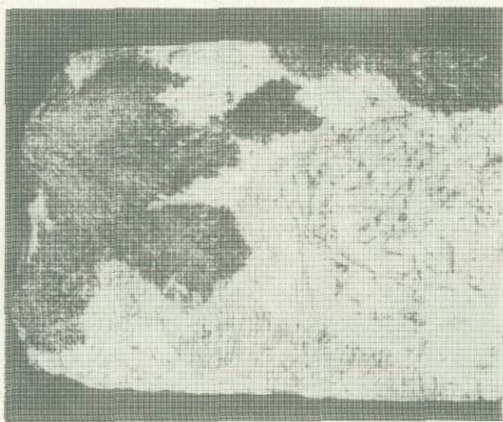


Фото 16. "Ельчатые" сростания кварца и мусковита в пегматите. Нат.вел.

Впервые подобные образования на Южном Урале описал в 1964 г. Д.В. Рундквист, который определил их как формы "расщепленного" роста. Небольшое количество мелких зерен кварца, кроме того, часто ассоциируют с тонкопластинчатым "мечевидным" биотитом, рассекающим все минералы породы, кроме мусковита. Более поздние генерации - это просечки, прожилки и вростки кварца в метасоматических полевых шпатах и, наконец, кристаллы в гнездах.

Геологические, микроскопические и минералогические наблюдения позволяют и в случае формирования пегматитов выделить ряд ритмов минералообразования (табл.6). Помимо наших были использованы наблю-

дения А.И.Захарченко, Г.Д.Аэрова, И.Т.Бакуменко и др. Четыре ритма, которые вполне можно отождествить со стадиями, характеризуют пегматиты одного из месторождений Южного Урала. В каждом из них становление полевых шпатов сменяется процессами окварцевания. В первый ритм формировалась графическая структура, во второй – блоковые полевошпатовые зоны, затем кварцевая ось. Третий ритм открывается после внедрения даек мелкозернистых гранитов микроклинизацией и особенно альбитизацией даек и пегматитов и заканчивается становлением кварц-мусковитового комплекса. Именно в это время осуществляется аксессуарная редкометалльная минерализация жил. Последний ритм объединяет процессы растворения жильного материала и отложения на стенках гнезд адуляра, пластинчатого альбита, турмалина, кварца, лепидолита и других минералов.

Аналогичные ритмы можно выделить и в других случаях. Анализ материалов по пегматитовым образованиям Кента и Бектауаты приводит к заключению о неоднократном повторении в процессе их формирования фельдшпатизации и окварцевания исходных пород и предшествующих минеральных ассоциаций с изменением в каждом ритме морфологии новообразований. В первом ритме формируется и преобразуется графическая зона, во втором – за счет графической и аплитовой – блоковая и ядерная зоны, в третьем – минералы камер и придонная альбитовая и кварц-мусковитовая "губка", наконец, в четвертом, проявленном на Кенте, – зоны микроклинизации и грейзены, перерабатывающие пегматиты и граниты. В полнозональных камерных пегматитах продукты всех ритмов минералообразования развиты равномерно, лишь в некоторых – продукты последнего. В пегматоидных телах преобладают продукты первого и особенно второго ритма, в кварц-полевошпатовых – только второго. Ритмичность процесса формирования некоторых пегматитов была показана Давиденко (1962).

Специального рассмотрения требует происхождение графических структур пегматитов Южного Урала и Коктенколя. Многочисленные публикации, в том числе и специальные исследования (Бакуменко, 1966) свидетельствуют о полигенности графических сростаний пегматитов. Это заставляет в каждом случае приводить свидетельства в пользу той или иной модели. В пределах зон графических структур гранитов и пегматитов Южного Урала можно наблюдать порфиробласты и крупные кристаллы полевых шпатов: 1) совсем не содержащие вростков кварца; 2) содержащие единичные округлые амебообразные вростки; 3) содержащие просечки и линзы, скелетные вростки кварца, уже близко напоминающие ихтиоглипты; 4) классические пегматитовые

Южный Урал

Д а й к и г р а н и т о в

Метасоматический альбит-олигоклаз

Замещение плагиоклаза микроклином

Альбитизация микроклина

Окварцевание плагиоклаза, микроклина, альбита с образованием графических структур

Блочные полевые шпаты

Ядерный кварц

Д а й к и м е л к о з е р н и с т ы х
г р а н и т о в , а п л и т о в

Микроклинизация даек, альбитизация

Кварц-мусковитовый комплекс

Растворение минералов ядерной и блоковой зон. Кристаллизация на стенках гнезд адуляра и альбита

Кристаллизация кварца, турмалина, мусковита, лепидолита в гнездах

прорастания. Необходимо отметить следующие характерные черты описываемых графических структур. Ихтиоглипты иногда выходят из кристалла полевого шпата, правда, на небольшое расстояние. На каменном материале можно видеть, как распределение ихтиоглиптов происходит иногда по вполне определенным направлениям, хотя при этом часто согласуется со строением полевого шпата. Распространяясь в полевом шпате, ихтиоглипты часто заходят в реликты ранее образовавшихся и захваченных минералов, окварцовывая их (фото I7). Интересно, что при этом кварц вначале распространяется вдоль двойникового шва плагиоклаза, а затем полностью замещает его. Ихтиоглипты кварца секут пертиты замещения альбита в микроклине (фото I8). Последнее наблюдение подтверждалось неоднократно наблюдениями во многих сечениях кристаллов. Все это заставляет считать, что указанные структуры возникли в результате метасоматического замещения аплитов плагиоклазом и микроклином и в уже более позднее время окварцевания новообразований.

Сложнее решается вопрос о происхождении графических структур пегматитов Кента и Бектауаты. Структура графического срастания

ских минеральных ассоциаций пегматитов

Кент, Бектаута

А п л и т ы

Графические структуры микроклин-пертита и кварца
Альбитизация и окварцевание графических структур
Блоковый микроклин-пертит

Кварц ядерной зоны. Метасомы кварца в аплите, графическая зона
"Альбитовая губка", альбитизация пегматитов и гранитов,
формирование камерных полостей

Кристаллизация кварца и флюорита в камерах

Грейзенизация пегматитов и гранитов

Флюорит-кварцевые гребенчатые жилы

здесь часто лучисто-венчиковая. Ихтиоглипты в пределах одного индивида полевого шпата сгруппированы в веерообразные агрегаты. Центр разрастания ихтиоглиптов лежит в одних случаях в нижней части зерна полевого шпата, в других - в центре зерна. Обычные формы ихтиоглиптов: нитеобразная, волокнистая, тонкопластинчатая. Они имеют как прямолинейные, так и криволинейные очертания. Кроме того, присутствуют одиночные скелетные ихтиоглипты. На отдельных плоскостях востков имеется индукционная штриховка. Микроклин представлен микроклин-пертитом, соответствующим формуле $Mi_{0,5}Ab_{0,5}$, $\Delta\theta_{201} = I, II$, $\Delta_p = 92$.

При микроскопическом изучении было отмечено следующее. Среди пертитов развиты пертиты распада, сегрегации и замещения (по С.А. Руденко). Наблюдения над соотношениями пертитов и ихтиоглиптов показывают, что во многих случаях пертиты как бы растекаются около ихтиоглиптов, обволакивают их, однако далеко не единичны случаи, когда ихтиоглипты пересекают пертиты. Ихтиоглипты часто развиваются в промежутках между зернами или по двойниковому шву простых двойников, выходят за пределы зерен полевого шпата. Контакты квар-



Фото I7. Структура замещения кварцем реликта альбита в микроклине в графической зоне пегматита. Ув.40. С анализатором.

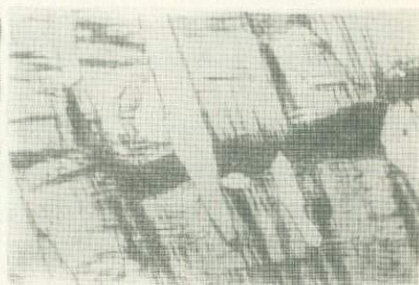
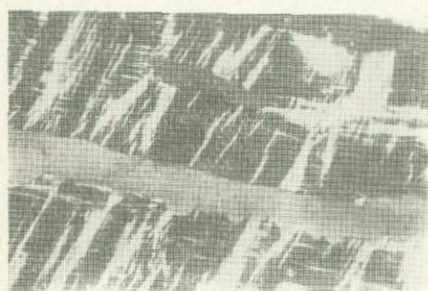


Фото I8. Два случая пересечения пертитовых вростков альбита ихтиоглиптами кварца. Ув.40.

ца с полевым шпатом не прямолинейные; кварц как бы врастает, вдаётся по границе микроклина и пертита, по двойниковым швам, образуя ступенчатый или заливчатый контакт. В кварце встречаются реликты зерен полевого шпата, в котором он развивается. Наблюдаются переходы графической структуры в апографическую. В пегматитовых радиально-графических гранитах ихтиоглипты выходят за пределы графической зоны и встречаются в аплитовой основной массе. Они имеют также неровные ступенчатые и заливчатые контакты и содержат включения сильно корродированных минералов аплита. В некоторых зонах полевого шпата этих графических сростаний содержится большое количество округлых включений кварца, имеющих размер зерен основной массы и одновременно угасающих в скрещенных николях. Такие же зерна встречаются и в ихтиоглиптах. Многочисленные включения основной массы отмечаются в радиальных графических структурах и макроскопически. Все эти наблюдения приводят к заключению, по которому указанные агрегаты представляют собой форму одновременного роста с последу-

ющим их метасоматическим преобразованием в результате процессов альбитизации и окварцевания. Наличие включений первичных минералов аплитов говорит в пользу трансляционного механизма, предложенного в 1958 г. В.Д.Никитиным.

Все метасоматические явления, проявившиеся в пегматитах, затронули и вмещающие их породы. Так, дайки, вмещающие пегматиты месторождения Южного Урала в том виде, в котором мы их сейчас видим, во многом образованы за счет метасоматических процессов. Здесь помимо первично магматических минералов отмечаются практически все, которые указывались при описании пегматитов. Схожи и структуры новообразований, некоторые участки пород являются по существу недифференцированным структурно и вещественно пегматитом (см. фото 5). В метаморфических породах этого месторождения развиты кварц-полевошпатовые метасоматические тела, интенсивно прошла серицитизация самих сланцев. Кроме того, здесь встречаются кварцевые жилы с хрусталеносными погребями.

Метасоматические преобразования затронули и граниты Кента и Бектауаты. Они требуют специального и более широкого рассмотрения, так как на их примере представляется возможным показать постмагматическое минералообразование в условиях закрытых и рассредоточенных трещинных структур.

При исследовании интрузий акчатауского комплекса бросается в глаза разнообразие структурного облика пород, резкие изменения структуры в пределах каждой фазы внедрения от гранит-порфировой, порфировидной к равномернозернистой, пегматоидной. В пределах площади распространения одной структурной разновидности можно встретить разобщенные участки другой. Во многих случаях, однако, удается закартировать распределение структурных типов. В таких случаях одни исследователи внутри каждой фазы интрузии выделяют субфазы порфировидных и равномернозернистых гранитов, другие говорят о фациальных переходах.

Нами на массивах Коктенколь, Караоба, Акчатау, Бектауата, Кент были изучены равномернозернистые граниты, их взаимоотношения с порфировидными, контакты этих пород с вмещающими породами, дайками, пегматитами. Контакты между разновидностями пород, по наблюдениям на великолепно обнаженных массивах Бектауата, Акчатау, Караоба, как правило, размытые, нечеткие, с постепенными переходами. Если они четкие, то неровные. И те и другие разновидности имеются, действительно, в каждой фазе. Наблюдения над контактами двух фаз показывают, что в том случае, когда с обеих сторон развиты порфировидные

граниты, контакты четкие, ровные, с зонами закалки, в случае же перехода к равномернозернистым разновидностям двух фаз контакт становится нечетким, фактически теряется. Это можно проследить на одном штуде керна караобинских скважин, а также на поверхности Караобинского массива, при прослеживании контактов гранитов II и III фаз интрузии.

Характерны контакты этих гранитов с ксенолитами вмещающих пород, с различными зонами пегматитов, с ранними дайковыми телами.

Контакты с ксенолитами вмещающих эффузивов, как установлено наблюдениями на Контенколе, Бектауате, резкие, но неровные. Никаких явлений закалки не обнаруживается. Выделения плагиоклаза, кварца, особенно калиевого полевого шпата, очень часто (см. фото 2) наполовину находятся в граните, наполовину в ксенолите, вращая в него. Такие соотношения интерпретируются нами как метасоматические.

Такие же взаимоотношения микрогранитов и аплитов и с ранними дайками. Минералы гранитов вращают в дайки: нам приходилось наблюдать почти полное поглощение гранитом отдельных участков даек (фото 19), прожилковидные ответвления от гранитов в дайки (фото 20).

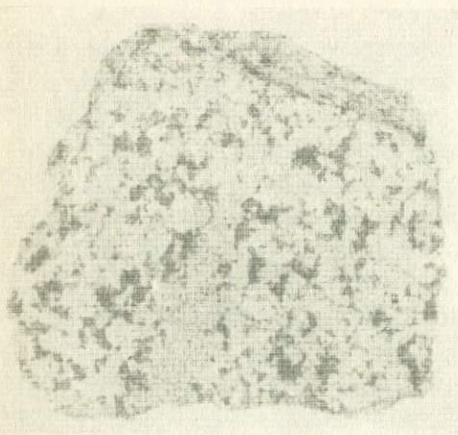


Фото 19. Контакт дайки мелкозернистого гранита с равномернозернистым. Нат. вел.

Эти случаи резко отличаются от случаев выклинивания даек, в последних сохраняются четкие прямолинейные контакты. На Бектауате нами наблюдались взаимоотношения дайки, пегматита и равномернозернистого гранита. Жила мощностью 2 см местами полностью замещена блоковым микроклином пегматита, в равномернозернистых гранитах она также местами замещена гранитным материалом. Следует отметить, что



Фото 20. Контакты дайки мелкозернистого гранита с равномернозернистым и порфировидным. 0,5 нат.вел.

контакты порфировидных гранитов с ксенолитами и дайками всегда четкие, хорошо обозначенные интрузивные.

Все эти явления имеют место и в контактах между равномернозернистыми гранитами и аплитовой оторочкой камерных пегматитов. И здесь наблюдаются вкрапления минералов гранита в аплитовую оторочку, реликты аплита в граните (фото 21), чего нет, когда аплит контактирует с порфировидным гранитом. Нередко графическая зона пегматита соприкасается непосредственно с равномернозернистым гранитом. В этом случае контакт лишь едва обозначается, очень трудно уловим. Отдельные участки графической структуры можно обнаружить в граните вблизи пегматита. Можно также видеть, что внешние зоны полевого шпата гранита, обращенные к пегматиту, вмещают ихтиоглиптовые вроски.

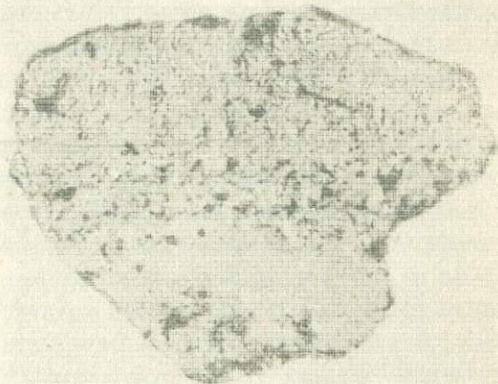


Фото 21. Контакт равномернозернистого гранита с аплитовой зоной пегматита. 0,5 нат.вел.

Приведенные выше наблюдения можно отнести к разряду частных, рядовых. Они отмечались и ранее, описывались как сложные неровные контакты.

Все эти признаки свидетельствуют, по нашему мнению, о вторичной природе равномернозернистых гранитов, образовании их за счет порфировидных разновидностей каждой фазы в результате автотасома-

тических явлений, протекавших после внедрения первых даек. Ниже приводятся результаты исследования этих пород.

Макроскопически они представляют собой крупнокристаллические породы серо-розового цвета. Структура их гипидиоморфнозернистая, местами слабопорфировидная, часто пегматоидная. По размерам зерна (здесь они достигают первых сантиметров), структурным особенностям автограниты четко отличаются от первичных, неизмененных разновидностей.

Состав автогранитов почти совпадает с составом материнских пород. В них обычно больше мусковита и акцессорных минералов, а также постмагматических образований — флюорита, кальцита, пирита, молибденита.

Детальное петрографическое изучение подтверждает приведенные выше наблюдения и позволяет установить следующую схему образования автогранитов.

Самым первым минералом является ортоклаз. Он образует как идиоморфные, так и ксеноморфные зерна. Они содержат в себе мелкие выделения плагиоклаза и кварца, иногда калиевый полевой шпат образует каемки по плагиоклазу. Все это заставляет предполагать метасоматическую природу ортоклаза. В шлифах часто видно, как со стороны новообразований ортоклаза плагиоклаз включает мельчайшие червеобразные вроски кварца. Мирмекиты встречаются в плагиоклазе лишь при замещении его калиевым полевым шпатом. В этом случае зерно плагиоклаза приобретает неправильное "облачное" зональное строение (в отличие от четкого, характерного для первично-магматического), при этом участки, включающие вроски кварца, имеют, судя по оптическим данным, более кислый состав. Следует отметить, что наши наблюдения подтверждают мнение Д.В.Перчука о том, что мирмекитизация плагиоклаза связана с его фельдшпатизацией.

В сформированных автогранитах процесс фельдшпатизации проходил интенсивно, лишь изредка можно увидеть реликты первичномагматических минералов. Местами этот процесс приводил к образованию почти мономинеральных ортоклазитов.

Вторым по времени минералом породы является альбит. Формирование его связано с процессом преобразования ортоклаза. В первую очередь появляются пертитовые вроски замещения, характеризующиеся весьма прихотливой формой. Впоследствии отдельные вроски, разрастаясь, образуют неправильные зерна внутри выделений калиевого полевого шпата, пока целиком не замещают последний. Нередко также

можно видеть каемки альбита на ортоклазе. Указанные структуры изображены на фото 3.

Многочисленные замеры показателей преломления альбита показали, что его состав соответствует № 5-7 ($N_g = 1,540$, $N_p = 1,532$). Гораздо реже отмечается чистый альбит (№ 0) ($N_g = 1,537$, $N_p = 1,528$) и № 9 ($N_g = 1,542$, $N_p = 1,534$). Следует отметить, что состав пертитовых вростков в калиевом полевоом шпате и идиоморфных выделений альбита один и тот же. Вместе с тем, как те, так и другие нередко проявляют зональное строение, характеризующееся менее основным составом периферических зон.

Биотит является еще более поздним минералом. Чешуйки его часто пересекают калиевый полевоый шпат и альбит, развиваясь в них по трещинкам, нередко они одновременно внедрены в зерно как ортоклаза, так и плагиоклаза. В некоторых случаях можно наблюдать более четкие структуры замещения биотитом полевых шпатов. Иногда отмечалось развитие темной слюды по альбиту, вросшему в калиевый полевоый шпат. Биотит часто включает в себя акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен и рудные. Последние, а также лейкоксен (рутил) часто появляются в связи с хлоритизацией и мусковитизацией темной слюды.

Несколько позже мусковитизации биотита происходит преобразование плагиоклаза. Оно заключается в образовании по альбиту агрегата тонкочешуйчатого серицита, в котором отмечаются зернышки апатита, кальцита, флюорита. Такие агрегаты развиваются в плагиоклазе вдоль трещинок спайности, двойниковых швов. В зональных выделениях более основная по составу центральная часть зерен серицита интенси́вней. Нередко серицит перекристаллизовывается в крупночешуйчатую слюду, при этом происходит и укрупнение флюорита и кальцита. Следует отметить, что следы слабо проявленной серицитизации наблюдаются во всем объеме автогранитов, процесс становится более интенсивным вблизи грейзеновых тел.

Кварц — самый ксеноморфный минерал автогранитов. Он образует неправильной формы зерна, часто с ответвлениями, внедряющимися заливообразно в близлежащие полевые шпаты. Кварц, как это ясно из изучения шлифов, отчетливо замещает полевые шпаты, особенно калиевые и в меньшей мере альбит (фото 22). Замещение начинается часто в виде просечек кварца в ортоклазе. Такие прожилки создают сетчатый узор в зерне полевого шпата. Обычно в зерне последнего — одна-две системы одновременно гаснущих в скрещенных николях просе-

чек. Конечные стадии замещения – это отдельные реликты полевых шпатов в кварце, как правило, имеющие одинаковую оптическую ориентировку. Нередко можно наблюдать распространение кварца в ортоклазе вдоль альбитовых вростков. Окварцевание – процесс более поздний, чем серицитизация плагиоклаза, так как в кварце отмечаются реликты уже серицитизированного полевого шпата.



Фото 22. Структура замещения полевых шпатов кварцем в автограните. Ув.60.

друзовые пустотки, выполненные этими минералами, мусковитом, акцессорными минералами.

Баланс вещества при формировании автогранитов можно проследить по результатам химических анализов пород разреза скв.104 Северного участка Коктенколя. Анализы пересчитаны по объемно-молекулярному методу Н.И.Наковника (табл.7).

Химический состав автогранита незначительно (за исключением повышенной роли трехвалентного железа) отличается от состава материнской породы.

Распределение микрокомпонентов в гранитах и автогранитах исследовалось нами совместно с Т.Е.Шукиной. Для этого были отобраны пробы двух разновидностей пород отдельно по фазам внедрения на массивах Бектаута, Акчатау, Караоба, Коктенколь (табл.8). Необходимо отметить, что отбирались свободные от признаков околотрещинной грейзенизации, микроклинизации и альбитизации породы, те, которые обычно считаются "неизмененными" гранитами. Сравнение выборок проводилось с помощью критерия Стьюдента. Для вольфрама приводятся данные количественных спектральных определений, выполненных на кафедре геохимии ЛГУ, для остальных элементов – полуколичественных анализов, произведенных там же. Сравнение содержаний широкого круга элемен-

Баланс вещества при формировании автогранитов

Компонент	Гранит (обр. 1262)		Автогранит (обр. 1256)		Привнос	Вынос
	вес. %	Г в 100 см ³	вес. %	Г в 100 см ³		
SiO ₂	75,10	192,5	74,48	192,1	-	0,4
TiO ₂	0,19	0,5	0,19	0,5	-	-
Al ₂ O ₃	13,30	33,9	14,14	35,4	1,5	-
Fe ₂ O ₃	0,65	1,7	1,13	2,8	1,1	-
FeO	0,86	2,2	0,48	1,1	-	1,1
MnO	0,01	0,0	0,01	0,0	-	-
CaO	0,67	1,7	0,33	0,8	-	0,9
MgO	0,49	1,3	0,50	1,8	-	-
K ₂ O	4,50	11,6	5,11	13,1	1,5	-
Na ₂ O	3,62	9,2	3,62	9,2	-	-
H ₂ O	0,24	0,6	0,16	0,4	-	-
П.п.п.	0,45	1,2	0,48	1,2	-	-
P ₂ O ₅	0,11	0,3	0,07	0,2	-	0,1
S	0,14	0,4	0,29	0,8	0,4	-
Сумма	100,33	-	100,94	-	-	-

тов (в том числе и не вошедших в таблицу) в выборках показывают, что автограниты в целом либо значительно обогащены микрокомпонентами, либо не отличимы в этом отношении от гранитов. Существенного обеднения микрокомпонентами автогранитов в целом не отмечено. Вместе с тем в этих породах встречаются участки, которые характеризуются пониженными содержаниями редкометалльных элементов - это околопегматитовые зоны, а также граниты с обилием друзовых пустоток. Мобилизацию редких металлов из гранитов в процессе формирования камерных пегматитов отмечал в 1971 г. А.И.Захарченко.

Процесс формирования автогранитов начинается после внедрения первых даек микрогранитов и аплитов. Об этом говорит появление метасоматических кристаллов калишпата и альбита в дайках в тех случаях, когда последние контактируют с гранитами, претерпевшими указанные выше процессы изменения.

Среднее содержание элементов в гранитах и автогранитах (10^{-5} вес.%) и результаты сравнения выборки с помощью критерия Стьюдента при критическом уровне значимости 0,05-0,10

Массив	Генерация (фаза) (по номенклатуре Г.Н.Щерба)	Порода	Число проб	W			Mo			Be			Bi		
				1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Бектаута	I	Граниты	29	58	1,700	Значимо	-	-	-	3,80	0,894	Не значимо	24	0,91	Значимо
		Автограниты	59	102			-	-	-	85			20		
Акчатау	I	Граниты	9	124	0,171	Не значимо	20	2,76	Значимо	75	0,67	"	32	0,89	"
		Автограниты	10	112			90			65			38		
	II	Граниты	15	130	3,51	Значимо	34	0,42	Не значимо	75	2,18	Значимо	80	0,4	"
		Автограниты	10	220			34			120			60		
Караоба	I	Граниты	6	286	0,871	Не значимо	70	1,77	"	60	0,04	Не значимо	130	2,69	Значимо
		Автограниты	4	500			110			70			350		
	II	Граниты	4	200	5,28	Значимо	38	1,82	Значимо	55	1,0	"	140	2,65	"
		Автограниты	15	625			75			80			220		
	III	Граниты	9	254	5,21	"	34	1,2	Не значимо	70	0,037	"	120	2,05	"
		Автограниты	11	632			80			80			220		
Кок-тен-коль	II	Граниты	11	140	3,21	"	20	3,52	Значимо	-	-	-	-	-	-
		Автограниты	11	800			300			-			-		

Примечание. 1 - средние содержания; 2 - экспериментальные значения критериев Стьюдента; 3 - оценка значимости различий средних содержаний.

Наблюдения над взаимоотношениями автогранитов, даек, камерных пегматитов позволяют считать, что процессы преобразования первичных пород в обоих случаях проходят синхронно. Среди автогранитов нередко встречаются участки с отчетливой пегматоидной структурой, они совершенно постепенно переходят в обычные крупнозернистые структуры этих пород. Петрографическое изучение показывает полную аналогию между ними и пегматоидными шлирами, свойства минералов, как будет ясно из дальнейшего изложения, автогранитов и пегматоидов очень близки. Учитывая сходные черты в строении, процессах формирования, свойствах минералов, принимая во внимание возрастные соотношения, можно предполагать, что автограниты и пегматоидные шлиры и прожилки являются родственными и одновременными образованиями.

Грейзены ранней стадии постмагматической истории образования месторождений образуются как по малоизмененным гранитам, так и по автогранитам. Выше отмечалось, что весьма характерные для грейзенов процессы серицитизации и окварцевания имеют место и при формировании автогранитов, но в последнем случае они гораздо менее интенсивны, в чем заключается некоторое родство между этими двумя образованиями.

Наблюдения над месторождениями Центрального Казахстана приводят к заключению, что в зависимости от тектонического развития массивов и вмещающих пород реализуются три возможности, три типа постмагматических образований. В условиях относительно открытых структур — протяженных трещинных зон — формируются грейзены, жилы, метасоматические тела с явными признаками пространственной дифференциации вещества. В более закрытых структурах в участках концентрации тектонических напряжений и их разрешения — камерные пегматиты, относительно дифференцированные тела. В самых закрытых тектонических условиях мелкие замкнутые локальные трещинки в большом объеме пород — автограниты. Можно наметить и другой промежуточный между грейзенами и автогранитами тип постмагматических минеральных ассоциаций — апограниты (Беус, Залашкова, 1962). Их очень многое роднит с выделенными нами автогранитами, но отличает пространственная дифференциация вещества. В этом случае выделяются микроклиновне, биотит-альбитовые грейзенизированные граниты, представляющие собою метасоматическую колонку. В случае автогранитов такая дифференциация отсутствует.

Все три типа редко реализуются в одном участке массива, на одном месторождении. На многих массивах одновременно присутствуют вто-

рой и третий типы минеральных ассоциаций (Бектауата), на других - преимущественно третий (Кызылрай), на рудных массивах - первый при подчиненной роли третьего. Даже когда все они отмечаются в пределах одного массива, эти минеральные ассоциации разобщены. Так, на Каибском массиве центральные участки сложены автогранитами с камерными пегматитами, а периферические - порфиroidными, вмещающими кварцевые жилы с вольфрамитом и с околожильной грейзенизацией пород.

Приведенные данные показывают сложную и длительную историю формирования постмагматических минеральных ассоциаций. Намечается определенная ритмичность в формировании месторождений, в начале каждого ритма образуется ассоциация, обогащенная калиевым полевым шпатом, затем альбитом, далее мусковитом и кварцем. Такая же последовательность характерна и для формирования пород и жил, составляющих указанные ритмы. При этом ассоциации, обогащенные калиевым полевым шпатом, в каждом ритме обычно приурочены к более глубинным горизонтам и внешним зонам, а ассоциации, в которых ведущую роль играет кварц и мусковит - к верхним и внутренним участкам. То же выдерживается и для отдельных метасоматических пород и жил. Ритмы часто отделяются внедрением внутрирудных даек, собственно, они начинаются с внедрения этих даек, свидетельствующих, вероятно, об открытии нового акта тектонической активности. Число ритмов может быть разное: от нескольких в штокверках до одного-двух в автогранитах и жильных телах.

В этой связи схема минералообразования: ранняя щелочная стадия - стадия кислотного выщелачивания - поздняя щелочная стадия (Коржинский, 1956; Беус, Залашкова, 1962 и др.) - представляется слишком общей и во многих случаях нуждается в детализации и уточнении.

Экспериментальные исследования систем $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ и $Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ (Hemley, 1959; Иванов, 1965 и др.) убеждают в том, что образование кварца, мусковита, калиевого полевого шпата и альбита находится в зависимости от активностей ионов калия, натрия и протона в растворе. Зависимость активности оснований от кислотности среды обосновал Коржинский (1957). Его выводы подтверждаются результатами исследований в физической химии растворов электролитов (Харнед, Оуэн, 1952). Все это заставляет думать, что схема замещений: калиевый полевой шпат - альбит - мусковит - кварц отражает повышение кислотности минералообразующего раствора. Химические анализы вмещающих пород, их фельдшпатизированных и грейзенизи-

рованных в разное время разновидностей (см. табл. 3, 4) показывают привнос щелочей и вынос кремнезема при формировании зон фельдшпатизации (и околожильных мусковитовых грейзенов) и привнос кремнезема при выносе щелочей в собственно мусковит-кварцевых грейзенах. Такой баланс вещества также отражает смену более щелочных условий на относительно кислотные. Результаты анализов приводят к заключению о закономерных изменениях редокс-потенциала среды и активности летучих. Действительно, в микроклинизированных разновидностях отношение содержания трехвалентного железа к двухвалентному ниже, чем в неизмененных породах, в альбитизированных и грейзенизированных — выше. Ритмические изменения летучих отражены в строении полосчатых кварц-флюоритовых жил, а также в минералогическом и химическом составе (П.п.п.) метасоматических пород.

Таким образом, минеральные ассоциации гидротермальных и метасоматических образований в алюмосиликатных породах месторождений жильно-грейзенового, пегматитового типа созданы в условиях синхронных ритмических флюктуаций кислотности-щелочности среды, окислительно-восстановительного потенциала и активности летучих компонентов.

Развитие минеральных ассоциаций в мраморах Коктенколя и Солнечного (см. табл. I и 2) не противоречит сказанному. Неоднократное образование на Скарновом участке Коктенколя гранатовых жил, замещение граната в них на везувиан и в более позднее время на кварц-флюорит-шеелитовую ассоциацию, образование полевошпатовых жил и замещение полевых шпатов агрегатами серицита и флюорита, формирование парагенезисов трех ранее выделенных ритмов минерализации на Солнечном также указывают на ритмические изменения условий среды: активности фтора, рН — от щелочных (щелочнометалльных) к кислым и f_h — от восстановительных к окислительным.

На наш взгляд, все явления нельзя приписывать пульсационно-прерывистому поступлению каждый раз новых порций гидротермальных растворов. Разное число ритмов в зависимости от тектонического развития месторождений (не всегда поддерживаемое внедрением даек), тектонический контроль продуктов каждого ритма в пространственном распределении, брекчирование предшествующих образований, преобладание в составе этих продуктов, различная последовательность развития редкометальной минерализации в химически разных средах (Коктенколь), проявление ритмичности в закрытых "автоклавных" системах (камерные пегматиты) — все это убеждает в том, что ритмичность минералообразования является следствием неоднократных вспышек внутриминерализационной тектонической деятельности.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ АГРЕГАТОВ И ИНДИВИДОВ
ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ

Отдельные характерные черты внутреннего строения и морфологии агрегатов и индивидов главных нерудных и рудных минералов месторождений могут, на наш взгляд, помочь расшифровать условия кристаллизации этих минералов.

Представляется важным отметить ритмическую полосчатость жил и прожилков, которая свойственна как ранним, так и поздним генерациям. Она выявляется по нескольким признакам: 1) ритмической смене структурных разновидностей кварца, когда в начале каждого ритма формировались мелкозернистые роговиковые скопления, которые впоследствии переходили в пламенеvidный и далее в параллельно-шестоватый агрегат I рода (по Д.П.Григорьеву, 1961); 2) ритмическому чередованию кварца, обогащенного мельчайшими первичными газово-жидкими включениями (молочно-белая разновидность), и кварца, свободного от последних (ледянопрозрачная разновидность); 3) ритмической смене минералов в процессе заполнения жильной полости; отмечены чередования молибденита и кварца, кварца и флюорита, гюбнерита и кварца, полевого шпата и кварца.

Ритмическая полосчатость, как правило, является комплексной. Так, в одних из ранних генераций жил - кварцевых с тонкоchешуйчатым молибденитом - ритм иногда открывается весьма маломощной полоской мелкозернистого калиевого полевого шпата, сменяющейся тонкозернистым агрегатом кварца и молибденита, который в свою очередь переходит в более крупнозернистые пламенеvidные, ориентированные перпендикулярно зальбанду выделения кварца с редкими чешуйками молибденита. В кварц-гюбнеритовых жилах ритмически чередуются две разновидности образований: параллельно-шестоватые агрегаты I рода, по Д.П.Григорьеву, молочно-белого зонально окрашенного кварца и

тонкопластинчатые сноповидные выделения гюбнерита в ассоциации с прозрачным кварцем, кристаллизация которого начинается уже во время роста вольфрамита и завершается в конце формирования ритма. Следует особо подчеркнуть, что гюбнерит парагенетически связан лишь с кварцем, не содержащим первичных газово-жидких включений. Даже в тех немногих случаях, когда отдельные кристаллики его отмечаются в молочно-белых шестоватых агрегатах, он приурочен к прозрачным, свободным от включений зонам. Фрагмент структуры жил показан на фото 23. В поздних флюорит-кварцевых жилах каждый ритм начинается халцедоновидным и роговиковым кварцем, постепенно переходящими в параллельно-шестоватый агрегат I рода (фото 24), аналогичный указанному выше, и завершается образованием флюорита, нарастающего на прозрачные головки кристаллов кремнезема (фото 25).

Характерно, что ритмическая полосчатость не выдержана во многих случаях по простиранию жил, а имеет пунктирный и более сложный рисунок. Продукты каждого ритма часто обрастают и цементируют обломки не только вмещающих пород, но и брекчированный материал предшествующих ритмов.

Еще более тонкие периодические изменения параметра минералообразования отражены в морфологии и строении отдельных индивидов и их агрегатов.

Пожалуй, наиболее яркой особенностью внутреннего строения минералов как метасоматических, так и жильных ассоциаций является зональность. Это свойство в той или иной мере можно проследить на примере всех минералов месторождений и особенно кварце, полевых шпатах, мусковите и вольфрамите, топазе.

При макро- и микроскопическом изучении зональное строение индивидов проявляется в изменении окраски, распределении механических примесей, неоднородности строения отдельных зон. Детальное исследование кристаллов с помощью физико-химических методов подтвер-



Фото 23. Фрагмент ритмической полосчатости кварц-гюбнеритовых жил. Ув.2.

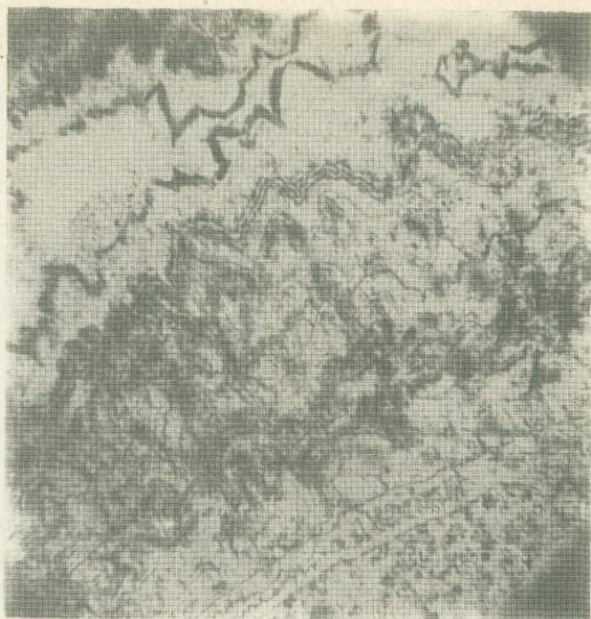


Фото 24. Ритмичная полосчатость поздних кварцевых жил с флюоритом. Ув.30. Без анализатора.



Фото 25. Ритмичная полосчатость флюорит-кварцевых жил. Нат.вел.

ждает, а во многих случаях выявляет незаметную микроскопическую зональность.

Интересно строение кристаллов кварца друзовых пустот кварц-вольфрамитовых жил центра Южного участка Коктенколя. Центральные части кристаллов сложены дымчатым кварцем, в котором устанавливается довольно тонкое чередование слабоокрашенных зон с интенсивноокрашенными. Ширина их обычно деся-

тые доли миллиметра. В некоторых кристаллах на грани ромбоэдра отмечены включения кристаллов вольфрамита, росших одновременно с кварцем. Выделения вольфрамита ориентированы нормально или близко к этому относительно грани ромбоэдра. Наблюдения над поверхностями совместного роста свидетельствуют о том, что в начальные периоды вольфрамит кристаллизовался с большей скоростью, чем кварц, на заключительных этапах — с меньшей. Ближе к периферии кристаллы сложены бесцветной прозрачной разновидностью кварца. Самые периферические зоны представлены молочно-белым непрозрачным кварцем. Микроскопическое изучение обнаруживает, что такой цвет обязан присутствию многочисленных мелких газовой-жидких включений. Эта зона имеет грубомозаичное блоковое строение, проявляющееся в скрещенных николях по облачному неоднородному погасанию кварца.

Указанная зональность подтверждается и при изучении рентгеновских свойств минерала. Так, параметры элементарной ячейки кварца первой зоны (определения проводились в двух кристаллах) равны: $a_0 - 4,9123$, $c_0 - 5,4048 \text{ \AA}$; зоны бесцветного кварца: $a_0 - 4,9127$, $c_0 - 5,4046 \text{ \AA}$; третьей зоны: $a_0 - 4,9131$, $c_0 - 5,4048 \text{ \AA}$. Содержание алюминия (данные полуколичественных анализов) соответственно, вес. %: 0,1; 0,06; 0,1. Содержание Ge, вес. %: $20-24 \cdot 10^{-5}$, $38 \cdot 10^{-5}$, $69-78 \cdot 10^{-5}$. Содержание Ga, вес. %: $14 \cdot 10^{-4}$; $2 \cdot 10^{-4}$; $1-3 \cdot 10^{-4}$. Последние два элемента определялись количественным спектральным анализом. Кварц, обогащенный газовой-жидкими включениями, перед анализом растирался в дистиллированной воде и отмучивался.

Зональное строение очень характерно для кварца кварц-гюбнеритовых, кварц-сульфидных и поздних кварц-флюоритовых жилок и жил. Макроскопически оно проявляется в чередовании молочно-белых и бесцветных прозрачных зон. Как показывает микроскопическое исследование, зональность обусловлена захватом растущим кристаллом механических примесей. Сингенетический характер включений подтверждается их расположением по зонам роста, различным количеством их в разных зонах в пределах одного кристалла и равным числом в пределах одинаковых зон в разных кристаллах. Включения бывают газовой-жидкими и твердыми (фото 26). Последние представлены мелкими обломками кварца, гораздо реже гюбнерита и пирита и еще реже серицита. Они приурочены к основанию зон. Газовой-жидкие включения гораздо многочисленнее. Для них обычны малые размеры — микрон — первые десятки микрон. Газовой-жидкие включения распределены по кристаллу сериями согласно зональности. Число их велико в основании зон, по мере удаления от основания количество их уменьшается до полного исчезновения.

Микроскопическое исследование выявляет неоднородное строение зон (фото 27). При скрещенных николях видно, что, казалось бы, сплошной кварц состоит из множества субиндивидов, расположенных так, что длинная ось каждого почти перпендикулярна границе зоны. При этом оказывается, что в основании зоны субиндивиды меньше по размеру, а количество их здесь велико. Далее от нижней границы число субинди-



Фото 26. Присыпки механических включений в основании зон в кварце и распределение в нем газовой-жидких включений. Ув.50. Без анализатора.



Фото 27. Тот же образец, что и на фото 26. Ув.50. С анализатором.

видов уменьшается, происходит увеличение их размеров, и, наконец, намечается слияние субиндивидов в монокристалл. Такие зоны расщепленного роста совпадают с зонами, обогащенными описанными выше первичными газовой-жидкими включениями. В пределах одного кристалла может насчитываться до 15 зон.

Зональность кристаллов кварца, связанная с периодическим захватом мельчайших первичных газовой-жидких включений, явление широко распространенное. Оно было описано Барабановым (1958, 1961), наблюдалось нами при изучении кварцев из полостей пегматитов Кента, Южного Урала. То же можно сказать и о зонах "расщепленного" роста в кристаллах кварца. Многочисленные наблюдения на ряде месторождений показывают, что в зонально (осцилляционно) окрашенных кристаллах кварца изменение окраски в пределах одной зоны весьма характерно: в большинстве случаев дымча-



Фото 28. Осцилляционное изменение интенсивности дымчатой окраски в зональном кристалле кварца. Нат.вел.

тая весьма постепенно переходит в бесцветную, последняя же в дымчатую (следующей зоны) - резко (фото 28). Исключение представляют кристаллы из камер некоторых Бектауатинских пегматитов, где в периферийных участках имеется зона с обратным соотношением красок. Правда, внимательное рассмотрение при больших увеличениях позволяет в некоторых кристаллах расчленить эту зону на ряд мелких подзон, в которых переход дымчатой окраски в менее дымчатую аналогичен представленному на фото 28. Иногда устанавливается сложная зональность в пределах одного кристалла.

Электронно-микроскопические снимки угольно-палладиевых предварительно протравленных плавиковой кислотой реплик сечений кристаллов кварца выявляют его тонкое зональное строение. На фото 29 темные полосы соответствуют дымчатым, обогащенным структурными примесями и дефектами зонам, наиболее легко поддающимся травлению. При увеличениях от 5000 до 20000 раз можно заметить обогащенность нижних наиболее темных (дымчатых) частей зон мелкими газовой-жидкими включениями (а также мелкими механическими примесями). Рассмотрение многих снимков приводит к заключению, что в нижних частях зон сосредоточиваются наиболее мелкие включения, с удалением от нижней границы их размеры увеличиваются, а количество уменьшается. Помимо распределения сериями включений, на многих снимках обнаруживаются отдельные относительно крупные включения, более или менее равномерно наполняющие кристаллы кварца. Электронно-микроскопические снимки выявляют также отдельные зоны "расщепленного" роста кварца (см. фото 29).

Зональные кристаллы характерны также и для полевых шпатов. Интересный пример представляют собою кристаллы калиевого полевого шпата вольфрамородных жилков Коктенколя. Здесь зональность подчеркивается, как и в случае кварца, серийно распределенными газовой-жидкими включениями (рис. 7). Исследования на столике Федорова показали, что полевой шпат в основании каждой зоны имеет меньшую степень упорядоченности и меньшую оптическую триклинность, чем полевой шпат той же зоны, но в удалении от основания (в первом случае $\Delta_0 = 0,16$; $(-)2V = 63^\circ$; во втором - $\Delta_0 = 0,38$; $(-)2V = 75^\circ$). Переход от менее структурно-упорядоченного участка (нижняя граница зоны) к более упорядоченному (верхняя граница) постепенный, переход же от зоны к зоне резкий.

Аналогичную зональность, правда, гораздо менее ярко выраженную, обнаруживают и метасоматические полевые шпаты автогранитов Коктенколя, Кента и других массивов.

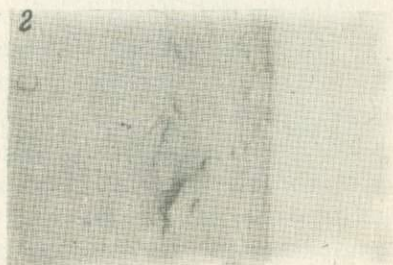


Фото 29. Характер зональности кварца (*а, б*) по данным электронной микроскопии (палладиево-угольные реплики), распределение в нем газовой-жидких включений (*в, г*) и зона "расщепленного" роста (*д*).

а, д - ув.12000; *б, г* - ув.20000; *в* - ув.6300.

Изучение зональных кристаллов мусковита Коктенколя позволило установить закономерности изменения состава этого минерала в процессе роста. Таблички и чешуйки мусковита (жилбертита) из слюдяной оторочки кварц-вольфрамитовых и других жилок сложены в центральной части слабоокрашенной дымчато-буроватой разновидностью, а в периферической - совершенно бесцветной, прозрачной. Нередко краевые участки содержат узкую бледно-зеленую зонку.

Под микроскопом выявляется, что зональность в слюде является более тонкой, чем может показаться невооруженным глазом или под бинокляром. В центральной части кристаллов чередуются зонки более темноокрашенные с менее окрашенными, а в периферической – слабо окрашенные с бесцветными. Более темноокрашенные участки имеют следующие оптические константы:

$N_g = 1,594 \pm 0,002$; $N_m = 1,590 \pm 0,002$; $2V = 36^\circ$ *, а бесцветные – $N_g = 1,587 - 0,002$; $N_m = 1,587 - 0,002$; $2V = 40^\circ$. В первом случае состав зоны соответствует,

по Винчеллу, 60% фенгитового компонента, 10% ферримусковита и 30% мусковита, во втором – 40% фенгита и 60% мусковита. Бледно-зеленая зона имеет несколько более высокие показатели преломления, чем у бесцветного хильбертита при одинаковом с последним угле $2V$, что указывает на более высокое в ней содержание ферримусковитового компонента.

В скрещенных николях зоны, обогащенные фенгитовым компонентом, имеют ниже двупреломление, чем зоны, бедные им. При этом оказывается, что переход от зоны с низкой интерференционной окраской к зоне с более высокой – постепенный, а от зон с большим двупреломлением к участкам с меньшим значением этой величины – резкий. То есть, фенгитовые зоны плавно переходят в мусковитовые, последние же в последующую к периферии фенгитовую – резко (фото 30).

Зональное строение турмалина из грейзенов Акчатау воспроизведено на фото 31, 32. Здесь чередуются почти бесцветные участки, иногда слегка буроватые, с темно-синими. Как показывают оптические исследования и спектральный анализ материала отдельных зон, составы турмалина меняются от шерла к эльбаиту. За единичными исключениями переход от шерловой зоны к зоне с большей долей эльбаитовой составляющей постепенный, а к следующей шерловой – резкий. На фото 31 выделяется близкая к периферии кристалла зона с нарастающей темно-синей окраской. Микроскопические изучения при больших увеличениях показывают, что эта зона состоит из многих подзон, в которых темно-

$\Delta_0 = 0,38$; $(-)2V = 75^\circ$ $\Delta_0 = 0,16$; $(-)2V = 63^\circ$

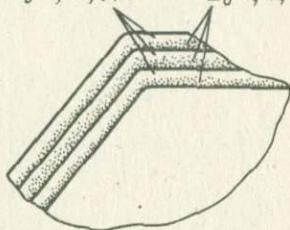


Рис. 7. Схема строения зонального кристалла калиевого полевого шпата. Точки – мельчайшие газо-жидкие включения.

* Определено коноскопическим методом на столике Федорова.

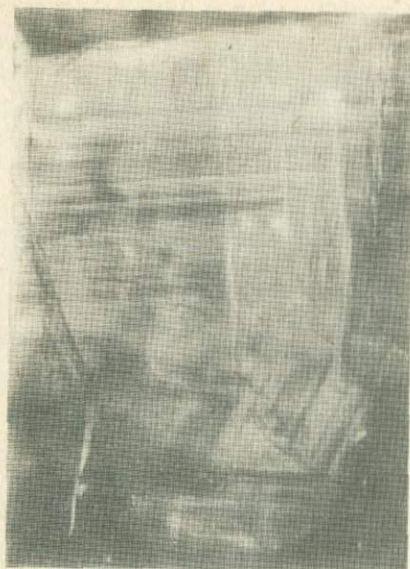


Фото 30. Зональное строение чешуек мусковита. Ув.30. Иммерсионный препарат. С анализатором.

Таким образом, топаз в процессе роста становится более фтористым. По данным химического анализа среднее содержание фтора в этом топазе - 18,45%. Сказанное относится к монотонному изменению двупреломления. В случае осцилляционной зональности, судя по величине двупреломления, фтортопаз резко сменяется более гидроксилстым, а тот постепенно обогащается фтором. Такие же изменения состава замечены нами при исследовании угла $2V$ зональных топазов Акчатау на Федоровском столике.

Постоянно при изучении кристаллов вольфрамита выявляется зональное строение индивидов. В случае прозрачных разновидностей гюбнерита оно проявляется в чередовании полос разной интенсивности окраски. Ширина полос порой не превышает сотых долей миллиметра, а количество таких зон в пределах миллиметра может насчитываться до десятка. На фоне относительно широких зон с большим различием в цвете и прозрачности выделяются едва отличимые друг от друга участки. Зональное строение выявляется при изучении оптических и механических свойств вольфрамита. Оптические свойства были изучены для

синяя окраска постепенно переходит в более светлую, а последняя - резко в темноокрашенную. В данном случае каждая последующая подзона в целом более интенсивно окрашена, что и создает видимый эффект. В зеленом турмалине из пегматитов Южного Урала устанавливается зональное чередование тона окраски, от зеленого к более бурому, при этом переход к бурому оттенку постепенный, а от бурого к чистому зеленому резкий.

Зональное строение сноповидного топаза из месторождения Солнечное устанавливается по изменению показателя двупреломления. В нижних частях сноповидных агрегатов он низкий, в верхних - более высокий. Величина двупреломления топаза (по Винчеллу, 1949) прямо связана с содержа-



Фото 31. Зональный турмалин в грейзене. Ув.30. Без анализатора.



Фото 32. Распределение синей окраски (темное) в зональном кристалле турмалина. Ув.50. Без анализатора.

гюбнерита и вольфрамита в иммерсионных препаратах, приготовленных из высокопреломляющих сплавов. Показатели преломления приведены в табл.9. Микротвердость вольфрамита измерялась на плоскости спайности (010) при помощи микротвердомера ПМТ-3 (табл.10).

Как будет показано ниже и как следует из литературных данных (Барабанов, 1961; Ильинский, 1963; Сырицо, Иванова, 1963), свойства вольфрамита находятся в зависимости от состава. В таком случае надо отметить вслед за Чуриковым (1959), Сырицо и Ивановой (1963), что кристаллы вольфрамита в краевых зонах содержат больше MnO , чем в центральных (см.табл.10).

Между тем, эта закономерность носит слишком общий характер. Детальное исследование кристаллов методом электронного микронзондирования с диаметром зонда в 1,5 мкм позволило выявить характерные особенности их строения. Зональные кристаллы снимались на микроанализаторе "Джеоскан" по нашей просьбе М.Б.Рафальсон (1971).

Один из исследованных кристаллов изображен на фото 33. Фотография полированного шлифа указывает на то, что в конечные периоды роста кристалл был расколот на две части по диагональной к удлинению трещинке и залечен. Для изучения распределения железа, марганца и других элементов в различных участках кристалла были пройдены электронным микронзондом профили, расположенные почти под прямыми

Оптические свойства зональных гюбнеритов

Номер образца	Зона	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$
2605	Внутренняя коричнево-черная	2,37	2,27	2,21	0,16
	Промежуточная красно-коричневая	2,36	2,27	2,21	0,15
	Внешняя прозрачная . .	2,35	2,26	2,19	0,16
2610	Внутренняя непрозрачная	2,36	2,28	2,21	0,15
	Внешняя прозрачная . .	2,35	2,27	2,19	0,16

Т а б л и ц а 10

Микротвердость зональных гюбнеритов
на плоскости спайности

Номер образца	Зона	Кг/см ²	По шкале Мооса
2605	Центральная черная . .	370±35	4,85±0,15
	Промежуточная красно-коричневая	365±25	4,80±0,10
	Внешняя прозрачная . .	335±25	4,70±0,10
2610	Центральная непрозрачная	355±15	4,75±0,07
	Внешняя прозрачная . .	320±15	4,65±0,07

углом к зонам. В этом отношении исключение составляют лишь зоны в центральной части кристалла, которые были пройдены профилем 5 под острым углом. На рис.8 представлены кривые распределения Fe в кристалле по указанным на фотографии профилям. Из рассмотрения их исключим пики, связанные с переходом зонда из кристалла в залеченную трещинку, и два правые крайние пика профиля 5, поскольку они характеризуют зоны, пройденные под острым углом.

Кривые распределения Fe в кристалле интересны следующей характерной деталью. Подавляющее большинство пиков, соответствующих повышенному содержанию железа, являются асимметричными. При этом, пологие ветви пиков обращены к центральным зонам кристалла, а крутые - к периферии его. Это указывает на то, что в процессе роста вольфрамитов состав его изменяется по вполне определенной схеме:

в отдельные этапы относительно резко увеличивалась его марганцовистость и затем относительно плавно повышалось содержание железа. Такие периоды неоднократно повторялись в процессе кристаллизации. Укажем, что колебания составов находятся в диапазоне 2,6-13,6% в пересчете на FeO .

Другой, часто отмечаемой, особенностью морфологии выделений минералов месторождения являются расщепленные формы. Для кварца мы выше описывали их в связи с зональным строением.

Интересные расщепленные кристаллы калиевого полевого шпата были встречены в кварц-полевошпатовых прожилках вольфраморудного этапа, в периферических зонах кристаллов. Проявляется это явление в том, что

след грани полевого шпата на плоскости шлифа не является прямолинейным, а осложнен субиндивидами. В скрещенных николях такие участки кристаллов ведут себя как спутанно-волоконистый агрегат, обнаруживая неоднородность строения благодаря разнообразной ориентровке оптической индикатрисы, отклоняющейся от ориентровки ос-

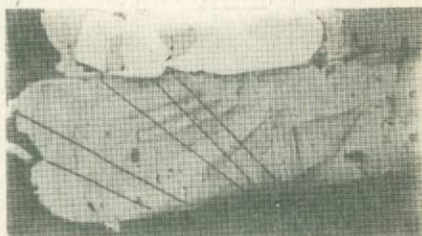


Фото 33. Зональный кристалл вольфрамита. Линии указывают профили, по которым проходило электронное микрозондирование образца. Ув.20.

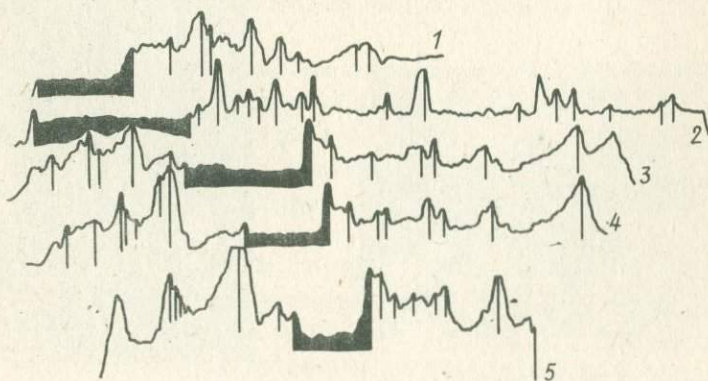


Рис.8. Кривые распределения содержания Fe в зональном кристалле вольфрамита.

нового кристалла. Выделения подобной морфологии иногда отмечаются в микротрещинах в полево шпате, которые они залечивают (фото 34). Исследования на федоровском столике показали, что расщепленным формам калиевого полевого шпата свойственны низшие значения угла оптических осей. Они подвержены резким колебаниям в субиндивидах от 34 до 52° , что соответствует оптическим свойствам санидинов.

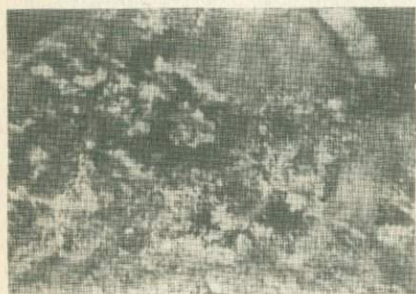


Фото 34. Расщепленные формы полевого шпата, залечившего трещинки в ортоклазе. Ув.50. С анализатором.

Расщепленный рост характерен и для кристаллов гюбнерита. В определенные моменты кристаллизации моновыделения гюбнерита распадались на несколько субиндивидов, расходящихся от основного кристалла под углом от $10-15$ до $30-35^\circ$ (фото 35). В некоторых случаях такие субиндивиды вновь объединялись в монокристалл, который позднее мог опять претерпеть расщепление (фото 36). Интересно отметить, что гюбнерит в участках

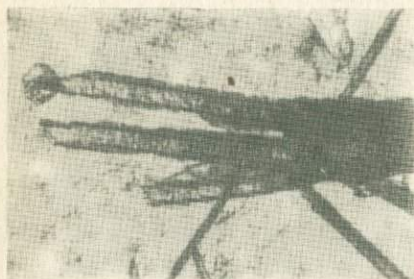


Фото 35. Расщепленный в процессе роста кристалл гюбнерита. Ув.50. Без анализатора.



Фото 36. Неоднократно расщепленный в процессе роста кристалл гюбнерита. Ув.40.

расщепления часто оказывается прозрачным, а в местах объединения субиндивидов обладает густой окраской (рис.9). Различные по морфологии и окраске зоны отличаются также и по микротвердости.

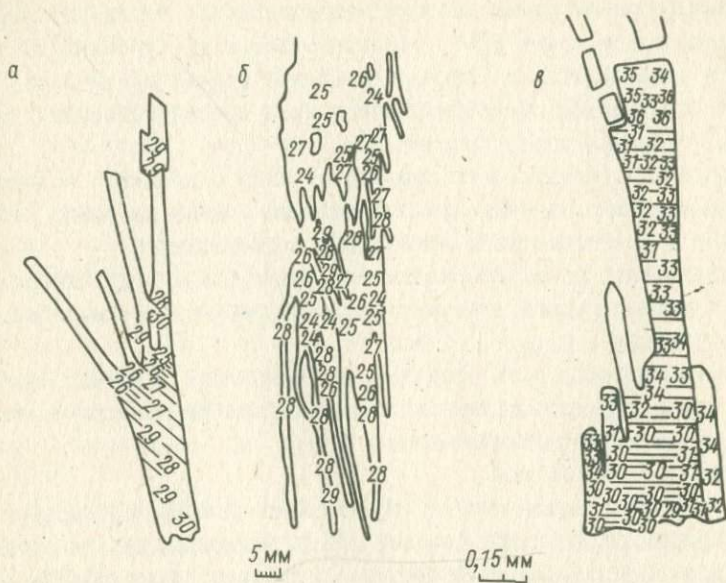


Рис.9. Карты размеров отпечатков алмазной пирамиды микротвердомера ПМТ-3 при различных нагрузках.
 а, б - 30 г, в - 35 г. Штриховкой покрыты участки кристаллов гюбнерита с повышенным содержанием Fe.

На рис.9 для трех кристаллов гюбнерита представлены карты размеров отпечатков алмазной пирамиды микротвердомера ПМТ-3 в делениях окуляр-микрометра. Измерения проводились в полированных шлифах, в случайных сечениях кристаллов. Предварительное исследование незональных, однородных по составу выделений вольфрамита показало, что отклонения размеров отпечатков от среднего значения равны ± 1 деление окуляр-микрометра при нагрузке в 50 г. На рис.9 видно, что для описываемого гюбнерита отклонение равно трем единицам при нагрузке 30-35 г. Это дает основание предполагать, что химический состав отдельных участков кристаллов гюбнерита различен. Исследованиями Ильинского (1963), Сырицо и Ивановой (1963) и других установлено, что в вольфрамитах величина твердости пропорциональна содержанию FeO (по крайней мере в гюбнеритах) и что размеры отпечат-

ков алмазной пирамиды обратно пропорциональны содержанию этого окисла.

Таким образом, оказалось, что нерасщепленные участки кристаллов характеризуются более высокой железистостью, тогда как расщепленные содержат меньше FeO (рис.9,а). Когда же субиндивиды объединяются в монокристалл, содержание окиси железа в нем опять повышается (рис.9,б,в). С новым расщеплением состав гюбнерита изменяется в указанном ранее направлении.

Интересно отметить, что переход от зоны с высоким содержанием железа к зоне с меньшим его содержанием обычно довольно резкий, а от более марганцевистой к железистой — постепенный.

Расщепленные формы роста отмечены нами для многих минералов изученных месторождений: топаза, флюорита, мусковита, молибденита, пирита, сфалерита.

В заключение следует сказать, что кристаллы основных минералов месторождения хранят память об изменениях физико-химических условий в период их формирования.

Какие же это условия?

Прежде всего, неоднократно возникавшие резкие пересыщения минералообразующего раствора твердой фазой, составляющей минералы. На это указывают расщепленные формы кристаллов, образующиеся (Бакли, 1953; Рундквист, 1958; Булдаков, 1964) в периоды резко увеличенной скорости роста минералов. Именно благодаря большой скорости роста полевой шпат в расщепленных формах и нижних границах зон является крайне структурно-неупорядоченным, как показывает его оптическое изучение.

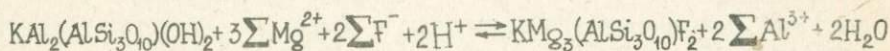
Наряду с этим периодически происходило пересыщение раствора газовой фазой, фиксирующееся серийно расположенными газовой-жидкими включениями (Барабанов, 1961; Булдаков, 1964).

Изменение химического состава кристаллов, на наш взгляд, указывает на изменение активности компонентов в минералообразующем растворе, что, в свою очередь, находится в зависимости от многих параметров. По-видимому, в период кристаллизации отдельных зон одного индивида концентрация основных слагающих его компонентов не изменяется в широких пределах. Мы полагаем, что в данном случае имеет место проявление зависимости активности компонентов от кислотно-щелочных свойств раствора (Коржинский, 1956; Говоров, 1965; Маракушев, Перчук, 1966), окислительно-восстановительного потенциала, температуры, давления, скорости роста.

Согласно расчетам Коренбаума (1972) для среды с небольшой активностью углекислоты, по теоретическим данным (Давиденко, 1962; Жариков, 1965), по экспериментальным исследованиям (Hundlach, 1967), постепенное нарастание железистости в зональном гюбнерите и резкое повышение его марганцовистости при переходе в последующую зону также говорит о постепенном увеличении кислотности и резком — щелочности. О таком же изменении этих параметров говорит замещение: $2\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Li}^+ + \text{Al}^{3+}$, сопряженное с $\text{OH}^- \rightarrow \text{F}^-$ в турмалине. Изменение окраски с зеленой на бурую согласно Сливко (1955) и Грум-Гржимайло (1956) свидетельствует о постепенном увеличении окислительного потенциала среды в процессе образования единичной зоны в турмалине из пегматитов Южного Урала. Топаз регистрирует ритмические изменения и кислотности-щелочности и активности фтора по той же схеме. По Балицкому (1970), переход от дымчатой окраски кварца к бесцветной отражает увеличение кислотности и окислительного потенциала среды в период времени, необходимого для формирования зоны и резкого уменьшения этих характеристик в первые моменты наращивания следующей.

Менее однозначно можно судить об изменении условий минералообразования по зональному строению мусковита. Рассмотрение большого количества химических анализов слюд редкометальных месторождений Казахстана показывает, что замещение алюминия в октаэдрической позиции магнием, железом, литием сопровождается заменой гидроксила на фтор. Такая же зависимость обнаруживается и при исследовании распределения фтора в зональных индивидах. Так, отчетливо зональные мусковиты месторождения Акчатау, по данным К.А.Сорокиной, содержат в центральных, обогащенных фенгитовым компонентом участках, больше фтора, чем в периферических.

В этом случае об условиях минералообразования, вероятно, можно судить по диаграмме $\text{pH} - \lg \frac{[\sum \text{Al}]}{[\sum \text{Mg}]}$, рассчитанной по константе уравнения реакции



при различной активности фтора (рис.10). В расчетах были учтены следующие подвижные формы: Al^{3+} , $\text{Al}(\text{OH})^{2+}$, $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, $\text{Al}(\text{OH})_3^0$, $\text{Al}(\text{OH})_4^-$, AlO_2^- , AlF^{2+} , AlF_2^+ , AlF_3^0 , AlF_4^- , AlF_5^{2-} , AlF_6^{3-} , Mg^{2+} , MgOH^+ , MgF^+ . Схема расчетов и термодинамические данные заимствованы из справочника Наумова и др. (1971). Исследованию приведенной выше реакции предшествовало выяснение полей устойчивости указанных подвижных форм в ко-

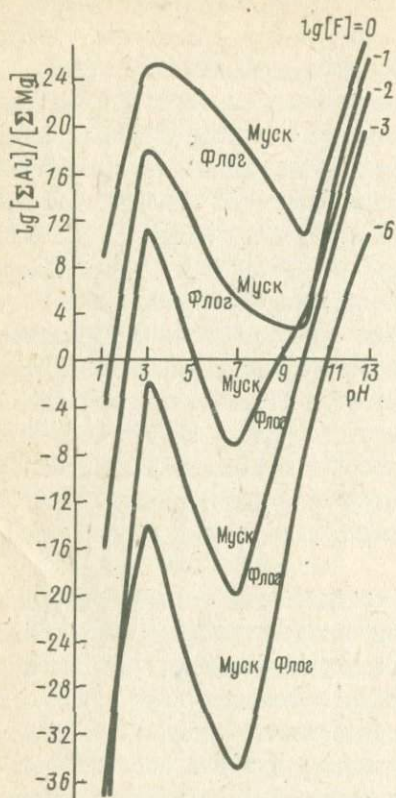


Рис.10. Поля устойчивости мусковита и фторфлогопита в координатах $pH - \lg \frac{\Sigma[Al]}{\Sigma[Mg]}$ при 25°C и давлении в I атм.

ординатах pH - активность растворимого компонента. Отсутствие сведений об изобарных теплоемкостях и коэффициентах уравнения зависимости изобарных теплоемкостей растворимых форм от температуры не позволяет провести расчеты для повышенных температур.

Выделим на диаграмме область, ограниченную значениями $\lg \frac{\Sigma[Al]}{\Sigma[Mg]}$ от 4 до -4. В этот диапазон, вероятно, укладываются все природные вариации отношений активностей растворимых форм алюминия и магния. По оси абсцисс следует выделить область при pH , превышающих 5-6, так как ниже их, по данным Говорова (1977), происходит замещение мусковита топазом. Кроме того, результаты расчета надо рассматривать при $\lg [F^-] < -2, -3$, так как согласно результатам того же автора, выше этих значений будет иметь место образование в грейзеновом процессе топаза и флюорита. Действительно, наши наблюдения на месторождении Караоба показывают, что при увеличении содержания фтора в

грейзене уменьшается его количество в слюдах в результате фиксации его в флюорите и топазе.

Анализ диаграммы с учетом сделанных замечаний приводит к заключению о главенствующем влиянии кислотности-щелочности среды на замещение октаэдрического алюминия магнием в мусковите. Вариации величины активности водородного иона на два порядка приводят к изменению равновесных значений отношения активности растворимых форм алюминия и магния на четырнадцать порядков, а фтора - на четыре порядка. В таком случае постепенный переход от фенгитовой зоны к чис-

то мусковитовой укажет на постепенное увеличение кислотности раствора, а резкий переход от мусковитовой к фенгитовой — на резкое возрастание щелочности. Однако эти соотношения могут быть нарушены резкими колебаниями активности фтора в гидротермальном растворе.

Реконструкция таким образом условий минералообразования в целом кристаллов указанных минералов показывает, что в большинстве случаев кислотность, E_h среды, активность летучих возрастают к концу кристаллизации индивида или агрегата. Но нередка и обратная зависимость. Она требует специального рассмотрения, которое мы оставляем до заключительных глав.

Причиной изменения физико-химических условий кристаллизации являются, видимо, тектонические подвижки, приоткрывания полости минералообразования. На это указывают присыпки обломков минералов, приуроченные к нижним границам зон, а также факты обрастания зональными агрегатами ксенолитов вмещающих пород и обломков жильных минералов. По сути дела одна четко выраженная зона — это фиксирование единичного акта приоткрывания полости, связанного с ним резкого изменения физико-химических параметров и дальнейшего их возвращения к значениям, близким к исходным.

Принципиально важно отметить следующее. Электронномикроскопические снимки показывают, что ширина отдельных зон варьирует от 0,5 до нескольких микрон. Если принять, что скорость роста кристаллов в среднем равна $5 \cdot 10^{-7}$ см/с (Кузнецов, 1953), то время роста отдельных зон колеблется от 16 до 1-2 часов. Отсюда, верным будет заключение о том, что время отдельного тектонического акта и время наращивания единичной зоны кристалла, фиксирующей физико-химические проявления этого акта, соизмеримы.

ТИПОХИМИЧЕСКИЕ И ТИПОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ
(на примере месторождения Коктенколь)

Кварц. Для кварца постмагматических минеральных ассоциаций исследованы следующие свойства: диэлектрическая постоянная, рентгенометрические константы, температуры α - β превращения, состав микропримесей.

Диэлектрическая проницаемость определялась нами совместно с Л.Я.Шмураевой иммерсионным методом Больцмана-Билитцера в варианте ВИМС-а (Рожкова, Проскуровский, 1957). Установка была собрана нами по схеме указанных авторов. В качестве полярных жидкостей выбраны смеси четыреххлористого углерода, который перед исследованиями подвергался двукратной перегонке, и метилового спирта с маркой "х.ч.". Использовался переменный ток с частотой 50Гц, при этом напряжение менялось от 220 до 600 В. К измерению допускалась фракция минерала 0,05-0,1 мм. Были отобраны крупинки, не содержащие видимых включений (за исключением образцов из поздних кварцевых прожилков), или же содержащие их в минимальном количестве.

Ниже приведены результаты измерения диэлектрической проницаемости для 41 образца кварцев.

Кварцевое тело с молибденитом в грейзене (1)*	5,0
Кварцевые жилки с тонкочешуйчатым молибденитом (8)	6,1
Полевошпатовые прожилки с незначительным содержанием кварца (2)	5,7
Кварцевые прожилки с молибденитом, приуроченным к зальбандам (8)	6,5
Полевошпатовые и кварц-полевошпатовые жилки с молибденитом (5)	6,5

* В скобках указано число проб.

Кварц-мусковитовые и кварцевые прожилки с вольфрамитом (6)	5,9
Послерудные кварцевые прожилки с флюоритом (4)	6,8

Следует отметить, что величина диэлектрической проницаемости зависит от степени загрязнения образца газовой-жидкими включениями. Так, в обр. 485 имеем: для кварца без видимых включений д.п. - 6,09, загрязненный газовой-жидкими включениями - 6,23. В связи с этим мы приводим значения д.п. с первым знаком после запятой.

Кварц был подвергнут рентгенометрическому исследованию, при этом использовалась методика прецизионного определения параметров элементарной ячейки в камере РКЭ конструкции С.С.Квитко и М.М.Уманского. Съемка производилась при комнатной температуре на медном излучении при напряжении 35 кВ и силе тока 18 мА. Диаметр диафрагмы 1 мм. Экспозиция составляла 1 ч. Перед определениями образцы природного и эталонного кварцев смешивались с металлическим германием (1:8;1:5 по весу). На каждую пленку снимались рентгенограммы эталонного кварца и исследуемого образца. Съемка природного образца производилась неоднократно и зачастую в разных камерах. Рентгенограммы измерялись на компараторе ИЗА-2 с точностью $\pm 0,01$ мм, в некоторых случаях на микрофотометре МФ-2. Параметры определялись по линиям 234 и 216. Методика исследования подробно описана И.Е.Каменцевым в 1959г. В качестве эталона был взят горный хрусталь из месторождения Кожим, представленный И.Е.Каменцевым. Точность определения параметров по данным Каменцева (1963), составляет $\pm 0,0001$ Å.

Кварцы месторождения в данном исследовании представлены четырьмя группами образцов. В первую группу собраны кварцы последовательных генераций прожилков. В ней оказались образцы зернистых агрегатов. Характерные для них признаки: зависимость размеров индивидов от мощности жилки, равное число зерен на единицу площади в одной жилке в разных по мощности участках, сходный тип околожилковых изменений - позволяют предположить схожесть условий кристаллизации за исключением температуры. В этом отношении особняком стоят образцы кварцевых жилок с тонкочешуйчатым молибденитом.

Во вторую группу включены образцы кварца из пустоток перекристаллизации, встречающихся почти во всех генерациях рудных жилок. Третья группа представлена образцами кварца из пегматитовых жилок, грейзенов и кварц-карбонатных жилок. Наконец, четвертая группа объединяет образцы кварца параллельно-шестоватых агрегатов поздних генераций прожилков, характеризующихся зональным строением, нали-

чем форм расщепленного роста и другими признаками, указывающими на повышение скорости кристаллизации.

В табл. II, I2 приведены результаты измерения параметров элементарной ячейки кварцев, значения которых для различных образцов колеблутся в различных пределах: $\alpha_0 = 4,9126 \div 4,9143 \text{ \AA}$, $c_0 = 5,4044 \div 5,4054 \text{ \AA}$.

Т а б л и ц а II

Параметры элементарной ячейки образцов зернистого и друзового кварца, \AA

Постмагматическая ассоциация	Номер образца	α_0	c_0	Примечание
Петматит	III4	4,9128	5,4045	Блоковый кварц
Грейзен	8I6ж	4,9128	5,4045	Основная масса породы
	994e	4,9128	5,4046	"
	2628	4,9129	5,4046	"
	2628	4,9130	5,4047	Кварц из друз
Кварцевые прожилки с тонкочешуйчатым молибденитом	488	4,9127	5,4045	Зернистый агрегат
	1001	4,9127	5,4045	"
	500	4,9130	5,4046	Кварц из друз
Кварцевые и кварцево-полевошпатовые прожилки с молибденитом	1068	4,9127	5,4044	Зернистый агрегат
	2718б	4,9126	5,4045	"
	489	4,9126	5,4044	"
	2691б	4,9127	5,4044	"
Кварцевые прожилки: с вольфрамитом	498	4,9129	5,4047	"
	120	4,9128	5,4046	"
	72	4,9128	5,4047	"
	498	4,9130	5,4048	"
	120	4,9131	5,4049	"
	1069	4,9129	5,4048	"
	2606	4,9129	5,4047	Зернистый агрегат
с гюбнеритом	22606	4,9131	5,4049	Кварц из друз
	2627	4,9129	5,4048	Зернистый агрегат
с сульфидами (Cu, Pb, Zn)	II06н	4,9128	5,4047	"
	1906	4,9132	5,4050	Отдельные кристаллы в зальбанде.

Параметры элементарной ячейки образцов кварца
параллельно-шестовых агрегатов I рода, А

Прожилки	Номер образца	α_0			c_0		
		1	2	3	1	2	3
Кварцевые с гюбнеритом	26Iр	4,9141	4,9139	4,9138	5,4054	5,4053	5,4054
	26IOр	4,9140	-	4,9138	5,4052	-	5,4052
с сульфидами (Cu, Pb, Zr)	II06н	-	4,9132	-	-	4,4029	-
Поздние кварцевые	464	-	-	4,9143	-	-	5,4053

П р и м е ч а н и е. 1 - основания, 2 - средние части, 3 - головки кристаллов.

При рассмотрении таблиц можно отметить следующее:

1) кварц из поздних генераций прожилков обладает большими параметрами ячейки, что, по всей вероятности, связано с несколько большим содержанием примесей;

2) при перекристаллизации происходит увеличение размера решетки кварцев;

3) среди прожилков одной генерации морфологические разновидности кварца имеют разные параметры. При этом параллельно-шестоватые агрегаты образованы кварцем с большими размерами ячейки.

Определение температуры α - β превращения образцов кварца проводилось методом термического анализа на установках УТА-1 и "Дериватограф" системы Эрдеи, Паулик по нашей просьбе Ф.Г.Гаврюченковым. В качестве эталона использован серноокислый калий (марки "Khalbaum"), температура α - β превращения которого принята нами, согласно данным М.Л.Кейта и О.Ф.Таттла (Кейт, Таттл, 1954) равной 584,9°C.

Термограммы смеси кварца (обр.609) и K_2SO_4 (взятых в весовом отношении 5:6) приведены на рис. II. Рядом с каждой из пяти кривых, ДТА проставлена поправка к температурным шкалам, равная разности значений температуры превращения K_2SO_4 , принятой нами (584,9°C) и полученной в каждом из опытов.

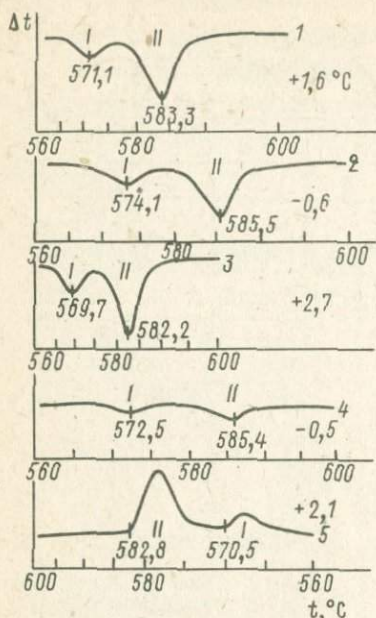


Рис. 11. Термограммы кварца (обр.609) и K_2SO_4 .
1-4 - при нагревании; 5 - при охлаждении. Термический эффект полиморфного превращения кварца (I) и K_2SO_4 (II).

Учитывая эту поправку, для обр.609 получены следующие значения температуры превращения, °C: 573,5; 572,7; 572,4; 572,0; 572,6. Среднее значение - $572,7 \pm 0,4$ °C.

Следуя такой же методике, для обр.130I и II06B установлены температуры превращения, равные $570,4 \pm 0,5$ °C и $571,4 \pm 0,5$ °C.

При дальнейших исследованиях в качестве эталона использован обр.609. На рис.12 изображены кривые ДТА эквимольрных смесей обр.609 с обр.464 и 26II. На термограммах отчетливо наблюдается разница температур превращения, равная для обр.464 $33^\circ C$ и для обр.26II $19^\circ C$. Примерно такая же разница в значениях температур превращения получается и при сравнении кривых ДТА, соответствующих чистым образцам кварца (см.рис.12). Таким образом, можем считать температуру превращения обр.464 и 26II равной $540 \pm 3^\circ C$ и $554 \pm 3^\circ C$, соответственно.

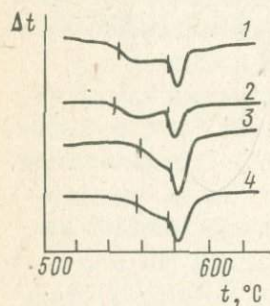


Рис.12. Термограммы эквимольрных смесей кварцев.
1, 2 - смесь обр.609 и 464; 3, 4 - смесь обр.609 и 26II.

Спектроскопически было исследовано 50 образцов отобранного под биноклем кварца (табл.13).

В табл.14 приведены результаты анализов зональных кварцев параллельно-шестоватых агрегатов кварцево-гюбнеритовых жил, характеризующихся различным содержанием газовой-жидких включений.

Кроме указанных в табл.13, 14 элементов, спорадически были отмечены следующие: Zr в кварцево-молибденитовых и кварцево-вольфрамитовых прожилках в количестве 0,01-0,03%, Sn - следы в кварце полевошпатовых прожилков и до сотых долей процента в кварцево-вольфрамитовых, Ba - в кварцево-воль-

фрамитовых (0,01-0,02%), отмечен также в кварцево-полевошпатовых (0,01%), Рb - встречается только в поздних генерациях прожилков, следы в прожилках вольфрамоворудного этапа и 0,001% в поздних кварцевых жилках, Zr - следы и первые тысячные процента были обнаружены в кварце вольфрамоворудного этапа, W - только в кварцево-гюбнеритовых на пределе чувствительности метода, Li - 0,03% в поздних кварцевых жилках.

Пламеннофотометрическое определение щелочных металлов в кварце штокверка было проведено аналитиком Е.Д.Прудниковым в лаборатории геологического факультета ЛГУ (табл.15).

Рассматривая физические и химические свойства кварца различных генераций прожилков, необходимо отметить изменение этих свойств в зависимости от условий образования.

Результаты спектрального изучения минерала обнаруживают увеличение содержания примесей от ранних генераций жилков к поздним. Конечно, надо учитывать возможность загрязнения проб механическими включениями, особенно газовой-жидкими, даже при тщательной подготовке материала к анализу. Влияние включений показано в табл.14. Но и с учетом этого влияния тенденция сохраняется, как можно заметить на примере Al, Ca, Ti, Na, Mg, Fe не дает четких закономерностей (см.табл.13). Mn присутствует в кварце всех генераций прожилков, намечается некоторое увеличение его содержания в кварцево-гюбнеритовых жилках. Молибден и бериллий также присутствуют почти во всех пробах, большее их количество характерно для кварцево-вольфрамитовых прожилков. Постоянно улавливаются следы Ag и Cu, происходит относительно большее накопление их в кварцево-гюбнеритовых жилках. Спорадически были отмечены: Zn в ранних и средних генерациях, Sn, роль которого увеличивается в кварце вольфрамоворудного этапа, Ba - больше в том же кварце, только в вольфрамоворудных и поздних жилках. Вольфрам обнаружен лишь в кварце гюбнеритовых прожилков, где он скорее всего связан с газовой-жидкими включениями (см.табл.14).

Нужно сказать, что кварц является относительно чистым от спектрально улавливаемых примесей. Из анализированных 44 элементов постоянно отмечались II и от случая к случаю - 6. Сравнение с литературными данными (Кейт, Таттл, 1954; Барабанов, 1961) показывает, что присутствие указанных элементов характерно для кварца различных месторождений. По составу примесей наши образцы кварца близки к таковым Белухинского и Букукинского месторождений.

Интересно, что намечается определенная дифференциация микропримесей в кварце. Типоморфным признаком для кварцево-вольфрамитовых

Содержание микроэлементов в кварце

Генерации прожилков	Число проб	Al		Mg		Ca		Fe	
		1	2	1	2	1	2	1	2
Кварцевое тело с молибденитом в грейзенизированном граните. . .	2	7-8	-	1	-	2-6	-	10-20	-
Кварцевые с рассеянным тонкоочешуйчатым молибденитом	3	1-5	-	1	-	1-4	-	7-20	-
Кварцево-полевошпатовые с молибденитом	7	5-10	-	1	-	1-7	-	10-20	-
Кварцевые с молибденитом в зальбаюде	4	5-10	-	1	-	1-3	-	10-15	-
Кварцево-вольфрамитовые	16	6-2	1-3	1	2-10	10-20	3-10	10-20	6-20
Кварцево-гюбнеритовые	2	-	10-15	-	5	-	10	-	10
	1	-	30	-	5	-	10	-	5
Поздние кварцевые	5	2-30	2-30	1	6-10	20	10	30	10-20

Примечание. Анализы выполнены: 1 - В.А.Галибиным (тральная лаборатория каф.минералогии ЛГУ).

вых прожилков является повышенное содержание Mo, Be, Sn, Ba, следы Pb (не говоря о повышенных количествах Al, Ca, Ti), для кварцево-гюбнеритовых - большее, чем в других кварцах, количество Ag, Cu, Pb, следы Be, отсутствие Mo.

Результаты пламеннофотометрического исследования кварцев, показывают ту же тенденцию: увеличение содержания примесей от ранних прожилков к поздним.

прожилков различных генераций, $n \cdot 10^{-2}$ вес.%

Mn		Ti		Mo		Be		Ag		Cu		Na	
I	2	I	2	I	2	I	2	I	2	I	2	I	2
I	-	0,4	-	He обн.	-	0,01- 0,02	-	Сл.	-	Сл.	-	He обн.	-
I	-	0,4-3	-	0,3	-	0,01- 0,03	-	Сл.	-	Сл.	-	He обн.	-
I	-	0,4- 0,6	-	He обн. 0,01	-	0,01	-	Сл.	-	Сл.	-	He обн. 2-4	-
I	-	0,4- 0,6	-	He обн. 0,01	-	0,01- 0,03	-	Сл.	-	Сл.	-	3-5	-
I	He обн. 0,3	0,5- 0,8	-	He обн. -0,1	He обн. -0,1	0,01- 0,04	Сл.	Сл.	He обн.	Сл.	-	3-10	-
-	0,1	-	0,5	-	He обн.	-	Сл.	-	He обн.	-	0,03- 0,1	-	3
-	Сл.-I	-	I	-	He обн.	-	He обн.	-	0,05	-	3	-	5
I	0,3	0,2-I	I	0,01- 0,1	0,05- 0,3	0,01- 0,05	0,03	Сл.	He обн.	Сл.	0,03- 0,3	10	8

(спектральная лаборатория НИИЗК ЛГУ), 2 - Л.П.Муравьевой (спек-

Рентгеновское исследование кварцев позволило наметить ряд закономерностей изменения параметров решетки минерала в зависимости от условий его образования.

Работы, выполненные в последнее время (Кейт, Таттл, 1954; Каменцев, 1962; Франк-Каменецкий, 1960; Франк-Каменецкий, Каменцев, 1962) показали изменчивость свойств кварца в зависимости от условий образования, в том числе и параметров элементарной ячейки ми-

Содержание микроэлементов в образцах кварца
из кварцево-гюбнеритовых прожилков, $\pi \cdot 10^{-2}$ вес. %

Элемент	Кварц, замутненный газово-жидкими включениями				Прозрачный бесцветный кварц		
	26IIP	26I2-I	26I2-III	26IIP*	26I2-I**	26IIP	26I2-I
Al	10-30	30-60	30-60	30-60	10-30	10	10-30
Mg	I	I	I	I	I	I	I
Ca	Сл.	Сл.	10	Сл.	10	Сл.	Сл.
Fe	0,3	"	Сл.	0,3	Сл.	0,1	"
Ti	Не обн.	"	"	Не обн.	0,1	Не обн.	"
Be	0,1	0,1	0,1	Сл.	Сл.	0,3	"
W	1,5	I	I	I	I	I	"
Cu	0,1	0,1	Не обн.	0,1	Сл.	0,3	0,3
Pb	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	"	Сл.	Сл.
Ag	0,1	0,3	0,1	0,3	"	0,1	0,1
Mn	1-3	I	3	I	I	I	I

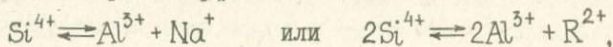
* Образец тонко измельчен, но не растерт.

** Образец растерт в дистиллированной воде и отмучен.

Содержание щелочных металлов в кварцах штокверка
по данным пламенной фотометрии, $\pi \cdot 10^{-2}$ вес. %

Прожилки	Номер образца	Na	K	Li	Rb	Cs
Кварцевый с тонко-чешуйчатым молибденитом	100	6,5	2,0	0,4	0,08	0,2
с молибденитом в зальбандах	845	8,5	4,4	0,5	0,09	0,5
Кварцево-вольфрамитовый	2727	9,6	5,6	0,3	0,10	0,2

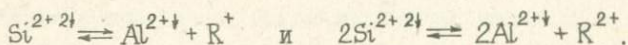
нерала. В данном случае предполагается (Франк-Каменецкий, 1960; Каменцев, 1964) микроизоморфизм по схеме



где $R = Ca, Mg, Fe$. При этом Al входит в тетраэдры SiO_4 , замещающая кремний, и тем самым увеличивая параметр c_0 , а натрий - в полые каналы структуры, изменяя параметр a_0 .

В настоящее время существует немного исследований природных образцов (Каменцев, 1962; Каменцев, Прияткин, 1963), в которых бы рассматривались колебания параметров его элементарной ячейки в зависимости от генезиса этого минерала. Такие работы, ссылаясь лишь на влияние температуры, не охватывают всего многообразия условий образования кварца.

В объяснении приведенных нами фактов во многом, на наш взгляд, может оказать помощь выдвинутое (Лебедев, 1957; 1960) мнение, что изоморфизм кремния и алюминия в алюмосиликатах проходит по схеме



Такое описание процесса учитывает твердо установленную полуковалентную природу связи в кремнекислородных тетраэдрах структуры кварца.

Влияние различных факторов на присутствие структурных примесей и размеры элементарной ячейки кварца сводится, по-видимому, к следующему.

Химизм среды. Нельзя, рассматривая роль этого фактора, обращать внимание только на количество алюминия, присутствующего в окружающей растущий кристалл среде, как это иногда делается (Каменцев, Прияткин, 1963). Большое значение, вероятно, имеет кислотность-щелочность среды и наличие в ней одно- и двухзарядных катионов. Говоря о первом, надо заметить, что при одном и том же количестве алюминия изоморфизм $Si \rightleftharpoons Al + R$ будет, видимо, шире в условиях повышенной щелочности. В кислой среде алюминий находится в состоянии Al^{3+} , длина связи $Al-O$ равна $1,95 \text{ \AA}$, в то время как длина связи $Si-O$ в кварце $1,59-1,61 \text{ \AA}$. В щелочной среде, где алюминий выступает с кислородом в роли аниона, он по строению электронной оболочки ($Al^{2+\uparrow}$) близок к состоянию кремния в кварце. К тому же вследствие возрастания числа ковалентных связей расстояние $Al-O$ уменьшается (в ортоклазе оно равно $1,68 \text{ \AA}$).

Увеличение содержания одно- и двухвалентных катионов в среде при одном и том же содержании алюминия и стабильном pH будет, вероятно, способствовать вхождению алюминия в решетку кварца. Эти элементы легко отдают свои электроны и насыщают кислород до состояния $O^{+\uparrow}$, которое имеет место в каркасных силикатах (Лебедев, 1957).

При этом алюминий находится в состоянии Al^{2+} , необходимом для замещения кремния в кварце. С уменьшением содержания указанных катионов намечается тенденция к ионизации алюминия до Al^{3+} под действием сильных ионизаторов (O, F и др.) (Лебедев, 1960). Правомерность этого будет еще более очевидна, если учесть ту ведущую роль Ca, Na, K, которую они играют в процессе кристаллизации (Белов, 1959) и в строении силикатов (Белов, 1961a). Такая же роль отводится Na и K в процессе кристаллизации кварца (Белов, 1961б).

Возможно, что несколько повышенные значения параметров ячейки кварца и, следовательно, более высокие содержания в нем примесей, в образцах из пегматита и грейзенов по сравнению с образцами из ранних генераций прожилков (см. табл. II), а также в карбонатно-сульфидных жилах, по сравнению с одновозрастными с ними кварцево-сульфидными жилками, объясняется влиянием химизма среды в том его проявлении, какое указано выше. Так, можно предположить, что во время формирования кварца грейзенов концентрация щелочных металлов в растворе была больше, чем при становлении кварца ранних прожилков, где их содержание понижалось вследствие того, что отложению кварца здесь предшествовали серицитизация, калишпатизация и альбитизация вмещающих пород в околожильной зоне. По-видимому, кварц в карбонатных прожилках формировался в несколько более щелочных условиях, чем в кварцево-сульфидных жилах, что также привело к большему содержанию в нем примесей и увеличению размеров решетки (см. табл. II).

Скорость роста. Играет еще большую роль в процессе изоморфных замещений в кварце. Принято считать (Хаимов-Мальков и др., 1972), что в условиях больших пересыщений с увеличением скорости роста кристалла количество структурной примеси уменьшается. Для кварца было показано (Каменцев, 1962; 1963), что с увеличением скорости роста происходит уменьшение параметра c_0 (уменьшение количества структурного Al) и увеличение параметра a_0 (увеличение содержания одно- и двухвалентных ионов, входящих в полые каналы структуры).

Наши данные указывают, что те образцы кварцев, которые по минералогическим наблюдениям кристаллизовались в условиях резких пересыщений раствора и большой скорости роста, обладают необычно увеличенными размерами.

Для параметра a_0 наблюдается согласие с данными по синтетическому кварцу, чего нельзя сказать о параметре c_0 . Видимо, это несоответствие объясняется различными условиями, существующими в автоклаве и природе. Укажем хотя бы на два. Пересыщение в автоклаве

достигалось (Каменцев, 1963; 1964) посредством перепада температуры, в то время как на примере описываемого месторождения можно, вероятно, говорить, что в жилах пересыщение минералообразующего раствора вызывается, в основном, перепадом при приоткрывании полости. Но в этих условиях помимо всего прочего изменяется реакция среды за счет дегазации раствора (Булдаков, 1964). Изменение ее направлено в сторону большей щелочности, что, как было показано, должно расширять пределы изоморфизма в кварце. Кроме того, в природе, наверное, происходит перемешивание раствора в меньшей мере, чем это имеет место в автоклаве. А как известно (Хаймов-Мальков и др., 1972), с уменьшением степени перемешивания увеличивается количество структурной примеси в кристалле.

Нужно отметить также следующее. Различное поведение примесей в условиях больших пересыщений (когда одно- и двухвалентные ионы входят в структуру и увеличивают параметр α_0 при недостатке в структуре алюминия) приводит к созданию дефектов в кристалле (несвязанный кислород и пр.) (Каменцев, 1964). В противном случае не достигается электронейтральность решетки. Но известно (Dienes, 1960), что эти дефекты должны присутствовать в конечной концентрации при данной температуре в той мере, в какой возрастание внутренней энергии кристалла, вызванное существованием дефектов, балансируется возрастанием энтропии. В условиях повышенной скорости роста, видимо, для достижения электронейтральности легче привлечь в структуру алюминий, чем создавать в ней дефект. Интересно отметить, что в наших данных изменение параметра α_0 происходит в большей мере, чем C_0 , т.е. щелочных и щелочно-земельных катионов в структуре больше, чем алюминия.

Температура кристаллизации. В ряду последовательных генераций прожилков кварц несколько увеличивает свои параметры.

Если рассмотреть состояние кремния и алюминия в кварце как Si^{2+2+} и Al^{2+} , а кислорода O^{++} (Лебедев, 1957), то видно, что число ковалентных связей у первого и второго одинаково. В той же мере, в какой эти элементы в кварце обладают ионной связью, сила взаимодействия с кислородом и длина этой связи определяется зарядом и размером ионов. Действительно, расстояние между кремнием и кислородом меньше, чем между алюминием и кислородом (ионный потенциал Картледжа, рассчитанный на радиусы двухзарядного кремния и однозарядного алюминия, равен соответственно 3 и 1). Вероятно, что и повышение температуры по-разному будет влиять на расстояние Si-O и Al-O в сторону все больших различий этих величин.

Хотелось бы отметить, что в случае кристаллизации из раствора необходимо учитывать, кроме кинетической, энергию гидратации. Энергия гидратации для кислородного комплекса алюминия, в котором алюминий имеет тетраэдрическую координацию, меньше, чем энергия гидратации силикатного комплекса. Это следует из опытов Балкони. В этих опытах (Лебедев, 1957) было показано, что при растворении дистена (весь Al с координационным числом 6) в воде, насыщенной CO_2 , в растворе обнаруживаются Al_2O_3 и SiO_2 в соотношении, равном их соотношению в минерале. При растворении силлиманита (один алюминий с к.ч., равным 4) отношение Al_2O_3 к SiO_2 заметно меньше, чем их соотношение в минерале.

В этой связи можно принять, что в водной среде вхождение алюминия в структуру кварца укрепляет его решетку, и поскольку гидратация ионов проявляется в большей мере при низких температурах, алюминий в этих условиях будет накапливаться в кварце.

Таким образом, при объяснении изменчивости содержаний примесей в кварце нужно всегда иметь в виду многообразие факторов, влияющих на степень вхождения элементов в структуру этого минерала. Так, по-видимому, влиянием и химизма растворов, и температуры можно объяснить увеличение параметров в кварце из друз перекристаллизации (см. табл. II).

Из данных табл. I2 видно, что параметры ячейки кварца образцов, взятых в пределах одной генерации прожилков, в пределах одной жилки и даже кристалла, изменяются подчас в том же диапазоне, или даже еще шире, что и в образцах из прожилков разной температуры образования. По-видимому, нужно осторожно относиться к суждению о температуре кристаллизации кварца по результатам измерения его параметров.

Интересно, что образцы кварца с необычно увеличенными размерами обладают также необычно низкими температурами α - β перехода, хотя после опубликования обстоятельной работы М.Л. Кейта и О.Ф. Таттла (Кейт, Таттл, 1954) считается, что температура превращения кварца не испытывает значительных вариаций. Этими авторами указывается, что 95% природных образцов обнаружили колебания температур полиморфного превращения в пределах $2-3^\circ\text{C}$. Лишь два природных кварца дали отклонения в 30°C в сторону уменьшения обычных значений.

Наши исследования показывают, что кварцы с низкими значениями температуры α - β перехода не так уж редки. Низкие температуры свойственны образцам кварца, кристаллизовавшегося в условиях повы-

шенной скорости роста, обусловленной пересыщением минералообразующего раствора кремнеземом. Неравновесные, часто меняющиеся условия кристаллизации вызвали неоднородность состава образцов и упорядоченность распределения в них примесей в пределах монокристалла, зерна и агрегата кварца, что в свою очередь явилось причиной некоторой диффузности рентгеновских отражений и замедленного превращения.

На рис.13 изображена зависимость температуры модификационного перехода от параметров α_0 и c_0 кварца. Конечно, малое число определений не позволяет с уверенностью судить о форме зависимости, од-

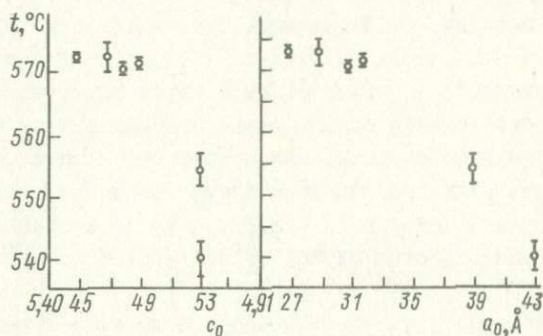


Рис.13. Зависимость температуры $\alpha - \beta$ перехода кварца от размеров его элементарной ячейки.

нако для дальнейших рассуждений интересен установленный факт сам по себе. Модификационный переход осуществляется с незначительной перестройкой структуры кварца. При этом лишь несколько меняется взаимное расположение кремнекислородных тетраэдров, что приводит к незначительному изменению конфигурации и размера полостей в структуре. Отсюда ясно, что на температуру перехода особенно влияют именно примеси, увеличивающие параметр α_0 , как это и следует из рис.13.

Результаты изучения диэлектрической константы кварца не показали четких изменений этого свойства в зависимости от условий образования кварца. По-видимому, это связано с влиянием на д.п. кварца многих факторов, учесть которые пока представляется трудным. Воздерживаясь от интерпретации, укажем, что значения диэлектрической постоянной позволяют идентифицировать кварцы разных генераций.

Калиевые полевые шпаты. Отобранные образцы изучались оптическими и рентгенометрическими методами. Кроме того, в них определялись содержания редких щелочей.

Неоднократные измерения показателя преломления показали, что его значения одинаковы для полевых шпатов всех рудных тел и равны: $N_g = 1,524 \pm 0,002$, $N_m = 1,521 \pm 0,002$, $N_p = 1,513 \pm 0,002$.

Определение ориентировки оптической индикатрисы относительно кристаллографических направлений выполнены ортоскопическим методом с помощью федоровского столика. Результаты приведены в табл.16. Здесь же можно найти величину угла оптических осей полевых шпатов различных генераций. По значениям, отвечающим ориентировке эллипсоида упругости относительно (010) и (100), определена степень оптической триклинности с привлечением формулы Марфунина (1962). Абсолютная точность замеров ориентировки полевых шпатов ортоскопическим методом на столике Федорова, как показано Марфуниным, не велика. Для выявления особенностей структурных превращений полевых шпатов измерялась оптическая ориентировка их в одном зерне в разных его участках. В этом случае относительная точность, конечно, повышается.

Рентгеновское изучение выполнено с целью получения данных о фазовом составе калиевых полевых шпатов, во многих случаях с его количественной характеристикой. Кроме того, были определены параметры (α_0 , β_0 , c_0 , угол β_0) элементарной ячейки моноклинной фазы.

Исследование проводилось на дифрактометре УРС-50 на медном излучении, трубка БСВ-3 с никелевым фильтром (35 кВ, 10 мА). Скорость вращения счетчика 1°/мин. Скорость движения диаграммной ленты 1200 мм/час. UV - постоянная величина. Образец вращался.

В качестве основного эталона при съемке использовался кварц, параметры которого были ранее (Франк-Каменецкий, Каменцев, 1962) определены асимметричным методом. И.Е.Каменцевым для этого образца были вычислены по квадратичным формулам углы скольжения необходимых линий.

Каждый образец анализировался трижды. Прежде всего предварительно откалиброванной по эталонному кварцу установкой снимался чистый образец полевого шпата для определения фазового состава. Для определения положения рефлекса 060 полевого шпата производилась съемка смеси образца и эталонного кварца в соотношении 2:1 в области углов 2θ от 39 до 43°. Для определения положения рефлексов 20 $\bar{1}$, 130, 112 применялась смесь полевого шпата и берилла в таком же соотношении. Положение рефлексов 0002 и 19 $\bar{1}$ 2 берилла определялось путем

Оптическая ориентировка и углы оптических осей постмагматических полевых шпатов

Постмагматическая ассоциация	Количество замеров	Направление	N_g	N_m	N_p	Δ_0	(-)2V	Степень упорядоченности
Автограниты	5	$\perp(100)$	76-88	68-74	18-25	0,08-0,70	56-71°	0,30-0,68
	9	$\perp(010)$	0-12	86-90	77-89	0,00-0,68		
	8	$\perp(001)$	81-89	4-9	83-90	-		
Пегматоидные выделения в гранитах	4	$\perp(010)$	0-8	86-90	84-89	0,00-0,44	66-72	0,55-0,70
	1	$\perp(001)$	87	4	88	-		
Зоны фельдшпатизации вблизи грейзенов	3	$\perp(001)$	80-83	10-11	83-85	-	74-80	0,75-0,90
Зоны фельдшпатизации	8	$\perp(001)$	75-85	6-15	81-86	-	58-76	0,35-0,80
Полевошпатовые прожилки ранние	7	$\perp(001)$	85-89	6-11	80-87	-	55-70	0,42-0,65
	3	$\perp(010)$	3-10	79-80	78-89	0,16-0,55		
Кварц-полевошпатовые прожилки молибденоворудного этапа	2	$\perp(001)$	87-90	5-6	85	-	60-76	0,40-0,80
	4	$\perp(010)$	3-13	83-90	83-87	0,16-0,71		
	2	$\perp(100)$	80-85	68	21-24	0,28-0,50		
	15	$\perp(001)$	81-90	3-13	82-90	-		
	4	$\perp(010)$	3-11	83-90	80-87	0,16-0,60		

Постмагматическая ассоциация	Количество замеров	Направление	N_g	N_m	N_p	Δ_0	$(-)\Delta V$	Степень упорядоченности
вольфрамоворудного этапа	9	$\perp(001)$	78-90	6-14	80-90	-	57-74°	0,38-0,75
	3	$\perp(100)$	88-89	60	22-25	0,35-0,50		
	4	$\perp(010)$	0-8	85-90	-	0,11-0,44		

съемки смеси его с эталонным кварцем. Используемая методика Гордиенко и Каменцева позволила определить положение дифракционных максимумов с точностью $2\theta = \pm 0,02^\circ$.

Параметры элементарной ячейки моноклинной фазы вычислены по положению рефлексов $20\bar{1}$, 130 , 112 и 060 с точностью $\pm 0,01 \div 0,005 \text{ \AA}$ по формулам, специально выведенным для этого случая Гордиенко и Каменцевым.

Межплоскостные расстояния и параметры элементарной ячейки моноклинной фазы калиевых полевых шпатов приведены в табл. 17.

Фазовый состав полевых шпатов определялся по расщеплению дуплетов 131 и $1\bar{3}1$ (Goldsmith, Laves, 1954; Марфунин, 1962). Количественные же соотношения фаз определялись по соотношению интенсивностей пиков 130 и $1\bar{3}0$ триклинной фазы (углы 2θ соответственно $23,2^\circ$, $24,1^\circ$) и 130 моноклинной ($2\theta = 23,6^\circ$). Рабочие графики, показывающие зависимость отношений $\frac{J_{130 \text{ мон. фазы}}}{J_{1\bar{3}0 \text{ трикл. фазы}}}$ и процентного содержания моноклинной фазы были любезно предоставлены И.Е. Каменцевым. Точность измерений равна 15%.

Средняя (средневзвешенная) рентгеновская триклинность образцов определялась по степени триклинности триклинной фазы и ее процентному содержанию

$$\left(\Delta_p^{\text{ср. вз}} \frac{\Delta_p \% \text{ трикл. фазы}}{100} \right).$$

Все полученные значения приведены в табл. 18.

Содержание Li , Rb , Cs в образцах калиевых полевых шпатов найдено А.П. Муравевой по специально отработанной ме-

тодике количественного спектрального анализа, откалиброванной по результатам пламеннофотометрических определений. Содержания Cs во всех образцах оказались ниже предела чувствительности метода (0,005%)*. Результаты этого исследования приведены в табл.19. Содержание других элементов-примесей (аналитики Л.П.Муравьева и В.С.Галибин) в некоторых типах полевых шпатов приведены в табл.20.

Анализ данных табл.18, 19 и 20 убеждает в том, что в пределах месторождения постмагматические калиевые полевые шпаты представлены разнообразными по степени упорядоченности, по оптической и рентгеновской триклинности типами. Среди них можно выделить (по номенклатуре Марфунина, 1962): низкий санидин, высокий ортоклаз, промежуточный ортоклаз, триклинный промежуточный ортоклаз и реже промежуточный микроклин. Следует подчеркнуть, что лишь низкие санидины и высокие ортоклазы представлены четко обособленной группой образцов. Остальные разновидности могут быть найдены как в пределах каждой генерации полевого шпата, так и очень часто в пределах одного зерна. Все же надо отметить, что полевые шпаты с большей триклинностью (оптической и рентгеновской), с большей степенью упорядоченности чаще всего отмечаются (см.табл.18) в зонах фельдшпатизации вблизи грейзенов, в фельдшпатизированных туфогенах, ранних полевошпатовых прожилках и прожилках вольфрамородного этапа.

Разнообразие оптических и рентгеновских структурных свойств полевых шпатов зависит, как это следует из наших исследований и литературных источников (Марфунин, 1962; Щерба и др., 1964 и др.), от двух причин:

- 1) условий кристаллизации,
- 2) постгенетических структурных изменений.

Известно, что степень упорядоченности и триклинность калинатровых полевых шпатов зависит от температуры их образования. Описанные выше "расщепленные" кристаллы полевого шпата, зональные разновидности его с характерными серийно распределенными первичными газово-жидкими включениями, на наш взгляд, иллюстрируют зависимость оптико-структурных свойств от скорости кристаллизации полевого шпата. Действительно, "расщепленные" и мозаичные разновидности калиевых полевых шпатов, как было показано, имеют низкие величины угла оптических осей (характерные для низкого санидина и

* По данным фотометрии пламени Cs_2O присутствует в некоторых образцах в количестве не более $0,001 \pm 0,004$ вес. %.

Параметры элементарной ячейки моноклинной фазы

Постмагматическая ассоциация	Номер образца	d/n				
		20 $\bar{1}$	130	112	060	
I	2	3	4	5	6	
Автограниты	I090	4,238	3,773	3,474	2,162	
	8I6ж	4,236	3,771	3,471	2,161	
	III4	4,236	3,778	3,474	2,161	
	III1	4,230	3,774	-	2,161	
	I066	4,236	3,770	3,476	-	
Пегматоидные выделения	III4	4,230	3,775	3,474	2,161	
	I028	4,236	3,774	3,472	2,161	
Зоны фельдшпатазации вблизи грейзенов	8I6ж*	4,238	3,776	3,478	2,161	
	III1*	4,236	3,782	3,479	2,160	
	576**	4,243	3,776	3,476	2,161	
	586**	4,245	3,775	3,479	2,160	
Фельдшпатоиды	2672з-60	4,255	3,779	3,485	2,159	
	2677а	4,247	3,810	3,484	-	
	2677л	4,249	3,819	-	2,160	
Полевошпатовые прожилки ранние	779	4,251	3,774	3,469	2,163	
	5I4	4,243	3,778	3,475	2,163	
	2642-1	4,238	3,778	-	2,162	
	2642-2	4,245	3,782	-	2,162	
	2642-3	4,243	3,783	-	2,164	
	с молибденитом	683	4,234	3,778	3,476	2,162
		2723м	4,243	3,783	3,473	2,163
2667		4,244	3,783	3,477	"	
2702-1-60		4,240	3,774	3,473	2,163	
799-3-62**		4,236	3,784	3,481	2,162	
799-1-62**		4,222	3,780	3,475	2,163	
Зоны околоспрожильковой фельдшпатазации	2675в-60	4,252	3,767	3,472	2,160	
	2722к-60	4,245	3,765	3,467	2,162	
	3I3	4,245	3,772	3,47	2,160	

α_0	b_0	c_0	β_0
7	8	9	10
8,603	12,974	7,214	116 ⁰ 18
8,601	12,968	7,208	116 16
8,616	12,971	7,208	115 38
-	-	-	-
-	-	-	-
8,597	12,971	7,216	115 45
8,602	12,968	7,208	115 55
8,610	12,968	7,222	115 45
8,621	12,963	7,224	115 04
8,621	12,968	7,216	115 51
8,627	12,963	7,225	115 53
8,647	12,957	7,235	115 36
-	-	-	-
-	-	-	-
8,627	12,979	7,202	116 30
8,630	12,965	7,222	115 40
-	-	-	-
-	-	-	-
-	-	-	-
8,607	12,974	7,216	115 37
8,623	12,982	7,210	115 34
8,623	12,982	7,219	115 29
8,604	12,982	7,212	116 18
8,620	12,974	7,227	115 09
8,588	12,982	7,212	115 21
8,617	12,963	7,214	116 50
8,612	12,974	7,200	117 06
8,613	12,963	7,204	116 15

I	2	3	4	5	6
Полевые шпаты из вольфрамоворудных жилок	2636	4,240	3,778	3,476	2,162
	72	4,240	3,778	3,477	2,161
	498	4,242	3,778	3,478	2,160
	737	4,238	3,781	3,477	-
	1021-II-62	4,242	3,778	3,474	2,161
	2702-II-60	4,243	3,776	3,471	2,163
	1017-II-62 ^{ЖЖЖ}	4,228	3,770	3,474	2,156
	1013-I-62 ^{ЖЖЖ}	4,232	3,765	-	-
	1013-II-62	4,226	3,769	3,465	2,162

Ж Слабые изменения.

ЖЖ Интенсивные изменения.

ЖЖЖ Полевой шпат со следами перекристаллизации.

ЖЖЖЖ Переотложенный полевой шпат.

высокого ортоклаза), обнаруживают на дифрактограмме четкий одиночный пик $\bar{1}\bar{3}1$ с нулевой триклинностью. Если вспомнить, что они образуются в условиях резкого пересыщения минералообразующего раствора твердой фазой, то такая низкая степень упорядоченности может быть легко понята. Повышенная скорость роста объясняет и более низкие значения для угла оптических осей и Δ_0 в зонах кристаллов, обогащенных газово-жидкими включениями, поскольку, как мы видели, само присутствие таких включений говорит о неравновесных условиях кристаллизации.

Вторичные изменения оптико-структурных свойств калиевых полевых шпатов широко проявлены на месторождении.

Самопроизвольное упорядочение, триклинизация и полисинтетическое двойникование полевых шпатов магматического генезиса по нашим наблюдениям проходили, в основном, одновременно и после распада гомогенного калинатрового полевого шпата.

Более широкие и глубокие структурные преобразования полевого шпата вызваны воздействием постмагматических растворов.

7	8	9	10
8,617	12,974	7,212	115° 51'
8,620	12,971	7,216	115 10
8,627	12,963	7,219	115 36
-	-	-	-
8,627	12,968	7,214	115 47
8,615	12,979	7,206	116 11
8,583	13,013	7,210	116 01
-	-	-	-
8,576	12,979	7,202	116 32

Оптические константы полевого шпата часто не являются постоянными для разных участков одного зерна, подвергшегося метасоматическому изменению. Так, вокруг пертитовых вростков замещения (рис. 14) моноклиный полевой шпат приобретает оптические свойства, отвечающие промежуточной триклинности, при этом происходит увеличение $(-)2V$ в участках, прилегающих к пертиту, нередко в них же намечается полисинтетическое двойникование, приводящее к образованию нечеткой микроклиновой решетки. То же надо сказать и о вростках кварца, замещающего полевой шпат (см. рис. 14).

Интересно отметить взаимоотношения зонок микроклинизации и участков распространения газово-жидких включений. Последние надо рассматривать как результат воздействия на полевой шпат метасоматизирующих растворов (Барабанов, 1961). Как было отмечено, такие включения распределены в зерне либо согласно направлению спайности, трещинкам, либо хаотично. Намечается следующая, подчас противоречивая картина. Вокруг зонок, обогащенных включениями, происходит микроклинизация (упорядочение, триклиннизация, нередко двойникование). Переполненные газово-жидкими включениями выделения полевого шпата проявляют неоднородность оптико-структурных свойств. На диф-

Фазовый состав калиевых полевых шпатов

Постмагматическая ассоциация	Номер образца	Δ_p	% трикл. фаз	Δ_p ср. в3
Автограниты	I066	0,67	35	0,23
Зоны фельдшпатизации вблизи грейзенов	IIII	0,54	30	0,16
	8I6ж	0,81	30	0,24
	576	0,74	60	0,45
	586	0,66	60	0,40
Зоны фельдшпатизации	2672з-60	0,72	55	0,40
	2677а	1,00	50	0,50
Полевошпатовые прожилки ранние их зоны околожильной фельдшпатизации	5I4	0,56	20	0,11
	2675в-60	0,72	52	0,37
	2722к-60	0,64	53	0,34
	3I3	0,64	43	0,28
	2636	0,64	60	0,38
вольфрамоворудного этапа	72	0,61	40	0,24
	498	0,53; 0,71	60	0,53
	I02I-II-62	0,70	33	0,21

рактограммах этих образцов можно обнаружить несколько пиков, соответствующих разной степени триклинности; от нулевой до 0,84 (обр. 8I6 или до 1,0 (обр. 576)).

С другой стороны, нередко микроклиновая решетка развивается в участках зерен, очищенных от газово-жидких включений. К тому же иногда распределение газово-жидких включений подчиняется рисунку двойниковой решетки в микроклинизованных разновидностях.

Эти противоречивые соотношения становятся понятными в том случае, если принять, что воздействие гидротермального раствора на полевой шпат (и вследствие этого одновременное загрязнение последнего газово-жидкими включениями) является лишь толчком к микроклини-

Т а б л и ц а 19

Содержание Rb и Li в калиевых полевых шпатах
различных генераций, $n \cdot 10^{-2}$ вес. %

Постмагматическая ассоциация	Номер образца	Rb	Li
I	2	3	4
Автограниты	I090	5,8	-
	996	5,0	-
Пегматоидные прожилки	I028	5,8	-
Зоны фельдшпатизации вблизи грейзенов	IIII	2,0	-
	576	8,2	-
Зоны фельдшпатизации	2672в-60	2,8	2,5
	2677л	4,4	2,4
	2680-I-60	4,2	3,0
Полевошпатовые прожилки ранние	I236	9,0	0,2
	5I8	8,0	0,3
	779-62	9,5	0,7
	264I-I	9,0	-
	264I-2	7,0	0,4
	2644-3	9,0	-
	молибденоворуд- ного этапа	27226	4,0
907	4,1	0,3	
76I	3,8	0,3	
2667	5,0	0,3	
2702-I	5,5	0,6	
683	5,0	-	
480	4,6	-	
2723к	3,0	1,3	
799-62	2,5	1,8	
799-II-62	3,8	2,0	
из зон околожиль- ной фельдшпатиза- ции	2675в-60	3,0	1,1
	2722в-60	1,5	0,3

I	2	3	4
вольфраморудного этапа	2636	9,0	0,2
	72	7,6	0,6
	498	8,0	-
	737	5,0	0,3
	1021-II-62	5,3	0,2
	2702-II-60	5,5	0,2
	2680-II-60	5,8	0,4
	2668-60	6,5	0,1
	593	5,8	0,5
	2691с-60	7,0	0,6
	2689с	11,0	-
	1041-62	9,5	0,3
	1013-I	5,9	-
	1013-II	5,8	-
	1017-II	5,2	-

Т а б л и ц а 20

Содержание микроэлементов в полевых шпатах, $72 \cdot 10^{-2}$ вес. %

Элемент	Прожилки		Элемент	Прожилки	
	молибденово-рудного этапа	вольфраморудного этапа		молибденово-рудного этапа	вольфраморудного этапа
Mg	3-5	3-5	Cu	0,01-0,05	0,03
Ca	5-50	3-10	Pb	0,1-1	0,3
Fe	10	10-30	Ag	0,01-0,03	0,05-0,5
Mn	0,1-0,5	Не обн.	Bi	0-1	0,3
Ti	0,1-0,3	0,5	Zn	5-20	10
Mo	0,05-0,1	0,5-0,3	Sn	0,2-0,3	0-0,2
W	0,3-0,5	Не обн.	Sr	0-5	0-1-5
Zr	0,1-0,3	"	Ba	1	20
			Be	0,03-0,05	0,8-0,1

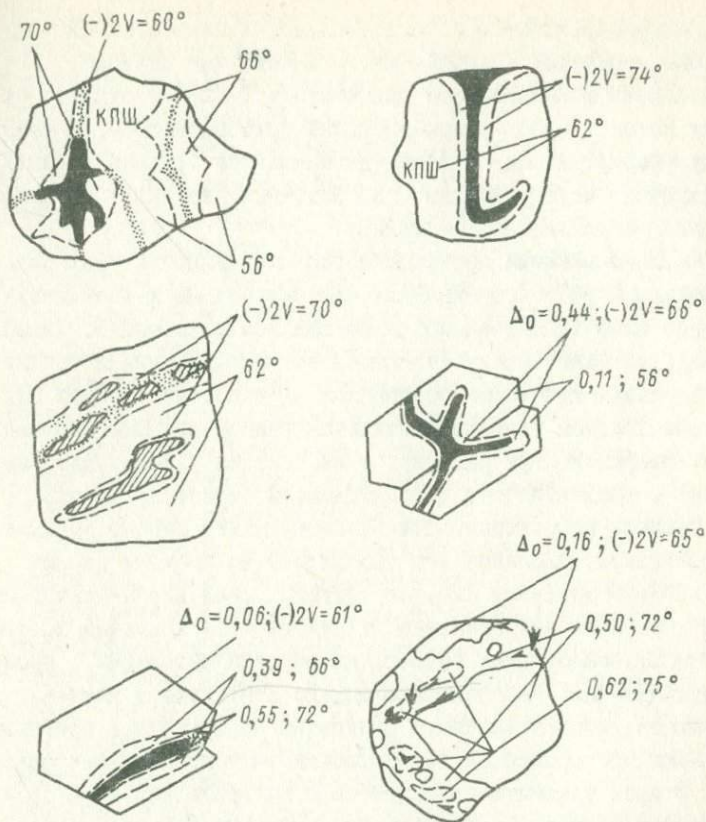


Рис.14. Изменение оптико-структурных характеристик калиевых полевых шпатов вблизи вростков кварца (черное), альбита (штриховка) и скоплений вторичных газопо-жидких включений (точки).

зации его; в дальнейшем процесс идет самопроизвольно и сопровождающие микроклинизацию полисинтетическое двойникование и частичная перекристаллизация в твердом состоянии или очищают зерна от механических примесей, или перераспределяют последние в кристаллах (в соответствии с особенностями своего проявления).

На ряде примеров нам удалось наблюдать последовательное развитие процесса микроклинизации. Первоначально индивид полевого шпата распадается на участки, имеющие несколько различную ориентировку оптической индикатрисы и различные углы оптических осей. Затем в зерне образуются пятна, оптическое исследование которых показало,

что они представляют собою альбитовые, в некоторых случаях периклиновые двойники. Основная масса имеет, как правило, нулевую триклинность и минимальное для образца $(-)\alpha V$ в отличие от указанных пятен. В дальнейшем двойники приобретают более четкую и обычную форму, наряду с этим увеличивается степень их оптической триклинности и упорядоченности. Конечным результатом является классическая микроклиноватая решетка.

Микроклинизация представляется как единство трех процессов (Марфунин, 1962): упорядочения, триклинизации и двойникового; они проходят либо одновременно, либо близкоодновременно. Двойникование нередко запаздывает относительно упорядочения и триклинизации. Наблюдались и некоторые отклонения. В непосредственной близости от грейзена полевой шпат переполняется газовой-жидкими включениями и теряет микроклиноватую решетку, если таковая у него была; при этом степень упорядоченности и триклинности остается высокой.

Процесс микроклинизации полевого шпата широко проявлен на месторождении. Диапазон его проявления во времени весьма широк. Так, верхним пределом следует считать появление пертитов замещения в ортоклазе автогранитов, а нижним — становление полевого шпата в вольфраморудных жилах. Намечаются максимумы проявления микроклинизации. Как показало оптико-структурное изучение полевого шпата, первый максимум приурочен во времени к грейзенизации вмещающих месторождение пород (зонки окологрейзеновых фельдшпатитов). Второй максимум наблюдается в вольфраморудную стадию, где интенсивно проходит околопрожилковая грейзенизация, а также развито замещение полевого шпата кварцем в жилах.

Адуляризация полевого шпата (термин А.Д.Кудряшова) — также широко проявленный процесс изменения полевых шпатов. В результате его исчезают всякие признаки двойникового строения, пик на дифрактограмме становится очень четким. Триклинность соответствует нулевой степени. Угол оптических осей при этом, как правило, не меняется.

Адуляризация полевого шпата ярче всего проявилась в кварц-полевошпатовых и полевошпатовых прожилках различных генераций. В них она связана с процессами перекристаллизации, переотложения полевых шпатов, с процессами залечивания трещин в их кристаллах. Обычно это происходит в спокойной тектонической обстановке. В некоторых же случаях залечивающий трещинки в кристалле полевой шпат по облику своему напоминает выше описанные "расщепленные" формы. Как пра-

вило, величина угла оптических осей при этом у него понижена, что, по-видимому, свидетельствует о неспокойной обстановке, существовавшей в момент залечивания трещин в кристаллах полевого шпата и о большой скорости кристаллизации.

Параметры элементарной ячейки моноклинной фазы калиевых полевых шпатов, как показывают данные табл. I7, имеют следующие пределы колебаний: $\Delta a_0 = 0,071 \text{ \AA}$, $\Delta b_0 = 0,025 \text{ \AA}$, $\Delta c_0 = 0,035 \text{ \AA}$, $\Delta \beta_0 = 2^\circ 04'$. Это в несколько раз превышает ошибку измерения. Интересно отметить, что полевые шпаты, одновременное образование которых установлено нами по геолого-минералогическим наблюдениям, имеют очень близкие величины параметров решетки (автограниты и пегматоидные выделения). В то же время различные по генезису и времени образования разновидности четко отличаются и по параметрам (граниты, автограниты, околосрединные зоны фельдшпатизации, послегрейзеновые зоны фельдшпатизации, прожилки). Полевые шпаты разных по времени образования рудных жилок не всегда однозначно можно разделить по рентгенометрическим характеристикам (особенно это касается вольфрамородной и молибденородной стадий). Однако характерно, что различные генерации калиевых полевых шпатов в пределах одного типа прожилков выделяются совершенно отчетливо. В этом отношении показательны жильные и переотложенные в пустотках полевые шпаты рудных стадий; кристаллы из друз имеют, как в молибденородных, так и в вольфрамородных жилках более низкие значения параметров решетки, чем жильные калишпаты.

В настоящее время в нашем распоряжении мало данных, позволяющих судить о влиянии условий кристаллизации на изменение параметров решетки полевых шпатов. Отметим лишь два факта. При переотложении, перекристаллизации этих минералов (адуляризации) величины параметров их решетки уменьшаются. С другой стороны, при микроклинизации их (под воздействием гидротермальных растворов) структурные константы изменяются по-разному. Так как определение параметров элементарной ячейки полевого шпата производится, как было указано ранее, по отражениям плоских сеток, отвечающих только его моноклинной модификации, то фазовые переходы не сказываются на значениях этих параметров. Но, однако, при изменении состава полевого шпата (это, как правило, наблюдается при микроклинизации) происходит смещение некоторых дифракционных максимумов (например, $20\bar{1}$), что приводит к изменению величин параметров решетки моноклинной фазы. В полифазных образцах значения углов отражений этих рефлексов не соответствуют только моноклинной составляющей.

О содержании Na в структуре полевых шпатов можно судить по межплоскостному расстоянию отражений $20\bar{1}$. Наибольшие содержания этого компонента характерны для гранитов, несколько меньшие — для автогранитов. Прожилковые полевые шпаты являются свободными от натрия, за исключением перетолженных разновидностей, где его концентрации возрастают. В этой связи следует напомнить, что именно эти полевые шпаты нередко несут признаки, свидетельствующие о большой скорости их кристаллизации. При микроклинизации натрий высвобождается из структуры полевого шпата (Марфунин, 1962). Рубидий же, как видно из табл.19, в целом накапливается в поздних гидротермальных генерациях полевых шпатов.

Содержание щелочей (структурного натрия, по рентгенометрическим данным, рубидия и лития — по аналитическим), так же как и структурные константы, позволяют с уверенностью идентифицировать полевые шпаты различных типов пород и прожилков и даже разновидности их в пределах одного типа образований. В полевых шпатах молибденоворудного и вольфрамворудного этапов намечаются определенные различия в составе и содержании и других элементов-примесей (табл.20).

Так, в полевых шпатах молибденоворудной стадии присутствуют марганец, вольфрам, цирконий, которых нет в ортоклазе вольфрамворудной. С другой стороны, для последнего характерны более высокие содержания железа, почти на порядок выше концентрации молибдена, серебра, бария, бериллия.

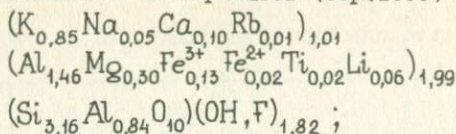
От полевых шпатов гранитов калиевые полевые шпаты рудных тел отличаются меньшими содержаниями кальция, магния, железа, марганца, титана, свинца, меди и большими концентрациями бария, молибдена, висмута, вольфрама, стронция.

Мусковит. Светлые слюды различных типов пород и прожилков изучены оптически, химически, для них получены инфракрасные спектры, выполнены количественные спектральные анализы на галлий.

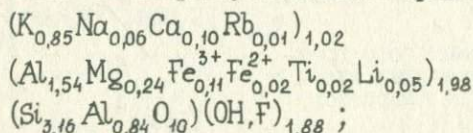
Оптические свойства слюд приведены в табл.21. Величина $2V$ измерялась на федоровском столике коноскопическим методом с применением специального конденсора и длиннофокусного объектива.

Химические анализы 6-ти проб слюд были выполнены по нашей просьбе в лабораториях СЗТИУ (аналитик В.Ф.Филонова), ИЗК ЛГУ (аналитик В.Е.Потоцкая) и каф.минералогии ЛГУ (аналитик Р.И.Рыжова). Один анализ представлен Л.И.Ермиловой (аналитик Н.П.Молева, ИГЕМ АН СССР). Все анализы рассчитаны нами по катионному методу (табл.22). Химические формулы слюд приводим ниже:

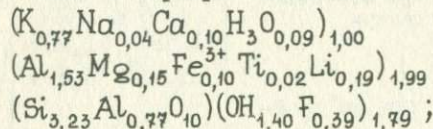
1) мусковит из автогранитов (обр. I090)



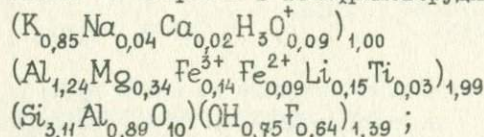
2) мусковит из кварц-мусковитового грейзена (обр. 590)



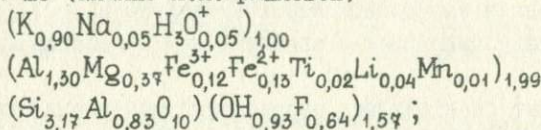
3) мусковит из перекристаллизованного грейзена (обр. 2628)



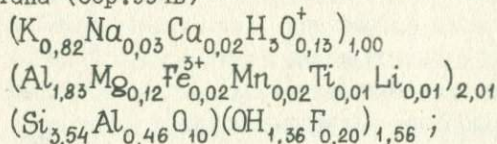
4) мусковит из оторочек в вольфраморудных жилках (обр. 2635)



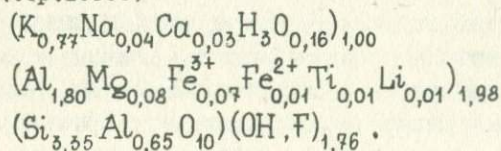
5) то же (анализ Л.Н. Ермиловой)



6) голубая слюда из голубого грейзена сульфидно-полиметаллического этапа (обр. 994в)



7) бледно-зеленая слюда из голубого грейзена (образуется по голубой) (обр. I000с)



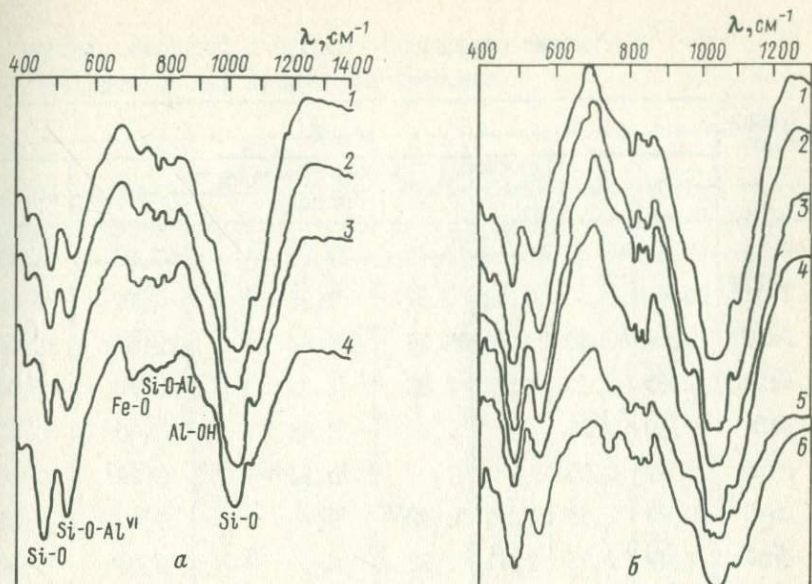


Рис.15. Инфракрасные спектры слюд.

а - жильные слюды: 1, 2 - жильбертит из вольфраморудных жилок; 3 - жильбертит из кварцево-сланцевых жилок (обр.1057); 4 - мусковит из друзовой пустотки в грейзене (обр.2628); *б* - слюды из грейзенов и автогранитов: 1 - из автогранита (обр.1090); 2 - из грейзена (обр.590); 3-6 - из "голубых" грейзенов.

Начекаются четкие отличия между слюдами двух типов грейзенов-обычных и "голубых", которые мы разделили по возрасту. Изучение слюд подтверждает, что такое разделение правомерно.

Анализы показывают, что слюды вольфраморудных прожилков содержат гораздо больше магния, железа, замещающих шестикординатный алюминий, чем грейзеновые слюды. Это, по-видимому, связано с влиянием вмещающих пород, в первом случае которыми являются ороговикованные туфы кварцевых порфиров, во втором - граниты. Для разновозрастных слюд из двух типов грейзенов, развитых за счет порфировидных гранитов, состав, возможно, зависит от температуры образования. При этом поздние, низкотемпературные слюды содержат меньше изоморфных примесей (обр.994в, 1000с). При перекристаллизации слюд в ранних грейзенах состав их несколько меняется (меньше Mg^{2+} и больше Li^+). Грейзеновые слюды в отличие от слюд вольфраморудных про-

Содержание основных элементов в образцах светлых слюд

Компо- нент	Вес. %						
	I090	590	2628	2635	По Л.П. Ерма- ловой	9346	I000с
SiO ₂	47,02	47,26	48,66	46,44	47,66	53,86	51,11
TiO ₂	0,48	0,50	0,42	0,67	0,35	0,17	0,19
Al ₂ O ₃	29,04	30,40	29,34	26,99	27,50	29,64	31,72
Fe ₂ O ₃	2,60	2,10	2,12	2,86	2,47	0,30	1,44
FeO	0,48	0,35	-	1,61	2,46	0,00	0,25
MnO	0,09	0,05	-	-	0,20	0,29	0,06
MgO	2,97	2,39	1,50	3,42	3,75	1,17	0,82
CaO	1,47	1,36	1,41	0,33	Сл.	0,36	0,54
Na ₂ O	0,45	0,53	0,35	0,33	0,42	0,23	0,33
K ₂ O	9,90	10,00	9,10	10,00	10,63	9,72	9,20
Li ₂ O	0,24	0,19	0,72	0,55	0,30	0,03	0,056
Rb ₂ O	0,21	0,15	-	-	-	-	0,13
Cs ₂ O	0,0068	0,0047	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0036
H ₂ O ⁺ или П.п.п.	4,57	4,74	5,22	4,72	2,58	3,58	4,11
H ₂ O ⁻	0,74	0,52	-	-	-	0,22	0,20
F	Не обн.	Не обн.	1,89	3,00	3,16	0,94	Не обн.
Сумма	100,27	100,54	100,73	100,92	101,48	100,35	100,15
-F ₂	-	-	0,80	1,26	1,32	0,38	-
Сумма	-	-	99,93	99,66	100,16	99,97	-

и рассчитанные по ним количества катионов

Число катионов в формуле						
1090	590	2628	2635	По Л.П. Ерми- ловой	994в	1000с
3,16	3,16	3,23	3,11	3,17	3,54	3,35
0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01
2,30	2,39	2,30	2,13	2,13	2,29	2,45
0,13	0,11	0,10	0,14	0,12	0,02	0,07
0,02	0,02	Не обн.	0,09	0,13	-	0,01
0,00	0,00	"	Не обн.	0,01	0,02	0,00
0,30	0,24	0,15	0,34	0,37	0,12	0,08
0,10	0,10	0,10	0,02	-	0,02	0,03
0,05	0,06	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04
0,85	0,85	0,77	0,85	0,90	0,82	0,77
0,06	0,05	0,19	0,15	0,04	0,01	0,01
0,01	0,01	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	1,40	0,75	0,93	1,57	-
1,82	1,88	-	-	-	-	1,78
-	-	0,39	0,64	0,64	0,20	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-

Содержание основных элементов

Номер образца	Характеристика образца и вмещающей породы	MnO	FeO
I	Вольфрамит II генерации. Шахта, гор.55 м. Вмещающие породы – ороговикованные туфы кварцевых порфиров	12,08	11,87
2	Скв.16, гл.30 м. Ороговикованные туфы кварцевых порфиров	12,90	11,34
3	Скв.16, гл.87 м	10,64	12,64
4	-	6,27	18,24
101	Вольфрамит III генерации. Шахта, гор.55 м. ороговикованные туфы кварцевых порфиров	13,83	9,38
2636	То же	14,54	8,84
2635	"	14,78	8,61
2605	Вольфрамит IV генерации. Жила в ороговикованном туфе андезитового порфирита	20,55	3,25
2605a	То же	21,53	2,19
398	Жила в роговиках по алевролитам	21,81	1,81
399	"	22,10	1,90
488	Ороговикованные туфы кварцевых порфиров	19,95	3,72
2610	Порфиroidный гранит	20,57	3,32

в вольфраматах, вес. %

WO ₃	Сумма	Формула	Автор или аналитик
75,07	99,02	(Mn _{0,50} Fe _{0,49})WO ₄	М.П.Георгиевская (КазИМС)
75,57	99,81	(Mn _{0,53} Fe _{0,47})WO ₄	Л.П.Ермилова (ИГЕМ АН СССР)
76,02	99,36	(Mn _{0,46} Fe _{0,54})WO ₄	То же
73,93	98,49	(Mn _{0,26} Fe _{0,74})WO ₄	Г.Н.Шерба и соавт. (ИГН АН Каз.ССР)
76,34	99,57	(Mn _{0,60} Fe _{0,40})WO ₄	Булдаков (1971а)
75,96	99,34	(Mn _{0,62} Fe _{0,38})WO ₄	Булдаков (1971а)
76,72	100,12	(Mn _{0,63} Fe _{0,37})WO ₄	Химическая лаборатория СЗГУ
76,88	100,68	(Mn _{0,87} Fe _{0,13})WO ₄	Булдаков (1971а)
75,60	100,32	(Mn _{0,91} Fe _{0,09})WO ₄	Химическая лаборатория СЗГУ
76,75	100,37	(Mn _{0,92} Fe _{0,08})WO ₄	Булдаков (1971а)
75,41	99,41	(Mn _{0,91} Fe _{0,09})WO ₄	Химическая лаборатория СЗГУ
77,05	100,72	(Mn _{0,94} Fe _{0,16})WO ₄	То же
-	-	(M _{0,86} Fe _{0,14})WO ₄	Булдаков 1971а)

жилков формировались в более окислительной обстановке ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}=5$ в первом случае и $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}=1,5$ - во втором).

Вольфрамит. В процессе формирования месторождения выделялся неоднократно, в основном, в течение вольфрамоворудного и сульфидно-полиметаллического этапов.

Самая ранняя его генерация связана с кварц-редкометалльной жилой, вскрытой на Северном участке. Здесь он образует мелкие (до 0,7 см) таблитчатые кристаллы, выделявшиеся после редкометалльных минералов и до кристаллизации шестоватого жильного кварца. Вторая генерация приурочена к кварцевым жилкам вольфрамоворудного этапа, где встречается также в малых таблитчатых кристаллах, нараставших на мусковитовую оторочку. Прожилковый кварц и в этом случае выделялся после вольфрамита. Третья генерация вольфрамита образует ксеноморфные выделения, выполняющие промежутки между кристаллами кварца, полевого шпата, мусковита, редкометалльных минералов в кварцевых и кварц-полевошпатовых жилках вольфрамоворудного этапа. Размер их широко варьирует, достигая 2-3 см. Четвертая генерация минерала образует пластинчатые и тонкопластинчатые (по длинной оси до 2 см, шириной до 0,5 мм) выделения, часто собранные в сноповидные агрегаты в кварц-гюбнеритовых и кварц-сульфидных жилах и прожилках.

Химический состав вольфрамитов Коктенколя охарактеризован двенадцатью полными и сокращенными и одним частичным химическим анализами (табл.23). Соотношение гюбнеритового и ферберитового минералов в составе вольфрамита определялось также рентгенометрически по методике, опубликованной ранее (Булдаков, 1971а) (табл.24).

Изучение примесей в вольфрамитах месторождения показало, что скандий, по-видимому, концентрируется в ранних и более железистых вольфрамитах (табл.25). Р.И.Рыжовой в гюбнерите (обр.488) было найдено хроматографическим методом содержание суммы редких земель 0,01%; к сожалению, при таком содержании их разделить не удалось.

Приведенный выше материал по изучению вольфрамитов позволяет, на наш взгляд, расширить понимание зависимости состава вольфрамитов от физико-химической обстановки его образования.

В настоящее время при исследовании влияния условий кристаллизации на химизм вольфрамита большинством исследователей основное внимание уделяется двум факторам. Во-первых, это температура образования. Имеются два взаимоисключающих мнения. Исследователи вольфрамитов Центральной Европы (Leutwein, 1952), Чукотки (Лугов,

Межплоскостное расстояние (400) и содержание в вольфрамитах
гюбнеритового компонента

Номер образца	Характеристика образца и вмещающей породы	d/n 400, Å	MnWO ₄ , мол.%
49	Вольфрамит I генерации	I,1976	63
50	"	I,1998	70
98	Вольфрамит II генерации. Вмещающие	I,1959	45
100	породы - ороговикованные туфы квар- цевых порфиров	I,1962	47
103	То же	I,1959	45
185	"	I,1958	44
2718з-I	"	I,1960	47
2718е-I	"	I,1959	45
2657а-I	"	I,1964	48
385а-I	Вмещающие породы - порфировидные граниты	I,1983	61
104	Ассоциация кварц-мусковит - кали- евый полевой шпат	I,1989	64
60г	То же	I,1981	60
401	Ассоциация кварц-мусковит	I,1954	42
498а-I	"	I,1952	40
385	Вольфрамит III генерации в ассоциации с кварцем. Вмещающие породы - пор- фировидные граниты	I,1925	23
1020ж	То же	I,1936	30
2718е-2	Вольфрамит, переротложенный в процессе замещения вольфрамитом II пиритом	I,1982	60
2727з	"	I,2028	87
2718з-2	Вольфрамит, переротложенный в процессе замещения вольфрамитом II шеелитом	I,2123	93
60г-2	Корочки и кристаллы на резорбирован- ном вольфрамите III	I,1914	15
498а-2	То же	I,1927	24
2657	"	I,1930	26
2660	"	I,1927	24
2669	"	I,1930	26

Содержание микроэлементов в вольфрамитовых
переменного состава, вес. %

Номер образца и разновидность	MnWO ₄ , мол. %	Sc	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅
29 ^ж	34	-	Не обн.	Не обн.
32 ^ж	26	-	"	"
Вольфрамит II ^{жж}	53	0,11	-	-
"	46	0,022	-	-
Вольфрамит III ^{жжж}	50	0,055	-	-
2635/60. Вольфрамит III	63	0,0052	0,026	Сл.
399. Гюбнерит	91	0,0051	0,026	"
488. "	84	0,0078	0,035	0,002
2605. "	87	0,010	0,064	Сл.

Анализы выполнены: ^жГ.А.Щербой и соавт.; ^{жж}Л.П.Ермиловой;
^{жжж}М.Г.Георгиевской и соавт.

1965) считают, что высокотемпературным компонентом является гюбнерит. Исследователи вольфрамитов Забайкалья (Тетяев, 1926), Казахстана (Чуриков, 1959; Щерба, 1960; Ганеев, Сечина, 1960; Мухля, 1962) называют гюбнерит низкотемпературным минералом.

Во-вторых, ряд исследователей в объяснении вариаций состава вольфрамитов решающую роль отводят закону действующих масс, согласно чему отношение FeO/MnO в этих минералах подчиняется составу минералообразующего раствора и вмещающих пород, с которыми он взаимодействует (Левицкий, 1939; Барабанов, 1961; Чухров, Ермилова, 1964). Так же можно интерпретировать и данные Хасина (1949).

Влиянию кислотно-щелочных свойств среды на состав вольфрамитов до сих пор не придавалось должного внимания. Между тем и теоретические предпосылки (Маракушев, Перчук, 1966) и экспериментальные исследования по синтезу вольфрамитов (Hundlach, 1967) показывают, что такое влияние должно быть существенным.

Анализ наших данных, представленных в табл. 23, 24, может привести к следующим заключениям.

По-видимому, не имеется четкого направленного изменения состава вольфрамитов в ряду его последовательных генераций.

Зависимость состава вольфрамитов от железистости вмещающих вольфрамворудные жилки пород обнаруживается не всегда. Так, состав вольфрамитов второй генерации в какой-то мере отражает содержание железа во вмещающих породах: в лейкократовых порфиридных гранитах минерал содержит 61% $MnWO_4$, а в прожилках, секущих ороговикованные туфы кварцевых порфиров, более богатых Fe — 45–52% $MnWO_4$. Состав же вольфрамитов III генерации не зависит от этого фактора. Трудно такую зависимость проследить и на примере вольфрамитов IV генерации.

Указанные факты можно объяснить влиянием на состав вольфрамитов, помимо температуры и концентрации Fe^{2+} и Mn^{2+} в растворе, кислотно-основных свойств среды его образования (Буддаков, 1971a); Иванова, Максимюк, 1971; Студенникова и др., 1972).

Прежде всего обратим внимание на ассоциации минералов, в которые входит этот минерал. Так, вольфрамит II генерации ассоциирует с кварцем, мусковитом, флюоритом, а IV — с кварцем, мусковитом, пиритом и другими сульфидами, карбонатами. При этом мусковит обычно образуется до вольфрамитов, кварц и другие минералы позже его. На наш взгляд, эти ассоциации свидетельствуют об изменении активности анионов (фтора, S^{2-} , уголекислоты) в процессе эволюции минералообразующего раствора. В то же время, активность сильных оснований, видимо, не испытывала значительных изменений (постоянное присутствие мусковита). Это указывает на то, что обогащенные гюбнеритовым компонентом вольфрамиты образовались при более высоких значениях pH. Так же можно объяснить широкие колебания состава вольфрамитов III генерации. Видимо, в каждой друзовой пустотке перекристаллизация представляла собою отдельную замкнутую физико-химическую систему, где режим pH устанавливался в зависимости и от свойств и состояния раствора, и от свойств растворяемых и переотлагаемых минералов. По крайней мере, заметно, что в ассоциации с калиевым полевым шпатом и мусковитом вольфрамиты III генерации более марганцовисты, чем в ассоциации, где резко преобладает кварц.

Следует обратить внимание на изменение состава при процессах преобразования вольфрамитов. Так, при замещении вольфрамитов шеелитом, что указывает на увеличение pH среды (Брызгалов, 1958, 1960, 1965; Hundlach, 1967), гюбнеритовый компонент оказывается устойчивым и только переотлагается. Содержание $MnWO_4$ в минерале при этом меняется от 47 до 93%. То же происходит и в случае замещения воль-

фрамита пиритом. С другой стороны, при растворении и переотложении вольфрамита III генерации в условиях пониженного значения pH (при-сутствие в таких случаях галлуазита) уменьшается содержание гюбнеритового компонента в минерале (от 60 до 24 и даже до 15% $MnWO_4$).

Таким образом, приведенные данные позволяют считать, что состав вольфрамита, помимо прочих условий, отражает кислотно-щелочность среды минералообразования.

Пирит. Является самым распространенным рудным минералом. В грейзенах он представлен двумя генерациями. Первая в виде неправильных зерен, иногда лишь частично ограненных, в ассоциации с серицитом, вторая - в перекристаллизованных разновидностях в виде идеальных кубических кристалликов размером до 2-3 мм, реже 5 мм. В пирит-серицитовых жилках, распространенных в грейзенах, он также отмечается в кристаллах. Отдельные зернышки пирита можно наблюдать в кварцевых прожилках с тонкочешуйчатым молибденитом.

В кварцевых и кварц-полевешпатовых прожилках с молибденитом пирит образует две генерации - жильную зернистую разновидность и хорошо кристаллизованную, обычно в пустотках перекристаллизации.

Особенно разнообразно и широко представлены пириты в кварцевых жилках вольфрамоворудной стадии: зернистая разновидность в жильном кварцевом выполнении, пирит в псевдоморфозах по вольфрамиту, кристаллы в пустотках перекристаллизации.

В кварцевых жилках сульфидно-полиметаллического этапа пирит распространен в центральных частях в виде скоплений кристаллов.

Самая поздняя генерация пирита приурочена к послерудным кварцево-флюоритовым прожилкам, где она представлена отдельными кристалликами в массе флюорита.

Пириты различных генераций исследованы нами при помощи двух методов. Прежде всего определялась величина термоэлектродвижущих сил этого минерала. Для этого была собрана установка по схеме, предложенной Горбатовым (1961). Кубический кристалл пирита размером $1 \times 1 \times 1$ мм помещался между двумя алюминиевыми электродами. Верхний плавно нагревался до $500-550^\circ C$, нижний охлаждался холодильником, использующим водопроводную воду. Температура нижнего электрода в процессе опыта не менялась. Контроль температур осуществлялся хромель-алюмелевыми термопарами, зачеканенными в электроды. Термоэлектродвижущая сила фиксировалась потенциометром, работающим по компенсационной схеме. Измерения производились через каждые $25-50^\circ C$ нагревания верхнего электрода. В остальное время элект-

гроды разводились. Кристаллики пирита оставались при этом на нижнем электроде.

Такой интегральный метод измерения термо-э.д.с. имеет существенные преимущества перед обычным в минералогии способом измерения, использующим постоянные значения перепада температур. Дело в том, что зависимость термо-э.д.с. от температуры верхнего электрода не является прямолинейной. Более того, с изменением температуры эта величина может менять знак. Наши измерения галенита различных месторождений, молибденита, пирита показали, что такое явление довольно обычно у минералов-полупроводников. Необходимо исследовать форму кривых зависимости термо-э.д.с. от температуры, а не только значения ее при постоянном градиенте температур электродов.

Неоднократные измерения кристалликов пиритов из одной пробы показали хорошую воспроизводимость метода. Точность измерений колеблется в пределах 5-7 мВ. Следует подчеркнуть, что на величину термо-э.д.с. весьма ощутимо влияет ориентировка образца, поэтому в наших опытах к измерению допускались только кубические кристаллы пирита.

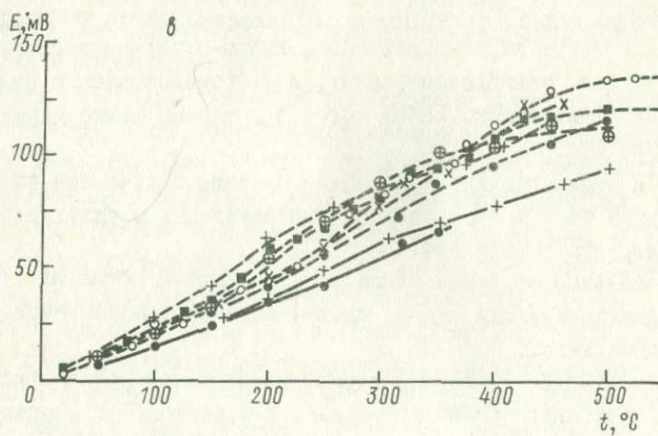
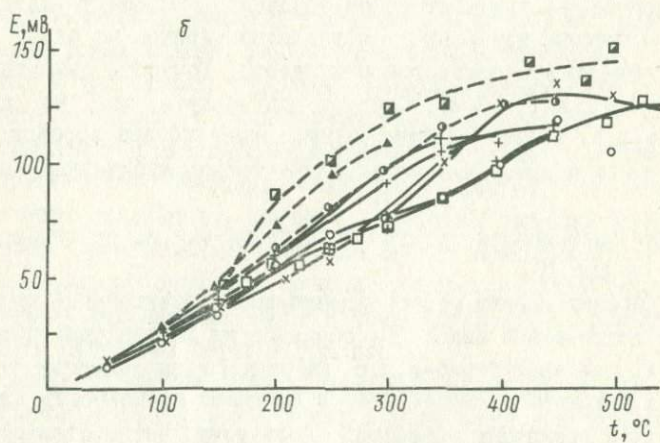
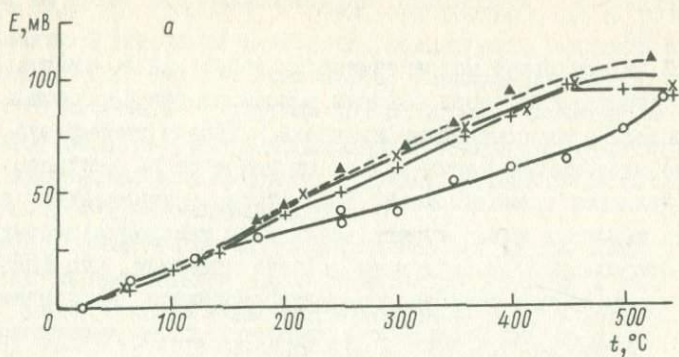
Кривые зависимости интегральной термо-э.д.с. от температуры приведены на рис.16.

Все образцы пирита месторождения имеют электронную проводимость, за исключением некоторых образцов из флюоритовых прожилков в мраморах, где знак термо-э.д.с. меняется в зависимости от температуры. Из результатов исследования вытекает возможность идентификации пиритов различных генераций. Достаточно четко отличаются по величине термо-э.д.с. и характеру ее зависимости от температуры верхнего электрода пириты грейзенов, кварц-пирит-мусковитовых жил в грейзенах, молибденоворудных, вольфрамворудных и сульфидно-полиметаллических жил. Более того, в грейзене можно выделить две генерации пирита.

Хотя и незначительно, но вполне ощутимо отличаются по термо-э.д.с. пириты из зон околожильной грейзенизации и жильные пириты вольфрамворудных прожилков.

Максимальные значения термо-э.д.с. присущи образцам из сульфидно-полиметаллических жил, минимальные - из молибденоворудных и послерудных жил.

Интерпретация измеренной термоэлектрической характеристики пирита не проводится. Величина термо-э.д.с. зависит от концентрации дефектов кристаллического строения (собственная проводимость), а так-



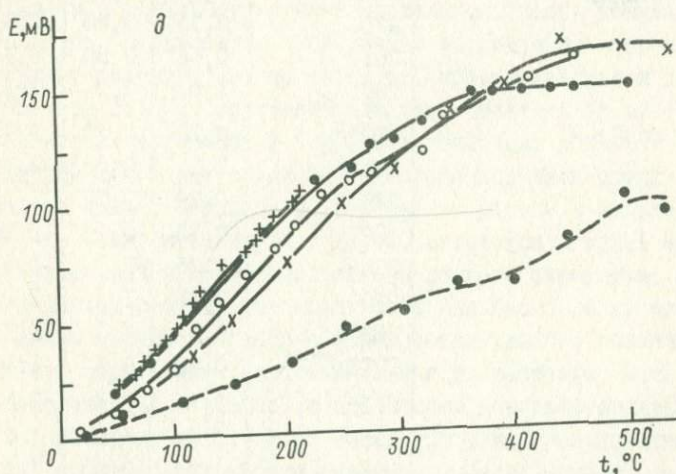
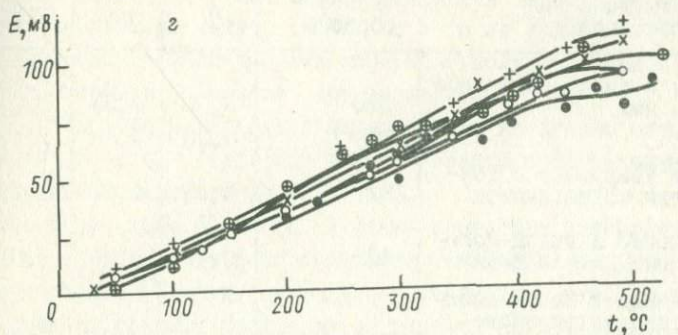


Рис. 16. Зависимость интегральной термо-э.д.с. пиритов от температуры верхнего электрода.

Пириты: *a* - из грейзенов (сплошная линия - обр. 590, пунктирная - обр. 842а); *b* - из друзовых пустот перекристаллизации в грейзене (сплошная линия) и пирит-мусковитовой жилки в грейзене (пунктирная линия); *b* - из молибденовурудных (сплошные линии) и вольфрамворудных жилкок (пунктирные линии); *c* - из зон околожилльной грейзенизации вольфрамворудных жилкок; *d* - из пиритов сульфидно-полиметаллических жилкок (сплошные линии) и поздних жилкок шестоватого кварца с флюоритом (пунктирная линия).

Содержание Ni и Co в пиритах, $\cdot 10^{-2}$ вес. %

Постмагматическая ассоциация	Номер образца	Ni	Co	Ni : Co
Грейзены и кварц-пиритовые прожилки в них	590*	0,36	0,63	I:1,7
	2628**	0,08	0,36	I:4,5
Прожилки кварцевые с тонкочешуйчатым молибденитом	2627***	0,09	0,22	I:2,4
	488	0,05	0,40	I:8
кварцевые и кварц-полевошпатовые с молибденитом	2703	0,52	0,28	I,8:I
	2710	0,75	0,46	I,6:I
	2692	0,68	0,50	I,3:I
	2691	1,5	2,2	I:1,5
	2700к	0,76	0,40	I,9:I
Голубой грейзен	2652	1,2	0,05	2,4:I
	2635	0,29	0,27	I,1:I
	279	0,32	0,75	I:2,3
	2728	0,25	1,2	I:4,8
	2700	0,65	1,4	I:2,1
	2697д	0,65	2,1	I:3,4
	2718д****	0,88	9,3	I:10
	2718	1,7	6,4	I:3,6
	2696	1,8	4,0	I:2,2
	994в	0,04	0,08	I:2
Прожилки кварцевые с сульфидами полиметаллов	2694	0,05	0,08	I:1,6
	320	0,06	0,04	I,5:I
	320в	0,06	0,03	2:I
	I216	0,04	0,03	I,3:I
Послерудные кварц-флюоритовые жилки	I040	0,03	0,02	I,5:I
	344	0,35	3,0	I:8,5

* Грейзен I генерации.

** Из друзы в грейзене.

*** Пирит кварцевого прожилка.

**** Пирит по вольфрамиту.

же от сочетания и количества элементов-примесей (примесная проводимость). Ограниченность экспериментальных данных не позволяет учесть все эти факторы. По-видимому, уже сейчас очевидно, что метод термо-э.д.с. не может быть использован в целях геотермометрии, как это предложено (Смит, 1968), но в то же время может способствовать выявлению разновидностей минералов-полупроводников, отличающихся временем и условиями образования.

Для пиритов различных генераций было выполнено определение содержания Ni и Co (табл.26) количественным спектральным анализом (спектральная лаборатория СЗТУ).

По содержанию Ni и Co, а также отношению содержания этих элементов пириты ряда генераций четко отличаются друг от друга. Так, легко выделяются пириты сульфидно-полиметаллических жилков и сопровождающих их голубых грейзенов от пиритов ранних грейзенов и кварцевых жилков с тонкочешуйчатым молибденитом, жилков позднего шестоватого кварца с флюоритом. Содержание исследуемых компонентов, видимо, чутко реагирует на процессы перекристаллизации и переотложения. Об этом говорит сравнение анализов образцов из пустоток перекристаллизации грейзенов и первичной генерации в них.

Пириты молибденовородной и вольфрамовородной стадий, резко отличаясь от прочих образцов по содержанию никеля и кобальта, по сути дела не отличаются друг от друга. Бросается в глаза широкий диапазон изменений концентрации того и другого элементов, характерный для данных стадий, что может быть связано с неоднократным возникновением пирита в процессе формирования жилков, различными способами его образования (кристаллизация из раствора, метасоматическое замещение вольфрамитом), с процессами перекристаллизации.

Из остальных примесей по имеющимся у нас результатам количественных спектральных определений отмечаются: изредка германий - до 0,0011% в поздних генерациях, постоянно медь от 0,003 до 0,6% (наиболее часто значения 0,003-0,05%). По данным Р.Н.Шкельдина и И.А.Шацкой пирит содержит 25 г/т селена и 18 г/т теллура (среднее из 10 химических анализов).

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ВКЛЮЧЕНИЙ
МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД

В этой главе обсуждаются результаты изучения образцов не только ранее указанных месторождений. Здесь приводятся данные изучения включений реликтов минералообразующих сред в кварце некоторых пегматитовых тел Волыни, Мурзинской группы на Среднем Урале, кварцевых жил Восточного Памира и Полярного Урала, вольфрамового месторождения Холтосон. Кроме того, анализ газов выполнен для вакуолей кварца Березовского месторождения. Образцы с Восточного Памира и Березовского месторождения собраны нами, а Среднего и Полярного Урала, Волыни и Холтосона любезно предоставлены Н.И.Цыгановым, Т.Е.Щукиной, В.М.Склядневой.

Из месторождения Восточного Памира отобраны кристаллы хрусталя из пустот перекристаллизации кварцевых жил в карбонатных породах, прорванных амфиболитами. Кроме кварца в гнездах отлагаются доломит, тальк. Также исследовались кристаллы мориона и горного хрусталя из камер пегматитов месторождения Овруч на Волыни. Дымчатые и аметистовые кварцы, а также бесцветный кварц месторождения Мурзинской группы отобраны из занорышей в пегматитовых жилах и из пустот в некоторых кварцевых жилах. Надо отметить, что морион и дымчатый кварц здесь являются более ранними (как и на Волынских месторождениях), а аметистовые и бесцветные несколько более поздними и нарастают на первые в виде скипетровидных образований. Дымчатый же кварц Березовского месторождения является более поздним по отношению к кристаллам горного хрусталя и нарастает на последний. Обе разновидности взяты нами из друзовых пустот кварц-сульфидных жил. В ассоциации с кварцами здесь находятся пирит, галенит, блеклая руда, реже кальцит.

Месторождение Озерное (Полярный Урал) локализуется в отложениях тельпоосской свиты (ордовик), которые представлены мелкозернистыми тонкорассланцованными кварцитами, слюдястыми кварцитами с линзами и прослоями гравелитов, тонкорассланцованными грубозернистыми кварцитами. Простираение их северо-восточное, падение северо-западное, крутое. Мощность свиты - 1200 м.

Кварцит - белая, светло-серая или розовая порода с массивной или сланцеватой текстурой и гранобластовой структурой, состоящая из кварца (90%), мусковита, полевого шпата, хлорита (до 3%) и магнетита (3%). В виде одиночных зерен встречаются циркон, апатит, сфен, турмалин.

На восточном и южном флангах месторождения выходят отложения хобейнской и маньинской свит (рифей). Они прорваны интрузиями габбро-диабазов и диабазов, гранитов.

Метаморфизованные диабазы относятся к доордовикским интрузиям и образуют линзовидное тело, вытянутое в северо-восточном направлении (СВ 40°) согласно с простираением складчатых структур. Длина тела - 1,5 км при максимальной мощности 300 м. Граниты выходят в южной части месторождения в виде тела изометричной формы и представляют собой светло-серые крупно- и среднезернистые породы с гнейсовидной текстурой и неравномернозернистой структурой. Минеральный состав: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, мусковит, биотит.

В структурном отношении площадь месторождения Озерное приурочена к крылу антиклинальной складки, осложненной тектоническими нарушениями. Наиболее древним и долгоживущим нарушением является глубинный разлом, развитый по контакту кварцитов ордовика и сланцев рифея. Простираение его СВ, падение СЗ $60-70^{\circ}$. В висячем боку разлома в кварцитах развита приконтактовая тектоническая зона мощностью до 300 м, характеризующаяся неравномерным рассланцеванием и линзовидно-блоковым строением.

Кварцевые жилы месторождения Озерное можно объединить в три жилные зоны: восточную, западную и центральную.

Восточная зона является наиболее крупной, протяженностью до 1,5 км при мощности от 20 до 120 м. С юго-востока она ограничена тектоническим швом. Внутреннее строение зоны сложное: на отдельных участках она представляет собой брекчиевидное кварцевое тело с многочисленными апофизами и минерализованными трещинами. В других участках напоминает "слоенный пирог", где видна перемежаемость пологих

кварцевых жил с гидротермально измененными кварцитами.

Центральная зона, так же как и Западная, — это совокупность нескольких жильных зон, представленных полосами интенсивно выщелоченных кварцитов, в которых залегают кварцевые жилы и минерализованные трещины различной формы.

Кварцевые жилы почти нацело состоят из зерен кварца. Второстепенными минералами являются турмалин, серицит, рутил, лимонит.

Друзовые гнезда наложены на кварцевые жилы и приурочены к различным их частям. Иногда они развиты во вмещающих породах, но чаще приурочены к полостям выщелачивания на контактах кварцевых жил с вмещающими породами или располагаются внутри самих жил. Форма гнезд щелевидная, овальная. Обычно гнезда заполнены серицитом, хлоритом, обломками кварца и вмещающих пород.

Месторождение Холтосон принадлежит хорошо известному Джидинскому рудному полю и находится на западе его. Строение рудного поля сложное. Эффузивно-осадочная толща нижнекембрийского возраста прорвана интрузивными породами нескольких комплексов, сформировавшимися в палеозое и мезозое. Редкометалльная минерализация связывается (Щеглов, 1966) с мезозойской тектонической активизацией района. Рудные тела Холтосона залегают в кварцевых диоритах Джидинского комплекса. Подавляющее большинство их представлено сложными по морфологии, изменчивыми по мощности (от тонких проводников до 2–5 и больше метров) кварц-гюбнеритовыми с сульфидами жилами и зонами околожильной грейзенизации. Жильный кварц, ставший предметом исследования, сложен зернистыми серыми и слегка молочно-белыми агрегатами, часто несущими признаки дробления, регенерации и переотложения. Отбирался жильный кварц, лишенный этих признаков. Материал был отобран из жилы 47, вполне типичной по строению и составу для месторождения, в горных выработках на горизонтах I545, I510, I475, I440 м.

Для первичных включений обычным является неравномерное распределение по кристаллу или зерну минерала и приуроченность их к определенным сериям, повторяющим рисунок зон роста. В основании зон число включений очень велико, с удалением от основания количество включений уменьшается, пока они не исчезают вовсе. Особенно четко это выражено в случае гидротермальных газово-жидких вакуолей, где число таких серий достигает иногда более десятка на кристалл и менее ярко в случае метасоматических минералов. Серии газово-жидких включений совпадают с зонами расщепленного и мозаичного роста, с зонами, обогащенными присыпками, минеральными включениями.

Как в первичных газопо-жидких включениях, так и в мнимовторичных соотношение фаз колеблется в широких пределах. Это можно видеть на примерах распределения включений по соотношению фаз, представленных на рис. I7, I8. По сути дела, в любой серии или генерации газопо-жидких включений можно найти и существенно жидкие, и существенно газопые и, конечно, с промежуточным соотношением фаз. Вместе с тем, образец имеет свое характерное распределение включений по содержанию газопой фазы, проявляющееся на гистограмме или кривой распределения пиком с максимальным числом включений с определенным соотношением фаз. Так, в кварце месторождения Коктенколь почти 70% включений имеют содержание газа 20-30%, для волынско-го дымчатого кварца характерно содержание 60-70% газа в 60% вакуолей (см. рис. I7). Интересно также, что для одного и того же месторождения в сингенетических включениях степень наполнения различна. В кристаллах кварца, взятых из разных гнезд в пегматитовом месторождении Южного Урала, распределение мнимовторичных включений неодинаково. Кстати, для месторождений Центрального Казахстана (в том числе и Коктенколя) методом декрепитации газопо-жидких включений в жильном кварце было выявлено (Щерба и др., 1964), что содер-

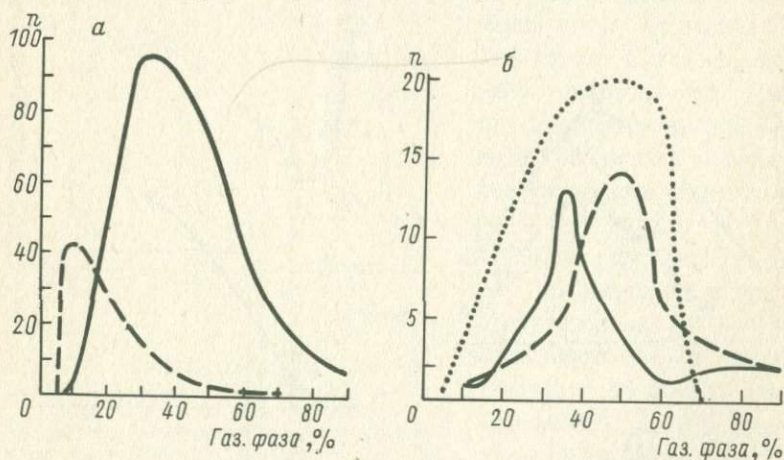
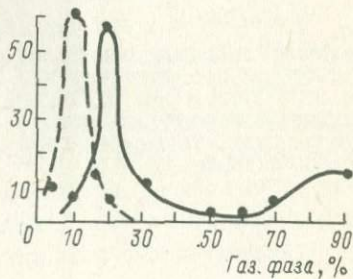
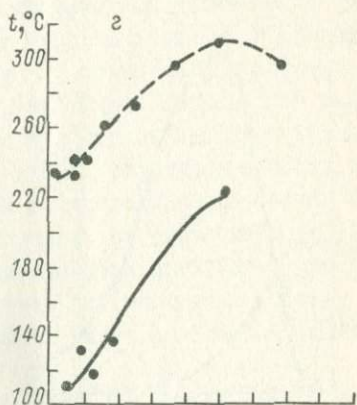
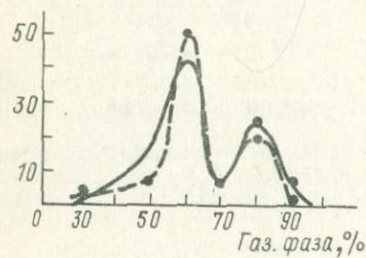
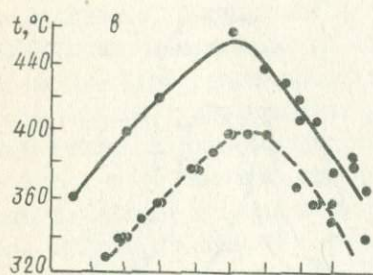
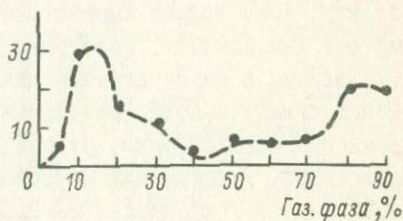
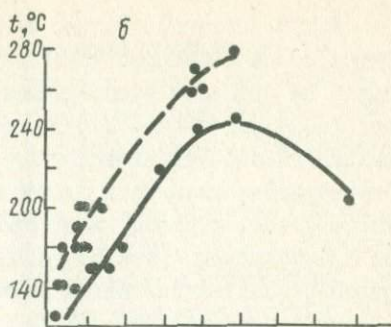
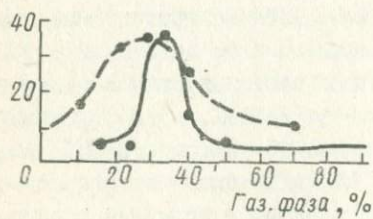
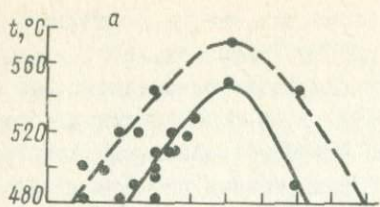


Рис. I7. Кривые распределения газопо-жидких включений в кварце с различным соотношением газ-жидкость, а - Коктенколь (пунктирная линия), Волынь (сплошная), пегматитовые месторождения Южного Урала (точечная); б - месторождение Южного Урала, хрусталеносная жила (сплошная линия), пегматитовая жила (пунктирная).



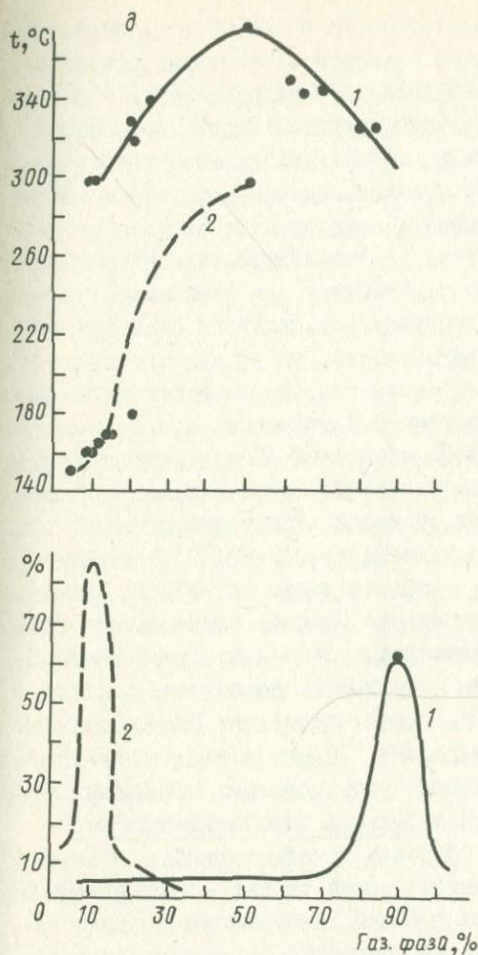


Рис. 18. Кривые распределения газозо-жидких включений (%) по степени их наполнения газом (внизу) и зависимость температуры гомогенизации от степени наполнения газом для нескольких генераций включений соотого (а), вторичных трещин в нем (б) и дымчатого (в, г, д) кварцев Кента.

в) более поздние многофазные с широкими вариациями состава от чисто газовых (90% газа) в вакуолях, принадлежащих одной залеченной трещинке, до 10-20% газа в соседней параллельной. Твердая фаза представлена 3-4 минералами-узниками;

жание газа в вакуолях одной и той же генерации не постоянно. В образцах, взятых на верхних горизонтах, оно выше. В целом для кварцев четырех горизонтов жилы 47 Холтосона характерно увеличение содержания газа вверх по разрезу от 20 до 50%.

В минералах камерных полостей пегматитов Кента при широком диапазоне колебаний степени наполнения газом (от 10 до 90% газа в объеме включений) имеются следующие характерные соотношения в последовательных генерациях вакуолей:

1) сотовый кварц, включения сот. Содержание газа 60% (около 50% всех включений), включения по трещинкам в сотовом кварце — 90% газа (60% всех включений), первичные включения во внешней прозрачной зоне 15% (до 80% всех включений);

2) дымчатый кварц, последовательные генерации мнимовторичных и вторичных вакуолей: а) 30-40% газа (40% включений), до 20% твердой фазы (галита); б) 90% газа (80% включений), здесь не было отмечено включений с содержанием газа, меньшим 70%;

3) флюорит, первичные включения 30% газа (50% всех включений).
Последовательные генерации мнимовторичных и вторичных вакуолей:
а) 30% газа; б) 15% газа; в) 10% газа (40% включений); г) 50% газа.

В полифазных включениях горного хрусталя Восточного Памира широко варьирует соотношение газа, жидкой углекислоты и водного раствора. Интересно, что жидкой углекислоты часто по объему столько же, сколько и раствора, а нередко и больше (по весу, следовательно, их содержания тоже близки). А вот соотношение твердой фазы и водного раствора, как правило, постоянно для всей массы включений одной генерации. Размер кристалликов галита и сильвина прямо пропорционален объему водного раствора.

Исследования указанных включений методом гомогенизации проведены нами и под нашим руководством В.С.Волковым, О.В.Гавриловой и С.И.Корнеевым, Т.В. Майдль, В.М.Склядневой. Гомогенизация включений происходит в широком интервале температур. Для кварцев месторождения Южного Урала для всех образцов характерен интервал от 200 до 310°C с наиболее частыми значениями 240–280°C. Для дымчатого кварца Волыни – 230–410°C, наиболее часто 310–370°C. Гомогенизация включений в кварце Восточного Памира, обогащенных CO_2 , достигнута не была; во всех включениях происходило растворение CO_2 до 30°, растворение твердой фазы – до 280°C, после чего они взрывались до температуры 400–450°C. На месторождениях Полярного Урала большинство газовой-жидких включений (70% из общего числа) взрываются до температуры гомогенизации, что, возможно, свидетельствует о высокой плотности растворов и большой газонасыщенности.

В результате исследований образцов с месторождения Озерное удалось выявить 3 группы включений. Первая группа – взрывающиеся до наступления гомогенизации при высоких температурах, в интервале 280–340°C. Вторая группа – также взрывающиеся до наступления гомогенизации, но при более низких температурах – 140–230°C. Включения третьей группы гомогенизируются в жидкую фазу при температуре 130–200°C.

Необходимо отметить, что температуры гомогенизации и декрепитации зависят от формы и размеров включений. Мелкие и уплощенные включения выдерживают перегрев по сравнению с крупными и объемными, которые чаще взрываются до гомогенизации. Характерна для всех образцов зависимость температуры и типа гомогенизации от степени наполнения, представленная на рис.18, 19. Включения, характеризующиеся минимальным и максимальным наполнением, гомогенизируются при одной и той же температуре, самой низкой из возможных для каж-

дой генерации. Существенно жидкие при этом гомогенизируются, естественно, в жидкость, а газовые - в газ. На графиках рис.18, 19 имеются точки перегиба. Для включений, отвечающих этим точкам, характерна гомогенизация с бурным вскипанием, так называемая гомогенизация с критическими явлениями (Ермаков, 1950). При содержании газа несколько большем, чем это необходимо для достижения максимальной температуры, осуществляется гомогенизация с инверсией, когда газовый пузырек сначала сужается в объеме, а затем резко увеличивается. Таким образом, при исследовании включений одной серии или плеяды отмечается широкий температурный диапазон, все возможные типы и виды гомогенизации. По видимому, интервал температур, соотношение фаз, при котором отмечается максимальная температура гомогенизации, характеризуют гидротермальный раствор, законсервированный в данной генерации включений (состав, свойства и содержание растворенных твердой фазы и газов).

Исследование температур гомогенизации для разных генераций включений в кварце и флюорите из камер пегматитов Кента привело к следующим результатам.

Включения сотового кварца. Дают две кривые гомогенизации - для более мелких и более крупных включений (рис.18, а).

1. Более мелкие включения более высокотемпературны. Температура гомогенизации существенно газовых и существенно жидких включений $380-390^{\circ}\text{C}$. Макс. температура 480°C для включений с 50% газовой фазы.

2. Более крупные включения гомогенизируются при температуре $330-340^{\circ}\text{C}$. Макс. температура 400°C при 50-60% газовой фазы.

3. Включения трещин в сотовом кварце имеют температуры гомогенизации $300-310^{\circ}\text{C}$. Макс. температура 380°C при 50% газовой фазы.

4. Включения, приуроченные к внешним зонам сотовидного кварца, имеют температуру гомогенизации для существенно жидких 150°C . Макс. температура 300°C наблюдается при 50% газовой фазы.

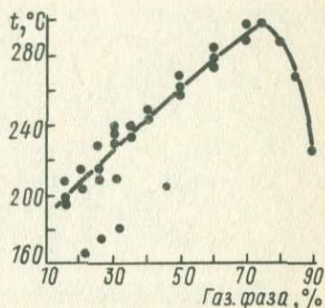


Рис.19. Зависимость температуры гомогенизации содержимого вакуолей от степени наполнения их газом для кварца из пегматитового месторождения Южного Урала.

Включения дымчатого кварца (рис. 18, б, в, г).

1. Изометрические многофазные включения гомогенизируются при 490°C для пегматитового тела 7 и 480°C для пегматитового тела 13. Максимальная температура, полученная для включений кварца из пегматитового тела 7, — 540°C при 50% газовой фазы.

2. При температуре 380°C образуются существенно газовые вытянутые включения.

3. Многофазные включения неправильной формы, приуроченные к поздним трещинам, гомогенизируются при температуре: а) 230°C , с макс. температурой 305°C при 60% газовой фазы; б) 120°C , с макс. температурой гомогенизации 180°C при 30% газовой фазы; в) включения, аналогичные по форме, но приуроченные к трещинам, залеченным прозрачным кварцем, дают широкий разброс температур для существенно жидких включений, содержащих $\approx 5\%$ газовой фазы, от 140 до 180°C . Макс. температура, наблюдаемая для включений с 50% газовой фазы, также колеблется от 240 до 280°C .

Включения флюорита.

1. Включения, приуроченные к зонам роста флюорита, имеют различные температуры гомогенизации. Приведем их в последовательности формирования флюорита во времени: а) темно-зеленый, 330°C (для существенно жидких с 5–10% газа). Макс. температура 400°C для включений с 30% газа; б) голубой, 280°C (для 30% газа). Макс. температура 300 – 290°C для 50% газа; в) бесцветный, 260°C (для 20% газа). Макс. температура 290°C для включений с 40% газовой фазы; г) зеленый, 220°C для 10% газовой фазы. Макс. температура 310°C для включений с 50% газа.

2. Включения, приуроченные к трещинам (в последовательности их образования). Они встречены во всех генерациях флюорита, дают следующие температуры гомогенизации: а) 170 – 180°C для 5–10% газовой фазы с максимумом 230 – 240°C при 40% газовой фазы; б) следующая по времени образования система включений дает температуру образования 260 – 280°C (при 5–10% газовой фазы) с максимумом 360°C при 50% газовой фазы во включении; в) наиболее поздняя система включений образуется при температуре 140 – 150°C (при 5–10%) с максимумом наблюдаемой температуры 210°C .

Отмеченные выше особенности газовой-жидких включений легко объясняются, если предположить гетерогенное состояние минералообразующей среды в момент залечивания вакуолей. В свое время именно такое состояние содержимого включений при их захвате кристаллом пред-

полагал Барабанов (1958, 1961). В настоящее время это положение признается многими геологами (Лазыко и др., 1968 и др.), однако таким включениям при исследовании минералообразующих сред отводится весьма скромная роль (Ермаков, 1972). Вместе с тем, просмотр многочисленных образцов из месторождений разного генетического типа, теоретические расчеты (см. гл. VI) и экспериментальные данные (Такеноучи, Кеннеди, 1968) убеждают в том, что гетерогенное состояние содержимого вакуолей является наиболее распространенным, если не единственно возможным.

Между тем, именно представление о гетерогенном захвате включений может помочь в определении температуры их консервации. В самом деле, при таком способе возникновения возможны самые разные соотношения фаз в момент залечивания включений: гомогенное жидкое состояние, гомогенное газовое состояние и переменные соотношения. При определении температуры методом гомогенизации (Калужный, 1965) отбираются температуры гомогенизации включений с минимально возможным содержанием газа и с максимально возможным. Как было показано ранее, эти значения близки. Они, видимо, и являются наиболее близкими к реальным температурам консервации включений. Поправки на давление в момент гомогенизации вводить не нужно, потому что газ и жидкость находятся в вакуолях в состоянии равновесия.

Отметим еще одну положительную особенность такого подхода. Если в число выбранных для исследования вакуолей попадают включения с нарушенной герметизацией или включения другой генерации, то значения температуры их гомогенизации не ложатся на кривую температура гомогенизации - соотношение фаз. В первом случае это будут случайные точки вне графика, во втором - линия, располагающаяся выше или ниже исследуемой.

Используя такую интерпретацию, можно предположить, что температура залечивания мнимовторичных включений в кристаллах дымчатого кварца пегматитов Волини была равна $130 \pm 20^\circ\text{C}$, дымчатого кварца пегматитов месторождения Южного Урала - $200 \pm 20^\circ\text{C}$, кварца хрустальных жил этого месторождения - $190 \pm 20^\circ\text{C}$, в последнем случае намечается серия вторичных включений с температурой залечивания $160 \pm 20^\circ\text{C}$. По включениям в дымчатом и аметистовом кварце пегматитов Среднего Урала определена температура образования: дымчатого кварца (месторождения Адуй, Сарапулка, Ватиха, Тальян) - $200 \pm 20^\circ\text{C}$, аметиста - $160 \pm 20^\circ\text{C}$.

В камерных полостях пегматитов Кента сотовый кварц, образовавшийся при температуре выше температуры полиморфного перехода, при

полиморфном переходе растрескался и сотовые трещины в нем за-
лечивались, по крайней мере, два раза, при температурах 390 и 340°C.
Следующее растрескивание кварца уже по прямолинейным трещинам про-
исходило при температуре 310°C.

Дымчатый кварц начал образовываться при температуре выше
490°C и испытывал неоднократное растрескивание. Температура рас-
твора в момент захвата включений при этом падала от 490 до 120°C,
затем снова поднималась до 180°C и падала до 130°C.

Температура образования включений ледяно-прозрачного кварца,
фиксируемая по зонам молочно-белой рубашки дымчатого кварца и за-
лечивающему дымчатый кварц материалу - 150°C.

Вакуоли во флюорите начали захватываться минералом при тем-
пературе 330°C, а самые поздние - при температуре 220°C.

При более низкой температуре (170-180°C) произошло залечива-
ние первых мнимовторичных включений, и вторая генерация этих вклю-
чений была захвачена при температуре 260-280°C. К третьему этапу
температура вновь упала до 140-150°C.

Сопоставляя полученные результаты с данными других авторов
для пегматитов Казахстана (Базаров, 1968; Захарченко, 1971), мы
учитывали различные понимания характера образования включений и
брали для сравнения нижние значения температурного интервала. При-
веденные значения с учетом поправки довольно хорошо согласуются с
полученными нами результатами.

Разные температуры гомогенизации вторичных включений в квар-
це Полярного Урала содействуют также выявлению на месторождениях
разновременных внутриминерализационных подвижек, вызвавших дробле-
ние и трещиноватость минералов.

По нашей просьбе В.М.Склядневой и Н.Е.Нестеровой методом де-
крепитации было исследовано 30 образцов с месторождения Озерное и
12 - с месторождения Холтосон. Пробы первых двух объектов были изу-
чены на установке кафедры полезных ископаемых ЛГИ при консультации
В.С.Шаронова, последнего - в лаборатории ВСЕГЕИ под руководством
И.Л.Левицкого. Для исследования готовили навески кварца в 1,5г (1,0г
для проб Холтосона) с размером зерен от 0,5 до 1 мм. Кварц нагре-
вался до температуры полиморфного превращения, скорость нагревания
6 градусов в минуту, отсчет взрывов производился через каждые 20°C
Все кривые были впоследствии сняты повторно. При этом имела место
хорошая воспроизводимость результатов.

Характерные декрептограммы образцов с месторождения Озерное
приведены на рис.20.

Кривые декрепитации жильного кварца весьма разнообразны по количеству пиков, их величине и температуре начала взрывов.

Необходимо отметить, что для всех типов кварцев характерен пик с максимумом 580°C , что, видимо, связано с его полиморфным превращением. Положение других, более низкотемпературных, пиков на кривых декрепитации отличает различные типы кварцев, а именно: кварц из нехрусталеносных кварцевых жил, расположенных на периферии жильного поля, из жил в центральной части и жил с хрусталеносной минерализацией. Первым отвечает пик с начальной точкой перегиба в $360\text{--}340^{\circ}\text{C}$. По мере приближения к центральной части месторождения наблюдается тенденция к смещению тех же пиков на декрептограммах до $320\text{--}300^{\circ}\text{C}$, а в гидротермально измененных зонах - до 260°C . Отмеченная визуально тенденция подтверждается и обработкой на ЭВМ при достоверности тренда 30%.

Кварц из хрусталеносных жил центральной части месторождения существенно отличается от других. На кривых его декрепитации появляется новый низкотемпературный пик с начальной точкой перегиба в $140\text{--}160^{\circ}\text{C}$. В большинстве случаев этот пик наиболее узкий по сравнению с прочими.

Суммарная интенсивность пиков также меняется в зависимости от расположения кварцевых жил, из которых были отобраны пробы. Кривые декрепитации жильного кварца с периферийных участков месторождения характеризуются наименьшей интенсивностью, которая возрастает по мере приближения к центральным частям.

Декрептометрические исследования кварца Холтосона показывают, что температура начала массовых взрывов включений зависит от местоположения образца. Кварцы верхних горизонтов жилы 47 начинают взрываться при температуре 160°C , а нижних - при 300°C . Характерно также, что кривые декрепитации кварцев верхних горизонтов имеют плавный подъем, а нижних - резкий.

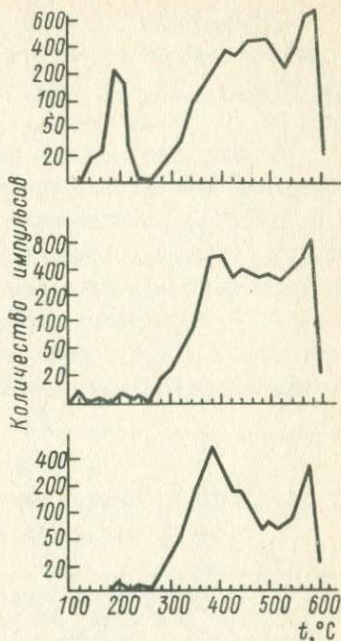


Рис. 20. Типичные декрептограммы жильных кварцев месторождения Северное.

Исследование состава содержимого газово-жидких включений проводилось нами на предмет определения содержания ионов калия, натрия, хлора, сульфат-иона, а также газов. Кроме того, были определены рН суспензий кварца.

Определение щелочей велось в водных вытяжках кварца различных генераций Коктенколя пламеннофотометрическим методом (аналитики Е.П.Прудников, химическая лаборатория ИЗК ЛГУ и С.Я.Яковлева, институт Геологии Докембрия АН СССР). Так как объем и вес жидкости во включениях и количество самих включений трудно поддаются учету, в табл.27 приводятся отношения содержаний Na/K для изученных образцов. Для месторождения Южного Урала в табл.28 приведены микрохимические анализы водных вытяжек (аналитик В.М.Москалева, ВСЕГЕИ).

Т а б л и ц а 27

Отношение атомных количеств Na/K в водных вытяжках кварцев и рН суспензий кварцев различных генераций

Постмагматическая ассоциация или номер образца	рН	Na/K
I	2	3
К о к т е н к о л ь		
Грейзен	-	2,5
Кварцевое тело в грейзене	6,9	3,5
Кварцевые прожилки		
с тонкочешуйчатым молибденитом.	7,6	4,4
с молибденитом, приуроченным к зальбандам	7,6	3,5
Прожилки полевошпатовые и кварц-полевошпатовые с молибденитом.	7,5	2,4
кварц-мусковитовые и кварцевые с вольфрамитом, жильный кварц.	6,8	2,0
Кварц-гюбнеритовые жилки, кристаллы из друзовой пустотки	6,3	2,1
Кварцевые прожилки шестоватого строения, жильный кварц	6,5	1,5
Х о л т о с о н , ж и л а 47		
Горизонт: I545, обр. I006e	7,75	8,7
I004г	7,85	-
I004б	7,62	-

I		2	3
	I6	7,90	4,80
	I	7,95	-
	I5I26	8,10	-
Горизонт:	I475, обр. I5I5r	8,50	4,8
	I5I7	8,20	-
	I6I7a	8,55	-
	I440, обр. I50I	8,85	5,2

I	2	3	I	2	3
---	---	---	---	---	---

О з е р н о е

Номер обр. 3750	8,04	0,5	Номер обр. 3770	7,25	1,0
3751	7,40	0,7	3771	8,31	
3752	7,47	0,5	3772	7,85	0,5
3753	7,73	0,4	3773	7,89	0,6
3754	7,97	0,4	3774	7,94	0,5
3755	7,81	0,4	3775	8,23	0,5
3756	7,43	0,4	3776	8,11	0,5
3757	8,46	0,7	3777	7,40	0,6
3758	7,41	0,5	3780	7,73	0,5
3759	7,33	0,4	3781	8,08	0,5
3760	7,56	0,5	3782	7,87	0,8
3761	7,35	0,6	3786	8,12	0,5
3762	7,59	0,6	3788	8,11	0,5
3763	8,11	0,9	3789	8,20	0,7
3764	7,57	0,6	3790	8,05	0,7
3766	8,08	0,5	3792	7,86	0,8
3768	7,38	0,6			
3769	7,98	0,4			

Конечно, результаты анализа могут дать представление лишь об "отработанном" растворе, так как среди включений, вскрытых вытяжкой, большую роль играют мнимовторичные и вторичные (хотя и связанные со становлением данной генерации прожилков, а не с более поздней). Ко времени их образования уже прошли процессы околужильной фельдшпатизации и серицитизации. И все же столь характерное преоб-

Состав водной вытяжки кварцев месторождения Южного Урала,
мг/100 г*

Образец	pH	K ⁺	Na ⁺	Li ⁺	Rb ⁺	Cs ⁺	Mg ²⁺
Жильный кварц	6,7	0,06	0,11	Сл.	Сл.	Сл.	0,01
Кристаллы кварца	7,0	0,09	0,14	"	"	"	0,05
	6,9	0,42	0,30	0,02	"	0,009	0,04
	7,0	0,21	0,60	0,08	"	Сл.	Не обн.

Образец	Ca ²⁺	Sr ²⁺	Ba ²⁺	Cl ⁻	F ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻
Жильный кварц	0,15	Сл.	0,15	0,53	0,03	0,18	0,92	Не обн.
Кристаллы кварца	0,69	"	0,15	0,32	Не обн.	0,06	2,75	"
	0,48	0,21	0,15	0,90	"	0,18	1,60	"
	0,84	0,69	0,15	2,13	Сл.	0,24	2,19	0,18

* Fe²⁺, Te³⁺, Al³⁺, B³⁺ не обнаружены.

ладание натрия над калием при относительно слабо развитом натриевом метасоматозе указывает на то, что во все периоды формирования месторождения активность калия превышала активность натрия. Это может привести к мысли (на основании экспериментальных исследований систем K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O и Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (Hemley, 1959) и зависимости активности ионов от pH среды (Коржинский, 1956); что для исследуемых растворов была свойственна относительно повышенная щелочность (при колебаниях этого параметра в различные стадии). Наши результаты вполне согласуются с литературными данными (Хитаров, 1965). То же можно сказать и относительно кварц-гюбнеритовых жил Холтосона.

Анализ водных вытяжек кварцев Полярного Урала показывает, что катионная часть раствора содержит K и Na с преобладанием первого. Между K и Na существует прямая корреляционная зависимость. Образцы жильного кварца близ хрусталеносных гнезд характеризуются более высокими значениями K/Na в содержимом газово-жидких включений.

Для определения соотношения Cl⁻/SO₄²⁻ в кварце Коктенколя использовался микротурбидиметрический метод в варианте, предложенном Калужным (1961). Определения проводились под нашим руководством И.А.Тихомировой. Результаты их приведены ниже:

Грейзен	10,5
Кварцевое тело в грейзене	10,0
Кварц-полевошпатовые прожилки с молибденитом	2,0
Кварцевые прожилки с вольфрамитом. Жильный кварц	1,7
Кварцевые прожилки с вольфрамитом. Кристаллы из друзовой пустотки.	3,0
Кварцевые жилки с гюбнеритом	1,2
Поздние кварцевые жилки шестоватого строения	0,07

Концентрация сульфат-иона по сравнению с хлор-ионом увеличивается на поздних стадиях минералообразования, особенно после формирования баритовых жилок и зон баритизации (последний анализ).

Водородный показатель суспензий кварцев различных генераций исследовался на рН-метре ЛПУ-058 (см.табл.27). Исследование проводилось сериями опытов с пробами одного или двух месторождений за один прием. Навески кварца равнялись 1 г. Растирание материала происходило в агатовой ступке, в бидистиллированной воде (60 мл). Отсчеты шкалы рН-метра брались через 6 мин после растирания. Результаты определений воспроизводились дважды.

По данным анализов видно, что кислотность-щелочность содержимого включений кварца в пределах месторождения Озерное заметно колеблется. Содержимое включений жильного кварца периферийных участков характеризуется более щелочной средой, его рН порядка 8 и выше. К центру месторождения кислотность растворов во включениях возрастает.

Тенденция уменьшения рН к центральной части месторождения подтверждается результатами обработки данных на ЭВМ с помощью неполономинального тренд-анализа по программе В.И.Мишина при достоверности тренда 30%. На фоне общего снижения рН до 7,33 отмечаются отдельные значения рН 8,0, которые связаны с наложенными на жилы гнездами.

На месторождении Холтосон по образцам жилы 47 устанавливается отчетливая тенденция понижения значений рН от нижних к верхним горизонтам. Помимо указанных в табл.27, в двух сериях анализов, отличающихся объемом бидистиллята (40 и 50 мл) и временем растирания (3 и 5 мин), получены следующие средние значения рН: горизонт I440 м - 8,70 и 8,30; горизонт I475 - 8,40 и 8,00; горизонт I510 - 7,98-7,60; горизонт I545 - 7,74 и 7,35. В этом же направлении увеличивается содержание газа в вакуолях. Последнее обнаруживается как непосредственно из микроскопических наблюдений, так и по результа-

там декрепитации кварцев. На основании данных Наумова и Малинина (1968) можно предполагать, что снижение температуры начала массовых взрывов вакуолей от нижних горизонтов к верхним обязано большому содержанию в них газа. Все это приводит к заключению о вертикальной кислотно-щелочной дифференциации реликтов минералообразующих растворов в зависимости от их газонасыщенности. Если учесть, что подавляющее большинство включений в жильном кварце всех горизонтов являются мнимовторичными и вторичными, то указанную дифференциацию можно считать суммарным эффектом неоднократных тектонических подвижек. Обращает на себя внимание сопряженность указанной зональности с зональностью оруденения. Существенное вольфрамовое оруденение в жиле 47 имеется лишь в верхних горизонтах.

Горизонтальную кислотно-щелочную дифференциацию содержимого вакуолей можно проследить по результатам исследования включений в жильном кварце месторождения Озерное. Выше это отчасти обсуждалось. Необходимо подчеркнуть, что значение pH, содержание K, Na зависят от свойств каждой генерации включений в месте опробования, от присутствия включений поздних генераций, связанных, в частности, с хрусталеобразованием, и от других причин. Для изучения роли горизонтальной дифференциации гидротерм результаты исследования включений в кварце месторождений Полярного Урала были подвергнуты факторизации методом главных компонент по программе М.Д.Белонина на БЭСМ-4 во ВСЕГЕИ.

При этом исследовались следующие признаки: температуры начала массовых взрывов вакуолей, замеренные по точке перегиба кривых (T_I - значение для высокотемпературного пика), интенсивность пиков (J_I - высоко- и J_{II} - низкотемпературного), за которую принималась их высота, pH суспензии пробы, содержание в ней калия и натрия. Значения факторных нагрузок, дисперсии факторов приведены в табл.29.

Анализ данных таблицы позволяет выделить в качестве ведущего (дисперсия 46%) фактор кислотно-щелочной дифференциации реликтов гидротерм на месторождении Озерное, с которым положительно связаны значения pH, отрицательно - содержания натрия и калия. Отрицательная связь с ним интенсивностей пиков включений ранней и поздней генераций говорит о том, что указанный эффект является суммарным. Важно подчеркнуть положительную связь с этим фактором температуры начала массовых взрывов высокотемпературных вакуолей. Совершенно постепенное снижение температуры начала взрывов в кварце от периферийных участков к центру месторождения отрицает возможность появления новых генераций включений, не разрешимых на декрептограммах. Труд-

Матрица значений факторных нагрузок
(месторождение Озерное)

Признак	Фактор		
	I	II	III
T_I	+0,82	+0,26	+0,08
J_I	-0,68	-0,34	+0,51
J_{II}	-0,80	+0,30	-0,22
pH	+0,45	+0,81	+0,17
K	-0,60	+0,52	+0,50
Na	-0,68	+0,40	-0,46
Дисперсия, %	46	22	13

но предположить также, что на периферии месторождения температуры гидротерм выше. Все это приводит к мысли, что снижение температуры на кривой декрепитации связано с увеличивающейся газонасыщенностью вакуолей в пробах центральных участков месторождения. Тренд значений I фактора показывает, что к периферии щелочность растворов увеличивается.

Вторым по значению является фактор увеличения щелочности растворов, связанного с формированием хрусталеносных гнезд (положительная связь с этим фактором интенсивности низкотемпературных пиков, появляющихся в жильном кварце вблизи гнезд).

Третий фактор показывает вклады в химический состав водных вытяжек газово-жидких включений разных генераций. Так, высокотемпературные вакуоли увеличивают содержание калия по сравнению с натрием.

При интерпретации данных факторного анализа не учитывались факторные нагрузки, меньшие 0,30, как статистически незначимые.

Для индивидуальных включений методом селективного растворения (Шугурова, 1968) определялось содержание различных компонентов в газовой фазе. Определялись три группы газов: 1) CO_2 ; 2) H_2S , SO_2 , F_2 , Cl_2 , NH_3 ; 3) O_2 , H_2 , N_2 и редкие газы. Внутри групп разделения не производилось, за исключением ряда определений кислорода в третьей группе.

Инертной жидкостью для извлечения газов из включений служит насыщенный раствор $LiCl$ в безводном глицерине. Для определения

второй группы H_2S , SO_2 , F_2 и др. использовался раствор $(CH_3COO)_2Ca + CuSO_4$ в глицерине, а для определения CO_2 - раствор КОН в глицерине. Содержание газов третьей группы находилось как разность между 100% и количеством ранее определенных газов. Для обнаружения кислорода среди газов этой группы использовался щелочной раствор пирогалла. Предварительно на искусственных смесях устанавливалось время растворения газов в каждом растворителе и точность методики. Эти исследования позволили считать точность анализа до 10%. Определения проведены нами и под нашим руководством И.А.Тихомировой, Л.И.Лазаревой, Т.В.Майдль и Л.В.Гармаш. Результаты их приведены в табл.30.

Т а б л и ц а 30

Состав газовой смеси включений в минералах, об.%

Характеристика образца	Количество анализов	I группа	CO_2	III группа	В том числе кислород
I	2	3	4	5	6
Пегматиты Воляни					
Молочно-белый сотовый кварц, включения сот	20	20	23	4,0	0
		45	47	8,0	I
		69	76	17,0	5
Дымчатый сотовый кварц: включения сот	19	14	51	6	3
		26	61	13	8
		36	66	28	II
участок внешней зоны кристалла	15	9	49	3	I
		21	75	4	2
		48	88	6	3
участок внутренней зоны кристалла	15	5	39	II	5
		12	59	29	19
		26	70	43	31
включения прямолинейных трещин	50	6	49	5	I
		14	70	15	8
		30	84	28	20
Рубашка мориона на дымчатом сотовом кварце, мнимовторичные включения	19	13	52	4	2
		21	69	10	6
		24	77	28	20

I	2	3	4	5	6
Топаз, мнимовторичные включения	20	24 38 56	30 52 66	5 10 24	0 3 10
Пегматиты Кента					
Сотовый кварц: включения сот	II	7 18 38	25 42 50	29 40 57	0 6 28
включения прямолинейных трещин	10	6 14 38	7 15 25	46 71 84	0 19 25
Бледно-дымчатый кварц	6	12 19 29	0 21 39	46 60 88	0 10 14
Дымчатый кварц, включения: многофазные	12	6 12 29	32 45 67	26 43 64	6 12 22
"сухие"	4	0	31 51 75	25 49 69	19 29 33
вторичные	3	II 23 40	6 II 20	40 66 83	6 II 20
Пегматиты Бектауаты					
Кристаллы кварца, мнимовторичные включения	30	22 56 78	0 26 30	0 18 44	0 10 44
Пегматиты Южного Урала					
Кристаллы дымчатого кварца, мнимовторичные включения	II	0	92 97 100	0 3 8	-
Пегматиты Среднего Урала, Адуй					
Дымчатый кварц, мнимовторичные включения	7	16 37 55	44 58 83	1 5 17	-

I	2	3	4	5	6
Аметист, мнимовторичные включения	18	22 49 64	14 43 76	2 8 49	-
Кристаллы бесцветного кварца, мнимовторичные включения	2	72 76 80	16 17 18	3 7 11	-
Сарапулка					
Аметист, мнимовторичные включения	7	31 52 63	26 41 55	1 7 17	-
Ватиха					
Аметист, мнимовторичные включения	5	48 72 91	8 23 34	1 5 16	-
Коктенколь					
Кристаллы кварца из кварц-вольфрамитовой жилы, мнимовторичные включения	6	15 37 65	6 31 43	29 42 71	23 31 37
Караоба					
То же	13	39 68 86	6 24 36	3 8 20	0 1 5
Акчатау					
То же	22	70 84 95	0 8 17	2 8 30	0 1 4
Топаз, мнимовторичные включения	18	26 40 53	10 23 35	27 37 50	-
Флюорит, мнимовторичные включения	10	39 54 67	12 22 30	17 24 34	-
Березовское					
Бесцветный кварц из гнезд в кварц-сульфидных жилах, мнимовторичные включения	10	33 65 100	0 30 60	0 5 26	-
Дымчатый кварц, мнимовторичные включения	11	58 91 99	1 8 13	0 1 5	-

I	2	3	4	5	6
Восточный Памир					
Кристаллы кварца из кварцевых жил, мнимовторичные включения	10	25	70	5	-
Полярный Урал					
То же	3	29 34 37	60 63 68	3 3 4	-

Примечание. Для каждого образца приводятся минимальное, среднее, максимальное значения.

Прежде чем приступить к обсуждению результатов, следует несколько слов сказать о причинах наблюдающегося иногда разброса значений для одного образца. Этот разброс, естественно, может быть связан с погрешностью анализа. Так, существенную ошибку вносит погрешность измерения размера пузырька газа в жидкости; она увеличивается соответственно уменьшению объема газа (Калужный, 1965). Возможны и другие аналитические погрешности. В частности, длительное хранение на воздухе раствора уксуснокислого кадмия в смеси с медным купоросом в глицерине приводит к некоторому завышению содержания углекислоты за счет первой группы газов, возможно также занижение в составе газов третьей группы (азота и водорода) вследствие частичного поглощения их совместно с кислородом в щелочном растворе пирогаллола в глицерине. Как показывает опыт многочисленных анализов одного и того же материала разными аналитиками, ошибки часто носят индивидуальный характер. Сравнению результатов разных авторов мешает невозможность воспроизвести анализ. Наши анализы состава газов включений в топазе и соловом кварце пегматитов Волни мы сравнили с данными лаборатории института геологии и геофизики СО АН СССР, используя средние значения и стандартные отклонения результатов с применением критерия Стьюдента. Сравнения этих данных показывают, что различия между двумя выборками незначимы.

Наблюдаемый разброс значений в составе газовых смесей объясняется не только аналитическими погрешностями, но и природными закономерностями.

Имеется минимум две причины, обусловленные условиями образования включений. Прежде всего, возможность попадания в выборку вклю-

Факторизация анализа газов в вакуолях

Газ	Волынь					
	Общая совокупность анализов			"Сотовый" кварц молочно-белый		
	I	II	III	I	II	III
I группа	-0,77	-0,24	+0,58	+0,97	+0,22	+0,04
CO ₂	-0,5I	-0,74	-0,40	-0,9I	-0,4I	-0,04
O ₂	+0,94	-0,19	+0,19	-0,47	+0,72	+0,52
Остаток (N ₂ , H ₂ , редкие газы)	-0,46	+0,86	-0,14	-0,32	+0,8I	-0,49
Дисперсия, %	49	35	I4	52	35	I3

Газ	Волынь			Кент		
	"Сотовый" кварц, включения сот (специальная задача)			Общая совокупность анализов		
	I	II	III	I	II	III
I группа	+0,48	+0,88	+0,03	-0,50	-0,70	+0,5I
CO ₂	+0,73	-0,68	+0,06	+0,90	-0,37	-0,23
O ₂	-0,9I	-0,06	-0,40	+0,39	+0,78	+0,49
Остаток (N ₂ , H ₂ , редкие газы)	-0,67	-0,02	+0,49	-0,87	+0,37	-0,32
Дисперсия, %	59	3I	I0	49	34	I6

* Здесь и в табл.35-37 римские цифры - номера факторов.

кварца пегматитов Волны и Кента*

"Сотовый" кварц слабо-дымчатый			"Сотовый" кварц, включения прямолинейных трещин			Морион		
I	II	III	I	II	III	I	II	III
+0,87	-0,37	+0,29	+0,03	+0,98	+0,16	-0,26	+0,96	-0,06
-0,66	-0,69	-0,25	+0,92	-0,36	-0,03	-0,87	-0,45	+0,13
-0,87	-0,07	+0,49	-0,88	-0,03	-0,48	+0,89	-0,22	-0,38
-0,20	+0,97	-0,03	-0,78	-0,36	+0,51	+0,85	+0,06	+0,51
50	39	10	56	31	13	58	29	11

Кент

"Сотовый" кварц			Дымчатый кварц, минеральные вторичные вакуоли		
I	II	III	I	II	III
+0,61	+0,68	+0,40	-0,71	-0,47	+0,53
+0,84	-0,48	-0,26	+0,88	-0,45	-0,18
-0,74	-0,52	+0,42	+0,60	+0,67	+0,43
-0,78	+0,51	-0,35	-0,86	+0,40	-0,31
56	30	13	59	26	15

чений разных генераций. В этом отношении принимались меры предосторожности. Перед анализом включения просматривались под бинокулярным микроскопом, выбирались включения, принадлежащие одной системе залеченных трещин в кристалле, к одной генерации. Во-вторых, известную долю в природную компоненту дисперсии анализа вносит неоднородность состава и свойств вакуолей одной генерации, возникающих, в частности, в случае сепарации газов при их прохождении через щель. Ею в данном случае является трещина, к которой приурочены мнимовторичные включения. Этот эффект в связи с изучением включений открыт Долговым (1968б). Он состоит в изменении состава смеси газов в силу их различной летучести, при расширении смеси через узкую щель в первые и последующие моменты расширения. Вследствие этого включения, приуроченные к одной трещинке, могут иметь разный газовый состав. Нами также наблюдалось, что два газовых пузырька, полученные при осторожном вскрытии одного включения через тонкую щель, имели различный состав.

Факторизация анализов вакуолей в минералах Кента и Волыни, проведенная методом главных компонент по совокупностям анализов и частным выборкам, обнаруживает вклады различных процессов в формирование химического состава газов. Анализ данных табл.3I и графика (рис.2I) приводит к следующим заключениям.

Основную роль в дисперсии всей совокупности анализов пегматитов играют факторы, отражающие эволюционные изменения состава. Это I и II факторы Волыни и I в задаче по всем включениям в кварце Кента. По значениям этих факторов выделяются последовательные генерации включений (особенно четко для волыньских пегматитов). По значениям II фактора различаются также отдельные пегматитовые тела Волыньских месторождений (с молочно-белым и дымчатым "сотовым" кварцем). Благодаря влиянию I фактора в последовательных генерациях вакуолей Волыни увеличивается содержание кислорода и уменьшается содержание газов первой группы (в меньшей мере углекислоты и азота). Для тех же вакуолей реализация II фактора увеличивает роль углекислоты по сравнению с газами остатка (H_2 , N_2 , редкие газы) в поздних включениях. Сложнее эволюционируют газы в пегматитах Кента, на ранних этапах (от включений "сот" до мнимовторичных включений в дымчатом кварце) увеличивается роль углекислоты и кислорода по отношению к газам четвертой группы, а в более поздних генерациях роль кислорода и углекислоты уменьшается. Возможно, такая инверсия связана с тем, что после формирования дымчатого кварца и в период грейзенизации изученные пегматитовые тела Кента представляли собой открытую си-

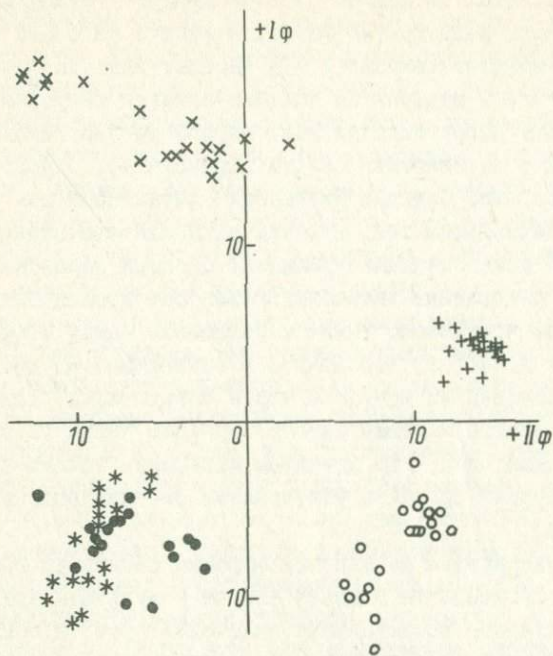


Рис.2I. Распределение анализов газа вакуолей кварцев в координатах значений первого и второго факторов.

* - кварц "сотовый" бесцветный, включения сот; o - кварц "сотовый" дымчатый, включения сот; + - кварц "сотовый", включения поздних прямолинейных трещин; • - топаз; x - морион.

стему. Обращает на себя внимание то, что третьи факторы в обеих задачах не выделяют различные генерации включений, но значения их широко варьируют внутри отдельных генераций.

Частные задачи по отдельным группам включений, видимо, выявляют как различные неоднородности их состава и свойств, связанные с условиями залечивания и углубленные в процессе остывания, так и возможные аналитические ошибки. В частных задачах по включениям Кента имеет место и "эволюционная" компонента (II фактор в задаче по сотовым кварцам и I - в выборке анализов дымчатого кварца), так как в эти задачи вошли анализы различных генераций вакуолей. Следует отметить, что I фактор в задаче по общей совокупности Волынских образцов не воспроизвелся в частных задачах в отличие от II и III.

Представляется возможным дать следующую физико-химическую интерпретацию факторам. Третий фактор в задаче по общей совокупности включений пегматитов Волыни (I - в частных задачах по сотовым кварцам, II - в частных задачах по мнимовторичным вакуолям) характеризуется большими нагрузками на него первой группы газов по отношению к углекислоте. Значения сильно варьируют от одного включения к другому. Особенно большая дисперсия характерна для "сотовых" вакуолей, отличающихся тем, что они распределены вдоль тончайших и сложной формы полигональных трещинок. По всей вероятности, этот фактор отражает разделение указанных газов при прохождении ими трещинок. Напомним, что именно такие соотношения между этими группами газов установил в 1968 г. Ю.А. Долгов в экспериментах по сепарации их при дросселировании из вакуолей через тонкую щель. Такую же природу имеет и II фактор в общей задаче образцов Кента (I в частной задаче по "сотовым" и II - по дымчатым кварцам). Только здесь сепарируются газы первой группы и углекислота от кислорода и газов четвертой группы.

Для подтверждения реальности эффекта сепарации газов в тонких трещинах и существенного влияния его на результаты анализа было выполнено специальное исследование включений "сот" и прямолинейных трещин в "сотовом" кварце Волыни, в котором определялся состав газовой фазы в вакуолях, расположенных в разных участках одного кристалла. Первый участок был выбран в периферийных зонах, второй - ближе к центру; расстояние между ними составляло 4 см. Включения, принадлежащие разным участкам, различаются по средним содержаниям газов (см. табл. 30), в особенности включения "сот". Факторизация данных анализа выделяет ассоциации газов, аналогичные тем, которые рассматривались выше.

Вариациями кислотности-щелочности гидротерм можно объяснить сильную нагрузку углекислоты (иногда с добавлением кислорода) по отношению к газам остатка (иногда с добавлением газов первой группы) на II фактор в задаче по общей совокупности включений в кварце Волыньских пегматитов (он же установлен и в задаче по общей совокупности анализов пегматитов Кента). Действительно, растворимость углекислоты, а, следовательно, и относительная роль ее в газовой смеси, весьма зависит от водородного показателя. Для других газов, имеющих нагрузку на II фактор, эта зависимость менее ярко выражена. Эволюционные изменения для пегматитов Волыни обусловлены, вероятно, увеличением кислотности растворов с понижением температуры вследствие возрастания степени диссоциации кислот, для пегматитов Кента - по-

вышением щелочности растворов при потере летучих, связанной с неоднократным вскрытием камер. Устанавливаемая для многих генераций вакуолей пегматитов Волны корреляция значений II и III факторов поддерживает выдвинутую гипотезу. Действительно, увеличение содержания газов первой группы за счет углекислоты в процессе сепарации приводит к понижению pH раствора, в равновесии с которым они находятся в каждой вакуоли. Это увеличивает роль углекислоты во вкладе, обязанному II фактору. Хочется подчеркнуть, что указанные неоднородности состава газов во включениях доказывают, что переменные соотношения фаз, отмеченные для них ранее, являются следствием механизма захвата вакуолей, а не результатом последующего преобразования.

На рис. 2I для образцов Волыньских пегматитов (задача по общей совокупности) намечается корреляционная связь между значениями II, III и I факторов. Наиболее жесткой она является для "сотовых" кварцев. Это свидетельствует о том, что "эволюционные" изменения состава газов проявляются не только в последовательных генерациях включений, но и в каждой вакуоли, и они тем ощутимей, чем сильнее различия в составе газов, обусловленные механизмом их захвата. Каждая вакуоль представляет собой микроавтоклав. В этой связи "эволюционные" изменения объясняются падением температуры в закрытой системе. Если принять во внимание лишь компоненты, имеющие нагрузки на этот фактор, большие 0,5, то можно считать, что поведение отдельных газов в процессе остывания пегматитового тела и индивидуальных включений обусловлено зависимостью константы Генри от температуры (для кислорода максимум кривой наблюдается при 90°C, для углекислоты и сероводорода - при 200°C) и взаимодействием ангидридов с растворителем. Последнее более вероятно, так как при вскрытии вакуоли извлекается газ не только из газовой фазы, но и практически весь газ, растворенный в жидкости. Это устраняет влияние дифференциальной растворимости кислорода, компонентов первой группы и углекислоты в жидкой фазе каждого индивидуального включения.

Наконец, III фактор в частных задачах по включениям в минералах пегматитов Волны и во всех задачах пегматитов Кента, видимо, отражает систематическую ошибку анализа. Дисперсия его во всех случаях не более 16%. По значениям этого фактора не выделяются ни различные генерации, ни какие-либо группы включений. Нагрузки компонентов вполне могут быть объяснены характером ошибок в приготовлении и хранении поглотителей, индивидуальными ошибками аналитиков, выявленными предварительными исследованиями искусственных смесей.

Следует оговориться, что интерпретация результатов могла бы быть достоверней и глубже, если была бы возможность осуществить раздельное определение состава газов внутри анализируемых групп.

Для изучения вещественного состава газовой-жидких включений в кварце Полярного Урала (обр.2927, 2940, 2915) и сотового кварца Волны (обр.1) был применен метод ИК-спектроскопии (рис.22). Запись спектров поглощения проводилась при комнатной температуре на инфракрасном спектрометре ИК-20 с призмой LiF в области $3000-2200 \text{ см}^{-1}$.

Образцы изготавливались в виде плоско-параллельных пластин толщиной в 1 мм, вырезанных из кристалла перпендикулярно главной оси. Исследовались молочно-белые кристаллы. Для сравнения и исключения полос поглощения, вызванных колебаниями в структуре кварца, сняты образцы без газовой-жидких включений (эталон).

В спектрах отмечены следующие полосы поглощения (см.рис.22): в области с частотами $2500-2700 \text{ см}^{-1}$ с максимумом 2244 см^{-1} и с максимумами 2380 и 2350 см^{-1} . Относительно полос поглощения в области с частотами $2500-2700 \text{ см}^{-1}$ и 2380 см^{-1} можно сказать, что они принадлежат к колебаниям в самой структуре кварца, а полоса с максимумом 2244 см^{-1} характеризует колебания гидроксильных групп. Полоса поглощения с максимумом 2350 см^{-1} отсутствует в эталоне сравнения и четко проявлена в остальных спектрах. По данным ряда исследователей она характеризует колебания молекул углекислого газа (Гасоян, 1971). Другие газы этим методом обнаружить не удалось.

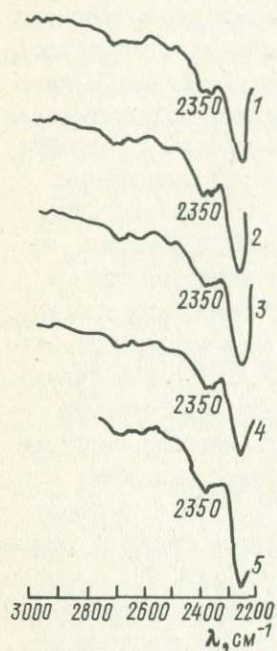
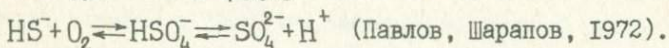
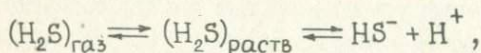


Рис.22. Инфракрасные спектры пластин кварца, обогащенного газовой-жидкими включениями. 1 - "сотовый" кварц Волны; 2-4 - кварц месторождения Северное; 5 - эталон.

Важным выводом из анализа газов является (об этом говорят и литературные данные: Долгов, Шугурова, 1968 и др.) то, что гидротермальные растворы несут в основном своем газовом составе так называемые "кислотные" газы, которые, растворяясь в нем или дегазируя из него, могут сдвигать кислотно-щелочное равновесие. Содержание таких газов в растворе может быть

весьма большим. Так, сравнивая анализы газов и анализы анионного состава включений в кварце месторождения Южного Урала, находим, что CO_2 в газовом составе, HCO_3^- в анионном составе играли существенную роль в гидротермах, сформировавших это месторождение. Очевидно, многое в ходе минералообразования зависело в данном случае от равновесия $\text{HCO}_3^- \rightleftharpoons \text{OH}^- + (\text{CO}_2)_{\text{раств}} \rightleftharpoons \text{OH}^- + (\text{CO}_2)_{\text{газ}}$ (хотя углекислота в виде твердой фазы (в составе минералов) здесь не фиксируется).

Примерами других равновесий могут быть:



В составе газов лишь один аммиак, растворяясь в воде, увеличивает ее щелочность. Однако роль его в минералообразующих растворах, по-видимому, невелика.

Изучение газовой-жидких включений в целом заставляет считать, что как первичные, так и мнимовторичные и вторичные вакуоли фиксируют на самых разных этапах формирования месторождений гетерогеннофазовое состояние гидротермальных растворов, возникновение которого связано с внутрирудными тектоническими движениями, приводящими к изменению объема полостей, трещин. Они обнаруживают неоднородность состава и свойств, имеющих ту же причину.

МЕХАНИЗМ ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ
В ПОСТМАГМАТИЧЕСКОМ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

В предыдущих главах этой работы было показано, что минеральные ассоциации, их состав, строение, характер распределения и последовательность развития, отдельные индивиды минералов - их морфология, внутреннее строение, свойства, включения минералообразующих сред несут информацию, доказывающую влияние на процессы постмагматического минералообразования внутриминерализационных тектонических подвижек.

Приведенные выше материалы заставляют считать, что роль этих тектонических движений не сводится лишь к пространственному контролю постмагматических минеральных ассоциаций, а является более многосторонней и всеобъемлющей. Неизбежно приходится думать, что внутрирудная тектоническая деятельность - это один из важнейших механизмов, регулирующих постмагматическое минералообразование. Ниже приводится возможная схема этого механизма и оценка его значения.

Изменения свободного объема полости
при формировании месторождений

Исследования месторождений Центрального Казахстана (Щерба, 1960) показывают, что рудовмещающие трещины возникают под влиянием региональных, либо локальных движений, а приоткрываются они в момент рудоотложения благодаря местным движениям, приводящим к расширению рудовмещающих блоков.

Принято считать, что формирование месторождений редких металлов происходит в условиях растяжения пород, иногда сменяющихся периодами сжатия (Рундквист, 1969). По данным Г.Н.Щербы, на 100 м поперечного сечения расширение, выявленное суммарной мощностью жил,

входящих в ту или иную зону, составило: Караоба - 2,5 м; Акчатау - 2 м; Восточный Коунрад - 2,5 м. В штокверках объем прожилков составляет от 3 до 10% объема пород. По Е.П.Малиновскому объем пологопадающих жил Букукинского месторождения (Малиновский, 1965) занимает 0,7% объема рудовмещающего массива.

Решающей причиной высвобождения такого объема многие авторы (Щерба, 1960; Лаумулин, 1964; Долгов, 1965; Малиновский, 1965 и др.) считают уменьшение объема при остывании гранитов, в эндо- и экзоконтакте которых, в основном, и локализуются месторождения. По Г.Н.Щербе в результате этого высвобождается до 10% объема; по Ю.А.Долгову, начиная с 700°C до температуры дневной поверхности, за счет остывания и гранитов и разогретых вмещающих пород можно получить 6,45-7,80% объема блока. Если пользоваться коэффициентом объемного расширения гранита 0,0045 см³ на один градус (Daly, 1933) в интервале от 500 до 0°C, то можно получить свободный объем в 2,25% от объема массива. Если экстраполировать коэффициент объемного расширения гранита по Дэли до 573-600°C и учесть объемный эффект полиморфного превращения кварца (1,4% относительно объема гранита), то высвобождающийся при остывании интрузива объем будет равен 4,0%.

Для суждения о степени приращения свободного объема гидротермальной системы необходимо оценить начальный объем пор в рудовмещающем блоке. Пористость гранитов акчатауского комплекса при 20°C не превышает 5,0% (Щерба и др., 1964; Митрофанская, 1970). Если принять, что этот гранит высвободил в результате остывания 4% своего объема (при формировании штокверка, к примеру), то начальный объем пор надо принять за 5,0%, а конечный - за 9%). Если же считать, что в число 5% пористости входит и высвобожденный объем, то начальная пористость гранита при 600°C будет равна 1%. Степень приращения объема в интервале от 600 до 20°C в первом случае 1,8; во втором - 5,0. По-видимому, реальные цифры находятся в этих пределах.

Рассмотрим один акт приращения объема - модификационный переход кварца. В этом случае происходит увеличение объема гранита на 1,42% от первоначального значения. В зависимости от величины начальной пористости степень приращения объема будет колебаться от 1,3 до 2,4 (при условии, что до этого момента не происходило минералообразования с уменьшением или увеличением объема пор). В более поздние этапы формирования месторождений приращения объема полостей было, по-видимому, также ощутимым. Дело в том, что приращение объема компенсируется выделением минералов, поэтому к началу нового акта приоткрывания трещины объем полости будет близок к исходному. Надо

учитывать также и то, что напряжения накапливаются и разрешаются не равномерно по всему блоку рудовмещающих пород, а в отдельных участках ослабленных зон (за исключением самых ранних стадий, в которых происходит преобразование больших объемов пород). Вследствие этого степень приращения объема полости будет выше предполагаемой средней величины по всему блоку.

Изменения температуры и давления
при адиабатном приращении свободного объема

Расширение гидротермальной парожидкостной системы, по-видимому, происходит адиабатно. После расчетов Ловеринга (1958), Рундквиста (1965) и других становится ясным, что времена приоткрывания трещин, прогрева или охлаждения пород и выравнивания температур несоизмеримы. Кроме того, трудно представить себе, чтобы каждое приращение объема полости сопровождалось подачей с глубин новой порции минералообразующего раствора, полностью компенсирующей это приращение. Если это так, то налицо условия, при которых выполняется адиабатное расширение газа.

Попытка оценить колебание температуры и давления в таких системах была предпринята Долговым (1963). Неточности его расчетов, по-видимому, связаны с использованием при вычислениях по формуле Пуассона величин давления паров воды вместо их фугитивности. Ниже излагаются результаты наших исследований этого вопроса и ряд важнейших следствий.

Условием адиабатного приращения объема газа является

$$dH = 0 \quad \text{или} \quad TdS + VdP = 0.$$

Путем преобразования и подстановок Мелвин-Хьюзом (1962) для конечных значений получено

$$\Delta T = \frac{V(1 - \alpha T)}{C_p} \Delta P. \quad (I)$$

Далее отмечаем, что для начального и конечного состояний газа уравнения имеют вид

$$P_1 V_1 = RT_1 \quad \text{и} \quad P_2 V_2 = RT_2.$$

Отсюда $P_1 V_1 - RT_1 = P_2 V_2 - RT_2$ и $T_2 - T_1 = (P_2 V_2 - P_1 V_1) / R$.

Подставляя это выражение в уравнение Мелвина-Хьюза, имеем

$$(P_2 V_2 - P_1 V_1) / R = - (P_2 V_1 (1 - \alpha T_1)) / C_p + (P_1 V_1 (1 - \alpha T_1)) / C_p .$$

После некоторых преобразований:

$$P_2 = \frac{C_p V_1 + R V_1 (1 - \alpha T_1)}{C_p V_2 + R V_1 (1 - \alpha T_1)} P_1 \quad \text{и} \quad \Delta P = \frac{C_p (V_1 - V_2)}{C_p V_2 + R V_1 (1 - \alpha T_1)} P_1 .$$

Подставляя в (1) выражения для ΔP , имеем после некоторых преобразований

$$T_2 = \frac{C_p V_2 + R V_2 (1 - \alpha T_1)}{C_p V_2 + R V_1 (1 - \alpha T_1)} T_1 \quad \text{и} \quad \Delta T = \frac{R(1 - \alpha T)(V_2 - V_1)}{C_p V_2 + R V_1 (1 - \alpha T_1)} T_1 . \quad (2)$$

Следует помнить, что в таком виде эти уравнения справедливы для идеальных газов. В случае же реальных газов необходимо учитывать вместо давлений фугитивность газов. Таким образом, $P_1 T_1 V_1$ - параметры (фугитивность, давление, абсолютная температура, удельный объем) рабочего тела до приоткрывания жильной полости, а $P_2 T_2 V_2$ после приоткрывания, R - газовая постоянная, C_p - изобарная теплоемкость, α - температурный коэффициент расширения при начальных значениях P и T .

Необходимые термодинамические данные в широком диапазоне P и T имеются лишь для воды (Вукалович, 1958). Поэтому расчеты проведены именно для нее. Схема расчетов следующая. При заданных P_1 и T_1 удельный объем грам-моля воды и водяного пара (V_1) определяется уравнением состояния (таблицы М.П.Вукаловича). По этим данным по формуле (2) рассчитывались значения T_2 для ряда случаев, когда V_2/V_1 1,5; 2; 3; 4; 5. Зная величины V_2 и T_2 по таблицам М.П.Вукаловича, легко найти и P_2 . Таким образом, мы освободили себя от необходимости оперировать фугитивностями. В тех случаях, когда исходные или конечные значения указанных параметров воды попадают на кривую двухфазного равновесия, в результате приращения объема произойдет ее гетерогенизация, что по-своему изменит и температуру и давление. Такие изменения оценивались по объему газовой и жидкой фазы, их плотности, их теплоемкости и скрытой теплоте паро-

образования. Рассчитанные значения перепадов температур и давлений в зависимости от степени увеличения объема полости приведены в табл.32.

Т а б л и ц а 32

Исходные температура, давление воды и водяного пара и их конечные значения при приращении объема в 1,5 и 5 раз соответственно

$t_1, ^\circ\text{C}$	$P_1, \text{атм}$	$t_2, ^\circ\text{C}$	$P_2, \text{атм}$	$t_1, ^\circ\text{C}$	$P_1, \text{атм}$	$t_2, ^\circ\text{C}$	$P_2, \text{атм}$
700	2000	671;622	1220;390	400	300	296;198	50; 15,5-16
700	1000	642;573	615;195	350	1000	346;341	145-150; 145-150
700	700	649;583	450;140	350	500	336;318	145-150; 115-120
700	500	661;602	325;100	350	300	319;280	115-120; 64-66
700	300	670;642	200;60	350	200	263;175	47; 10,0
700	200	684;651	135;40	300	2000	307;317	100;115
500	2000	479;446	760;300	300	1000	303;307	86;86
500	1000	461;407	490;220	300	700	300;302	86;86
500	700	438;361	380;155	300	500	300;301	86;86
500	500	407;310	265;96	300	200	294;283	74;65
500	300	438;369	200;60	200	2000	210;226	19-20;28-29
500	200	461;415	130;41	200	200	207;216	19;23
400	2000	400;400	430;250	100	1000	110;125	1,4;2
400	1000	393;381	115;40	100	700	110;125	1,4;2
400	700	380;351	105;35	100	500	110;122	1,4;2
400	500	350;313	90;29	100	200	110;122	1,4;2

Поправки на изменения температуры (поправки на давление по сравнению с перепадом давления весьма незначительны) при гетерогенизации приведены в табл.33. В табл.32 приведены значения параметров для 1,5 и 5,0-кратного увеличения объема. Более полные данные имеются в специальной работе (Булдаков, 1971б).

Как следует из рис.23, 24 и табл.32, наибольшие перепады давлений (в десятки раз) характерны при средних и низких исходных начальных давлениях. Наибольшие перепады температур имеют место при их исходных значениях, близких к критическому, и невысоком давлении. При температурах от 250 до 400 $^{\circ}\text{C}$ (в зависимости от давления устанавливается точка инверсии, ниже которой перепады температур имеют положительное значение. Правда, при исходных температурах, близких

к критической, отрицательный температурный эффект гетерогенизации нивелирует эти положительные перепады (см. табл. 33).

Гидротермальный раствор представляет собою сложную систему, рассчитать параметры которой по предложенным формулам в настоящее время затруднительно. Однако некоторые определяющие черты следует отметить уже сейчас.

Твердая фаза, растворенная в гидротермах, повышает критическую температуру раствора порой до значений, находящихся вне области постмагматического минералообразования. В то же время растворенная газовая фаза снижает критическую температуру воды. Такой раствор должен гетерогенизироваться при малейших адиабатических приращениях объема. В этом случае перепады давления при приращениях объема полости будут, как и у чистой воды, весьма значительны и тем больше, чем выше исходное значение давления и ниже начальная температура. Возможно, этим объясняется тот факт, что минералогические признаки, говорящие о резком пересыщении раствора твердой и газовой фазой и большой скорости роста кристаллов, обусловленной перепадом давления (такие, как расщепленные и мозаичные формы, колломорфноподобные агрегаты, халцедоновидные и роговиковые структуры кварца, серии мельчайших газовой-жидких включений и пр.), наиболее характерны для минералов мезотермальных месторождений и средне-низкотемпературных стадий гипотермальных.

Пока что оценить по каким-либо минералогическим признакам перепады температуры и давления в природных системах представляется затруднительным. Лишь в одном случае можно это провести более или менее достоверно. Известно (Долгов, 1957), что трещинки в "сотовых" кварцах образуются при $\alpha - \beta$ переходе кварца. Газово-жидкие включения, залечивающие эти трещинки, являются типичным примером вакуолей с переменным соотношением фаз. Поэтому к интерпретации результатов их гомогенизации вполне приложим изложенный выше метод Б.А.Каложного. Обычно гомогенизация их проходит в интервале темпе-

Т а б л и ц а 33

Поправки на изменение температуры в случае гетерогенизации воды при приращении объема в 1,5 и 5 раз соответственно

$t_1, ^\circ\text{C}$	$P_1, \text{атм}$	$-\Delta t$
350	1000	3 18
350	500	7 26
350	200	9 13
300	1000	4 24
100	1000	1 3

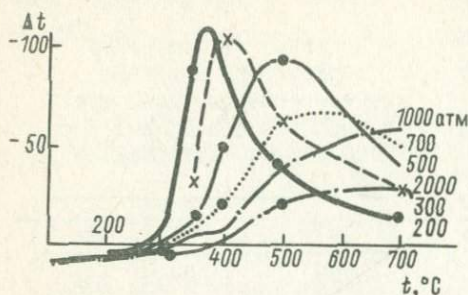


Рис. 23. Зависимость изменения температуры воды и водяного пара при адиабатном приращении объема полости ($V_2/V_1 = 1,5$) от начальных значений температуры системы при разном исходном давлении.

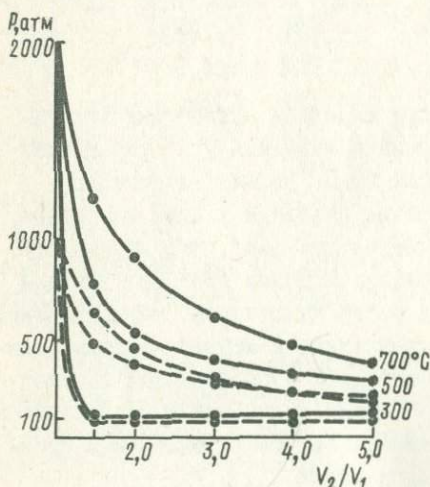


Рис. 24. Зависимость давления воды и водяного пара от степени адиабатного приращения объема полости при разной исходной температуре.

ратур в 100–150°C, при этом нижний предел для различных месторождений имеет значения от 300 до 400°C (например, для Кента – 380 и 340°C, для Воьлини – 300°C). Это и следует принять за температуру консервации включений. Модификационный переход кварца происходит при 573–600°C и выше (в зависимости от давления). Объем полости увеличивается по нашей грубой оценке от 1,3 до 2,4 раза. Перепад температуры в этом случае находится в пределах 220–300°C, т.е. выше, чем расчетные данные для чистой воды.

При температуре среды ниже 575°C, когда в низкотемпературной модификации кварца реализуются только прямолинейные трещинки, величина перепада температур в процессе изменения объема полости была, вероятно, ниже. Так, трещенные включения в дымчатом кварце пегматитов Кента имеют температуру залечивания 490°C, в то время как значение температуры до акта трещинообразования не могло быть выше 575°C. В ходе дальнейшего остывания пегматитовых тел Кента температуры захвата вакуолей последовательных генераций снижались. При этом, если на ранних этапах (дымчатый кварц) разность температур залечивания двух следующих друг за другом генераций вакуолей составляла 100–150°C, то в более позднее время (первичные включения во флюорите) от 20

на ранних этапах (дымчатый кварц) разность температур залечивания двух следующих друг за другом генераций вакуолей составляла 100–150°C, то в более позднее время (первичные включения во флюорите) от 20

до 50°C. На фоне такого снижения выделяются два повышенных значения температуры захвата включений. В совокупности эти данные, видимо, свидетельствуют о том, что перепады температур гидротерм в процессе приращения объема полости становятся меньше по мере падения температуры системы. Но, в отличие от расчетных значений для воды, они не равны нулю и, естественно, не равны между собой.

Фазовый состав гидротерм

Дискуссия о роли пневматолита не остывает и после известного Пражского конгресса по постмагматическому рудообразованию (Долгов, 1968а,в; Лазько и др., 1968).

Только что было показано, что вода при начальных параметрах, близких к критическим или ниже критических, при увеличении объема полости испытывает гетерогенизацию. Показательно, что происходит не только изменение ее плотности, но и появление новой фазы. Особенно это, как было указано, относится к таким сложным системам, как гидротермы, в которых возможность гетерогенизации обусловлена наличием растворенных твердой и газовой фаз. Эта возможность и реализуется при малейших адиабатных приращениях объема.

Известно (Ястржембский, 1953), что при адиабатном расширении "мокрый" водяной пар становится более "сухим", а "сухой" более "мокрым". Гетерогенизация в гидротермальных системах фиксируется сериями первичных или первично-вторичных газовой-жидких включений с переменным соотношением фаз.

На рис. 25 представлены количественные соотношения фаз в паро-жидкостной водной системе в зависимости от степени приращения объема, полученные нашими расчетами попутно при вычислении перепадов температуры и давления. Из графика видно, что значительное преобладание пара над жидкой фазой возможно лишь в условиях слишком больших приращений объема. Вследствие

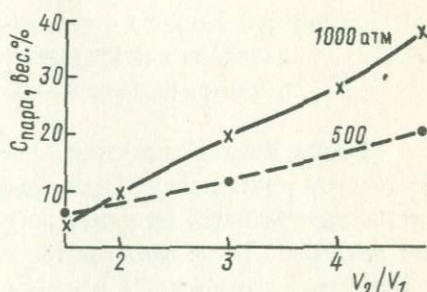


Рис. 25. Зависимость количественного соотношения фаз в паро-жидкостной водной системе от степени адиабатного приращения объема полости при начальной температуре 350°C и разном начальном давлении.

этого кажется маловероятным возникновение "пневматолиза" в области гидротермального минералообразования, как это полагает Баншикова (1958). Вместе с тем следует признать, что постмагматический раствор в условиях постоянных внутриминерализационных подвижек, столь обычных при формировании редкометалльных месторождений (Шерба, 1960; Барабанов, 1961 и др.), является гетерогенной газовой-жидкой системой, стремящейся к гомогенному состоянию лишь в отсутствие таковых. Если так можно выразиться, он при любых значениях параметров находится на линии двухфазного равновесия: одна из фаз - водный раствор солей, другая - смесь газов и паров воды. При постоянных давлении и температуре содержание растворенных солей и газов взаимообусловлено и находится в зависимости от равновесия раствор-вмещающая порода и раствор-нерастворимые газы.

Представление о гетерогенном состоянии гидротермальных растворов в настоящее время находит все больше приверженцев, хотя многие авторы значительно сужают области его существования (Калужный, 1965; Лазько и др., 1968).

В связи с изложенным выше следует напомнить, что сравнение результатов экспериментального исследования системы $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ с составом газовой-жидких включений привело Такенаучи и Кеннеди (1968) к представлению о двухфазном состоянии гидротерм за исключением областей очень высоких температур.

Роль жидкой и газовой фаз гидротерм в минералообразовании и в изменениях pH и Eh

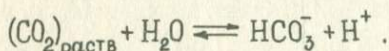
Жидкая фаза в гетерогенной гидротермальной системе в отличие от газовой, очевидно, играет решающую роль в осуществлении метасоматических реакций. Это связано с тем, что при уменьшении плотности растворов резко уменьшается степень диссоциации электролитов. Кроме того, она является основным носителем полезных компонентов. Известно, что, например, концентрация вольфрама в жидкой фазе растворов на два порядка больше, чем в равновесной с ним паровой фазе (Брызгалин, 1965; 1967).

Газовая фаза, на наш взгляд, является регулятором pH системы. Было показано (Элинсон, Полюковский, 1963; Захарченко 1978; Долгов, Щугурова, 1968 и др.), что основными газами гидротерм являются ангидриды, кислотные газы, кислород. В камерных пегматитах и гранитах (Флюидный режим..., 1977) повышается роль

H_2 , N_2 , CH_4 . Ясно, что удаление кислотных газов и кислорода из раствора в процессе гетерогенизации должно привести к повышению щелочности жидкой фазы и тем больше, чем больше газовой фазы отделяется (схемы реакций приведены в гл.5). В процессе же гомогенизации газовой-жидкой системы возрастает ее кислотность.

Изменение величины pH при флюктуации объема полости зависит и от других причин, в частности от вариаций значений констант диссоциации электролитов в зависимости от температуры и давления. В настоящее время представляется возможным в ряде случаев оценить суммарный эффект изменения pH.

Так, в нейтральных и слабокислых средах для растворения углекислоты в растворах NaCl можно записать



Если не принимать во внимание гидролиз ионов Cl^- и Na^+ с образованием HCl и NaOH, так как, по данным Барнса и Эрнста (1968), он идет только в надкритических условиях, то pH подобных растворов можно определить, исходя из условий

$$[H^+] = [HCO_3^-] + [OH^-], \quad K_1 = \frac{[H^+][HCO_3^-]}{[CO_2]_{\text{раств}}}$$

где K_1 - константа диссоциации углекислоты по первой ступени, а скобки показывают активности компонентов. Легко получить

$$[H^+]^{T,P} = \sqrt{K_1^{T,P} [CO_2]_{\text{раств}}^{T,P} + K_w^{T,P}}$$

если $K_1^{T,P} [CO_2]_{\text{раств}}^{T,P} \gg K_w^{T,P}$,

$$[H^+]^{T,P} = \sqrt{K_1^{T,P} [CO_2]_{\text{раств}}^{T,P}} \quad \text{и}$$

$$(pH)^{T,P} = -\frac{1}{2} \lg K_1^{T,P} - \frac{1}{2} \lg [CO_2]_{\text{раств}}^{T,P}$$

$$\Delta pH = \frac{1}{2} (\lg K_1^{T_1 P_1} - \lg K_1^{T_2 P_2}) + \frac{1}{2} (\lg [CO_2]_{\text{раств}}^{T_1 P_1} - \lg [CO_2]_{\text{раств}}^{T_2 P_2})$$

Здесь $K_w^{T,P}$ - константа диссоциации воды, T, P, T_2, P_2, T_1 и P_1 обозначают температуру и давление (с цифрой 1 до приоткрывания жильной полости, 2 - после приоткрывания). Для расчетов величины $K_1^{T,P}$ были заимствованы из книги Говорова (1977), а $CO_2^{T,P}_{\text{раств}}$ - из экспериментов Такеноучи и Кеннеди (1968) для растворов 6% NaCl. Коэффициент активности $(CO_2)_{\text{раств}}$ принят равным 1,0. Результаты при-

ведены в табл.34. Значения P_2 и T_2 для расчетов взяты из табл.32.

Т а б л и ц а 34

Изменение величины рН в результате приращения объема полости ($V_2/V_1 = 1,5$) при различной температуре и исходном давлении 1000 и 500 атм соответственно

Температура, °С	ΔрН	
	CO ₂ в 6%-ном р-ре NaCl	Углекислая гидротерма (0,1M NaHCO ₃)
400	-; 0,45	-; 0,85
350	0,76; 0,22	1,52; 0,50
300	0,66; 0,82	1,40; 1,58
200	0,61; 0,81	1,32; 1,60
150	0,65; 0,85	1,30; 1,68

В щелочных условиях изменения рН будут больше. Так, для углекислых гидротерм, согласно Рыженко (1965)

$$[H^+] = \frac{K_1(CO_2)}{c_i \alpha_i},$$

где K_1 — как и прежде, константа диссоциации угольной кислоты (первая ступень), c_i — концентрация (грамм-экв/л) одно- или двухвалентного катиона, находящегося в равновесии с ионами HCO_3^- , CO_3^{2-} и образовавшимся в результате их гидролиза OH^- , α_i — коэффициент активности катиона. Отсюда

$$\Delta pH = \lg K_1^{T_1 P_1} - \lg K_1^{T_2 P_2} + \lg [CO_2]^{T_1 P_1} - \lg [CO_2]^{T_2 P_2} + \lg \alpha^{T_2 P_2} - \lg \alpha_i^{T_1 P_1}.$$

Для растворов небольшой ионной силы $\alpha^{T,P}$ можно рассчитать по уравнению Дебая-Хюккеля (Наумов и др., 1971). Оценка изменения рН приведена в табл.34.

Для сравнения с полученными данными приведем результаты исследования устойчивости мусковита в зависимости от рН и активности K^+ (Попов, 1963). Так, при одинаковой активности калия поле устойчивости мусковита в координатах рН — $\lg [K^+]$, ограниченное линиями равновесия его с одной стороны с кварцем, с другой — полевым шпатом, имеет ширину при высоких температурах в одно значение рН, при низких — в 2.

Замеры pH современных гидротерм в скважинах Камчатки (Набоко, 1970) показали, что поровые воды имеют значение водородного показателя, равное 10, а трещинные - 8. Это, по-видимому, объясняется как раз тем, что из пористых пород газы в процессе тектонических подвижек диффундируют в трещину и, гомогенизируя с раствором, повышают его кислотность. Наверное, в более глубинных системах, не сообщающихся с поверхностью, разница в значении pH между участками, обедненными газами, и участками их концентрации больше, так как здесь более полно проходит их гомогенизация с раствором и не происходит потери летучих.

Менее однозначно можно говорить об изменениях Eh. Увеличение или уменьшение электродного потенциала при гетерогенизации и последующей гомогенизации гидротерм зависит от их газового состава. Для гидротерм, богатых H_2 , H_2S , характерно будет увеличение Eh при гетерогенизации и уменьшение его при их гомогенизации. Обратные соотношения будут иметь место для растворов с высоким содержанием O_2 , F_2 и других окислителей.

Заканчивая рассмотрение флуктуаций физико-химических параметров при адиабатных приращениях объема полости, приводим схему этих изменений на рис.26. Характерным является резкое изменение пара-

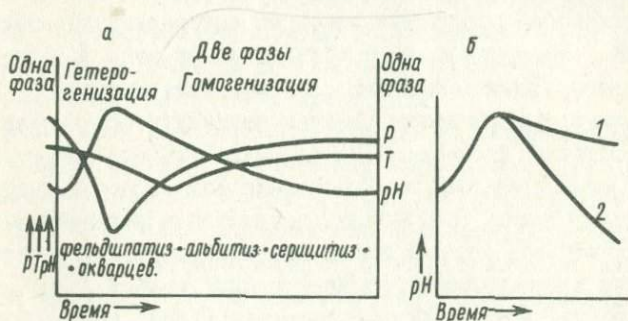


Рис.26. Изменение значений P , T , pH и фазового состояния минералообразующего раствора при адиабатном расширении для участков пород, из которых газовая фаза: α - не мигрирует, β - мигрирует.

метров в момент приращения полости (изменение температуры, по-видимому, происходит более медленно, чем перепад давления в силу большой теплоемкости воды) и постепенное возвращение к значениям,

близким к начальным, по мере компенсации объема выкристаллизовавшейся твердой фазой, притока тепла из вмещающих пород и пр.

Формирование постмагматических ассоциаций в свете адиабатных флюктуаций параметров

Важная роль режима кислотности гидротерм в постмагматическом минералообразовании неоднократно подчеркивалась многими авторами.

Существует несколько представлений о механизме, регулирующем рН гидротермальных растворов. Все они базируются на изохорных моделях минералообразования.

По Д.С.Коржинскому, кислотность гидротерм возрастает при переходе раствора из надкритического состояния в жидкое вследствие уменьшения растворимости летучих и увеличения их активности (Коржинский, 1957). В дальнейшем низкие значения рН создаются опережением волны кислотных компонентов в результате фильтрационного эффекта (Коржинский, 1957; 1967).

Овчинников (1967) объясняет увеличение кислотности изменением структуры комплексов по мере уменьшения температуры. Масалович (1970) видит, помимо фильтрационного эффекта, основную причину увеличения активности водородных ионов во внутренних перегруппировках в понижении температуры. Этот эффект, по мнению А.М.Масаловича, ограничивается взаимодействием с вмещающими породами.

В связи с вышесказанным следует выдвинуть ряд замечаний.

Исследования Kennedy (1950), Смита (1954; 1968), Holser (1954) и других показали, что состояния воды в пред- и закритической областях сходны. При больших давлениях в условиях изохорно-изобарного процесса переход через критическую точку не сопровождается резкими нарушениями термодинамических свойств воды. На рис.27 это показано по данным таблиц Вукаловича (1958) для энтропии. То же можно проиллюстрировать для удельного объема, удельной теплоемкости и других свойств воды. Это же будет относиться и к растворимости летучих.

Хелгессон (1967), рассмотрев комплексообразование в гидротермальных растворах, пришел к выводу о том, что рН гидротермальных растворов во всем интервале температур изменяется незначительно, оставаясь близконеutralным, если система не испытывает адиабатных изменений. Однако, как меняется кислотность растворов в случае таких изменений, им не указано.

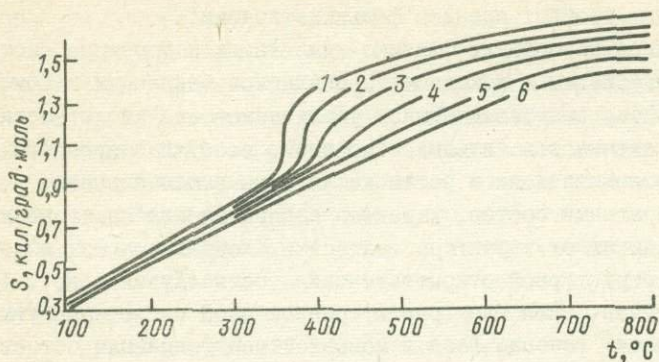


Рис.27. Зависимость энтропии воды и водяного пара от температуры при давлении, атм: 1 - 200, 2 - 250, 3 - 350, 4 - 500, 5 - 700, 6 - 1000.

Фильтрационный эффект до сих пор экспериментально воспроизведен только для условий, видимо, далеких от реальных (Голубев, Шарпов, 1974). Но и этот эффект, и механизм, предложенный Л.Н.Овчинниковым и А.М.Масаловичем, а также другие (Павлов, 1976; Поспелов, 1973) не объясняют определенной щелочно-кислотной ритмичности процессов минералообразования, неоднократное изменение режима кислотности в процессе формирования месторождения, отдельной жилы или жилки, отдельного кристалла.

Приуроченность всех метасоматических ассоциаций к трещинным системам, неоднократные тектонические воздействия, фиксируемые особенностями структуры и текстуры пород и жил, характерными чертами морфологии и строения гидротермально-метасоматических минералов, их свойствами заставляет поставить изменения кислотности-щелочности гидротерм в зависимость от внутриминерализационной тектоники.

В настоящее время некоторые авторы (Кигаи, 1965; Никитин, Рундквист, 1967) согласны с тем, что тектоническая деятельность осложняет эволюцию кислотности-щелочности растворов. В нашем же понимании это универсальный механизм, регулирующий pH среды минералообразования.

Гетерогенизация и удаление летучих в момент приращения свободного объема полости приводит к увеличению щелочности жидкой фазы раствора, что влечет за собой увеличение активности сильных

оснований. Вследствие этого в массе пород, испытавших приоткрывание трещин, пройдет процесс фельдшпатизации.

По мере возвращения физико-химических параметров системы к значениям, близким к исходным, проявляется тенденция к гомогенизации раствора, сопровождающаяся увеличением его кислотности. Это понижает активность сильных оснований, возбуждая процессы альбитизации, мусковитизации и затем кислотного выщелачивания.

Минеральный состав, характер распределения парагенезисов во многом зависят от характера тектоники блока вмещающих пород, степени его структурной открытости-закрытости (Лукин и др., 1974).

В случае, если блок разбит равномерной сетью замкнутых коротких трещинок, газовая фаза в момент гетерогенизации остается на месте, по мере гомогенизации pH растворов возвращается к исходному значению. Состав постмагматических ассоциаций по гранитам в этих условиях по своему химизму и минералогии будет сходен с составом материнских магматических пород. В связи с этим следует вспомнить, что равновесие щелочные полевые шпаты-раствор хлоридов щелочей подобно равновесию ортоклаз-альбит-расплав (содержащий воду) (Orville, 1959; 1960). В этих условиях формируются камерные пегматиты, апограниты и автограниты, для которых характерно сходство состава с материнскими интрузивами (Беус и др., 1962; Булдаков, 1967).

В случае же, когда имеется более протяженная, не замкнутая система трещин, газовая фаза мигрирует в область пониженных давлений. На ранних этапах формирования месторождений такими участками являются купольные поднятия, экранированные вмещающими породами. Таким образом, в колонне метасоматизирующих растворов в начальный момент трещинообразования создаются повышенные значения pH, по мере же гомогенизации pH в верхних и центральных частях колонки уменьшается в гораздо большей мере, чем в нижних и периферийных ее зонах (см. рис. 26, б кривые 1, 2). Естественно, что по периферии и внизу колонки наибольшее развитие получают процессы ощелачивания - микроклинизация и альбитизация, а вверху и в центральных зонах - кислотного выщелачивания (грейзенизации). Ясно также, что последние несколько запаздывают относительно первых. Таким же механизмом можно объяснить смену окислительно-восстановительных условий минералообразования.

Естественно, оба случая выполняются в той или иной мере при формировании любого массива или месторождения. Действительно, в пределах массивов Акчатауского комплекса устанавливаются как авто-

граниты, так и в той или иной степени фельдшпатизированные, альбитизированные, грейзенизированные граниты и грейзены. Между тем, в массивах Акчатауского комплекса намечаются определенные взаимоисключающие тенденции в распределении автогранитов, камерных пегматитов и грейзеновых месторождений (Захарченко, 1971). При интенсивном развитии автогранитов в массиве Бектауата грейзены практически отсутствуют. Ранее указывалось, что на Северном участке Коктенколя широко распространены автограниты и отсутствуют ранние грейзены, в то время как на Южном нет автогранитов при большом развитии фельдшпатизированных гранитов и ранних грейзенов.

Неоднократные, периодически возобновляемые акты трещинообразования, сопровождающиеся приращением объема гидротермального раствора, приводят к повторению указанных процессов. Это и объясняет отмеченную ранее цикличность гидротермально-метасоматических преобразований.

В каждом сечении гидротермальной колонны развитие минеральных ассоциаций (от щелочных к кислотным или наоборот) находится в зависимости от динамики парциального давления газов. Так, в приальбандовых участках пегматитов одного из месторождений Южного Урала неоднократно происходило образование микроклина и альбита, а в центральных — неоднократное окварцевание (кварцевые вставки, кварц-мусковитовый комплекс, кварцевое ядро). То же можно сказать и об изменении кислотности-щелочности в процессе роста одного кристалла. При характерных осцилляционных изменениях, отмеченных выше, от начальных к конечным периодам роста может происходить как увеличение кислотности (Булдаков, 1971б), так и ее снижение (Никитин, Рундквист, 1967).

Казалось бы, что с понижением температуры сферы минералообразования по мере нейтрализации кислотных компонентов за счет реакций с вмещающими породами изменения pH раствора в результате рассматриваемого эффекта будут все меньше. Однако это, видимо, не так.

В этой связи следует обратить внимание на температурную зависимость константы диссоциации ряда кислот (рис. 28), составленную по данным Файфа, Тернера и Ферхугена (1962), Рыженко (1965). Действительно, соляная кислота при высоких температурах сильно диссоциирована, в то время как плавиновая, серная, угольная и другие — весьма незначительно. Диссоциация последних увеличивается с падением температуры. Это, видимо, и обеспечивает изменение pH растворов в

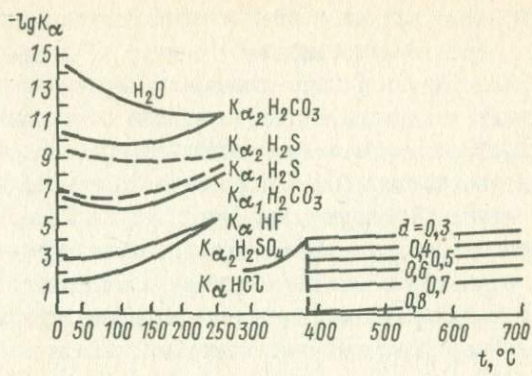


Рис. 28. График зависимости константы диссоциации кислот от температуры раствора. Для HCl приведены K_{α} при различной плотности.

низкотемпературные стадии формирования месторождений. Кстати, образование именно в то время баритовых, карбонатных, флюоритовых, гипсовых жиллок свидетельствует об увеличении активности указанных кислот.

ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Рудные месторождения представляют собою частный случай положительных геохимических аномалий. Проблема выделения среди многочисленных аномалий перспективных – одна из самых важных при поисках месторождений. Практически это комплекс проблем, включающих, кроме всего, необходимость определения по геохимическим данным ведущих процессов, формирующих аномалию, количественную оценку их роли. Исследование механизма становления месторождений и их околорудных геохимических ореолов может способствовать решению указанных вопросов.

Характер рудного процесса определяется свойствами минералообразующего раствора и типом геохимического барьера, на котором он развивается. Изложенное в предыдущих главах показывает, что внутриминерализационная тектоника является существенным механизмом формирования геохимических барьеров, способствующих дифференциации вещества, рудоотложению (Булдаков, 1978). Более того, специфика структуры участка минералообразования определяет характер геохимического барьера: открытый или закрытый. В первом случае помимо дифференциации гидротерм во времени имеет место и пространственная дифференциация, во втором последняя менее проявлена. Рудные месторождения чаще всего формируются в первом случае.

Все эти особенности так или иначе должны быть отражены в геохимических анализах, в комплексе элементов и закономерностях их распределения в ореоле. Как правило, природные аномалии являются сложной композицией геохимических признаков, лишь отдельные вклады которой являются продуктами гидротермально-метасоматических процессов. Обычными методами их не всегда легко выделить. Однако это доступно многомерному статистическому анализу, в частности, факторному в модификации метода главных компонент, примененному нами.

Факторный анализ при изучении геохимических аномалий еще не нашел широкого применения. Однако не так давно Наирис (1973), Голышко (1975), Скублов, Белонин (1976) показали широкие возможности, открывающиеся при использовании указанного метода.

В первую очередь покажем на двух примерах, что обработка этим методом результатов приближенно-количественного спектрального анализа приводит к выявлению достаточно легко интерпретируемых ассоциаций элементов, отражающих как процессы их формирования, так и различные формы нахождения в пробах.

Месторождение Акжал. Находится в пределах Акжал-Аксоранской тектонической зоны — одной из региональных рудоконтролирующих структур Центрального Казахстана. Этот район сложен эффузивно-пирокластическими и осадочными образованиями франкского и фаменского ярусов, нижнего карбона.

Интрузивные породы широко распространены в южной части Акжал-Аксоранской тектонической зоны, где они слагают широкую полосу, в пределах которой выделяются четыре массива гранитоидных пород.

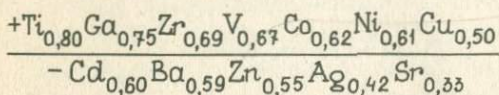
Акжалское месторождение подразделяется на четыре участка: Западный, Центральный, Восточный и "Седловидные тела", которые на поверхности отделены друг от друга безрудными промежутками. В пределах месторождения установлены франкские отложения, отложения нижнего карбона. Основными рудовмещающими породами являются кремнисто-глинистые и массивные известняки. Интрузивные породы имеют в пределах месторождения локальное развитие и представлены выходами Акжалского массива гранодиоритов и четырьмя небольшими телами кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов.

Свинцово-цинковое оруденение залечивает зону дробления в известняках, распространяясь в сторону от трещин в виде вкрапленности различной интенсивности. Значительную роль в строении рудных тел играют складчатые структуры, которые обусловили появление седловидных залежей. Они приурочены к трещинам отслоения и участкам интенсивного дробления в шарнирных частях и крыльях мелких антиклинальных складок.

Как показывают микроскопические исследования, процесс рудоотложения сопровождался перекристаллизацией и осветлением известняков, выносом глинистой и кремнистой составляющей. Наряду с этим, хотя и менее интенсивно, проходили процессы баритизации и окварцевания известняков и, совсем незначительно, хлоритизация их вдоль трещинок.

Состав руд определяется содержанием сфалерита, галенита, пирита. В качестве примесей в рудных минералах обнаруживаются: в сфалерите - кадмий в количестве от десятых долей до трех процентов, серебро - от тысячных до сотых долей процента, медь - тысячные и десятитысячные, марганец - сотые, германий - до тысячных, иногда сурьма (сотая доля процента) и др.; в галените постоянно присутствуют серебро от одной десятой до одного процента, сурьма - десятые доли процента, марганец и медь - тысячные, кадмий - до сотых долей процента.

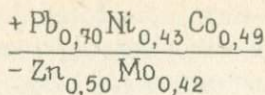
Для исследования были отобраны пробы по скв. С-656, С-654, С-653, С-655, С-679 профиля 43 участка "Седловидные тела". Пунктирной бороздой по интервалам в пять метров отобраны 128 проб. Анализ проб проведен в спектральной лаборатории ЦКГУ. Для машинной обработки выбраны 14 элементов, постоянно отмечаемых в пробах. Это цинк, свинец, серебро, кадмий, молибден, ванадий, галлий, барий, стронций, никель, медь, титан, цирконий, кобальт. Обработка результатов произведена на БЭСМ-4 (ВСЕГЕИ) по программе, составленной М.Д. Белониным. Первый фактор характеризуется дисперсией 31,9%. На него имеют нагрузки следующие элементы:



При интерпретации, видимо, следует учесть, что элементы в числителе являются характерными примесями силикатной составляющей, либо входящими в структуру глин, либо сорбированными на них, в знаменателе - компонентами рудных минералов. Становится ясным, что формирование цинковой минерализации происходит при очищении известняков от силикатных примесей и сопровождается отложением барита. Это вполне совпадает с микроскопическими наблюдениями. Минимальные значения I фактора характерны для оруденелых известняков.

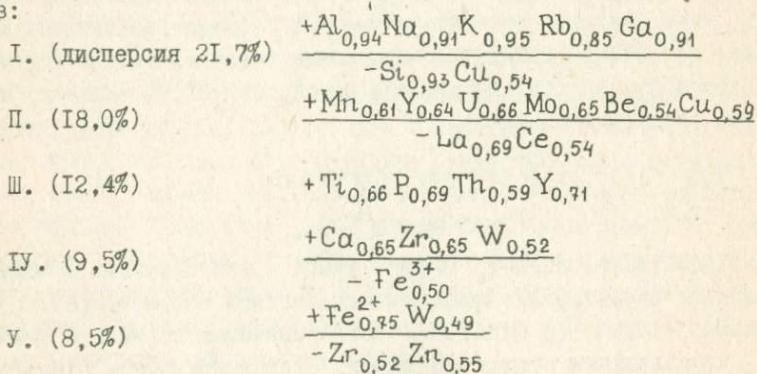
Со II фактором (дисперсия 23,5%) положительно связаны $Ag_{0,35}$
 $Cd_{0,73} Ba_{0,63} Zn_{0,54} Sr_{0,53} V_{0,57} Pb_{0,37} Co_{0,34} Ga_{0,32} Ni_{0,34} Cu_{0,39}$.
 Этот фактор отражает процесс, ответственный за богатое оруденение. Действительно, максимальное значение его характерно для интервалов скважин с богатым оруденением. Большие нагрузки на элементы-примеси, чем на основные рудные элементы, видимо, связаны с большей аналитической дисперсией макрокомпонентов. Второй фактор также говорит о тесной связи баритизации с рудоотложением.

Нагрузки элементов на III фактор можно выразить следующей формулой:



Он отражает дифференциацию свинца и цинка в процессе рудообразования. Одним из ведущих механизмов дифференциации, как показали расчеты автора, А.Хенни и В.Г.Кривовичева, является изменение кислотности гидротерм. Максимальные значения этого фактора характерны для проб из южной верхней части разреза, где отмечено существенно галенитовое оруденение. Дисперсии факторов, с которыми связаны значительные нагрузки цинка, велики по сравнению с дисперсией III фактора, что согласуется с фактом существенного преобладания цинкового оруденения над свинцовым.

Массив Кент. Аналогичная обработка данных анализа проб гранитов, грейзенов, пегматитов приводит к выделению следующих пяти факторов:



Породообразующие элементы определялись в данной выборке химическим (силикатным) анализом, Th, U, Rb, Zr - рентгеноспектральным анализом, остальные - приближенно-количественным спектральным.

Уже сама структура связей элементов, имеющих нагрузки на I фактор, указывает на кислотно-щелочную дифференциацию их в процессе минералообразования. Этот же процесс отражается, видимо, и II фактором. Действительно, эффективным природным механизмом разделения редких земель (лантан-цериевых и иттриевых) является кислотно-щелочная дифференциация во фторидной среде. Большие положительные значения I и II факторов характерны для полевошпатовых зон пегматитов и зоны околотрейзеновой микроклинизации, а большие отрицательные - для зоны грейзенов. Акцессорная минерализация является наложенной на пегматитовые зоны. Это позволяет считать, что I фактор

отражает кислотно-основную дифференциацию породообразующих и изоморфных им элементов в процессе становления основных минеральных ассоциаций Кента, а II - в процессе формирования акцессорной минерализации. Третий, четвертый и пятый факторы отражают формы нахождения элементов в породах. В частности, в образцах, имеющих большие положительные значения III фактора, обнаружены повышенные содержания акцессорного ториевого монацита, IV - циркона и шеелита, V - магнетита и единичные включения вольфрамита. Кроме того, IV фактор свидетельствует об образовании шеелита в восстановительной среде, IV и V указывают на различные условия образования вольфрамита, шеелита, циркона и сфалерита.

Таким образом, метод главных компонент приводит к выделению ассоциаций элементов, поддающихся геохимической интерпретации, которая позволяет определить либо процесс или совокупность процессов, отвечающих за распределение элементов, либо форму нахождения элементов в объекте.

В табл.35-37 приведены результаты факторизации методом главных компонент содержаний элементов в геохимических пробах, характеризующих руды месторождений, ближайшее и удаленное околорудное пространство. На массивах Караоба, Акчатау, Бектауата опробование проведено нами и И.В.Власовой, Т.Е.Щукиной. На участке Селтей С.В.Едигарьевой под руководством Ф.Л.Думлера отобраны пробы грейзенизированных и микроклинизированных гранитов, вмещающих кварц-вольфрамитовые и кварц-молибденитовые жилы и жилки, и пробы орго-викованных песчаников и сланцев в экзоконтакте интрузии. Опробование Акжал-Аксоранской зоны проведено Н.Н.Викуловской под руководством Ф.Л.Думлера по профилям, поставленным через I км поверхности с интервалом в 0,5-I км. Для выявления типовых элементных ассоциаций были рассмотрены результаты факторизации данных опробования других месторождений.

При интерпретации структуры связей элементов были использованы:

I. Диаграммы значений факторов, устанавливающих либо однородность, либо неоднородность выборки. Такие свойства выборки, как правило, удается скоррелировать с геологическими или геохимическими характеристиками объектов исследования. В этой связи оцениваются интенсивность проявления того или иного процесса в образце, наличие того или иного минерала, исследуются макро- и микросостав мономинеральных фракций и т.д. Если какой-либо геологический или

Матрицы факторных нагрузок. Караоба

Элемент	Граниты обнаженной части массива (174 пробы)				
	I	II	III	IV	V
Cu	+0,17	+0,55	-0,13	-0,17	-0,15
Pb	-0,41	+0,03	+0,65	+0,05	-0,13
Zn	+0,26	+0,38	+0,21	-0,18	-0,39
Mo	-0,46	+0,06	+0,52	-0,27	+0,20
Sn	-0,61	+0,50	+0,16	-0,09	-0,26
Cr	+0,62	+0,33	+0,33	+0,02	+0,14
Ni	+0,64	+0,47	-0,04	-0,08	+0,01
V	+0,56	+0,32	+0,14	+0,02	-0,17
Co	+0,42	+0,38	-0,19	-0,27	+0,19
Ag	-0,55	+0,18	+0,32	-0,14	-0,17
As	+0,17	+0,25	-0,18	+0,26	-0,30
Be	-0,19	+0,37	-0,36	+0,43	+0,01
Ba	+0,08	+0,02	+0,01	+0,55	+0,08
P	+0,46	+0,43	-0,04	-0,12	-0,15
Mn	-0,22	+0,66	+0,05	+0,03	-0,10
Ti	+0,59	+0,07	+0,45	+0,05	-0,18
Zr	+0,16	+0,19	+0,41	+0,41	+0,21
Sr	-0,03	+0,09	+0,04	-0,10	-0,25
Ga	-0,20	+0,14	+0,37	+0,01	-0,17
Sc	-0,09	+0,41	-0,03	-0,10	+0,65
Nb	-0,36	+0,18	+0,03	+0,39	+0,41
Li	-0,61	+0,14	-0,20	+0,06	-0,41
Y	-0,47	-0,16	+0,05	+0,48	-0,11
W	-0,54	+0,46	-0,09	-0,07	+0,47
Ge	-0,13	+0,50	-0,10	+0,29	-0,02
Bi	-0,58	+0,43	+0,06	-0,36	-0,11
Дисперсия, %	17,6	11,9	6,9	6,4	6,2

Матрицы факторных нагрузок. Селтей

Элемент	Грейзенизированные и микроклинизированные граниты (40 проб)					Породы экзоконтакта (77 проб)		
	I	II	III	IV	V	I	II	III
Pb	+0,42	-0,02	+0,72	-0,23	-0,30	-0,23	-0,24	+0,46
Ti	+0,61	-0,52	+0,16	+0,11	+0,02	-0,04	+0,61	-0,11
Ga	+0,49	-0,27	+0,07	+0,70	+0,04	+0,51	+0,25	+0,10
Zr	+0,78	-0,10	+0,19	-0,20	+0,18	-0,05	+0,81	-0,02
Be	+0,44	+0,67	-0,17	+0,15	-0,21	+0,78	-0,03	-0,09
Nb	+0,50	+0,51	-0,44	-0,17	-0,08	+0,13	+0,23	-0,60
Mo	+0,48	+0,14	+0,68	+0,03	+0,09	+0,78	-0,08	-0,01
Sn	+0,39	+0,52	+0,24	+0,60	+0,17	+0,79	-0,08	+0,23
La	+0,60	-0,21	-0,30	-0,18	-0,24	-0,20	-0,01	+0,48
Cu	-0,11	-0,06	+0,75	-0,26	-0,31	+0,17	+0,68	+0,33
Tb	+0,62	+0,01	-0,16	-0,47	+0,16	+0,61	+0,03	-0,01
Y	+0,70	+0,04	-0,28	-0,39	+0,17	-0,10	+0,76	+0,30
Zn	+0,52	-0,45	-0,18	+0,43	-0,03	+0,01	-0,17	+0,73
W	-0,12	+0,57	+0,35	-0,11	+0,58	+0,89	+0,09	+0,04
F	+0,13	+0,86	-0,04	+0,14	-0,35	+0,82	-0,19	+0,07
Дисперсия, %	25	18	15	11	6	27	15	11

Матрицы факторных нагрузок. Неизменные околорудными процессами граниты Караобы (5I проба), Акчатау (44) и Бектауаты (96)

Элементы	Караоба			Акчатау					Бектауата		
	I	II	III	I	II	III	IV	V	I	II	III
Be	-0,02	+0,45	-0,06	+0,02	+0,30	-0,25	+0,65	+0,14	+0,10	+0,03	+0,72
Sc	+0,61	+0,16	-0,32	+0,55	+0,21	-0,28	+0,11	+0,30	+0,72	+0,15	+0,28
Mn	+0,34	+0,24	+0,52	+0,36	-0,28	+0,19	-0,73	-0,09	+0,71	-0,12	-0,31
Pb	-0,18	+0,67	-0,17	+0,42	+0,18	+0,76	+0,14	-0,04	+0,51	+0,01	-0,32
Nb	+0,30	+0,30	+0,29	+0,26	+0,62	-0,29	-0,12	-0,39	+0,67	-0,16	+0,12
Sn	-0,08	+0,26	+0,80	-0,37	+0,60	-0,02	-0,53	+0,03	+0,24	+0,59	-0,43
Ga	-0,08	+0,28	+0,32	+0,10	+0,50	+0,62	+0,22	-0,04	+0,44	-0,04	-0,35
W	-0,25	+0,29	+0,66	-0,14	+0,40	-0,15	-0,30	+0,56	-0,19	+0,53	+0,25
Mo	-0,12	+0,66	-0,18	+0,22	+0,38	+0,55	-0,04	-0,36	+0,21	+0,69	-0,01
V	+0,56	-0,32	+0,37	+0,77	-0,53	+0,16	+0,10	+0,04	+0,80	-0,01	-0,28
Ti	+0,70	-0,12	+0,32	+0,82	-0,40	+0,22	+0,07	+0,06	+0,88	-0,20	-0,16
Cu	-0,47	+0,75	-0,08	+0,51	-0,16	+0,32	-0,22	+0,42	-0,15	+0,76	-0,28
Zr	+0,78	+0,06	+0,03	+0,72	-0,14	-0,46	-0,10	+0,10	+0,77	-0,08	-0,08
Y	+0,74	+0,20	+0,11	+0,85	+0,48	-0,31	-0,05	-0,29	+0,82	-0,05	+0,11
La	+0,72	+0,15	-0,18	+0,69	+0,57	+0,10	-0,31	+0,26	+0,59	+0,34	+0,45
Ce	+0,70	+0,19	-0,18	+0,70	+0,40	-0,08	+0,06	+0,22	0,75	+0,14	+0,36
Yb	+0,56	+0,41	-0,32	+0,68	+0,15	-0,37	-0,04	-0,44	0,78	+0,03	+0,13
Дисперсия, %	30,0	18,0	13,8	29,8	14,9	12,8	8,9	7,7	37,1	11,3	10,1

геохимический признак закартирован, весьма полезным оказывается совмещение карты с трендом значений фактора.

2. Парагенные элементы ассоциации первого (а в ряде случаев и более высокого) порядка по А.И.Перельману.

3. Типоморфные ассоциации элементов (Гольяно, 1975), устанавливающиеся сходным распределением значений факторов по пробам во многих выборках, связанных общими закономерностями происхождения и развития.

4. Дисперсия факторов, количественно оценивающих роль того или иного вклада в общую композицию геохимических признаков.

Помимо сведений, приведенных в табл.35-37, представим результаты в виде формулы фактора, в которой элементы, записанные в числителе, несут положительные нагрузки на фактор, элементы, обозначенные в знаменателе - отрицательные нагрузки, элементы, изображенные справа от знака дроби, меняют знак нагрузки в отдельных выборках. Без скобок обозначаются элементы, имеющие только положительные или только отрицательные сильные связи с фактором ($> 0,5$), в квадратных скобках - как сильные, так и слабые, в круглых - слабые и статистически незначимые. Если приводятся данные по одной выборке, то каждый элемент сопровождается обозначением его нагрузки на фактор.

Прежде всего рассмотрим выборки, в которые вошли гидротермально измененные породы, рудные тела. Здесь выделяются две ассоциации элементов, характеризующие процессы грейзенизации. На Караобе и Коктенколе наибольшую дисперсию имеют факторы, отражающие становление поздних грейзенов с сульфидной и редкометальной минерализацией

Караоба

$$\frac{+Ag Pb Zn Cu Bi [W] (Sn Be)}{(Ti Zr Y Yb Nb)},$$

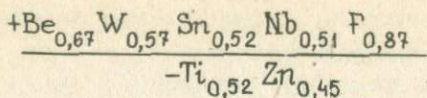
Коктенколь

$$\frac{+ Mn_{0,55} Pb_{0,60} Ag_{0,74} Zn_{0,74} Cu_{0,69} Sn_{0,80} W_{0,58} B_{0,72}}{- Ni_{0,76} Zr_{0,40} Ti_{0,37} P_{0,64} Yb_{0,33} Y_{0,27}}$$

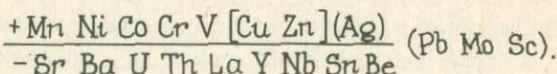
На Караобе практически во всех выборках отмечается ассоциация элементов, формирующаяся при ранней грейзенизации

$$\frac{+ [Sn W Bi] (La Nb Cu Mo)}{- (Zr Ti Yb Y Zr Ag Pb)} (Be).$$

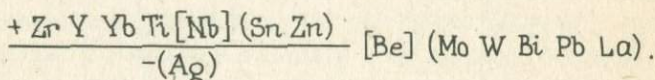
На Селтее она еще более ярка. Здесь в выборку включены количественные анализы фтора и вольфрама



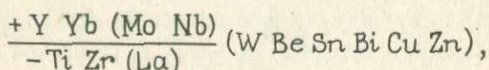
Для сравнения с выделенными ассоциациями приведем ассоциацию элементов, характеризующую процесс березитизации, выделенную по результатам исследования данных геохимического опробования трех золоторудных и золото-урановых месторождений



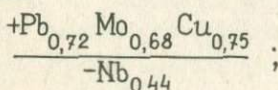
Процесс альбитизации приводит к формированию элементной ассоциации, выражающейся следующей структурой (Караоба):



Хуже воспроизводятся в частных задачах и выборках проб разных месторождений элементные ассоциации, отражающие ортоклазизацию пород. Для Караобы ее можно записать следующим образом:



для Селтея:



для Коктенколя: PbMo.

Помимо перечисленных факторов часто выделяются ассоциации, указывающие на детали дифференциации элементов в рудном процессе.

Таким образом, процессы грейзенизации, альбитизации, калиевой фельдшпатизации могут быть выделены из общей совокупности по характерным ассоциациям элементов. Для грейзенов показательно отделение редких металлов (в некоторых типах и полиметаллов) от титана, циркония, часто редких земель, положительная связь их с фтором; для альбититов характерна положительная связь титана, циркония, редких земель, редких металлов; для фельдшпатитов - дифференциация иттрия, иттриевых редких земель и титана, циркония, цериевых лантаноидов, часто близкие значения нагрузок молибдена, свинца, меди. Легко отличается "березитовая" ассоциация от ассоциа-

ции элементов "поздних" обогащенных сульфидами грейзенов. В первой халькофильные и сидерофильные элементы отрицательно связаны с редкими металлами и щелочными землями, а во второй они присутствуют совместно.

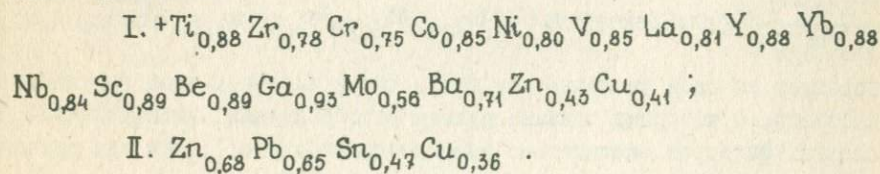
Представляется вполне объяснимым, что такие элементы как бериллий, олово, молибден, ниобий и др. в разных задачах то положительно, то отрицательно связаны с типоморфными элементными парагенезисами. Действительно, аксессуарный берилл, как было показано (Альбитизированные граниты..., 1963), образуясь на первых этапах альбитизации гранитов, корродирует при интенсивном развитии этого процесса. Известно, что молибденит растворяется в процессе микроклинизации (Малиновский, 1959) и переотлагается на его фронте. Вместе с тем, повышенные концентрации молибдена часто сопровождают зоны околорудной фельдшпатизации. Эта двойственность отражается и в ассоциациях элементов.

Факторизация выборок, составленных из проб, характеризующих околорудные ореолы, показывает, что выявленные элементные ассоциации обнаруживаются и здесь.

В частности, вмещающим рудные тела караобинским гранитам свойственны элементные ассоциации (см. табл. 35), имеющие много общего с указанными ранее и интерпретируемые (в порядке убывания дисперсии) как фактор поздней грейзенизации, ранней грейзенизации, калиевой фельдшпатизации, альбитизации, вольфрамового оруденения. Некоторые отклонения обязаны, возможно, тому, что пробы выборки анализировались в разных лабораториях на более широкий круг элементов.

То же можно сказать и об ороговикованных породах Селтейского месторождения (см. табл. 36). Ведущий фактор в этой выборке (дисперсия 27%): $W_{0,89} Sn_{0,79} Mo_{0,78} Be_{0,78} F_{0,82}$ является отражением процесса грейзенизации. Тренд его значений хорошо обрисовывает контуры массива.

Метод главных компонент выделил в совокупности из 745 проб, отобранных на площади Акжал-Аксоранской металлогенической зоны, несколько факторов, два главных из которых (с дисперсией 56,9 и 8,3%) приводятся

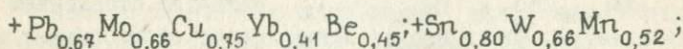


С первым из них связаны положительные нагрузки элементов, обычно входящих в пороодообразующие и акцессорные минералы силикатных пород или силикатной части карбонатных пород. С ним же связан и цинк. Тренд I фактора показывает увеличение его значений для проб изверженных и эффузивных пород. Назовем этот фактор литологическим. Второй фактор с положительными нагрузками только свинца, цинка, меди и стронция следует, по аналогии с задачей по Акжальскому месторождению, считать рудным. Как было показано ранее (Булдаков и др., 1976), тренд значений этого фактора выявляет фланги Акжальского и Аксоранского месторождений лучше, чем элементные карты.

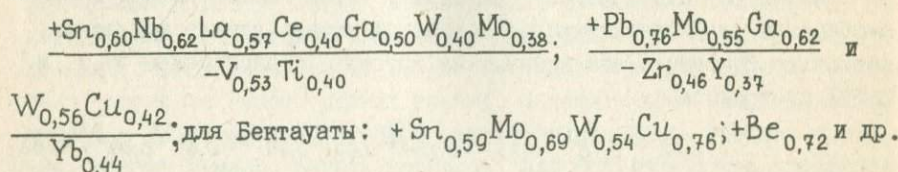
Результаты обработки методом главных компонент анализов специально отобранных проб гранитов и автогранитов, неизмененных околорудными метасоматическими процессами, приведены в табл. 37.

Во всех выборках первые факторы представлены ассоциациями титана, циркония, редких земель, ниобия, скандия, ванадия, к которым часто присоединяются олово, вольфрам, молибден. В частных задачах, с привлечением данных химического анализа пороодообразующих элементов, на эти факторы имеют положительную нагрузку кальций, железо. Если учесть, что значения их больше для тех разновидностей пород, которые обогащены акцессорными минералами, то следует признать, что эти факторы отражают присутствие магнетита, ильменита, сфена, циркона, обычных для гранитов Центрального Казахстана. Данные многих исследователей и наши показывают, что эти минералы содержат примеси вольфрама, олова, молибдена, ниобия.

В последующих ассоциациях отражена самостоятельная роль редкометалльных элементов. В них можно обнаружить фрагменты тех элементных ассоциаций, которые обсуждались ранее. Для Караобы это



для Акчатау:



Обращает на себя внимание тот факт, что в выборках проб гранитных массивов, с которыми связаны рудные месторождения, дисперсия последних факторов значительно выше по сравнению с I, чем для гранитов без реализованной рудной минерализации (Бектауата).

Изложенное выше позволяет считать, что выделяемые в результате обработки методом главных компонент частные ассоциации элементов (факторы) отражают реальные процессы минералообразования и количественно оценивают их роль в формировании геохимических полей. В этом отношении указанные методы интерпретации геохимических аномалий способствуют усилению полезного сигнала и помогают разрабатывать аномалии. Они оказываются весьма полезными при нанесении результатов опробования на карту и с успехом могут дополнить и уточнить поэлементные карты.

Важно подчеркнуть, что выделенные выше ассоциации показывают одинаковое поведение во многих процессах элементов, весьма различающихся по ряду геохимических свойств, в частности, способности образовывать высокомолекулярные полимерные группировки в зависимости от внешних условий (например, редких металлов и полиметаллов). В других случаях, напротив, разделяются элементы, идентичные по указанному свойству. Это отрицает существенную роль фильтрационного эффекта в распределении рудных элементов, так как, по данным Масаловича (1970), дифференциация элементов в процессе фильтрации осуществляется благодаря различию свойств их высокомолекулярных полимерных группировок. Частные задачи, поставленные с привлечением данных химического анализа пород, не выделили, за исключением выборки анализов пород Кента, специальных факторов для породообразующих и рудообразующих элементов, как того требует фильтрационный эффект (Масалович, 1970). Не выделены отдельные ассоциации кислотных компонентов и рудных элементов. Напротив, отмечается прямая связь последних с фтором, бором.

Следует отметить, что общность элементных ассоциаций рудных тел и окологрудных ореолов указывает на общность процессов образования и единый механизм их формирования.

Изложенный выше фактический материал и его интерпретация приводят к следующим выводам:

1. Гидротермальное минералообразование контролировалось напряженной внутрирудной тектонической деятельностью. Структурные условия минералообразования определяли облик и рудность постмагматических месторождений: в открытых сосредоточенных структурах формировались редкометалльные кварцево-жильно-грейзеновые месторождения; в открытых и относительно рассеянных - штокверки; в открытых и рассеянных - апограниты; в закрытых и сосредоточенных - хрусталеносные пегматиты и жилы; в закрытых рассеянных - автограниты. Широкое развитие последних служит отрицательным признаком редкометалльного оруднения.

2. Тектонический контроль сказывается в пространственной дифференциации минеральных ассоциаций (более щелочные приурочены к нижним и внешним частям трещинных систем), он же обуславливает ритмичность в формировании парагенезисов (более щелочные являются более ранними в каждом ритме).

3. Морфология, внутреннее строение индивидов постмагматических минералов, их физические свойства, структурные свойства (упорядоченность), их химический состав несут информацию о периодических колебаниях кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств среды, фазового состава гидротерм и концентрации растворенных компонентов.

4. Газово-жидкие включения в постмагматических минералах свидетельствуют о многократно повторяющихся гетерогенизациях минералообразующего раствора. Отделившаяся газовая фаза была обогащена так называемыми "кислотными" газами. Отделение этой фазы от гидротерм и гомогенизация ее с ними регулировали кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные свойства среды.

5. Адиабатные изменения объема полостных гидротермальных систем являются одним из основных механизмов, регулирующих изменение в постмагматическом минералообразовании температуры, давления, фазового состава, кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств среды, т.е. формируются самые разнообразные геохимические барьеры, на которых происходит концентрация и дифференциация элементов в гидротермальных условиях.

6. Процессы формирования месторождений и связанных с ними геохимических полей едины. Они проявляются в геохимических аномалиях через характерные элементные ассоциации (факторы). Типовые ассоциации могут служить критериями выбора из совокупности аномалий наиболее перспективных. Они усиливают полезный сигнал, избавляя информацию от шумовых вкладов. Картирование значений факторов может дополнить и уточнить поэлементные карты. Необходимо усилить внимание к исследованию возможностей многомерного статистического анализа в интерпретации геохимических аномалий.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

А л ь б и т и з и р о в а н н ы е и грейзенизированные граниты /Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.Л., Субботин К.Д. М., 1963.

А э р о в Г.Д. Позднегерцинский интрузивный магматизм Северного Прибалхашья и его пегматитоносность. - Автореф.канд. дис., Алма-Ата, 1971.

А э р о в Г.Д. и др. Геологическое строение Бектауатинского гранитного массива (Центральный Казахстан) /Аэров Г.Д., Кудрявцев Ю.К., Мараев Р.Н., Попов В.С. - Сов.геология, 1966, № II.

Б а з а р о в Л.Ш. Изменение физико-химических условий в процессе формирования пегматитов Центрального Казахстана. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968, т. I.

Б а к л и Г.Э. Рост кристаллов. М., 1953.

Б а к у м е н к о И.Т. Закономерные кварц-полевошпатовые сростания в пегматитах и их генезис. М., 1966.

Б а л и ц к и й В.С. Зависимость окраски кварцев от условий их образования. - Тезисы докл. совещ. по типоморфизму минералов. М., 1970.

Б а н и щ и к о в а И.В. Некоторые особенности генезиса месторождения Кара-Оба, выявленные посредством минералотермометрических анализов. - Труды ВИИП, 1958, т. 2, вып. 2.

Б а р а б а н о в В.Ф. К вопросу о роли давления при процессах минералообразования в кварц-вольфрамитовых жилах. - Докл. АН СССР, 1958, т. I21, № 3.

Б а р а б а н о в В.Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Л., 1961, т. I; 1975, т. 2.

Б а р а б а н о в В.Ф. О сущности процесса околожильной грейзенизации и механизм формирования метасоматически-конкреционных жил грейзенового типа. - Зап.ВМО, 1965, ч. 94, вып. 3.

Барнс Х.Л., Эрнст У.Дж. Идеальность и ионизация в гидротермальных флюидах. Система $MgO-H_2O-NaOH$. - В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., 1968.

Бедров Г.И., Паркадзе Г.А. Месторождение молибдена "Западное" в Центральном Казахстане. - Труды Казах.ин-та минерал.сырья, 1961, вып.5.

Белов Н.В. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магм. - Труды геохим.симпоз.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., 1959.

Белов Н.В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. М., 1961а.

Белов Н.В. О положении кварца в системе природных и синтетических кремнекислородных соединений. - Зап.ВМО, 1961б, ч.90, вып.2.

Беус А.А., Залашкова Н.Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 4.

Боголепов В.Г. и др. Строение, состав и распределение оруднения в основных грейзеновых телах редкометального месторождения Акчатау (Центральный Казахстан)/Боголепов В.Г., Маринкин О.С., Куликовский А.С., Шурупов М.В., Гуляева Н.Я. - Тезисы докл.П совещ. по минералогии, геохимии и генезису вольфрамитовых месторождений. Л., 1968.

Брызгалин О.В. О генезисе шеелита в месторождениях скарнового типа. - Геохимия, 1958, № 3.

Брызгалин О.В. О химической природе вольфрамоносных растворов в скарноворудном процессе. - Геохимия, 1960, № 6.

Брызгалин О.В. Экспериментальные исследования генезиса эндогенных вольфрамовых месторождений. - В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М., 1965.

Брызгалин О.В. О влиянии состава растворов на подвижность вольфрама в гидротермальных условиях. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., 1967.

Булдаков И.В. О происхождении полосчатых кварц-гюбнеритовых жил месторождения Западное в Центр.Казахстане. - В кн.: Минералогия и геохимия, 1964, вып.1.

Булдаков И.В. Механизм изменения режима кислотности постмагматических растворов на месторождении Западное (Ц.Казахстан). - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л., 1967.

Булдаков И.В. Некоторые данные к изучению зависимости состава вольфрамитов от условий их образования. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л., 1971а.

Булдаков И.В. Флюктуации физико-химических параметров гидротермальных полостных систем при адиабатном изменении объема полости. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л., 1971б.

Булдаков И.В. и др. Опыт применения факторного анализа к интерпретации эндогенных геохимических аномалий / Булдаков И.В., Ванштейн Б.Г., Викуловская Н.Н., Власова И.В., Шейнина Г.В. - В кн.: Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. Л., 1976, вып. I.

Булдаков И.В. Геохимия тектогенеза как направление исследований эндогенных процессов минералообразования. - В кн.: Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. Л., 1978, вып. 2.

Винчелл А.Н. Оптическая минералогия. М., 1949.

Вукалович М.П. Термодинамические свойства воды и водяного пара. М.-Берлин, 1958.

Ганеев И.Г., Сечина Н.И. К геохимическим особенностям вольфрамитов. - Геохимия, 1960, № 6.

Гасоян М.С. ИКС жильного кварца и ее применение для определения условий образования оловорудных месторождений. - Автореф. канд. дис. М., 1971.

Говоров И.Н. Зависимость постмагматического минералообразования от особенностей кристаллизации гранитной магмы, агрегатного состояния растворов и специфического взаимодействия ионов. - В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., 1965.

Говоров И.Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минерагения гидротермальных месторождений. М., 1977.

Голубев В.С., Шарапов В.И. Динамика эндогенного рудообразования. М., 1974.

Голынько И.А. Структура линейных парагенезисов - эндогенных геохимических ореолов. - В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975.

Горбатов А.Г. Методика статистического анализа термоэлектродвижущих сил природных кристаллов галенита. - Минеральное сырье, 1961а, вып. 3.

Горбатов А.Г. К вопросу об изменчивости термоэлектродвижущих сил природных минералов-полупроводников. - Минеральное сырье, 1961б, вып.3.

Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов, 1961.

Грум - Гржимайло С.В. Об окраске турмалинов и их исследовании в ультрафиолетовом поляризованном свете. - Труды института кристал. АН СССР, 1956, вып.12.

Давиденко И.В. О кислотно-щелочности пегматитового процесса. - Минеральное сырье, 1962, вып.6.

Дмитриев С.Д., Майоров А.П. Об одном типе гранитных пегматитов Центрального Казахстана. - Инф.сб.ВСЕГЕИ, 1956, № 4.

Долгов Ю.А. Особенности генезиса высокотемпературных кварцев. - Минерал.сб.Львовского геол.об-ва, 1955, № 9.

Долгов Ю.А. Включения сетчатых кварцев в пегматитах Волыни и данные термовзвучного анализа. - Труды Всесоюз.НИИП, 1957, т.1, вып.2.

Долгов Ю.А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов. - Материалы по генетич. и эксперим.минералогии, Новосибирск, 1963, № 1.

Долгов Ю.А. Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов. - Геология и геофизика, 1965, № 8.

Долгов Ю.А. Эволюция и флюктуация термодинамических параметров в полостном экзогенном минералообразовании. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968а, т.2.

Долгов Ю.А. О вероятной генерации газовой смеси в процессе адиабатического расширения минералообразующих систем. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968б, т.1.

Долгов Ю.А. О пневматолитовом минералообразовании и пневматолитовых месторождениях. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968в, т.1.

Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. Состав газов из индивидуальных включений различных минералов. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, 1968, т.1.

Духовской А.А. и др. Опыт использования результатов объемного картирования гранитных массивов для прогнозной оценки редкометалльного оруденения /Духовской А.А., Николаев В.Ф., Бузкова Н.Г., Литвак М.И., Ключев Н.К. - В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973.

Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов (температуры и агрегатное состояние). Харьков, 1950.

Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., 1972.

Жариков В.А. К развитию теории процессов скарнообразования. - Геол.рудн.месторождений, 1965, № 4.

Захарченко А.И. О времени и физико-химических условиях мобилизации, переноса и отложения вольфрама и олова в постмагматических процессах. - Тезисы докл.П совещ.по минералогии, геохимии и генезису вольфрамовых месторождений СССР. Л., 1968.

Захарченко А.И. Особенности формирования и локализации месторождений редких металлов и камерных пегматитов, связанных с гранитами. - В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971.

Захарченко А.И. Камерные пегматиты и их термодинамические и химические особенности формирования. - В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и промышленная оценка). Л., 1978.

Иванова Г.Ф., Максимюк И.Е. Зависимость состава вольфрамитов от ряда геолого-минералогических и физико-химических факторов. - Геохимия, 1971, № II.

Иванов И.П. Исследование минералообразования в открытой системе $H_2O-K_2O-SiO_2-Al_2O_3$. - Геохимия, 1965, № 10.

Ильинский Г.А. Определение микротвердости методом вдавливания. Л., 1963.

Калюжный В.А. Исследование минералообразующих сред по включениям в минералах. - Мат.комиссии по минералогии и геохимии. Львов, 1961, № I.

Калюжный В.А. Методы и результаты геобарометрии по газовой-жидким включениям. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965.

Каменцев И.Е. Влияние условий кристаллизации на входение посторонних примесей в решетку кварца. - Вестн.Ленингр.унта, 1962, № 18.

Каменцев И.Е. О влиянии температуры кристаллизации на количество примесей, входящих в структуру кварца, и изменение параметров элементарной ячейки. - Геохимия, 1963, № 6.

Каменцев И.Е. Влияние структурных примесей на параметры элементарной ячейки синтетического и природного кварца. - Автореф. канд. дис. Л., 1964.

Каменцев И.Е., Прияткин А.А. Изменение параметров элементарной ячейки кварца в зависимости от условий его образования в различных магматических породах Большого Хингана. - Рентгенография минерального сырья, 1963, № 3.

Кейт М.И., Таттл О.Ф. Значение точки превращения кварца. - В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., 1954.

КигаЙ О.В. Лифудзинское оловорудное месторождение. М., 1965.

Коренбаум А.С. Физико-химические условия кристаллизации минералов вольфрама и молибдена в гидротермальных средах. М., 1972.

Коржинский Д.С. Зависимость активности компонентов от кислотности и последовательность реакций при послемагматических процессах. - Геохимия, 1956, № 7.

Коржинский Д.С. Режим кислотности постмагматических растворов. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1957, № 12.

Коржинский Д.С. Режим кислотности и щелочно-метальности трансмагматических растворов. - В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., 1967.

Кузнецов В.Д. Кристаллы и кристаллизация. М., 1953.

Лазько Е.М., Ляхов Ю.В., Пизнюр А.В. Фазовые растворы и их роль в эндогенном минералообразовании. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968, т.1.

Лаумулин Т.М. Применение векторного анализа для изучения тектонических условий формирования штокверков. - Труды ин-та геол.наук Каз.ССР, 1961, т.4.

Лаумулин Т.М. Формирование рудовмещающих трещинных структур редкометалльных месторождений Северного Прибалхашья. - Автореф. канд.дис. Алма-Ата, 1964.

Лебедев В.И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л., 1957.

Лебедев В.И. Влияние характера связи на явления изоморфизма бора в силикатах. - Вестн.Ленингр.ун-та, 1960, № 24.

Левцкий О.Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. - В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. М.; Л., 1939, т.2.

Доверинг Т.С. Температура внутри и вблизи интрузий. - В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., 1958.

Л у г о в С.Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения и вопросы поисков. М., 1965.

Л у к и н Л.И. и др. Структурные условия рудообразования как один из факторов, определяющих генетические особенности эндогенных рудных месторождений /Лукин Л.И., Корин И.З., Кравченко Г.Г., Малиновский Е.П., Сафронов Ю.Г., Чернышев В.Ф. - В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М., 1974.

М а л и н о в с к и й В.П. Некоторые вопросы генезиса пологопадающих кварц-вольфрамитовых жил Букукинского месторождения. - Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, 1959.

М а л и н о в с к и й Е.П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. М., 1965.

М а р а к у ш е в А.А., П е р ч у к Л.Л. Минералы переменного состава как показатели режима кислотности и температуры постмагматических растворов. - Материалы ко II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.

М а р ф у н и н А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения: оптические свойства, геологическое распределение. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып.78.

М а с а л о в и ч А.М. Возможные причины эволюции кислотности постмагматических растворов на основании экспериментальных данных. - В кн.: Экспериментальные исследования процессов минералообразования. М., 1970.

М е л в и н - Х ь в з Э.Н. Физическая химия. М., 1962, т.2.

М и т р о ф а н с к а я С.К. Петрохимические и геохимические особенности редкометаллоносных гранитов массива Акчатау. - Автореф. канд.дис. Алма-Ата, 1970.

М у х л я К.А. Типоморфные особенности некоторых минералов редкометалльных месторождений различных генетических формаций. - Труды ин-та геол.наук им.К.И.Сатпаева. Алма-Ата, 1962, № 6.

Н а б о к о С.И. Типоморфные материалы современных гидротермальных систем. - Тезисы совещ. по типоморфизму минералов. М., 1970.

Н а и р и с Б. Эндогенные ореолы рассеяния вокруг сульфидного месторождения Рудтжебекен в районе Адак, Северная Швеция. - В кн.: Геохимические поиски. М., 1973.

Н а у м о в Г.Б., М а л и н и н С.Д. Новый метод определения давления по газовой-жидким включениям. - Геохимия, 1968, № 4.

Н а у м о в Г.Б., Р ы ж е н к о Б.Н., Х о д а к о в с к и й И.Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М., 1971.

Никитин В.Д., Руденко С.А., Эшкин В.Ю. Типы хрусталеносных пегматитов Урала и условия их образования. - В кн.: Пегматиты (минералогия, генезис и промышленная оценка). Л., 1972.

Никитин В.Д., Рундквист Д.В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования. - Зап.ВМО, 1967, ч.96, вып.5.

Овчинников Л.Н. Экспериментальные исследования процессов эндогенного минералообразования. - В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М., 1967.

Павлов А.Л., Шарапов В.Н. Элементы физики и физико-химии процессов формирования редкометалльных месторождений жильно-грейзенового типа. - В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. М., 1972.

Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. - Труды ин-та геол. и георг. СО АН СССР, 1976, вып.254.

Попов А.А. О кислотности-щелочности гидротермальных растворов. - В кн.: Химия земной коры, 1963, т.1.

Поспелов Г.Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем. - Геология и геофизика, 1962, № 11, 12.

Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизм метасоматоза. Новосибирск, 1973.

Рафальсон М.Б., Булдаков И.В., Лукьяненко Е.М. К исследованию вольфрамита методом электронного микронзондирования. - В кн.: Минералогия и геохимия, Л., 1971, вып.4.

Рожкова Е.В., Проскуровский Л.В. Определение диэлектрической проницаемости минералов. - В кн.: Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов. М., 1957.

Рундквист Д.В. Приоткрытие трещин в процессе формирования прожилков. - Зап.ВМО, 1957, ч.86, вып.3.

Рундквист Д.В. О некоторых особенностях морфологии и внутреннего строения минеральных агрегатов оловорудных месторождений (на примере Хинганского оловорудного месторождения). - Зап. ВМО, 1958, ч.87, вып.4.

Рундквист Д.В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил, прожилков грейзеновых месторождений. - Зап.ВМО, 1965, т.94, вып.1.

Рундквист Д.В. Об общей направленности процессов минералообразования в жильно-грейзеновых вольфрамитовых месторождениях. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л., 1967.

Рундквист Д.В. Онтогенез и филогенез грейзеновых месторождений. - Автореф. докт. дис. Л., 1969.

Рыженко Б.К. Ионные равновесия в условиях гидротермального процесса. - В кн.: Геохимическое исследование в области повышенных давлений и температур. М., 1965.

Скублов Г.Т., Белонин М.Ф. О факторах, управляющих распределением элементов-примесей в магматических породах. - В кн.: Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. Л., 1976, вып. I.

Сливко М.М. Исследование турмалинов некоторых месторождений СССР. Львов, 1955.

Смит Г.Ф. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов. - В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., 1954.

Смит Г.Ф. Физическая геохимия. Л., 1968.

Студенникова З.В., Иванова Г.Ф., Бризгалин О.В. Влияние физико-химических параметров на состав вольфрамитовой минерализации. - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972.

Сырицо Л.Ф., Иванова Н.А. Исследование микротвердости кристаллов вольфрамита. - Вестн. Ленингр. ун-та, 1963, вып. 3.

Такеночи С., Кеннеди Дж.К. Растворимость углекислоты в растворах $NaCl$ при высоких температурах и давлениях. - В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., 1968.

Тетяев М.М. Вольфрамовые и оловянные месторождения Онон-Борзинского района Забайкальской области. - Мат. по общей прикладной геологии. Л., 1926, вып. 32.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Ж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., 1962.

Флюидный режим земной коры и верхней мантии /Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрин Б.О. М., 1977.

Франк-Каменецкий В.А. По поводу проявления микроизоморфизма в кварце. - Кристаллография, 1960, № 4, 5.

Франк-Каменецкий В.А., Каменцев И.Е. Влияние структурных примесей на параметры решетки синтетического кварца. - Труды Всесоюз. ин-та пьезооптич. минерального сырья, 1962, вып. 6.

Х а и м о в - М а л ь к о в В.Я. и др. О секториальном строении кристаллов /Хаимов-Мальков В.Я., Жмурова З.И., Богданов Х.С., Акуленок Е.М. - Кристаллография, 1972, № 7, вып.3.

Х а р н е д Г., О у э н Б. Физическая химия растворов электролитов. М., 1952.

Х а с и н Р.А. О зональности изоморфного ряда ферберит-гюбнерит-вольфрамитовых месторождений. Докл. АН СССР, 1949, т.64, № I.

Х е л г е с с о н Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., 1967.

Х и т а р о в Л.Н. Изучение состава и других особенностей газовой-жидких включений в минералах на современном этапе. - В кн.: Минеральные микровключения. М., 1965.

Ч у р и к о в В.С. Некоторые особенности химических составов вольфрамитов. - Мат. по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., 1959.

Ч у х р о в Ф.В., Е р м и л о в а Л.П. О некоторых особенностях минерализации месторождений молибденовой и вольфрамовой формаций Центрального Казахстана, - Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр., 22 сессия. М., 1964, вып.5.

Ш у г у р о в а И.А. Химические обоснования методики газовой анализа в индивидуальных включениях в минералах. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968, ч.П.

Щ е г л о в А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. М., 1966.

Щ е р б а Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1960.

Щ е р б а Г.Н. и др. Грейзены, жильный кварц и калишпат молибдено-вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана /Щерба Г.Н., Гукова В.Д., Кудряшов А.В., Сенчило Н.П. Алма-Ата, 1964.

Щ е р б а Г.Н., С т е п а н о в В.В., М у х л я К.А. Месторождения редких металлов. - В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата, 1967, т.2.

Э л и н с о н М.М., П о л ь к о в с к и й В.С. К вопросу о газовом составе пневматолито-гидротермальных месторождений. - Геохимия, 1963, № 8.

Я с т р ж е м б с к и й А.С. Техническая термодинамика. М., 1953.

Д а л у R.A. Igneous rocks and the depths of the Earth. N.Y. 1933.

- D i e n e s J.J. Introduction-defects in silicas. - J. Phys. Chem. Solids, 1960, vol.13, N 3-4.
- G o l d s m i t h J.R., L a v e s F. The microcline-sanidine stability relations. - Geochem. Cosm. Acta, 1954, N 1.
- H e m l e y J.J. Some mineralogical equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. - Amer. J. Sci., 1959, vol.257.
- H o l s e r W. The fugacity of water under high temperature and pressure. - J. Phys. Chem., 1954, vol.58.
- H u n d l a c h H. Transport und Abscheidungen bedingungen von wolfrum zen aus wassrigen von iozungen. - In: Permatitische Lagerstätten und ihre wirtschaftliche Bedeutung. 1967, H.29.
- K e n n e d y C.C. A portion of the system silica-water. - Econ. J., 1950, vol.45.
- L e u t w e i n F. Die chemische zusammensetzung der wolframite und ihter lagerstätten Kundliche bedeutung. - Acta Geol. Acad., 1952, t.1.
- O r v i l l e P.M. Feldspars. Year-book 58. Washington, 1959.
- O r v i l l e P.M. Alkali feldspars - alkali chloride hydrothermal exchange. Year-book 59. Washington, 1960.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Г л а в а I. Краткая геологическая характеристика объектов	5
Кварцево-жильно-грейзеновые месторождения	5
Пегматитовые месторождения.	14
Г л а в а 2. Характерные черты развития минеральных ассоциаций.	20
Минералообразование в открытых трещинных структурах	20
Минералообразование в закрытых трещинных структурах	43
Г л а в а 3. Некоторые особенности внутреннего строения агрегатов и индивидов постмагматических минералов . .	66
Г л а в а 4. Типохимические и типоструктурные особенности минералов (на примере месторождения Коктенколь)	84
Г л а в а 5. Некоторые данные по исследованию включений минералообразующих сред	130
Г л а в а 6. Механизм изменения физико-химических параметров в постмагматическом минералообразовании.	160
Изменения свободного объема полости при формировании месторождений.	160
Изменения температуры и давления при адиабатном приращении свободного объема	162
Фазовый состав гидротерм.	167
Роль жидкой и газовой фаз гидротерм в минералообразовании и в изменениях pH и Eh	168
Формирование постмагматических ассоциаций в свете адиабатных флюктуаций параметров	172
Г л а в а 7. Процессы формирования геохимических полей.	177
Заключение	190
Указатель литературы	192

ИБ № 873

Булдаков Игорь Васильевич
ТЕКТОНО-ХИМИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ
МАГМАТОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редактор М.С.Юдович
Художественный редактор А.Г.Голубев
Технический редактор С.Л.Шилова
Корректоры Г.С.Мельник, В.Е.Майорова

Подписано в печать 12.10.79 М - 25809
Формат 60x90 1/16. Бум.тип. № 3. Печать офсетная.
Уч.-изд.л. 11,51. Печ.л. 12,75. Тираж 649 экз.
Заказ № 958 Цена 1 р. 70 к.
Издательство ЛГУ им. А.А.Жданова
199164. Ленинград, Университетская наб., 7/9

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете
СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
г. Тула, пр.Ленина, 109.

Закон - 50

19/5 - 43 - 7/0

1x24+19

І р. 70 к.

3418