

Ф. Г. РЕЙФ · Е. Д. БАЖЕЕВ

МАГМАТИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС И ВОЛЬФРАМОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ф. Г. РЕЙФ, Е. Д. БАЖЕЕВ

МАГМАТИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС И ВОЛЬФРАМОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук И. Д. Рябчиков

4160



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1982



Рейф Ф. Г., Бажеев Е. Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение.— Новосибирск: Наука, 1982.

Работа посвящена выяснению причин рудоносности одних интрузий и безрудности других. На примере важнейших вольфрамовых месторождений Забайкалья и ассоциированных с ними гранитных массивов методами термобарогеохимии устанавливается магматическая природа рудоносных растворов, рассматриваются условия их отделения от расплава, особенности эволюции вплоть до стадии рудоотложения. Сопоставление условий кристаллизации рудоносных и «безрудных» интрузий позволило выявить основные факторы возникновения и развития рудообразующих систем, разработать комплекс поисково-оценочных критериев и рабочую методику, предназначенную для крупномасштабного прогнозирования и поисков вольфрамового оруденения. Приведены результаты апробации предлагаемого метода.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов в области гидротермального рудообразования, гранитоидного магматизма, а также для термобарогеохимиков и геологов-поисковиков.

Ил. 37, табл. 23, библиогр. 110.

1. ВВЕДЕНИЕ

Для большинства геологов, занятых поисками и исследованием гидротермальных месторождений вольфрама, олова, молибдена, закономерный характер связи этого оруденения с гранитоидными интрузиями представляется несомненным. Более того, имеются факты, позволяющие трактовать указанную связь как генетическую, т. е. считать, что рудоносные растворы являются дериватами рудоматеринской интрузии. Наибольшее значение здесь имеет почти повсеместная приуроченность рассматриваемых месторождений к гранитным массивам и их экзоконтактам, которая издавна используется в практике поисковых работ [Левицкий, 1964; Щерба и др., 1964; Щеглов, 1966; Иванова, 1972, 1976; Рундквист и др., 1971; и др.]. Обычно так же истолковываются данные о том, что на ряде месторождений оруденение располагается зонально относительно гранитных массивов, а проявления магматической и гидротермальной деятельности неоднократно чередуются во времени [Кушнарев, 1954; Игнатович, 1959; Щерба и др., 1964; Онтоев, 1974; Косалс, 1976; и др.]. Наконец, не вызывает сомнений магматогенная природа вольфрамитовой, касситеритовой, молибденитовой, бериллиевой минерализации в камерных пегматитах [Ферсман, 1960; Захарченко, 1972; и др.].

Наряду с указанными геологическими фактами имеются общие теоретические положения и эмпирические закономерности, подтверждающие правомерность признания генетической связи рассматриваемого оруденения с гранитоидным магматизмом. Так, в результате экспериментального исследования водно-силикатных систем [Goranson, 1931; Burnham, Jahns, 1958, 1962; Tuttle, Bowen, 1958; Хитаров и др., 1959; Кадик и др. 1971; и др.] получили надежное физико-химическое обоснование представления о неизбежности отделения магматогенных гидротермальных растворов от кристаллизующейся гранитной магмы. Оказалось, что эти растворы способны экстрагировать из расплавов и кристаллических фаз многие металлы и солевые компоненты [Овчинников, 1967; Holland, 1972; Gammon e. a., 1969; Kilink, Burnham, 1972; Рябчиков, 1975; Летников и др., 1978].

С результатами экспериментальных и теоретических исследований хорошо согласуются данные о более высоком содержании металлов в закаленных природных магмах (вулканических стеклах, фельзитах) по сравнению с продуктами их медленной кристаллизации [Овчинников, 1976; Косалс, 1976]. Расчеты, основанные на этом эмпирическом материале, а также на термодинамических методах оценки рудогенерирующей способности гранитной магмы, свидетельствуют о том, что при благоприятных условиях месторождения могут создаваться при дегазации даже сравнительно небольших гранитных интрузий [Овчинников, 1976; Рябчиков, 1975; Таусон, 1977].

Несмотря на убедительность аргументов в пользу генетической связи оруденения с интрузиями, следует все же признать, что во многих случаях они не содержат прямых доказательств такой связи, а лишь свидетельствуют о ее принципиальной возможности. Не случайно все большее признание получают представления о когенетичности рудоносных растворов и магматических тел [Краускопф, 1970; Бэрнем, 1970; Чухров, 1976; Барсуков, Рябчиков, 1979]. На основе этой концепции пространственную и временную совмещенность месторождений вольфрама, молибдена, олова с гранитными интрузиями можно объяснить совпадением путей движения магматических и гидротермальных продуктов общего глубинного источника. При этом металлы могут поступать с глубины или извлекаться как из уже затвердевшего гранитного массива, так и из вмещающих его пород. В этот процесс могут вовлекаться и метеорные воды, нагретые в околоинтрузивной зоне. Сам интрузив, являясь источником тепловой энергии, создает вокруг себя термоградиентное поле и уже одним этим обуславливает перераспределение многих металлов, повышенные концентрации которых размещаются закономерно относительно магматического тела [Дударев и др., 1976]. Подобного рода интерпретация в большинстве случаев также не противоречит геологическим наблюдениям и указывает на возможность иного, отличного от рассмотренного выше, способа образования месторождений.

На современном уровне знаний обе модели представляются равновероятными, и признание того, что в природе реализуется и та и другая, могло бы служить разумным компромиссом в решении этой дилеммы, что на определенном этапе развития теории рудообразования является вполне логичным. Однако это мало устраивает геолога-практика, для которого вопрос в конечном счете сводится к тому, какое отношение имеет гранитная интрузия к ассоциированному с ней оруденению, и возможно ли на основании данных об условиях и особенностях становления магматического тела прогнозировать рудные месторождения. Ведь совершенно очевидно, что поисковые критерии и методы, основанные, скажем, на признании генетической связи оруденения с гранитами, окажутся малоэффективными при

поисках и оценке оруденения, когенетичного интрузии. Следовательно, по крайней мере для прикладной геологии, проблема выбора очень остра.

Именно поэтому в настоящее время особый интерес представляют данные о характере связи реальных месторождений с конкретными гранитоидными интрузиями.

Богатейшим источником данных подобного рода являются включения в минералах — природные консерваты минералов и рудообразующих сред. Они не только позволяют судить о составе и свойствах былых расплавов и растворов, но и дают представление о физико-химических параметрах процесса, о динамике его развития. К сожалению, в силу традиции среди термобарогеохимиков существует специализация: включения расплавов изучают в основном петрологи, а включения гидротермальных растворов — рудники. Нами впервые предпринята попытка охватить термобарогеохимическим исследованием систему интрузив — месторождение в целом, обратив особое внимание на «стык» магматического и гидротермального этапов.

В качестве объектов исследования выбраны вольфрамовые месторождения Забайкалья, что обусловлено следующими причинами. Прежде всего, вольфрамовое оруденение во многих случаях сопровождается оловянной, молибденовой минерализацией, и на некоторых месторождениях сопутствующее оруденение проявлено интенсивно. Поэтому, исследуя связь вольфрамового оруденения с магматическим процессом, мы можем получить рекогносцировочные данные также по молибдену, олову и некоторым другим металлам.

Кроме того, Забайкалье — типичная вольфрамоносная провинция, и это дает уверенность в том, что выбранные объекты достаточно представительны. Наконец, при указанной специализации региона и широком размахе поисково-оценочных работ на вольфрам выявленные закономерности и критерии должны быстро найти практическое применение.

В разных частях Забайкалья нами обследовано, опробовано и в разной степени изучено методами термобарогеохимии 15 интрузивных массивов, с большей частью которых связано (или предполагается) вольфрамовое оруденение. На стадии предварительного изучения включений и характера их пространственного распределения в пределах обследуемых участков изготовлено и исследовано методами оптической микроскопии около 800 иммерсионных препаратов порообразующего кварца и свыше 180 полированных пластин. Для наиболее представительных массивов и ассоциированных с ними месторождений проведено углубленное термобарогеохимическое исследование включений в минералах магматического и гидротермального этапов. С этой целью экспериментально изучено термометрически около 1800 РВ (110 опытов) и 800 ГЖВ (125 опытов); криометрическим методом исследовано 175 включений. Все

опыты проведены по общепринятым методикам [Магматогенная кристаллизация..., 1975; Борисенко, 1977]. В качестве материала для сравнения, необходимого при выявлении специфики рудоносных интрузий, использовались результаты наших термобарогеохимических исследований ординарных (не рудоносных) гранитоидов, полученные ранее [Рейф, 1973, 1976].

Для термометрических исследований использованы камеры с силитовым нагревателем в комплексе с милливольтметром типа М-254, класс точности — 0,5. В интервале температур 100—700°C применялась хромель-алюмелевая термопара, в интервале 400—1250° — платина-платинородиевая. Погрешность измерения температуры не превышает $\pm 10^\circ\text{C}$. С целью достижения равновесных условий плавления (растворения) содержимого включений их нагревание проводилось в замедленном темпе с систематическими выдержками при постоянной температуре. Длительность их составляла 0,1—0,5 ч для ГЖВ и 1,5—3 ч для РВ, а продолжительность опытов в целом 1,5—3 и 20—32 ч соответственно. Для выявления аномальных включений опыты велись только с сериями сингенетичных РВ и ГЖВ в 10—50, иногда 250 экземпляров.

Криометрические исследования проводились с целью определения солевого состава жидкой фазы включений. Криокамера системы Л. Ш. Базарова (1966) с медь-константановой термопарой и потенциометром ПП-63 обеспечила измерение температур в интервале от $+60$ до -150°C с погрешностью не более $\pm 0,6^\circ\text{C}$.

Работа выполнена в Геологическом институте Бурятского филиала СО АН СССР. Процессы магматического этапа исследованы Ф. Г. Рейфом, гидротермального — Е. Д. Бажеевым. В работе также принимали участие В. С. Бажеева и Л. Г. Фулина, которые изготовили более 500 иммерсионных препаратов и провели в них предварительное визуально-микроскопическое изучение включений. В полевых работах участвовали А. И. Демиденко и Ю. М. Ишков. Вторым, кроме того, проведен лазерно-спектральный микроанализ жидкой фазы индивидуальных включений по совместно разрабатываемой методике [Ишков, Рейф, 1980]. Отдельные аспекты и результаты исследований авторы обсуждали с доктором геол.-мин. наук Ф. А. Летниковым, канд. геол.-мин. наук И. Т. Бакуменко, Г. С. Риппом, Б. А. Литвиновским, В. С. Грачевым.

Всем перечисленным лицам авторы выражают глубокую признательность.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

ГЖВ	— газовой-жидкие включения
РВ	— расплавные включения
Г	— газовая фаза включений

Γ_y	— газовая фаза включений существенно углекислого состава
Ж_B	— жидкая фаза существенно водного состава
Ж_y	— жидкая фаза существенно углекислого состава
K	— кристаллическая фаза включений
P_c	— расплав
T_B	— твердая фаза
$T_{\text{ГОМ}}$	— температура гомогенизации
$T_{\text{ЭВТ}}$	— температура протаивания эвтектики
$T_{\text{ГОМ}}^{\text{ФЛ}}$	— гомогенизация флюидной части P_B и многофазных ГЖВ
$T_{\text{НП}}$	— начало плавления кристаллических фаз
$T_{\text{ПЛ}}^K$	— полное расплавление кристаллических фаз
$T_{\text{ПЛ}}^{\text{Л}}$	— полное плавление льда
$T_{\text{ГОМ}} = 1100(\text{I})$	— гомогенизация по схеме $P_c + \Gamma \rightarrow P_c$
$T_{\text{ГОМ}} = 1100(\text{II})$	— гомогенизация по схеме $P_c + T_B \rightarrow P_c$
$P_{\text{ФЛ}}$	— давление флюида
F	— степень заполнения вакуоли жидкой фазой H_2O
X_i	— концентрация компонента i в растворе или расплаве

2. ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭТАЛОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (интрузивные и гидротермальные образования)

Предпринимая попытку разобраться в сущности связи вольфрамового оруденения с гранитоидными интрузиями на примере конкретных объектов, мы исходили из того, что если существует единый механизм формирования рудообразующих систем, то он должен проявиться даже на месторождениях, резко различающихся морфологическими, геологическими, минеральными, геохимическими особенностями. Именно по этой причине в качестве эталонов выбраны представительные для своего типа, но различные по многим параметрам месторождения.

Спокойнинское месторождение является классическим примером грейзенизированных куполов относительно простого строения с существенно вольфрамитовым составом руд. Джидинское молибден-редкометалльно-вольфрамовое месторождение характеризуется многоэтапностью формирования, поликомпонентностью, развитием жильного и штокеркового оруденения. Месторождениям Соктуйского рудного узла присуще разнообразие типов грейзенов (сидерофиллитовый, топазовый, мусковитовый), пространственная сопряженность вольфрамового и оловянного оруденения, а в отдельных случаях комплексный (оловянно-вольфрамовый) его характер. В морфологическом отношении здесь преобладает жильный тип. Наконец, Мариктиканское рудопроявление отличается невыразительностью околорудных изменений, отсутствием околосильной грейзенизации, очень простым составом руд.

2.1. СПОКОЙНИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

По данным В. В. Потапова (1971), Г. Ф. Ивановой (1972), Г. И. Аношина с соавторами (1970), Б. С. Чернова и других [Условия образования..., 1976], В. Д. Козлова, Л. И. Свадковской (1977), рудное поле расположено в центральной части Монголо-Охотской складчатой области, в пределах крупного блока каледонид, и входит в Забайкальский оловянно-вольфрамовый пояс. Широко распространенные здесь осадочно-мета-

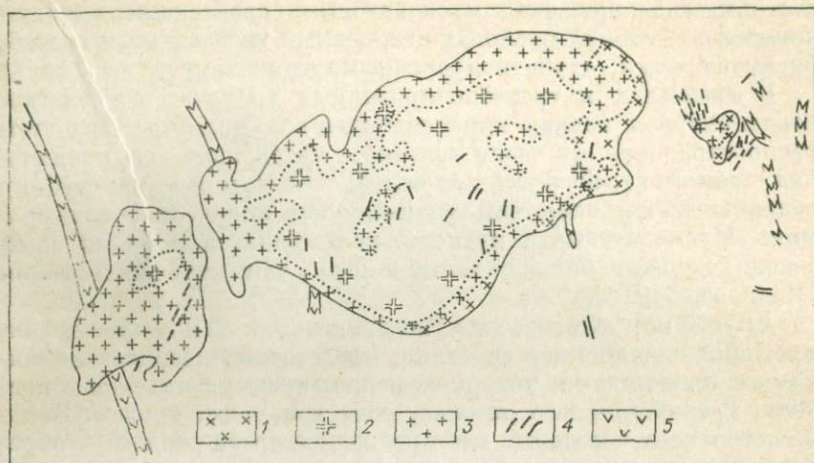


Рис. 2.1. Схема геологического строения Хангилай-Шилинской гранитной интрузии, по В. В. Потапову (1971).

1—3 — граниты массива: мелкозернистые мусковитовые и биотитовые (1), среднезернистые порфириновые биотитовые (2), мелкосреднезернистые биотитовые (3); 4 — дайки гранитов, гранит-порфиров; 5 — догранитные дайки пород основного состава.

морфические породы среднего палеозоя прорваны Хангилай-Шилинской гранитной интрузией кукульбейского комплекса верхнеюрского возраста (рис. 2.1). Интрузив слагает центральную часть хребта и занимает площадь около 10 км², обнажаясь в виде трех обособленных куполовидных выступов (массивов): Хуху-Челотуйского на западе, Хангилайского в центре и Спокойнинского на востоке. В пределах Хангилайского массива наибольшим распространением пользуются биотитовые и двуслюдяные граниты, реже в его восточной части встречаются мусковитовые разности. Спокойнинский купол занимает площадь около 0,06 км². На дневной поверхности он имеет изометричную форму, которая в плане напоминает равносторонний треугольник. По результатам поисково-разведочных работ установлено, что незначительно эродирована только западная часть купола, а в восточном направлении его контакт полого погружается под осадочно-метаморфическую толщу. Строение массива довольно сложное, обусловленное сочетанием в его пределах в различной степени измененных пород с кварцевыми жилами и прожилками. По данным А. А. Беуса и других (1962), в пределах месторождения выделяются следующие стадии постмагматического изменения (от ранних к поздним): микроклинизация; альбитизация; грейзенизация; кварцевые и полевошпат-кварцевые жилы.

Вышеуказанные постмагматические изменения пород купола четко устанавливаются в вертикальном разрезе. Верхняя

часть массива сложена мусковитовыми грейзенами, сменяющимися с глубиной мусковит-кварцевыми грейзенами и грейзенизированными, альбитизированными гранитами.

В грейзенах и грейзенизированных гранитах содержится неравномерная мелкая вкрапленность вольфрамита. При этом распространение его тесно связано с интенсивностью проявления процесса грейзенизации, ослабление которого на глубину сопровождается заметным уменьшением количества вольфрамита. Мусковитовые и мусковит-полевошпатовые фации грейзенов содержат больше вольфрамита, чем кварцевая фация [Иванова, 1972].

Другой морфологический тип оруденения на месторождении, имеющий подчиненное значение, представлен кварцевыми жилами и прожилками, которые развиты преимущественно в пределах Спокойнинского массива, реже в породах кровли. Большинство исследователей месторождения среди жильных образований выделяют следующие группы:

1) кварц-полевошпатовые жилы (безрудные). К этой группе некоторые исследователи относят также кварц-полевошпатовое тело, которое расположено на контакте массива с вмещающими породами;

2) пологие маломощные кварцевые жилы и прожилки заещения, залегающие в зоне развития грейзенов (безрудные);

3) крутопадающие жилы, состоящие из серого, зачастую друзовидного кварца, вольфрамита, пирита, флюорита, мусковита, аксессуарных берилла и висмутита. Г. Ф. Иванова (1972), Т. И. Гетманская [Условия образования..., 1976] отмечают для этой группы жил явления внутрижильного метасоматоза и перекристаллизации, выразившиеся в корродировании кварцем вольфрамита. Вместе с тем нами обнаружены индукционные грани между аксессуарным бериллом и кварцем, с одной стороны, и между аксессуарным бериллом и вольфрамитом, с другой, что свидетельствует об одновременности их роста. Для крутопадающих жил весьма характерна приуроченность рудных минералов к маломощным приальбандовым мусковитовым оторочкам. По минеральным ассоциациям данная группа жил обнаруживает большое сходство с вольфрамоносными грейзенами. Для тех и других характерно обилие мусковита и богатый комплекс сопутствующих минералов: пирит, халькопирит, висмутин, флюорит, топаз, апатит, аксессуарный берилл;

4) пологопадающие жилы выполнения, сложенные серым и дымчатым кварцем с вольфрамитом, мусковитом и флюоритом. Между вольфрамитом и флюоритом устанавливаются совместные индукционные грани.

По данным В. В. Потапова (1971), крутопадающие жилы третьей группы срезаются пологопадающими вольфрамит-кварцевыми жилами четвертой группы, обладающие к тому же более простым минеральным составом. По-видимому, грейзены и

маломощные крутопадающие жилы, с одной стороны, и мощные пологопадающие жилы, с другой, сформировались на разных стадиях гидротермального процесса.

2.1.1. Магматический этап

Включения минералообразующих сред магматического этапа изучались в порообразующем кварце гранитов Спокойнинского и Хангилайского массивов. Важную положительную роль при этом сыграло то обстоятельство, что в мусковитизированных гранитах и грейзенах Спокойнинского массива кроме новообразованного широко представлен магматогенный кварц с хорошо сохранившимися расплавленными включениями. Велика также роль этого реликтового кварца как свидетеля послемагматического преобразования породы, так как в виде вторичных ГЖВ в нем законсервированы микропорции растворов почти всех стадий гидротермального минералообразования.

В большинстве случаев расплавленные включения размером от 1—2 до 40—50 мкм в поперечнике располагаются в порообразующем кварце азонально, но иногда образуют скопления по единичным или концентрическим зонам роста (рис. 2.2), что со всей определенностью доказывает их первичность. Содержимое РВ раскристаллизовано в агрегат сложного строения. Как правило, при комнатной температуре в них четко различаются высокопреломляющая анизотропная слюдоподобная фаза, обычно деформированный газовый пузырек и бесцветная изотропная низкопреломляющая фаза, состав которой не определен. Основной объем включений занимает слюдястый минерал, по оптическим свойствам аналогичный слюде выделенных нами ранее [Рейф, 1973] так называемых «кварц-мусковитовых» включений. Принадлежность этого минерала к мусковиту в настоящее время однозначно доказана В. Ю. Скрыбиным (1978). Жидкая фаза при комнатной температуре в РВ не видна, но при нагревании включений газовый пузырек уменьшается и исчезает при 207—230°C, что свидетельствует о гомогенизации флюидной части РВ в жидкость. Последующее понижение температуры на 10—30°C ниже точки гомогенизации приводит к бурной гетерогенизации раствора. При замораживании последнего наблюдается резкое уменьшение размеров газового пузырька, что указывает на существенно водный состав жидкости, содержащейся в расплавленных включениях: увеличение объема при переходе из жидкого состояния в твердое свойственно только воде.

В гранитах Спокойнинского массива по характеру взаимного расположения, по типу первичных включений порообразующий кварц разделяется на ранне- и позднемагматический. Первый в породе преобладает, второй слагает периферические каймы крупных зерен и значительную часть мелких.

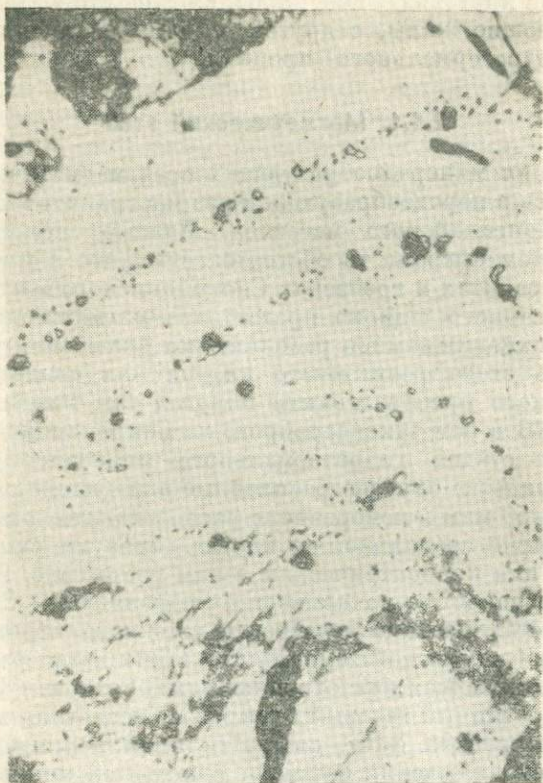


Рис. 2.2. Зональное расположение расплавных и многофазных газовой-жидких включений в породообразующем кварце гранитов Спокойнинского массива.

Для раннемагматического кварца характерна постоянная тесная ассоциация РВ с многофазными включениями, обладающими в большинстве случаев негативной огранкой и содержащими труднорастворимую кристаллическую фазу, занимающую около 5% объема вакуоли.

Как правило, многофазные ГЖВ образуют скопления вблизи расплавных включений, нередко превышая последние по суммарному объему (рис. 2.3).

Обычно ГЖВ, группирующиеся около отдельных РВ, трактуются как дочерние образования, возникшие в результате естественной декрепитации расплавных включений. Однако в настоящее время известно несколько механизмов, способных обеспечить столь необычное взаиморасположение и первичных включений. Так, установлено [Петровский, 1978], что при

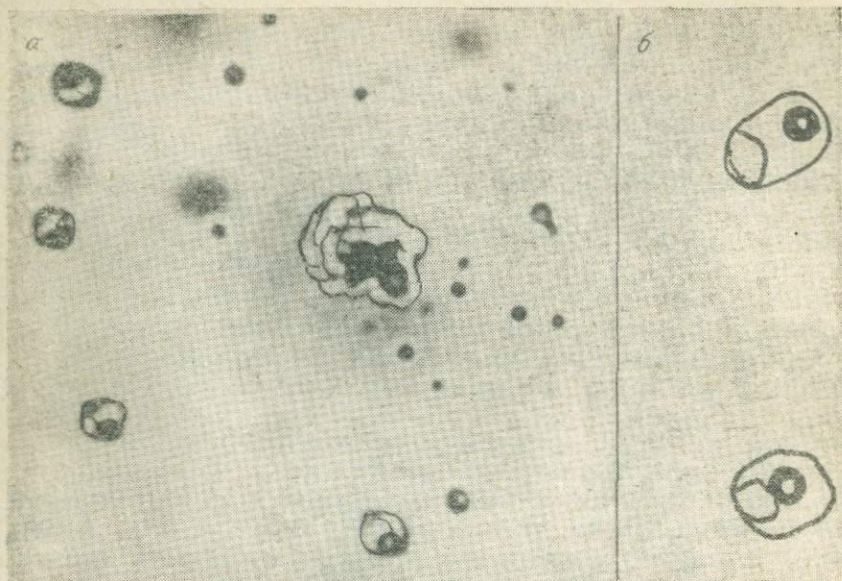


Рис. 2.3. Группа включений силикатно-водно-солевой жидкости вокруг расплавного включения (а) и отдельные многофазные включения (б).

росте кристаллов в гетерофазной (жидкость + газ) среде к его граням «прилипают» многочисленные газовые пузырьки. Одни из них захватываются растущим минералом, другие, обычно более крупные, срываются с грани, оставляя после себя углубление. Последнее заполняется маточной средой, которая может законсервироваться в виде первичного включения (в нашем случае — расплавного). В итоге включения маточной среды в минерале будут тяготеть к местам максимального захвата пузырьков флюида. Известно также, что за счет выделения теплоты кристаллизации вокруг РВ может создаваться локальное термоградиентное поле, под воздействием которого близлежащие включения «стягиваются» к источнику тепла [Леммлейн, 1952]. Аналогичное перемещение имеет место в поле механических напряжений, которое возникает вокруг РВ за счет внутреннего флюидного давления или за счет неравенства коэффициентов термического расширения минерала-хозяина, с одной стороны, и кристаллического агрегата, слагающего включение, с другой [Гегузин, Кружанов, 1979].

Как видим, локализация газовой-жидких включений вблизи отдельных РВ не является надежным критерием природы ГЖВ. Более информативными в этом отношении являются многократно наблюдавшиеся нами случаи, когда расплавные включения располагаются по зонам роста, а сопутствующие им многофазные ГЖВ концентрируются в тех же зонах, не выходя за их

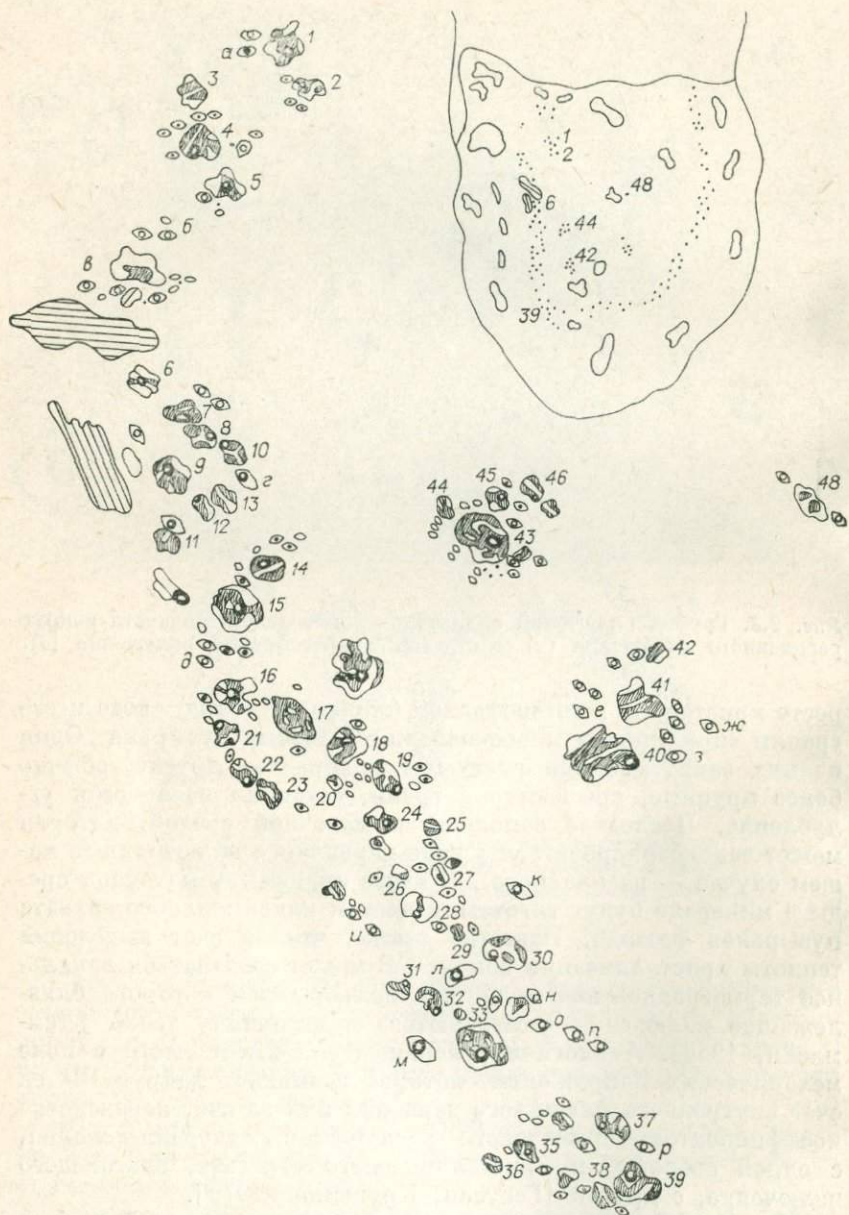


Рис. 2.4. Характер распределения расплавных и сопутствующих газожидких включений в зоне роста магматогенного кварца (зарисовка пластины).

Расплавные включения помечены цифрами, сопутствующие — буквами. В верхнем углу в уменьшенном масштабе показано все зерно породообразующего кварца.

пределы (см. рис. 2.2; 2.4). При этом температура частичной гомогенизации ГЖВ, тяготеющих к разным расплавленным включениям данной зоны, обнаруживает удивительную стабильность. Так, в пределах зоны роста, фрагмент которой показан на рис. 2.4 (буквами обозначены многофазные ГЖВ, в которых газовый пузырь был отчетливо различим после помещения препарата в термокамеру), лишь во включении *n* пузырек исчез в жидкости при 213°C, а во всех остальных — при 207°C. В расплавленных включениях 1, 2, 3, 6, 9, 10, 14, 16, 24, 33, в которых удалось наблюдать гомогенизацию флюидной части, значения $T_{\text{гом}}^{\text{фл}}$ лежат в пределах 207—230°C. Возможная причина такого разброса заключается в том, что из-за сложной внутренней структуры РВ момент гомогенизации не всегда фиксируется отчетливо.

На наш взгляд, приведенные факты достаточно убедительно свидетельствуют о первичности как расплавленных, так и сопутствующих им многофазных включений. А это позволяет сделать вывод, что в период кристаллизации раннемагматического кварца расплав находился в гетерогенном состоянии. Судя по широкой распространенности многофазных ГЖВ во всем объеме зерен раннемагматического кварца, гетерогенное состояние расплава было длительным, а не эпизодическим.

Мелкие зерна *позднемагматического* кварца наряду с РВ содержат весьма многочисленные включения жидкой углекислоты с небольшим количеством водного раствора (85 об. % CO_2 и до 15% H_2O). Эти включения, обладающие, как правило, негативной огранкой, распределяются в объеме минерала-хозяина очень плотно, а главное — равномерно, не образуя лентоподобных скоплений, столь свойственных вторичным включениям (рис. 2.5). Это дает основание считать их первичными — сопутствующими по Н. П. Ермакову (1978). Столь же равномерно подобные включения во многих случаях насыщают периферические части крупных зерен кварца, проникая в их центральную часть в виде четких уплощенных шлейфов (рис. 2.6). Следовательно, водно-углекислые включения, являясь первичными по отношению к позднемагматическому кварцу, вторичны по отношению к раннемагматическому, а гранитный расплав и на поздней стадии кристаллизации находился в гетерогенном состоянии, хотя характер флюидной фазы существенно изменился.

Таким образом, раннюю стадию магматического этапа характеризуют расплавленные и сингенетичные им многофазные газово-жидкие включения, расположенные в центральных частях крупных зерен кварца, а позднемагматическую стадию — расплавленные и водно-углекислые включения, наполняющие многие мелкие и периферические части крупных зерен. Заслуживает особого внимания тот факт, что первичные флюидные включения позднемагматического этапа в кварце гранитов Хангилайского массива не обнаружены.

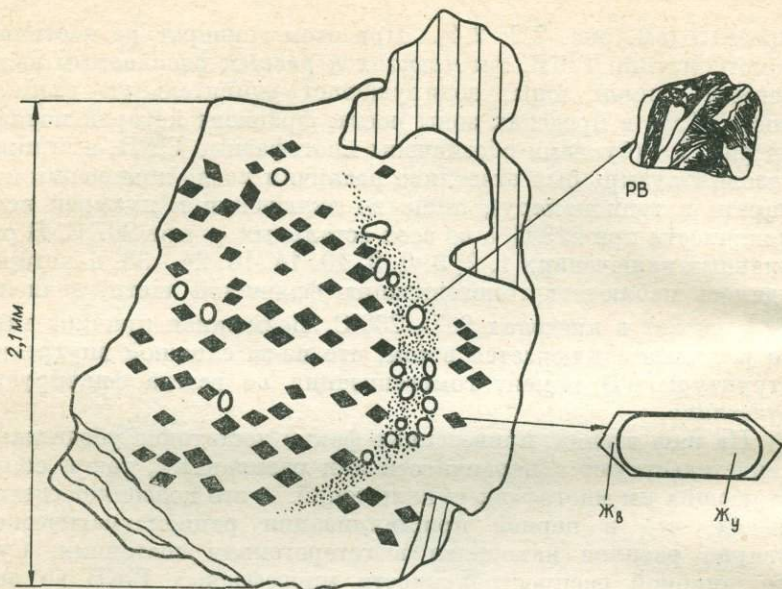


Рис. 2.5. Равномерное распределение первичных (сопутствующих) водно-углекислых включений в магматогенном кварце гранитов Спокойнинского массива.

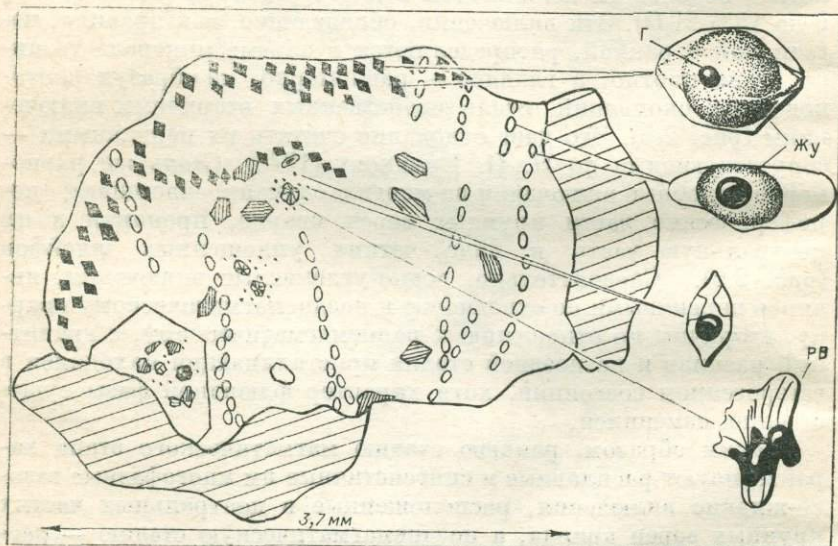


Рис. 2.6. Характер распределения водно-углекислых включений в позднематматическом (периферическая часть зерна) и раннематматическом (центральная часть) кварце гранитов Спокойнинского массива.

Результаты термометрического изучения включений магматического этапа
в кварце Спокойнинского рудного поля, °С

Стадия, тип включения	$T_{\text{фл гом}}$	$T_{\text{нп}}$	$T_{\text{пуз раств}}$	$T_{\text{гом}}$	n
<i>Спокойнинский массив</i>					
Раннемагматическая, РВ	230—207	790	875	1020—985(II)	88
Раннемагматическая, Г+Ж _в +К±Ж _у (?)	220—207			Свыше 835(II)	55
Позднемагматическая, РВ	265—155	755	985—875	1025—920(II)	21
Позднемагматическая, Г _у +Ж _у +Ж _в	19—20*			Около 300	20
<i>Хангилайский массив</i>					
Магматическая, РВ	170	825—815	825—815	950(II)	24
Магматическая, Г+Ж _в +К	270—185			480	8

Примечание. n — здесь и далее количество включений, подвергшихся термо- и криометрическому изучению; звездочкой отмечена температура гомогенизации углекислой части включений в жидкую фазу: $G_y + J_y \rightarrow J_y$; $T_{\text{пуз}}$ — температура растворения газового пузыря в расплаве.

4160

Обобщенные результаты термометрического изучения более чем 200 включений магматического этапа приведены в табл. 2.1. Необходимо отметить, что среди расплавных включений, отвечающих обеим стадиям, встречаются явно аномальные, характеризующиеся присутствием непропорционально крупных обособлений флюидной фазы. Учитывая, что захват РВ происходил из гетерогенной магмы, подобные включения следует классифицировать как комбинированные. Поскольку совместно с расплавом могли захватываться «пузырьки» сосуществующего с ним флюида, имеющие самые разные размеры, возникает проблема определения истинной температуры гомогенизации. Действительно, в большинстве опытов отмечается некоторый разброс значений $T_{\text{гом}}$ даже для явно герметичных включений. Однако, как правило, на гистограммах распределения значений $T_{\text{гом}}$, построенных по результатам отдельных опытов, выделяется более или менее четко выраженный максимум, характеризующий точку гомогенизации 70—80% герметичных включений. В подобных случаях принималось, что истинное значение $T_{\text{гом}}$ лежит в интервале, отвечающем границам максимума.

Следует также указать на то, что температура полной гомогенизации многофазных ГЖВ раннемагматической стадии точно не установлена из-за чрезвычайной склонности их к разгер-

метизации при температурах выше 400°C . Лишь в одном случае при 835°C удалось наблюдать почти полное растворение твердой фазы, по габитусу и оптическим свойствам напоминающей слюду: базальные пластинки имеют псевдогексагональную форму; в направлении оси C анизотропия практически отсутствует, а в перпендикулярном — сильная; показатель преломления в любом направлении выше, чем у кварца. Эти данные, а также высокая температура растворения кристалла свидетельствуют, очевидно, о принадлежности его к алюмосиликатам.

При замораживании многофазных включений в газовом пузырьке иногда наблюдается дифференциация, что, по-видимому, обусловлено наличием незначительного количества жидкой углекислоты. На ее присутствие указывает также тот факт, что, за редким исключением, фаза льда в вакуолях образуется только в процессе первого замораживания. После двух-трехкратного повторения этой операции лед не появляется даже при сильном (до -100°C) охлаждении ГЖВ. Несмотря на это, в области отрицательных температур газовый пузырь деформируется невидимыми в жидкости кристаллами и приобретает сферическую форму уже при околонулевых или плюсовых температурах. По Е. Роддеру [Roedder, 1963] это явление обусловлено образованием газогидрата $\text{CO}_2 \cdot 5,75\text{H}_2\text{O}$, светопреломление которого, в отличие от льда, очень близко к показателю преломления водного раствора. Следовательно, многофазные ГЖВ содержат углекислоту, хотя количество ее незначительно (в противном случае она различалась бы во включениях оптическими методами).

Однако наиболее существенно то, что водный раствор в многофазных ГЖВ при комнатной температуре близок к насыщению солевыми компонентами. При его охлаждении в вакуолях выпадают кристаллики удлиненно-призматического габитуса, растворяющиеся в области плюсовых температур (от 16 до 28°C) и обладающие значительным двупреломлением. Сравнение интенсивности интерференционной окраски этих кристалликов, с одной стороны, и соизмеримых по крупности обломков минералов с известным двупреломлением, с другой, позволило оценить величину Δn в $0,015-0,05$. Специфической особенностью кристаллов соли является то, что их светопреломление по N_p' близко, а по N_g' — значительно выше показателя преломления жидкости. Это обуславливает очень резкое проявление псевдоабсорбции, и при определенных положениях плоскости поляризации кристаллы становятся практически невидимыми. Учитывая, что светопреломление водно-солевых растворов колеблется в пределах $1,333-1,367$ [Иоффе, 1974], можно ограничить вероятные значения N_p кристаллов указанными величинами. Точно идентифицировать эту соль нам не удалось, но, по данным А. Н. Винчелла и Г. Винчелла (1967), подобны-

ми свойствами обладают преимущественно соединения фтора. Правда, низкие значения $N_p=1,380$ характерны также для гидроокиси бора, нитратов щелочных металлов, а также для гидрокарбонатов натрия и калия. Однако величина двупреломления кристаллов этих солей ($\Delta N = 0,193-0,206$) существенно отличается от полученных нами значений.

Температура протаивания эвтектики во включениях лежит в пределах от $-25,8$ до $-22,5^\circ\text{C}$, что, видимо, обусловлено присутствием в растворе хлоридов натрия и калия [Киргинцев и др., 1972; Борисенко, 1977]. Однако концентрация их невелика, так как эвтектическая жидкость занимает очень маленький объем, а самостоятельных кристаллов хлориды не образуют. Следовательно, многофазные ГЖВ, сопутствующие раннемагматическим РВ, представляют собой консерват многокомпонентной силикатно-углекисло-водно-солевой жидкости, сосуществовавшей с гранитным расплавом при температурах порядка 1000° .

Весьма существенно, что и в водно-углекислых включениях позднемагматической стадии криометрическим методом установлено присутствие вышеописанной соли, которая выпадает из обособления существенно водного раствора. Однако содержание соли в этих включениях намного ниже, о чем свидетельствуют малые относительные размеры кристалликов.

Таким образом, как на ранне-, так и на позднемагматической стадиях формирования Спокойнинского массива кристаллизация расплава сопровождалась магматической дистилляцией, т. е. отделением от расплава несиликатной жидкости. Состав этих обособлений в качественном отношении в основном сохранялся, но количественные соотношения между отдельными компонентами менялись весьма существенно и закономерно. По мере кристаллизации магмы концентрация силикатных компонентов, солей и воды в дистилляте уменьшалась, а концентрация углекислоты увеличивалась.

Установленная последовательность выделения из магмы летучих компонентов (сначала существенно водного, затем существенно углекислого), на первый взгляд, противоречит известным закономерностям [Соболев, 1973; Рябчиков, 1975], в соответствии с которыми ранние продукты магматической дистилляции резко обогащены углекислотой и обеднены водой по сравнению с поздними. Однако следует иметь в виду, что указанная закономерность выведена путем термодинамических расчетов для системы гранит + H_2O + CO_2 , не содержащей солевых компонентов. Присутствие последних в расплаве, по-видимому, может значительно усложнить картину. Не исключено, что в обсуждаемом примере состояние расплава, близкое к предельному насыщению в отношении солевых компонентов, было достигнуто раньше, чем в отношении углекислоты. Лишь после насыщения магмы CO_2 началось отделение вод-

но-углекислой жидкости, и уже на этой, позднемагматической, стадии упоминавшаяся закономерность должна была проявиться в полной мере. Действительно, наряду с существенно углекислыми включениями, характеризующимися объемным соотношением $\mathcal{K}_y : \mathcal{K}_B = 85 : 15$, в кварце гранитов присутствуют также первично-вторичные ГЖВ с меньшим содержанием жидкой углекислоты.

Для первичных водно-углекислых ГЖВ, температура захвата которых установлена по температуре гомогенизации сингенетичных им РВ (1020°C), определены объемные соотношения $\mathcal{K}_B : \mathcal{K}_y$ в момент гомогенизации углекислотной части включения в жидкую фазу ($+20^\circ\text{C}$). Это позволило рассчитать с использованием справочных данных [Справочник физических констант..., 1969] мольную долю воды в дистилляте ($X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,35$) и удельный объем содержащегося включений ($\bar{V} = 1,19 \text{ см}^3/\text{г}$). Поскольку для водно-углекислых смесей такой плотности PVT -данные отсутствуют, величина флюидного давления определена исходя из предположения об идеальном смешении H_2O и CO_2 и аддитивности удельного объема смеси. Изохора для $\bar{V} = 1,19 \text{ см}^3/\text{г}$, построенная на основании данных об удельных объемах чистых компонентов в интересующем нас интервале P и T [Справочник..., 1969], пересекается с изотермой 1020° в точке, которой соответствует $P_{\text{фл}} = 5,35 \text{ кбар}$. Близкое значение флюидного давления (5,6 кбар) получается также при использовании диаграммы, составленной Ю. А. Долговым (1967) для чисто углекислой системы. Полученные оценки величины $P_{\text{фл}}$ на первый взгляд представляются неправдоподобно высокими, но именно давлениями такого порядка можно объяснить присутствие в расплавленных включениях высокоплотного гетерофазного флюида, гомогенизирующегося в жидкую фазу при $205\text{--}230^\circ$.

Выше уже отмечалось, что в кварце гранитов Хангилайского массива, выступом которого считается Спокойнинский купол, РВ и сопутствующие им многофазные ГЖВ раннемагматической стадии представлены широко, тогда как первичных включений водно-углекислого состава не обнаружено. По видимому, это означает, что если содержание солевых компонентов в исходном расплаве обоих магматических тел было примерно одинаковым, то по содержанию летучих они сильно различались, и это послужило причиной слабого проявления процесса ретроградного кипения в Хангилайском массиве, точнее, в его недрах, так как массив значительно эродирован. Вместе с тем вполне очевидно, что в эродированной апикальной части могли создаваться условия для накопления летучих и, следовательно, для интенсивного проявления стадии магматической дистилляции.

2.1.2. Гидротермальный этап

Гидротермалиты Спокойнинского месторождения методами термобарогеохимии ранее изучались Г. Ф. Ивановой (1972), которая установила интервал температур гомогенизации включений в минералах продуктивных стадий (278—302°C) и показала широкое распространение в них жидкой углекислоты. В связи с этим мы отказались от проведения массовых определений температур гомогенизации в минералах рудных тел и основное внимание уделили выяснению основных черт эволюции растворов на этапе гидротермального минералообразования. С этой целью с позиций онтогении определялась последовательность кристаллизации минералов, проводились специальные исследования для выявления первичных и первично-вторичных включений, четко привязанных к стадии рудоотложения, затем ГЖВ изучались термо- и криометрически. Результаты этих исследований представлены в табл. 2.2. Необходимо отметить, что охарактеризованные типы включений не исчерпывают всего того многообразия ГЖВ в гидротермальных минералах, которое в полной мере отражает эволюцию минералообразующих растворов. Это связано с тем, что не всегда имелись данные о взаимоотношении минералов, нередко возникали непреодолимые трудности с определением первичности — вторичности ГЖВ и т. д. Вместе с тем, располагая данными даже об отдельных ступенях эволюции гидротермального раствора, мы получаем возможность судить о процессе в его развитии.

Принадлежность законсервированных растворов к *грейзеновой продуктивной стадии* была определена по включениям в акцессорном берилле, который слагает радиально-лучистые агрегаты в грейзене с вольфрамитом. Первичность ГЖВ доказывается закономерным характером их распределения в отдельных кристаллах (рис. 2.7). Вакуоли включений трубчатой и изометричной формы содержат водный раствор, жидкую углекислоту и газ. Углекислая часть включений гомогенизируется в одних случаях в жидкую углекислоту при +28°C, в других — в газообразную (от +26,4 до +29°), что объясняется различным объемным соотношением воды и углекислоты во включениях. Полная гомогенизация устанавливается в узком интервале 310—290°, но при этом в одних включениях гомогенизация происходит путем растворения жидкой углекислоты в воде, а в других — воды в газообразной углекислоте. Это свидетельствует о гетерогенном состоянии раствора в момент захвата и о близости температуры гомогенизации к истинной температуре минералообразования, что позволяет рассчитать величину давления в период кристаллизации продуктивной ассоциации: согласно расчетам $P \approx 570$ бар.

Результаты термо- и криометрических исследований вклю

Номер образца	Объект изучения	Состав ГЖВ
Грейзеновая продуктивная стадия		
СП-7	Первичные включения в лучистых агрегатах акцессорного берилла, ассоциирующего с вольфрамитом в грейзенах	$\Gamma_y + \mathcal{K}_y + \mathcal{K}_B$
СП-160	Вторичные включения в магматогенном кварце грейзенизированных гранитов с вольфрамитом	$\Gamma_y + \mathcal{K}_y + \mathcal{K}_B$
СП-2	Первичные (?) включения в акцессорном берилле, сингенетичном с вольфрамитом в кварц-полевошпатовом теле	$\Gamma_y + \mathcal{K}_y + \mathcal{K}_B$
СП-46	Первично-вторичные включения в акцессорном берилле, сингенетичном с вольфрамитом в крутопадающей жиле	$\Gamma_y + \mathcal{K}_y + \mathcal{K}_B$
СП-46	Первично-вторичные включения в кристалле кварца, сингенетичном с акцессорным бериллом в той же жиле	$\Gamma_y + \mathcal{K}_y + \mathcal{K}_B$
Кварцевожилная продуктивная стадия		
СП-101	Первичные (?) включения в кварце, ассоциирующем с вольфрамитом в пологопадающей жиле	$\Gamma_y + \mathcal{K}_y + \mathcal{K}_B$
СП-45	Первично-вторичные включения в кристалле кварца, ассоциирующего с вольфрамитом в пологопадающей жиле	$\Gamma_y + \mathcal{K}_y + \mathcal{K}_B$
Пострудная стадия		
СП-45	Вторичные включения в кристалле кварца из той же жилы	$\Gamma + \mathcal{K}$
СП-160	Вторичные включения в магматогенном кварце грейзенизированных гранитов	$\Gamma + \mathcal{K}$
	То же	$\Gamma + \mathcal{K}$

Примечание. Звездочкой отмечена температура, выше которой вклю

чений в гидротермальных месторождениях Спокойнинского месторождения

Температура, °C			Р, атм
гомогениз $T_{\text{гом}}$	протавания эвтектики, $T_{\text{эвт}}$	растворения кристалла соли, $T_{\text{к пл}}$	
310—290	От -26,5 до -25,8	+9,1	570
315—300	От -26,5 до -25,8	+9,5	
310—295	-24,5	+6,8	550—570
315	-24,5(?)	+10,4	
Свыше 270 *	От -26,5 до -25,8	+8,4	
Свыше 250 *	От -26,5 до -25,8	?	
300—290	-23,2(?)	+9,7	550—570
270—260	-21,8	Не обн.	
200—195	-21,8	»	
155—125	Нет данных		

чения при нагревании взрываются.

Весьма близкие термо- и криометрические данные были получены при исследовании вторичных включений в реликтовом магматогенном кварце грейзенизированных гранитов и первичных ГЖВ в акцессорном берилле из грейзенизированного кварц-полевошпатового тела (см. табл. 2.2). В последнем случае удалось наблюдать тонкие сростки вольфрамита и берилла, между которыми наблюдались индукционные поверхности.

По-видимому, к производным грейзеновой стадии относятся маломощные крутопадающие жилы сложного состава, имеющие

выдержанные жильбертитовые оторочки. В одной из таких жил отмечены индукционные поверхности кварца с акцессорным бериллом и последнего с вольфрамитом (рис. 2.8, а). В срезах кристалликов акцессорного берилла, перпендикулярных оси С, обнаруживается внешняя зона роста, содержащая включения минералов-спутников: вольфрамита и кварца (рис. 2.8, б). Выявленные в этой зоне ГЖВ аналогичны вышеописанным. Подобный тип включений широко представлен в кристаллах кварца той же жилы (см. табл. 2.2).

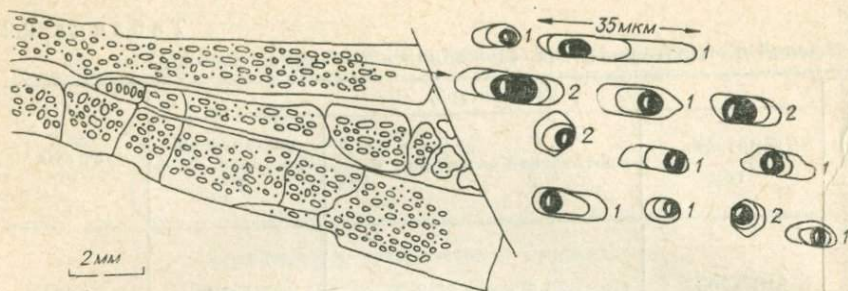


Рис. 2.7. Равномерное распределение первичных водно-углекислых включений в объеме кристаллов акцессорного берилла из вольфрамовосных грейзенов.

В правом верхнем углу включения показаны в увеличенном масштабе: 1 — ГЖВ, гомогенизирующиеся в жидкую фазу H_2O ; 2 — ГЖВ, гомогенизирующиеся в газовую фазу CO_2 .

Из-за слабой прозрачности вольфрамита включения в нем не исследовались. Однако на основании рассмотренных онтогенетических наблюдений можно с уверенностью заключить, что полученные характеристики минералообразующей среды в полной мере относятся к стадии отложения вольфрамита.

С целью характеристики кварцевожильной стадии была изучена одна из мощных пологопадающих кварц-вольфрамитовых жил. В результате онтогенетического исследования установлено, что кристаллы кварца из этой жилы содержат включения вольфрамита лишь в своей корневой части. В срезах кристаллов кварца, параллельных оси C , выявлено большое количество однотипных ГЖВ, которые в одних случаях рассеяны равномерно, в других слагают шлейфы в его корневой части и не выходят за пределы внутренних зон роста. На этом основании такие включения отнесены нами к первично-вторичным. Включения имеют форму отрицательного кристалла, содержат водный раствор, жидкую уголекислоту и газ. Соотношение фаз в вакуолях несколько варьирует. По термо- и криометрическим данным, этот тип ГЖВ практически не отличается от включений растворов, характеризующих грейзеновую продуктивную

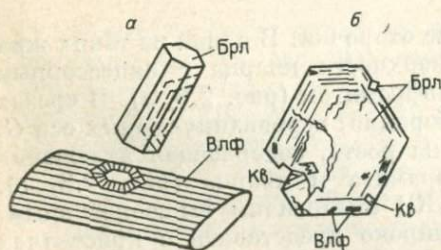


Рис. 2.8. Свидетельства одновременности роста кристаллов кварца (Кв), берилла (Брл) и вольфрамита (Влф) в рудных прожилках Спокойнинского месторождения.

а — наличие индукционных поверхностей в местах соприкосновения кристалла берилла с индивидуумами вольфрамита и кварца (следок на гранях призмы); б — твердые включения кварца и вольфрамита во внешних зонах роста кристалла берилла.

стадию (см. табл. 2.2). Здесь также удалось наблюдать гомогенизацию одних включений путем растворения углекислоты в воде, а в других — воды в углекислоте. Согласно расчетам, давление в период образования кварцевожилыной продуктивной стадии достигало 550—570 бар.

Наконец, была изучена группа включений растворов *пострудной стадии*, которые установлены в кварце грейзенизированных гранитов и в кристаллах кварца из пологопадающей вольфрамитовой жилы. В последних наряду с первично-вторичными ГЖВ, описанными выше, присутствуют включения, которые слагают шлейфы, трассирующиеся через весь кристалл, пересекая и внешние зоны роста. Характерной особенностью этого типа включений является отсутствие жидкой углекислоты. Температура их гомогенизации снижается до 270—125°, эвтектика протаивает при $-21,8^\circ$, кристалл соли не выпадает, так как общая концентрация раствора незначительна, а его состав приближается к бинарной системе $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$.

Изложенные данные по онтогеническим, термо- и криометрическим исследованиям свидетельствуют о том, что включения растворов обеих продуктивных стадий в разных минералах обладают общим набором компонентов в водной фазе. Одна из основных особенностей, выявленная при криометрическом изучении, — выпадение во всех ГЖВ после их неоднократного замораживания и оттаивания специфической соли, подробно описанной в п. 2.1.1. Растворы пострудной стадии отличаются отсутствием этой соли и низкой концентрацией CO_2 .

Таким образом, стадии отложения вольфрамита характеризовались температурным интервалом 290—310°, давлением порядка 550—570 бар и специфическим солевым составом растворов. По мере снижения температуры менялся и состав растворов. При этом наиболее резкие изменения в качественном составе и в общей минерализации гидротерм сопряжены со стадией отложения вольфрамита.

2.1.3. Соотношение магматического и гидротермального этапов

В предыдущем пункте приведены доказательства того, что основными компонентами вольфрамоносных гидротермальных растворов, сформировавших вольфрамовое месторождение, являются CO_2 и соль, обладающая специфическими свойствами и отнесенная нами к классу фторидов. Значение этого факта прежде всего состоит в том, что он совершенно определенно свидетельствует о магматогенной природе рудоносных растворов. Действительно, как показано в п. 2.1.1, CO_2 и фторид являются именно теми компонентами интрузивной системы, в отношении которых она оказалась пересыщенной еще на магматическом этапе. Иными словами, получены надежные термобарогеохи-

мические свидетельства зарождения рудоносной гидротермальной системы в «недрах» магматического процесса и установленные основные условия и механизм возникновения этого явления. Особая ценность этого объекта состоит в том, что здесь доступна для непосредственного наблюдения и изучения область генерации рудоносных растворов, тогда как на большинстве жильных месторождений рудные тела, видимо, удалены от залегающего на глубине источника растворов. Это позволяет составить представление о масштабах реальной рудномагматической системы, с которой связано промышленное оруденение.

По существующим представлениям [Потапьев, 1971; Условия образования..., 1976], основанным на результатах буровых и геофизических работ, Хангилайский и Спокойнинский массивы являются в разной степени эродированными выступами единой интрузии. Если в последнем представлена апикальная часть, то в Хангилайском выступе эрозией обнажены более глубокие горизонты интрузивного тела, что позволяет в первом приближении выяснить, в чем состоит специфика магматического этапа на разных уровнях магматической системы. Как указывалось выше (п. 2.1.1), признаки отделения водно-солевого дистиллята установлены для обоих массивов. Это, очевидно, означает, что гетерогенное состояние на раннемагматической стадии имел значительный объем гранитного расплава, приблизительная оценка которого дает величину около 10 км^3 . Если же учесть, что по геофизическим данным размеры интрузии на глубине многократно превышают площадь Хангилайского массива, то эту цифру следует считать заведомо заниженной. Так или иначе, источником и поставщиком водно-солевой жидкости, вероятно, служили значительные массы расплава, причем сосуществование двух жидких фаз было длительным.

Что касается позднемагматической стадии дистилляции, то интенсивно она проявилась только в Спокойнинском выступе, т. е. в апикальной части интрузии. Логично поэтому предположить, что обогащение легколетучими компонентами (H_2O и CO_2) имело место преимущественно на верхних уровнях магматического тела. Вероятные механизмы этого процесса рассмотрены в работе А. А. Кадика с соавторами (1971). Для точной количественной оценки мощности этого «кипящего» слоя у нас не хватает данных, но, судя по глубине распространения грейзенизированных гранитов, она измеряется первыми сотнями метров.

Эти оценки, при всей их приблизительности, все же достаточно убедительно свидетельствуют о том, что, несмотря на отчетливую приуроченность оруденения к весьма небольшому по площади ($0,06 \text{ км}^2$) выступу интрузии, источником основных компонентов рудоносных растворов служили значительные объемы магматического расплава, достигающие, вероятно, 10 км^3 и более.

2.2. ДЖИДИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Основные геолого-структурные и минералого-геохимические особенности, а также вопросы зональности, последовательности формирования и происхождения оруденения Джидинского рудного поля рассмотрены в работах И. П. Кушнарера (1954), Е. П. Малиновского (1965), В. И. Игнатовича (1959, 1969), М. М. Повилайтис (1960, 1966, 1967), Д. О. Онтоева (1974), Я. А. Косалса (1976) и других исследователей. Суммируя данные, изложенные в этих работах, основные черты геологического строения района можно представить следующим образом. Рудное поле расположено в пределах Западно-Забайкальской складчатой области, в зоне развития нижнепалеозойских отложений спилит-кератофировой формации, прорываемых кварцевыми диоритами каледонской гранитоидной интрузии и небольшими пластовыми телами гипербазитов цакирского комплекса. В юрское время в районе контакта палеозойских кварцевых диоритов с вмещающими их эффузивно-осадочными толщами сформировалась многофазная Гуджирская интрузия, наиболее крупный выход которой на дневную поверхность представлен Первомайским массивом гранит-порфиров. Со становлением Гуджирской интрузии связывается образование многоэтапного комплексного молибден-редкометалльно-вольфрамового оруденения. Примечательной особенностью Джидинского рудного поля, отмечаемой всеми исследователями, является многократное чередование во времени проявлений интрузивного магматизма и гидротермального рудообразования. Основываясь на личных полевых наблюдениях, мы приняли за основу схему последовательности формирования Джидинского рудного поля, представленную в табл. 2.3. Следует отметить,

Таблица 2.3

Последовательность формирования Джидинского рудного поля

Фаза интрузивной деятельности	Этап гидротермального минералообразования
I. Фельзиты, фельзит-порфиры	I. Безрудные кварцевые прожилки
II. Гранит-порфиры, граниты Первомайского массива	II. Бедная комплексная молибден-редкометалльно-вольфрамовая минерализация
III. Дайки аплитовидных гранитов	III. Молибденовый
IV. Дайки аплит-порфиров, мелкозернистых гранитов	IV. Молибден-редкометалльный
V. Дайки кварцевых спенит-порфиров и кварцевых микросиенитов	V. Редкометалльно-вольфрамовый
VI. Дайки гранит-порфиров (Горкинская и другие)	VI. Вольфрамовый

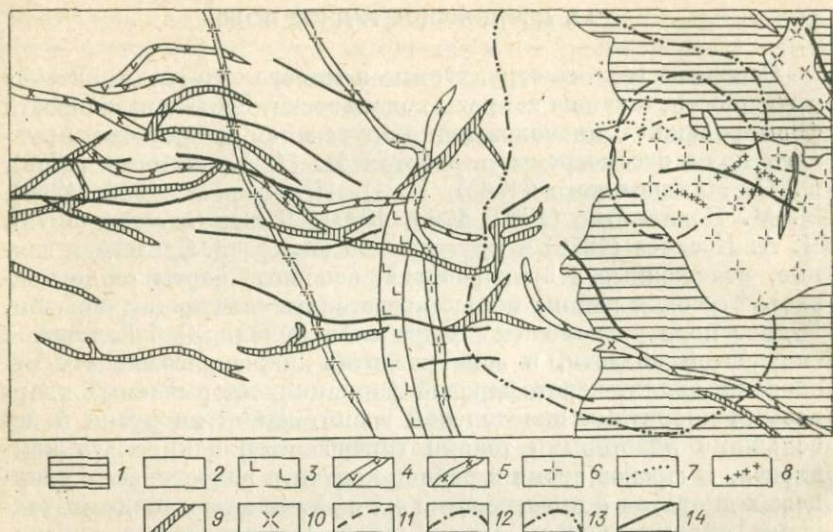


Рис. 2.9. Схема геологического строения Джидинского рудного поля, по В. И. Игнатовичу.

1 — метаморфические сланцы с прослоями эффузивов (C_1); 2—5 — палеозойские интрузивные образования: 2 — кварцевые диориты, 3 — плагиограниты, 4 — микродиориты, 5 — бостониты; 6—10 — мезозойская Гуджирская интрузия: 6 — гранит-порфиры II фазы (Первомайский массив), 7 — аплитовидные граниты III фазы, 8 — аплит-порфиры IV фазы, 9 — кварцевые сиенит-порфиры и микросиениты V фазы, 10 — гранит-порфиры VI фазы (Горкинский массив); 11 — кварц-молибденитовые жилы; 12 — контуры молибденоносного штокверка; 13 — контуры вольфрамоносного штокверка; 14 — кварц-гюбнеритовые жилы.

что почти по всем позициям она согласуется со схемой, разработанной Я. А. Косалсом (1976).

Джидинское рудное поле включает молибденовый, вольфрамовый штокверки и вольфрамовое месторождение жильного типа (рис. 2.9).

Кварц-молибденовый штокверк охватывает апикальную часть Первомайского массива гранит-порфиров и прилегающие к нему биотит-кварцевые роговики. Образован он сетью различно ориентированных кварц-молибденитовых жил, прожилков с крутыми углами падения. Молибденоносные прожилки срезаются дайками аплит-порфиров IV интрузивной фазы.

Вольфрамовый штокверк расположен к западу от Первомайского массива в пределах кварцевых диоритов и кристаллических сланцев, обрамляя массив с запада и частично размещаясь в нем. Формирование штокверка происходило после внедрения даек V фазы. Рудные прожилки имеют преимущественно радиальное и концентрическое простирание по отношению к массиву гранит-порфиров. Состоят они из гюбнерита, шеелита, микроклина, флюорита, аксессуарного берилла и сульфидов. Зальбанды прожилков сложены крупночешуйча-

тым мусковитом, околожилльные изменения в кварцевых диоритах выразились в березитизации.

Вольфрамовое месторождение жильного типа в основном сконцентрировано в западной части рудного поля, хотя кварц-гюбнеритовые жилы встречаются также в пределах молибденового и вольфрамового штокверков. Преобладающее простирание жил северо-западное с падением на юг. По минеральному составу выделяют сульфидно-гюбнеритовые и родохрозит-гюбнеритовые кварцевые жилы.

2.2.1. Магматический этап

Отмеченная выше тесная перемежаемость во времени проявлений магматизма и гидротермального рудообразования на Джидинском месторождении давно уже служит яркой иллюстрацией генетического единства этих процессов. Дополнительные доказательства причинного характера этой связи представлены Я. А. Косалсом (1976), который установил, что гидротермальные растворы каждой последующей интрузивной фазы проходят полный цикл кислотно-щелочной эволюции. Все это придает особое значение термометрическим исследованиям магматических пород рудного поля.

Нами изучены расплавные включения в кварце гранитоидов II—VI фаз внедрения, отдельно во вкрапленниках и в основной массе. Как правило, включения многочисленны, что позволило вести опыты с сериями однотипных РВ по 15—50 экземпляров в каждой и тем самым обеспечить условия для выявления аномальных включений, а также для получения достаточного статистического материала, несмотря на чрезвычайную склонность РВ к разгерметизации в интервале 500—700°. Все изученные расплавные включения характеризуются высокой степенью раскристаллизации, причем среди кристаллических фаз значительный объем занимает бесцветный слюдистый минерал, по оптическим свойствам подобный мусковиту ранее описанных включений (см. п. 2.1.1 этой монографии; Рейф, 1973; Скрюбин, 1978). Во всех случаях в РВ различается низкопреломляющая изотропная фаза, идентифицировать которую нам не удалось, а также гетерофазная флюидная часть (жидкость + газ), гомогенизирующаяся в жидкость в температурном интервале 205—335°. Принадлежность жидкой фазы к водным растворам доказывается тем, что при ее замерзании газовый пузырек резко уменьшается в объеме, а высокая (—2°C) температура таяния льда (он исчезает последним) свидетельствует о невысокой минерализации раствора. При глубоком (до —145°C) замораживании расплавных включений не обнаружено признаков «вымерзания» углекислоты или других газов, так что если они и присутствуют в водном растворе, то в незначительной концентрации.

Агрегат вышеперечисленных фаз образует в минерале-хозяине обособления, границы которых зрительно воспринимаются как внешние границы включения. Однако составной частью РВ является также материал минерала-хозяина (в данном случае кварца), неизбежно выделяющегося в процессе кристаллизации законсервированного расплава на стенках вакуоли. При нагревании включений этот материал входит в состав расплава, в результате чего видимые размеры вакуоли увеличиваются, и при температуре гомогенизации РВ мы можем оценить его истинные размеры. Многочисленные замеры показывают, что к моменту гомогенизации объем включений в кварце гранитов увеличивается по сравнению с наблюдаемым при комнатной температуре в среднем на 100% (от 60 до 150 в разных породах).

Вопрос о неизбежности приращения объема вакуоли при гомогенизации включений и о вероятных его пределах достаточно сложен. В наиболее строгой форме он обсуждался Б. П. Романчевым (1977), показавшим также, что такого приращения не должно быть лишь в стекловатых (аморфных или раскристаллизованных) включениях. Не вдаваясь в обсуждение этого сложного вопроса, отметим лишь, что знание величины приращения объема вакуолей совершенно необходимо для правильной оценки концентрации тех или иных компонентов (особенно летучих) в расплаве, поэтому во всех опытах проводилось измерение размеров включений до и после их нагревания.

Кроме того, для каждой серии сингенетических РВ вычислялся относительный объем газового пузырька и приблизительно оценивалось количество мусковита. Эти данные необходимы для расчета концентрации воды в расплаве (см. подраздел 3.1).

Обобщенные результаты термометрических исследований приведены в табл. 2.4.

Прежде чем анализировать табличные данные, следует подчеркнуть, что для геологической интерпретации наличие раздельных характеристик РВ во вкрапленниках и в основной массе имеет принципиальное значение. Это обусловлено тем, что

Т а б л и ц а 2.4

Результаты термометрического изучения расплавных включений в кварце гранитоидов Гуджирской интрузии, °С

Интрузивная фаза	Основная масса			Вкрапленники		
	$T_{\text{фл гом}}$	$T_{\text{нп}}$	$T_{\text{гом}}$	$T_{\text{фл гом}}$	$T_{\text{нп}}$	$T_{\text{гом}}$
II	315—230	760—720	900—800(II)	240—230	820—810	1100—960(I)
III	335	760—740	900(II)	—	—	—
IV	285—265	790	1000(I)	270—250	830	1180—1100(I)
V	—	—	—	250—225	830—810	1220(I)
VI	205—155	760	910(I)	260—245	760—730	960—900(I)

П р и м е ч а н и е. Здесь и далее прочерки означают отсутствие экспериментальных данных.

расплавные включения в кварце основной массы характеризуют состав расплава и условия его кристаллизации *на месте залегания*, тогда как РВ во вкрапленниках позволяют судить о составе расплава и условиях протокристаллизации *в недрах* магматической системы. Разумеется, это справедливо только в том случае, если вкрапленники являются интрателлурическими. Для характеризуемых образований глубинное происхождение фенокристов кварца доказывается присутствием их в закаленных фациях эндоконтактов. С учетом сказанного мы получаем возможность проанализировать термометрические данные в двух аспектах: выявить основные тенденции развития магматического процесса в рамках каждой отдельно взятой интрузивной фазы и наметить основные черты эволюции магматической системы в целом.

Приступая к рассмотрению основных тенденций развития магматического процесса в рамках отдельно взятой интрузивной фазы, прежде всего отметим, что расплавные включения во вкрапленниках характеризуются более высокими значениями $T_{гом}$, чем РВ в кварце основной массы. Следовательно, этап становления и консолидации интрузивных тел охватывает интервал температур, который наиболее значителен (300°) для Первомайского массива гранитов II фазы внедрения. Для того чтобы яснее представить себе условия кристаллизации интрузивных тел, мы рассчитали концентрацию H_2O в расплавных включениях по методике, детально охарактеризованной ниже (подраздел 3.1). Результаты расчетов представлены в табл. 2.5.

Из приведенных в табл. 2.5 данных следует, что при формировании интрузивных тел изменение концентрации воды в расплаве обнаруживает противоположные тенденции. В одних случаях (дайки гранит-порфиров IV и VI фаз) становление интрузивных тел сопровождается уменьшением содержания

Таблица 2.5

Концентрация воды в расплавных включениях, содержащихся в гранитах Гуджирской интрузии, вес. %

Интрузивная фаза	Вкрапленники	Основная масса	
		микро- и мелкозернистая	среднезернистая
II	3,6(1)	4,5(1,7)	6,1(1,9)
III	—	3,8(2,2)	—
IV	3,7(1,7)	3,3(1,2)	—
V	4,1(1,0)	—	—
VI	5,0(2,2)	3,8(0,9)	—

Примечание. В скобках указана та часть воды, которая связана в мусковите расплавного включения.

H_2O в расплаве, а в других — повышением (Первомайский массив гранитов II фазы).

По-видимому, первая тенденция (назовем ее обратной) обусловлена таким ходом процесса, когда уже в прединтрузивный период расплав близок к насыщению водой. Падение давления, вызванное подъемом интрузирующей магмы, обуславливает достижение предела растворимости H_2O в расплаве и удаление ее избыточного количества в виде магматического дистиллята. Кроме того, уход из глубинной магматической камеры какой-то части расплава может снизить давление в ней настолько, что ретроградное кипение охватит и эту часть системы.

Вторая (прямая) тенденция, очевидно, может реализоваться в том случае, когда первоначально недосыщенная водой магма внедряется в слабопроницаемые для флюида породы и достигает предела насыщения уже на месте консолидации. В условиях относительной закрытости системы магматическая дистилляция сопровождается ростом флюидного давления, что увеличивает растворимость H_2O в расплаве. Геологические условия залегания Первомайского гранитного массива (изометричная форма интрузива, наличие вокруг него мощной оболочки роговиков) свидетельствуют о реальности такого способа накопления в магме воды. Действительно, расплавные включения в кварце среднезернистых гранитов, кристаллизовавшихся под «коркой» эндоконтактовых гранит-порфиров, характеризуются наибольшим содержанием H_2O (6,1%) и наименьшими температурами гомогенизации (до 800°).

На основании изложенного можно сделать вывод, что если во внедряющейся магме изменение содержания воды подчиняется прямой тенденции, то дистилляция наиболее интенсивно должна проявиться на месте кристаллизации интрузивного тела. Масса отделившегося дистиллята в этом случае в значительной мере определяется размерами интрузива. Проявление обратной тенденции должно означать, что «дегазация» расплава происходила уже в процессе внедрения, при этом масса отделившегося флюида может многократно превышать массу интрузивного тела. Признаки «вскипания» расплава в глубинной магматической камере, на наш взгляд, проявляются в том, что в интрателлурических вкрапленниках гранитоидов IV—VI фаз часто обнаруживаются расплавные включения с аномально крупными обособлениями флюидной фазы, не растворяющимися в расплаве при температуре гомогенизации «нормальных» РВ. Конечно, не всегда есть уверенность, что подобное явление не результат комбинации первичного расплавного включения со вторичным газовой-жидким. Однако нами специально проведены опыты с вкрапленниками, в которых вторичные ГЖВ пространственно разбросаны с расплавными включениями или отсутствуют вообще. Наличие аномальных (комбинированных) РВ установлено и этими опытами, что дает основание сделать

вывод по крайней мере об эпизодическом «вскипании» расплава во время кристаллизации интрателлурических вкрапленников в глубинной магматической камере.

Таким образом, в рамках каждой отдельно взятой интрузивной фазы магматический процесс развивался по-своему. Внедрение интрузивных тел I и, вероятно, II фаз не сопровождалось интенсивным флюидоотделением. Последнее имело место на позднемагматической стадии формирования Первомайского массива. Внедрение даек всех последующих фаз, видимо, сопровождалось дистилляцией не только интрузирующих расплавов, но и магмы глубинной камеры.

Полученные термобарогеохимические данные позволяют также затронуть вопрос о характере эволюции магматической системы в целом. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что температура гомогенизации РВ в интрателлурических вкрапленниках возрастает от II фазы к V, а затем резко снижается (см. табл. 2.4). При этом концентрация воды в законсервированных расплавах сначала остается почти на одном уровне (II—V фазы), а затем резко возрастает (см. табл. 2.5). Для того чтобы уяснить значение этих фактов, необходимо принять во внимание, что изоконцентраты H_2O в гранитном расплаве имеют положительный (в координатах PT) наклон. Иными словами, для поддержания концентрации воды в расплаве на одном уровне при переходе от более низких к более высоким температурам требуется значительное увеличение давления. В приложении к рассматриваемому случаю это означает, что расплавы каждой последующей интрузивной фазы (от II до V) поступали из области все более высоких давлений (и температур). Если учесть, что концентрация H_2O в магме на уровне кристаллизации интрателлурических вкрапленников хотя и незначительно, но возрастала, отмеченные явления следует связывать с продвижением фронта кристаллизации в глубь магматической системы и с эпизодическим возобновлением интрузивной деятельности. Такой процесс напоминает схему двухкамерной кристаллизации магматического очага [Таусон, 1977], в конечном счете приводящей к образованию обогащенного летучими, легкоплавкого остаточного расплава. Вполне вероятно, что гранит-порфиры VI интрузивной фазы образовались в результате инъекции именно такой обогащенной водой (5%) и относительно низкотемпературной магмы ($T_{\text{гом}} = 960-900^\circ$).

2.2.2. Гидротермальный этап

Термобарогеохимическое изучение гидротермалитов на месторождениях, формирование которых было многоэтапным, связано со многими трудностями. Прежде всего это обусловлено тем, что на минеральные ассоциации предыдущего этапа во мно-

Результаты термо- и криометрических исследований

Номер образца	Объект изучения	Состав ГЖВ	Темпе	
			T _{гом}	
1	2	3	4	
<i>I этап</i>				
ПМ-190	Первичные включения в кварце безрудного прожилка	K+Г+Ж	342 240—220	
<i>II этап (бедная комплексная молибден-ред)</i>				
Д-30	Вторичные включения во флюорите, ассоциирующем с гюбнеритом и шеелитом	Г+Ж	220—215	
Д-90	Первичные (?) включения в гюбнерите	Г+Ж	310—295	
<i>III этап (молибден-ред)</i>				
ПМ-30	Вторичные включения в магматогенном кварце, концентрирующиеся вдоль молибденитового микропрожилка	K+Г+Ж	400—375 235—215	
ПМ-113	Вторичные включения в магматогенном кварце, концентрирующиеся вокруг новобразованных розеток молибденита	K+Г+Ж	390—380 240—210	
ПМ-113	Первичные включения во флюорите, ассоциирующем с молибденитом	K+Г+Ж	225—210	
<i>IV этап (молибден-ред)</i>				
Д-13	Первичные включения в кристалле кварца, сингенетичного с гюбнеритом	Г+Ж	235—215	
Д-13	Первично-вторичные включения в кристалле кварца, сингенетичного с гюбнеритом	Г+Ж	215—200	
ПМ-184	Первичные (?) включения в аксессуарном берилле, ассоциирующем с молибденитом	K+Г+Ж	385—380 195—185	
<i>V этап (редкометалло-вольфрамовый)</i>				
Д-33	Первичные включения в кристалле кварца, сингенетичного с гюбнеритом	Г+Ж	225—215	
ПМ-99	Первичные (?) включения в зерне жильного кварца, ассоциирующего с гюбнеритом	K+Г+Ж	290—280 240—220	
ПМ-92	Вторичные включения в магматогенном кварце на продолжении слюдяно-гюбнеритового прожилка	Г+Ж	230—220	

Таблица 2.6

включений в гидротермалитах Джидинского рудного поля

Температура фазовых превращений, °С					P, атм
T _{эвт}	T _{пл} ^к	T _{пл} ^л	ΔT = T _{пл} ^к - T _{пл} ^л		
5	6	7	8	9	
<i>(безрудный)</i>					
От -29,7 до -29,0	Нет кристалла	-4,6			1200
<i>кометально-вольфрамовая минерализация)</i>					
-30,3	+1,7	-8,6	10,3		
Нет данных					
<i>либденитовый)</i>					
От -29,7 до -28,4	-7,9	-9,2	2,3		1700— —1900
От -29,1 до -27,8	Свыше -8,3	-8,3	?		1700— —1900
От -30,3 до -27,1	-3(?)	-4,3	1,3		
<i>редкометалло-вольфрамовый)</i>					
От -29,0 до -28,4	-4,8	-5,3	0,5		
-29,0	Свыше -4,6	-4,6	?		
От -29,7 до -28,4	-6,0	-6,6	0,6		2200
<i>редкометалло-вольфрамовый)</i>					
От -31,0 до -29,0	Свыше -6,3	-6,3			
От -31,0 до -29,0	+6,5	-6	12,5		460
-31,0	+3,2	-9,9	13,1		

1	2	3	4
ПМ-149	Первичные включения в кристалле аксессуарного берилла, ассоциирующего с гюбнеритом	Г+Ж	200—180
			VI этап
ПМ-32—1	Первичные включения в кристалле кварца, сингенетичного с гюбнеритом	Г+Ж	225—200
ПМ-32—1	То же	К+Г+Ж	270
			240—225
ПМ-32—1	»	Г _у +Ж _у +Ж _в	240—225
ПМ-32	»	К+Г+Ж	300
			270—250
ПМ-25	»	К+Г+Ж	315
			270—265
ПМ-60	Вторичные включения в магматогенном кварце, трассирующие кварц-сульфидно-гюбнеритовый прожилок	Г+Ж	250—240

Примечание. В графе 4 для многофазных ГЖВ в числителе — температура знаменателе — температура исчезновения газового пузырька.

гих случаях накладываются процессы последующих. Так, на Джидинском месторождении известны случаи, когда в открывавшиеся трещины с молибденовой минерализацией «вложены» жильные образования последующих молибден-редкометального или вольфрамового этапов рудообразования. Однако в большинстве случаев подобное наложение проявлено менее явно, либо выявляется с большой степенью неоднозначности. Учитывая это, а также то, что термометрические данные, характеризующие температурные границы отдельных этапов, достаточно многочисленны [Повилайтис, 1960; Косалс, 1976; Шапенко, 1976], мы основное внимание уделили поискам надежных доказательств принадлежности тех или иных включений к определенным этапам, а также установлению времени консервации растворов относительно момента массового рудоотложения.

Включения гидротермальных растворов безрудного (первого) этапа изучались в одном из маломощных (2 мм) прожилков серого массивного кварца, образующих штокверк в фельзит-порфирах I фазы и срезающихся со смещением кварц-молибденитовыми прожилками III этапа гидротермального минералообразования. Подвергшиеся анализу ГЖВ располагаются в зерне кварца объемно-равномерно и характеризуются выдержанным соотношением фаз в вакуолях. Результаты термометрического изучения приведены в табл. 2.6, из которой

5	6	7	8	9
-30,3	+2,6	-6	8,6	
(вольфрамовый)				
-29,0	+5,9	-7,2	13,1	
От -30,3 до -28,4	+5,6	-7,3	12,9	370—460
-31,6	?	-6		
От -30,3 до -29,7	+5,6	-7,3	12,9	310—550
От -29,7 до -27,1	+8,5	-4,6	13,1	430
От -31,6 до -29,1	?	-9,9		

тура, при которой включения взрываются, не достигнув полной гомогенизации, в

видно, что температура протаивания эвтектики во включениях из безрудного прожилка имеет то же значение, что и в ГЖВ из более поздних рудных жил. Это, очевидно, свидетельствует о наличии в растворах всех этапов общих компонентов. Однако безрудный этап отличается от последующих рудных низкой минерализацией растворов. Это доказывается тем, что в данном случае при замораживании включений из раствора не выделяется кристаллическая соль.

Жильные образования II этапа изучались нами в экзоконтакте Первомайского массива, где в ороговикованных сланцах выявлены прожилки и жилы существенно полевошпатового состава с бедным содержанием и неравномерным распределением гюбнерита, пеелита, молибденита, сфалерита, аксессуарного берилла, флюорита и кварца. Для прожилков характерно полосчатое внутреннее строение, извилистость границ, часто отмечаются следы будинажа. Данные образования срезаются дайками аплитов, прожилками и жилами кварц-молибденитового состава. На этом основании, а также учитывая результаты исследования М. М. Повилайтис, мы выделяем II этап под названием комплексного молибден-редкометально-вольфрамового и считаем, что он связан с гидротермальной деятельностью собственно Первомайского штока гранитов II фазы.

Поскольку полевошпатовые прожилки с комплексной минерализацией пересекаются рудными прожилками всех после-

дующих этапов, не исключена возможность формирования в минералах II этапа вторичных включений более поздних растворов. Учитывая это, мы отбирали для термометрического изучения только те участки рассматриваемых жил, которые максимально удалены от контактов со всеми последующими гидротермальными образованиями. Вероятно, благодаря этому в исследованных образцах наблюдается удивительное однообразие включений как по фазовому составу, так и по температурам гомогенизации. И хотя первичность этих ГЖВ однозначно установить не удалось, принадлежность законсервированных растворов ко II этапу гидротермальной деятельности представляется несомненной. Неналожный характер изучавшихся включений подтверждается также и тем, что по криометрическим характеристикам они сильно отличаются от включений в минералах последующего III этапа, интенсивно проявившегося в экзоконтакте Первомайского массива.

Растворы, законсервированные в минералах полевошпатовых жил с комплексной минерализацией II этапа, характеризуются высокой концентрацией солевых компонентов, среди которых преобладает соль, выпадающая из раствора при замораживании включений и растворяющаяся в области положительных температур. Точно идентифицировать кристалл не удалось, но яркой индивидуальной особенностью его является то, что во льду он виден четко, а в появляющейся при протаивании эвтектической жидкости контуры его становятся едва различимыми. При этом по розовой дисперсионной окраске устанавливается, что его светопреломление ниже, чем у эвтектической жидкости. По мере таяния льда и связанного с этим уменьшения концентрации раствора (а следовательно, и понижения его светопреломления) границы кристалла различаются все хуже, пока не становятся совсем невидимыми. Наличие кристалла в растворе выдает лишь то, что на контакте его со льдом границы остаются четкими, и при понижении температуры вырастающая льдина облекает кристалл, который сохраняет прежние размер и форму.

Поскольку присутствие в растворе кристаллов характеризуемой соли устанавливается в основном по наличию различных границ его со льдом, после таяния последнего соль становится невидимой, и вопрос о температуре ее растворения не поддается однозначному решению. Так как изображение соли исчезает одновременно с исчезновением льда, создается впечатление, будто фигуративная точка растворов всегда оказывается на котектической кривой, что представляется весьма маловероятным.

Для определения температуры растворения кристалла в отсутствие льда использовался следующий прием. Замороженное включение нагревалось до определенной положительной температуры, после чего резко охлаждалось. Для образования

монокристалла при таком режиме охлаждения необходима заправка, в противном случае образуется несколько разобщенных мелких кристалликов. Если в мелкокристаллическом агрегате льда обнаруживался крупный кристалл соли, это означало, что температура его растворения не достигнута. В следующий раз включение нагревалось до более высокой температуры, после чего вновь резко замораживалось и так далее до тех пор, пока при очередном замораживании контуры монокристалла соли не исчезали. Промежуточное значение между температурами максимального нагрева в двух последних опытах принималося за точку растворения соли. Ширина «вилки», как правило, не превышала 3°C.

Указанным способом установлено, что кристалл устойчив до +8,5°, и фигуративная точка раствора находится в поле кристаллизации рассматриваемого солевого компонента. Последнее обстоятельство имеет важное значение, так как свидетельствует о том, что температура таяния льда не может служить показателем концентрации раствора: им является температура растворения соли.

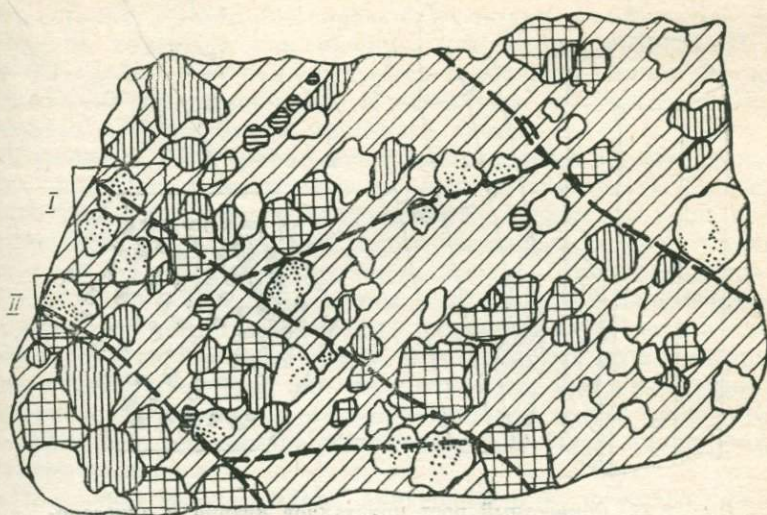
Учитывая, что максимальный показатель преломления концентрированных электролитов составляет 1,367 [Иоффе, 1974], а показатель преломления дистиллированной воды равен 1,333, на основании вышеприведенных наблюдений мы можем заключить, что светопреломление кристалла заведомо больше 1,310 (показатель преломления льда) и меньше 1,367. Видимо, оно близко к 1,34—1,35. Кроме того, установлено, что данный кристалл иногда образует таблички гексагональной формы, в скрещенных николях он не двупреломляет, но это не исключает его анизотропности, потому что в искусственных препаратах кварца и других минералов, обладающих низким двупреломлением, интерференционной окраски не видно, если размер осколков менее 10 мкм (размер выделявшихся во включениях кристаллов не превышал 10 мкм в наибольшем измерении). Основываясь на полученных характеристиках и используя данные об оптических свойствах кристаллических солей [Винчелл, Вингелл, 1967] и их растворимости в водных растворах [Киргинцев и др., 1972; Справочник химика, 1971], мы нашли только пять соединений, характеризующихся такими же (или близкими) свойствами, как и обнаруженная соль: это LiBeF_4 ; CaBeF_4 , $\text{Na}_3\text{Al}_3\text{F}_{14}$, $\text{Ca}(\text{BF}_4)_2$ и $\text{Ca}(\text{BF}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. На основании полученных характеристик однозначно идентифицировать соль с одним из указанных соединений невозможно, поэтому нами привлечены результаты лазерно-спектрального микроанализа жидкой фазы индивидуальных включений в гидротермальных минералах Джидинского рудного поля, выполненного Ю. М. Ишковым по совместно разрабатываемой методике [Ишков, Рейф, 1980]. Результаты анализа свидетельствуют о том, что в растворе ГЖВ из минералов всех рудных этапов постоянно присутст-

вует бор. На этом основании мы считаем наиболее вероятным, что ведущий солевой компонент рудоносных растворов представлен фтороборатом.

Вопрос о принадлежности законсервированных растворов к III, молибденовому, этапу решался следующим образом. В центральной части Первомайского штока выбран участок, где молибденитовые прожилки в гранит-порфирах настолько редки и маломощны, что может быть гарантировано отсутствие сплошной объемной проработки межтрещинных блоков растворами, циркулировавшими по ограничивающим капиллярам. Исследование полированных пластин, изготовленных из таких образцов, показало, что зерна порообразующего магматогенного кварца содержат множество вторичных газово-жидких включений, причем наибольшая насыщенность ими наблюдается вблизи маломощных (1—2 мм) зонк грануляции, в которых отложился молибденит (рис. 2.10). Как видно на зарисовках деталей строения этих зонк, образование ореола включений в рассекаемых ими зернах определенно связано с циркуляцией молибденоносных растворов. Обращает на себя внимание тот факт, что, хотя количество ГЖВ в магматогенном кварце вблизи прожилков очень велико, в самих зонках грануляции мелкие зерна почти лишены включений. Это, вероятно, указывает на то, что тонко истертый материал под воздействием гидротермальных растворов испытал перекристаллизацию, и захваченные новообразованными зернами кварца включения, скорее всего, являются первичными. Иными словами, в данном случае одинаковый раствор законсервирован и в первичных (по отношению к гидротермальному кварцу), и во вторичных (по отношению к магматогенному кварцу) включениях, что подтверждается идентичностью температур гомогенизации тех и других.

В другом случае объектом изучения явилась дайка аплитовидных гранитов III фазы внедрения, содержащая сравнительно равномерную вкрапленность молибденита и линзовидные обособления пегматоидного облика, обогащенные флюоритом и молибденитом. В шлифе и пластинке отчетливо видно, что порода катаклазирована, и розетки молибденита, равно как и выделения флюорита, являются новообразованными. Магматогенный кварц переполнен вторичными ГЖВ, что создает картину, подобную описанной в предыдущем примере. Это сходство усиливается еще и тем, что в тех редких случаях, когда розетки молибденита размещены не в полевых шпатах, а в кварце, участки последнего, непосредственно прилегающие к чешуйкам молибденита и выполняющие клиновидные промежутки между ними, почти не содержат включений. Если же они и встречаются в этом «чистом» кварце, то распределяются в нем равномерно-бессистемно, не образуя плоских шлейфов. Вероятно, по отношению к перекристаллизованым в гидротермальную стадию участкам кварцевых зерен эти включения являют-

43 мм



Врезка I

Врезка II

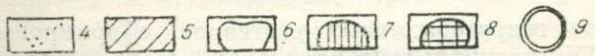
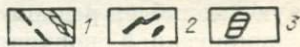
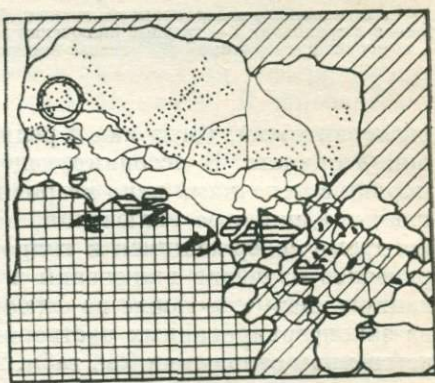
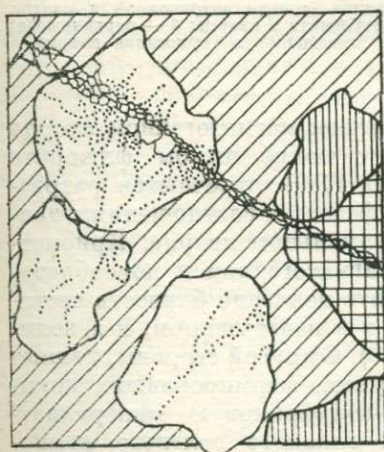


Рис. 2.10. Принадлежность растворов вторичных ГЖВ в магматогенном кварце гранит-порфиров Первомайского массива к молибденовому этапу рудообразования.

1 — зонки грануляции; 2 — молибденит; 3 — пирит; 4 — газово-жидкие включения; 5 — мелкозернистая основная масса гранит-порфира; 6—8 — вкрапленники: кварца (6), плагиоклаза (7), микроклина (8); 9 — часть пластинки, исследовавшаяся термо- и криометрическим методами.

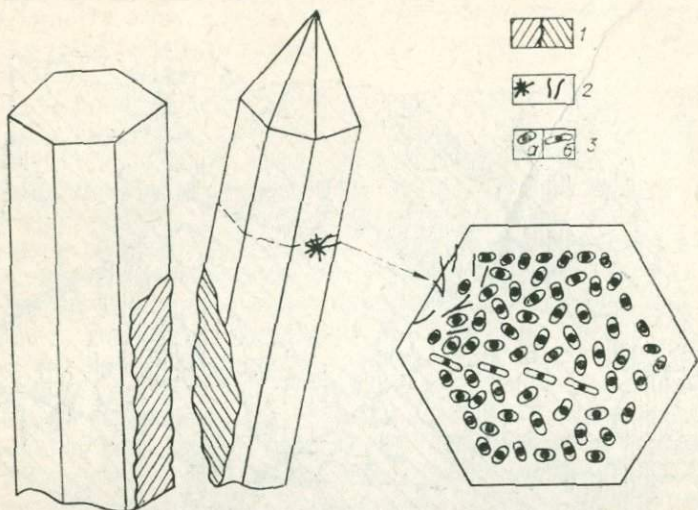


Рис. 2.11. Совместный рост кристаллов кварца и акцессорного берилла в рудных прожилках IV этапа (Джидинское рудное поле).

1 — индукционные поверхности на гранях берилла (правая штриховка) и кварца (левая штриховка); 2 — твердые включения молибденита в кварце; 3 — первичные (а) и первично-вторичные (б) газово-жидкие включения в кристалле кварца.

ся первичными, тогда как в реликтовом магматогенном кварце они вторичны. В ассоциирующем с молибденитом флюорите наряду с пепочками явно вторичных ГЖВ встречаются разрозненные единичные включения, по фазовым соотношениям аналогичные содержащимся в гидротермальном кварце. Криометрическое изучение включений в магматогенном и новообразованном кварце, а также во флюорите показало близость состава законсервированных растворов и в качественном, и в количественном отношении (см. табл. 2.6). С другой стороны, данные растворы отличаются от более ранних, формировавших комплексную молибден-редкометалльно-вольфрамовую минерализацию, пониженной концентрацией главного солевого компонента.

Включения гидротермальных растворов, сформировавших оруденение IV, молибден-редкометалльного, этапа, выявлены в кристалле кварца из молибденит-редкометалльного прожилка, залегающего в гранит-порфирах Первомайского массива. Онтогеническое изучение показало, что кристалл кварца рос совместно с редкометалльным минералом, так как в обоих видах наблюдается взаимное индуцирование граней (рис. 2.11). Кроме того, в одной из внутренних зон роста кристалла кварца молибденит присутствует в виде твердых включений (минерал-спутник, по Н. П. Ермакову). Через ряд промежуточных зон

включения молибденита прослеживаются до поверхности одной из граней, на которой образуют несколько розеток. Все это позволило прийти к заключению, что кварц, молибденит и редкометальный минерал синхронны и росли из одного раствора, который законсервирован в первичных включениях, обнаруженных в изучавшемся кристалле кварца.

Первичные ГЖВ равномерно распределены в центральной части кристалла и не выходят во внешние зоны роста. Соотношение газа и жидкости в вакуолях этих включений везде постоянно. Результаты термо- и криометрического изучения даны в табл. 2.6, из которой видно, что по всем основным параметрам эти первичные ГЖВ аналогичны включениям в акцессорном берилле из другого прожилка. Это указывает на представительность исследованных включений. В то же время по криометрическим характеристикам они мало отличаются от включений в минералах предшествующего молибденового этапа, для которых, пожалуй, характерна лишь несколько более низкая температура таяния льда.

«Привязка» газовой-жидких включений к V, редкометально-вольфрамовому, этапу рудообразования осуществлена нами на нескольких объектах.

В пределах вольфрамового штокверка в поле распространения кварцевых диоритов изучались прожилки, сложные серым, часто друзовидным кварцем с гюбнеритом, сфалеритом, флюоритом, шеелитом и акцессорным бериллом. В зальбандах прожилков обычно присутствует крупночешуйчатый мусковит, к которому тяготеют рудные минералы. Кварц в одних случаях имеет индукционную поверхность с гюбнеритом, в других — он более поздний. Различия между сингенетичным гюбнеритом и поздним кварцем хорошо видны в изготовленных из них пластинках. В первом случае центральная часть кристалла объемно «забита» включениями, имеющими практически одинаковое соотношение фаз в вакуолях. Во втором — ГЖВ располагаются во внутренней части кристалла в виде разноориентированных шлейфов. Результаты изучения включений в кварце, сингенетичном гюбнеритом, показаны в табл. 2.6 (обр. Д-33).

Аналогичным образом выделены включения растворов V этапа гидротермального минералообразования в других участках рудного поля. Все эти включения оказались очень близкими по основным термобарогеохимическим характеристикам (см. табл. 2.6). Анализ приведенных данных позволяет сделать ряд выводов.

Во-первых, редкометально-вольфрамовый этап отличается от предшествующих молибденовых повышенной концентрацией растворов во включениях. Об этом свидетельствует более высокая температура растворения кристаллика соли, исчезающего в области плюсовых температур.

Во-вторых, для включений растворов редкометально-воль-

фрамового этапа характерна более низкая температура протавивания эвтектики. Разница эта невелика, но фиксируется вполне определенно. По-видимому, это означает, что от гидротерм двух предыдущих этапов обсуждаемые растворы отличаются присутствием дополнительного солевого компонента, скорее всего труднорастворимого.

Наконец, температура частичной гомогенизации и термодекрепитации трехфазных ГЖВ в минералах рудных прожилков V этапа заметно ниже аналогичных параметров, установленных для подобных включений в минералах предыдущих этапов.

Для характеристики VI, *вольфрамового, этапа* включения гидротермальных растворов исследовались в пяти жилах. Расположены они в различных частях Джидинского месторождения, но объединены общностью минерального состава, взаимоотношениями с другими геологическими образованиями. Ниже приводится описание метода диагностики включений в трех из этих жил.

В пределах Первوماйского гранитного массива изучена кварц-гюбнерит-сфалеритовая жила (обр. ПМ-25) мощностью от 5 до 10 см.

В центральной части жилы, имеющей друзовидное строение, между кристаллами кварца и гюбнерита установлены индукционные поверхности, что свидетельствует об одновременном росте этих минералов. В полированных пластинках, изготовленных из образцов этой жилы, после визуально-микроскопического изучения включения были подразделены на три группы. К первой отнесены первичные ГЖВ, распределенные в зернах и кристаллах кварца объемно-равномерно. В их вакуолях содержится жидкость, газ и мелкий, иногда слабопрозрачный изотропный кристаллик с высоким рельефом (относительно жидкости). Во вторую группу выделены первично-вторичные включения, которые по внешнему облику не отличаются от первых, но слагают шлейфы во внутренних частях этих кристаллов кварца. Наконец, третья группа, представленная вторичными ГЖВ, отличается от вышеописанных отсутствием кристаллической фазы в вакуолях. Эти включения слагают протяженные прожилки, секущие зоны первичных и шлейфы первично-вторичных включений.

Северо-западнее Первوماйского гранитного массива в поле ороговикопанных сланцев исследована мощная жила кварц-гюбнерит-сфалерит-галенитового состава, слабо выраженного друзовидного строения (обр. ПМ-32—1). Кристаллы кварца зачастую имеют индукционные поверхности с гюбнеритом, который, кроме того, встречается в кварце в виде твердых включений, нередко располагаясь по зонам роста совместно с первичными ГЖВ. Первичные включения неправильной формы наряду с водным раствором и газовым пузырьком содержат небольшое

количество жидкой углекислоты. Такой же тип включений отмечается во внешней и внутренней частях кристаллов.

Наряду с углекисло-водными включениями и даже в преобладающем количестве в этих же кристаллах присутствуют ГЖВ, которые по соотношениям фаз в вакуолях идентичны включениям, наблюдавшимся в кварце вышеописанной жилы (обр. ПМ-25). Среди этих включений выделяются первичные, расположенные равномерно в центральных частях кристаллов, и вторичные, слагающие шлейфы и секущие все зоны роста. Наличие двух типов первичных включений (с жидкой углекислотой и без нее) в одном кристалле кварца, сингенетичном с гюбнеритом, свидетельствует о том, что насыщение рудообразующих растворов углекислым газом не было постоянным.

В восточной части Первомайского массива гранит-порфиры II фазы и содержащиеся в них кварц-молибденитовые прожилки прорваны дайкой кварцевых микросиенитов V фазы. Все эти образования пересекаются малоомощной кварц-флюорит-сульфидно-гюбнеритовой жилкой, ориентированной под острым углом к контактам дайки микросиенитов и сопровождаемой сетью тончайших апофиз (обр. ПМ-60). В полированной пластине отчетливо видно, что при переходе из микросиенитов в гранит-порфиры эти микроапофизы трассируются в магматогенном кварце шлейфами вторичных по отношению к нему включений, а во вкрапленниках плагиоклаза — флюоритовыми микропрожилками, содержащими редкие, по-видимому, первичные ГЖВ (рис. 2.12). Идентичность включений в кварце и флюорите подтверждается равенством температур их гомогенизации ($240-250^{\circ}$). Указанные факты не оставляют сомнений в том, что в рассматриваемых включениях законсервирован гидротермальный раствор, сформировавший кварц-флюорит-гюбнеритовую жилку.

Криометрическое изучение солевого состава первичных включений из кристаллов кварца, имеющих индукционную поверхность с гюбнеритом, а также вторичных включений в магматогенном кварце показало, что по основным параметрам они практически не отличимы от включений в минералах предыдущего редкометалльно-вольфрамового этапа (см. табл. 2.6). Во всяком случае, эти различия не настолько велики, чтобы могли быть зафиксированы криометрическим методом.

Суммируя результаты исследования включений гидротермальных растворов в жильных образованиях всех этапов, можно сделать следующие выводы.

1. В отношении солевых компонентов, определяющих основной гидрохимический фон, состав минералообразующих растворов от этапа к этапу менялся незначительно. За исключением первого (безрудного) этапа все остальные характеризуются явным преобладанием в растворе соли, относящейся скорее всего к классу фтороборатов. Прочие солевые компоненты, при-

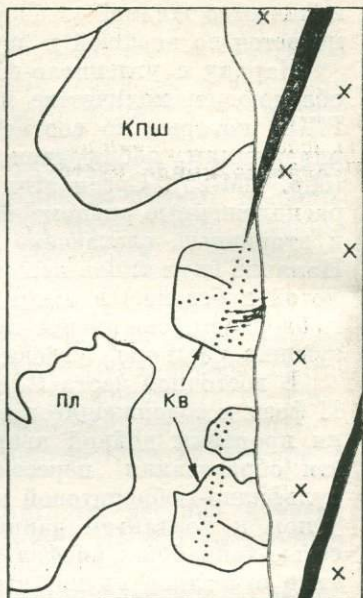
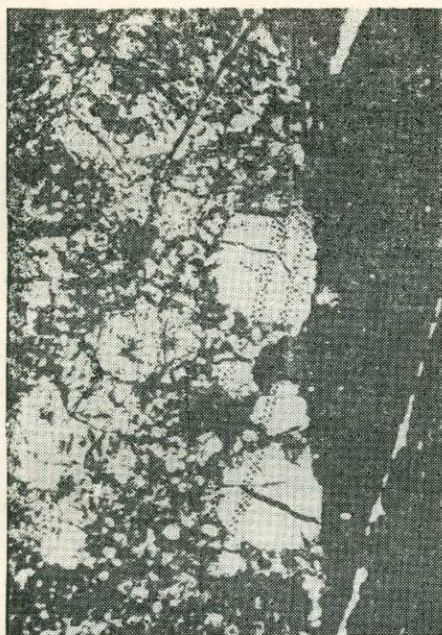


Рис. 2.12. Принадлежность растворов вторичных ГЖВ в магматогенном кварце гранит-порфира Первомайского массива к вольфрамовому этапу рудообразования.

На рисунке виден контакт гранит-порфира (слева) с дайкой микроклинов V фазы (справа), пересекаемой маломощными апофизами кварц-сульфидно-гюбнеритовой жилы (белые прерывистые полосы). Во вкрапленниках кварца апофизы трассируются шлейфами вторичных ГЖВ.

существование которых устанавливается по низкой температуре протаивания эвтектики, в количественном отношении являются второстепенными. Судя по небольшим колебаниям значений $T_{эвт}$, набор этих солей изменялся также в небольших пределах. Эти факты, очевидно, указывают на общность источника растворов всех этапов гидротермального процесса.

2. Вместе с тем по количественным характеристикам молибденоносные растворы ранних (III и IV) этапов заметно отличаются от вольфрамоносных растворов поздних (V и VI) этапов. Так, температура протаивания эвтектики первых укладывается в интервал от -30 до -29°C , а вторых — от -31 до -30°C . Концентрация главного солевого компонента (фторбората) в молибденоносных растворах ниже, чем в вольфрамоносных, о чем можно судить как по температуре растворения кристалликов соли, так и по величине температурного интервала (ΔT), отделяющего момент полного таяния льда от момента растворения соли:

Этап	$\Delta T, ^\circ C$
I. Безрудный	Соль не выпадает
II. Комплексное бедное оруденение	10,3
III. Молибденовый	1,3—2,3
IV. Молибден-редкометалльный	0,5—0,6
V. Редкометалльно-вольфрамовый	8,6—13,1
VI. Вольфрамовый	12,9—13,1

Не исключено, что именно эти количественные различия в составе растворов обусловили их неодинаковую металлогеническую специализацию.

3. Если судить о температурных условиях рудоотложения по температуре гомогенизации двухфазных (Г + Ж) включений, то можно прийти к заключению о неизменности этого параметра на всех этапах гидротермального процесса. Действительно, для всех исследованных первичных и первично-вторичных включений в минералах любой продуктивной ассоциации значения $T_{\text{гом}}$ укладываются в интервал $250-180^\circ C$. Однако наличие в части включений минералов-узников, не растворяющихся после исчезновения газового пузырька, вполне определенно указывает на то, что истинная температура минералообразования выше температур гомогенизации подобных включений. Для получения истинных температур необходимо вводить поправки на давление.

Поскольку из-за разгерметизации трехфазных ГЖВ при $300-400^\circ$ температура полного растворения твердой фазы не установлена, точно определить величину давления минералообразования не представляется возможным. Однако, ориентируясь на температуры частичной гомогенизации и термодекрепитации (см. табл. 2.6), мы можем приближенно оценить давление в вакуолях в момент их взрыва ($P_{\text{декр}}$), которое заведомо ниже давления, существовавшего при захвате включений. Учитывая повышенную концентрацию солей в законсервированном растворе и используя диаграмму PVT -соотношений для 10%-ного раствора хлорида натрия [Леммлейн, Клевцов, 1961], определяем, что для включений различных этапов величина $P_{\text{декр}}$ составляет (в атм):

Этап	$P_{\text{декр}}$
I. Безрудный	1200
II. Комплексный	Нет данных
III. Молибденовый	1700—1900
IV. Молибден-редкометалльный	2200
V. Редкометалльно-вольфрамовый	460
VI. Вольфрамовый	310—550

При всей приблизительности и косвенном характере приведенных оценок они все же указывают на существование достаточно высокого давления в гидротермальной системе на разных этапах рудоотложения, особенно на ранних. С учетом попра-

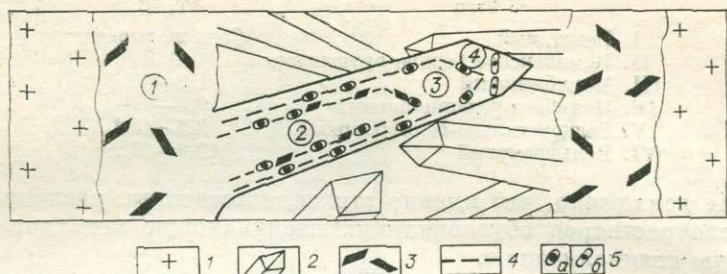


Рис. 2.13. Строение кварц-гюбнерит-сульфидной жилы VI этапа (Джидивское рудное поле).

1 — вмещающие граниты; 2 — кварцевая жила с друзовидными участками; 3 — гюбнерит; 4 — мусковит, фиксирующий зоны роста в кристалле кварца; 5 — первичные (а) и вторичные (б) газопожидкие включения в кристалле. Цифры в кружках — номера участков жилы, сформировавшихся на разных стадиях вольфрамового этапа.

вок на давление к полученным значениям температур гомогенизации двухфазных газопожидких включений *нижняя* граница температурного интервала продуктивной стадии для молибденового этапа поднимется до 350—400°, а для вольфрамового до 320—340°С.

Выявленные различия в составе гидротермальных растворов разных этапов обусловлены, очевидно, эволюцией их общего источника, однако не вызывает сомнения, что и в рамках каждого отдельно взятого этапа гидротермы также эволюционировали. В целях выяснения основных особенностей этого процесса одна из жил кварц-гюбнерит-сульфидного состава, сформировавшаяся в VI этап гидротермальной деятельности, исследована более детально.

Жила сложена в основном массивным кварцем, содержащим неравномерно распределенные скопления гюбнерита (рис. 2.13, зона 1). В центральной части жилы встречаются друзовидные участки с длиннопризматическими кристаллами кварца, имеющими зональное строение. Их внутренняя часть ограничена зоной первичных газопожидких и твердых включений (см. рис. 2.13, зона 2). Последние представлены мусковитом и гюбнеритом и встречаются в зоне роста вдоль всех граней кристалла. Средняя часть также ограничена зоной первичных газопожидких и твердых включений, однако последние представлены только мусковитом, тогда как гюбнерит отсутствует (см. рис. 2.13, зона 3). Наконец, в самой внешней зоне (4) присутствуют только вторичные ГЖВ, лентоподобные скопления которых пересекают все зоны роста.

Указанные особенности строения жилы позволяют однозначно определить последовательность захвата включений, а термо- и криометрическое исследование последних дает возможность определить, как изменялся состав раствора в процессе формирования рудной жилы (табл. 2.7).

Таблица 2.7

Результаты изучения включений, захваченных на разных стадиях процесса формирования рудной жилы VI этапа

Объект изучения	Состав ГЖВ	$T_{\text{ГОМ}}$	$T_{\text{ЭВТ}}$	$T_{\text{ПЛ}}^{\text{К}}$	$T_{\text{ПЛ}}^{\text{Л}}$	$\Delta T = \frac{T_{\text{К}} - T_{\text{Л}}}{T_{\text{ПЛ}}}$
Массивная часть жилы (зона 1)	К+Г+Ж	315	От -30,3 до -29,7	+8,5	-4,6	13,1
		270—265				
Внутренняя зона роста (2)	Г+Ж	280—270	-29,7	-7,9	-10,6	2,7
Внешняя зона роста (3)	Г+Ж	195—185	-27,4	Кристалл не выпадает	-1,1	
Вторичные ГЖВ (зона 4)	Г+Ж	165—145	Не установлена	То же	-0,5	

Примечание. В числителе дроби — температура, при которой включения взрываются, не достигнув полной гомогенизации; в знаменателе — температура исчезновения газового пузырька.

Из табл. 2.7 видно, что в процессе рудоотложения концентрация «главной» соли (фторобората) понижалась, но оставалась достаточно высокой (лед тает при более низкой температуре, чем кристалл соли). В качественном отношении состав раствора не менялся. Завершение кристаллизации гипоберита сопряжено с резким уменьшением концентрации в гидротермах фторобората (кристалл соли во включениях не выпадает), падением их общей минерализации (температура таяния льда возрастает) и повышением температуры протаивания эвтектики. Наконец, с дальнейшим понижением температуры и концентрации раствора прекращается рост кристаллов кварца.

Таким образом, в рамках одного гидротермального этапа эволюция рудоносных растворов происходит в условиях понижающейся температуры и проявляется в уменьшении их общей минерализации. Завершение рудоотложения сопряжено (обусловлено?) со скачкообразным падением концентрации главного солевого компонента. Вероятно, подобная тенденция проявилась и на других этапах формирования рудного поля.

2.2.3. Соотношение магматического и гидротермального этапов

По причинам, рассмотренным несколько ниже, термобаро-геохимические критерии связи гидротермального минералообразования с магматическим процессом на Джидинском месторождении оказались не столь эффективными, как на Спокойнинском. Тем не менее эта связь надежно устанавливается це-

лым рядом геологических фактов и прежде всего тем, что каждому этапу рудообразования предшествует внедрение магматических тел, секущих рудные прожилки предыдущих этапов. Результаты изучения включений в данном случае представляют интерес скорее не как дополнительное доказательство этой связи, а как основа для раскрытия механизмов зарождения рудоносных растворов.

Выше (п. 2.2.1) приведены термобарогеохимические свидетельства того, что каждая фаза внедрения (кроме двух первых), сопровождалась интенсивным отделением магматогенных флюидов, причем основным их источником служили не столько интрузирующие магматические тела, сколько крупные массы расплава в глубинной камере. Полагая, что именно продукты магматической дистилляции служат основой металлоносных гидротерм, следует ожидать, что флюидная часть расплавных включений должна содержать хотя бы часть солевых компонентов, обнаруженных в растворах газовой-жидких включений продуктивных стадий. Для решения этого вопроса была предпринята попытка исследовать криометрически как сами РВ, так и дочерние ГЖВ, образовавшиеся при разгерметизации расплавных включений и заполнении «слепых» трещинок флюидом РВ. При этом установлено, что раствор дочерних включений в гранитоидах IV и V фаз характеризуется одинаковой температурой таяния льда (-2°), близкими значениями температур протаивания эвтектики ($-29,7$ и $-28,4^\circ$ соответственно), примерно одинаковым объемом эвтектической жидкости (около 5%) и отсутствием в области отрицательных температур каких-либо твердых фаз, кроме льда. Совершенно аналогичные данные получены для расплавного включения в кварце пород V фазы: $T_{\text{эвт}} = -29^\circ$, лед тает в интервале от $-2,3$ до $-1,6^\circ$. Как видим, по температуре протаивания эвтектики жидкая фаза расплавных включений аналогична растворам ГЖВ из гидротермальных минералов рудных жил. Однако гидротермальные растворы характеризуются высокой концентрацией соли, условно отнесенной к фтороборатам, тогда как в жидкой фазе РВ она если и присутствует, то в количестве, не достаточном для обнаружения криометрическим методом. Таким образом, можно считать установленным, что жидкая фаза расплавных включений и ГЖВ гидротермальной стадии содержат некоторые общие компоненты, однако полного соответствия между ними нет. Вместе с тем отсутствие такового ни в коей мере не опровергает высказанного предположения о магматогенной природе гидротермальных растворов. Известно, что между сосуществующими силикатным расплавом и существенно водным флюидом многие компоненты распределяются неравномерно [Рябчиков, 1975; Kilink, Burnham, 1972; Holland, 1972; Gammon e. a., 1969]. Так, хлориды при давлениях до 8 кбар переходят преимущественно во флюидную фазу, а фториды

обычно концентрируются в силикатном расплаве. Так что в результате гетерогенизации («вскипания») магмы выделяющаяся в свободном виде флюидная фаза должна была значительно обогатиться некоторыми солевыми компонентами, тем самым обеднив ими расплав. Более того, согласно расчетам и экспериментам И. Д. Рябчикова (1975), Х. Д. Холланда [Holland, 1972], наличие солевых компонентов во флюидной фазе гетерогенной магматической системы способствует экстрагированию во флюид многих металлов.

В свете изложенного значительный интерес представляют данные Я. А. Косалса по распределению ряда элементов в гранитоидах отдельных интрузивных фаз (табл. 2.8).

Из табл. 2.8 явствует, что интрузивные породы, внедрение которых непосредственно предшествует проявлению рудной минерализации определенного типа, несколько обеднены соответствующим металлом по сравнению с гранитами ранних фаз, а уровень содержания этого металла в породах всех последующих фаз внедрения в 2—3 раза ниже исходного. Эта закономерность хорошо согласуется с термобарогеохимическими свидетельствами периодического интенсивного удаления летучих из глубинной магматической камеры и существенно дополняет общую картину зарождения рудоносных гидротермальных растворов. По-видимому, из-за недосыщенности расплава водой I и II фазы интрузивной деятельности не вызвали интенсивной дистилляции в глубинной магматической камере, в силу чего расплав сохранил рассеянные в нем металлы на исходном уровне. Что же касается внедрившихся гранитных тел, то они, несомненно, прошли стадию ретроградного кипения. Однако интрузия I фазы была невелика по объему и быстро закристаллизовалась, что значительно ограничило длительность взаимодейст-

Т а б л и ц а 2.8

Распределение ряда элементов в гранитоидах разных интрузивных фаз Гуджирской интрузии, по Я. А. Косалсу (1976)

Интрузивная фаза	Гидротермальный этап	Средние содержания, г/т		
		Mo	We	W
I	Безрудный	<u>2,0</u>	<u>6,3</u>	<u>4,0</u>
II	Комплексный	<u>2,4</u>	<u>8,1</u>	<u>4,5</u>
III	Молибденовый	<u>1,2</u>	<u>7,5</u>	<u>3,8</u>
IV	Молибден-редкометалльный	0,8	<u>5,0</u>	<u>4,5</u>
V	Редкометалльно-вольфрамовый	0,7	3,2	<u>2,3</u>
VI	Вольфрамовый	0,8	3,5	1,1

Примечание. Для I, II фаз приведены данные, полученные по наименее раскристаллизованным разновидностям.

вия дистиллята с расплавом и тем самым как бы выключило механизм экстрагирования. Очевидно, именно поэтому гидротермалиты I этапа практически безрудны.

Кристаллизация Первомайского гранитного массива была более длительной, концентрация воды в остаточных порциях магмы достигала 6%, однако масса расплава, охваченного ретроградным кипением, ограничивалась лишь какой-то частью интрузивного тела. В силу последнего обстоятельства оруденение, связанное с Первомайским массивом, характеризуется незначительным масштабом проявления. Комплексный характер рудной минерализации II этапа обусловлен, вероятно, тем, что в отличие от глубинной магматической камеры развитие автономного интрузивного тела не было дискретным.

В заключение кратко рассмотрим вопрос, почему при столь интенсивном проявлении магматической дистилляции в породообразующем кварце гранитов Джидинского рудного поля не обнаруживается такого обилия первичных (сопутствующих) включений магматогенного флюида, как это наблюдается, например, на Спокойнинском месторождении (см. п. 2.1.1). В данном случае решающую роль играет тот факт, что ретроградное вскипание стимулируется падением давления в системе, и во внедряющихся расплавах этот перепад, очевидно, весьма существен. А из экспериментальных работ, в наиболее наглядной форме обобщенных М. И. Дубровским (1971), известно, что с понижением давления в гранитной системе состав эвтектики обогащается кремнеземом. Это означает, что на фоне понижающегося давления происходит преимущественная кристаллизация полевых шпатов, а не кварца. Последний, если и присутствовал в расплаве в виде фенокристов, то с падением давления мог частично или даже полностью расплавляться. Вероятно, именно этим обусловлена округлая («оплавленная») форма фенокристов кварца в порфировых породах разных фаз Гуджирской интрузии. Таким образом, многочисленные пузырьки флюида, насыщавшие время от времени магматический расплав, просто не могли зафиксироваться в кварце, ибо он в эти периоды не кристаллизовался.

2.3. МАРИКТИКАНСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ

Мариктиканское рудопроявление расположено на территории Бурятской АССР (междуречье Турки и Голондокона), в краевой части одноименного гранитного массива, прорывающего известково-силикатные сланцы венда и занимающего площадь около 20 км² (рис. 2.14, а). Большая его часть сложена лейкократовыми биотитовыми гранитами, локально переходящими в гранит-порфиры. В приконтактных зонах шириной от нескольких метров до 1,5 км в гранитах нередко уменьшает-

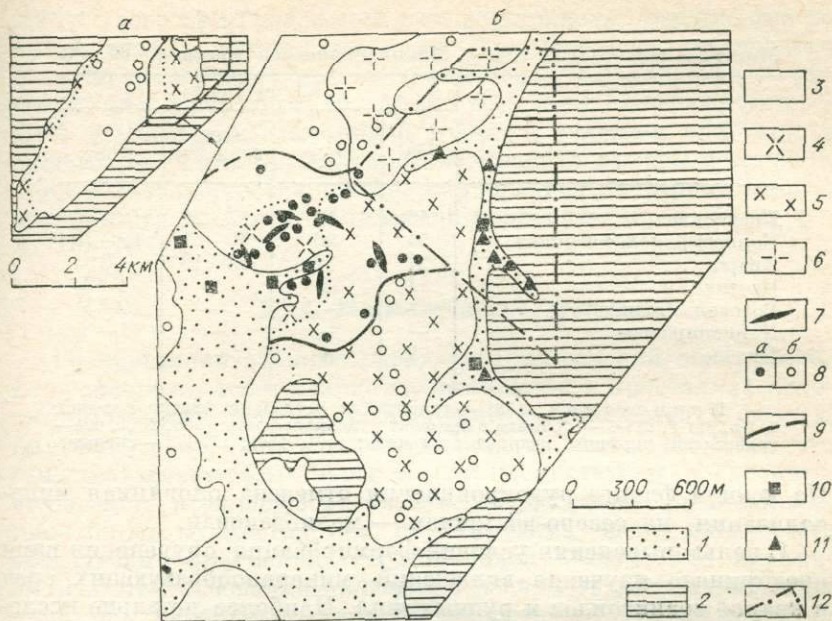


Рис. 2.14. Схема геологического строения Мариктиканского массива (а) и одноименного вольфрамового рудопроявления (б).

1 — современные отложения; 2 — метаморфические породы венда; 3—5 — поздне-палеозойские гранитоиды массива: 3 — граниты, 4 — кварцевые сиениты, 5 — сиениты; 6 — раннепалеозойские гранитоиды; 7 — кварц-вольфрамитовые жилы; 8 — места отбора проб гранитоидов, в кварце которых присутствуют (а) и отсутствуют (б) кристаллофлюидные включения; 9 — контуры флюидогенерирующей части интрузии; 10, 11 — шлиховые пробы с вольфрамитом (10) и шелитом (11); 12 — границы участка, рекомендуемого для дальнейших работ.

ся содержание кварца, и они сменяются биотит-роговообманковыми сиенитами. Минеральный и химический составы главных разновидностей пород приведены в табл. 2.9 и 2.10.

Оруденение представлено серией маломощных кварц-вольфрамитовых жил, залегающих в гранитах (преимущественно), сиенитах и граносиенит-порфирах (см. рис. 2.14, б). Жилы сложены темно-серым друзовидным кварцем и вольфрамитом, наряду с которыми присутствуют магнетит, реже — молибденит и пирит. Характерно почти полное отсутствие во вмещающих гранитоидах грейзенизации и других околожилных изменений, за исключением площадного осветления пород за счет аргиллизации (сравните анализы 1 и 2—4 в табл. 2.10). Тем не менее гранитоиды центральной части рудопроявления содержат вкрапленность магнетита и характеризуются повышенным содержанием вольфрама (0,003—0,1%, по данным спектрального анализа). Оруденение сопровождается первичной аномалией хлора, выявленной по кристаллофлюидным включениям, и вторичным ореолом рассеяния вольфрама [Рейф, Бажеев, 1976].

Таблица 2.9

Минеральный состав пород Мариктиканского массива, об. %

Минерал	Номер шлифа			
	1361	611-6, 611-7, 611-8	1506, 2621, 604	1504, 1502, III-111
Плагиоклаз	16	10	17-21	18-20
Калиевый полевой шпат	54	56	60-68	69-70
Кварц	27	32	13-19	3
Биотит	1	1	2	1-3
Роговая обманка	—	—	—	2-5
Клинопироксен	—	—	—	1-3
Прочие	2	1	—	1

Примечание. 1361 — граниты за пределами рудопроявления; 611-6, 611-7, 611-8 — граниты в пределах рудопроявления; 1506, 2621, 604 — граносиенит-порфиры, кварцевые сиениты; 1504, 1502, III-111 — сиениты.

На южном фланге рудопроявления отмечена оловянная минерализация, на северо-восточном — молибденовая.

С целью выяснения условий формирования оруденения нами предпринято изучение включений минералообразующих сред в кварце гранитоидов и рудных жил. Наиболее детально исследованы раскристаллизованные расплавные, кристаллофлюидные и многофазовые жидкие включения. Время, необходимое

Таблица 2.10

Химический состав пород Мариктиканского массива, вес. %

Оксид	1361	611-6	611-7	611-8	1506	2621	1504	1508	1502
SiO ₂	73,13	72,60	72,96	72,92	69,20	63,90	59,92	60,80	56,04
TiO ₂	0,24	0,29	0,19	0,13	0,32	0,58	1,39	0,87	1,22
Al ₂ O ₃	13,50	13,21	13,54	13,41	14,42	15,61	16,73	16,36	16,85
Fe ₂ O ₃	1,51	2,00	1,52	1,91	1,84	1,88	3,13	2,74	2,70
FeO	1,28	0,63	0,35	0,43	0,88	1,62	2,51	2,28	3,33
MnO	0,03	0,02	0,04	0,01	0,07	0,07	0,12	0,08	0,18
MgO	0,08	0,16	0,32	0,48	0,73	1,70	1,98	2,11	2,58
CaO	0,51	1,11	0,67	0,44	1,24	3,26	3,82	3,20	5,39
Na ₂ O	3,88	3,67	3,67	3,78	5,00	5,00	5,33	5,00	3,50
K ₂ O	5,00	5,00	5,20	5,23	5,60	5,26	4,84	5,20	6,92
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,13	0,36	0,27	0,33
H ₂ O	0,02	0,39	0,18	0,27	0,07	0,07	0,06	0,20	—
П. п. п.	0,47	0,55	0,85	0,48	0,36	0,63	0,34	0,65	1,41
Сумма	99,72	99,64	99,50	99,50	99,77	99,62	100,55	99,76	100,45

Примечание. 1361 — гранит за пределами рудопроявления; 611-6, 611-7, 611-8 — граниты в пределах рудопроявления; 1506 — граносиенит-порфир; 2621 — кварцевый сиенит; 1504, 1508, 1502 — сиениты. Анализы выполнены в Центральной лаборатории ВГУ, аналитик Т. В. Булнаева.

для равновесного плавления или растворения твердых фаз во включениях и достижения точки гомогенизации, установлено на основании предварительных опытов. Для расплавных включений оно составляет 10—14 ч, для кристаллофлюидных — 2—4 ч. Эксперименты велись только с сериями однотипных включений. Часть из них гомогенизирована дважды и трижды, причем в большинстве случаев температура повторной гомогенизации отличается от полученной первоначально не более чем на 10—20°.

2.3.1. Магматический этап

Раскристаллизованные расплавные включения обнаружены в порообразующем кварце гранитоидов и в кристаллах кварца, инкрустирующих стенки миаролитовых полостей. В последних включения располагаются по зонам роста (рис. 2.15), что свидетельствует об их первичности. Распределение расплавных включений в порообразующем кварце чаще равномерное, «объемное», но иногда они группируются вдоль плоскостей, образующих фрагменты гексагональной призмы или пирамиды. На этом основании включения расплавов рассматриваются нами как первичные, хотя не исключается мнимовторичный характер некоторой их части.

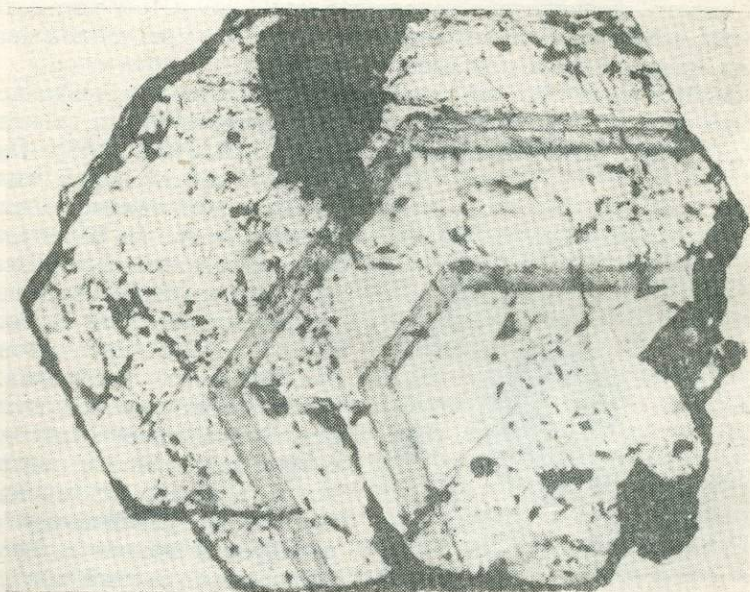


Рис. 2.15. Зональное расположение первичных расплавных включений в кристалле кварца из миаролитовой полости.

Преобладающая форма включений — изометричная, размеры колеблются от 1—2 до 50—80 мкм в поперечнике (чаще 5—20 мкм). При комнатной температуре жидкая фаза отсутствует, а газовый пузырек, как правило, сильно деформирован и потому кажется необычно большим. Однако с появлением расплава он принимает форму шара, что позволяет вычислить объем газовой фазы (около 5—7% относительно истинных размеров включения). Объем родственного вещества (кварца), отложившегося на стенках вакуоли, согласно расчетам, составляет 33—37%. Остальная часть включения занята агрегатом кристаллических фаз, среди которых четко различаются низкопреломляющий слабо анизотропный минерал (полевой шпат?) и высокодвупреломляющая слюдоподобная фаза с показателем преломления большим, чем у кварца (мусковит?). Кроме того, иногда в незначительном количестве присутствуют изотропные минералы, обладающие как высоким (больше, чем у кварца), так и низким светопреломлением. В крупных включениях в ряде случаев наблюдается непрозрачная (рудная) фаза.

При нагревании включений первые признаки плавления в них отмечаются в интервале 690—730°, твердые фазы, как правило, полностью переходят в расплав за 50—100° до полной гомогенизации, которая наступает при 1050—1120° и фиксируется по исчезновению газового пузырька. Значительно реже газ и твердые фазы переходят в расплав одновременно. Наиболее низкие температуры гомогенизации (930—915°) установлены для включений самых внешних зон роста кристаллов кварца из миаролитовых полостей.

Особого внимания заслуживают многократно наблюдавшиеся при высокой температуре случаи сосуществования во включениях двух несмешивающихся жидкостей (рис. 2.16). Одна из них представлена силикатным расплавом, аналогичным тому, что образуется при нагревании вышеописанных включений. Аналогия устанавливается по близости показателей преломления сравниваемых расплавов, а также по их высокой вязкости. О последнем свидетельствуют весьма малая подвижность газового пузырька и медленное увеличение его размеров в момент гетерогенизации включений при резком охлаждении расплава (продуктом такой закалки является изотропное стекло).

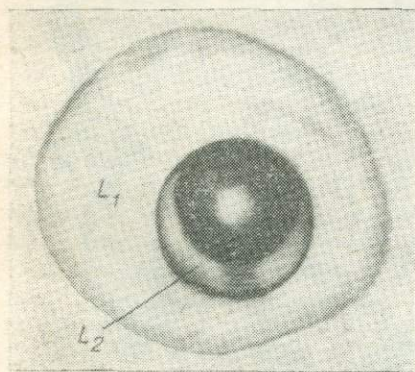


Рис. 2.16. Расслоение расплава во включениях на силикатную (L_1) и солевую (L_2) жидкости при 980°.

Вторая жидкая фаза характеризуется меньшим, по сравнению с силикатным расплавом, светопреломлением и низкой вязкостью. Газовый пузырек в ней при высокой температуре совершает быстрые колебательные движения с амплитудой в один-два диаметра или беспорядочно «мечется», не пересекая, однако, фазовой границы с силикатным расплавом. При быстром охлаждении (закалке) размеры газового пузырька увеличиваются очень резко, а жидкость при 620—550° полностью раскристаллизовывается в агрегат высоко- и низкопреломляющих минералов. Указанные особенности второй жидкой фазы позволяют классифицировать ее как солевой расплав. Примечательно, что в обособлениях последнего в большинстве случаев присутствует непрозрачная рудная фаза, растворяющаяся при температуре 1000° и выше.

Описанное явление, как правило, наблюдается не во всех, а в серии близкорасположенных включений, причем в каждом из них объемные соотношения солевого и силикатного расплавов различны. В единичных случаях здесь же отмечены самостоятельные включения солевого расплава. Эти факты свидетельствуют о том, что в момент консервации магматический расплав находился в состоянии ликвации. Последняя, однако, проявилась не повсеместно. Включения с несмешивающимися расплавами обнаружены только в центральной части рудопроявления, где они присутствуют в кристаллах кварца из миаролитовых полостей, в породообразующем кварце гранитов вблизи этих полостей, а также в кварце маломощных аплитовых прожилков, прорывающих граниты.

Кроме первичных включений силикатного и солевого расплавов, в магматогенном кварце гранитоидов, вмещающих оруденение, широко распространены первичные (сопутствующие) существенно газовые включения, свидетельствующие об эпизодическом «вскипании» магмы. Принадлежность этих включений к первичным образованиям определена на основании следующих фактов. Почти во всех гранитоидах в районе рудопроявления одна (преобладающая) часть зерен породообразующего кварца насыщена многочисленными, плотно и равномерно расположенными газовыми включениями, а другая практически не содержит их. Однако и в тех и в других присутствуют расплавные включения, свидетельствующие о магматогенной природе кварца. Более того, в ряде случаев отчетливо видно, что «загазованный» кварц слагает центральную часть зерен, тогда как в периферической их части в «чистом» кварце присутствуют только первичные расплавные и вторичные многофазные газовой-жидкие включения (рис. 2.17). Эти взаимоотношения, а также различия в схемах и температурах гомогенизации РВ [Рейф, 1978] вполне определенно свидетельствуют о том, что магматическая дистилляция растворенных в расплаве летучих происходила на ранних стадиях кристаллизации.

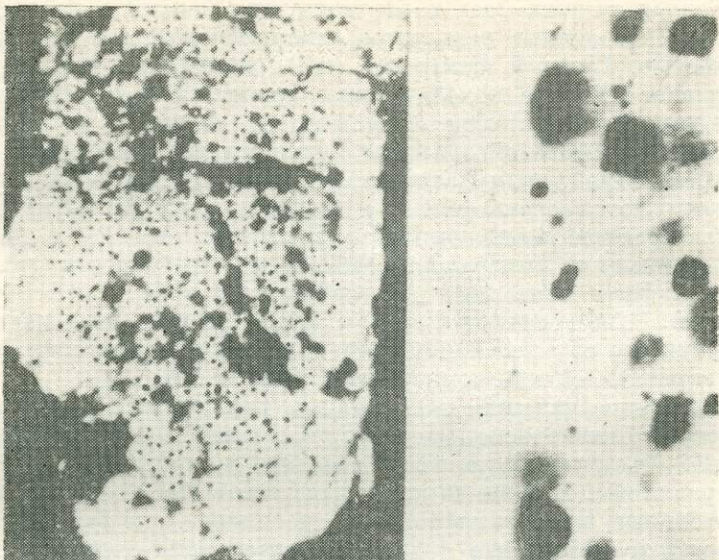


Рис. 2.17. Равномерное распределение первичных (сопутствующих) газовых включений в раннемагматическом кварце (центр зерна) и отсутствие их в позднемагматическом (периферия). Справа — увеличенный фрагмент того же образца.

В первичных существенно газовых включениях лишь иногда обнаруживается тоненькая пленка водного раствора, а CO_2 не выявлена при замораживании вплоть до -150° . Следовательно, содержимое этих включений характеризуется малой плотностью, что указывает на невысокое флюидное давление в период «кипения» расплава. По данным И. Д. Рябчикова (1975), сосуществование с гранитной магмой одновременно водно-хлоридной жидкости (рассол) и существенно водного флюида (пар) возможно только при давлении, не превышающем 1,3 кбар. Таким образом, все свидетельствует о том, что начало кристаллизации рассматриваемой части Марикиканского массива происходило при сравнительно низком давлении (заведомо ниже 1,3 кбар). Отсутствие в периферических частях зерен кварца первичных существенно газовых включений, сингенетичных кристаллофлюидным, свидетельствует о прекращении отделения флюидной фазы на поздних стадиях магматической кристаллизации. Учитывая, что позднемагматический кварц кристаллизовался на фоне понижения температуры, причину приостановки процесса магматической дистилляции следует усматривать в повышении давления в магматической камере.

2.3.2. Гидротермальный этап

Растворы гидротермальной стадии представлены кристаллофлюидными и многофазными газово-жидкими включениями, которые наиболее многочисленны в породообразующем кварце гранитоидов, вмещающих оруденение, и в кристаллах кварца, образующих друзы на стенках миаролитовых полостей в пределах рудопроявления. В меньшем количестве они присутствуют в кварце рудных жил. Крайними членами рассматриваемой группы включений являются, с одной стороны, такие, в которых жидкая фаза занимает только интерстиции между минералами-узниками, а с другой — содержащие, кроме жидкости и газового пузырька, лишь небольшой кристаллик соли. Существует обширная гамма включений, занимающих промежуточное положение между указанными крайними членами (рис. 2.18). Нередко они присутствуют в одном зерне кварца, образуя обособленные скопления. Включения, содержащие большое количество твердых фаз, как правило, обладают формой негативного кристалла гексакварца. Размер включений в наибольшем измерении достигает 200 мкм (обычно 10—30 мкм).

Общее количество минералов-узников колеблется от 1 до 12, но при любом их количестве более 3/4 объема твердых фаз приходится на долю двух изотропных кристаллов кубической формы. С помощью интерференционного микроскопа AMPLIVAL interphako с точностью $\pm 0,004$ установлено, что больший из этих кристаллов обладает показателем преломления $N = 1,544$,

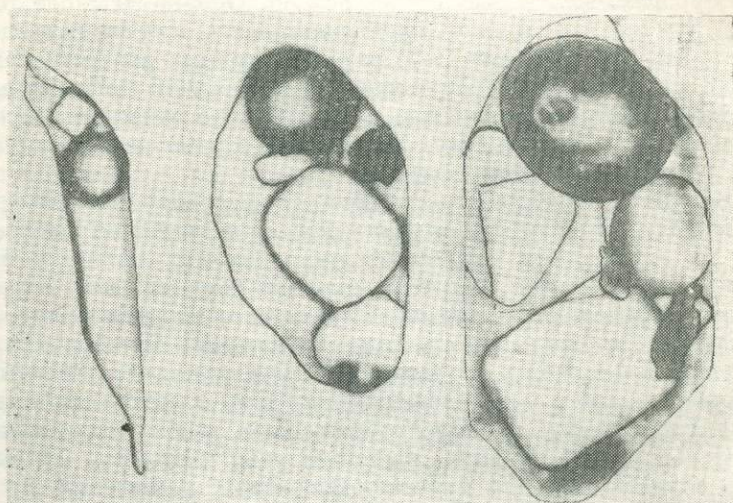


Рис. 2.18. Разная степень концентрации водно-солевой жидкости во включениях.

а меньший — $N = 1,532$. Это позволяет диагностировать первый из указанных минералов как галит, а второй как двойную соль KCl и $NaCl$ с соотношением компонентов 5 : 1 [Винчелл, Винчелл, 1967]. Следовательно, хлориды натрия и калия в составе законсервированных рассолов играют определяющую роль. Прочие минералы-узники представлены в основном прозрачными изотропными кристаллами и зернами, обладающими высоким (больше, чем у галита) показателем преломления. Иногда присутствуют таблитчатые анизотропные кристаллы с довольно высоким двупреломлением. Рудный минерал отмечается в большинстве включений, в которых соли занимают более половины объема вакуоли; его содержание оценивается в 0,5—1%, максимум — 3%. Выделения рудного минерала имеют короткопризматическую, иногда таблитчатую форму и в последнем случае просвечивает буровато-красным цветом.

При нагревании кристаллофлюидных и многофазных жидких включений сначала, как правило, исчезает газовый пузырек ($490—450^\circ$), потом полностью растворяются кристаллики солей ($550—490^\circ$) и лишь затем в жидкость переходит рудная фаза ($900—690^\circ$). К моменту гомогенизации объем вакуолей за счет растворения родственного вещества увеличивается на 2—27%. Величина этого прироста одинакова для серии однотипных включений, но различна для включений, отличающихся концентрацией (и составом?) солей. Далеко не все включения удается гомогенизировать полностью, так как значительная их часть на разных этапах нагревания взрывается. Выброшенная на поверхность пластинки жидкость быстро испаряется, оставляя буровато-желтый землистый осадок. Однако во многих случаях удалось не только гомогенизировать включения, но и повторить эту операцию 2—3 раза при разных режимах нагревания. Значения температур частичной и полной гомогенизации воспроизводятся с точностью $\pm 10—20^\circ$, что свидетельствует о герметичности исследуемых включений и равновесности условий растворения твердых фаз.

Вопрос о первичности-вторичности рассматриваемой группы включений во многих случаях решается вполне определенно. Так, в кристаллах кварца из миаролитовых полостей зоны роста, фиксируемые многочисленными расплавленными включениями, пересекаются лентоподобными скоплениями кристаллофлюидных многофазных жидких включений, температура гомогенизации которых достигает 790° . Очевидно, что эти включения образовались при залечивании трещин в кристалле и являются вторичными. В породообразующем кварце гранитоидов зоны роста, как правило, не проявлены, поэтому в большинстве случаев природа кристаллофлюидных включений не может быть установлена столь же однозначно. Однако тенденция к группированию кристаллофлюидных и особенно многофазных жидких включений в плоские, нередко пересекающиеся шлейфы

позволяет предположить, что в основном они образовались при залечивании трещин в кварце. В рудных жилах кристаллофлюидные включения встречаются только в корневых частях кристаллов кварца и отсутствуют во внешних зонах роста, что указывает на первичность или первично-вторичность этих включений.

2.3.3. Соотношение магматического и гидротермального этапов

Из вышеизложенного ясно, что на стадии массовой кристаллизации гранитов и роста кристаллов кварца в миаролитовых полостях с силикатным расплавом могли сосуществовать только солевые *расплавы*. Что касается водно-солевых растворов, законсервированных в большинстве кристаллофлюидных и во всех многофазных жидких включениях, то они существовали в уже затвердевшей породе. Об этом свидетельствуют не только вторичный характер рассматриваемых включений, но и температуры их гомогенизации, значительно более низкие, чем температуры кристаллизации гранитов. К первичным (сопутствующим), *по-видимому, относятся только те кристаллофлюидные включения, которые наряду с газовыми равномерно насыщают объем зерен раннемагматического кварца, не выходя за его пределы.*

Ранее нами установлено, что кристаллофлюидные и многофазные жидкие включения в порообразующем кварце гранитоидов Марикиканского массива распространены не повсеместно, а только в пределах сравнительно небольшого (около 1 км²) четко ограниченного участка [Рейф, Бажеев, 1976]. В центральной части именно этого участка кварц гранитов содержит описанные выше комбинированные включения силикатного и солевого расплавов (см. рис. 2.14, б). Видимо, область распространения включений концентрированных водно-солевых растворов соответствует той части интрузии, которая была обогащена хлоридами щелочей еще в магматическую стадию.

Для решения вопроса о роли хлоридных флюидов в создании вольфрамового оруденения весьма существенным является тот факт, что все рудные тела располагаются внутри ареала распространения кристаллофлюидных включений (см. рис. 2.14, б). Но особенно важны в этом отношении данные о характере распределения многофазных включений в кварце рудных жил. Последние, как указывалось выше, обычно имеют друзовидное строение, благодаря чему есть возможность различать среди кристаллов кварца те, что росли одновременно с вольфрамитом, и те, что кристаллизовались позже него. Поверхность соприкосновения первых с индивидами вольфрамита — индукционная, а вторые нарастают на его ровные (не искаженные) грани или включают идиоморфные кристаллы вольфрамита

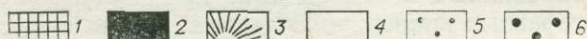
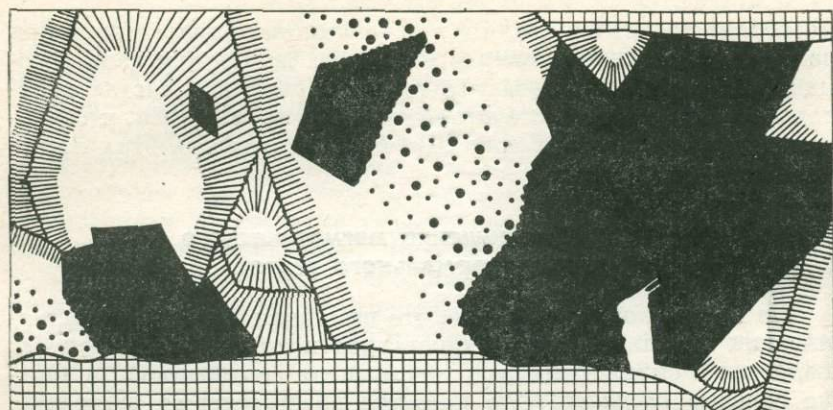


Рис. 2.19. Взаимоотношение кристаллов кварца и вольфрамита в рудном прожилке мощностью около 2 см (схематическая зарисовка).

1 — вмещающие породы. 2 — вольфрамит. 3—6 — внутреннее строение кристаллов кварца: 3 — волокнистый халцедон; 4 — зона, лишенная многофазных включений; 5 — зона распространения включений с одним кристалликом галита; 6 — зона распространения многофазных включений.

(рис. 2.19). Во многих случаях имеются отчетливые признаки того, что внутренние части отдельных кристаллов кварца росли одновременно с вольфрамитом, а внешние доросли уже в пострудную стадию. Многофазные включения обнаруживаются только во внутренних зонах таких кристаллов, и чем ближе к их центру и основанию, тем выше концентрация солей во включениях. Последние, судя по характеру пространственного распределения, являются первично-вторичными, образовавшимися при залечивании неоднократно возникавших трещин. Поэтому область распространения поздних включений с одним кристалликом галита ($T_{\text{гом}} = 390-335^{\circ}$) перекрывает зону преобладания ранних включений с большим объемом твердых фаз ($T_{\text{гом}} = 520-435^{\circ}$). Внешние части таких индивидов, а также кристаллы, нараставшие на грани вольфрамитов, содержат только двухфазные газовой-жидкие включения ($T_{\text{гом}} = 335-325^{\circ}$, концентрация $\text{NaCl} < 30$ вес.%) или лишены их. Наконец, самая периферическая зона кристаллов кварца нередко сложена тонковолокнистым халцедоном.

Таким образом, кристаллизация вольфрамитов в жилах происходила только в период существования достаточно концентрированных (> 30 вес. % NaCl) солевых растворов в интервале температур от 520 до 330° . А наличие в кристаллофлюидных включениях рудной фазы свидетельствует о том, что растворы характеризовались высокими концентрациями не только хлора и щелочей, но и ряда тяжелых элементов (скорее всего железа,

марганца, вольфрама). Действительно, лазерно-спектральным микроанализом индивидуальных включений водно-солевого раствора в последнем установлено присутствие железа, марганца, цинка, меди [Ишков, Рейф, 1980]. Эти факты дают основание заключить, что в рассматриваемом случае вольфрамовое оруденение создано существенно хлоридными растворами, отделившимися от силикатного расплава при кристаллизации рудовмещающих гранитоидов.

2.4. СОКУТЙСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ

Сокутйский рудный узел расположен в центральной части мезозойского Восточнозбайкальского прогиба и относится к Кукульбейскому рудному району. Узел объединяет группу оловянных, олово-вольфрамовых и вольфрамовых рудопроявлений и месторождений, которые размещены преимущественно в пределах крупного (около 300 км²) Сокутйского массива, являющегося типичным представителем гранитоидов кукульбейского комплекса (рис. 2.20). Геологическое строение Сокутйского рудного узла освещено в работах С. С. Смирнова (1944), О. Д. Левицкого (1964), И. Г. Рутштейна (1960), Р. В. Лесняка (1965), М. И. Кузьмина (1966) и других. Интрузив прорывает метаморфические сланцы силурийского (?) возраста, отложения нижней перми и среднеюрскую песчано-сланцевую толщу. В его строении принимают участие биотитовые лейкократовые граниты главной фазы, которые в зоне эндоконтакта сменяются граносиенитами, кварцевыми монцонитами, гранодиоритами и гранит-порфирами. Породы краевой части массива одни исследователи считают фациальной разновидностью главной фазы, другие относят кварцевые сиениты и монцониты к самостоятельной фазе. Кроме того, выделяют фазу дополнительных интрузий, представленную порфиroidными биотитовыми гранитами. К породам жильной серии отнесены мелкозернистые аплитовидные граниты, аплиты и пегматиты. Последние чаще распространены в восточной части Сокутйского массива и содержат аксессуарный берилл.

Рудная минерализация в пределах интрузива связана с полями развития линейно-вытянутых зон грейзенизации и кварцевых жил северо-западного простирания, падающих преимущественно на северо-восток. Среди грейзенов различаются кварц-мусковитовые, кварц-сидерофиллитовые и кварц-топазовые разности. Во многих случаях с грейзенами пространственно сопряжены прожилки и маломощные жилы кварца, которым присуще друзовидное строение. По простиранию они не выдержаны, часто в жилах отмечаются раздувы, пережимы. Нередко наблюдается расхождение в пространстве зон грейзенизации и кварцевых жил: встречаются грейзены без «кварцевого вкля-

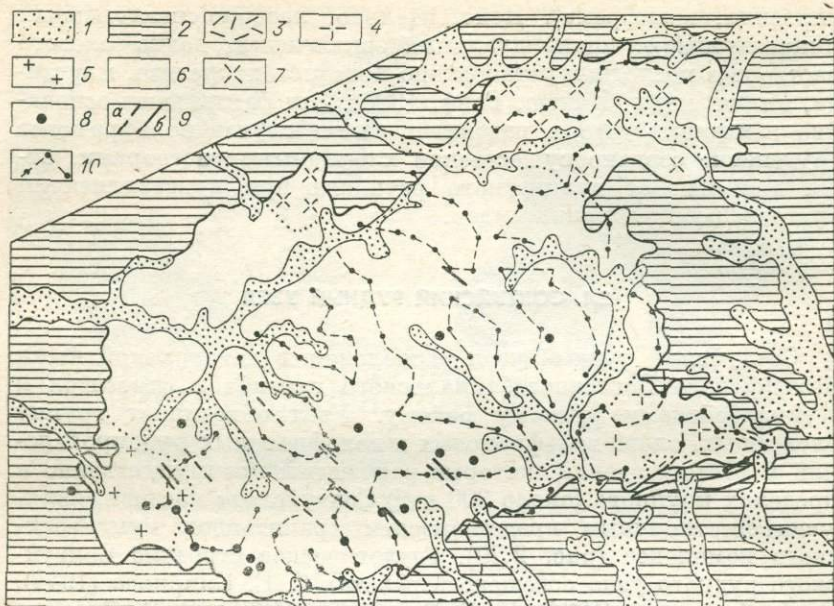


Рис. 2.20. Схема геологического строения Сокутского массива, по И. Г. Рутштейну.

1 — современные отложения; 2 — метаморфические породы палеозоя и мезозоя; 3—7 — гранитоиды кукульбейского комплекса: 3 — кварцевые порфиры, 4 — гранит-порфиры, 5 — порфиroidные граниты, 6 — средне- и крупнозернистые граниты, 7 — сиенито-диориты; 8 — месторождения и рудопроявления вольфрама и олова; 9 — зоны грейзенизации (а) и кварцевые жилы (б) с рудной минерализацией, выявленные в процессе термобарогеохимического картирования; 10 — ход маршрута и точки отбора проб неизменных гранитов.

дыша» и кварцевые жилы и прожилки без признаков грейзенизации в околожильном пространстве, а в отдельных случаях рудные кварцевые прожилки секут под углом грейзеновые зоны. Эти факты свидетельствуют о том, что формирование указанных гидротермалитов проходило на разных стадиях единого процесса, причем грейзенизация предшествовала образованию жильного кварца.

В целом для жил характерны вольфрамит, пирит, арсенопирит, флюорит и мусковит, в подчиненном количестве встречаются касситерит и топаз. Такой же набор минералов установлен и в грейзенах, однако рудные минералы, в частности вольфрамит, чаще образуют в них прожилки или отлагаются на стенках трещинок совместно с кварцем и светлой слюдой, либо без последней. Иногда, особенно в кварц-топазовых грейзенах, вольфрамит распределяется по всей породе, но в этих случаях размещается преимущественно в многочисленных пустотках, где образует сростки с кристалликами кварца и топаза. По-видимому, пути движения растворов в период отложения воль-

фрамита в какой-то мере наследовались от ранней грейзеновой стадии, хотя во многих случаях рудоотложение происходило в новообразованных трещинах. Вероятно, этим обстоятельством обусловлена отмечаемая рядом исследователей закономерность, что на вольфрамовых проявлениях главное значение имеют кварцевые жилы и прожилки, тогда как на «чисто оловянных» они практически отсутствуют или представлены очень тонкими прожилками.

Таким образом, последовательность формирования гидротермалитов в пределах Соктуйского массива представляется в следующем виде: на ранней стадии гидротермального процесса образовались грейзены различного состава, позже — кварцевые жилы выполнения с вольфрамитом.

2.4.1. Магматический этап

Расплавные включения в кварце гранитов Соктуйского массива по фазовому составу подобны РВ из гранитов Джидинского и Спокойнинского рудных полей: в них также имеется гетерофазная при комнатной температуре флюидная составляющая ($T_{\text{гом}}^{\text{фл}} = 375-260^\circ$), а среди кристаллических фаз внутри вакуолей обычно преобладает мусковит. Включения, как правило, многочисленны, что, за редким исключением, позволяет вести опыты с сериями по 15—50 экземпляров в каждой (все-го в 7 опытах исследовано около 250 включений). Значительная часть РВ при нагревании полностью или частично разгерметизируется. В первом случае включения чернеют и не оплавляются вплоть до $950-1000^\circ$, а во втором — наоборот, начинают плавиться при более низкой температуре, чем герметичные.

Благодаря указанной закономерности, а также непрерывности и тщательности наблюдений в интервале от $T_{\text{гом}}^{\text{фл}}$ до $T_{\text{нп}}$ герметичные РВ удается отличать от разгерметизированных уже на ранней стадии опыта. Тем не менее в большинстве случаев даже явно герметичные включения обнаруживают разброс значений $T_{\text{гом}}$ из-за наличия в некоторых из них аномально крупных флюидных пузырьков. Поскольку подобная картина может быть обусловлена переполнением РВ в процессе образования и залечивания микротрещин в минералехозяине, мы подвергали термометрическому изучению только те группы расплавных включений, вблизи которых отсутствуют шлейфы вторичных ГЖВ. Однако и эта мера не привела к устранению разброса температур гомогенизации. По-видимому, последний обусловлен не эпигенетическим преобразованием РВ, а тем, что в отдельных вакуолях соотношение флюидной и силикатной составляющих было аномальным изначально. Наиболее вероятная причина этого — наличие флюидных обособлений в магме при ее консервации (захват «кипящей» магмы).

Судя по тому, что в большинстве образцов подобные РВ многочисленны почти в каждом зерне кварца, гетерогенное состояние расплава было длительным. Поэтому естественно ожидать столь же широкого распространения первичных (сопутствующих) включений магматического дистиллята. Действительно, в отдельных частях массива зерна порообразующего кварца полны равномерно распределенными в их объеме ГЖВ подобно тому, как это показано на рис. 2.17. Такие включения чаще всего содержат кристаллики солей (в основном хлоридов) и взрываются при нагревании до 470—500°, так и не достигнув гомогенного состояния. Однако в этих же зернах кварца весьма многочисленны вторичные ГЖВ, отчего общая картина усложняется настолько, что вопрос о первичности какой-то части газозо-жидких включений не может быть решен однозначно. Лишь при изучении гранитов южной части интрузии обнаружены факты, вполне определенно свидетельствующие об имевшем место гетерогенном состоянии гранитообразующего расплава.

В верховьях пади Эдортуй, на левом борту ее правого составляющего (см. рис. 2.20, обн. 34), эндоконтактовая зона массива сложена среднезернистыми биотитовыми гранитами, практически не отличимыми от гранитов его центральной части. Ни макроскопически, ни в шлифах в этих породах не обнаружено признаков гидротермальной проработки, хотя в полукилометре к северу расположен участок вольфрамоносных кварцево-слюдистых и кварц-топазовых грейзенов.

В среднезернистых гранитах отчетливо выделяются две генерации порообразующего кварца. Одна из них представлена зернами «чистого» кварца, содержащими, кроме РВ, небольшое количество явно вторичных многофазных (с кристалликами солей) газозо-жидких включений (рис. 2.21). Последние слагают уплощенные шлейфы и образовались при залечивании трещин в минерале-хозяине. Эти же солевые включения в кварце второй, количественно преобладающей генерации распределены равномерно во всем объеме зерен и весьма многочисленны («мутный» кварц). Такие соотношения, очевидно, свидетельствуют о первичной природе солевых включений по отношению к «мутному» кварцу и вторичной — по отношению к «чистому».

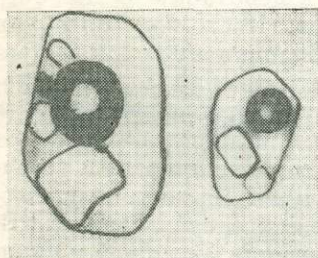


Рис. 2.21. Многофазные включения в кварце гранитов Соктуйского массива.

Поскольку в обоих разновидностях обнаружены расплавленные включения, кварц первой генерации мы считаем ранне-, а второй — позднемагматическим. Обоснованность такого деления подтверждается также тем, что температура гомогенизации РВ в раннемагматическом кварце выше, чем в позднемагматическом (1235 и 1090° соответственно).

Термометрическое исследование расплавных включений в «мутном» кварце показало, что в некоторых вакуолях при температуре около 950° силикатный расплав содержит различные по объему обособления второй жидкости, характеризующейся более низкими светопреломлением и вязкостью. О последнем свидетельствует высокая подвижность газового пузырька перед его растворением во второй жидкости при $812\text{--}990^{\circ}$ (в разных включениях по-разному). В процессе охлаждения препарата эта менее вязкая жидкость в интервале $560\text{--}540^{\circ}$ мгновенно кристаллизуется в микрозернистый агрегат высоко- и низкопреломляющих твердых фаз, которые по мере понижения температуры перекристаллизовываются в более крупные индивиды (рис. 2.22.) При $160\text{--}150^{\circ}$ в этом обособлении появляется газовый пузырек, что, очевидно, связано с гетерогенизацией жидкой фазы, присутствующей в небольшом количестве. Изложенные факты свидетельствуют о принадлежности характеризующей жидкой фазы к водно-солевому расплаву. В отличие от него силикатная жидкость при том же режиме охлаждения закаляется, образуя изотропное стекло с показателем преломления значительно меньшим, чем у кварца.

Кроме вышеописанных комбинированных (силикатный + солевой расплавы) включений, в этом же образце обнаружена серия мелких (не более 4 мкм в поперечнике), по-видимому, мнимовторичных включений чисто солевого или водно-солевого расплава. Они образуют непротяженный «слепой» шлейф и ведут себя подобно обособлению солевой жидкости в комбинированных РВ. В ходе нагревания до 550° никаких изменений в них не замечено, вероятно, из-за очень малых размеров включений. При 550° их контуры как бы исчезают (четко виден лишь газовый пузырек), а при 600° опять прорисовываются. В этот момент

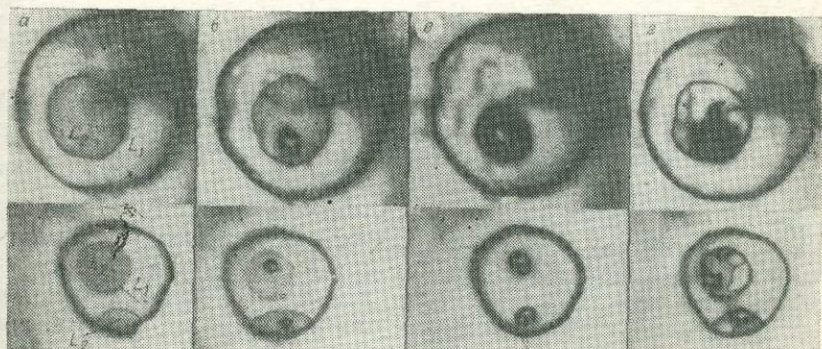


Рис. 2.22. Комбинированное расплавное включение в позднемезогенном кварце гранитов Соктуйского массива.

L_1 — силикатный расплав, L_2 — солевой расплав, а — 970° , б — 840° , в — 385° , г — 20° .

содержимое вакуолей приобретает розовую дисперсионную окраску, что свидетельствует о расплавлении твердых фаз. Во всех включениях после этого остается мельчайшая темная точка (возможно, непрозрачная твердая фаза) и газовый пузырек, который по мере приближения к точке гомогенизации уменьшается и начинает быстро перемещаться в солевом расплаве. При 990° пузырьки исчезают, а непрозрачные частички в вакуолях сохраняются вплоть до 1100° (часовые выдержки при 1035, 1065 и 1100°C) и растворяются в расплаве только по достижении 1125—1135°. Многократный прогрев включений до 1140° не привел к заметному изменению температуры растворения газовой фазы, что, по-видимому, свидетельствует об их герметичности. Однако следует отметить, что подобные включения до сих пор не удалось выявить при комнатной температуре до нагревания препарата: во всех случаях они обнаруживались в ходе опыта, при температурах 600—700° и выше.

Полученные факты позволяют сделать два важных вывода. Во-первых, они свидетельствуют в пользу высоких температур кристаллизации силикатного расплава. Во-вторых, со всей определенностью доказывают, что на позднемагматической стадии отдельные части интрузивного тела настолько обогатились солевыми компонентами, что последние обособлялись в самостоятельную жидкую фазу (водно-солевой расплав).

Последний вывод, на первый взгляд, противоречит обоснованному тремя абзацами выше заключению о первичности многофазных ГЖВ по отношению к позднемагматическому кварцу и потому требует пояснений. Действительно, на основании изложенных данных может показаться, что на позднемагматической стадии одновременно сосуществовали силикатный расплав, солевой расплав и концентрированный водно-солевой раствор. В то же время, согласно экспериментальным данным И. Д. Рябчикова (1975), Д. С. Глюка и В. Н. Анфилогова (1975), при давлении свыше 2 кбар с силикатным расплавом может сосуществовать только одна водно-солевая жидкость; вторая несиликатная фаза появляется только при давлениях ниже 1,3 кбар, но она представляет собой малоплотный водный флюид, общая минерализация которого не превышает 2 вес. %.

На наш взгляд, это противоречие является кажущимся. Об этом можно судить по рис. 2.23, заимствованному из работы И. Д. Рябчикова (1975) и отражающему температурную зависимость величины $H_2O : (H_2O + Cl)$ в сосуществующих солевой и силикатной жидкостях при давлении 2 кбар. Как видно на диаграмме, в узком температурном интервале, отвечающем отрезку *a—б*, состав водно-солевой фазы изменяется очень резко. При понижении температуры на 15—20° концентрация солей в дистилляте, равновесном с гранитным расплавом, уменьшается от 69 до 25 вес. %, т. е. солевой расплав-рассол превращается в ненасыщенный раствор. Видимо, в самом начале

кристаллизации позднемагматического кварца произошло подобное резкое изменение состава дистиллята, и в период интенсивного захвата сопутствующих включений он представлял собой уже не расплав, а рассол. Неудивительно поэтому, что в едином зерне кварца наряду с РВ присутствуют первичные включения как солевого расплава, так и водно-солевого раствора. Строго говоря, и эти включения, и содержащие их участки кристалла не синхронны. Близкоодновременными они представляются только относительно позднемагматического этапа.

Совершенно очевидно, что в случае совместной консервации такого рассола и силикатного расплава в одной вакуоли образуется комбинированное расплавленное включение, в котором, после его кристаллизации, твердые фазы солей затеряются в агрегате силикатов и окажутся неразличимыми. При нагревании этого включения растворение солей скорее всего также произойдет незаметно, и оно ничем не будет отличаться от включений гомогенного расплава, кроме как увеличенным объемом «газового» пузырька. Как видим, вырисовывается картина, весьма похожая на ту, что наблюдалась в большинстве исследованных образцов. Следует только отметить, что указанные на рис. 2.23 температурные границы процесса резкого изменения состава дистиллята значительно ниже полученных нами температур гомогенизации расплавленных включений. Это несоответствие заслуживает особого внимания и обсуждается в подразделе 3.4.

Таким образом, можно считать установленным фактом то, что по крайней мере в отдельных частях интрузии ее кристаллизация сопровождалась интенсивной магматической дистилляцией, причем концентрация отделявшейся водно-солевой жидкости изменялась от весьма высокой на ранней стадии процесса до умеренной на поздних. Однако сам этот факт еще не дает представления о масштабах рассматриваемого явления. Решать этот вопрос посредством скрупулезного исследования многих десятков образцов — дело чрезвычайно трудоемкое, поэтому мы воспользовались иным приемом.

В процессе детального и разностороннего изучения примеров наиболее четкой и однозначной фиксации продуктов магматической дистилляции во включениях нами установлено, что в виде первичных, мнимовторичных или вторичных включений дис-

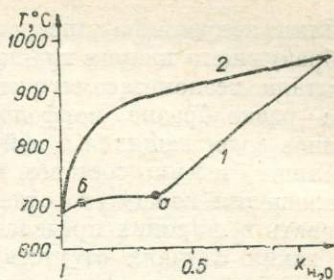


Рис. 2.23. Температурная зависимость величины H_2O ($H_2O + Cl$) в сосуществующих солевой (1) и силикатной (2) жидкостях при 2 кбар, по И. Д. Рябчикову (1975).

тиллят непременно консервируется почти в каждом зерне породообразующего кварца гранитов. Более того, если порода не испытала ксенометасоматических преобразований, то, несмотря на разнообразие морфологических, генетических и прочих типов содержащихся в ней включений, состав последних определяется именно составом дистиллята, хотя количественные соотношения между его отдельными компонентами могут варьировать в широких пределах. Включения экзотического состава в таких случаях отсутствуют. В наиболее отчетливой форме обсуждаемая закономерность проявлена в Спокойнинском и Марикиканском массивах.

На основании этих наблюдений мы пришли к выводу, что по включениям в кварце *неизменных* гранитов возможно судить о составе и свойствах несиликатных компонентов, растворенных в материнской магме. Важно только, чтобы изучаемые граниты опробовались сравнительно равномерно (по площади) и действительно не несли следов постмагматических преобразований.

С учетом изложенного в ходе геологического изучения Соктуйского массива нами была создана сравнительно равномерная сеть опробования *неизменных* гранитов, показанная на рис. 2.20 (плотность сети 150 проб на 300 км²). Гидротермально

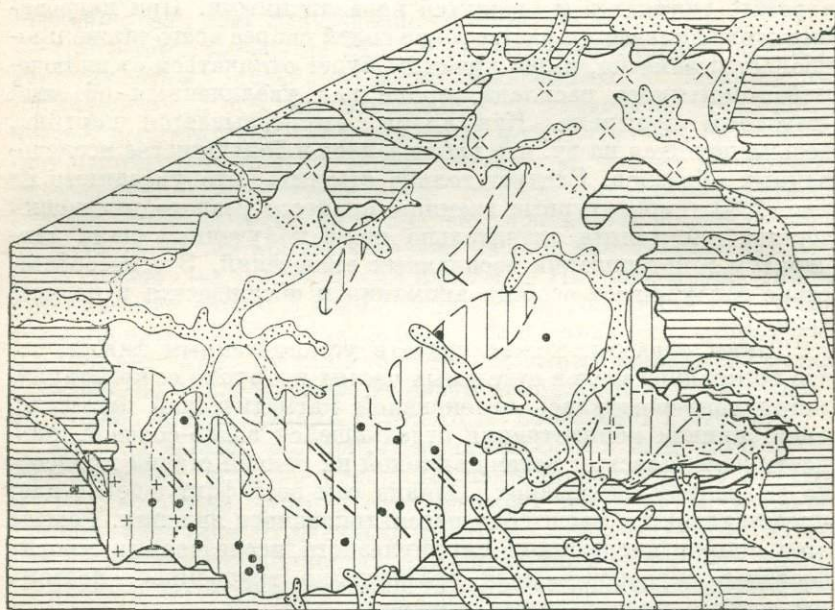


Рис. 2.24. Ареал распространения многофазных включений фторидно-хлоридных растворов в кварце неизменных гранитов Соктуйского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 2.20.

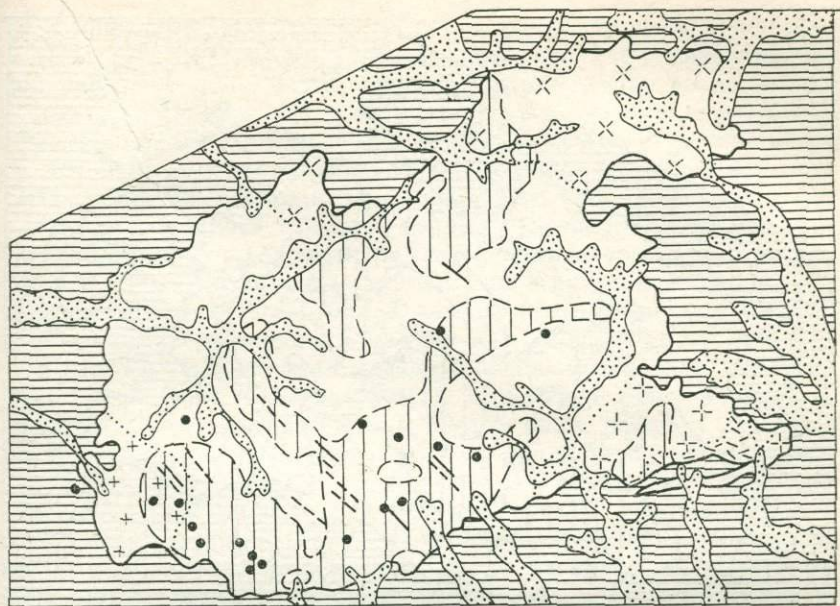


Рис. 2.25. Ареал распространения трехфазных включений фторидно-хлоридных растворов в кварце неизмененных гранитов Сокутуйского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 2.20.

преобразованные породы опробовались отдельно, вне этой сети (около 50 проб). Из всех образцов гранитов, отобранных по базовой сетке, изготовлены иммерсионные препараты порообразующего кварца, микроскопическое изучение которых позволило провести типизацию основных разновидностей газово-жидких включений и выявить закономерности их пространственного размещения в массиве (рис. 2.24—2.26). Следует особо подчеркнуть, что на приведенных схемах показано распределение включений только в гранитах, не обнаруживающих признаки гидротермальной проработки (отсутствие таковой выборочно проверялось по шлифам).

Среди включений, образующих обширные и четко выраженные ареалы, выделяются четыре основных типа.

а. Многофазные включения солевых растворов (см. рис. 2.21), в которых в большинстве случаев присутствует не менее двух кристалликов. Самый крупный из них имеет форму куба, изотропен и, как установлено интерферометрическим методом, обладает показателем преломления, равным N_0 кварца. На этом основании он идентифицирован как галит. Второй кристаллик, по-видимому, имеет призматический габитус, анизотропен и по объему не превышает обычно $1/3$ — $1/4$ части

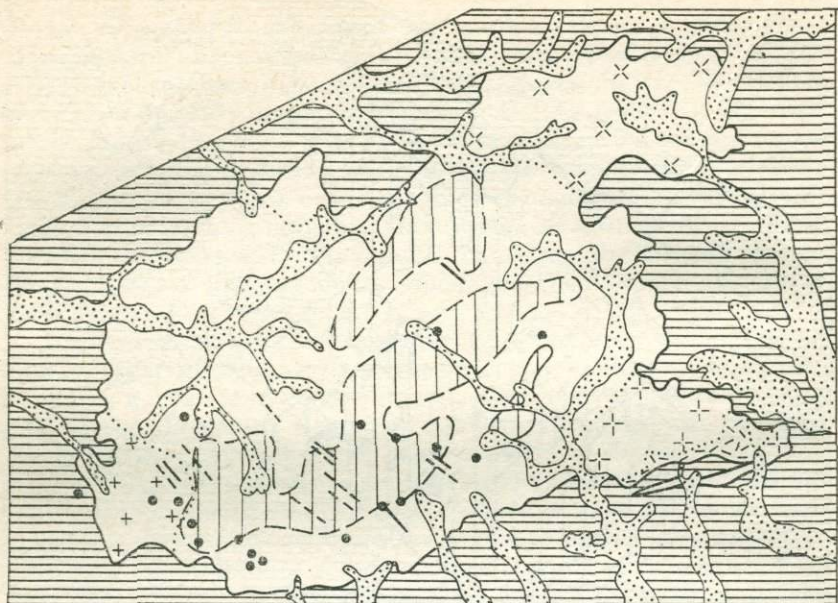


Рис. 2.26. Ареал распространения включений углекисло-водных растворов в кварце неизмененных гранитов Соктуйского массива.
Усл. обозн. см. на рис. 2.20.

кубика хлорида натрия. Прочие твердые фазы, если и присутствуют, то образуют настолько мелкие выделения, что их индивидуальные свойства определить не удастся. Суммарный объем твердых фаз во включениях составляет 15—25% объема вакуолей, что свидетельствует о высокой концентрации в них солей и, прежде всего, хлоридов. Эти ГЖВ аналогичны первичным (сопутствующим) включениям водно-солевого дистиллята в позднемагматическом кварце гранитов пади Эдортуй.

Разновидностью включений рассмотренного типа являются ГЖВ, в которых из кристаллических фаз присутствует только анизотропная соль, вероятно, идентичная вышеописанной. Нередко такие включения образуют четкие шлейфы, пересекающие лентоподобные скопления многофазных ГЖВ, и всегда характеризуются значительно более низким коэффициентом наполнения. В некоторых случаях включения этого типа содержат небольшое количество жидкой углекислоты. Ареалы распространения включений обеих разновидностей почти совпадают как по площади, так и по конфигурации (см. рис. 2.24, 2.25).

Попытки гомогенизировать многофазные включения показали, что газовый пузырек в них исчезает в интервале 205—235°, кристалл галита растворяется при 300—380°, а в интервале 470—530° включения обычно вскрываются, так и не достиг-

нув полной гомогенизации. Лишь в одном случае удалось полностью растворить все твердые фазы при 510° , повторив эту операцию несколько раз, прежде чем включение все-таки разгерметизировалось. Это указывает на то, что концентрированные водно-солевые растворы существовали и консервировались в условиях высоких температур и давлений, возможно, приближающихся к параметрам магматического процесса.

б. Включения углекисло-водных растворов представлены несколькими генерациями, различающимися соотношением фаз $\text{Ж}_в$, $\text{Ж}_у$ и Γ , а также наличием или отсутствием маленького анизотропного кристаллика. В тех случаях, когда цепочки этих включений пересекают скопления или шлейфы солевых ГЖВ, в последних нарушаются исходные соотношения фаз, увеличиваются размеры газового пузыря, т. е. происходит их перенаполнение. Этот факт свидетельствует о более позднем образовании углекисло-водных включений по сравнению с многофазными солевыми, во всяком случае с большей их частью. Сравнивая рис. 2.24, 2.25 и 2.26, видим, что ареалы распространения включений водно-солевых и углекисло-водных растворов в целом охватывают одни и те же части массива, но в деталях строения отличаются друг от друга.

в. Существенно газовые включения, как правило, немногочисленны, образуют скопления линейно-вытянутой уплощенной формы и также перенаполняют многофазные солевые ГЖВ. Область их распространения охватывает западную и южную краевые части массива, вдаваясь отдельными языками в его центр.

г. Газово-жидкие включения высокого наполнения, являясь наиболее поздними образованиями, группируются в четкие шлейфы и присутствуют во всех изученных образцах.

На рис. 2.24—2.26 показаны поля распространения (ареалы) главных типов включений, краткая характеристика которых приведена выше. Следует обратить внимание на то, что распределение включений каждого типа в пределах массива не хаотично. Случаи, когда ГЖВ специфического состава встречаются в изолированных точках, практически отсутствуют. Наоборот, результаты предпринятого термобарогеохимического картирования свидетельствуют о том, что довольно крупные (до 60 км^2) части интрузивного тела характеризуются стабильной ассоциацией ГЖВ или каким-то одним их типом. Это указывает на неравномерность распределения несиликатных компонентов в магматическом теле, на специфичность и в некоторой степени автономность флюидного режима в отдельных частях интрузии.

Возвращаясь к вопросу о масштабах проявления магматической дистилляции, необходимо подчеркнуть, что граниты пади Эдортуй расположены в пределах главного ареала многофазных ГЖВ, что позволяет с большей определенностью судить о его природе: по-видимому, границы ареала в первом приближении

фиксируют контуры той части интрузии, в пределах которой имело место отделение водно-солевого дистиллята. В дальнейшем мы будем именовать такие части интрузивных тел *флюидогенерирующими*. При этом подразумевается, что область флюидоотделения имеет вертикальную протяженность, и на разных гипсометрических уровнях интенсивность дистилляции может быть различной. В частности, признаки наиболее интенсивного отделения водно-солевого флюида обнаружены в притальвеговой части пади Эдортуй, у южного подножия хр. Кукульбей. В то же время в его приводораздельной части граниты содержат многофазные ГЖВ преимущественно в виде менее многочисленных вторичных образований. На этом основании можно предположить, что отделение водно-солевого дистиллята в максимальных масштабах происходило на относительно глубоких горизонтах интрузии.

Итак, детальные исследования расплавных и газовой-жидких включений в гранитах пади Эдортуй, с одной стороны, и результаты термобарогеохимического картирования Соктуйского массива — с другой, позволяют заключить, что магматической дистилляцией была охвачена значительная часть интрузивного тела, площадь которой измеряется многими десятками квадратных километров.

Результаты термометрического изучения расплавных включений (табл. 2.11) дают представление об условиях кристаллизации и магматической дистилляции интрузии.

Из представленных в табл. 2.11 данных следует, что, несмотря на сравнительно высокое содержание воды в расплаве, кристаллизация южной части Соктуйского массива началась при очень высокой температуре. Вероятно, в результате выделения части безводных силикатов (кварц, полевые шпаты) по мере понижения температуры концентрация H_2O и солей в магме увеличивалась, и по достижении предела их растворимости началось отделение дистиллята. Последний сначала представлял собой солевой расплав, а затем в узком температурном интервале быстро, но постепенно приобрел состав водно-солевого раствора.

Температура полной консолидации южной части массива точно не установлена, но, судя по температурам гомогенизации РВ, она вряд ли намного ниже 1000° .

В северной и северо-восточной частях массива гранитообразующий расплав содержал примерно такое же количество воды, как и в южной, однако кристаллизация здесь протекала при пониженной температуре ($T_{\text{ГОМ}} = 960-940^\circ$). Еще более низкие температуры начала кристаллизации ($T_{\text{ГОМ}} = 935-900^\circ$) характерны для обогащенных водой (около 6%) пегматитовых расплавов. Кроме отмеченных температурных различий в условиях кристаллизации южной и северной частей Соктуйского массива, между ними налицо явные различия и в содержании

Таблица 2.11

Результаты термометрического исследования расплавных включений в кварце гранитов Соктуйского массива

Минерал-хозяин	$T_{\text{ФЛ}}^{\text{ГОМ}}$	$T_{\text{НП}}$	$T_{\text{ПЛ}}^{\text{К}}$	$T_{\text{ГОМ}}$	$X_{\text{H}_2\text{O}}$ вс. %	n
<i>Граниты в пределах ареала многофазных ГЖВ (флюидогенерирующая часть интрузии)</i>						
Раннемагматический кварц среднезернистых гранитов	315—300	820	1035	1235	4,0	7
Позднемагматический кварц среднезернистых гранитов	280—260	770	945	1090	5,0	50
Включения солевого расплава в позднемагматическом кварце	—	?	600	1130		4

Граниты за пределами ареала многофазных ГЖВ

Кварц среднезернистого гранита	295—280	810	900	960—940	4,4	18
Кварц аплитовой зоны пегматита	315—290	810	900—860	935—900	5,9	27

Примечание. Не учтены результаты, из-за разброса значений основных параметров лишенные определенности. $X_{\text{H}_2\text{O}}$ — вычисленная концентрация воды в РВ; n — количество исследованных включений.

солевых компонентов (см. рис. 2.24). У нас нет веских оснований утверждать, что в северной части интрузии магматическая дистилляция не проявилась, однако в исследованных образцах первичные (сопутствующие) включения дистиллята не обнаружены.

2.4.2. Гидротермальный этап

Термобарогеохимическое изучение гидротермалитов, связанных с Соктуйским массивом, велось с учетом последовательности их образования, намеченной в начале этого подраздела.

Ранняя (грейзеновая) стадия изучалась на примере кварц-топазовых грейзенов в юго-западной части массива, где они пользуются широким распространением.

Включения в кварце и топазе представлены несколькими типами и в большинстве случаев группируются в уплощенные шлейфы. Лишь в немногих гипидиоморфных зернах топаза встречены многофазные включения, которые, видимо, являются первичными. Они отличаются от преобладающих вторичных газово-жидких включений крупными размерами (до 30 мкм по длинной оси), негативной огранкой, закономерной ориентировкой относительно граней минерала-хозяина. Существенным

является также то, что они весьма немногочисленны, в некоторых зернах единичны, зачастую значительно удалены от шлейфов вторичных включений. Соотношения разных фаз у них выдержаны: около 15% объема вакуоли занято газом, 50 — водным раствором, 20 изотропным кристаллом и 15% анизотропным кристаллом.

При криометрическом изучении подобных включений установлено, что наиболее крупный изотропный кристалл кубической формы в области отрицательных температур неустойчив: он перекристаллизовывается с образованием мелкозернистого агрегата. Последний тает при температуре, близкой к 0°, что позволяет определить это новообразование как кристаллогидрат хлорида натрия [Киргинцев и др., 1972; Борисенко, 1977], а кристаллик соли кубической формы — как галит. Анизотропный кристалл-узел пластинчатой формы диагностировать не удалось. Кроме указанных после полного таяния льда (при

—22°C) в жидкости наблюдаются изотропные кристаллы с показателем преломления, близким к светопреломлению водного раствора. Эти кристаллы продолжают существовать в области положительных температур, но точно интервал их существования не определен. По оптическим свойствам рассматриваемая соль предположительно отнесена нами к фторидам. Температура протаивания эвтектики лежит в интервале от —59,0 до —58,3°C (табл. 2.12), что позволяет допускать присутствие в растворе хлоралюминита $AlCl_3 \cdot 6H_2O$ [Киргинцев и др., 1972]. Таким образом, раствор первичных включений характеризуется сложным составом и преобладанием хлоридов над другими солями. Температура гомогенизации первичных включений точно не установлена, так как при 470°C они разгерметизируются. К этому моменту в вакуоли еще сохраняется анизотропный кристаллик, что свидетельствует о высокой температуре образования грейзенов, заведомо превышающей 470—500°.

Т а б л и ц а 2.12

Результаты термо- и криометрических исследований

Тип ГЖВ	Состав ГЖВ	Темпе	
		$T_{гом}$	
<i>Включения в магматогенном кварце</i>			
Сопутствующие	$K_n + K_a + Г + Ж$	510	
<i>Включения в топазе из кварц-топаза</i>			
Первичные	$K_n + K_a + Г + Ж$	Свыше 470	
Вторичные	$Г + Ж$	368—340	
	$Г + Ж$	142—137	
<i>Включения из кристаллов кварца</i>			
Первично-вторичные из корневой части кристалла	$K_n + K_a + Г + Ж$	683—665	
Первично-вторичные из центральной части	$Г + Ж$	354—340	
Первичные. Внутренняя зона роста с вольфрамитом	$Г + Ж$	350—340	
Первичные. Средняя зона роста с вольфрамитом	$Г + Ж$	327—320	
Вторичные	$Г + Ж$	295—286	
	$Г + Ж$	254—242	
	$Г + Ж$	215—192	
Первичные. Внешняя зона роста без вольфрамита	$Г + Ж$	174—142	
	$Г + Ж$	160—150	

Примечание. K_n — кристалл изотропный; K_a — здесь и на рис. 2.28

включений в гидротермалитах Соктуйского рудного узла

Температура фазовых превращений, °С				P, атм
$T_{эвт}$	$T_{пл}^K$	$T_{пл}^L$		
<i>це из биотитовых гранитов</i>				
От —60,7 до —59,4	Не установлена	—39,0		2900
<i>пазового грейзена с вольфрамитом</i>				
От —59,0 до —58,3	Не установлена	—22,0		Свыше 2200
—27,1	—3,5	Не установлена		
Нет данных				
<i>ца кварц-вольфрамитовой жилы</i>				
От —24,5 до —23,8	Не установлена	—19,2		2300
От —23,8 до —23,2	—4	—2		
От —23,2 до —21,8	—6	—2		
—22,5	—3,5	—2,8		
От —21,1 до —20,5	—2,1	—0,3		
От —21,8 до —18,5	—2,6	—0,3		
От —21,8 до —20,5	Нет кристаллогидрата	—0,2		
От —21,8 до —21,1	То же	—0,7		
—21,1	»	—0,7		

кристалл анизотропный.

Следует отметить, что многофазные включения, аналогичные вышеописанным, присутствуют в минералах грейзенов и в виде явно вторичных образований; они же образуют иногда четкие шлейфы в кристаллах свободного роста, инкрустирующих стенки пустоток в грейзенах. Это кажущееся противоречие объясняется, очевидно, длительностью процесса грейзенизации.

Кроме охарактеризованных многофазных, в кварце и топазе грейзенов присутствуют, даже в преобладающем количестве, и двухфазные газовой-жидкие включения разного наполнения. В большинстве случаев они явно вторичны, иногда их природа не ясна. Возможно, часть этих включений связана с поздней стадией гидротермального процесса, однако для однозначного решения этого вопроса имеющихся данных явно недостаточно.

Таким образом, грейзеновая стадия гидротермального процесса характеризуется высокими температурами, существенно хлоридным составом растворов и высокой общей минерализацией гидротерм. По *PVT*-диаграмме для 30%-ного раствора хлорида натрия [Леммлейн, Клевцов, 1956] величина давления в период кристаллизации топаза оценивается в 2,2—2,3 кбар (см. табл. 2.12).

С целью изучения минералообразования в послегрейзеновую (кварц-вольфрамитовую) стадию на Тоготуйском участке Мало-Соктуйского месторождения [Левицкий, 1964; Барабанов, 1975] исследовалось одно из рудных тел, представляющее собой типичную кварцевую жилу выполнения с многочисленными друзовидными участками. Кристаллы кварца, ориентированные в жиле от зальбандов к ее центру, изучались методами онтогении и термобарогеохимии. Они имеют индукционные поверхности с вольфрамитом и, судя по их положению в жиле, отражают все стадии ее формирования. В срезах, параллельных оси *C* кристаллов кварца, обнаружены в общей сложности три зоны роста (рис. 2.27). Внешняя устанавливается по мелким выделениям мусковита и газовой-жидким включениям, две другие фиксируются также газовой-жидкими включениями и содержат выделения минералов-спутников: вольфрамита и мусковита. Вольфрамит в зонах роста представлен таблитчатыми или игольчатыми кристаллами размером от 10—30 мкм до 0,5 см. Первичные ГЖВ, концентрирующиеся в каждой зоне роста, имеют негативную форму и выдержанные соотношения между объемами жидкости и газа в различных вакуолях. Кроме первичных, в кристаллах кварца присутствуют два типа первично-вторичных и вторичные включения. Первый тип распространен только в корневой части кристаллов в виде «слепых» шлейфов. В вакуолях включений, обладающих формой отрицательного кристалла, постоянно присутствуют, кроме газа и жидкости, анизотропная и изотропная (галит?) твердые фазы. Второй тип первично-вторичных ГЖВ обнаружен в центральной части кристаллов, реже встречается вблизи внутренней зоны роста, фиксирован-

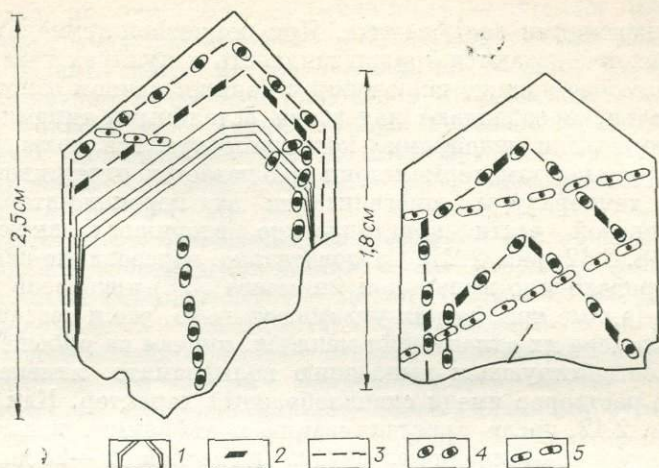


Рис. 2.27. Зональные кристаллы кварца из кварц-вольфрамитовой жилы уч. Тоготуйского (Мало-Соктуйское месторождение).

1 — зоны роста, отличающиеся темной окраской; 2, 3 — включения минералов-спутников в зонах роста вольфрамита (2) и мусковита (3); 4, 5 — первичные, первично-вторичные (4) и вторичные (5) газопо-жидкие включения.

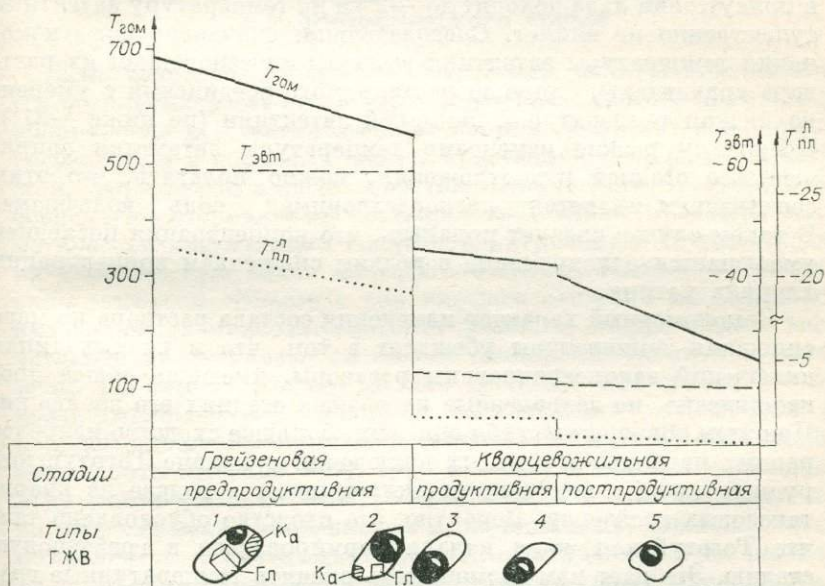


Рис. 2.28. Эволюция гидротермальных вольфрамоносных растворов Соктуйского рудного узла.

Включения: 1 — из топаза грейзенов, 2 — из корневой части кристаллов кварца, 3, 4 — из зон роста в кристалле кварца, 5 — вторичные. Гл — галит.

ной включениями вольфрамита. При комнатной температуре в вакуолях наблюдаются только жидкость и пузырек газа. Вторичные газово-жидкие включения в количественном отношении значительно преобладают над всеми остальными типами. Располагаются они шлейфами, которые секут все зоны роста.

По результатам термометрии наблюдается отчетливое снижение температуры гомогенизации от первично-вторичных из корневой части кристалла до вторичных включений (см. табл. 2.12; рис. 2.28). Следовательно, образование кварца в жиле происходило в широком (не менее 530°) интервале температур. Данные криометрии указывают на то, что и состав растворов по мере их охлаждения менялся, причем на рубеже $350-320^{\circ}$, соответствующем выпадению вольфрамита, изменения в составе растворов имели скачкообразный характер. Как видно из табл. 2.12, после кристаллизации вольфрамита повысилась температура протаивания эвтектики (в среднем от -23 до -21°) и упала общая минерализация растворов (температура плавления льда выросла в среднем от -2 до $-0,3^{\circ}$).

По-видимому, компонентом раствора, обуславливающим температуру эвтектики в области от -21 до -23° , является хлорид натрия. Второй компонент, проявляющийся в виде анизотропного кристаллогидрата¹, скорее всего является труднорастворимым соединением (температура его плавления в присутствии льда доходит до -2°) и на температуру эвтектики существенно не влияет. Следовательно, скачкообразные изменения температуры эвтектики вызваны исчезновением из раствора сравнительно хорошо растворимого соединения с умеренно низкой температурой бинарной эвтектики (не ниже -21°). Поскольку резкие изменения температуры эвтектики сопряжены со стадией рудоотложения, можно полагать, что этим соединением является легкорастворимая соль вольфрама. В таком случае следует признать, что концентрация последней уменьшается одновременно с резким снижением концентрации хлорида натрия.

Закономерный характер изменения состава раствора по мере снижения температуры убеждает в том, что в разных типах включений законсервированы растворы, имеющие общее происхождение, но захваченные на разных стадиях его эволюции. При этом обращает на себя внимание большое сходство наиболее ранних первично-вторичных включений в кварце Тоготуйской рудной жилы с первичными включениями в топазе из кварц-топазовых грейзенов. Вероятно, это сходство обусловлено тем, что Тоготуйская жила начала формироваться в грейзеновую стадию. Это дает нам возможность оценить температурные границы гидротермального процесса в целом: верхняя граница

¹ Кристаллогидрат образует бесцветные таблички, $N_g > N$ раствора, $N_p \approx N$ раствора, $N_g - N_p \approx 0,01-0,03$.

проходит не ниже 680°, а нижняя — на уровне 150—160°. Граница между грейзеновой и последующей кварц-вольфрамитовой стадией точно не установлена, но, судя по температуре гомогенизации вторичных включений в грейзенах, она проходит в области 400°. Температурный интервал рудоотложения 320—350°. Оценить давление на поздней стадии гидротермального процесса не удалось, но при образовании грейзенов давление достигало 2300 бар.

Результаты термобарогеохимического исследования подтверждают геологические данные о том, что кварц-вольфрамитовые жилы формируются позже зон грейзенизации. При этом кварцевые жилы — не следствие грейзенизации, а продукт последующей самостоятельной стадии. Эволюционное развитие гидротермальной системы сопровождалось, кроме снижения температуры, уменьшением общей минерализации рудоносных растворов, в составе которых на всех стадиях преобладали галогениды ($Cl > F$). На отдельных временных отрезках эти изменения носили скачкообразный характер, что, например, имело место при переходе от стадии грейзенизации к стадии жильного окварцевания. Резкий скачок сопряжен также с отложением вольфрамита в период формирования жильного кварца.

2.4.3. Соотношение магматического и гидротермального этапов

Как показано выше (п. 2.4.1, 2.4.2), концентрированные водно-солевые растворы в виде первичных многофазных ГЖВ обнаружены и в магматогенном кварце гранитов, и в топазе грейзенов, и в корневых частях кристаллов кварца из рудных жил. Это со всей определенностью свидетельствует о том, что основу гидротермальных растворов составляют продукты магматической дистилляции гранитной интрузии, т. е. указывают на генетическую связь вольфрамового оруденения с Соктуйским массивом. Вместе с тем внешнее сходство многофазных включений из минералов разных этапов и стадий создает впечатление неизменности состава и свойств дистиллята во времени. На самом деле это не так. Из табл. 2.12 видно, что от позднемагматической стадии к последующим грейзеновой и кварцевожильной повышается температура протаивания эвтектики (соответственно —60, —59 и —27°) и полного плавления льда (соответственно —39, —22 и —19,2°). Это означает, что по мере снижения температуры и, по-видимому, давления часть компонентов магматического дистиллята удаляется из раствора и идет на образование высокотемпературных минеральных ассоциаций. К началу рудоотложения состав и концентрация растворов изменяются еще сильнее (см. рис. 2.28), хотя основные черты их химизма сохраняются.

В связи с изложенным возникает вопрос: содержалось ли в высокотемпературных концентрированных солевых растворах рудное вещество или же они были неметаллоносны, а вольфрам и железо поступали с более поздними относительно разбавленными растворами? Однозначно ответить на этот вопрос мы пока не можем. Однако имеющийся фактический материал позволяет оценить вероятность предложенных вариантов.

Прежде всего подчеркнем наличие веских аргументов в пользу того, что источником концентрированных солевых растворов служила рудовмещающая часть интрузии. Принимая этот вывод за установленный факт, мы все же должны отметить, что солевые растворы являются, так сказать, «предрудными». Не означает ли это, что «рудоносные», более разбавленные растворы поступали только из глубинной части магматической системы? Обратимся к рис. 2.24—2.26, на которых показано размещение известных месторождений и рудопроявлений вольфрама, а также зонк вольфрамоносных грейзенов и кварцевых жил, обнаруженных нами в процессе изучения массива. Нетрудно заметить, что границы области распространения вольфрамового оруденения практически совпадают с ареалом включений концентрированных существенно хлоридных растворов в кварце неизмененных гранитов. Столь полное совпадение трудно объяснить, предполагая, что рудоносны только более поздние относительно разбавленные растворы, источник которых расположен где-то на глубине. Например, на Джидинском рудном поле по мере увеличения глубины источника магматогенных гидротермальных растворов область их рассеяния на дневной поверхности закономерно расширялась [Косалс, 1976]. Проявление этой тенденции следовало бы ожидать и в Соктуйском массиве. Но в таком случае область распространения вольфрамового оруденения должна была бы перекрыть ареал многофазных включений в кварце неизмененных гранитов или, по крайней мере, сместиться относительно последнего, чего не наблюдается в действительности. Поэтому более вероятным представляется предположение, что концентрированные солевые растворы, отделившиеся от расплава на поздних стадиях его кристаллизации, по мере развития в гранитах трещиноватости заполняли эти дренирующие структуры и оставались в них, претерпевая в связи с понижением температуры определенную эволюцию, вступая в реакцию с боковыми породами и сохраняя в себе рудную нагрузку вплоть до возникновения условий, благоприятных для рудоотложения. Не исключено, что при этом значительную роль начинали играть механизмы переноса металлов, разработанные И. Г. Ганевым (1974) для закрытых гидротермальных систем в термоградиентных полях.

В конечном счете обсуждавшийся выше вопрос сводится к тому, где и как осуществляется эволюция магматогенных растворов — на месте их возникновения или на удалении от

породившего их источника. Не исключено, что даже для конкретного объекта такая альтернативная постановка вопроса неправомерна, и речь должна идти лишь о преобладании того или иного механизма. В данном случае важнее то, что получены надежные доказательства формирования вольфрамоносных гидротермалитов магматическим дистиллятом и продуктами его естественной эволюции.

3. ОСНОВНЫЕ УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

Рассмотренный в предыдущем разделе фактический материал убедительно доказывает участие продуктов магматической дистилляции гранитных интрузий в гидротермальном рудообразовании. Это дает основание рассматривать интрузию и связанное с ней оруденение как *единую рудообразующую систему*, конечный результат развития которой определяется особенностями как магматических, так и гидротермальных процессов. Но если на гидротермальном этапе формируется окончательный облик месторождения, то от специфики магматического этапа зависит главное — быть или не быть рудообразующей системе вообще. Естественно поэтому, что выявление основных условий и факторов возникновения рудообразующих систем имеет принципиальное значение как для развития теории рудообразования, так и для совершенствования методов прогнозирования эндогенного оруденения.

Полученные термобарогеохимические данные свидетельствуют о значительном разнообразии условий зарождения и развития реальных рудообразующих систем, каждая из которых имеет в этом отношении свои индивидуальные особенности. Последние, как правило, проявлены настолько ярко и контрастно, что маскируют те общие факторы, которые играют существенную роль в формировании всех месторождений. Целью настоящего раздела как раз и является выявление общих закономерностей развития рудообразующих систем, выделение ведущих факторов рудообразования, оценка их относительной значимости.

3.1. ВОДОСОДЕРЖАНИЕ ГРАНИТНЫХ МАГМ

Многочисленные результаты изучения включений рудообразующих растворов в минералах вольфрамовых месторождений Забайкалья [Иванова, 1972, 1976; Онтеев, 1974; Косалс, 1976] так же, как и наши данные, свидетельствуют о том, что

оруденение формируется в основном существенно жидководными растворами. Уже сам этот факт заставляет предполагать, что обогащенность магматического расплава водой должна в значительной мере определять возможность возникновения гидротермальной системы. Рассмотрим с этих позиций данные по изученным эталонным объектам, а также по обычным «нерудоносным» гранитам, предварительно обсудив некоторые способы определения концентрации воды в магме.

Поскольку прямое аналитическое изучение природных глубинных магм невозможно, для оценки концентрации в них воды используются косвенные методы. В основу последних чаще всего кладутся экспериментальные данные о влиянии H_2O на фазовые равновесия в искусственных упрощенных системах (моделях). Несомненно, большего приближения к истинным значениям обсуждаемого параметра можно было бы добиться посредством прямого анализа H_2O во включениях расплавов в магматогенных минералах. Однако соответствующая аналитическая техника еще не разработана и оценки содержания воды в РВ также базируются на интерпретации термометрических данных в свете закономерностей, установленных для искусственных моделей.

Некоторые возможности независимого определения концентрации H_2O в законсервированных расплавах все же имеются. Так, учитывая, что во включениях всех изучавшихся нами гранитов присутствует слюдястый минерал, определенный ранее как мусковит [Рейф, 1973; Скрябин, 1978], и вычислив приходящуюся на него часть объема вакуоли, можно учесть содержащуюся в слюде воду, ориентируясь на анализы породообразующих мусковитов. Таким способом определено, что расплавные включения в ординарных гранитах Восточного Прибайкалья содержат около 2,4% H_2O по весу [Рейф, 1976].

Еще большие возможности представляют РВ с гетерофазной (жидкость + газ) при комнатной температуре флюидной составляющей, гомогенизирующейся в жидкость [Магматогенная кристаллизация, 1975; Бакуменко, Косухин, 1977; Чушин, Матреницкий, 1978; Рейф, 1978; Наумов, 1979]. Принцип определения количества H_2O в таких включениях основан на существовании строгой зависимости температуры гомогенизации изохорической закрытой системы от степени ее заполнения водой. Поэтому, измерив объем газового пузырька в РВ и определив температуру гомогенизации флюидной составляющей включения, мы получаем возможность оценить объем жидкой фазы.

Появление статьи В. Б. Наумова (1979), впервые давшего развернутое обоснование такого метода расчета, избавляет нас от необходимости аргументировать его правомерность и описывать технику вычислений. Остановимся только на некоторых вопросах, не затронутых В. Б. Наумовым.

Прежде всего следует обратить внимание на то, что наблюдаемые при комнатной температуре границы кристаллизованных расплавных включений не соответствуют их истинным размерам. Причина несоответствия, как уже указывалось в п. 2.2.1, заключается в том, что при кристаллизации плененного расплава родственное минералу-хозяину вещество отлагается на стенках вакуоли, наследуя его оптическую ориентировку и тем самым маскируя исходные границы включения. Поэтому к моменту гомогенизации объем вакуолей РВ увеличивается относительно измеренного при 20° в среднем на 100% (от 60 до 150 в разных породах). Неучет этого обстоятельства ведет к завышению (в 1,5—2,5 раза) вычисленных значений X_{H_2O} в расплаве, хотя ни в коей мере не ставит под сомнение правоту метода самого принципа расчета.

Более принципиальное значение имеет возможное отклонение газово-жидкой составляющей РВ от системы вода — пар, используемой в качестве основной модели. Как показано В. Б. Наумовым, наличие в жидкой фазе растворенных солей может быть учтено, что позволяет свести к приемлемому минимуму погрешность, вызванную повышенной минерализацией раствора. Несколько иначе обстоит дело с учетом влияния присутствующих в РВ газов, в связи с чем этот вопрос требует более детального рассмотрения.

Если исходить из того, что газовый пузырек в гетерофазном флюидном обособлении занят водяным паром, то при комнатной температуре давление в вакуоли должно составлять около 0,023 бар. Следует ожидать, что при вскрытии такого включения в инертной жидкости пузырек многократно уменьшится в размерах. Однако по свидетельству Ю. А. Долгова [Ермаков, Долгов, 1979], как правило, наблюдается противоположное: объем пузырька возрастает в 50—150 раз и более. Это означает, что давление в вакуоли во много раз превышает атмосферное и что в объеме пузырька преобладают газы, а не водяной пар. Достаточно многочисленные уже анализы газовой фазы индивидуальных расплавных включений свидетельствуют о резком преобладании в газовой смеси двуокиси углерода [Магматогенная кристаллизация..., 1975]. Следовательно, наличие этого компонента следует учитывать в первую очередь.

Характер зависимости температуры гомогенизации закрытой газово-жидкой системы от содержания в ней CO_2 и от степени наполнения жидкой фазой отчетливо виден на диаграмме (рис. 3.1), составленной В. А. Калюжным и Д. К. Возняком (1965). Из диаграммы следует, что одинаковую температуру гомогенизации (например, 340°) должны иметь как чисто водное ГЖВ с коэффициентом наполнения $F = 0,61$, так и углекисло-водные включения со следующими значениями F и X_{CO_2} : 0,54 и 5%; 0,51 и 10%; 0,45 и 20% и т. д. Этими примерами иллюстрируется то обстоятельство, что, не зная концентрации

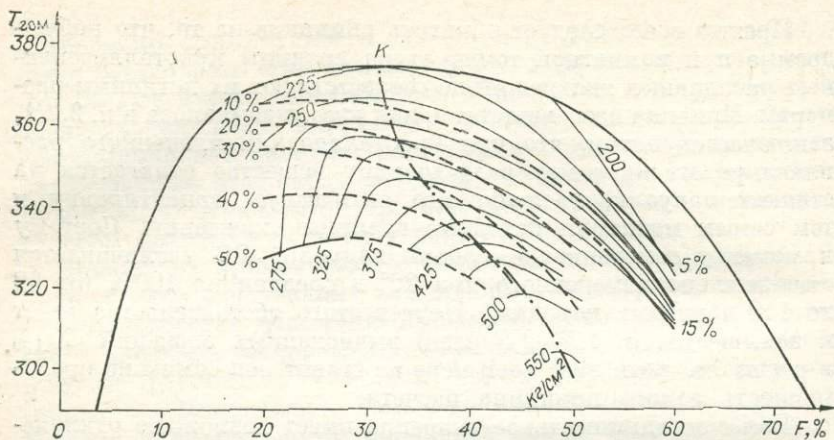


Рис. 3.1. Зависимость температуры гомогенизации углекисло-водных включений от степени наполнения водой (F) и содержания углекислоты (цифры около жирных линий), по В. А. Калужному и Д. К. Возняку (1965).

Тонкие сплошные линии — изобары; внешняя дугообразная кривая отражает зависимость $F-T_{\text{гом}}$ для чистой воды.

CO_2 во включении, мы можем неправильно определить коэффициент наполнения F по температуре гомогенизации и тем самым внести ошибку в расчет содержания H_2O в расплаве.

Величина этой ошибки будет тем больше, чем выше не учитываемая при расчете концентрация CO_2 в смешанном флюиде. Однако мы ограничимся рассмотрением только тех наиболее часто встречающихся случаев, когда содержание CO_2 в расплавных включениях не настолько велико, чтобы во флюидной части РВ обособилась жидкая (при $+20^\circ$) углекислота. По пересечению двухфазной кривой CO_2 с изотермой $+20^\circ$ определяем, что область газообразного состояния ограничивается давлением порядка 50 атм. Исходя из этих граничных условий ($P = 50$ атм при $T = 20^\circ$) и руководствуясь данными о плотности и взаимной растворимости сосуществующих фаз [Справочник..., 1969], сопоставим два варианта расчета.

Первый, «углекисло-водный», исходит из указанных граничных условий, что, как предполагается, отвечает действительности. Второй, «чисто водный», вариант не учитывает присутствия CO_2 во флюиде, и это является единственной причиной отклонения вычисленного значения $X_{\text{H}_2\text{O}}$ во включении от результата расчета по первому варианту (истинного, по условию). В обоих случаях принималось, что газовый пузырек занимает 10% объема РВ в границах, наблюдаемых при 20° , и что приращение этого объема за счет расплавления каймы родственного минералу-хозяину вещества в момент гомогенизации

Таблица 3.1

Оценка максимальной относительной погрешности, вызванной неучетом наличия газообразной двуокиси углерода в РВ

	Вычисленные значения X_{H_2O} , вес. %							
	1		2		1		2	
	340°		320°		300°			
$T_{гом}^{фл}$ расплавных включений								
Вариант II «чистоводный»	3,2	5,3	4,2	6,2	5,4	7,3		
Вариант I «водно-углекислый»	1,6	3,9	2,4	4,6	3,3	5,4		
Абсолютная погрешность	1,6	1,4	1,8	1,6	2,1	1,9		
Относительная погрешность %	+100	+35,9	+75	+34,8	+63,6	+35,2		

Примечание. 1 — часть воды, обособленная в виде флюидной части РВ; 2 — суммарное содержание H_2O , включая воду, содержащуюся в мусковите РВ.

составляет 100%. Кроме того, на основании данных, подробное рассмотрение которых проведено в подразделе 3.4, принято, что среди твердых фаз в расплавных включениях решительно преобладают кварц и мусковит, в последнем из которых содержится около 5% H_2O .

Результаты расчетов по двум указанным вариантам представлены в табл. 3.1.

Анализ представленных данных позволяет сделать следующие выводы.

1. При использовании обсуждаемого метода расчета неучет наличия углекислого газа во флюидной части РВ ведет к систематическому завышению оценок содержания воды в расплаве. При прочих равных условиях это завышение тем сильнее, чем выше температура гомогенизации флюидной части расплавных включений.

2. Наибольшие значения максимальной относительной погрешности возникают при расчете содержания H_2O во флюидной составляющей РВ (до 100%). Однако при учете воды, входящей в состав мусковита, максимальная относительная погрешность мало зависит от $T_{гом}^{фл}$ включений и не выходит за пределы 35—36%.

3. Если считать, что обычное содержание CO_2 в расплавных включениях соответствует среднему из значений, полученных при расчете по двум предельным вариантам, то средняя относительная погрешность расчета X_{H_2O} в расплаве составит 15%, что представляется вполне приемлемым.

4. Применение обсуждаемого метода определения концентрации воды в законсервированных расплавах гарантирует приемлемую точность оценки этого параметра при том условии, что в магме содержится не очень большое (0,15—0,20 вес. %) количество CO_2 . В противном случае относительная погрешность определения достигает 35% и может превысить это значение, если во флюидной части РВ присутствует жидкая фаза CO_2 .

В свете изложенного наиболее достоверными следует считать полученные нами оценки концентрации воды в расплавленных включениях из кварца гранитов Гуджирской интрузии, для которых ГЖВ с жидкой углекислотой не характерны. В Соктуйском массиве, судя по контурам ареала углекисловодных включений (см. рис. 2.26), CO_2 распределялась неравномерно, обогащая центральную часть интрузии. Поскольку определение концентрации воды в расплаве проведено по включениям в гранитах, располагающихся за пределами упомянутого ареала, мы считаем, что относительная погрешность в данном случае находится на уровне средней погрешности метода (около 15%). Кроме того, как показано в предыдущем разделе, Соктуйская интрузия обогащена хлоридами, присутствие которых в растворе флюидной части РВ должно компенсировать влияние газообразной углекислоты на температуру гомогенизации флюида [Хетчиков, 1975]. По указанным причинам в табл. 3.2 внесены нескорректированные результаты определений. Что касается Хангилай-Шилинской интрузии, то ее обогащенность углекислотой однозначно доказывается наличием первичных (сопутствующих) включений жидкой CO_2 в позднемагматическом кварце гранитов Спокойнинского массива (см. рис. 2.4, 2.5). По-видимому, вычисленные значения концентрации H_2O в расплаве интрузии завышены на величину максимальной относительной погрешности (около 35%), поэтому результаты расчетов соответствующим образом скорректированы (в табл. 3.2 показаны исправленные значения).

Переходя к анализу данных, представленных в табл. 3.2, следует подчеркнуть, что они получены с помощью единой методики расчета и потому вполне сопоставимы. Это дает основание для вывода о том, что вольфрамоносные интрузии существенно отличаются от ординарных более высокой концентрацией воды в расплаве. Показательны в этом отношении данные по Спокойнинскому и Хангилайскому массивам, являющимся разными выступами единой интрузии. Как видно из табл. 3.2, Хангилайский массив характеризуется низким значением $X_{\text{H}_2\text{O}}$, присущим ординарным гранитным интрузиям. И именно этот выступ Хангилай-Шилинской интрузии не сопровождается сколько-нибудь значительным вольфрамовым оруденением. В то же время Спокойнинский массив отличается резко повышенной концентрацией воды, и с ним связано месторождение вольфрамоносных грейзенов.

Таблица 3.2

Результаты определения концентрации воды в гранитных расплавах исследованных интрузий, вес. %

Объект	Стадия кристаллизации	
	раннемагматическая	позднемагматическая
Хангилай-Шилинская интрузия, выступ:		
Спокойнинский	5,0—5,7	6,6
Хангилайский	2,5	
Соктуйская интрузия, часть:		
южная флюидогенерирующая	4,0	5,0
восточная		4,4
Гуджирская интрузия, фаза:		
II (Первомайский массив)	3,6*	4,5—6,1
III	?	3,8
IV	3,7*	3,3
V	4,1*	?
VI	5,0*	3,8
Ординарные гранитные интрузии Восточного Прибайкалья		2,4

Примечание. Значения, помеченные звездочкой, характеризуют интрателлурическую стадию кристаллизации.

На первый взгляд, установленной закономерности не подчиняется Марикиканский массив, в пороодообразующем кварце гранитов которого расплавные включения характеризуются отсутствием жидкой H_2O , а среди кристаллических фаз мусковит занимает незначительный объем. Эти данные действительно свидетельствуют о невысоком содержании воды в расплаве. И тем не менее, как показано в п. 2.3.1, уже на раннемагматической стадии формирования рудовмещающей части интрузии был достигнут предел растворимости H_2O в магме и произошло отделение газообразного дистиллята. Малая плотность последнего указывает на существование в этот период низкого давления (заведомо ниже 1,3 кбар), а как известно, при низком давлении растворимость воды в расплаве невысока. В данном случае важно то, что, несмотря на низкое абсолютное значение X_{H_2O} , магма оказалась водонасыщенной. Таким образом, пример с Марикиканом не опровергает, а подтверждает обоснованность вывода об относительной обогащенности вольфрамоносных интрузий водой по сравнению с ординарными (нерудоносными).

Наличие данных о водосодержании расплавов, законсервированных в пороодообразующем кварце разных генераций, позволяет также проследить динамику изменения концентрации

H_2O в процессе развития рудоносной магматической системы. Как видно из табл. 3.2, по мере кристаллизации гранитообразующих расплавов содержание воды в них, в полном согласии с теорией, увеличивается. Во всех изучавшихся нами вольфрамоносных интрузиях эта тенденция в конечном счете приводила к насыщению магмы водой и отделению дистиллята. Возрастающие концентрации H_2O на позднемагматической стадии характерно не только для отдельных интрузивных тел (Спокойнинский, Соктуйский, Первомайский массивы), но и для глубинного очага гранитной магмы, служившего источником нескольких последовательных интрузий. Для иллюстрации этого на основании данных табл. 2.4 и 2.5 составлен график (рис. 3.2). Кривые, проведенные через начальные точки векторов, отражают изменение температуры и концентрации H_2O в недрах магматической системы, начиная от ранних фаз интрузивной деятельности до ее полного затухания, связанного, вероятно, с исчерпанием расплава в глубинном источнике. Нижняя кривая показывает, что почти с самого начала интрузивной деятельности концентрация воды в недрах магматической системы неуклонно возрастала, особенно резко — на завершающих стадиях ее развития.

Весьма примечательно, что, начиная с IV, а возможно, и III интрузивной фазы, порции глубинной магмы, перемещающиеся в область более низких давлений, оказывались пересыщенными и отделяли избыток H_2O в процессе внедрения. На рис. 3.2 это находит отражение в направлении векторов, конечные точки которых соответствуют содержанию воды в расплавленных включениях из кварца основной массы порфировидных гранитов. Видимо, к началу IV (или даже III) интрузивной фазы магма глубинного источника была уже близка к состоянию насыщения водой. Вероятно, именно этим объясняется тот факт, что после внедрения сравнительно крупного Первомай-

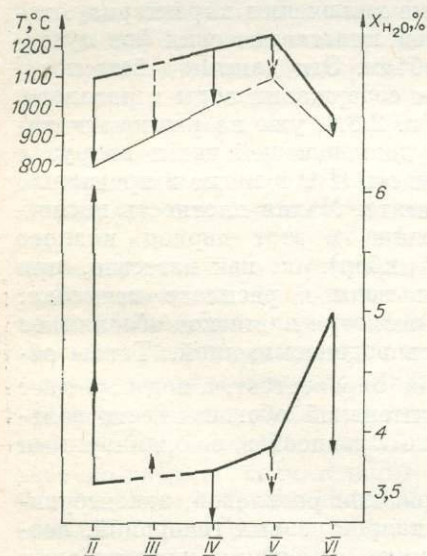


Рис. 3.2. Температурный интервал кристаллизации и водосодержание магматических расплавов II—VI фаз Гуджирской интрузии.

Начальные точки векторов соответствуют значениям X_{H_2O} и T на уровне кристаллизации интрателлурических вкрапленников, конечные точки — значениям этих же параметров на уровне кристаллизации внедренного расплава.

ского штока (II фаза) все последующие интрузии проявились в виде маломощных дайковых тел — как известно, крупные массы водонасыщенных расплавов не способны к значительно-му вертикальному перемещению.

Таким образом, имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что в вольфрамоносных магматических системах разного масштаба гранитообразующий расплав постепенно обогащается водой вплоть до насыщения, после чего начинается процесс дистилляции летучих. Однако такая эволюция представляет собой естественный ход развития любой магматической системы, в том числе и нерудоносной [Бакуменко, Косухин, 1976, 1977; Косухин, 1977, 1978]. Поэтому может возникнуть вопрос: почему включения водонасыщенных расплавов не характерны для ординарных гранитных интрузий? И так ли это на самом деле? Действительно, как показано в подразделе 6.3, РВ с жидкой фазой H_2O встречаются иногда и в нерудоносных гранитах.

Дело, очевидно, заключается в том, что при разных исходных содержаниях воды в системе масса расплава, достигшего стадии насыщения, будет различна. Так, согласно расчетам Р. Х. Джанса и К. В. Бэрнема [Jahns, Burnham, 1969], при исходной 6%-ной концентрации H_2O в гранитной магме к началу флюидоотделения закристиаллизуется только 45% первоначальной массы расплава, тогда как при исходном 3%-ном водосодержании — около 75%. Соответственно и масса выделившейся воды в первом случае окажется больше, чем во втором. В этом свете обогащенность вольфрамоносных интрузий водой следует рассматривать как фактор, обуславливающий их повышенную гидротермальную активность.

Однако масса гидротермальных растворов определяется не только исходным водосодержанием, но и объемом магматической системы. Как показано в предыдущем разделе, со становлением обогащенного водой (до 6%), но небольшого по размерам Первомайского штока связано образование лишь незначительного оруденения. С весьма крупным (около 300 км²) Соктуйским массивом, в южной части которого концентрация H_2O на позднематематической стадии достигала 5% связано более полутора десятков месторождений и рудопроявлений вольфрама.

Учитывая изложенное, приходим к выводу, что наличие в кварце гранитов какого-либо интрузивного тела расплавных включений с высоким содержанием H_2O еще не свидетельствует о потенциальной вольфрамоносности интрузии. Весьма существенно, на какой стадии развития магматической системы была достигнута эта концентрация и в каком объеме расплава.

Например, выявленные нами свидетельства водонасыщенности расплавов, сформировавших дайки IV—VI фаз Гуджирской интрузии, не должны еще служить основанием для пред-

положения о возможности возникновения крупных гидротермальных систем. Однако если при этом принять во внимание данные о близости глубинной магмы к состоянию насыщения, то следует ожидать, что даже сравнительно небольшое понижение давления в этой, очевидно, весьма крупной системе должно привести к «вскипанию» значительной массы расплава. А в реальности флуктуаций давления сомневаться не приходится, ибо каждое внедрение дайкоподобных интрузивных тел, несомненно, связано с разгерметизацией глубинной камеры системной разрывов. Не случайно за каждой инъекцией глубинной магмы следовал этап интенсивной гидротермальной деятельности.

Таким образом, термобарогеохимические данные в полной мере подтверждают общетеоретическое положение, согласно которому содержание воды в природных магмах является важным фактором, определяющим саму возможность возникновения гидротермальной системы, а также ее масштабы. В этом смысле полученные данные не вносят принципиально нового в существующие представления. Однако они убедительно доказывают, что расплавные включения являются надежным источником информации по обсуждаемому вопросу и могут эффективно использоваться для выявления гранитных интрузий, обогащенных водой, для оценки их возможностей в отношении создания первого звена рудообразующей системы.

3.2. СОЛЕВЫЕ КОМПОНЕНТЫ

Как показано в предыдущем разделе, признаки отделения водно-солевой жидкости от кристаллизующейся гранитной магмы установлены на всех эталонных объектах. В гранитах Мариктиканского и Соктуйского массивов растворы «солевых» включений имеют существенно хлоридный состав и высокую концентрацию (вплоть до расплавов-рассолов). В гранитах Гуджирской и Хангилай-Шилинской интрузий законсервированы не насыщенные при $+20^{\circ}$ водно-солевые растворы, основными компонентами которых по криометрическим данным являются соответственно фторбораты и фториды. Более того, в Мариктиканском и Соктуйском массивах оруденение совершенно отчетливо приурочено к тем частям магматических тел, которые характеризуются исходной обогащенностью хлоридами (см. рис. 2.14 и 2.24). Все это приводит к предположению, что рудогенерирующая способность гранитных интрузий в какой-то мере определяется наличием в расплаве солей и их компонентным составом.

Вместе с тем ранее нами установлено [Рейф, 1976], что включения концентрированных солевых, особенно хлоридных растворов нередко встречаются в кварце гранитов, которые не

без основания считаются «нерудоносными» (например, автохтонные гранитоиды баргузинского комплекса). Включения концентрированных солевых растворов, по данным Ю. А. Долгова и других (1976), обычны также для кварца лейкосомы мигматитов Алдана. В связи с этим может возникнуть вопрос: так ли уж влияет обогащенность гранитной магмы галогенидами на ее потенциальную рудоносность? По-видимому, решающее значение здесь имеет количественная сторона вопроса. В упомянутых выше случаях присутствия солевых ГЖВ в ординарных гранитах включения концентрированных солевых растворов встречаются либо в пределах весьма небольших участков магматических тел, либо на значительных площадях, но в виде спорадических образований. И уж во всяком случае для изучавшихся нами «нерудоносных» гранитов не характерно широкомасштабное проявление процесса отделения водно-солевой жидкости от магматического расплава.

При интерпретации вышеуказанных фактов необходимо иметь в виду следующее. Согласно экспериментальным данным [Kilink, Burnham, 1972; Рябчиков, 1975], коэффициент распределения хлора между гранитным расплавом и сосуществующим с ним флюидом не превышает 0,02 и уменьшается с возрастанием концентрации этого элемента в системе. Уже при 0,26%-ном его содержании в расплаве количество хлора в отделяющемся дистилляте составит 28—29%, что в пересчете на хлорид натрия дает 46—47 вес. %. Это значение примерно соответствует концентрации растворов, наблюдавшихся в виде многофазных ГЖВ в кварце ординарных гранитов. Редкая встречаемость подобных включений, видимо, должна означать, что указанный уровень содержания хлора (0,26%) достигался лишь в самом конце процесса кристаллизации, когда расплав был близок к исчерпанию и сохранялся только в отдельных полостях кристаллического агрегата. И наоборот, широкая распространенность включений водно-солевой жидкости умеренной, а тем более высокой концентрации должна указывать на то, что обсуждаемый уровень концентрации хлора в расплаве был достигнут задолго до его исчерпания, т. е. на ранних стадиях процесса кристаллизации. Следовательно, изученные нами вольфрамоносные магматические системы, а в ряде случаев отдельные их части действительно отличаются от «нерудоносных» интрузий повышенным содержанием галогенов.

В связи с этим следует несколько подробнее рассмотреть возможные причины и механизмы влияния солевых компонентов гранитных магм на их потенциальную рудоносность. С одной стороны, многочисленными экспериментами установлено, что при высоких *PT*-параметрах растворы электролитов, в частности галогенидов, обладают значительно более высокой растворяющей способностью в отношении многих металлов, чем чистая вода [Holland, 1972; Foster, 1977; Икорникова, 1962;

Рябчиков, 1975; и др.]. Вероятная причина этого заключена в комплексообразующей роли фтора, хлора, серы, гидроксил-иона и других компонентов [Овчинников, Челищев, 1969; Брызгалин, 1976; Онтоев, 1974; Косалс, 1976; и др.]. В силу указанных свойств растворы электролитов способны экстрагировать многие металлы из горных пород и расплавов и транспортировать их в широком интервале температур и давлений.

С другой стороны, известно [Kilink, 1972; Рябчиков, 1975], что в случае сосуществования расплава с флюидной фазой некоторые солевые компоненты, особенно хлориды, переходят преимущественно во флюид, повышая тем самым его экстрагирующую способность. Следовательно, наличие в магме солевых компонентов гарантирует более благоприятные условия для извлечения во флюидную фазу ряда металлов на стадии магматической дистилляции.

Поскольку диффузия в кристаллическом веществе осуществляется гораздо медленнее, чем в расплаве, эффективность экстрагирования зависит от длительности гетерогенного состояния системы и от степени закристаллизованности магмы. Естественно, что более полному извлечению металлов из расплава способствует раннее отделение от него водно-солевой жидкости. В этом свете следует обратить особое внимание на роль солевых компонентов как инициаторов раннего флюидоотделения, чему до сих пор не придавалось особого значения.

Обратимся к рис. 3.3, на котором в малом треугольнике схематически показано изобарическое (2 кбар) сечение диаграммы плавления системы гранит — $H_2O-NaCl$, по И. Д. Рябчикову (1975), характеризуемой широким полем несмесимости силикатной и водно-солевой жидкостей². В верхнем углу треугольника в преувеличенном виде изображено поле кристаллизации силикатных расплавов, от границы которого отходят конноды, связывающие фигуративные точки сосуществующих силикатной и водно-солевой жидких фаз. Большие треугольники представляют собой сильно увеличенное схематическое изображение поля кристаллизации силикатов, в котором расположены фигуративные точки гипотетических гранитных расплавов L_1 и L_2 . Положение пары точек на каждой из диаграмм выбрано с таким расчетом, чтобы соответствующие им расплавы были идентичны по концентрации воды, но различались содержанием солевых компонентов (L_2 богаче солями, чем L_1).

Левая диаграмма отличается от правой положением изотерм на поверхности ликвидуса, что обусловлено разным характером влияния добавок тех или иных солей на температуру начала магматической кристаллизации: хлориды, по данным К. В. Бэр-

² Присутствие в системе двуокиси углерода может еще более расширить область сосуществования силикатного расплава с соевым раствором (рассолом), паром и кристаллами силикатов,

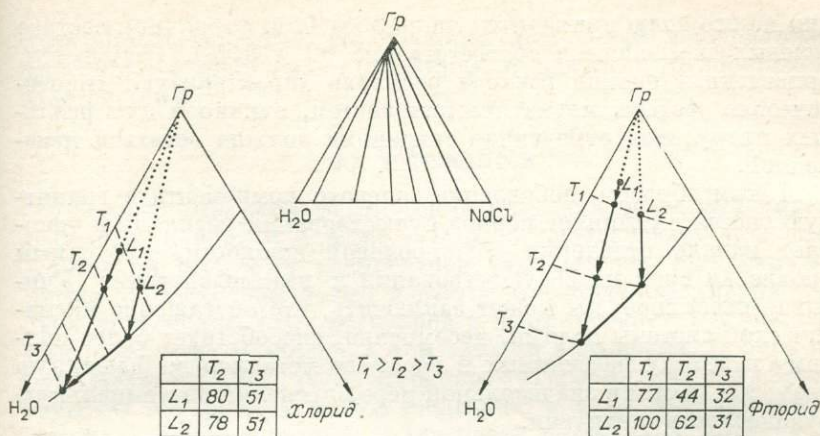


Рис. 3.3. Влияние добавки солей на длительность гетерогенного состояния гранитного расплава.

Малый треугольник — схематическое изображение изобарического ($P = 2$ кбар) сечения системы гранит — H_2O — $NaCl$ [по И. Д. Рябчикову, 1975] с залитым полем кристаллизации гранитного расплава. Справа и слева — это же поле, но в сильно увеличенном виде. L_1 и L_2 — фигуративные точки расплавов, содержащих одинаковое количество H_2O , но различающихся концентрацией солей; сплошные линии — ход кристаллизации расплавов, штриховые — изотермы; точки — стадии кристаллизации, для которых оценена доля незакристаллизованного расплава в процентах от массы системы (см. таблицы на рисунке).

нема (1970) и И. Д. Рябчикова (1975), такого влияния почти не оказывают, тогда как фториды температуру ликвидуса понижают значительно [Глюк, Анфилогов, 1975].

Жирными линиями на диаграммах показаны пути кристаллизации сравниваемых расплавов, причем выход фигуративной точки на границу поля кристаллизации силикатов знаменует начало процесса магматической дистилляции, т. е. отделения водно-солевой жидкости. Пользуясь правилом рычага, мы можем определить относительные количества выделившихся твердых фаз и незакристаллизованного расплава и тем самым оценить расход последнего на разных стадиях кристаллизации [Элерс, 1975]. Результаты определений представлены в табличках под диаграммами. Для каждого из сравниваемых расплавов указано процентное (относительно массы системы) содержание незакристаллизованной силикатной жидкости при фиксированных значениях температуры.

На диаграммах отчетливо видно, что в системах, обогащенных солями (при равном водосодержании), магматическая дистилляция начинается раньше, т. е. при более высокой температуре и при меньшей степени закристаллизованности расплава. Так, в примере с хлоридами к началу отделения пузырьков несиликатной жидкости обогащенная солями система L_2 содержит 78% расплава, тогда как в системе L_1 к началу дистилля-

ции на его долю приходится лишь 50% (при фторидном составе солевых компонентов соответственно 62 и 32%). Разумеется, приведенные оценки расхода расплава характеризуют гипотетические составы магматических систем, однако и для реальных интрузивов отмеченная тенденция должна остаться неизменной.

Таким образом, добавление солевого компонента в гранитную систему удлиняет период существования расплава и ускоряет начало отделения водно-солевой жидкости, тем самым продлевая срок их сосуществования и взаимодействия. Учитывая сказанное, мы можем заключить, что обогащение магматической системы солями, несомненно, способствует более полному переходу рассеянных в расплаве металлов во флюидную фазу, тем самым в значительной мере определяя потенциальную рудоносность интрузии.

Касаясь вопроса о влиянии компонентного состава солевой составляющей гранитной магмы на ее рудоносность, необходимо подчеркнуть следующее. Используемый нами криометрический метод определения солевого состава растворов при всей очевидности своих достоинств (применимость к индивидуальным включениям, неdestructивность, возможность многократного повторения анализа и т. п.) обладает ограниченными возможностями в том отношении, что, как правило, позволяет установить лишь принадлежность солей к определенному классу соединений. Из-за этого часть тонких различий между рудообразующими растворами разных месторождений или стадий минерализации остается невыясненной, а ряд второстепенных в количественном отношении соединений не фиксируется вообще. Тем самым исключается возможность учета роли каждого компонента в сложных химических реакциях, протекающих в гидротермальных системах.

И все же результаты криометрических исследований со всей определенностью показывают, что основу магматогенных вольфрамонасных растворов составляют галогениды — хлориды и фториды. На разных месторождениях соотношения хлора и фтора в растворах различны. Например, гидротермы Мариктиканского массива имеют существенно хлоридный состав; в магматогенных растворах Соктуйской интрузии наряду с преобладающими хлоридами в заметном количестве присутствуют соединения фтора; магматический дистиллят Спокойнинского массива насыщен, по-видимому, фторидами, но, судя по температуре протаивания эвтектики, содержит примесь хлоридов; в металлоносных гидротермах Гуджирской интрузии явно преобладают соединения фтора, бора и, вероятно, серы. Указанные факты позволяют предположить, что сама возможность возникновения вольфрамонасной гидротермальной системы определяется в первую очередь не столько качественным составом растворенных в расплаве галогенов, сколько их количеством,

хотя вполне вероятно, что компонентный состав обуславливает некоторые существенные особенности развития рудообразующей системы.

3.3. УГЛЕКИСЛОТА

Полученный нами фактический материал позволяет кратко рассмотреть вопрос о роли CO_2 в рудообразующем процессе. Благодаря быстрому распространению методов термобарогеохимии, в настоящее время известно множество примеров участия углекисловодных растворов в формировании месторождений различных металлов, в том числе и вольфрама. В ряде работ [Иванова, 1972, 1976; Шапенко, 1977; и др.] на это обстоятельство обращается особое внимание, и даже высказываются предположения об особой созидающей роли CO_2 в формировании вольфрамового оруденения. В последнее время для обоснования этого предположения привлекаются и изотопно-кислородные данные [Борщевский и др., 1979]. Действительно, включения с жидкой углекислотой присутствуют в минералах многих вольфрамоносных гранитных массивов и связанных с ними месторождений.

Однако специально предпринятое нами выборочное опробование ординарных гранитов различного возраста показало, что включения водно-углекислых растворов встречаются и в них, причем довольно часто. Яркой иллюстрацией к сказанному может служить пример Улекчинской площади, подробно охарактеризованный в подразделе 6.3. Кроме того, нередко факты отсутствия обсуждаемых включений в рудоносных гранитах и сопутствующих им гидротермалитах, а Г. Ф. Иванова (1976) приводит примеры, когда в пределах одного рудного поля часть вольфрамитовых жил характеризуется обилием включений жидкой углекислоты, тогда как в других жилах они не обнаружены. Показательно в этом отношении распределение водно-углекислых включений в неизмененных гранитах Соктуйского массива (см. рис. 2.26). Как видно, значительная часть месторождений и рудопроявлений вольфрама расположена за пределами ареала распространения обсуждаемых включений, причем гидротермалиты этих проявлений также не содержат включений с жидкой углекислотой. Зато они достаточно часты в кварце рудных жил внутри ареала. Приведенные факты служат примером размещения вольфрамового оруденения вне зависимости от распределения углекислоты в материнской интрузии и предостерегают от преувеличения роли CO_2 в формировании рудообразующих систем.

И тем не менее, углекислота, вероятно, может в некотором отношении способствовать зарождению гидротермальных металлоносных растворов. В предыдущем подразделе приводились аргументы в пользу того, что полнота экстрагирования

металлов из магматического расплава в значительной мере определяется длительностью существования в нем обособлений (пузырьков) флюидной фазы и, очевидно, их количеством. А углекислота относится к тем компонентам гранитных магм, которые в силу плохой растворимости удаляются из расплава задолго до насыщения его водой [Соболев, 1973; Рябчиков, 1975]. Это означает, что в CO_2 -содержащей магме обособления флюидной фазы появятся раньше, чем в аналогичном по составу и концентрации воды, но лишенном углекислоты расплаве. Правда, первые порции такого дистиллята обогащены двуокисью углерода, которая при параметрах магматического процесса практически не гидролизуется и в смеси с H_2O выступает в роли пассивного разбавителя [Рябчиков, 1975]. Однако такой флюид все же способен, видимо, извлекать из расплава металлы, и по мере возрастания в нем доли H_2O экстрагирующая способность флюида должна расти. Таким образом, позитивная роль CO_2 может проявиться в увеличении суммарной поверхности соприкосновения расплава с флюидом и в удлинении периода их взаимодействия. Истинное значение этого фактора, очевидно, еще предстоит оценить.

3.4. ТР-УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Сведения о температурных условиях магматической дистилляции и кристаллизации вольфрамоносных интрузий подробно изложены в соответствующих пунктах предыдущего раздела, поэтому здесь мы приводим обобщенные термометрические данные (табл. 3.3).

Представленные результаты термометрического изучения расплавных включений можно рассматривать в нескольких аспектах. Прежде всего отметим, что они вполне согласуются с представлениями, согласно которым кристаллизация расплава проходит в условиях понижающихся температур. Во всех случаях, когда в исследуемых породах достаточно определенно различались разновозрастные генерации кварца (фенокристы и основная масса, внешние и внутренние зоны кристаллов и т. д.), расплавные включения в более ранних выделениях гоменизировались при более высокой температуре. Это позволяет считать, что $T_{\text{гом}}$ расплавных включений дает верное представление об относительных температурах выделения минералов.

В то же время абсолютные значения $T_{\text{гом}}$ представляются неожиданно высокими, особенно в свете данных об обогащенности законсервированных расплавов водой (см. подраздел 3.1). Это кажется тем более удивительным, что в кварце обычных гранитов расплавные включения с меньшим содержанием H_2O характеризуются заметно более низкими значениями $T_{\text{гом}}$.

Температуры гомогенизации расплавных включений в кварце вольфрамоносных гранитных интрузий

Объект	Стадия кристаллизации	
	раннемагматическая	позднемагматическая
Гуджирская интрузия, фаза:		
II	1100—960	900—800
III	?	900
IV	1180—1100	1000
V	1220	?
VI	960—900	910
Хангилай-Шилинская интрузия, массив:		
Спокойнинский	1020—985	1020—920
Хангилайский	950	?
Соктуйский массив, часть:		
южная флюидогенерирующая	1230	1090—990
восточная	?	960—940
Мариктиканский массив, рудовмещающая часть	1120—1080	1060—915
Ординарные граниты Восточного Прибайкалья		930—715

В этой связи возникает вопрос: не могут ли приведенные значения оказаться завышенными в результате комбинирования расплавных включений с сопутствующими газово-жидкими? Ведь выше мы отмечали присутствие комбинированных включений почти во всех массивах, объясняя это гетерогенным состоянием расплава. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

Действительно, температура гомогенизации комбинированных включений намного выше, чем «нормальных», а однозначно различить их не всегда удается. Но, например, в гранитах Мариктиканского массива некоторая часть магматогенного кварца кристаллизовалась из «некипящего» расплава, что устанавливается на основании взаимоотношений этого кварца с более ранним, переполненным сопутствующими существенно газовыми включениями (см. рис. 2.17). Расплавные включения в позднемагматическом кварце весьма многочисленны и нередко образуют скопления, фиксирующие зоны роста кристаллов. Вырезав пластинки параллельно этим зонам, мы получили возможность наблюдать за многими десятками и сотнями включений одновременно. Подчеркнем, что эти опыты проведены с кристаллами кварца, инкрустирующими стенки миаролитовых полостей, т. е. образовавшимися на завершающей стадии кристаллизации расплава.

В изготовленных описанным способом пластинках исследованы расплавные включения из двух разных зон роста. Боль-

шая продолжительность опытов (15 и 21 ч) и 2—4-часовые экспозиции в изотермических условиях через каждые 20—50° после начала оплавления включений гарантировали равновесность процесса гомогенизации, в чем можно было убедиться по равной степени оплавления как мелких (3—5 мкм в поперечнике), так и крупных (до 20 мкм) включений. В первом опыте из 50 взятых под наблюдение включений 5 оказались комбинированными (силикатный + солевой расплавы), 8 вскрылись при растрескивании пластинки, а остальные гомогенизировались в интервале 980—1000°. Во втором опыте наблюдение велось сразу за 232 включениями. Из них в ходе опыта разгерметизировались 7, стали неразличимыми из-за потемнения образовавшихся трещин 8 РВ. Из оставшихся 217 включений 195, т. е. 90%, гомогенизировались в интервале 915—930°.

Результаты этих опытов позволяют сделать два важных вывода. Во-первых, высокие температуры гомогенизации характерны и для «нормальных» (не комбинированных) включений, консервировавшихся в отсутствие флюидной фазы в расплаве. Во-вторых, высокая плотность результатов при большом разнообразии размеров исследуемых включений свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь значительной утечки летучих во время α — β трансформаций кварца. Следовательно, нет никаких оснований предполагать, что полученные значения $T_{\text{гом}}$ завышены относительно истинной температуры кристаллизации из-за гетерогенного состояния магмы или в результате утечки газов из вакуолей в процессе структурной перестройки минерала-хозяина.

В качестве еще одной из возможных причин завышения температур гомогенизации обычно вполне обоснованно рассматривается разгерметизация включений при их нагревании. Действительно, все включения, содержащие жидкую фазу H_2O , весьма склонны к декрепитации, особенно в интервале 450—700°. Тщательное наблюдение за поведением разгерметизировавшихся РВ в ходе их дальнейшего нагревания позволило установить следующую закономерность. Если декрепитация включения сопровождается образованием трещины, открывающейся на поверхность пластины, то РВ немедленно чернеет и не оплавляется вплоть до 950—1000°. Если же «слепые» микротрещинки не соединяют вакуоль с атмосферой, а лишь увеличивают ее объем, то такое включение начинает оплавляться при более низкой температуре, чем герметичное. В зависимости от того, в какой части вакуоли происходит разрыв, образовавшаяся трещина заполняется либо флюидом, либо расплавом (если он уже появился), а впоследствии нередко отшнуровывается. Соответственно включения, потерявшие часть флюидной фазы, остаются с уменьшенным газовым пузырьком, тогда как при удалении в трещину части расплава объем газового пузырька заметно увеличивается. Последующие фазовые превращения

во включениях определяются степенью разгерметизации и происходят при разных температурах. Отмеченные особенности в большинстве случаев позволяют своевременно выявлять негерметичные включения и документировать их отдельно от герметичных. На основании изложенного мы считаем, что благодаря принимавшимся мерам влияние разгерметизации на результаты термометрии сведено к минимуму, и высокие значения $T_{\text{гом}}$ не могут обуславливаться этой причиной.

В поисках иных возможных причин завышения температур гомогенизации герметичных не комбинированных расплавных включений мы обратились к данным об их фазовом составе, который в свете существующих представлений кажется необычным. Действительно, почти все исследователи расплавных включений в гранитах указывают (если затрагивают этот вопрос), что кристаллические фазы внутри вакуоли представлены кварцем и полевыми шпатами [Базаров и др., 1969; Чупин, 1975; Косухин, 1977; и др.]. В изученных же нами гранитах, как ординарных, так и рудоносных, расплавные включения непременно содержат мусковит в качестве одной из главных кристаллических фаз (вторая представлена кварцем). Практически во всех случаях наряду с кварцем и мусковитом присутствуют другие недиагностируемые твердые частицы, среди которых, по данным В. Ю. Скрябина (1978), различается натрий-содержащая, возможно солевая фаза. Однако полевые шпаты в рассматриваемых включениях, по-видимому, присутствуют очень редко (имеются в виду РВ с жидкой водной фазой).

Основанием для такого заключения служат следующие факты и соображения. Наличие в исследованных включениях жидкой фазы H_2O обуславливает резкое возрастание давления водяного пара в вакуоли по мере роста температуры. Судя по плотности флюидной части РВ, к 700° величина $P_{\text{H}_2\text{O}}$ должна достигать 4—6 кбар. Интенсивная декрипитация значительной части даже мелких (3—4 мкм) включений свидетельствует о реальности высокого внутреннего давления. Согласно многочисленным экспериментальным данным, при указанных параметрах ($T = 700^\circ$, $P_{\text{H}_2\text{O}} \geq 4$ кбар) в кварц-полевошпатовой смеси должен появиться расплав, что и происходит во включениях такого состава, иногда даже при более низких температурах [Косухин, 1977]. Что касается РВ в исследованных вольфрамоносных гранитах, то они начинают оплавляться лишь по достижении $750\text{—}830^\circ$. Более того, как указывалось выше, частичная разгерметизация включений, неизбежно сопровождающаяся падением давления в вакуоли, снижает температуру начала оплавления ($T_{\text{нп}}$), тогда как при кварц-полевошпатовом составе РВ картина должна быть обратной. На наш взгляд, удовлетворительное объяснение отмеченных явлений состоит в том, что кристаллические фазы в рассматриваемых включениях представлены в основном кварцем

и мусковитом, а полевые шпаты, если и присутствуют, то в очень небольшом количестве. Как известно [Evans, 1965; Althaus e. a., 1970; Storre Karotke, 1972], температура плавления мусковита в присутствии кварца повышается с увеличением давления паров H_2O . Наличие газовой-жидкой существенно водного флюида в РВ, очевидно, и обуславливает высокие значения $T_{\text{пп}}$. Ясно также, что частичная разгерметизация включения и связанное с этим уменьшение давления способствуют понижению температуры начала плавления.

Возможные причины появления во включениях гранитного расплава столь необычной минеральной ассоциации рассматривались ранее [Рейф, 1976, 1978а], поэтому не имеет смысла вновь останавливаться на этом вопросе. В свете обсуждаемой проблемы важнее подчеркнуть, что фазовый состав исследованных включений действительно несколько необычен. Во всяком случае он отличается от состава кварц-полевошпатовой системы, результаты экспериментального изучения которой обычно привлекаются для интерпретации явлений, происходящих в расплавленных включениях. Разумеется, указанное обстоятельство следует учитывать, так как оно вносит некоторую неопределенность в решение вопроса о соответствии температур гомогенизации рассматриваемых включений температурам кристаллизации минерала-хозяина. В этом аспекте особое значение приобретают данные о температуре гомогенизации включений солевого расплава, захваченных одновременно с включениями силикатной магмы.

Как показано в предыдущем разделе (см. п. 2.4.1), в гранитах южной части Соктуйского массива позднемагматический кварц содержит включения и силикатного, и солевого расплава, а также комбинированные РВ, в которых совместно присутствуют обе эти фазы. Близость температур гомогенизации силикатных и солевых РВ (1090 и 1130°) свидетельствует в пользу соответствия высоких значений $T_{\text{гом}}$ истинным температурам кристаллизации вольфрамоносных интрузий, ибо если в отношении равновесности процесса плавления силикатных фаз во включениях еще могут возникнуть какие-то сомнения, то наличие кинетических факторов, способных задержать расплавление солевой системы, представляется весьма маловероятным. В обсуждаемой проблеме соответствия указанный факт может оказаться решающим, если его удастся многократно воспроизвести на включениях солевого расплава, выявленных в препарате до его нагревания.

С позиции существующих представлений о солидусно-ликвидусных отношениях в водосодержащих гранитных системах [Кадик и др., 1971; Новгородов, 1975; Wyllie e. a., 1976; и др.], кристаллизация расплава с $X_{H_2O} = 3-4\%$ при $T = 1100-1200^\circ$ в условиях земной коры представляется необъяснимой. Однако в литературе уже имеются сведения о подобного рода

несоответствиях. В частности, А. И. Захарченко (1972) приводит данные о том, что во внешних зонах топаз- и вольфрамит-содержащих камерных пегматитов Кента полное расплавление раскристаллизованных включений достигается при 900° , а по данным В. Б. Наумова с соавторами (1971, 1977) температура гомогенизации расплавных включений в топазе из онгонитов достигает 1000° . Последний факт особенно примечателен, так как, согласно экспериментальным данным [Коваленко, Коваленко, 1976], из-за обогащенности онгонитов фтором температура их солидуса может понижаться до 580° .

Обобщая сказанное, можно сделать следующие выводы:

а) граниты изученных вольфрамоносных массивов Забайкалья характеризуются высокими температурами кристаллизации и магматической дистилляции ($T_{\text{гом}} = 1200-800^{\circ}$), что отличается их от ординарных гранитов региона;

б) близкими температурами кристаллизации характеризуется ряд редкометалльных интрузий в других регионах;

в) эти температурные данные не согласуются с экспериментально установленными солидусно-ликвидусными отношениями в водосодержащих гранитных системах.

Наличие отмеченных противоречий пока не позволяет дать однозначную генетическую интерпретацию установленным фактам, однако не препятствует их использованию в качестве одного из критериев при выявлении потенциально рудоносных интрузий.

Возможности для количественной оценки давления на стадии магматической дистилляции и кристаллизации расплава изучавшихся массивов ограничены. С небольшими допущениями, которые оговорены в п. 2.1.1, мы получили возможность относительно строго рассчитать величину давления только для стадии отделения водно-углекислого флюида при кристаллизации Спокойнинского массива. Согласно расчетам, $P_{\text{фл}} \geq 5,35$ кбар. Менее точно, но без произвольных допущений оценивается флюидное давление для Марикиканского массива: на стадии сосуществования силикатного и солевого расплава с газообразным водным флюидом оно было заведомо и, вероятно, намного ниже 1,3 кбар. К концу магматического этапа $P_{\text{фл}}$ превысило 1,3 кбар. Наконец, для Соктуйского массива минимальное значение флюидного давления можно определить по разнице температур частичной и полной гомогенизаций водно-солевых многофазных включений, используя PVT -диаграмму для 30%-ного раствора хлорида натрия: $P_{\text{фл}} \geq 2,9$ кбар. Этим и исчерпываются количественные оценки.

Однако наличие в расплавах включениях гетерофазной существенно водной флюидной фазы, а также данные о концентрации отделившейся от расплава водно-солевой жидкости позволяют получить независимым путем качественные оценки интересующего нас параметра.

Из работ И. Д. Рябчикова (1975), Д. С. Глюка и В. Н. Анфилогова (1975), Н. И. Коваленко (1977) известно, что в системах гранит — $H_2O-NaCl$, гранит — H_2O-NaF , гранит — H_2O-KF , гранит — H_2O-HF при давлениях 1 кбар концентрация водно-солевого ликвата не может опускаться ниже определенного, довольно высокого, уровня — 75 вес. % солевого компонента. Отделение раствора более низкой концентрации возможно только при более высоком давлении (свыше 1,3 кбар для хлорсодержащей системы). Следовательно, если реальная магматическая система (интрузия) кристаллизуется в условиях сравнительно низких давлений порядка 1 кбар, то среди законсервированных продуктов дистилляции наряду с существенно водными малоплотными растворами (газовые включения) должны присутствовать преимущественно высококонцентрированные рассолы или расплавы-рассолы (кристаллофлюидные включения). Такие соотношения установлены только для раннемагматической стадии Мариктиканского массива.

При давлениях свыше 1,3—2 кбар концентрация водно-солевого дистиллята постепенно меняется от весьма высокой до незначительной, поэтому в первичных (сопутствующих) включениях должны присутствовать растворы разной, а не только весьма высокой концентрации. Подобную картину мы наблюдаем в Соктуйском и Спокойнинском массивах. Следовательно, кристаллизация в условиях сравнительно низких давлений имела место только в раннемагматическую стадию формирования Мариктиканского массива. Остальные исследованные интрузивы кристаллизовались при давлении свыше 1,3—2 кбар.

С другой стороны, присутствующая в расплавных включениях существенно водная гетерофазная флюидная фаза гомогенизируется в жидкость, что свидетельствует о ее высокой плотности. Как показал О. Н. Косухин (1978), образование подобных включений в минералах пегматитов происходит при $P_{фл} = 3,7-5$ кбар. А поскольку характеризуемые граниты кристаллизовались в условиях более высоких температур, чем пегматиты, изученные им же, то флюидное давление должно быть не ниже указанных значений. При этом близость температурных интервалов кристаллизации вольфрамонасных интрузий позволяет сделать вывод, что величина флюидного давления тем выше, чем ниже температура гомогенизации флюидной части расплавных включений. Это дает возможность следующим образом ранжировать изученные интрузии по величине флюидного давления (в порядке его уменьшения): апикальная часть Хангилай-Шилинской интрузии (Спокойнинский массив) и глубинная камера Гуджирской интрузии → вскрытые эрозией апофизы последней, в том числе Первомайский массив → Соктуйский массив → Мариктиканский массив.

Как видим, независимые способы оценки флюидного давления в целом согласуются между собой. Это дает основания для выводов:

а) процесс магматической дистилляции вольфрамоносных интрузий, т. е. стадия зарождения рудообразующих систем, протекает в широком интервале давлений, но в большинстве случаев при $P_{\text{фл}} \geq 3-5$ кбар;

б) наибольшие значения флюидного давления свойственны тем частям интрузий, которые проявляют себя как области самого интенсивного флюидоотделения: глубинная часть Гуджирской интрузии и Спокойнинский массив.

Оценивая вероятную роль давления в формировании рудообразующих систем, следует принять во внимание следующее. Поскольку растворимость воды и других летучих компонентов в гранитных расплавах прямо зависит от давления, а содержание воды, в свою очередь, определяет массу отделяющихся от кристаллизующейся магмы гидротермальных растворов, высокое давление выступает здесь как положительный фактор. Кроме того, в условиях высокого давления отделяющийся от магмы дистиллят обладает повышенной плотностью, что существенно сказывается на его растворяющей (и экстрагирующей) способности: в малоплотном парообразном флюиде растворимость большинства соединений значительно ниже, чем в жидкообразном. Наконец, высокое давление в магматической системе способствует возникновению в породах рамы хорошо развитой системы трещин (штокверки, зоны и участки брекчирования и т. д.). Таким образом, давление должно рассматриваться как важный фактор возникновения рудообразующих систем.

3.5. МАГМАТИЧЕСКАЯ ДИСТИЛЛЯЦИЯ

Принципиально важная роль магматической дистилляции как инициальной фазы развития реальных рудообразующих систем неоднократно подчеркивалась выше. Обобщить изложенное можно следующим образом. Магматическая дистилляция создает условия для перехода многих рассеянных в расплаве металлов в сосуществующий с ним флюид. Экстрагирующая способность последнего в значительной мере определяется его плотностью и наличием в нем солевых компонентов (в частности, галогенидов), а полнота экстракции зависит от количества флюидных обособлений (пузырьков), массы расплава, охваченного этим процессом, и от длительности периода сосуществования флюидных пузырьков с расплавом. Эти выводы аргументированы выше, поэтому здесь мы остановимся в основном на данных, касающихся последнего из перечисленных положений, еще не обсуждавшегося на фактическом материале.

В подразделе 2.4 показано, что в пределах Соктуйского гранитного массива многофазные включения солевых растворов являются надежным индикатором вольфрамового оруденения.

Кажущееся противоречие этому — отсутствие признаков вольфрамовой минерализации в юго-восточной части массива, которая по распространенности этих включений не отличается от юго-западной, вмещающей почти все известные месторождения и рудопроявления (см. рис. 2.24). Вместе с тем обращает на себя внимание то, что граниты в этой части представлены слабоядерными разновидностями, нередко имеющими облик субвулканических гранит-порфиров, что свидетельствует о закалочном режиме их кристаллизации. Это обстоятельство, несомненно, обусловило скоротечность процесса магматической дистилляции, создав тем самым неблагоприятные условия для экстрагирования металлов. В этом мы видим главную причину безрудности юго-восточной части массива.

Еще более наглядны геохимические данные по Первомайскому массиву Гуджирской интрузии, заимствованные нами из работы Я. А. Косалса (1976). Этот исследователь определил содержание ряда элементов в породах разной степени раскристаллизованности, выявив интересную закономерность (табл. 3.4).

Из приведенных данных следует, что с увеличением кристалличности породы содержание металлов в ней закономерно падает и в среднезернистых гранитах составляет от 46 до 75% той концентрации, которая зафиксирована в наиболее закаленной

Таблица 3.4

Распределение ряда элементов в породах Первомайского массива, различающихся степенью раскристаллизации, по Я. А. Косалсу (1976)

Элемент	Структура породы и основной массы			
	порфировидная			равнозернистая
	микрографическая и микроаплитовая	аплитовая	мелкозернистая гранитная	среднезернистая гранитная
Mo	2,4	2,2	2,0	1,8
	1,0	0,92	0,83	0,75
Be	8,1	6,9	6,3	5,2
	1,0	0,85	0,78	0,64
W	4,5	3,8	3,2	2,8
	1,0	0,84	0,71	0,62
Sn	6,1	4,5	3,5	2,8
	1,0	0,74	0,57	0,46

Примечание. Числитель — содержание элемента, г/т; знаменатель — относительное содержание по сравнению с наименее раскристаллизованной разновидностью.

Физико-химические условия и факторы возникновения и развития рудообразующих систем

Основные условия функционирования рудообразующей системы	Явления и процессы, обеспечивающие реализацию основных условий	Физико-химические факторы и признаки их проявления, устанавливаемые методами термобарогеохимии	
		факторы	признаки
Наличие источника гидротермальных растворов	Интенсивная магматическая дистилляция	Обогащенность расплава водой	Обогащенность расплавных включений водой и водосодержащими твердыми фазами
Эффективность экстрагирования рассеянных в расплаве металлов флюидной фазой	Обогащенность флюида солевыми компонентами	Обогащенность расплава галогенами	Обилие в кварце неизмененных гранитов включений водно-солевых растворов умеренной и высокой концентрации
	Высокая плотность флюида	Высокое флюидное давление (свыше 1,5—2 кбар)	Наличие в расплавных включениях флюидной составляющей, гомогенизирующей ее в жидкую фазу
Полнота экстрагирования металлов из магматического тела во флюидную фазу	Проявление магматической дистилляции в большом объеме магматического тела	Исходная обогащенность водой крупных магматических масс	Широкая распространенность первичных (сопутствующих) включений водно-солевых растворов в кварце гранитов как в латеральном, так и в вертикальном направлениях

Основные условия функционирования рудообразующей системы	Явления и процессы, обеспечивающие реализацию основных условий	Физико-химические факторы и признаки их проявления, устанавливаемые методами термобарогеохимии	
		факторы	признаки
	Низкая степень закристаллизованности расплава к моменту возникновения магматической дистилляции	Обогащенность расплава водой, галогенами, углекислотой	Наличие сопутствующих газозо-жидких включений в раннемагматических минералах
	Длительность сосуществования расплава с обособлениями флюидной фазы (пузырьками)	Медленная кристаллизация в условиях термостатирования и закрытости системы	Отсутствие стекловатых включений
	Многочисленность обособлений флюидной фазы (пузырьков)	Флуктуации давления	Широкое распространение первичных включений вообще, а комбинированных расплавных и сопутствующих газозо-жидких — особенно
	Низкая вязкость расплава (?)	Высокая температура начальных и конечных стадий кристаллизации ($T_{\text{гом}}=1200-800^\circ$)	Высокая температура гоменизации расплавных включений даже при наличии в них жидкой фазы H_2O

фациальной разновидности. С учетом конкретной геологической обстановки отмеченную тенденцию трудно объяснить какими-либо причинами кроме различной длительности кристаллизации пород. Очевидно, именно большая продолжительность кристаллизации среднезернистых гранитов обеспечила удаление из расплава с магматическим дистиллятом от 25 до 54% исходного количества металлов.

Таким образом, длительность сосуществования расплава с обособлениями флюида является важным условием превращения магматического дистиллята в рудоносный гидротермальный раствор.

* *
*

Анализ термобарогеохимических данных об условиях зарождения и развития изученных нами рудообразующих систем позволил выявить основные физико-химические факторы, определяющие и регулирующие этот процесс. Взаимосвязь этих условий и факторов отражена в табл. 3.5. По нашим данным, определяющая роль принадлежит процессам взаимодействия обогащенного водой и галогенами магматического расплава с отделившимся от него дистиллятом. По причинам, изложенным в подразделе 3.4, о положительной роли температурного фактора мы можем пока судить только на основании эмпирических данных.

4. ОСНОВНЫЕ УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В разделе 2 приведены многочисленные доказательства того, что гидротермальные рудоносные растворы формируются из продуктов магматической дистилляции и, прежде чем сбросить рудную нагрузку, претерпевают длительную эволюцию в широком диапазоне температур и давлений. Разумеется, большой интерес представили бы сведения о всех ступенях этой эволюции, но в данном случае перед нами стоит более узкая задача: обобщить полученный материал с целью выяснения основных условий и главных факторов рудоотложения.

4.1. СОЛЕВОЙ СОСТАВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Вопрос о солевом составе вольфрамоносных растворов имеет два аспекта: качественный и количественный. В отношении компонентного (качественного) состава известно следующее. Судя

по результатам криометрического изучения включений, рудообразующие растворы каждого из изученных месторождений характеризуются своим специфическим набором солей. На это указывают как различия в температурах протаивания эвтектики, так и своеобразие оптических свойств выпадающих из раствора кристаллов. Однако во всех случаях главными компонентами растворов являются галогениды, из которых на Джидинском месторождении явно преобладают фториды, а на Марикитанском — хлориды. Растворы Спокойнинского месторождения имеют, по-видимому, существенно фторидный состав, но примесь хлоридов фиксируется отчетливо, а в гидротермах Соктуйского рудного узла хлориды преобладают над фторидами. Таким образом, если иметь в виду только солевые компоненты, то основной геохимический фон вольфрамосных растворов всех исследованных месторождений задается галогенами.

В зависимости от преобладания того или иного галогена в рудообразующих растворах на данной стадии работ можно выделить два основных типа вольфрамового оруденения, заметно различающихся как по геологическим, так и по термобарогеохимическим характеристикам. Первый тип (Джидинское, Спокойнинское месторождения) сформирован существенно фторидными гидротермальными растворами, второй (Марикитан) — существенно хлоридными.

Оруденение первого (фторидного) типа представлено, по-видимому, значительной частью известных в Забайкалье и сопредельных районах вольфрамовых месторождений. Они хорошо изучены, их практическая значимость сомнений не вызывает. Для этих месторождений характерно широкое и интенсивное развитие гидротермальной проработки вмещающих пород, особенно — грейзенизации; наличие в жильном комплексе флюорита, топаза; широкий спектр сопутствующих компонентов (Mo, Be, Sn, Li, Bi, Pb, Zn и т. д.). Во многих случаях рудные тела удаляются от материнской интрузии на значительное расстояние, что, вероятно, обусловлено сравнительно низкими температурами продуктивной стадии (около 300°).

Оруденение второго (хлоридного) типа на территории Забайкалья установлено впервые и изучено явно недостаточно. Его отличает слабое развитие околорудных изменений, практически полное отсутствие грейзенизации, малокомпонентный состав руд. Верхняя температурная граница продуктивной стадии достигает 530° (нижняя — 320°), что, видимо, в значительной мере определяет размещение оруденения в теле материнской интрузии и в зоне ближнего экзоконтакта. Практическая ценность оруденения этого типа не выяснена. Однако в литературе имеются указания на то, что часть рудных тел промышленных месторождений формируется концентрированными хлоридными растворами. Так, Г. Н. Щерба с соавторами (1964) выде-

ляет малослюдистые или бесслюдистые рудоносные кварцевые «грейзены хлорного типа метасоматоза» на месторождениях Акчатау, Дарат, Узун-Булак, а Ю. П. Дорошенко и Н. Н. Павлунь (1978) указывают, что отложение вольфрамита на Акчатау осуществлялось в температурном интервале 480—260° из наиболее концентрированных (до 65 вес. % NaCl+KCl) существенно хлоридных растворов. Таким образом, есть основания полагать, что существенно хлоридными растворами может создаваться оруденение, представляющее промышленный интерес. Это обстоятельство служит дополнительным аргументом в пользу оправданности выделения подобных вольфрамовых месторождений в самостоятельный тип.

Оруденение, связанное с Соктуйским массивом, занимает промежуточное положение, совмещая в себе признаки месторождений обоих типов. С одной стороны, здесь весьма многочисленны слюдистые грейзены с флюоритом, иногда с топазом, но, с другой стороны, слагаемые ими зонки, как правило, маломощны, а часть кварц-вольфрамитовых жил вовсе не сопровождается грейзенизацией. Участие хлоридных растворов в процессе рудообразования доказывается широкой распространенностью многофазных включений с галитом в минералах рудных тел, в том числе и в топазе. Вероятно, в связи с присутствием в гидротермальных растворах хлоридов начало продуктивной стадии здесь несколько более высокотемпературное (350°), чем на месторождениях фторидного типа (около 300°).

Термобарогеохимические признаки месторождений рассматриваемых типов приведены в табл. 4.1.

Предложенные классификационные признаки обладают тем несомненным достоинством, что их носителями являются не только гидротермальные минералы рудных тел, но также магматогенные и метаморфические минералы рудовмещающих пород, в которых они присутствуют в виде вторичных образований даже тогда, когда околорудные изменения почти не проявлены. Кроме того, часть признаков может быть установлена непосредственно в поле при микроскопическом изучении включений в иммерсионных препаратах минералов. Все это облегчает и ускоряет процедуру типизации конкретных проявлений рудной минерализации и тем самым способствует выбору оптимального направления поисково-оценочных работ и термобарогеохимических поисково-оценочных критериев.

Кроме рассмотренных выше данных о качественном составе вольфрамоносных гидротерм, важную информацию содержат сведения об изменении в процессе рудообразования количественных характеристик гидротермальных растворов. При этом, благодаря изученности многоэтапного оруденения Джидинского рудного поля, мы получаем возможность проследить, как меняются параметры растворов от этапа к этапу, с одной стороны, и в рамках одного этапа — с другой.

Т а б л и ц а 4.1

Термобарогеохимические признаки вольфрамового оруденения разных типов

Признак	Тип оруденения		
	фторидный	промежуточный (фторидно-хлоридный)	хлоридный
Наличие многофазных включений солевых растворов	Не характерно	Характерно, объем кристалликов солей редко превышает 25% объема вакуоли	Весьма характерно, объем кристалликов солей достигает 60—70% объема вакуоли
Наличие жидкой углекислоты во включениях солевых растворов	Иногда отмечается	Не характерно	Не характерно
Наличие слюдоподобной твердой фазы во включениях	Характерно	Не характерно, но отмечается	Не характерно
Температура гомогенизации включений, °С	270—240	350—320	550—320
Выпадение из раствора при замораживании включений кристаллов с показателем преломления, близким к светопреломлению раствора	Весьма характерно	Характерно	Не характерно

Первое представление об изменении состава растворов от этапа к этапу дает график (рис. 4.1), отражающий результаты криометрических исследований в натуральном виде. Уже на этом графике отчетливо видно, что молибденоносные растворы ранних этапов отличаются по количественным характеристикам от вольфрамоносных растворов поздних этапов. Правда, физико-химическая сущность этих различий на графике представлена опосредованно, через температуру фазовых превращений, и потому воспринимается с трудом. В наиболее наглядной форме суть различий можно показать на диаграмме растворимости водно-солевой системы соответствующего состава, но для ее

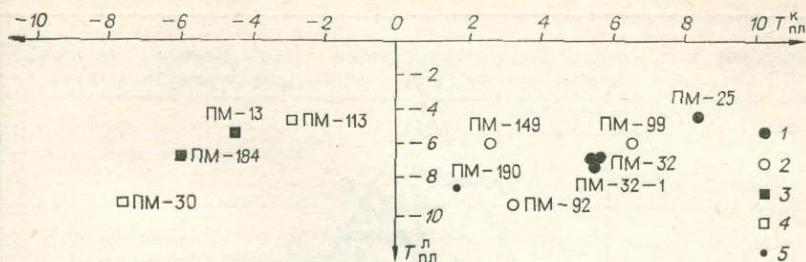


Рис. 4.1. Отличие вольфрамоносных растворов от молибденоносных по криометрическим данным.

Фигуративные точки растворов: 1 — VI этапа, 2 — V этапа, 3 — IV этапа, 4 — III этапа, 5 — II этапа.

построения имеющих данных недостаточно. Прежде всего, это связано с тем, что химический состав главных компонентов рудоносных растворов установлен ориентировочно. Таким образом, строгая оценка концентрации солей в гидротермах на основе имеющих данных невозможна. И все-таки мы можем получить представление об относительном изменении концентрации отдельных компонентов, построив по справочным данным [Жиргинцев и др., 1972] диаграмму растворимости тройной системы H_2O — соль X — соль Y , где X и Y — соединения, которые по растворимости и температурам бинарных эвтектик наиболее близки к компонентам реальных растворов включений из минералов Джидинского месторождения (рис. 4.2).

За компонент X принят пиросульфит аммония $(NH_4)_2S_2O_5$ ($T_{эвт} = -31,0^\circ$), за Y — фтороборат аммония NH_4BF ($T_{эвт} = -2,7^\circ$). При этом подразумевается, что X соответствует тому компоненту растворов включений, который обуславливает протаивание эвтектики при -31° , а Y — соединению, выпадающему при охлаждении ГЖВ в виде кристаллика и отнесенному нами по сумме признаков к классу фтороборатов (см. п. 2.2.2). При таком условии можно на основании результатов криометрического изучения нанести фигуративные точки исследованных растворов на диаграмму и, используя свойства барицентрических координат, оценить содержание в них компонентов X и Y . Разумеется, полученные таким образом численные выражения концентрации X и Y являются лишь первым приближением к значениям концентрации главных компонентов реальных растворов, однако благодаря этой диаграмме мы можем в более явном виде показать суть происходящих изменений.

При нанесении на диаграмму фигуративной точки, отражающей состав исследованного включения, мы руководствуемся тем, что интервалу совместного существования жидкости, льда и кристаллической соли соответствует определенный отрезок

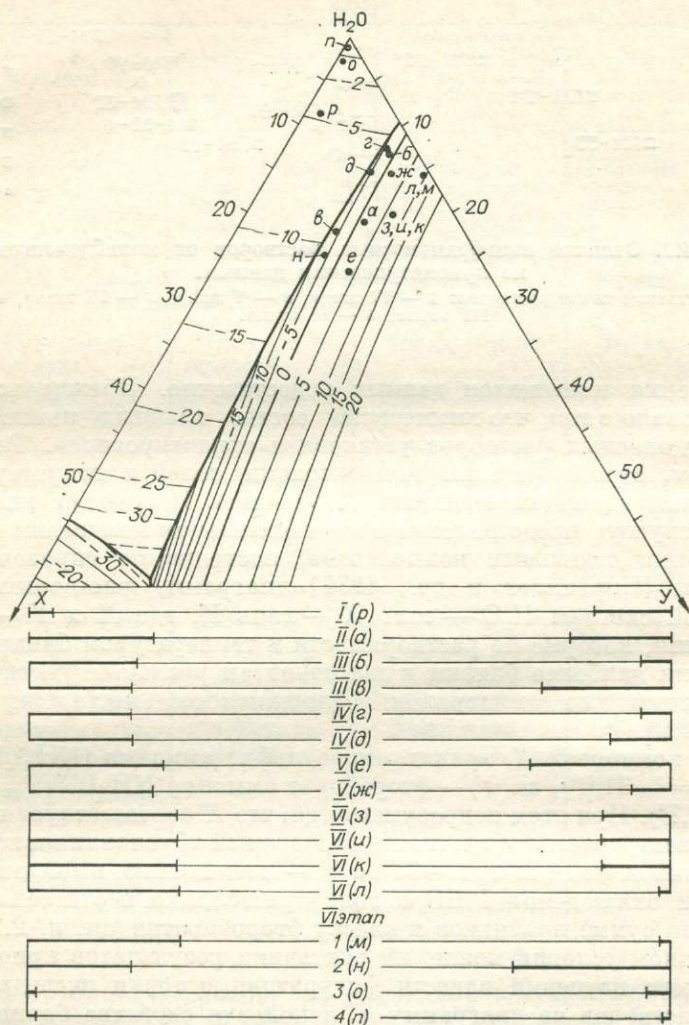


Рис. 4.2. Диаграмма растворимости системы H_2O — соль X — соль Y, иллюстрирующая изменение количественных характеристик рудоносных растворов Джидинского месторождения от этапа к этапу и от стадии к стадии.

Фигуративные точки на диаграмме (а — р) соответствуют составам растворов реальных включений из минералов разных этапов и стадий. Под диаграммой — линейные графики, показывающие концентрацию отдельных компонентов в растворах. II—VI — этапы оруденения, 1—4 — стадии VI этапа, в процессе которых последовательно формировались участки рудной жилы, показанной на рис. 2.13.

Изменение количественных характеристик гидротермальных растворов разных этапов формирования Джидинского рудного поля, вес. %

Этап минерализации	n	Содержание соли		Суммарное содержание солей
		Y	X	
I. Безрудный	2	3	9,3	12,3
II. Комплексный (Mo—Be—W)	10	14,9	11,8	26,7
III. Молибденовый	7	12,7	10	22,7
IV. Молибден редкометальный	12	12,4	5,6	18
V. Редкометально-вольфрамовый	14	15,8	11	26,8
VI. Вольфрамовый	24	18,1	6,6	24,7

котектической линии. Началом его является точка тройной эвтектики, а концом — точка пересечения котектической кривой с изотермой, отвечающей температуре растворения одной из двух твердых фаз. Если эту точку соединить с вершиной диаграммы, которая соответствует нерастворившейся твердой фазе, то фигуративная точка раствора определяется местом пересечения указанной линии с изотермой растворения последней твердой частички. Таким способом и нанесены на диаграмму составы исследованных включений. Это дало возможность получить графическое выражение концентрации X и Y в растворах разных этапов минералообразования на Джидинском месторождении (горизонтальные линии под диаграммой на рис. 4.2).

В числовом выражении эти же данные представлены в табл. 4.2.

Анализ полученных данных показывает, что концентрация компонента X в растворах различной металлогенетической специализации меняется незакономерно. В то же время молибденоносные гидротермы явно отличаются от вольфрамоносных более низкой концентрацией компонента Y, а растворы безрудного этапа характеризуются самым низким содержанием рассматриваемого соединения. На этом основании мы приходим к заключению, что продуктивность гидротерм и их металлогенетическая специализация определяются, по-видимому, концентрацией в них компонента, который по результатам криометрических исследований определен нами как соль фтороборной кислоты (см. п. 2.2.2).

Поскольку этот вывод является предварительным, значение его состоит прежде всего в том, что он позволяет более четко представить себе перспективы и направление дальнейших исследований по выяснению причин различной металлогенетической специализации гидротермальных растворов, дискретно выделяемых единым источником. Вместе с тем закономерное изменение

Изменение концентрации главных солевых компонентов в вольфрамосных растворах IV этапа на разных стадиях формирования рудной жилы, вес. %

Номер зоны на рис. 2.13	Части жилы, содержащие первичные включения исследованных растворов	n	Содержание соли		Общая минерализация растворов
			Y	X	
I	Массивный кварц приальбандовой части жилы	6	18,6	1,6	20,2
II	Внутренняя зона роста кристалла кварца, ограниченная твердыми включениями гюбнерита и мусковита	4	12,4	24,6	37,0
III	Промежуточная зона роста кристалла, ограниченная твердыми включениями мусковита	3	0,6	4,0	4,6
IV	Внешняя зона роста кристалла кварца без твердых включений	2	0,4	1,6	2,0

концентрации отдельных солевых компонентов в растворах последовательных этапов оруденения представляется вполне определенным.

Переходя к рассмотрению изменения количественных характеристик рудоносных растворов в рамках отдельного этапа, вновь обратимся к диаграмме (см. рис. 4.2), на которую вынесены также фигуративные точки жидкой фазы ГЖВ из разных участков кварц-гюбнеритовой жилы VI этапа (см. рис. 2.13). Четыре нижние (см. рис. 4.2) линии иллюстрируют изменение концентрации главных солевых компонентов от ранней стадии образования рудной жилы до завершающей, когда рост кристаллов кварца уже не сопровождался отложением гюбнерита. Эти же данные в числовом выражении представлены в табл. 4.3.

Из данных табл. 4.3 и диаграммы (см. рис. 4.2) следует, что отложение гюбнерита происходило только при достаточно высоком содержании фторобората в растворах. Конец продуктивной стадии знаменуется резким (почти в 20 раз) падением концентрации этого компонента. В то же время содержание соли X меняется незакономерно и, видимо, не оказывает определяющего влияния на процесс рудоотложения. Поскольку общая минерализация растворов определяется содержанием в них фторобората, суммарная концентрация солей к концу рудоотложения также резко понижается.

Аналогичным образом произведена оценка количественных характеристик растворов на разных стадиях формирования Тоготуйской кварц-вольфрамитовой жилы в пределах Соктуйского рудного узла. И здесь также установлено, что на продуктивной стадии концентрация солей в гидротермах (21,3—12%) значительно выше, чем на постпродуктивной (5,6—1,9%).

Таким образом, есть основания считать, что общая минерализация гидротермальных растворов и особенно концентрация определенных солевых компонентов (галогенидов) является одним из ведущих факторов рудоотложения.

4.2. УГЛЕКИСЛОТА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ

На многих вольфрамовых месторождениях, как известно, существенной составной частью рудоносных растворов является углекислота [Иванова, 1972, 1976]. Среди изучавшихся нами объектов наиболее высокой концентрацией CO_2 характеризуются гидротермы Спокойнинского месторождения, что в свое время послужило поводом для предположения о типоморфизме этого признака для оруденения подобного типа [Иванова, 1972]. В последнее время [Борщевский, 1979] представления об особой роли углекислоты в транспортировке рудных элементов развиваются на основании данных по геохимии изотопов кислорода. Однако для изученного нами редкометалло-вольфрамового штокверка (V этап) Джидинского рудного поля первичные включения с жидкой углекислотой совершенно не характерны, хотя в сульфидно-гюбнеритовых жилах (VI этап) этого же рудного поля жидкая CO_2 в ГЖВ присутствует. Во включениях из гранитов и рудных жил Марикиканского рудопоявления методом вымораживания не обнаружена даже газообразная углекислота, а в гидротермалитах Соктуйского рудного узла включения с жидкой CO_2 распределены очень неравномерно. Как видно (см. рис. 2.26), значительная часть проявлений рудной минерализации расположена вне пределов ареала распространения углекисло-водных включений в кварце неизмененных гранитов. В большинстве рудных тел включения с жидкой CO_2 также отсутствуют, но они вполне обычны в гидротермальных минералах месторождений, расположенных внутри упомянутого ареала. Изложенные факты позволяют сделать вывод, что углекислота не является обязательным компонентом вольфрамоносных растворов, хотя и присутствует в них довольно часто. Это вполне согласуется с положением о том, что при температурах выше 200°C CO_2 в водных растворах практически не гидролизует и ведет себя как инертная добавка [Рябчиков, 1975].

4.3. ТР-УСЛОВИЯ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Приступая к обсуждению ТР-условий рудоотложения, необходимо отметить следующее. Многочисленные термометрические данные по вольфрамовым месторождениям различных регионов свидетельствуют о том, что в подавляющем боль-

пинстве случаев кристаллизация вольфрамита происходит из гомогенного существенно водного раствора [Иванова, 1972, 1976; Косалс, 1976; Дорошенко, Павлушь, 1978; Наумов и др., 1979]. Наши данные свидетельствуют о том же. Но это означает, что в момент захвата растущим минералом рудообразующие растворы гомогенны (однофазны), и газовый пузырек во включениях появляется лишь после снижения температуры до определенной величины, которую мы и определяем по точке гомогенизации ГЖВ. Следовательно, в общем случае получаемые нами значения температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) заведомо ниже истинных температур ($T_{\text{ист}}$) минералообразования, и разность этих величин зачастую остается неизвестной. А поскольку на величину $\Delta T = T_{\text{ист}} - T_{\text{гом}}$ влияют такие параметры, как давление, концентрация растворенных в жидкости солей и газов, то близость (или различие) температур гомогенизации включений в минералах разных месторождений еще не свидетельствует о близости (различии) температур их образования. Поэтому, задаваясь целью определить температурные границы процесса, мы должны в первую очередь решить, насколько велика в данном случае величина ΔT , т. е. насколько близки получаемые нами значения $T_{\text{гом}}$ к истинной температуре захвата включения. Такая возможность представилась нам в нескольких случаях.

На Спокойнинском месторождении в ассоциирующем с вольфрамитом акцессорном берилле из грейзенов одна часть первичных углекисло-водных включений гомогенизируется при 300° в жидкую фазу H_2O , а другая — в газовую фазу CO_2 , что свидетельствует о гетерогенном состоянии раствора в момент захвата. Аналогичные превращения во включениях наблюдались при изучении кристаллов кварца из рудной жилы, сформировавшейся в последующую кварцевожильную стадию оруденения. Как известно, в подобных случаях $T_{\text{гом}}$ равна $T_{\text{ист}}$, а поскольку для изученных нами рудных тел месторождения температуры гомогенизации включений, соответствующих стадии отложения вольфрамита, укладываются в интервал $315-290^\circ$, мы принимаем, что он близок к интервалу истинных температур рудоотложения.

В рудных жилах Джидинского месторождения большинство включений, захваченных в период кристаллизации гюбнерита, гомогенизируются в интервале $270-220^\circ$. Однако в ряде случаев кристаллы кварца, росшие совместно с гюбнеритом, содержат первично-вторичные включения с минералом-узником, который полностью не успевает раствориться к моменту исчезновения пузырька ($T_{\text{гом}}^{\text{пл}} = 270-240^\circ$) и сохраняется вплоть до температуры декрепитации включений ($T_{\text{декр}} = 330^\circ$). Это дает основание считать, что преобладающие значения $T_{\text{гом}} = 270-240^\circ$ не соответствуют истинной температуре кристаллизации гюбнерита. В большей мере к ней приближается тем-

Условия кристаллизации вольфрамита в рудных телах изученных месторождений

Месторождение, рудопоявление	Температура, °С		Давление, бар
	гомогенизации	рудотложения	
Спокойнинское	315—290	315—290	570—550
Джидинское	270—240	340—320	460—310
Мариктиканское	520—335	520—335	Более 2000
Соктуйский рудный узел	350—330	?	

пература декрепитации включений, которая и принята за минимальное значение $T_{ист}$ для стадии рудоотложения. На Мариктиканском рудопоявлении во включениях, захваченных в период кристаллизации вольфрамита, последними растворяются кристаллические фазы. Поэтому мы считаем, что полученные при этом температуры гомогенизации достаточно близки к истинным. Для кварц-вольфрамитовых жил Соктуйского рудного узла степень отклонения $T_{гом}$ от $T_{ист}$ оценить не удалось. В табл. 4.4 приведены скорректированные подобным образом температурные границы стадии отложения вольфрамита на изученных месторождениях.

Как следует из данных, несмотря на существенные различия в геологическом строении месторождений, в положении рудных тел относительно материнской интрузии и в их морфологии, температурный интервал стадии рудоотложения на всех объектах (кроме Мариктикана) очень небольшой, а его границы почти совпадают. По данным Г. Ф. Ивановой (1972, 1976), близкие значения температур рудоотложения ($355—230^{\circ}$) характерны для большинства вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья и МНР. При этом (как и по нашим данным) более высокие температуры начала рудоотложения присущи месторождениям, в формировании которых принимали участие концентрированные хлоридные растворы (Бага-Газрын, Акчатау). Г. Б. Наумов и В. Б. Наумов (1977), обобщившие данные по температурам рудоотложения на многих десятках месторождений вольфрама, пришли к выводу, что большинство их укладывается в интервал $350—250^{\circ}$.

Указанные факты, с которыми хорошо согласуются наши данные, со всей очевидностью свидетельствуют о том, что при формировании вольфрамовых месторождений температура является ведущим фактором рудоотложения.

Оценки давления в период рудоотложения на изучавшихся нами месторождениях приведены в табл. 4.4. Они весьма немногочисленны и получены разными способами. Следует к тому же отметить, что для Джидинского и Спокойнинского место-

рождений в литературе приводятся значения давлений, существенно отличающиеся от полученных нами. Так, по В. В. Шапенко (1976), рудные жилы Холтосона формировались при давлении от 1,6 до 0,7 кбар, а Г. Ф. Иванова (1972) оценивает давление в период формирования Спокойнинского месторождения в 1,65—1,45 кбар.

Отмеченные расхождения могут быть вызваны разными причинами. С одной стороны, величина давления не измеряется, а рассчитывается, и сам результат, так же как и его достоверность, в значительной мере зависит от способа расчета, надежности исходных данных. С другой стороны, многочисленные геологические и термобарометрические данные свидетельствуют о том, что давление — наиболее изменчивый параметр гидротермальной системы и что в процессе минералообразования его величина испытывает значительные флуктуации. Поэтому единичные оценки давления, даже если результаты расчетов достоверны, не могут характеризовать процесс в целом. По указанным причинам мы считаем, что имеющихся данных явно недостаточно для выяснения той роли, которую играет давление в рудоотложении. Можно лишь предположить, что кристаллизация вольфрамита осуществляется в условиях умеренных и высоких давлений, не опускающихся ниже 300—500 бар.

Обобщая, можно сделать следующие выводы:

а) основными солевыми компонентами вольфрамоносных гидротермальных растворов являются галогениды;

б) вольфрамовое оруденение формируется как существенно фторидными, так и существенно хлоридными растворами, а чаще — гидротермами смешанного хлоридно-фторидного или фторидно-хлоридного состава;

в) углекислота не является обязательным компонентом вольфрамоносных растворов;

г) рудоносные гидротермы после своего образования испытывают эволюцию, в ходе которой понижается их общая минерализация, стадии рудоотложения соответствует скачкообразное изменение как качественного состава, так и количественных характеристик раствора;

д) кристаллизация вольфрамита происходит при давлениях, по-видимому, превышающих в большинстве случаев 300—500 бар, но полностью роль давления нами не выяснена;

е) температурный интервал рудоотложения на месторождениях вольфрама, сформированных фторидными и хлоридно-фторидными растворами, очень узкий и для большинства месторождений составляет 350—300°, высокие концентрации хлора в растворах смещают верхнюю границу этого интервала до 500—530°;

ж) при отсутствии влияния на рудоотложение химизма вмещающих пород главным внешним фактором, регулирующим этот процесс, является температура.

Последний вывод, видимо, требует дополнительных пояснений, ибо, на первый взгляд, вступает в противоречие с общепринятыми представлениями о том, что основным фактором рудоотложения является кислотность — щелочность среды (величина рН). Кажущийся характер этого несоответствия вскрывается в работе Г. Б. Наумова и В. Б. Наумова (1977), которые убедительно показали зависимость величины рН растворов разного состава от температуры. Согласно их расчетам, по мере охлаждения растворов щелочность понижается и, достигнув минимума в определенном для растворов разного состава температурном интервале, вновь повышается, но уже незначительно. Весьма существенно, что для хлоридных растворов этому минимуму соответствуют более высокие температуры, чем для фторидных. Очевидно, этим в значительной мере и обусловлена более высокая температура рудоотложения на месторождениях, сформированных существенно хлоридными гидротермами.

5. ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ОБЛАСТЯМИ ФЛЮИДООТДЕЛЕНИЯ И РУДООТЛОЖЕНИЯ

На примере ряда месторождений выше было показано, что источником рудообразующих растворов служили гранитные интрузии, кристаллизация которых сопровождалась интенсивной магматической дистилляцией. Следовательно, в рамках единой рудообразующей системы следует различать области флюидоотделения и зоны рудоотложения. В данном разделе рассматриваются закономерности их пространственных соотношений.

5.1. ПРИУРОЧЕННОСТЬ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ К ИНТРУЗИЯМ ОПРЕДЕЛЕННОГО ТИПА

Одна из главных закономерностей, установленных на примере разнотипных вольфрамowych месторождений Забайкалья, заключается в том, что оруденение связано только с такими гранитными интрузиями, отличительной особенностью которых является высокотемпературность ($T_{\text{гом}} \geq 1000^\circ$), обогащенность водой ($\geq 3\%$) и галогенами, а также интенсивность и длительность магматической дистилляции в условиях высокого ($\geq 3-5$ кбар) флюидного давления. В отдельных частях подобных интрузий концентрация H_2O достигала 4—5%, а насыщенность галогенами приближалась к предельной или пре-

вышла этот предел. Именно эти части магматических тел и служили источником вольфрамонасных растворов.

В одних случаях области флюидоотделения выведены на дневную поверхность и доступны для непосредственного наблюдения, в других — скрыты на глубине и представлены на поверхности только мелкими штоками и дайкоподобными апофизами. Не менее часто эрозией вскрываются только те части рудоносных интрузий, которые не играли в рудообразовании сколько-нибудь заметной роли. Наиболее сложная в этом отношении обстановка наблюдается на Джидинском рудном поле. Как известно, самый крупный (около $0,3 \text{ км}^2$) выход рудоносной Гуджирской интрузии представлен здесь Первомайским массивом гранит-порфиров. Однако промышленное вольфрамовое оруденение сформировалось не только после его полной консолидации, но и после внедрения в него даек III—V интрузивных фаз, в интервалах между которыми проявились два этапа рудной минерализации. Более того, термометрические данные со всей определенностью показывают, что в каждую из последующих фаз внедрялись все более высокотемпературные расплавы, в связи с чем они не могут рассматриваться как инъекция легкоплавкого остатка, обособлявшегося по мере кристаллизации Первомайского штока. Следовательно, роль последнего в формировании промышленного вольфрамового оруденения ничтожна, а источник вольфрамонасных растворов находится вне массива и значительно ниже уровня Первомайского карьера. Дневной поверхности достигают лишь апофизы этой глубинной части Гуджирской интрузии, представленные дайками кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров V фазы и гранит-порфиров VI фазы. К аналогичным выводам пришел Я. А. Косалец (1976) на основании геолого-геохимических данных. Вместе с тем граниты Первомайского массива обнаруживают явные признаки принадлежности к разряду рудоносных: расплавные включения во вкрапленниках гомогенизируются при $1160\text{—}1000^\circ$, их флюидная составляющая характеризуется высокой плотностью (гомогенизация в жидкость при $230\text{—}250^\circ$) и присутствием в растворе солей (лед тает при -2°).

Сходная ситуация выявляется и в Хангилай-Шилинской рудоносной интрузии. Как указывалось выше (подраздел 2.1), вольфрамовое оруденение приурочено к ее небольшому Спокойнинскому выступу, тогда как самый крупный (Хангилайский) практически безруден. Однако породообразующий кварц гранитов Хангилайского массива содержит высокотемпературные ($T_{\text{гом}} = 950^\circ$) расплавные включения с жидкой фазой H_2O ($T_{\text{гом}}^{\text{фл}} = 190^\circ$) и первичные (сопутствующие) включения силикатно-водно-фторидной жидкости, что свидетельствует о потенциальной рудоносности интрузии в целом. Реализовался же этот потенциал в Спокойнинском выступе, где из-за обогащенности водой создались условия для интенсив-

ной и длительной магматической дистилляции, что четко фиксируется по включениям (см. п. 2.1.1).

Рассмотренные примеры иллюстрируют тот факт, что признаки потенциальной рудоносности проявляются даже в тех частях (выступах) интрузии, которые не сопровождаются оруденением и не служили источником металлоносных гидротерм. Но, поскольку области флюидоотделения являются частью подобных магматических систем, созданное магматогенными растворами оруденение должно располагаться на незначительном удалении от обнаженных эрозией «безрудных» выступов или апофиз. Этот вывод представляется важным потому, что может служить основанием для сосредоточения поисковых работ в окрестностях выявленных методами термобарогеохимии потенциально рудоносных интрузий, даже если в связи с ними неизвестно реальных проявлений вольфрамовой минерализации.

5.2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ТЕЛЕ ВОЛЬФРАМОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ

Другая важная закономерность, до настоящего времени оставшаяся неизвестной, заключается в том, что при размещении вольфрамового оруденения в теле рудоносной интрузии оно локализуется именно в той ее части, которая служила источником магматогенных растворов. Это, разумеется, не исключает возможности выхода части рудных тел в породы кровли или в ранее закристаллизованную часть интрузивного тела, что и наблюдается, например, на Джидинском рудном поле, а также в той или иной мере на многих других месторождениях — Акчатау, Байназар [Щерба и др., 1964], Югодзырь [Иванова, 1976] и т. д. Однако непреложным является тот факт, что все выявленные нами флюидогенерирующие части интрузий вмещают гидротермальные рудопроявления и месторождения вольфрама.

Указанная закономерность проявляется при самых разных масштабах оруденения. Так, в Мариктиканском массиве к участку отделения магматогенных хлоридных растворов приурочены все известные кварц-вольфрамитовые жилы, т. е. отдельные рудные тела. В пределах Хангилай-Шилинской интрузии область проявления интенсивной магматической дистилляции вмещает Спокойнинское вольфрамовое месторождение, слагаемое рядом рудных тел различных размеров и морфологии. Наконец, в Соктуйском массиве к его флюидогенерирующей части приурочено полтора десятка месторождений и рудопроявлений вольфрама, а также множество мелких проявлений вольфрамовой минерализации.

Несомненно также и то, что оруденение обнаруживается в областях интенсивного флюидоотделения при разной степени их эродированности. Например, на Спокойнинском месторождении предельная обогащенность расплава летучими и солевыми компонентами обнаруживается в грейзенизированной апикальной части массива, лишь частично вскрытого эрозией. Однако наличие протяженных на глубину кварц-вольфрамитовых жил свидетельствует о том, что отделение рудоносных растворов происходило и на глубоких горизонтах интрузии. Соктуйский массив в юго-западной части, очевидно, эродирован значительно, о чем можно судить по отсутствию провесов кровли и ксенолитов. Кроме того, современным эрозионным врезом созданы относительные превышения, достигающие 450 м. И тем не менее вольфрамовое оруденение обнаруживается как на самых высоких отметках хр. Кукульбей, так и в приральвеговых частях расчленивающих его долин. Приведенные факты вполне определенно указывают на значительную вертикальную протяженность флюидогенерирующих областей, которая измеряется многими сотнями метров.

Последнее обстоятельство имеет большое значение как для уяснения пространственных соотношений между областями питания и рудоотложения, так и для выработки представления о соразмерности этих элементов рудообразующей системы. Но из этого следует также вывод, важный в практическом отношении: выход на дневную поверхность области, служившей источником рудоносных растворов, еще не означает, что все рудные тела уже уничтожены эрозией и что перспективы данной интрузии (или ее части) должны оцениваться отрицательно. Наоборот, размещение многих, в том числе и крупных вольфрамовых месторождений в теле рудоматеринских интрузий позволяет рассматривать такие участки как перспективные. Во всяком случае обнаружение рудных тел наиболее вероятно именно во флюидогенерирующих частях интрузий.

5.3. ВОЗМОЖНЫЕ ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ВЫЯВЛЕННЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ

Из изложенного в предыдущем подразделе со всей определенностью следует, что выявление областей массового флюидоотделения должно рассматриваться как важная в практическом отношении задача. Вместе с тем для ее *оперативного* решения мало пригодна обычная процедура кропотливого сбора однозначных доказательств отделения флюида от магматического расплава. Более широкие возможности открываются, если учесть следующее обстоятельство. В процессе кристаллизации магмы часть отделившейся от нее водно-солевой жидкости, несомненно, захороняется в межзерновом пространстве и консервируется затем в породообразующих минералах в виде много-

численных вторичных включений. В связи с этим обнаруживаются значительно легче и чаще, чем первичные. Например, в восточной части Марикиканского массива комбинированные включения силикатного и солевого расплавов встречены всего лишь в трех пластинках и только в процессе термометрических исследований. Что же касается вторичных кристаллофлюидных и многофазных газово-жидких включений, то они присутствуют в изобилии в каждом из 22 образцов, отобранных в этой флюидогенерирующей части интрузии, и без труда выявляются при визуально-микроскопическом изучении породообразующего кварца в иммерсионных препаратах. Аналогичная картина наблюдается и в Соктуйском массиве.

Следовательно, если известен состав или иные типоморфные особенности включений магматического дистиллята, то существует возможность оконтуривать область флюидоотделения путем визуально-микроскопического изучения включений в иммерсионных препаратах кварца неизменных гранитов. Именно таким образом выявлен, например, ареал распространения многофазных ГЖВ в Соктуйском массиве, причем сделано это в полевых условиях с помощью простейших дорожных микроскопов. Предлагаемая методика *оперативного* выявления наиболее перспективных частей потенциально рудоносных интрузий должна дать наибольший эффект при хлоридном и смешанном фторидно-хлоридном составе рудообразующих растворов. Для выявления и оконтуривания областей отделения существенно фторидных магматогенных растворов может потребоваться применение криометрического метода, осуществление которого в полевых условиях затруднительно. Однако нельзя исключать того, что дальнейшее усовершенствование методики может привести к разработке ее оперативного варианта, ориентированного и на фторидный состав растворов.

Отмечавшаяся выше распространенность включений магматогенных растворов в кварце неизменных гранитов может быть использована и в другом направлении. Основанием для этого служат полученные нами доказательства участия продуктов магматической дистилляции в гидротермальном рудообразовании и наследования их состава рудоносными растворами. Этими обстоятельствами обусловлен тот факт, что некоторые типы включений в равной мере характерны как для гидротермальных минералов рудных тел, так и для магматогенного кварца неизменных гранитов. В частности, в Соктуйском массиве эта закономерность выдерживается даже тогда, когда мощность единичных зон грейзенизации не превышает 5—10 см, а оцробуемые граниты удалены от них на 50—300 м в направлении, перпендикулярном к простираению зон. В подобных случаях многофазные солевые включения присутствуют и в магматогенном, и в гидротермальном кварце, хотя в последнем они и характеризуются более низкой концентрацией солей.

В свете изложенного интересно рассмотреть такую ситуацию, вполне обычную в условиях Забайкалья. В пределах гранитного массива, не изученного методами термобарогеохимии, известны выходы или свалы кварц-вольфрамитовой жилы, но перспективы рудопроявления и направление дальнейших работ не вполне ясны. Если изучение включений в гидротермальных минералах этой жилы покажет, что в ее образовании участвовали, предположим, фторидно-хлоридные растворы, то, учитывая вышесказанное, мы можем ожидать, что источником этих растворов явилась рудовмещающая интрузия. Оперативно решить этот вопрос можно путем опробования по редкой сети (0,5×0,5 км) не измененных гидротермальными процессами гранитов и даек гранит-порфиров. Широкая распространенность солевых включений в кварце гранитов массива позволит не только прийти к заключению о связи оруденения с данной интрузией, но и очертить ее флюидогенерирующую часть, т. е. площадь, наиболее перспективную на обнаружение еще неизвестных рудных тел. Если же солевые включения в кварце неизмененных гранитов отсутствуют, но характерны для вкрапленников даек гранит-порфиров, то следует ожидать, что рудонесная интрузия (или ее часть) скрыта на глубине, и потому необходимо сосредоточить поиски в зоне распространения даек. Фактически именно таким путем мы выделили область отделения концентрированных солевых растворов (и расплавов) в Мариктиканском массиве.

По-видимому, в ходе практического применения предлагаемого метода поисков выявятся и другие возможности использования установленных закономерностей.

5.4. ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ КРИТЕРИИ

Совместное изучение методами термобарогеохимии рудонесных интрузий и связанных с ними разнотипных вольфрамовых месторождений позволило выявить целый ряд закономерностей, касающихся как условий зарождения и эволюции рудообразующих систем, так и размещения оруденения относительно рудоматеринских интрузий. Некоторые из них носят эмпирический характер и пока не получили всестороннего теоретического обоснования. В наибольшей мере это касается высокотемпературности расплавов вольфрамоносных интрузий. Однако преобладающая часть установленных закономерностей хорошо согласуется не только между собой, но также и с фундаментальными положениями теории магматических и гидротермальных процессов. Это позволило разработать систему теоретически обоснованных критериев потенциальной вольфрамоносности гранитных интрузий и перспективности гидротермалитов на

вольфрамовое оруденение. Поскольку детальному обоснованию отдельных критериев посвящена значительная часть предыдущего текста, мы представляем их в виде таблицы (см. табл. 5.1).

5.4.1. Термобарогеохимические критерии потенциальной вольфрамоносности гранитных интрузий

Поисково-оценочное значение основных критериев, сгруппированных в табл. 5.1, вряд ли требует дополнительных пояснений, так как в предыдущем подразделе рассмотрены конкретные примеры и некоторые возможные варианты их практического применения. Генетическое значение критериев детально обсуждалось в разделе 3 и в наиболее концентрированном виде показано в табл. 3.5. Для полноты характеристики предлагаемых критериев требуется, очевидно, подробнее остановиться лишь на рассмотрении некоторых методических особенностей их выявления.

Опробование пород с целью их дальнейшего термобарогеохимического изучения вполне совместимо с обычными геологическими (рекогносцировочными, съемочными, поисковыми) маршрутами, т. е. может выполняться попутно. Необходимо только четкое понимание того, какие образования являются носителями признаков, имеющих силу поисково-оценочного критерия. Поэтому подчеркнем, что информация об особенностях магматического этапа в наименее искаженном виде содержится в минералах *неизмененных* магматических пород. Следовательно, основная сеть опробования должна размещаться именно в свежих разновидностях гранитоидов. Опыт показывает, что для решения вопроса о принадлежности интрузии к разряду потенциально рудоносных достаточно проведения одного-двух рекогносцировочных маршрутов. Для выявления областей интенсивного флюидоотделения в пределах крупных (десятки — сотни км²) массивов вполне приемлема сеть, соответствующая геологосъемочной сети масштаба 1 : 50 000 или 1 : 100 000. Малые интрузивные тела (дайки, штоки) опробуются отдельно и более детально, равно как и гидротермалиты.

Во всех случаях целесообразно уже в поле из части образцов изготавливать и просматривать иммерсионные препараты, так как при наличии в минералах многофазных солевых включений ценную информацию можно получить оперативно, без применения термо- и криоустановок. Для изготовления препаратов необходимо несколько зерен породообразующего кварца (или другого минерала) раздробить, отмыть от пыли, после чего отобрать под бинокуляром 20—30 уплощенных осколков, толщина которых определяется прозрачностью минерала. Отобранные осколки покрываются на предметном стекле каплей иммерсионной жидкости (предпочтительно жидкого канадского бальзама) и изучаются под микроскопом при общем увеличении

Термобарогеохимические критерии потенциальной вольфрамоносности гранитных интрузий

Критерии (признаки)	Носители признаков	Поисково-оценочное значение признаков	Направление и комплексирование последующих поисковых работ
Наличие высокотемпературных ($T_{\text{гом}}=900-1100^\circ$) расплавленных включений с гетерофазной флюидной частью, гомогенизирующейся в жидкость при $200-400^\circ$	Породообразующий кварц гранитов, слагающих массив	Массив относится к разряду потенциально рудоносных	Совмещение геологического и термобарогеохимического картирования в м-бе 1 : 50 000 или 1 : 100 000 для выявления перспективных участков
	Фенокристы кварца из даек	Потенциально рудоносная интрузия не выходит на поверхность	Оконтуривание ареала распространения даек и участков проявления контактового метаморфизма, электро- и магниторазведка
Комбинирование вышеуказанных расплавленных включений с сопутствующими им первичными включениями водно-солевых растворов и (или) расплавов	Породообразующий кварц гранитов, слагающих массив	Обнажена наиболее перспективная часть массива	Оконтуривание этой части путем совмещения поисковых маршрутов с термобарогеохимическим картированием; шлиховое опробование водотоков
	Фенокристы кварца из даек	Высокая вероятность локализации оруденения в структурах, контролирующих размещение даек	Опоискование ареала распространения даек и участков проявления контактового метаморфизма; поиски и опробование гидротермалитов, электроразведка, бурение
Распространенность многофазных солевых включений умеренной и высокой концентрации	Породообразующий кварц гранитов определенной части массива	Именно эта часть массива наиболее перспективна	Детальные поиски в этой части массива, шлиховое опробование делювия, горные работы

в 200—600 раз. В случае применения бальзама препараты пригодны для длительного хранения и многократного пользования. Детальное термо- и криометрическое изучение включений проводится в полированных пластинках.

Поскольку одним из важных признаков рудоносности интрузий является наличие в расплавах включениях плотной гетерофазной при комнатной температуре флюидной составляющей (жидкость + газ), ее выявлению в процессе термометрических исследований следует уделить особое внимание. Дело в том, что при комнатной температуре жидкость во включении, как правило, заполняет интерстиции кристаллического агрегата и потому неразличима. Обособления газа нередко тоже сильно деформированы твердыми фазами, в результате чего не только момент, но и сам факт гомогенизации флюидной части РВ зачастую не фиксируется даже при самых тщательных наблюдениях. Не лучше обстоит дело и тогда, когда газовая фаза заполняет сферическую полость, образовавшуюся при кристаллизации расплава в вакуоли. Из-за эффекта полного внутреннего отражения такой «пузырек» остается темным и после заполнения его гомогенным флюидом. В подобных случаях присутствие жидкости во включениях выдает резкое возникновение пузырька при охлаждении гомогенизированного флюида.

Методика выявления комбинированных расплавленных включений известна: необходимо проводить опыты с сериями сингенетичных РВ по 15—50 экземпляров. Однако во включениях с плотной флюидной составляющей при нагревании до 450° и более развивается очень высокое давление, что обуславливает полную или частичную разгерметизацию части вакуолей и вызывает нарушение исходных объемных соотношений между разными фазами. Это обстоятельство необходимо учитывать, ибо признаки частичной разгерметизации при высоких температурах нередко исчезают, и разнообразие объемных соотношений между фазами во включениях исследуемой серии могут быть ошибочно приняты за признак «кипения» расплава. Вероятность подобных ошибок можно свести к минимуму за счет непрерывности наблюдений в интервале температур 400—700°.

Во многих случаях признаки гетерогенного состояния («кипения») расплава отчетливо обнаруживаются и при визуальном изучении пластин под микроскопом. Они проявляются в равномерном объемном распределении флюидных включений в магматогенном кварце (см. рис. 2.5; 2.17). Такие включения дают наиболее полное представление о составе летучих и солевых компонентов, растворенных в расплаве, и заслуживают самого тщательного изучения.

Учет отмеченных особенностей значительно облегчает и ускоряет процедуру выявления поисково-оценочных критериев, тем самым обеспечивая оперативность термобарогеохимического метода оценки потенциальной вольфрамоносности гранитных интрузий.

5.4.2. Термобарогеохимические критерии перспективности гидротермалитов на вольфрамовое оруденение

Применение термобарогеохимических данных для оценки перспективности гидротермалитов на вольфрамовое оруденение основано на использовании следующих закономерностей, выявленных в процессе изучения эталонных месторождений.

а. Вольфрамовое оруденение создается существенно галогенидными гидротермальными растворами, которые характеризуются высокой концентрацией солей на ранней (дорудной) стадии процесса, умеренной на продуктивной стадии и низкой — на постпродуктивной. Рудоотложение сопряжено со скачкообразным уменьшением концентрации растворов.

б. Вольфрамоносные гидротермы эволюционируют в широком интервале температур (от 800—700 до 150—100°), но рудоотложение осуществляется в узком температурном диапазоне: 530—320° при хлоридном составе растворов и 340—290° при фторидном, чему обычно соответствуют значения $T_{\text{гом}} = 500—250^\circ$.

в. Пути движения растворов по мере развития гидротермального процесса могут меняться или оставаться неизменными, поэтому в одних телах гидротермалитов представлены все стадии минералообразования, в других — только ранние или только поздние. В соответствии с этим в одних гидротермальных породах законсервированы растворы всех стадий, а в других — только некоторых из них.

Поскольку предлагаемые критерии (табл. 5.2) исходят из указанных закономерностей саморазвития гидротермальной системы, область их эффективного применения ограничивается теми случаями, когда не проявляется влияние внешних факторов — таких, как, например, химизм вмещающих пород, смещение гидротерм с метеорными водами или растворами другого состава и т. п. Иными словами, критерии применимы преимущественно к зонам грейзенизации и кварцевым жилам выполнения, залегающим в теле гранитных интрузий. Рассмотрим несколько типичных в практике поисковых работ ситуаций.

Нередко в пределах одного участка (рудного поля) одна часть гидротермальных образований, скажем, кварцевых жил, характеризуется богатой рудной минерализацией, а другая — убогой или отсутствием таковой. Учитывая, что в большинстве случаев каждая жила наблюдается только в отдельных пересечениях (канавах, скважинах), указанные различия можно объяснить неравномерным распределением рудных минералов, что действительно весьма характерно для большинства кварц-вольфрамитовых жил. При таком объяснении обе категории жил следует признать в равной мере перспективными и соответственно ориентировать поисково-разведочные работы.

Термобарогеохимические критерии перспективности гидротермалитов на вольфрамовое оруденение

Критерии (признаки)	Генетическое значение критерия	Поисково-оценочное значение критерия	Направление дальнейших поисковых работ
Многообразие типов включений; галогенидный состав растворов; широкий интервал концентрации и температур гомогенизации; преобладание значений $T_{\text{гом}} = 500-250^{\circ}$	Тело формировалось в условиях, благоприятных для рудоотложения; продуктивная стадия проявлена	Тело перспективно на вольфрамовое оруденение	Прослеживание тела по простиранию и на глубину
Наличие во включениях только высококонцентрированных галогенидных растворов; $T_{\text{гом}} > 400-500^{\circ}$	Тело сформировано в основном в раннюю стадию, продуктивная стадия не проявилась	Тело не перспективно	Поиски и опробование гидротермалитов другого, более низкотемпературного типа
Наличие во включениях только разбавленных галогенидных растворов, $T_{\text{гом}} \leq 200$	Тело сформировано в [пострудную стадию	На данном уровне среза тело не перспективно	Поиски оруденения на более глубоком уровне
Отсутствие галогенидов в растворах включений	Условия для переноса и отложения вольфрама неблагоприятны	Тело на вольфрам не перспективно	Дальнейшее опоскование нецелесообразно

Однако не менее вероятно, что отсутствие рудных минералов в конкретных сечениях части кварцевых жил обусловлено не столько неравномерным характером оруденения, сколько тем, что эти жилы сформировались в основном в пред- или пострудную стадию: жильный кварц, как известно, образуется в широком интервале температур (в Тоготуйской жиле, например, он кристаллизовался от 680 до 150°). В таком случае горные и опробовательские работы необходимо сосредоточить только на жилах, формировавшихся в продуктивную стадию.

Использование критериев, приведенных в табл. 5.2, должно значительно облегчить решение этой дилеммы. Следует, однако, подчеркнуть, что тела гидротермалитов могут быть сложены минеральными ассоциациями разных стадий, поэтому термобарогеохимические исследования необходимо в обязательном порядке сочетать с минералогическими, в том числе онтогеническими наблюдениями.

Значительный эффект следует также ожидать от применения обсуждаемых критериев при интерпретации данных разведочного бурения, так как вероятность того, что скважина подсечет вольфрамоносную жилу в безрудном участке, весьма велика. В подобных случаях, учитывая результаты термобарогеохимического изучения кернa, легче ответить на вопрос, обусловлена ли безрудность данного сечения жилы неравномерным характером оруденения или продуктивная ассоциация выклинивается на глубину.

Предлагаемые критерии применимы и при изучении шлиховых или металлометрических ореолов вольфрама в условиях плохой обнаженности. Если в пределах ореола обнаружены выходы или свалы «безрудного» жильного кварца, то результаты изучения включений в нем помогут не только решить вопрос о причастности этих жил к формированию аномалии, но и оценить их потенциальную вольфрамоносность.

При комплексировании термобарогеохимического изучения с другими методами область применения предлагаемых критериев может быть значительно расширена.

6. ПРИМЕРЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ РАЗРАБОТАННОЙ МЕТОДИКИ В ЦЕЛЯХ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В термобарогеохимическом отношении геологические образования Забайкалья изучены фрагментарно и весьма неравноценно. Это практически исключило возможность использования литературных материалов в качестве источников исходной ин-

формации, необходимой как для обобщений, так и для прогнозирования на базе выявленных закономерностей. В этой связи основой для прогнозирования явились только те данные, которые мы получили при изучении эталонных рудных полей и в ходе специальных работ по выяснению эффективности разработанных поисково-оценочных критериев. Естественно, что при такой ограниченности исходных данных мы не успели пока выявить объект, достойный постановки поисковых или разведочных работ первой очереди: выявленные перспективные участки скорее относятся к разряду второочередных. Однако приводимое ниже обоснование прогнозов служит хорошей иллюстрацией возможности эффективного использования разработанных методов и критериев локального прогнозирования вольфрамового оруденения.

6.1. СОКТУЙСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ

В результате многолетнего исследования Соктуйского рудного узла в его пределах обнаружено и разведано более двух десятков рудопроявлений и месторождений вольфрама, локализованных в основном в юго-западной части Соктуйского гранитного массива. Последний является одним из эталонных объектов, на которых мы разрабатывали поисково-оценочные критерии, и обладает всеми термобарогеохимическими признаками рудоносной интрузии. В результате проведенного термобарогеохимического картирования выявлена флюидогенерирующая часть интрузии, которой соответствует ареал многофазных включений фторидно-хлоридных растворов в кварце неизменных гранитов. На рис. 6.1 показана сеть опробования, что позволяет оценить обоснованность границ ареала, установленных по результатам полевого изучения включений в иммерсионных препаратах породообразующего кварца.

Анализ пространственного размещения известных проявлений вольфрамового оруденения показывает, что практически все коренные источники расположены внутри основного ареала — III (рис. 6.1). Высокая степень изученности этой части массива будто бы свидетельствует о том, что перспективы выявления новых месторождений здесь в основном исчерпаны. Вместе с тем обращает на себя внимание тот факт, что известные в пределах ареала III коренные источники не образуют россыпей, хотя по масштабам оруденения часть их классифицируется как месторождения. Поэтому настораживают данные И. Г. Рутштейна о весовых содержаниях вольфрамита в двух шлиховых пробах (8 и 9 на рис. 6.1) в верховьях пади Задача. В пределах водосборного бассейна этой части пади не известно ни одного месторождения, хотя, по предлагаемым критериям, она является перспективной. Это позволяет предполагать наличие не-

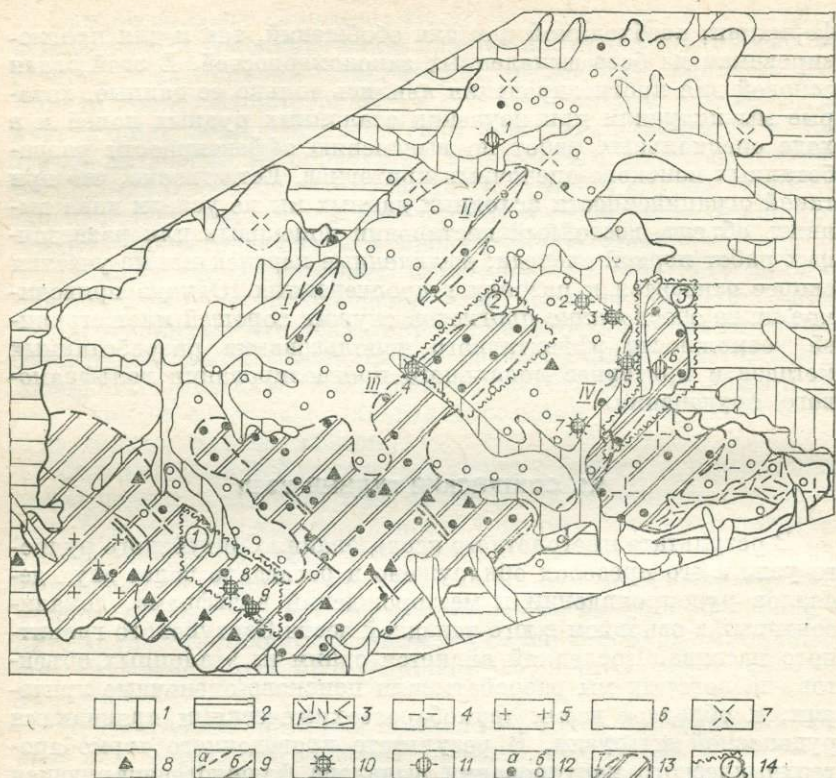


Рис. 6.1. Схема геологического строения Сокутуйского массива с результатами термобарогеохимического картирования и элементами прогноза. 1 — современные отложения; 2 — метаморфические породы палеозоя и мезозоя; 3—7 — гранитоиды куккульбейского комплекса: 3 — кварцевые порфиры, 4 — гранит-порфиры, 5 — порфиroidные граниты, 6 — средне- и крупнозернистые граниты, 7 — сиенито-диориты; 8 — месторождения и рудопроявления вольфрама и олова; 9 — зонки greйзенизации (а) и кварцевые жилы (б) с рудной минерализацией; 10, 11 — шлиховые пробы с весовыми содержаниями вольфрамита (10) и шеелита (11), по данным И. Г. Рутштейна; 12 — места отбора проб неизменных гранитов, в кварце которых присутствуют (а) или отсутствуют (б) многофазные включения; 13 — ареалы распространения многофазных включений и их номера; 14 — границы участков, перспективных на выявление вольфрамового оруденения и их номера.

выявленных рудных тел в пределах участка 1, рекомендуемого для детального опознания (см. рис. 6.1). Почти вся его площадь (9 км²) характеризуется слабой обнаженностью, в связи с чем целесообразно применить шлиховое опробование делювиальных отложений. Густая древесная растительность (береза, лиственница) допускает использование биогеохимического метода.

Значительная по размерам область флюидоотделения выявлена также в юго-восточной части массива (рис. 6.1, ареал IV). Южная половина ареала сложена слабо раскристаллизованными гранит-порфирами и рассматривается нами как малоперс-

пективная из-за скоротечности процесса магматической дистилляции в этой части интрузии (см. подраздел 3.5). Северная половина ареала характеризуется распространением среднезернистых биотитовых гранитов и, по предлагаемым критериям, равноценна юго-западной части массива, вмещающей все вольфрамовые проявления. Несмотря на перспективность северной половины ареала IV, в ее пределах вольфрамовое оруденение (в коренном залегании) не установлено. Однако по данным И. Г. Рутштейна, в долине р. Зон-Бырки рыхлые отложения содержат весовые концентрации вольфрамита (см. рис. 6.1, пробы 2, 3, 5—7). Особенности рельефа этой территории не позволяют рассматривать в качестве коренного источника вольфрамита известное здесь небольшое рудопоявление Зон-Бырка. Это дает основания предполагать наличие еще не выявленных рудных тел в северной части ареала IV и, возможно, в северо-восточной части выступа ареала III. Соответственно, для детального опознания рекомендуются участки 2 (12,5 км²) и 3 (10 км²).

6.2. ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ

Центральный массив субщелочных гранитоидов куналейского комплекса (Т — J) расположен в междуречье Ульдурги и Бурятского Хурая (левых притоков р. Уды) и, по данным В. И. Пелепягина, залегает в поле преимущественного развития палеозойских гранитоидов. В незначительных масштабах распространены также кислые вулканиты и пирокласты цаганхунтейской (Т) и удинской (J₂₋₃) свит. Северная половина массива, общая площадь которого составляет около 200 км², сложена преимущественно крупнозернистыми разновидностями сиенитов и граносиенитов, южная — мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами. По данным В. И. Пелепягина, указанные разновидности связаны постепенным переходом. В русловых отложениях ручьев, эродирующих южную половину массива, при проведении геологических съемок масштаба 1 : 200 000 (Д. В. Трунев) и 1 : 50 000 (В. И. Пелепягин) установлено присутствие шеелита (рис. 6.2), что и послужило основанием для постановки работ по оценке потенциальной вольфрамоносности с помощью разработанных термобарогеохимических критериев.

Обследованная южная часть интрузии сложена мелкозернистыми, большей частью порфиroidными биотитовыми гранитами с микрографической структурой основной массы, для которых характерна миаролитовая текстура. По В. И. Пелепягину, граниты состоят из микропертита (40—50%), кварца (30—40%), олигоклаза № 12—13 (0—15%) и аксессуарных циркона, апатита, сфена, магнетита. Такой же состав имеют круп-

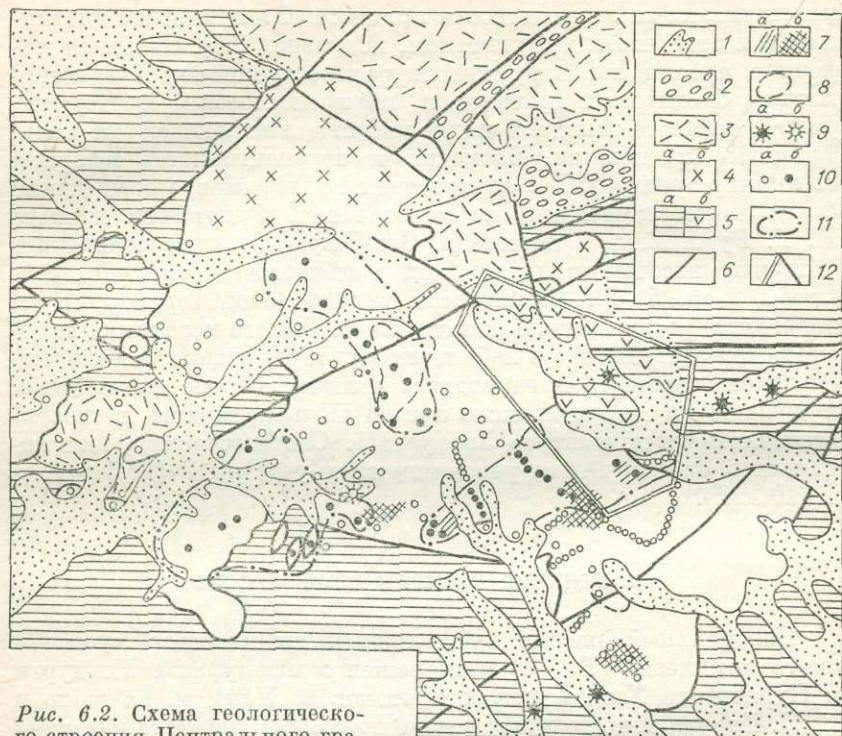


Рис. 6.2. Схема геологического строения Центрального гранитного массива (по В. И. Пеллеягину) с результатами термобарогеохимического опробования и элементами прогноза.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — вулканогенные отложения удинской свиты (J_{2-3}); 3 — вулканогенные отложения цаган-хунтейской свиты (Т); 4, 5 — интрузивные образования: 4 — граниты (а) и сиениты (б) Центрального массива куналейского комплекса (Т — J_1), 5 — палеозойские гранитоиды (а) и диориты (б) зазинского и баргузинского комплексов; 6 — главные разрывные нарушения; 7 — участки проявления грейзенизации (а) и прожилкового окварцевания (б); 8 — контуры литогеохимических аномалий молибдена; 9 — шликерные пробы с шеселитом, по данным съемок масштаба 1 : 200 000 (а) и 1 : 50 000 (б); 10 — пробы с включениями растворов низкой (а) и высокой (б) концентрации хлоридов; 11 — контуры аномалий хлора; 12 — границы участков, перспективных на обнаружение вольфрамового оруденения.

нозернистые разновидности, пользующиеся меньшим распространением. Массив обнажен слабо — преобладают элювиальные и делювиальные свалы, особенно многочисленные на гребнях водоразделов, но значительная часть склонов северной экспозиции задернована настолько, что даже делювиальные обломки встречаются не часто. Это и обусловило неравномерность сети термобарогеохимического опробования (см. рис. 6.2).

Визуально-микроскопическое изучение включений в породообразующем кварце неизмененных гранитов проводилось в основном с помощью иммерсионных препаратов и показало, что

практически во всех пробах распространены многофазные включения солевых растворов существенно хлоридного состава (наибольший объем среди минералов-узников занимает галит). В большинстве случаев на долю кристалликов солей приходится не более 15—20% объема вакуолей, но отдельные части интрузии характеризуются присутствием включений весьма концентрированных рассолов — объем твердых фаз в них составляет 50—60%. Ареалы распространения подобных включений (западный, восточный и северный) показаны на рис. 6.2.

В результате немногочисленных термометрических исследований установлено следующее. Расплавные включения в породообразующем кварце гранитов содержат некоторое количество мусковитоподобного минерала и характеризуются присутствием гетерофазной флюидной составляющей сравнительно невысокой плотности. Гомогенизация ее происходит в жидкую фазу, но при высоких температурах: во вкрапленниках при 305—314°, в основной массе — при 395—415°. В мелкозернистых гранитах большинство расплавных включений полностью гомогенизировалось в интервале 795—820°, но в ходе опытов установлено широкое распространение комбинированных РВ, которые и при 800° содержат крупные газвые пузыри. Это свидетельствует о гетерогенном состоянии расплава на завершающей стадии кристаллизации. Вероятно, из-за малочисленности проведенных опытов включения солевых расплавов не обнаружены, однако часть многофазных включений гомогенизируется при 670°, а некоторые вскрываются при 800°, так и не достигнув гомогенного состояния.

Изложенные результаты термометрических исследований свидетельствуют о том, что гранитный расплав был обогащен водой, в еще большей мере — галогенами (в основном хлором) и по крайней мере на позднемагматической стадии отделял водно-солевую жидкость. Три участка обследованной части интрузии отличаются наибольшей обогащенностью хлором. В соответствии с критериями, указанными в табл. 5.1, Центральная интрузия должна рассматриваться как потенциально вольфрамоносная, а выделенные аномалии хлора — как участки, наиболее перспективные на выявление вольфрамоносных гидротермалитов. Следует, однако, отметить, что по сравнению с реально вольфрамоносными интрузиями Центральная характеризуется более низкой температурой гомогенизации и меньшей плотностью флюидной составляющей РВ, что должно рассматриваться как фактор, понижающий рудообразующий потенциал интрузии.

Наряду с неизмененными гранитами были опробованы также все гидротермалиты, обнаруженные в процессе термобарогеохимического картирования и представленные в основном кварцевыми прожилками, реже — зонами грейзеннизации. Как вид-

но на рис. 6.2, участки гидротермальных изменений в основном приурочены к выделенным аномалиям хлора, что сближает рассматриваемый массив с Мариктиканским и Соктуйским. Отмеченное сходство подчеркивается и тем, что, как показало визуально-микроскопическое изучение иммерсионных препаратов гидротермального кварца, в нем также широко распространены многофазные включения существенно хлоридных растворов.

С одной стороны, последний факт доказывает, что источником гидротермальных растворов служила сама Центральная интрузия, а с другой — наличие в гидротермальном кварце включений высококонцентрированных хлоридных рассолов может свидетельствовать об его образовании в раннюю (дорудную) стадию гидротермального процесса. Возможно, этим обстоятельством объясняется отсутствие значительных количеств рудных минералов как в грейзенизированных гранитах, так и в наблюдавшихся кварцевых прожилках. Лишь в зоне окварцевания в пределах северной аномалии хлора обнаружена вкрапленность молибденита, а в кварцевых прожилках и грейзенизированных гранитах восточной аномалии спектральным анализом установлено присутствие вольфрама в двух сколках (0,005 и 0,006 %).

Учитывая сказанное о вероятной принадлежности гидротермалитов к высокотемпературным дорудным образованиям, следует все же иметь в виду, что существенно хлоридный состав гидротермальных растворов не исключает обнаружения в пределах аномалий высокотемпературного вольфрамового оруденения хлоридного (мариктиканского) типа, которое не сопровождается заметными околорудными изменениями. В условиях слабой обнаженности и маловодности водотоков оруденение этого типа могло оказаться недоступным для традиционных поисковых методов, использованных при геологической съемке. Поэтому безоговорочно отнести территорию с аномалиями хлора к бесперспективным нельзя. Однако наибольшие перспективы следует связывать с экзоконтактовыми зонами массива, где могли проявиться среднетемпературные стадии процесса. В этом отношении наиболее благоприятна обстановка в северо-восточном экзоконтакте массива. Во-первых, здесь непосредственно к контакту примыкает восточная аномалия хлора. Во-вторых, в русловых отложениях этого ручья присутствует шеелит. Наконец, именно в этой эндоконтактовой части массива обнаружены свалы грейзенизированных гранитов. На этом основании мы рекомендуем провести детальные поисковые работы на площади 16 км² в пределах участка, указанного на рис. 6.2.

Для окончательного решения вопроса о целесообразности проведения поисковых работ в пределах выделенных аномалий хлора необходимы дополнительные термобарогеохимические исследования.

6.3. Улекчинская площадь

В пределах Джидинского рудного района, в бассейне р. Улекчина, на площади свыше 200 км² шлиховым опробованием выявлены многочисленные потоки рассеяния шеелита и несколько потоков гюбнерита (рис. 6.3 и 6.4). Они образуют три крупных ореола, суммарная площадь которых превышает 100 км². Крупные размеры ореолов выдвигают эту площадь в разряд перспективных на обнаружение вольфрамового оруденения, но они же порождают проблему выбора: в какой части территории следует начинать детальные поисковые работы, на какой тип оруденения ориентироваться, какие методы применять и т. д.

Учитывая возможности разработанной методики, мы приняли попытку подойти к решению этих задач посредством термобарогеохимической оценки потенциальной вольфрамоносности интрузивных образований. С этой целью пройдено 17 поисково-съёмочных маршрутов, отобрано около 180 образцов из всех разновидностей пород, изготовлено и исследовано 157 иммерсионных препаратов, 11 полированных пластин, 10 петрографических шлифов.

Особенностью геологического строения Улекчинской площади является незначительное развитие стратифицированных отложений. На севере территории сохранился относительно крупный блок кварц-биотитовых сланцев астайской свиты (PR?), в юго-западной части — блок карбонатных пород джидинской свиты (С), а в юго-восточной — небольшое поле вулканогенных пород (MZ?), среди которых туфы кварцевых порфиров играют подчиненную роль по сравнению с артомагматическими брекчиями и дайками того же состава.

Основная часть Улекчинской площади занята выходами гранитоидов II и III фаз палеозойского джидинского комплекса, формирование которого завершилось внедрением даек и небольших штоков аплитовидных и пегматоидных гранитов. К более молодым (MZ?) интрузивным образованиям относятся малые тела (штоки, дайки) гранит-порфиров, микродиоритов, микросиенитов (см. рис. 6.3).

Как видно на рис. 6.4, потоки рассеяния шеелита и гюбнерита группируются в три крупных ореола: Бургалтайский (I) на юго-западе, Баянгольский (II) — на юго-востоке и Талахтинский (III) — на севере рассматриваемой территории. Первый из них приурочен к полю развития карбонатных пород раннего кембрия и нами не изучался.

Баянгольский ореол (около 95 км²) практически совмещен с массивом порфировидных гранитоидов II фазы джидинского комплекса, что наводит на мысль о неслучайном характере этого совпадения. В гранитах массива гидротермальные породы распространены незначительно, локализуясь в основном вдоль сис-

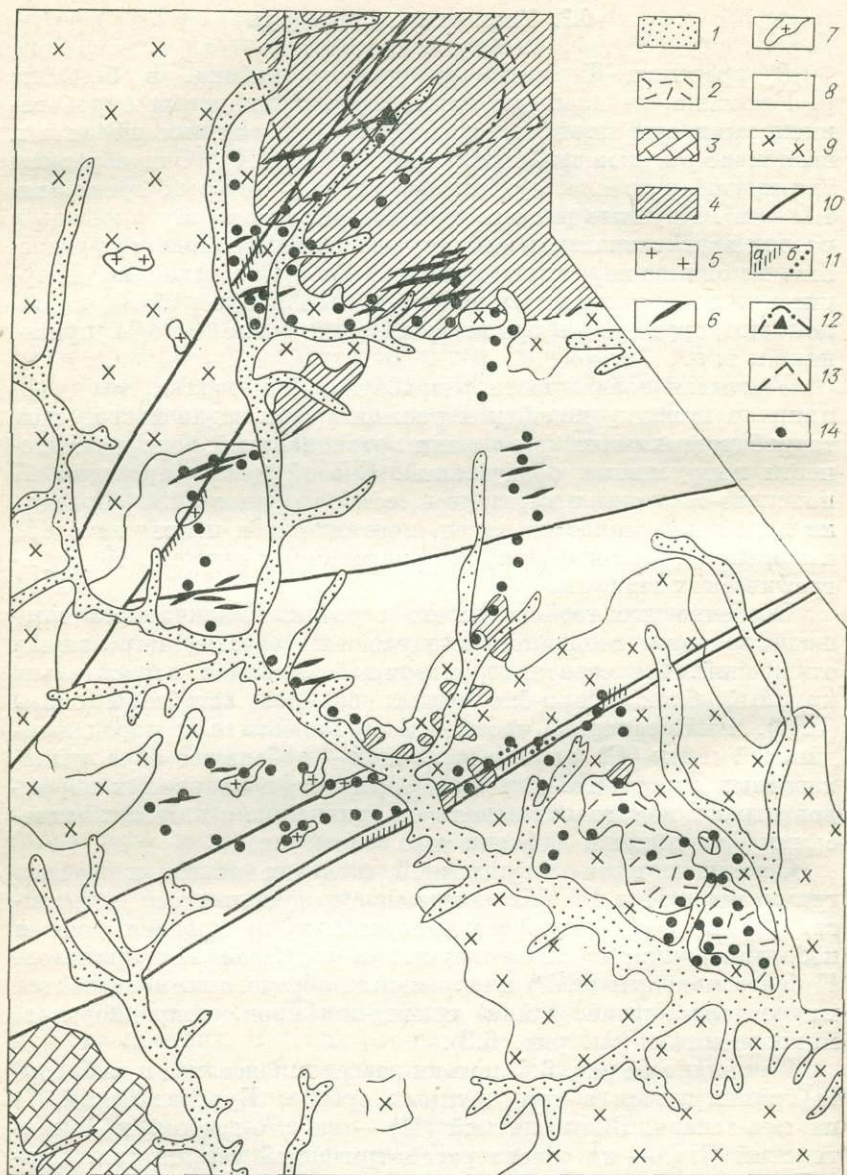


Рис. 6.3. Схема геологического строения Улекчинской площади.

1 — рыхлые четвертичные отложения. 2 — туфы, туфобрекчи и автомагматические брекчи кварцевых порфиров (MZ?). 3 — карбонатные породы (С). 4 — алюмосиликатные сланцы (PR?). 5—9 — интрузивные образования: 5 — штоки мелкозернистых гранитов (MZ?); 6 — дайки микродиоритов, микросиенитов, сиенит-порфиров (MZ); 7—9 — джидинский комплекс (PZ) (7 — дайки, штоки аплитовидных и пегматоидных гранитов завершающей фазы; 8 — среднезернистые биотитовые граниты III фазы; 9 — порфировидные граниты и кварцевые монциты II фазы). 10 — основные разрывные нарушения. 11 — зоны прожилкового окварцевания (а) и десиликации (б). 12 — местоположение свалов Талахтинских гранит-порфиров и границы участка предполагаемого залегания потенциально вольфрамосной интрузии. 13 — границы участка, перспективного на обнаружение вольфрамового оруденения. 14 — точки пробобора.

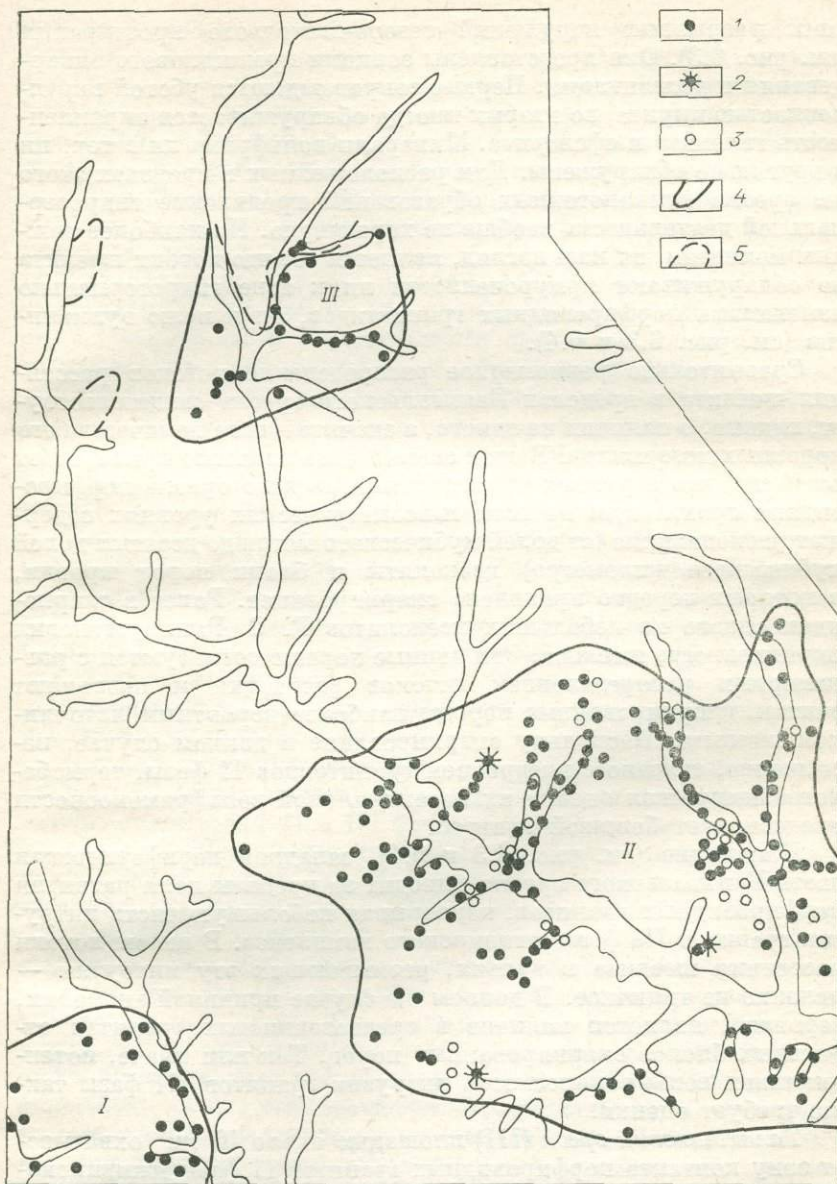


Рис. 6.4. Результаты шлихового опробования Улекчинской площади (по данным Центральной геологической экспедиции Бурятского геологического управления).

1-3 — пробы: 1 — с шешелитом, 2 — с гюбнеритом, 3 — с висмутовым минералом; 4 — ореолы рассеяния шешелита (I — Бургалтайский, II — Байголский, III — Талахтинский); 5 — ореолы рассеяния гюбнерита.

темы разрывных нарушений северо-восточного простирания (см. рис. 6.3). Они представлены зонками прожилкового окварцевания и десиликации. Первые сопровождаются убогой вкрапленностью пирита, во вторых иногда обнаруживается вкрапленность галенита и сфалерита. Минералы вольфрама ни в тех, ни в других не обнаружены. Для расположенных в пределах этого же ореола вулканогенных образований проявление гидротермальной деятельности вообще не характерно. Но наиболее важным моментом, на наш взгляд, является то, что потоки шеелита не обнаруживают приуроченности ни к зоне гидротермально измененных порфириовидных гранитоидов, ни к полю вулкани-тов (см. рис. 6.3 и 6.4).

Сравнительно равномерное распределение потоков рассеяния шеелита в пределах Баянгольского ореола свидетельствует, видимо, о наличии не одного, а значительного количества его коренных источников. В этом свете особое значение приобретает тот факт, что в разных частях Баянгольского ореола порфириовидные гранитоиды на всех гипсометрических уровнях содержат разновеликие (от долей кубического метра до десятых долей кубического километра) ксенолиты и блоки пород кровли, в которых нередко проявлено скарнирование. Ранее в скарноидах одного из небольших ксенолитов Г. С. Рипп установил вкрапленность шеелита. Эти данные хорошо согласуются с равномерным распределением потоков рассеяния и позволяют считать скарнированные породы наиболее вероятным источником шеелита. Поскольку скарнирование в данном случае, несомненно, связано с внедрением гранитоидов II фазы, термобарогеохимическая оценка их потенциальной вольфрамоносности представляет большой интерес.

Как видно (см. рис. 6.3 и 6.4), западная периферическая часть Баянгольского ореола выходит за пределы поля развития порфириовидных гранитов, перекрывая небольшую часть интрузии гранитов III фазы джидинского комплекса. В целом потоки рассеяния шеелита в ручьях, размывающих эту интрузию — явление не типичное. В данном же случае причиной аномалии, вероятно, является наличие в среднезернистых гранитах отдельных блоков скарнированных пород. Так или иначе, потенциальная вольфрамоносность интрузии гранитов III фазы также требует оценки.

Талахтинский ореол (III) площадью около 10 км² охватывает зону контакта порфириовидных гранитов II фазы джидинского комплекса с метаморфическими породами астайской свиты и с севера остается не оконтуренным из-за отсутствия результатов шлихового опробования. В алюмосиликатных сланцах в пределах ореола скарнирование практически не проявлено. Многочисленные прожилки метаморфогенного кварца, как правило, смяты в складки, разбужинированы и безрудны. Гидротермальные изменения в гранитоидах и в сланцах проявлены

весьма незначительно (прожилковое окварцевание, аргиллизация тектонитов). К востоку от ореола, в зоне контакта сланцев с палеозойскими гранитоидами, расположено жильное молибденовое рудопроявление, но в размывающих его ручьях потоки шеелита и гюбнерита не известны. Все указанные образования прорываются дайками микродиоритов, микросиенитов, сиенито-диоритов, которые, однако, распространены по всей Улекчинской площади, не обнаруживая приуроченности к ореолам рассеяния шеелита.

Несколько особое положение занимают интенсивно пиритизированные гранит-порфиры, обнажающиеся к северу от оконтуренной части Талахтинского ореола. В коренном залегании они не обнаружены, но с учетом орографической ситуации местоположение их коренных выходов определяется достаточно определенно (см. рис. 6.3). По структурным особенностям эти породы заметно отличаются от гранит-порфиров, слагающих многочисленные дайки в поле вулканитов, и потому нуждаются в отдельной термобарогеохимической характеристике.

Основной объем работ по изучению включений минералообразующих сред проведен с использованием методов оптической микроскопии в иммерсионных препаратах. Термо- и криометрические исследования привлекались только в тех случаях, когда получение необходимой информации другими методами оказывалось затруднительным или невозможным. Тем не менее полученных термобарогеохимических данных достаточно для решения целого ряда вопросов.

Прежде всего установлено, что по набору разнотипных включений, отражающих особенности состава флюидной части магмы, гранитоиды II и III фаз джидинского комплекса неразличимы, но существенно отличаются от более поздних интрузивных образований. Так, неизменные гранитоиды обеих фаз джидинского комплекса характеризуются повсеместным распространением включений с жидкой углекислотой. Выдержанность этого признака на значительной площади свидетельствует о том, что CO_2 являлась ведущим летучим компонентом родоначальной магмы. Для гранитов обеих фаз характерно широкое (но не повсеместное) распространение солевых включений с анизотропным кристалликом. В большинстве случаев эти включения весьма немногочисленны, откуда следует, что отделение водно-солевой жидкости от расплава имело место на самых поздних стадиях кристаллизации, когда расплав был близок к исчерпанию. Наиболее концентрированные и многочисленные солевые включения обнаружены в малых телах аплитовидных и пегматоидных гранитов, завершающих формирование джидинского комплекса.

Расплавные включения в кварце гранитов джидинского комплекса, как правило, немногочисленны и представлены так называемым «кварц-мусковитовым» типом. Термометрическим

изучением установлено, что жидкая фаза H_2O в них отсутствует. Это позволяет оценить концентрацию воды в исходном расплаве величиной, не превышающей 2,5%, что соответствует водосодержанию обычных (не рудоносных) гранитных магм (см. подраздел 3.1).

Лишь в периферических частях отдельных зерен кварца иногда отмечены вторичные РВ, содержащие кроме газа водный раствор высокой плотности (флюидная часть включений гомогенизируется при 235—260°, полная гомогенизация происходит при 890—940°). Это свидетельствует о существенном обогащении остаточных порций расплава водой, однако крупных обоблений такой водообильной магмы не обнаружено.

Таким образом, по основным термобарогеохимическим критериям (см. табл. 5.1). гранитоиды обеих фаз джидинского комплекса на рассматриваемой территории не могут быть отнесены к разряду потенциально вольфрамоносных. Только на завершающей стадии кристаллизации интрузивных тел остаточные расплавы настолько обогащались водой и солевыми компонентами, что создавались условия для возникновения вольфрамоносных гидротерм. Этих условий вряд ли достаточно для создания крупномасштабного оруденения, однако они, очевидно, могли обусловить развитие незначительной шеелитовой минерализации в скарнах, как это предполагается на основании геологических данных.

Вулканогенные и сопровождающие их дайковые образования, распространенные в пределах Баянгольского ореола, по характеру газовой-жидких включений отличаются от гранитоидов джидинского комплекса крайне незначительным распространением или отсутствием включений высокоплотной жидкой углекислоты при обилии существенно водных ГЖВ высокого наполнения. Расплавных включений с жидкой фазой H_2O в породах вулканогенного комплекса не обнаружено, что не позволяет отнести их к потенциально вольфрамоносным.

Резко отличными термобарогеохимическими характеристиками обладают гранит-порфиры, обнаруженные к северу от Талахтинского ореола. В кварцевых фенокристаллах этих пород присутствуют РВ, содержащие высокоплотную жидкую фазу H_2O (флюидная часть включений гомогенизируется в жидкость при 270—300°). Эти включения, как правило, сопровождаются сопутствующими ГЖВ, что, очевидно, свидетельствует о «вскипании» расплава на уровне кристаллизации интрателлурических вкрапленников. Расплавные включения начинают оплавляться в интервале 805—830°, а гомогенизируются при температуре 1100° и выше.

По всем этим признакам рассматриваемые гранит-порфиры обнаруживают большое сходство с Гуджирской интрузией Джидинского рудного поля. Подобие подчеркивается также и близостью солевого состава ГЖВ в сравниваемых гранитах:

температура протаивания эвтектики в обоих случаях близка к -30° . Таким образом, по термобарогеохимическим характеристикам гранит-порфировая интрузия района Талахтинского ореола представляется потенциально вольфрамоносной. В этом свете особое значение приобретает тот факт, что в процессе изучения полированных пластин и шлифов была обнаружена интенсивная грейзенизация гранит-порфиров, трудноразличимая макроскопически.

Полученные термобарогеохимические характеристики интрузивных образований в комплексе с имеющимися геологическими данными послужили основанием для следующих выводов.

1. Гранитоиды джидинского интрузивного комплекса в пределах рассматриваемой территории обладают невысокой потенциальной вольфрамоносностью, что не позволяет рассчитывать на образование в связи с ними значительного по масштабам оруденения. Тем не менее не исключена возможность того, что в других частях этой интрузии концентрация воды и солей в расплаве достигала более высокого уровня, обуславливая их повышенную потенциальную рудоносность. Для выявления таких участков требуется проведение термобарогеохимического картирования.

2. Наличие в северной части Талахтинского ореола выходов потенциально вольфрамоносной интрузии гранит-порфиров свидетельствует о перспективности этой части Улекчинской площади. В пределах участка, рекомендованного для первоочередного детального опробования (см. рис. 6.3), возможно обнаружение как «оторванного» от нескрытой интрузии оруденения (джидинский тип), так и оруденения в грейзенизированном куполе (спокойнинский тип). Обе эти возможности должны учитываться при определении комплекса поисково-оценочных методов.

Таким образом, использование термобарогеохимических критериев вольфрамоносности гранитных интрузий позволило обоснованно выделить на обширной (свыше 200 км²) территории локальный участок, наиболее перспективный на обнаружение вольфрамового оруденения³.

³ С целью проверки этих рекомендаций в 1980 г. Закаменской партией ПО «Бурятгеология» при участии авторов начато опробование намеченного участка. В штоке гранит-порфиров и в его экзоконтактах установлена молибденовая минерализация штокверкового типа, обнаружены свалы жильного кварца с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, выявлены литогеохимические аномалии молибдена, цинка, свинца. Вольфрамовое оруденение пока не обнаружено, однако имеющиеся результаты подтверждают вывод о рудоносности интрузии, сделанный на основе разработанных термобарогеохимических критериев.

* *

*

Заканчивая этот раздел, необходимо отметить следующее. Разработанный метод оценки перспективности гранитных интрузий и связанных с ними гидротермалитов на вольфрамное оруденение базируется на закономерностях, выявленных при изучении типичных для Забайкалья месторождений, и имеет теоретическое обоснование. Приведенные примеры практического применения термобарогеохимических критериев, очевидно, не исчерпывают всех возможностей метода. Они призваны лишь проиллюстрировать особенности использования выявленных закономерностей в реальных геологических ситуациях. На наш взгляд, есть все основания полагать, что эти закономерности носят более общий характер и должны проявляться при формировании многих месторождений не только вольфрама, но также молибдена, олова и, возможно, других металлов. Дальнейшее совершенствование метода должно увеличить эффективность и расширить область его применения.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа посвящена одной из основных проблем теории рудогенеза — вопросу о сущности связи эндогенных месторождений с гранитоидными интрузиями. О сложности проблемы свидетельствует то, что даже в тех случаях, когда эта связь очевидна, обычно остается неясным, в какой мере магматический процесс ответствен за возникновение рудообразующей системы, почему одна интрузия сопровождается оруденением, а другая нет, как отличить первую от второй. Теория рассматривает и обосновывает возможность нескольких вариантов связи между магматическим и гидротермальным процессами, но выяснить, какой из вариантов является ведущим в природных условиях, можно только посредством изучения реальных объектов.

В качестве эталонов мы выбрали месторождения, существенно различающиеся по формационной принадлежности, минеральному типу, структурно-морфологическим особенностям и, как оказалось, по своим термобарогеохимическим характеристикам. Сделано это в расчете на то, что если существуют общие, единые для всех этих месторождений факторы рудообразования, то они должны проявиться на фоне индивидуальных особенностей каждого объекта.

Своеобразие принятого подхода к решению проблемы заключается прежде всего в том, что одними методами (геологическими, минералогическими, термобарогеохимическими) исследовалась как гидротермальная, так и магматическая часть системы интрузив — месторождение. Кроме того, для выяснения особенностей распределения летучих и солевых компонентов в магматических телах применено термобарогеохимическое картирование, сопровождаемое систематическими геологическими наблюдениями.

Проведенные исследования со всей определенностью показали, что изученные месторождения связаны только с теми интрузиями или их частями, в которых имела место интенсивная и длительная магматическая дистилляция, т. е. отделение от расплава водно-солевой жидкости. Вольфрамонасные гидротермальные растворы наследуют основные черты состава магма-

тического дистиллята и с момента своего зарождения характеризуются не газо-, а жидкообразным состоянием. В полном соответствии с общепринятыми критериями эти факты трактуются как свидетельства генетической связи оруденения с гранитными интрузиями. Следовательно, магматический процесс и гидротермальное рудообразование являются последовательными этапами развития единой рудообразующей системы, зарождение и эффективное функционирование которой возможно лишь при вполне определенных условиях.

Сочетание детального изучения расплавных и сопутствующих им флюидных включений с термобарогеохимическим картированием позволило выяснить основные условия и факторы зарождения рудообразующих вольфрамоносных систем. Согласно полученным данным, летучие и солевые компоненты гранитных магм распределяются в интрузивных телах весьма неравномерно. Магматическая дистилляция наиболее интенсивно протекает в тех частях массивов, которые значительно обогащены водой (до 5—6%) и анионогенными компонентами, в основном галогенами. Эти же части интрузий характеризуются наиболее высокими значениями температур гомогенизации расплавных включений ($\geq 1000^\circ$), хотя еще не совсем ясно, свидетельствует ли это о высокотемпературности расплавов на ранних стадиях кристаллизации. Видимо, сосуществование силикатного расплава с обособлениями (пузырьками) водно-солевого дистиллята обеспечивает экстрагирование во флюидную фазу вольфрама и других металлов, рассеянных в магме. Поэтому масштабы образующейся гидротермальной системы зависят от массы расплава, охваченного дистилляцией.

В результате проведенных исследований установлено, что флюидогенерирующие части магматических систем имеют значительную вертикальную протяженность (многие сотни метров), и именно к ним приурочены как отдельные рудные тела, так и месторождения или даже группы месторождений. Если же оруденение локализуется в надинтрузивной зоне и рудовмещающие структуры оказываются в той или иной мере проницаемыми для магмы, то при изучении таких инъекций устанавливается, что и в подобных случаях не вскрытые эрозией интрузивы претерпевают интенсивную дистилляцию и служат источником магматогенных флюидов.

В отличие от рудоносных ординарные гранитные интрузии характеризуются более низким водосодержанием (порядка 2,5%) и умеренными значениями температур гомогенизации расплавных включений (930—715°). Водно-солевая жидкость в виде самостоятельной фазы появляется в них на самых поздних стадиях кристаллизации расплава и в незначительных количествах.

Указанные факты не только дают ответ на вопрос, чем рудоносные гранитные массивы отличаются от ординарных (нерудо-

носных), но и указывают, каким способом можно отличить первые от вторых, на основании каких критериев оценить потенциальную вольфрамоносность интрузии и выделить ее наиболее перспективную на вольфрамовое оруденение часть.

Исследование включений в минералах, образовавшихся на разных стадиях гидротермального процесса, показало, что магматогенные растворы испытывают длительную эволюцию в условиях понижающихся температур, прежде чем из них начинают кристаллизоваться рудные минералы. Процесс рудоотложения протекает в сравнительно узком температурном интервале (340—290° при фторидном и 530—320° при хлоридном составе растворов) и сопряжен с резким уменьшением концентрации галогенов в гидротермах. Это позволяет предположить, что повышенная минерализация растворов является условием, необходимым для транспортировки рудного вещества.

В вопросе о причинах металлогенической специализации рудообразующих систем остается много неясного. Однако при изучении многоэтапного молибден-вольфрамового оруденения Джидинского рудного поля установлено, что в то время как гидротермы разных этапов почти не различаются набором основных аниогенных компонентов, вольфрамоносные растворы поздних этапов заметно отличаются от молибденоносных более высокой концентрацией соли, очевидно, относящейся к классу фтороборатов. Возможно, количественные соотношения между солевыми компонентами являются одним из факторов, определяющих металлогеническую специализацию гидротерм.

Выявленные закономерности возникновения и развития рудообразующих систем хорошо согласуются не только между собой, но в большинстве своем и с фундаментальными положениями теории эндогенного рудообразования. Это позволило разработать научно обоснованные критерии потенциальной рудоносности гранитных интрузий и перспективности гидротермалитов на вольфрамовое оруденение. На базе этих критериев созданы основы рабочей методики, позволяющей широко использовать методы термобарогеохимии в практике поисково-оценочных работ на вольфрам. Результаты первых опытов практического применения этой методики свидетельствуют о перспективности разрабатываемого направления.

Таким образом, в результате проведенных исследований получены новые данные, проясняющие некоторые важные стороны природного рудообразования. Вместе с тем эти же данные породили вопросы, ответ на которые пока не найден. Из них в первую очередь необходимо отметить следующие:

1. В какой мере выявленные закономерности присущи рудообразующим системам иной металлогенической специализации?

2. Какие факторы определяют неравномерное распределение летучих и солевых компонентов в магматических телах? Является ли такая неравномерность следствием саморазвития

магматической системы или вызвана внешними по отношению к ней причинами?

3. Что кроется за высокими температурами гомогенизации расплавных включений в кварце гранитов из флюидогенерирующих частей исследованных нами интрузий — ошибка методического характера или еще не известное нам явление?

Лишь в отношении первого из указанных вопросов уже теперь можно высказать некоторые соображения. Так, термобарогеохимические данные о рудоносности Талахтинской интрузии (см. раздел 6.3) получены тем методом и на основании тех критериев, которые разработаны при изучении вольфрамородных объектов. В то же время опоскование Талахтинской интрузии привело к выявлению молибденового оруденения (см. раздел 6.3). По-видимому, выявленные факторы возникновения и развития рудоносных гидротермальных систем являются ведущими как при вольфрамовой, так и при молибденовой металлогенической специализации.

Для окончательного решения этого и остальных поставленных вопросов требуется проведение специальных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Аношин Г. Н., Дорош В. М., Косале Я. А. и др. О рудоносности гранитоидных магм.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 1. Иркутск, 1970.
- Базаров Л. Ш. Установка для замораживания включений в минералах.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 4. Новосибирск: Наука, 1966, с. 231—234.
- Базаров Л. Ш., Косале Я. А., Сенина В. А. Включения магматических расплавов в кварце мелкозернистых биотитовых гранитов.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 4, с. 856—858.
- Бакуменко И. Т., Косухин О. Н. О магматическом этапе пегматитового процесса.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2, с. 430—433.
- Бакуменко И. Т., Косухин О. Н. Вода во включениях силикатных расплавов кислого состава.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 1, с. 164—167.
- Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Т. 2. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. 360 с.
- Барсуков В. Л., Рябчиков И. Д. Об источнике рудного вещества.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. (Тезисы Всесоюзного совещания). М., 1979, с. 5—7.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 261 с.
- Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии.— Геология и геофизика, 1977, № 8, с. 16—27.
- Борщевский Ю. А. Природа гидротермальных рудоносных флюидов по данным изотопии кислорода и водорода.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. (Тезисы Всесоюзного совещания). М., 1979, с. 17—19.
- Борщевский Ю. А., Апельдин Ф. Э., Борисова С. А. Условия формирования вольфрамовых месторождений в свете изотопно-кислородных данных.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. (Тезисы Всесоюзного совещания). М., 1979, с. 46.
- Брызгалов О. В. Геохимия вольфрама в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1976. 72 с.
- Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 40—74.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптические свойства искусственных минералов. М.: Мир, 1967. 526 с.
- Ганев И. Г. К вопросу о механизме миграции кремнезема в гидротермальных растворах.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 5, с. 1175—1178.
- Гегузин Я. Е., Кружанов В. С. Движение жидкого включения в монокристалле в поле градиента напряжений.— Кристаллография, 1979, т. 24, вып. 4, с. 866—867.

- Глюк Д. С., Анфилов В. Н. Особенности фазовых отношений в кислых силикатных системах с фтором и водой.— В кн.: Гранитообразование и летучие. Свердловск, 1975, с. 38—46.
- Долгов Ю. А., Макагон В. М., Соболев В. С. Жидкие включения в дистене из метаморфических пород и пегматитов Мамского района (Северо-Восточное Забайкалье).— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 2, с. 444—447.
- Долгов Ю. А., Томиленко А. А., Чупин В. П. Включения солевых расплаво-рассолов в кварце глубинных гранитов и пегматитов.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 4, с. 938—941.
- Дорошенко Ю. П., Павлунь Н. Н. Прогнозная оценка редкометалльного оруденения Центрального Казахстана на основе термобарогеохимических критериев.— В кн.: VI Всесоюз. совещание по термобарогеохимии. (Тезисы докладов). Т. II. Владивосток, 1978, с. 12—13.
- Дорошенко Ю. П., Павлунь Н. Н. Термобарогеохимия месторождения Ачкатау (Центральный Казахстан).— Там же, с. 91—92.
- Дубровский М. И. Гранитные эвтектики и магмы.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 54—68.
- Дударев А. Н., Сотников В. И., Васильева А. И. Мобилизация рудных элементов в термоградиентных полях. Новосибирск: Наука, 1976. 135 с.
- Ермаков Н. П. Информационные ряды и значение сопутствующих включений в минералах интрузивных пород и руд.— В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 5—10.
- Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
- Захарченко А. И. О специализации гранитов и условиях образования связанных с ними месторождений.— В кн.: 1-й Международный геохимический конгресс. Т. 3. Кн. 2. М.: изд. ГЕОХИ, 1972, с. 396—409.
- Иванова Г. Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М.: Наука, 1972. 150 с.
- Иванова Г. Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976. 259 с.
- Игнатович В. И. Дайки и молибден-вольфрамовая минерализация Первомайской интрузии гранит-порфиров (Джидинское месторождение).— В кн.: Геолого-производственная информация Бурятского геологического управления. № 3. Улан-Удэ, 1959, с. 29—47.
- Игнатович В. И. Геологические особенности и перспективы поисков штокверкового молибденового оруденения в Бурятской АССР.— В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ, 1969, с. 127—137.
- Икорникова Н. Ю. Роль хлоридов в гидротермальном переносе металлов при рудообразовании (экспериментальные данные).— Геология рудных месторождений, 1962, № 5, с. 91—97.
- Иоффе В. В. Рефрактометрические методы химии. Л.: Химия, 1974. 400 с.
- Ишков Ю. М., Рейф Ф. Г. Лазерно-спектральный микроанализ жидкой фазы индивидуальных включений.— Геохимия, 1980, № 9, с. 1407—1412.
- Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
- Калюжный В. А., Возняк Д. К. Графический метод определения температур и давления гомогенизации закрытых систем H_2O-CO_2 в применении к жидким включениям в минералах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965, с. 88—92.
- Киргинцев А. Н., Трушников Л. П., Лаврентьева В. Г. Растворимость неорганических веществ в воде. Справочник. Л.: Химия, 1972. 245 с.
- Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгоциты (топазсодержащие кварцевые кератофиты)— субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 124 с.

- Коваленко Н. И. Взаимодействие гранита с растворами плавиковой кислоты в связи с изучением генезиса фтористых гранитов.— *Геохимия*, 1977, № 4, с. 505—515.
- Козлов В. Д., Сवादковская Л. И. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 254 с.
- Косале Я. А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976. 232 с.
- Косухин О. Н. Включения низкотемпературных расплавов в кварце камерных пегматитов.— *Геология и геофизика*, 1977, № 10, с. 66—72.
- Косухин О. Н. О давлении флюида при пегматитообразовании.— *Геология и геофизика*, 1978, № 2, с. 148—151.
- Краускоф К. В. Горные породы как источник металлоносных флюидов.— В кн.: *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. М.: Мир, 1970, с. 11—39.
- Кузьмин М. И. Закономерности распределения редких элементов в мезозойских гранитоидах центральной части Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1966. 19 с.
- Кушнарв И. П. Структура рудного поля Джидинского месторождения. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 140 с.
- Левицкий О. Д. Геология рудных месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1964. 233 с.
- Леммлейн Г. Г. Перемещение жидкого включения в кристалле в направлении к источнику тепла.— *Докл. АН СССР*, 1952, т. 85, № 2, с. 325—328.
- Леммлейн Г. Г., Клевцов В. П. Соотношение термодинамических параметров $P - T - V$ для воды и 30%-ных водных растворов NaCl.— *Записки Всесоюз. минералог. о-ва*, 1956, ч. 85, вып. 4, с. 529—534.
- Леммлейн Г. Г., Клевцов В. П. Соотношения основных термодинамических параметров для части системы $H_2O - NaCl$.— *Геохимия*, 1961, № 2, с. 133—142.
- Лесняк Р. В. Структурное положение и возраст гранитных интрузий кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье.— *Геология и геофизика*. 1965, № 11, с. 56—65.
- Летников Ф. А., Медведев В. Я., Иванова Л. А. Взаимодействие гранитного расплава с карбонатами и силикатами. Новосибирск: Наука, 1976. 151 с.
- Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов/Базарова Т. Ю., Бакуменко И. Т., Костюк В. П. и др. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
- Малиновский Е. П. Структурные условия формирования жильных вольфрамовых месторождений. М.: Наука, 1965. 16 с.
- Наумов Г. Б., Наумов В. Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования.— *Геология рудных месторождений*, 1977, № 1, с. 13—23.
- Наумов В. Б., Коваленко В. И., Кузьмин М. И. и др. Термометрическое исследование включений расплава в топазах из топазодержащих кварцевых кератофиров (онгонитов).— *Докл. АН СССР*, 1971, т. 199, № 3, с. 684—683.
- Наумов В. Б., Коваленко В. И., Иванова Г. Ф., Владыкин Н. В. Генезис топазов по данным изучения микровключений.— *Геохимия*, 1977, № 3, с. 323—331.
- Наумов В. Б., Иванова Г. Ф., Моторина З. М. Условия образования вольфрамовых, олово-вольфрамовых и молибден-вольфрамовых месторождений.— В кн.: *Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования*. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 53—62.
- Наумов В. Б. Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах по включениям в минералах.— *Геохимия*, 1979, № 7, с. 997—1007.

- Новгородов П. Г. Плавление гранита в смеси H_2O-CO_2 при давлениях 1—5 кбар.— В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975, с. 41—45.
- Овчинников Л. Н. Экспериментальные исследования процессов эндогенного рудообразования.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов. Л.: Наука, 1967, с. 30—51.
- Овчинников Л. Н. Источники рудного вещества эндогенных месторождений и надежность критериев их установления.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 100—120.
- Овчинников Л. Н., Челищев Н. Ф. О влиянии комплексообразования на характер распределения компонентов между сосуществующими фазами.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 243—248.
- Овчоев Д. О. О возможной роли фтор-гидросульфидных комплексов в переносе металлов рудоносными растворами при образовании некоторых редкометалльных месторождений.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967, с. 91—104.
- Овчоев Д. О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 242 с.
- Петровский В. А. Формирование объемных дефектов кристаллов в кипящих гетерогенных растворах.— В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 61—64.
- Повилайтис М. М. Основные черты минералогии Джидинского молибден-вольфрамового месторождения. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 165 с.
- Повилайтис М. М. Новые данные о возрасте Джидинского молибденового месторождения.— Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 2, с. 378—382.
- Повилайтис М. М. Критерии пульсации рудоносных растворов при формировании Джидинского молибден-вольфрамового месторождения и некоторые особенности его минерализации.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ, 1967, с. 265—266.
- Потапов В. В. Внутреннее строение и рудоносность мезозойского гранитного массива.— В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971, с. 5—90.
- Рейф Ф. Г. Расплавные включения в кварце посторогенных гранитов Центральной Бурятии и *PT*-условия их формирования.— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 4, с. 918—921.
- Рейф Ф. Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 88 с.
- Рейф Ф. Г. О причинах существования различных схем гомогенизации расплавных включений.— В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука, 1978а, с. 34—39.
- Рейф Ф. Г. Жидкая фаза H_2O в раскристаллизованных включениях маловодных гранитных расплавов.— В кн.: Термобарогеохимия в геологии. Тезисы VI Всесоюз. совещания по термобарогеохимии. Т. I. Владивосток, 1978б, с. 73—75.
- Рейф Ф. Г., Бажеев Е. Д. О поисковом значении аномалий хлора, выявленных по кристаллофлюидным включениям.— Геохимия, 1976, № 5, с. 786—788.
- Романчев Б. П. О достоверности температур гомогенизации магматогенных включений.— Геохимия, 1977, № 5, с. 726—735.
- Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971. 328 с.
- Рутштейн И. Г. Юрские гранитоиды Кукульбейского хребта.— В кн.: Материалы совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1960, с. 100—102.

- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Скрябин В. Ю. О составе раскристаллизованных включений гранитного расплава.— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 2, с. 416—418.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.—Л., Гостеолитиздат, 1944. 90 с.
- Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. Тринадцатое чтение им. В. В. Вернадского. М.: Наука, 1973. 34 с.
- Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 549 с.
- Справочник химика. Т. 2. Л.: Химия, 1971. 1168 с.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Условия образования и критерии поисков промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья. М.: изд. ВИМСа, 1976. 173 с.
- Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. VI. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 742 с.
- Хетчиков Л. П., Самойлович Л. А. Экспериментальные данные о $P - F - T - X$ -соотношениях в водно-солевых и газо-водно-солевых системах.— В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975, с. 112—121.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Ренгартен Е. В. и др. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитных расплавах.— Геохимия, 1959, № 5, с. 387—397.
- Чупин В. П. Расплавные включения в кварце анатектитов Алданского щита и условия генерации гранитоидных расплавов.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 3, с. 710—713.
- Чупин В. П., Матреницкий А. Т. Температурные условия формирования гранитоидов некоторых районов Монголии.— В кн.: Термобарогеохимия в геологии. Тезисы VI Всесоюз. совещания по термобарогеохимии. Т. 1. Владивосток, 1978, с. 81.
- Чухров В. Ф. О внемагматической природе вещества некоторых руд.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 85—99.
- Шапенко В. В. Термобарогеохимические условия образования Холтосонского вольфрамового месторождения (Юго-Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. М., 1976. 19 с.
- Шапенко В. В. Роль углекислоты в формировании молибден-вольфрамового оруденения Юго-Западного Забайкалья.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 8, с. 31—33.
- Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 278 с.
- Щерба Г. Н., Гукова В. Д., Кудряшов А. В., Сенчило Н. П. Грейзены, жильный кварц и калишпаты молибдено-вольфрамовых месторождений Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1964. 308 с.
- Элерс Э. Интерпретация фазовых диаграмм в геологии. М.: Мир, 1975. 300 с.
- Althaus E., Karofke E., Pitch K. N., Winkler H. G. P. An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1970, p. 325—336.
- Burnham C. W., Davis N. F. The role of H_2O in silicate melts. $P - V - T$ relations in the system $NaAlSi_3O_8 - H_2O$ to kilobars and $1000^\circ C$.— Amer. J. Sci., 1971, v. 270, p. 54—79.
- Burnham C. W., Jahns R. H. Experimental studies of pegmatite genesis and the solubility of water in granitic magmas.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, v. 69, N 12, p. 1544—1545.
- Burnham C. W., Jahns R. H. A method for determining the solubility of water in silicate melts.— Amer. J. Sci., 1962, v. 260, p. 721—745.
- Evans B. W. Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz.— Amer. J. Sci., 1965, v. 263, p. 647—667.

- Foster R. P. Solubility of scheelite in hydrothermal chloride solutions.—*Chem. Geol.*, 1977, v. 20, N 1, p. 27—43.
- Gammon J. B., Borsic M., Holland H. D. Potassium sodium ratios in aqueous solutions and coexisting silicate melts.—*Science*, 1969, v. 163, N 3863, p. 179—181.
- Goranson R. W. The solubility of water in granitic magmas.—*Amer. J. Sci.*, 1934, v. 22, p. 481—495.
- Holland H. D. Granites, solutions and base metal deposits.—*Econ. Geol.*, 1972, v. 67, N 3, p. 281—301.
- Jahns R. H., Burnham C. W. Experimental studies of pegmatite genesis: a model for the derivation and crystallization of granitic pegmatite.—*Econ. Geol. and Bull. Soc. Econ. Geologist*, 1969, v. 64, N 8, p. 843—864.
- Kilink J. A., Burnham C. W. Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars.—*Econ. Geol.*, 1972, v. 67, N 2, p. 231—235.
- Roedder E. Studies of fluid inclusions. II: Freezing data and their interpretation.—*Econ. Geol.*, 1963, v. 58, N 2, p. 167—211.
- Storre B., Karotke E. Experimental data on melting reactions of muscovit + quartz in system $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ to 20 kb. water pressure.—*Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1972, v. 36, N 4, p. 343—345.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$.—*Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1958, v. 74.
- Wyllie P. J., Huang W.-L., Stern C. R., Maaløe S. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences.—*Can. J. Earth. Sci.*, 1976, v. 13, N 8, p. 1007—1019.

СОДЕРЖАНИЕ

1. Введение	3
2. Термобарогеохимическая характеристика эталонных месторождений (интрузивные и гидротермальные образования)	8
2.1. Спокойнинское рудное поле	—
2.1.1. Магматический этап	11
2.1.2. Гидротермальный этап	21
2.1.3. Соотношение магматического и гидротермального этапов	25
2.2. Джидинское рудное поле	27
2.2.1. Магматический этап	29
2.2.2. Гидротермальный этап	33
2.2.3. Соотношение магматического и гидротермального этапов	49
2.3. Марикиканское рудопроявление	52
2.3.1. Магматический этап	55
2.3.2. Гидротермальный этап	59
2.3.3. Соотношение магматического и гидротермального этапов	61
2.4. Соктуйский рудный узел	63
2.4.1. Магматический этап	65
2.4.2. Гидротермальный этап	75
2.4.3. Соотношение магматического и гидротермального этапов	81
3. Основные условия и факторы возникновения рудообразующих систем	83
3.1. Водосодержание гранитных магм	—
3.2. Солевые компоненты	92
3.3. Углекислота	97
3.4. <i>ТР</i> -условия кристаллизации магматических систем	98
3.5. Магматическая дистилляция	105
4. Основные условия и факторы локализации вольфрамового оруденения	109
4.1. Солевой состав гидротермальных растворов	—
4.2. Углекислота в гидротермальных растворах	117
4.3. <i>РТ</i> -условия рудоотложения	—
5. Пространственные соотношения между областями флюидоотделения и рудоотложения	121
5.1. Приуроченность вольфрамовых месторождений к интрузиям определенного типа	—
5.2. Закономерности размещения оруденения в теле вольфрамоносных интрузий	123

5.3. Возможные области применения выявленных закономерностей	124
5.4. Поисково-оценочные критерии	126
5.4.1. Термобарогеохимические критерии потенциальной вольфрамоносности гранитных интрузий	127
5.4.2. Термобарогеохимические критерии перспективности гидротермалитов на вольфрамовое оруденение	130
6. <i>Примеры практического применения разработанной методики в целях локального прогнозирования вольфрамового оруденения</i>	132
6.1. Соктуйский рудный узел	133
6.2. Центральный гранитный массив	135
6.3. Улекчинская площадь	139
7. <i>Заключение</i>	147
<i>Литература</i>	150

Феликс Григорьевич Рейф, Евгений Данилович Бажеев

**МАГМАТИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС
И ВОЛЬФРАМОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ**

Ответственный редактор *Игорь Дмитриевич Рябчиков*

Утверждено к печати
Геологическим институтом БФ СО АН СССР

Редактор издательства *З. Д. Роскина*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. В. Растегаев*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректор *В. Е. Селянина*

ИБ № 10986

Сдано в набор 28.05.81. Подписано к печати 06.08.82. МН-05856. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага типографская №2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 10.
Усл. кр.-отт. 10,3. Уч.-изд. л.11. Тираж 1000 экз. Заказ № 590. Цена 1 р. 70 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

- 480091 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97
370005 **Баку**, ул. Джапаридзе, 13
320005 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24
734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95
375002 **Ереван**, ул. Туманяна, 31
664033 **Иркутск**, ул. Лермонтова, 289
252030 **Киев**, ул. Ленина, 42
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 2
252142 **Киев**, проспект Вернадского, 79
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 4
277012 **Кишинев**, проспект Ленина, 148
343900 **Краматорск** Донецкой обл., ул. Марата, 1
660049 **Красноярск**, проспект Мира, 84
443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2
191104 **Ленинград**, Литейный проспект, 57
197345 **Ленинград**, Петрозаводская ул., 7
199164 **Ленинград**, Таможенный пер., 2
196034 **Ленинград**, В/О, 9 линия, 16
220012 **Минск**, Ленинский проспект, 72
103009 **Москва**, ул. Горького, 8
117312 **Москва**, ул. Вавилова, 55/7
117192 **Москва**, Мичуринский пр., 12
630076 **Новосибирск**, Красный проспект, 51
630090 **Новосибирск**, Академгородок, Морской про-
спект, 22
142292 **Пуццино** Московской обл., МР «В», 1
620151 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 **Ташкент**, ул. Ленина, 73
700100 **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43
700187 **Ташкент**, ул. Дружбы народов, 6
634050 **Томск**, наб. реки Ушайки, 18
450059 **Уфа**, ул. Р. Зорге, 10
450025 **Уфа**, ул. Коммунистическая, 49
720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42
310078 **Харьков**, ул. Чернышевского, 87



1 р. 70 к.

4160



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ