

Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации

Ф. Г. РЕЙФ



Академия наук СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Бурятский геологический институт

Ф.Г. РЕЙФ

РУДООБРАЗУЮЩИЙ ПОТЕНЦИАЛ ГРАНИТОВ И УСЛОВИЯ ЕГО РЕАЛИЗАЦИИ

5234
Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
И.Д. РЯБЧИКОВ



МОСКВА "НАУКА" 1990



Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации/Рейф Ф.Г.
М.: Наука, 1990. — 181 с. — ISBN 5-02-002708-1.

На основании термобарогеохимических и геолого-петрографических данных рассмотрены условия кристаллизации и дегазации гранитных магм, эволюции их вещественного и фазового состава, металлоносность магматического флюида и палеогидротерм. Вскрыты причины безрудности большинства гранитных интрузий и приуроченности к части из них Sn-W, W, W-Mo, Mo месторождений грейзеново-жильной рудной формации (ГЖРФ). Показано, что возможность образования этих месторождений прежде всего определяется исходным водосодержанием магмы, обсуждается механизм этого влияния. Обоснованы термобарогеохимические критерии, позволяющие прогнозировать месторождения ГЖРФ, разбраковывать известные рудопроявления. Обсуждаются некоторые особенности изучения включений в минералах и интерпретации получаемых данных.

Для специалистов в области гидротермального рудообразования и гранитоидного магматизма, а также для термобарогеохимиков и геологов-поисковиков.

Табл. 34. Ил. 28. Библиогр.: 268 назв.

Рецензенты: *Б.А. Литвиновский, С.В. Соколов*

Редактор Т.Н. Шумяцкая

Conditions of granitic magmas crystallization and retrograde boiling, evolution of melt composition and phase state, metal content of magmatic fluids and ore-forming hydrothermal solutions have been considered on the basis of geological, mineralogical, and mainly fluid inclusions data. The causes have been elucidated why the majority of granitic plutons aren't mineralized whereas some of them are accompanied by Sn-W, W-Mo, Mo stockwork, vein, and greisen deposits. The possibility of forming the deposits is determined by the initial water content of the magma. The mechanism of this influence is discussed. Thermobarogeochemical criteria have been substantiated. It ensures the prognosis of new deposits and the selection of the already known for exploration. Some peculiarities of studying fluid inclusions are discussed.

The book is intended for those interested in hydrothermal ore-forming and granitic magmas as well as for thermobarogeochemists and geologists.

ВВЕДЕНИЕ

В этой книге речь пойдет о рудообразующей роли гранитоидов гранит-лейкогранитовой группы формаций нормальной или повышенной щелочности, образующих отчетливо аллохтонные, обычно многофазные тела на мезо- и гипабиссальном уровнях. С такими интрузиями тесно связаны во времени и пространстве вольфрамовые, оловянно-вольфрамовые, вольфрам-молибденовые, молибденовые и комплексные месторождения грейзенового, кварцево-жильного, штокверкового типов, объединяемые в грейзеново-жильную рудную формацию (ГЖРФ). Закономерный характер этой связи не оставляет сомнений в причастности гранитных интрузий к рудообразованию, еще 15–20 лет назад роль гранитов в такой ассоциации неизменно толковалась с точки зрения ортомагматической концепции, согласно которой магма является главным источником и растворов, и рудообразующих элементов. Однако углубленная разработка геохимических и термодинамических аспектов ортомагматической модели на современном этапе привела к парадоксальным на первый взгляд выводам.

С одной стороны, на основании расчетных и экспериментальных оценок коэффициента разделения Mo, W, Sn, Fe, Mn, Cu, Pb, Zn между флюидом и расплавом И.Д. Рябчиков с сотрудниками [142–145], Г.Д. Холланд [222], Д.А. Мэннинг с Р. Хендерсоном [234], В.Ю. Чевычелов с М.Б. Эпельбаумом [179] и ряд других исследователей убедительно показали, что флюиды, неизбежно выделяющиеся из водно-гранитной магмы при ее кристаллизации, столь же неизбежно становятся металлоносными, даже в том случае, когда магма характеризуется ординарным (околоокларковым) исходным содержанием воды, галогенов, металлов. Согласно расчетам этих исследователей, концентрация металлов в магматическом дистилляте такова, что при кристаллизации гранитной интрузии умеренных размеров во флюиде оказываются значительные массы металлов, сопоставимые с их запасами в промышленных месторождениях. В этом смысле потенциально рудоносными являются почти все гранитные плутоны.

С другой стороны, поскольку подавляющее большинство гранитных интрузий не сопровождается сколько-нибудь значительным оруденением, делается вывод о том, что в образовании окологранитных месторождений определяющую роль играют структурные, литологические, гидродинамические и другие преимущественно *немагматические* факторы, обеспечивающие мобилизацию магматогенных флюидов и концентрированную в пространстве фиксацию рудного вещества [18, 106, 142]. Весьма типичным в этом отношении является следующее высказывание К.У. Бернэма: "... существуют явные доказательства действия в этих (магматических — Ф.Р.) системах процессов, имеющих решающее значение для образования

медно-молибденовых порфириновых месторождений и являющихся естественным следствием кристаллизации водосодержащей магмы на малых глубинах в земной коре. Однако только счастливое сочетание многих факторов, некоторые из которых связаны с внешней средой, может так удачно "оркестровать" эти процессы, что зазвучит "тема", ведущая к возникновению рудного месторождения" [18. С. 105]. Нетрудно заметить, что при такой постановке вопроса само понятие "рудноносность интрузии" становится крайне неопределенным, ибо оно имеет значение только в том случае, если это "счастливое сочетание многих факторов" определяется ходом магматического процесса. В противном случае бессмысленными следует считать и непрекращающиеся попытки подойти к открытию месторождения через выявление магматического источника металлоносных растворов.

В дополнение к рассмотренным внутренним противоречиям ортомагматической концепции за последние 10–15 лет добавились и внешние, связанные с накоплением изотопно-геохимических данных об участии немагматических вод в формировании некоторых околоинтрузивных месторождений ГЖРФ [78, 119, 181, 221, 227, 228, 242], в том числе даже таких типичных, как W-Sn месторождения Корнуолла [140, 204, 208, 212]. И хотя вклад немагматических вод в образование вышеуказанных месторождений оценен как небольшой или остался невыясненным, полученные изотопно-геохимические данные возродили интерес к идеям латераль-секреционной концепции, которая в современной трактовке более известна как модель рециклинга.

Согласно этой модели, приуроченность месторождений ГЖРФ к гранитным интрузиям обусловлена тем, что тепловое поле последних возбуждает конвективную циркуляцию вадозных подземных вод, которые экстрагируют металлы из омываемых пород и отлагают их на физико-химическом барьере. В качестве наиболее наглядного доказательства реализации подобного механизма в природе рассматриваются проявления современного гидротермального рудообразования в зонах спрединга [206, 207, 216, 251]. И хотя эти проявления представлены в основном скоплениями сульфидов Fe, Zn, Cu [121] и мало чем напоминают месторождения ГЖРФ, следует признать, что многие особенности размещения и строения последних можно одинаково успешно объяснить с позиции и ортомагматической концепции, и модели рециклинга. При этом ни одна, ни другая не дают ответа на вопрос, почему месторождение связано именно с этой, а не с какой-то другой интрузией, сформировавшейся в аналогичной геологической обстановке и сложной практически идентичными гранитами.

Помимо двух рассмотренных концепций, для объяснения приуроченности месторождений ГЖРФ к гранитоидным интрузиям нередко привлекаются представления о подкоровом источнике металлов и растворов, тогда как вертикально протяженным магматическим системам приписывается роль эффективных флюидопроводников [73, 197]. Несмотря на известную умозрительность этих представлений, они вполне согласуются с глобальным характером части металлогенических провинций и поясов, с расчетными данными о недостаточности тепло содержания некоторых интрузивных массивов для образования приуроченных к ним значительных объемов гидротермально измененных пород [152].

Означает ли вышеизложенное, что реальные месторождения ГЖРФ формируются всеми перечисленными способами? Или природа все же предпочитает какой-то наиболее "удобный" для нее механизм? Ответ на этот вопрос весьма важен как для обоснования направления дальнейших научных исследований в области рудообразования, так и для выбора наиболее достоверной основы прогноза и поисков рудных месторождений. Очевидна острая необходимость в расширении целенаправленных исследований по выяснению сущности связи типичных месторождений ГЖРФ с конкретными гранитными интрузиями, выявлению факторов рудообразования с подразделением их на главные и второстепенные.

Достижение этой цели немыслимо без расширения арсенала средств и методов расшифровки геохимической истории рудообразующих компонентов, ибо, как теперь ясно, не только традиционные геолого-минералогические, но и изотопно-геохимические методы не всегда обладают достаточной разрешающей способностью. Действительно, даже в тех случаях, когда по изотопам кислорода и водорода определяется, скажем, магматическая природа рудообразующих растворов, вопрос о местоположении их источника, равно как и об источнике рудных компонентов, остается, как правило, открытым. При изотопных исследованиях содержимого флюидных включений (ФВ) элемент неопределенности вносится тем обстоятельством, что для анализа используется жидкая фаза всех ФВ, в том числе вторичных, которые в природных минералах обычно решительно преобладают над первичными (раздельный анализ флюидов, выделившихся из ФВ при разных температурах, не решает эту проблему в полной мере). Поэтому установленные анализом соотношения между ювенильной и вадозной составляющими палеогидротерм могут характеризовать не столько природу последних, сколько степень эпигенетического преобразования минерала-хозяина.

Ранее нами намечен и реализован иной, термобарогеохимический подход к решению обсуждаемой проблемы, основанный на выявлении и разностороннем изучении *первичных* включений в минералах гранитных интрузий и ассоциированных с ними месторождений ГЖРФ с последующим сопоставлением составов магматических флюидов и рудообразующих растворов [127, 130]. Результаты, полученные к концу 70-х годов, продемонстрировали перспективность этого подхода и опубликованы в совместной с Е.Д. Бажеевым монографии [131]. За время, прошедшее после ее издания, увеличилось число исследованных объектов, расширилась их география; привлечены новые методы изучения включений; перепроверены прежние и получены новые данные по термометрии расплавных включений (РВ); определены концентрации ряда рудообразующих элементов во включениях магматических и гидротермальных растворов; проведены дополнительные испытания разработанных поисково-оценочных критериев в условиях производства. Все это позволило перейти на новый, как представляется, более высокий уровень понимания сущности изучаемого явления, по-иному оценить значение некоторых ранее полученных данных.

На всех этапах выполнения этой работы автор пользовался поддержкой руководителей Геологического института БФ СО АН СССР Ф.П. Кренделева, Н.Л. Добрецова, Г.В. Андреева и помощью своих постоянных сотрудников Е.Д. Бажеева и Ю.М. Ишкова.

Проведение полевых работ в Центральном Казахстане и на Северном Кавказе стало возможным благодаря инициативе и содействию В.Г. Боголепова, В.И. Серых, Н.С. Авдеева, Н.А. Савченко, А.М. Загоскина, Г.М. Смоленцева. Испытание разработанных поисково-оценочных критериев в условиях производства велось в тесном сотрудничестве с Е.Е. Зеленским, В.В. Хохловым, В.С. Кузьминым, В.Л. Верником, В.В. Скрипкиной, Л.И. Рейф, А.И. Демиденко при поддержке В.И. Игнатовича, Д.Ц. Цыренова, А.А. Карбаинова. Эксперименты по гомогенизации расплавных включений под давлением инертного газа выполнены Т.П. Саловой, искусственные включения "рудных" растворов в силикатном стекле приготовлены Г.П. Орловой. Ценные критические замечания при обсуждении работы в целом и отдельных ее аспектов высказали Н.Л. Добрецов, И.Д. Рябчиков, В.И. Коваленко, А.А. Кадик, С.Д. Малинин, Ф.Р. Апельцин, М.Б. Эпельбаум, Г.Б. Наумов, В.Б. Наумов, Г.Ф. Иванова, Ю.А. Долгов, Г.Р. Колонин, И.Т. Бакуменко, Ю.П. Чупин, Н.В. Арнаутов, Б.А. Литвиновский, А.А. Кременецкий, А.П. Фирсов. При оформлении рукописи неоценимой была помощь С.А. Крыловой, М.Б. Сотник, Т.А. Болдохоновой, Т.Д. Калиниченко. Всем им автор глубоко признателен.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Включения: РВ – расплавные; ФВ – флюидные; СФВ – сопутствующие флюидные.

Отдельные фазы: Ж – жидкая; Ж_в – существенно водная; Ж_у – существенно углекислая; Г – газообразная неопределенного состава; Г_у – газообразная существенно углекислого состава; К – кристаллическая; Р – непрочная (рудная); Ст – стекло; Рс – расплав; Мс – мусковит; Фл – флюид.

Объем: V – абсолютный; W – относительный.

Температура: T_{Γ} – полной гомогенизации; $T_{\Gamma}^{\text{Фл}}$ – гомогенизации флюидной части РВ; $T_{\text{эвт}}$ – выплавления эвтектики в замороженных включениях; $T_{\text{нп}}$ – начала плавления; $T_{\text{пл}}^{\text{кг}}$ – плавления кристаллогидрата; $T_{\text{пл}}^{\text{л}}$ – плавления льда.

Давление: $P_{\text{Фл}}$ – флюидное; $P_{\text{общ}}$ – общее; $P_{\text{лит}}$ – литостатическое.

Содержание: $C_{\text{H}_2\text{O}}$ – воды; $C_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{рс}}$ – воды в расплаве; $C_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{РВ}}$ – воды в РВ; $C_{\text{ме}}$ – металла (W, Mo и др.); $C_{\text{сол}}$ – солевых компонентов.

Прочие: F – коэффициент заполнения включения жидкой фазой ($F = V_{\text{ж}}/V_{\text{ж}} + V_{\Gamma}$); n – количество наблюдений, замеров, определений; $K_{\text{р}}$ – коэффициент разделения ($K_{\text{р}} = C_{\text{ме}}^{\text{Фл}}/C_{\text{ме}}^{\text{рс}}$); X_{CO_2} – мольная доля CO_2 во флюиде; $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{рс}}$ – мольная доля H_2O в расплаве.

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ
ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

Благодаря усилиям отечественных и зарубежных исследователей теоретические основы и принципы интерпретации результатов изучения ФВ в минералах получили разностороннюю и глубокую проработку. Современное состояние этого вопроса наиболее полно отражено в работах Н.П. Ермакова [44, 45, 47], Г.Г. Леммлейна [86], В.А. Калужного [60, 61], Ю.А. Долгова [47], Ф.Г. Смита [154], Э. Роддера [136, 249]. В применении к РВ основные принципы интерпретации изложены в работах И.Т. Бакуменко [10, 89 и др.], Э. Роддера [135]. Учитывая наличие достаточно полных сводок по этим вопросам, в данном разделе обсудим только те аспекты, которые имеют существенное значение для обоснования последующих выводов, но недостаточно детально рассматриваются в цитированных источниках.

**ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ
ПРИ ГЕТЕРОГЕННОМ (ЭМУЛЬСИОННОМ) СОСТОЯНИИ
МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ**

Как показывают многочисленные данные, природное минералообразование часто происходит в условиях разделения маточного расплава или раствора на две или более несмешивающиеся жидкие фазы [11, 75, 127, 130, 131, 138 и др.]. Такое состояние обычно характеризуется как гетерогенное, хотя, строго говоря, система является гетерогенной и в тех случаях, когда минералообразующая среда не испытывает расслоения, но содержит кристаллические фазы. Однако при обсуждении вопросов, касающихся первичных включений, применение этого термина в столь узком значении лишено смысла, ибо само понятие "первичное включение" предполагает существование минерала-хозяина. Поэтому в дальнейшем применительно к минералообразующей среде обсуждаемый термин будет использоваться для обозначения такого ее состояния, когда сосуществуют две или более некристаллические фазы ($Pc_1 + Pc_2$; $Pc + Фл$; $Pc + Фл_1 + Фл_2$; $Ж_в + Ж_у$ и т.п.).

По сути дела, гетерогенный (в указанном смысле) раствор или расплав представляет собой эмульсию, в которой следует различать дисперсионную среду (например, расплав) и дисперсную фазу (пузырьки газа или капли водно-солевой жидкости). При кристаллизации из такой эмульсии минерал захватывает как дисперсионную среду, так и дисперсную фазу, о чем свидетельствуют опыты по выращиванию кристаллов из гетерогенных растворов и расплавов [61, 111]. При этом первичные включения диспер-

сионной среды, по Н.П. Ермакову [46], классифицируются как *нормальные*, а сингенетичные им включения дисперсной фазы — как *сопутствующие*. В некоторых вакуолях герметизируется и дисперсионная среда, и дисперсная фаза [61, 111]. Такие включения относятся к *аномальным* (комбинированным).

Важно обратить внимание на то, что механизмы образования нормальных и сопутствующих включений различны. Первые образуются путем зарастания заполненных дисперсионной средой локальных дефектов (ямок) на поверхности формирующейся грани. Величина этих дефектов определяется многими причинами и в общем случае может варьировать в широких пределах, не отражая размеров каких-либо реально существующих в системе частиц. Сопутствующие включения представляют собой пузырьки (капли) дисперсной фазы, попавшие на растущую грань и захваченные ею путем "облегания". Поэтому размеры сопутствующих включений в общем случае соответствуют размерам пузырьков (капель), реально существовавших в гетерогенном расплаве.

Таким образом, само по себе наличие сопутствующих включений свидетельствует об эмульсионном состоянии минералообразующей среды, а их размеры характеризуют дисперсность обособившейся фазы. Это свойство сопутствующих включений будет в дальнейшем использовано для решения вопроса о причинах возникновения флюидонасыщенных гранитных магм (см. гл. 5) и для выяснения механизма образования скрытоаномальных расплавных включений, содержащих до 10 и более процентов H_2O и тем не менее гомогенизирующихся при высоких ($\geq 900^\circ$) температурах (см. гл. 2).

ПРИЧИНЫ И ПРЕДЕЛЫ ВАРИАЦИЙ ВОДОСОДЕРЖАНИЯ ГРАНИТНЫХ МАГМ

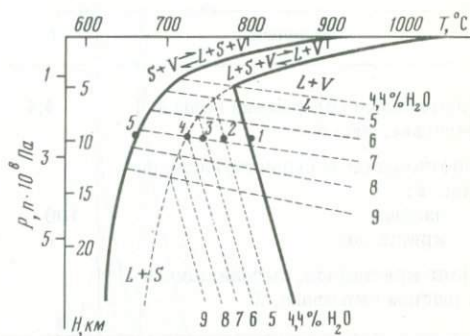
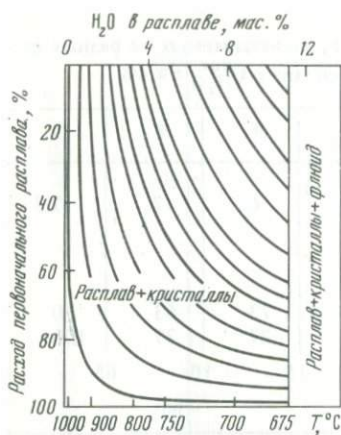
Особый интерес к сведениям о содержании воды в магматических расплавах определяется тем существенным влиянием, которое она оказывает на свойства и ход кристаллизации магматических систем [16, 18, 56, 58, 73 и др.]. В этом отношении РВ являются уникальным источником информации, так как позволяют определять концентрацию воды в былых расплавах прямым методом [96]. Однако практика показывает, что нередко в одном образце и даже в одном зерне минерала-хозяина первичные РВ заметно различаются концентрацией H_2O . Если при этом отсутствуют признаки гетерогенного (эмульсионного) состояния расплава во время его консервации и эпигенетического преобразования включений (разгерметизация, перенаполнение), то неминуемо возникает вопрос о причинах разброса получаемых значений C_{H_2O} . Он может быть обусловлен ошибками метода, поэтому очень важно оценить их количественно (см. гл. 2). Но как быть, если вариации C_{H_2O} превышают погрешности метода? Усреднять данные или придавать самостоятельное значение каждой полученной цифре? Каким оценкам интересующего нас параметра уделять наибольшее внимание — минимальным, максимальным или промежуточным? Есть ли допустимый предел размаха колебаний величины C_{H_2O} и если есть, то чем он определяется? Чтобы обоснованно ответить на эти вопросы, рассмотрим некоторые закономерности изменения содержания воды в кристаллизующей-

ся гранитной магме, вытекающие из теоретических и экспериментальных данных [56, 83, 104, 209, 266 и др.].

Самая общая закономерность состоит в том, что по мере выделения безводных силикатов из водосодержащей магмы концентрация H_2O в остающемся расплаве должна возрастать вплоть до достижения предела растворимости и обособления воды в виде самостоятельной флюидной фазы. Количественная сторона этого процесса в очень наглядной форме отражена на диаграмме К.У. Бернэма и Р.Х. Джанса [209], построенной для системы $Ks-Ab-Or-H_2O$ при давлении около 500 МПа (рис. 1). Каждая дугообразная кривая на рисунке представляет собой геометрическое место фигуративных точек кристаллизующейся магматической системы указанного состава с исходным водосодержанием, соответствующим месту пересечения кривой с осью C_{H_2O} . Каждая фигуративная точка отражает количество выделившихся по достижении данной температуры кристаллов (в % от общей массы системы) и концентрацию воды в незакристаллизовавшемся *расплаве* (содержание H_2O в *системе* в целом остается неизменным). Анализ диаграммы позволяет сделать два важных вывода. Во-первых, в любом граните должны присутствовать РВ, существенно различающиеся содержанием H_2O . Эти различия тем больше, чем ниже исходное водосодержание расплава; в некоторых случаях величина C_{H_2O} может увеличиваться в 10–20 раз.

Во-вторых, при изобарической кристаллизации накопление воды в расплаве имеет свой предел, который не зависит от исходного водосодержания системы. Следовательно, при изучении двух изофациальных интрузий, существенно различающихся исходным водосодержанием (например, 1 и 6% H_2O), и в той, и в другой мы можем обнаружить зерна порообразующего кварца с РВ, которые содержат одинаково высокое (например, 11,2%) количество H_2O , предельно возможное в данных барических условиях (500 МПа, см. рис. 1). Разница состоит лишь в том, что к моменту достижения такой концентрации воды в расплаве доля последнего в первой интрузии составит около 10%, а во второй — более 50%. Выявить различия в исходном водосодержании этих интрузий можно только на основе сопоставления РВ, образовавшихся на самых ранних стадиях кристаллизации, поэтому необходимо выделение в породе последовательных генераций магматогенного минерала, в котором изучаются включения.

Важность такого выделения проиллюстрируем с помощью диаграммы фазового состояния водно-гранитной системы (рис. 2), построенной по экспериментальным и расчетным данным [56, 142, 246, 258, 266]. На диаграмме, кроме изоплет растворимости воды в гомогенном расплаве (линии равновесия $L = L + V$), показаны линии ненасыщенного ликвидуса $L + S = L$ при фиксированном содержании воды (5–9%). Они дают представление о равновесном содержании воды в расплаве, сосуществующем с кристаллами при определенных величинах P и T . Правда, положение обсуждаемых линий зависит от состава магмы, но если рассматриваемая с помощью диаграммы гранитная система не сильно отличается от модельной, то в первом приближении этой неопределенностью можно пренебречь. Так как диаграмма составлена для лейкогранитной системы нормальной щелочности, она будет и в дальнейшем использоваться для рассмотрения хода кристаллизации пород такого состава.



Р и с. 1. Динамика концентрации воды в расплаве и его расход в процессе кристаллизации гранитной магмы с разным исходным водосодержанием при $P = 500$ МПа, по [209]

Р и с. 2. Последовательные стадии (1–5) изобарической ($P = 250$ МПа) кристаллизации гипотетического гранитного расплава с исходным водосодержанием 4,4%

Возвращаясь к вопросу о необходимости надежной привязки изучаемых включений к определенной стадии процесса, рассмотрим гипотетическую гранитную систему с исходным водосодержанием 4,4%. Как видно на диаграмме, при $P = 250$ МПа и $T = 800^\circ\text{C}$ (см. рис. 2, 1) она представлена гомогенным водоненасыщенным расплавом, а точки 2–5 характеризуют последовательные стадии его кристаллизации при снижении температуры в изобарических условиях. При этом по мере кристаллизации содержание воды в системе вплоть до начала ретроградного кипения остается неизменным, а ее концентрация в расплаве возрастает за счет выделения безводных минералов. Так, точка 2 (см. рис. 2) лежит в поле $L + S$, на линии равновесия $L = L + S$ при $C_{\text{H}_2\text{O}} = 5\%$. Следовательно, система состоит из кристаллов и расплава, содержащего 5% H_2O . Зная исходное содержание воды в системе (4,4%), легко вычислить степень ее закристаллизованности в данной точке: на долю расплава приходится $4,4 \cdot 100 : 5 = 88\%$, на долю кристаллов – 12%. Подобным же образом рассчитаны соотношения кристаллов и расплава в точках 3–5 (табл. 1).

Если для наглядности принять, что в каждом из рассматриваемых интервалов (1–2, 2–3 и т.д.) масса твердых фаз увеличивается за счет кристаллизации новых минеральных зерен, то из приведенных в табл. 1 данных можно сделать следующие выводы. Около 65% зерен образовавшейся породы должны содержать расплавные включения с $C_{\text{H}_2\text{O}} = 7\text{--}7,3\%$, еще 25% зерен содержат РВ с $C_{\text{H}_2\text{O}} = 5\text{--}6\%$, и только в 12% зерен могут быть обнаружены расплавные включения с $C_{\text{H}_2\text{O}} = 4,4\text{--}5\%$.

Вполне вероятно, что после полной консолидации этого гранита ранние и поздние кристаллы окажутся морфологически плохо различимыми, что весьма затруднит выделение последовательных генераций минерала и соответственно РВ. Если отбирать РВ для инструментального изучения случайным образом, то значения $C_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{РВ}} \leq 5\%$ окажутся значительно более редкими. При формально-статистическом подходе последние могут быть

Таблица 1

Динамика водосодержания расплавных включений, захватываемых на разных стадиях изобарической кристаллизации гранитного расплава с $C_{H_2O}^{исх} = 4,4\%$

№ точки	1	2	3	4	5
Равновесное содержание воды в расплаве, мас. %	4,4	5	6	7	7,3
Соотношение сосуществующих фаз, мас. %:					
расплав	100	88	73	63	0
кристаллы	0	12	27	37	100
Доля кристаллов, выделившихся в данном интервале, %		12	15	10	63

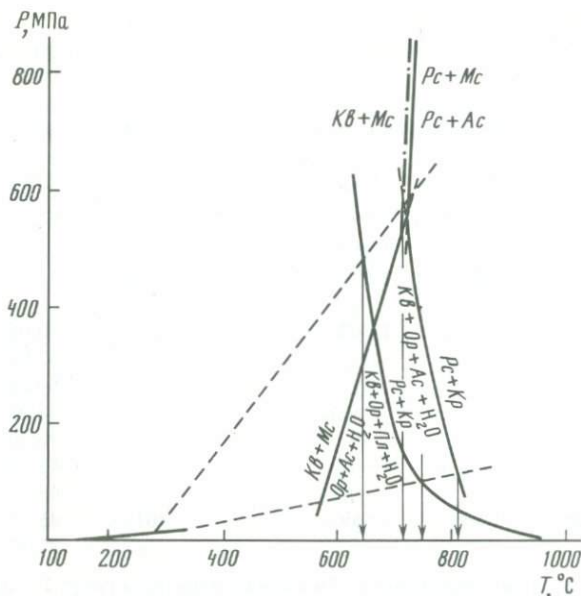
либо отброшены как маловероятные, либо замаскированы при вычислении среднеарифметического или средневзвешенного значения. Вместе с тем эти редко встречающиеся РВ с низким содержанием воды дают наиболее точную информацию об *исходном* водосодержании магмы, тогда как интерпретация усредненных данных оказывается неоднозначной и, более того, может привести к ошибочным выводам.

С учетом изложенного выше и в гл. 3 статистический подход оправдан и даже необходим только при определении C_{H_2O} в группе сингенетических и синхронных РВ, располагающихся в одной зоне роста минерала, ибо это обеспечивает более точную оценку C_{H_2O} в данной группе включений. Усреднение данных, полученных по разным группам, лишено смысла, так как определяющее значение имеет величина C_{H_2O} при граничных условиях (в начале и в конце кристаллизации).

Следовательно, при изучении конкретных гранитоидов основные усилия следует направить на выявление наиболее ранних и наиболее поздних РВ и на обеспечение максимально возможной точности оценки величины C_{H_2O} в каждой из этих групп. Поэтому в первую очередь должны изучаться РВ в самых ранних и самых поздних генерациях кварца (центральные части фенокристов и крупных зерен, с одной стороны, их периферия и выделения в мезостазице — с другой). При этом информативность и надежность получаемых данных определяется не столько количеством групп изученных РВ, сколько обоснованностью привязки их к начальным стадиям магматической кристаллизации.

ОСОБЕННОСТИ ФАЗОВЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ В РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА СЛАГАЮЩИХ ИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ФАЗ

В большинстве случаев интерпретация фазовых превращений, происходящих в расплавных включениях, основывается на представлении о том, что раскристаллизованные РВ, как и граниты, сложены кварц-полевошатовым агрегатом [47, 75, 89, 183, 186, 188 и др.]. Имеется, по крайней мере, четыре публикации, в которых, в отличие от остальных, присут-



Р и с. 3. Особенности фазовых превращений в расплавных включениях кварц-полевошпатового и кварц-мусковитового составов

Двухфазная кривая H_2O и изохоры (пунктир), по [154]; кривая дегидратации мусковита в присутствии кварца, по [218]; кривые плавления: гранита, по [105], кварца с мусковитом и полевых шпатов с силикатом алюминия, по [259, 260]; *Kв* – кварц, *Op* – ортоклаз, *Pl* – плагиоклаз, *Ac* – силикат алюминия, *Pc* – расплав, *Kp* – кристаллы, *Mc* – мусковит

стии полевых шпатов в РВ обосновывается результатами специальных кристаллооптических [9, 193] и микронзондовых [102, 188] исследований. В то же время уже достаточно многочисленны описания раскристаллизованных РВ, в которых одной из главных кристаллических фаз является мусковит [85, 124, 125, 151, 188, 189, 193, 230], идентифицированный как по оптическим свойствам, так и на основании микронзондовых определений (табл. 2). Следует заметить, что Л.Н. Хетчиков и др. [177], проанализировавшие твердые фазы в частично раскристаллизованных РВ из кварцевых вкрапленников риолитов Южного Урала (см. табл. 2, анализы 6–10), не делают выводы о явной принадлежности этой фазы к мусковиту. Однако сравнение приведенных анализов с составами мусковитов из РВ и породообразующего мусковита из пегматита позволяет утверждать, что в обсуждаемых частично раскристаллизованных РВ анализировавшаяся твердая фаза также является мусковитом.

Причины кристаллизации мусковита во включениях расплава гранитного состава во многом остаются невыясненными. Вероятно, здесь играет роль тот экспериментально установленный факт, что присутствие в расплаве железа и магния оказывает сильный ингибирующий эффект на нуклеацию полевых шпатов и кварца, тогда как слюды зарождаются и растут без каких-либо затруднений [239]. С учетом этого можно ожидать присутствие в РВ, наряду с мусковитом, неполевошпатовой натрийсодержащей фазы. Прямыми анализами она пока не установлена, но, как показал

Таблица 2

Оптические свойства и химический состав мусковита из РВ в кварце кремнекислых пород

№ п/п	Оптические свойства				Химический состав		
	N_g	Nm'	Np'	$-2V$	П.о.о.	SiO ₂	TiO ₂
1	1,588	—	1,552	—	—	—	—
2	1,591	1,580	1,573	32°	1(010)	—	—
3	1,592	1,588	—	34°	1(010)	—	—
4	1,602	1,598	1,567	42°	1(010)	50,00	—
5	—	—	—	—	—	42,88	—
6	—	—	—	—	—	50,65	—
7	—	—	—	—	—	48,23	—
8	—	—	—	—	—	46,49	—
9	—	—	—	—	—	45,66	—
10	—	—	—	—	—	43,72	—
11	1,599	1,593	1,559	45°	1(010)	45,87	—
12	—	—	—	—	—	37,92	1,26

Примечание. 1 — мусковит из РВ в топазе пегматита [85]; 2 — из РВ в кварце среднепалеозойских гранитов, Восточное Прибайкалье [125]; 3 — из РВ в кварце мезозойских редкометалльных гранитов, Западное Забайкалье [193]; 4 — из РВ в кварце докембрийских гранитов, ВКМ [151]; 5 — из РВ в кварце гранит-порфиров Первомайского массива, Джидинское рудное поле, прибор ХА-5А, полуколичественный

В.Ю.Скрябин [151], стекло, образовавшееся после закалки гомогенизированного "кварц-мусковитового" РВ, содержит больше натрия, чем мусковит этого включения. Видимо, имеет значение и обогащенность магматического мусковита примесями, что расширяет поле его устойчивости и делает возможной кристаллизацию из расплава при давлении ниже 270 МПа [237]. Экспериментами по плавлению природного гранита В.Л.Хуанг и П.Дж.Уилли установили, что мусковит может кристаллизоваться из магм, содержащих только несколько десятых процента H₂O [223]. Так или иначе, РВ с мусковитом в качестве одной из главных кристаллических фаз реально существуют и изучаются как таковые даже теми исследователями, которые считают мусковитсодержащие РВ проблематичными [186, 187].

Различия в поведении РВ кварц-полевошпатового и кварц-мусковитового составов в процессе их нагревания можно рассмотреть с помощью рис. 3, при построении которого для простоты принято, что единственным летучим компонентом является вода. Обсудим два варианта: 1) когда флюидная составляющая обоих типов РВ имеет низкую плотность, жидкая фаза в них неразличима, гомогенизация происходит в газовую фазу (пологая изохора); 2) когда эти РВ содержат высокоплотную флюидную составляющую, гомогенизирующуюся в жидкость при 280 °С (крутая изохора).

В соответствии с первым вариантом расплавное включение кварц-полевошпатового состава начнет оплавляться при 750°, а кварц-мусковитового — при 810°, даже если содержание H₂O в них было одинаковым. Если

Химический состав

Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
31,22	2,22	—	0,12	Не обн.	0,14	12,81	96,51
34,76	2,37	—	Не обн.	—	0,25	10,52	90,78
30,00	3,18	—	2,48	0,60	0,14	9,90	96,95
29,13	3,36	—	2,29	0,00	0,03	9,14	92,18
23,67	8,34	—	5,86	0,00	0,35	10,51	95,22
24,91	9,18	—	4,26	0,00	0,56	9,26	93,83
27,78	8,43	—	6,86	0,03	0,37	6,61	93,80
38,69	Сл.	Сл.	0,10	0,00	0,64	10,08	95,38
12,32	29,94	2,54	0,24	0,00	0,32	9,06	93,60

анализ, аналитик Л.В.Усова, ИГиГ СО АН СССР; 6–10 — из РВ в кварцевых вкрапленниках липаритов и липарит-дацитов, Южный Урал [177]; 11 — породообразующий мусковит из пегматита, со следами окиси марганца [39]; 12 — для сравнения: биотит из РВ в кварцевых вкрапленниках онгориолитов, содержит также 1,26% двуокиси титана и 2,54% окиси марганца [102]; П.о.о. — плоскость оптических осей.

не учитывать минеральный состав слагающего РВ агрегата, а ориентироваться только на температуру начала плавления, то можно прийти к ошибочному выводу, что первое РВ богаче водой, чем второе. Эти рассуждения в полной мере применимы и ко второму варианту, относящемуся к РВ с высокоплотной флюидной составляющей ($T_{\text{нп}} = 650$ и 715° соответственно). Кроме того, при частичной их разгерметизации и связанным с этим незначительным уменьшением флюидного давления температура начала плавления кварц-полевошпатового агрегата возрастает, а кварц-мусковитового — уменьшится. Если не принять это во внимание, то герметичные РВ кварц-мусковитового состава с более высокой $T_{\text{нп}}$ можно ошибочно принять за частично разгерметизированные (и наоборот).

Выше рассмотрены предельные, т.е. наиболее простые варианты. Совместное присутствие в РВ мусковита и полевых шпатов должно усложнить ход фазовых превращений в процессе нагревания включений, а наличие дополнительных кристаллических и летучих фаз может создать трудно-предсказуемые в настоящее время эффекты. Тем не менее совершенно ясно, что интерпретация термометрических данных должна производиться с учетом минерального состава кристаллических фаз, слагающих расплавленные включения.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Одна из главных особенностей настоящей работы заключается в том, что для выяснения сущности связи между гранитоидами и ассоциированными с ними месторождениями основной упор сделан на выявление специфики развития магматической, а не гидротермальной системы. В принципе такой подход прост: необходимо выяснить, в каких масштабах от данной интрузии отделялись растворы магматического этапа и насколько они близки по составу к гидротермам, сформировавшим месторождения. Если сходство не вызывает сомнений и масштабы флюидоотделения велики, то металлоносные растворы следует считать дериватами интрузии. Если интрузия оказалась "сухой", т.е. флюидоотделение было незначительным, или составы магматогенных флюидов и гидротермальных растворов существенно различны, то данная интрузия, скорее всего, выполняла роль источника тепловой энергии, возбуждавшего циркуляцию немагматических вод, или ее пространственная связь с месторождением обусловлена совпадением путей миграции магмы и металлоносных растворов, выделяемых глубинным (нижне- или подкорovým) источником. Состав гидротермальных растворов изучался автором лишь в общих чертах (их детальное исследование на тех же объектах вплоть до 1984 г. одновременно осуществлял постоянный сотрудник и соавтор многих публикаций Е.Д. Бажеев [131]).

Ясно, что при такой постановке вопроса решить его можно только посредством разностороннего изучения включений минералообразующих расплавов и растворов, надежно "привязанных" к определенным этапам и стадиям процесса. Несмотря на принципиальную простоту намеченного подхода, его практическая реализация потребовала преодоления ряда трудностей, связанных главным образом с выяснением природы включений и определением их состава. Наиболее важные из этих вопросов рассматриваются ниже.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИРОДЫ И ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОСТИ
ИЗУЧАЕМЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Как следует из общей постановки задачи, особое значение в данном исследовании придавалось выявлению и изучению включений растворов, отделявшихся от кристаллизующейся магмы. По отношению к магматогенному кварцу они должны быть первичными сопутствующими (см. гл. 1). Каковы же признаки, которые служили основанием для признания первичной природы ФВ в породообразующем кварце гранитов?

Наиболее очевидным, но и наиболее редко встречающимся признаком первичности обсуждаемых ФВ является их расположение в отдельных или концентрических зонах роста совместно с расплавленными включениями (Таблица I, 1, 2; см. вкл.). Столь же убедительны, но также довольно редки случаи, когда ФВ располагаются объемно равномерно в центральной части кварцевых зерен, но отсутствуют в краевых, содержащих тем не менее расплавленные включения (Таблица I, 3). Такие образцы очень ценны в том отношении, что дают возможность детально изучить характер распределе-



Р и с. 4. Приуроченность многочисленных СФВ (светлые зоны) к периферии вкрапленников плагиоклаза из гранит-порфиров Шумиловского рудного поля (фазовый контраст, темное поле)

ния СФВ в объеме минерала-хозяина и тем самым уточнить критерии первичности. Так, оказалось, что несмотря на сравнительно равномерное распределение сопутствующих ФВ во внутренней зоне зерна, при более детальном рассмотрении в ней обнаруживаются отдельные участки, почти лишенные включений или "обогащенные" ими. Во многих случаях наряду с равномерно распределенными первичными встречаются лентоподобные скопления мнимовторичных включений того же состава. При явно выраженной тенденции к формированию вакуолей в виде отрицательных кристаллов отдельные, обычно наиболее крупные сопутствующие включения имеют неправильную форму. В случаях, когда негативная огранка вакуолей выражена четко, их форма чаще всего соответствует габитусу гексагонального, а не тригонального кварца, со слабым развитием граней призмы. Все же наиболее характерной особенностью таких заведомо первичных (сопутствующих) включений является их многочисленность при объемно равномерном распределении и выдержанности состава. На основании этих признаков идентифицировались СФВ и в тех более обычных случаях, когда включения "насыщают" все зерно или только его краевую часть при условии, что здесь же присутствуют РВ (Таблица I, 4; рис. 4).

Как правило, в породообразующем кварце гранитов наблюдается несколько генераций вторичных включений, группирующихся в более или менее четкие уплощенные шлейфы вдоль залеченных трещин. При их многочисленности картина настолько усложняется, что судить о равномерности распределения какого-то одного типа включений уже невозможно. По этой причине наличие первичных включений надежно устанавливается, как правило, в единичных образцах, да и то не во всех зернах. Для решения вопроса о представительности подобных единичных наблюдений, т.е. о правомерности распространения генетических выводов на определенную часть интрузии использован следующий прием, именуемый далее термобарогеохимическим картированием.

Изучаемый гранитный массив покрывается по возможности равномер-

ной сетью опробования с таким расчетом, чтобы все главные разновидности не измененных вторичными процессами пород были охарактеризованы 10–30 образцами. От каждого образца откалывается небольшой (0,5–1 см³) сколок, из которого после дробления, отмывки от пыли и сушки под бинокляром отбирается 20–30 уплощенных осколков кварца. Последние покрываются на предметном стекле каплей жидкого канадского балзама, "снимающего" рельеф. В приготовленном таким способом иммерсионном препарате проводится визуально-микроскопическое изучение флюидных включений, которое позволяет установить наличие жидкой углекислоты и разнообразных кристаллических фаз, примерно оценить коэффициенты их заполнения, т.е. типизировать включения по составу и плотности. Типизация расплавных включений проводится с учетом относительных объемов газовой, жидкой (если она различима) и кристаллических фаз, характеризующихся разным светопреломлением.

Еще более полную и объективную информацию позволяют получить толстые (0,2–0,4 мм) шлифы, ибо в них сохраняется естественная форма минеральных зерен, что особенно важно для выяснения первичности–вторичности включений, определения последовательности кристаллизации минералов. Для приготовления таких шлифов в полевых условиях (если источники электроэнергии не слишком удалены от места работ) вполне пригодны простейшие, в том числе самодельные, камнерезно-шлифовальные устройства. При большой удаленности от источников электроэнергии мы пользовались шлифмашинкой с ручным приводом производства Московской фабрики полевого снаряжения, позволяющей делать до 10 шлифов в день. Несмотря на столь низкую производительность, использование толстых шлифов вместо иммерсионных препаратов представляется предпочтительным.

Результаты визуально-микроскопического изучения включений в иммерсионных препаратах или толстых шлифах наносятся на геологическую карту гранитного массива и позволяют судить о типоморфности или экзотичности тех или иных видов включений для данной разновидности гранитов, об особенностях их пространственного распределения и т.д. Эти данные позволяют выбрать наиболее представительные образцы для изготовления полированных пластин и последующего инструментального исследования включений. После выяснения природы включений по результатам их изучения в пластинах обсуждаемая карта позволяет в первом приближении оценить масштабы проявления отдельных процессов. В частности, если в результате детального изучения в одном образце установлены сопутствующие включения и выявлены их типоморфные особенности, то с помощью иммерсионных препаратов можно наметить границы той части интрузии, где они наиболее широко распространены.

Кроме того, изучение иммерсионных препаратов или толстых шлифов из *всех* образцов позволяет составить первое представление (по визуальной оценке) о распространенности и характере наиболее "сухих" и наиболее богатых водой расплавных включений, что, как показано ниже, имеет очень важное значение.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ВОДЫ В РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ

Использованный в данной работе способ определения $\text{С}_{\text{H}_2\text{O}}$ в РВ основан на методе, впервые детально обоснованном и описанном В.Б. Наумовым [96, 97] и далее именуемом базовым. Суть его заключается в следующем. Если расплавленное включение содержит при нормальной температуре (20°C) гетерофазную (жидкость + газ) флюидную составляющую, то $T_{\text{г}}^{\text{фл}}$ определяется объемным соотношением жидкой и газовой фаз, так как вплоть до появления во включении силикатного расплава объем, занятый флюидной составляющей РВ, остается неизменным. Иными словами, флюидная часть РВ рассматривается как самостоятельная изо-хорическая система. Для подобных систем чисто водного и водно-солевого ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$) составов существуют четкие экспериментально установленные зависимости между $T_{\text{г}}^{\text{фл}}$ и коэффициентом наполнения $F = V_{\text{ж}} / (V_{\text{п}} + V_{\text{ж}})$. Следовательно, оценив криометрическим методом солесность жидкой фазы РВ, измерив относительный объем газового пузырька и определив $T_{\text{г}}^{\text{фл}}$, мы можем определить величину F по соответствующей кривой и далее объем флюидной фазы РВ: $V_{\text{фл}} = V_{\text{п}} \cdot (1 - F)$. Пренебрегая плотностью газовой фазы, приравниваем плотность флюидной части РВ численному значению F и таким образом получаем все данные, необходимые для расчета массы H_2O , заключенной внутри вакуоли в свободном виде.

Если среди кристаллических фаз, слагающих РВ, присутствует мусковит, то содержащуюся в нем воду можно учесть, вычислив объем и массу мусковита (плотность $2,85 \text{ г/см}^3$) и приняв среднее содержание в нем H_2O равным 4 мас. % [39, 110]. Масса слагающих РВ кристаллических фаз определяется как произведение их объема ($V_{\text{вак}} - V_{\text{фл}}$) на среднее значение плотности гранита ($2,7 \text{ г/см}^3$). В конечном итоге расчет сводится к решению соотношения

$$\text{С}_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{F V_{\text{фл}}}{F V_{\text{фл}} + 2,7 (V_{\text{вак}} - V_{\text{фл}})} \quad \text{или}$$

$$\text{С}_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{F V_{\text{фл}} + 0,04 \cdot 2,85 \cdot V_{\text{Mc}}}{F V_{\text{фл}} + 0,04 \cdot 2,85 \cdot V_{\text{Mc}} + 2,7 (V_{\text{вак}} - V_{\text{фл}})}$$

Следует отметить, что базовый вариант не учитывает ряд обстоятельств, влияющих на его точность. Прежде всего он не учитывает, что размеры раскристаллизованного включения, наблюдаемые при 20°C , не соответствуют истинным размерам вакуоли. Как известно, при кристаллизации законсервированного расплава родственное вещество в силу кинетических причин отлагается преимущественно на стенках вакуолей, наследуя оптическую ориентировку минерала-хозяина. Поскольку первоначальные границы вакуоли ничем не фиксированы, при нормальной температуре оптически различается лишь та часть включений, в которой сосредоточены фазы, отличающиеся от минерала-хозяина своим светопределением. Однако при нагревании РВ родственное вещество, отложившееся на стенках вакуоли, переходит в расплав, и при температуре гомогенизации мы

можем определить истинные размеры и объем вакуоли (Таблица II, 1–3). Ранее указывалось, что "приращение" объема вакуолей к моменту гомогенизации варьирует в пределах 60–150% [131]. Позже специальными исследованиями установлено, что максимальные из указанных значений характерны для скрытоаномальных ПВ (см. ниже), гомогенизирующихся при значительном перегреве относительно T_T нормальных включений. Согласно новым данным, полученным с учетом указанного обстоятельства, "приращение" вакуолей, в зависимости от типа и состава ПВ, меняется в пределах 30–110% и чаще всего составляет 60–70%. По всей видимости, эта величина определяется минеральным составом калиевых кристаллических фаз во включении. Если они представлены микроклином, в котором обычно содержится около 65% кремнезема, то доля кварца, осадившегося на стенках вакуоли, как и в граните, составит около 30%. Если же основная часть калия сосредоточена в мусковите (в среднем 45% кремнезема), то количество кварца в вакуоли может достигнуть 50% [124, 125, 193].

Таким образом, значения $C_{H_2O}^{PB}$, вычисленные по базовому варианту, т.е. без учета "приращения" объема вакуоли, могут оказаться существенно завышенными. Во избежание этого необходимо измерять объем вакуоли не только до нагревания, но и после гомогенизации, а выявленное "приращение" объема учитывать при вычислении общей массы ПВ:

$$C_{H_2O} = \frac{FV_{фл} + 0,1V_{Mc}}{FV_{фл} + 0,1V_{Mc} + 2,7(V_{вак} - V_{фл}) + 2,65\Delta V_{вак}}$$

При оценке входящих в формулу величин в процентах относительно объема вакуоли, измеренного при 20 °С, формула принимает вид

$$C_{H_2O} = \frac{FW_{фл} + 0,1W_{Mc}}{FW_{фл} + 0,1W_{Mc} + 2,7(100 - W_{фл}) + 2,65\Delta W_{вак}} \cdot 100\%$$

Принципиальное значение имеет возможное отклонение газовой-жидкой составляющей ПВ от системы вода–пар, используемой в качестве основной модели. Как показано В.Б. Наумовым [96], 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 ПВ газов.

Одни из них, например CO_2 и прочие легко растворимые в воде газы (H_2S , SO_2 , NH_3), изменяют $F-T_T$ свойства системы таким образом, что температура ее гомогенизации при определенном значении F оказывается более низкой, чем в чисто водной системе, имеющей такой же коэффициент наполнения [62]. Присутствие труднорастворимого в воде газа (N_2 , CO , H_2) вызывает противоположный эффект [172]. Следовательно, если при расчете $C_{H_2O}^{PB}$ мы определяем величину флюидной части расплавленного включения по температуре ее гомогенизации с помощью диаграммы $F-T_T$ для водной системы, то в случае присутствия в ПВ газов типа CO_2 получим завышенную оценку содержания воды в расплаве, тогда как присутствие азота или CO приведет к занижению величины $C_{H_2O}^{PB}$. Пер-

вые попытки количественно оценить ошибку в определении содержания воды в расплавленном включении за счет неучета присутствия в нем двуокиси углерода [131] или азота [172] показали, что при низкой плотности флюидной составляющей РВ ($T_r^{фл} > 350\text{ }^\circ\text{C}$) относительная ошибка может превысить 100%, но она намного меньше, если флюидная часть РВ имеет сравнительно высокую плотность ($T_r^{фл} < 250\text{ }^\circ\text{C}$). В тех случаях, когда часть H_2O входит в кристаллические фазы раскристаллизованного РВ (мусковит), а CO_2 представлена только газовой фазой, даже для расплавленных включений с $T_r = 340\text{ }^\circ\text{C}$ оценка $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{PB}}$ окажется завышенной не более чем на 35% [131]. Примерно такой же по величине, но обратной по знаку ошибкой может сопровождаться определение $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$ в азотсодержащих расплавленных включениях с $T_r^{фл} < 250\text{ }^\circ\text{C}$, если растворимость азота в гранитоидных расплавах примерно в 10 раз меньше, чем CO_2 , как это установлено для технических стекол [201].

Таким образом, во всех случаях, когда имеются основания предполагать обогащенность расплавленных включений газами, в базовый метод расчета $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{PB}}$ необходимо вносить соответствующие коррективы. В первую очередь это относится к двуокиси углерода и азоту — наиболее распространенным после H_2O летучим компонентам природных магм. К сожалению, аппаратура для определения концентрации этих газов в индивидуальных включениях пока труднодоступна. Однако сам факт обогащенности ими магматической системы можно установить посредством изучения сопутствующих ФВ, поскольку при дегазации магмы первые порции выделяющегося флюида обогащены труднорастворимыми в расплаве компонентами, к каковым относятся и CO_2 , и N_2 [58, 59 105, 142, 155]. Так что если вымораживанием в раннемагматическом высокоплотном СФВ устанавливается только газообразная CO_2 , то при определении $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{PB}}$ ее влияние можно пренебречь.

Критерием обогащенности СФВ азотом является значительное превышение фактической температуры его гомогенизации над расчетной T_r , определенной по измеренному коэффициенту наполнения этого включения и диаграмме $F-T_r$ для воды или для водно-солевого раствора соответствующей концентрации, установленной криометрически [172]. При отсутствии сопутствующих включений А.П.Фирсов предложил использовать дочерние ФВ, образующиеся при частичной разгерметизации расплавленных включений [171], что представляется вполне оправданным. В настоящей работе использованы все, кроме последнего, приемы выявления РВ, обогащенных газами. Введение поправок к значениям $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{PB}}$, полученным с помощью базового метода, оказалось необходимым только в одном случае — при изучении гранитов Спокойнинского рудного поля [131].

Следует подчеркнуть, что рассмотренные ограничения метода оценки содержания воды в РВ ни в коей мере не дискредитируют его, они лишь предостерегают от формального его использования. На сегодняшний день этот метод — единственный *прямой* способ определения водосодержания расплавов, точность которого поддается строгой оценке.

В частности, как показал В.Б.Наумов [97], погрешность метода в основном зависит от случайной ошибки определения относительного объема газового пузыря ($W_{\text{п}}$) в расплавленном включении. По его данным,

при использовании РВ изометричной формы и измерении диаметров газового пузыря и вакуоли в одной проекции величина этой ошибки лежит в пределах 10–30%, а общая случайная погрешность определения C_{H_2O} находится в интервале 15–35% (данные о том, для какой доверительной вероятности вычислены эти значения, в статье не приведены). Вместе с тем многолетняя практика изучения формы включений с помощью вращающейся иглы Фекличева [169] и столика Федорова убеждает в том, что включения, кажущиеся изометричными при наблюдении одной их проекции, на самом деле почти всегда неизометричны. В результате этого ошибка определения объема вакуоли по измерениям в одной проекции может достигать 100–200% и более.

В целях уменьшения величины случайной ошибки определения C_{H_2O} мы вычисляли объемы газового пузыря и вакуоли, наблюдая РВ в двух или трех проекциях с помощью федоровского столика. Для оценки величины случайной погрешности метода проведено независимое определение относительного объема газового пузыря в 24 РВ двумя (автором и Т.А. Болдохоновой) исполнителями (табл. 3).

Статистическая обработка этих данных соответствующим способом [24, 48] показала, что относительное стандартное отклонение измерения величины $W_{п}$ составляет 11,2%. Однако в общую погрешность метода вносит свой вклад и определение "приращения" вакуоли, выполнявшегося тем же способом, что и $W_{п}$. Величина этой ошибки статистически не оценивалась, но, по всей видимости, ей также можно приписать значение 11,2%. Тогда суммарная случайная погрешность метода, согласно [48], оценивается в 15,8%. Отсюда доверительный интервал единичного определения C_{H_2O} при 5%-ном уровне значимости составляет $\pm 31,6\%$. Если же C_{H_2O} определено как среднеарифметическое из результатов измерения двух, трех или четырех сингенетичных включений, то ширина доверительного интервала при том же уровне значимости составит соответственно $\pm 22,4$; $\pm 18,3$; $\pm 15,8\%$.

На величину систематической погрешности метода наибольшее влияние может оказывать то обстоятельство, что при вычислении объема вакуоли ее форму необходимо аппроксимировать какой-то сравнительно простой объемной фигурой (или суммой фигур). Практика показывает, что разбиение сложной фигуры на несколько более простых вносит в расчеты существенную неопределенность, ибо границы между выделенными составляющими являются мысленными, в связи с чем измерение характерных линейных размеров осуществимо с гораздо меньшей точностью, чем позволяет барабанный окуляр-микрометр МОВ-1-15. В то же время очень многие вакуоли могут быть представлены как трехосный эллипсоид. В частности, включения в кварце часто имеют элементы негативной огранки, но даже в тех случаях, когда эта огранка совершенна, вычислить их объем как сумму объемов призмы и пирамид или ромбоэдров весьма непросто. Поэтому предпринята попытка определить, вносится ли систематическая погрешность при аппроксимации фигуры тригонального кристалла кварца трехосным эллипсоидом.

Для этого подобраны 12 природных кристаллов кварца размером от 2 до 4 см в длину.

Таблица 3

Оценка случайной погрешности определения относительного объема газового пузыря в РВ по разностям двойных наблюдений (по [93])

W_1	W_2	$d_i = W_1 - W_2$	$d'_i = d_i - \theta$	$(d'_i)^2$
11,5	11,8	-0,3	0,0	0,00
6,2	7,1	-0,9	-0,6	0,36
5,2	4,5	0,7	1,0	1,00
5,7	5,4	0,3	0,6	0,36
2,3	2,3	0,0	0,3	0,09
11,1	11,0	0,1	0,4	0,16
10,4	9,2	1,2	1,5	2,25
10,3	11,3	1,0	1,3	1,69
8,2	10,8	-2,6	-2,3	5,29
3,7	5,7	-2,0	-1,7	2,89
5,0	3,6	1,4	1,7	2,89
4,0	4,7	-0,7	-0,4	0,20
5,0	4,5	0,5	0,8	0,64
3,8	4,1	-0,3	0,0	0,00
7,0	9,0	-2,0	-1,7	2,89
10,1	8,2	1,9	2,2	4,84
6,2	5,1	1,1	1,4	1,96
3,8	4,4	-0,6	-0,3	0,09
4,3	4,6	-0,3	0,0	0,00
28,1	30,6	-2,5	-2,2	4,84
33,9	36,6	-2,7	-2,4	5,76
1,8	1,9	-0,1	0,2	0,04
1,6	1,5	0,1	0,4	0,16
3,2	2,9	0,3	0,6	0,36
192,4	200,8		+0,1	38,76
		+8,6		
		-15,0		
				$S = \sqrt{\frac{\sum (d'_i)^2}{2(n-1)}} = 0,92$
$W_{cp} = 8,2$		$[d] = 23,6$		
		$[d] = -6,4$		$S_r = S \cdot 100/W_{cp} = 11,2\%$
		$\theta = [d]/n = 0,27 \approx 0,3$		

У части кристаллов имелись две "головки", некоторые были с одной стороны обломаны по случайному косому сколу. Удлинение кристаллов (отношение длины к наименьшему поперечному сечению) колебалось в интервале 2,05–3,55. Вычислению объема кристаллов предшествовало измерение штангенциркулем ($\pm 0,1$ мм) длины кристалла (2а), наибольшего (2б) и наименьшего (2с) поперечных размеров. Объем вычислялся, как и для трехосного эллипсоида $V = 4/3\pi abc$, двумя исполнителями; результат усреднился ($C_{и}$, табл. 4). В качестве контрольного использован способ определения объема кристаллов по объему вытесняемой им воды. Для каждого кристалла проведено пяти-шестикратное измерение объема, усредненное значение принято за истинное ($C_{к}$, см. табл. 4).

Полученные результаты (см. табл. 4) обработаны по методике, рекомендованной в работе [93], в результате чего установлено, что аппроксимация

Таблица 4

Расчет и оценка систематической погрешности по результатам определения объема группы "негативно ограниченных вакуолей" двумя методами (исследуемым и контрольным)

Результаты определения, см ³		$d_i = C_{\text{к}} - C_{\text{и}} (d_i - \bar{d})^2$		Результаты определения, см ³		$d_i = C_{\text{к}} - C_{\text{и}} (d_i - \bar{d})^2$	
$C_{\text{и}}$	$C_{\text{к}}$			$C_{\text{и}}$	$C_{\text{к}}$		
2,16	2,05	+0,11	0,0044	7,64	6,58	+1,06	1,0323
1,57	1,53	-0,01	0,0029	4,62	5,09	-0,47	0,2642
2,17	2,34	-0,17	0,0458	7,84	7,68	+0,16	0,0134
1,81	1,92	-0,11	0,0237	5,20	5,55	-0,35	0,1552
3,80	3,86	-0,06	0,0108	4,41	4,07	+0,34	0,0876
3,44	3,47	-0,03	0,0055	0,82	0,76	+0,06	0,0002
						+0,53	1,6460

Примечание. $C_{\text{и}}$ — значение объема, определенное исследуемым методом, $C_{\text{к}}$ — то же, определенное контрольным методом;

$$\bar{d} = \frac{\sum_{i=1}^m d_i}{m}; \quad S_d^2 = \frac{\sum_{i=1}^m (d_i - \bar{d})^2}{m-1}; \quad t_{\text{расч}} = \frac{|\bar{d}| \sqrt{m}}{S_d};$$

$$\bar{d} = 0,044; \quad S_d^2 = 0,1496; \quad S_d = 0,387; \quad t_{\text{расч}} = 0,394.$$

Табличное значение критерия Стьюдента при $\alpha = 0,05$, $n = m - 1 = 11$, $t_{\text{табл}} = 2,20$, $t_{\text{расч}} \ll t_{\text{табл}}$, т.е. значимая систематическая погрешность отсутствует (с вероятностью 95%).

мация формы природных кристаллов кварца разной степени совершенства фигурой трехосного эллипсоида не вносит значимой систематической погрешности. По-видимому, рассмотренный способ аппроксимации может применяться при определении объема большинства включений, содержащихся в кварце.

Полученные характеристики точности обсуждаемого метода позволяют с определенной доверительной вероятностью выявлять те случаи, когда вариации полученных оценок $C_{\text{Н}_2\text{О}}^{\text{РВ}}$ превышают случайные погрешности метода и должны объясняться другими причинами.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Определение состава флюидных включений явилось одним из важных компонентов настоящей работы, причем первостепенное значение придавалось выяснению состава индивидуальных включений, а не содержания многих ФВ разных генераций.

Для изучения *солевого* состава растворов использован криометрический метод, который применительно к включениям наиболее полно и глубоко разработан А.С. Борисенко [25, 26], Э. Роддером [249]. Опыты проводились в криокамере системы Л.Ш. Базарова [8] с медь-константановой термопарой в диапазоне температур +60 ... -150°C. При использовании цифро-

вого микровольтметра В7-21 погрешность измерения температуры не превышала $\pm 0,2^\circ$, а с потенциометром ПП-63 — $\pm 0,6^\circ$. Однако в тех случаях, когда объем эвтектической жидкости невелик, из-за трудности визуальной фиксации момента ее появления точность определения $T_{эвт}$ ниже указанных значений и опускается иногда до $\pm 1-1,5^\circ\text{C}$. Для диагностики кристаллов, выпадающих из растворов при замораживании включений, привлекались данные из работ [25, 32, 79, 81, 213, 249, 261 и др.]

Наряду с такими достоинствами криометрического метода, как применимость к индивидуальным включениям и неdestructивность, он обладает рядом недостатков. Главный из них — ограниченная возможность точной диагностики солевых компонентов: нередко удается определить лишь принадлежность их к тому или иному классу соединений. Но при этом метод все же обеспечивает получение таких объективных характеристик содержимого включений, как температура эвтектики, габитус, оптические свойства и температурный диапазон существования твердых фаз, выпавших из раствора в результате его охлаждения. Особо следует подчеркнуть индикаторную роль температуры эвтектики многокомпонентных водно-солевых систем, какими являются природные гидротермы. Поскольку на $T_{эвт}$ такой системы влияет каждый из компонентов, содержание которого более 1% [26], вероятность совпадения температур эвтектики двух растворов, даже незначительно различающихся по составу, очень мала. Иными словами, $T_{эвт}$ является чутким индикатором различий в качественном составе растворов, причем независимо от их общей минерализации. Эта особенность широко используется нами при сопоставлении растворов магматического и гидротермального этапов с целью выяснения общности их происхождения.

Не менее важное значение для решения поставленных задач имеет выяснение вопроса о содержании в индивидуальных включениях *рудообразующих* компонентов. Отсутствие предназначенных для этого стандартных методик объясняется незначительностью массы анализируемого вещества, т.е. отдельных включений ($10^{-9}-10^{-8}$ г), и невозможностью механического извлечения жидкости из включений размером около 20 мкм в поперечнике. Эти обстоятельства побудили многих исследователей искать подход к решению проблемы на основе лазерно-спектрального метода, обладающего достаточно высокой чувствительностью и локальностью. В.А. Симонов [149] и В.Н. Труфанов [164] указывают на использование лазерно-спектрального метода, но не описывают методики и ее метрологической характеристики, поэтому трудно судить о том, в какой стадии находятся эти исследования в настоящее время. Из краткой заметки Т. Цуи, Х. Холланда и К. Снетсингера [263] следует, что использованный ими лазерный микроанализатор откалиброван по искусственным включениям растворов известного состава, законсервированным в плавленном силикатном стекле. Установлены следующие пределы обнаружения: для Cu, Mn, Ca, Mg — $3 \cdot 10^{-10}$, для Fe — 10^{-9} , для Na — 10^{-8} г. Абсолютные количества указанных элементов в природных включениях установлены ими с погрешностью, характеризуемой стандартным множителем $f \geq 5$, однако весовые отношения элементов могут определяться с большой точностью ($f = 2$).

В конце 1979 г. появилось достаточно полное описание этой методики и первых результатов ее применения [264]. Основной методической

особенностью работы является то, что лазерно-спектральным методом в растворе включений определяются весовые отношения элементов, а расчет их концентраций ведется с учетом солёности раствора, установленной криометрически. По данным авторов, истинные значения концентрации элементов в анализированных включениях не должны отличаться от аналитических оценок более чем в 2–7 раз с вероятностью 68% ($f = 2-7$). Методика рассчитана на анализ довольно крупных (не менее 100 мкм в поперечнике) включений, мощность использованной лазерной установки достаточна для испарения прозрачных минералов, в том числе и кварца. Благодаря этому вскрываются включения, расположенные на глубине до 500 мкм.

В Бурятском геологическом институте СО АН СССР разработка методики лазерно-спектрального анализа жидкой фазы индивидуальных включений началась по инициативе и под руководством автора в 1976 г. и ведется до настоящего времени совместно с Ю.М. Ишковым, которому принадлежит отработка техники вскрытия включений, выбор оптимального режима анализа, изготовление эталонных включений, обоснование правомерности формирования результирующего спектра методом наложения, обоснование способа построения градуировочных графиков и метрологическая характеристика методики. Автор, помимо научного руководства этими работами, осуществлял криометрический контроль эталонных включений, разработал конструкцию нагревательной приставки к микроанализатору и технику измерения объема вакуолей, подбирал и готовил к анализу естественные включения.

В отличие от американских исследователей, мы ориентировались на анализ наиболее часто встречающихся включений размером около 20 мкм в поперечнике, причем в первую очередь изучались не петрогенные, а рудообразующие компоненты, такие, как W, Mo, Be, Fe, Cu, Pb, Zn, Mn, В. Иначе решалась проблема стандартных образцов (эталонов), о чем будет сказано ниже. Наконец, нами использованы достаточно распространенные серийные лазерные микроанализаторы LMA-1 и LMA-10. Поскольку методика является оригинальной, ниже дается ее развернутая характеристика, основанная на совместной с Ю.М. Ишковым публикации [133].

При вскрытии включений оптический квантовый генератор работал в режиме свободной генерации; применявшийся при этом активный элемент – стекло с примесью Nd^{3+} . Регистрация спектров – фотографическая при помощи дифракционного спектрографа PGS-2 с решеткой 650 штр/мм, угол блеска – в области 300 нм. Фотоматериал – пленка РФ-3 чувствительностью 1100–1500 ед. ГОСТа, коэффициент контрастности 2,5. Проявители стандартные.

Работая в режиме свободной генерации, даже при максимальной выходной мощности прибор не в состоянии анализировать прозрачные минералы. Однако, если, например, в кварце имеется флюидное включение, то при фокусировке на него лазерного луча происходит выкальвание "пробки" над вакуолью, а находящаяся во включении жидкость выбрасывается в межэлектродную зону, где довозбуждается искровым разрядом.

Условия и техника вскрытия включений достаточно подробно охарактеризованы [55], поэтому лишь отметим, что для обеспечения наиболее полного извлечения жидкой фазы в межэлектродную зону анализируемые включения должны располагаться не глубже 25–20 мкм от верхней поверх-

ности пластины. При работе на LMA-10 временной интервал между лазерным импульсом и искровым разрядом устанавливался на основании предварительных опытов и составил 480 мкс.

Создание стандартных образцов с заданной концентрацией элементов явилось одной из наиболее сложных задач, поскольку в качестве эталонов должны использоваться газовой-жидкие или жидкие включения, механизм вскрытия которых аналогичен вышеописанному. Выращивание искусственных кристаллов с включениями растворов требуемого состава связано со значительными трудностями, поэтому нами испытан и использован следующий способ.

Из реактивов марки ХЧ, ЧДА для каждого интересующего нас элемента готовились растворы определенной концентрации (от 3 до 220 г на 1 л раствора). Капля такого раствора вносилась в подготовленную на предметном стекле эпоксидную композицию и сразу же диспергировалась тщательным перемешиванием. Через некоторое время образовавшаяся эмульсия застывала (полимеризовалась), сохраняя прозрачность, а раствор консервировался в виде жидких включений сферической формы. Последнее обстоятельство весьма существенно, ибо позволяет с высокой точностью определять объем эталонных включений. Эпоксидная композиция составлялась из смолы ЭД-5 и отвердителя ПЭПА (полиэтиленполиамин) с объемным соотношением компонентов 10:1 и перед внесением в нее рабочего раствора выдерживалась при температуре 60–80° до начала полимеризации (обычно на это уходит 3–5 мин). Внесение раствора задолго до начала полимеризации нежелательно, так как в этом случае проявляется взаимодействие ПЭПА с раствором. Полученные описанным способом искусственные включения под действием лазерного луча вскрываются аналогично природным включениям в кварце, т.е. путем выкальвания "пробки" над вакуолей. Поэтому можно заключить, что физические условия анализа эталонных и природных включений идентичны.

До завершения первого этапа исследований не было оснований считать, что законсервированные в полимере растворы меняют концентрацию и состав. Это объясняется тем, что для приготовления эталонов использовались в основном растворы хлоридов, характеризующиеся низкой температурой эвтектики. А поскольку после консервации в эпоксидной смоле любые растворы замерзают только в результате глубокого переохлаждения, нам не удавалось систематически контролировать состав включений криометрическим методом. Лишь после введения постоянного криометрического контроля (это потребовало использования уже других солей с более высокой $T_{эвт}$) и проведения систематических наблюдений за сохранностью размера и формы искусственных включений выяснилось, что между полимером и консервируемым в нем раствором происходит взаимодействие. Так, многосуточные наблюдения за искусственными включениями показали, что со временем их размеры уменьшаются.

Для того чтобы выяснить, связано ли уменьшение объема включений с поглощением только растворителя или из них диффундируют также солевые компоненты, были изготовлены крупные (до 2–3 мм в диаметре) включения раствора вольфрамата натрия с изотопом ^{185}W (период полураспада 73 дня). Методом автордиографии (экспозиция 51 день) установлено отсутствие сколько-нибудь заметной диффузии ^{185}W из вакуолей

в полимер¹. Следовательно, наблюдавшееся уменьшение размеров эталонных включений обусловлено в основном поглощением растворителя. Об этом же свидетельствует и тот факт, что по мере уменьшения объема включений в некоторых из них выпадают кристаллики солей.

Различные меры, принимавшиеся для полного подавления поглощения растворителя из включений, не дали ожидаемого результата. Тем не менее мы сочли возможным использовать включения в эпоксидном полимере в качестве эталонов. При этом исходили из того, что гомогенные (без твердых фаз) включения содержат раствор, концентрация которого колеблется в строго ограниченных пределах: нижний предел задается концентрацией рабочего раствора ($C_{\text{раб}}$), а верхний соответствует концентрации насыщения при комнатной температуре ($C_{\text{нас}}$). Следовательно, задача сводится к подбору таких соединений, которые позволяли бы получить приемлемую ширину интервала $C_{\text{раб}} - C_{\text{нас}}$.

Поскольку независимое определение концентрации растворов в эталонных включениях может быть осуществлено только криометрическим методом, применяемое соединение должно иметь не слишком низкую температуру эвтектики (желательно не ниже -10°C). В противном случае большинство включений может не замерзнуть даже при -150° . Необходимо, чтобы выбранное соединение не реагировало с компонентами эпоксидной композиции, как это, например, происходит с сульфатами цинка и меди. Такое взаимодействие проявляется в изменении $T_{\text{эвт}}$ раствора после его консервации в полимере. В подобных случаях определение концентрации раствора во включениях невозможно.

В настоящее время мы подобрали и всесторонне апробировали только пять соединений, вполне удовлетворяющих указанным требованиям. Это Na_2WO_4 , Na_2MoO_4 , MnSO_4 , $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$, H_3BO_3 . Однако есть основания полагать, что со временем этот перечень будет расширен². Теоретически возможные интервалы концентрации металлов в растворах включений и медианные значения ($C_{\text{мед}}$), соответствующие середине этих интервалов, приведены в табл. 5.

Изготовленные вышеописанным способом эталоны использовались для метрологической характеристики разрабатываемой методики. Анализу подвергались включения разного размера, поэтому при статистических расчетах в первом варианте оценивались средние значения и среднеквадратическое отклонение величины, именуемой далее "удельным почернением" и представляющей собой измеренное почернение линии, отнесенной к логарифму объема проанализированной жидкости (эталонного включения). Во втором варианте аналогичные процедуры производились не с почернением, а с интенсивностью соответствующих линий. Основные характеристики методики приведены в табл. 6. Пределы обнаружения ряда других элементов, определенные ранее по включениям, не прошедшим криометрический контроль [55], требуют перепроверки и уточнения.

Анализы эталонных включений послужили исходными данными для построения градуировочных графиков в координатах $\lg I - \lg m$, где I —

¹ Эти работы проведены под руководством и при участии канд. геол.-минерал. наук А.Г. Миронова, за что автор выражает ему искреннюю признательность.

² Уже созданы эталоны на медь и цинк.

Таблица 5

Интервалы содержаний металлов в эталонных включениях

Металл	Концентрация металлов, г/л			Максимальное относительное отклонение, %
	$C_{раб}$	$C_{нас}$	$C_{мед}$	
Первый вариант методики (для LMA-1)				
W	220	347	$283,5 \pm 63,5$	22
Mo	93	217	155 ± 62	40
Mn	84	167	$125,5 \pm 41,5$	33
Fe	39	60	$49,5 \pm 10,5$	21
B	6,2	10	$8,1 \pm 1,9$	23
Второй вариант методики (для LMA-10)				
W	220	347	$283,5 \pm 63,5$	22
Mo	140	217	$178,5 \pm 38,5$	22
Mn	120	167	$143,5 \pm 33,5$	23
Fe	39	60	$49,5 \pm 10,5$	21
B	6,2	10	$8,1 \pm 1,9$	23

интенсивность аналитической линии, определяемая по характеристической кривой фотопленки; m — масса определяемого элемента в анализируемом эталонном включении. Полученным в результате специальных исследований значениям стандартного отклонения аналитического сигнала соответствуют стандартные отклонения логарифмов масс, в значительной мере зависящие от наклона градуировочных графиков. Границы доверительного интервала для единичного определения $\lg m$ находятся в каждом конкретном случае как $\lg m \pm \Delta \lg m$ или после потенцирования как $m \cdot \Delta m$, $m : \Delta m$. Иначе говоря, границы доверительного интервала определяются умножением и делением полученного значения на определенный коэффициент, именуемый далее стандартным множителем f . Для каждого анализа значение этого множителя приводится для 68%-ной доверительной вероятности ("односигмовый" интервал).

При анализе единичных природных включений размером около 20 мкм в поперечнике объем анализируемой жидкости ($n \cdot 10^{-9}$ мл) обычно оказывается недостаточным для регистрации растворенных в ней металлов. Поэтому мы получали результирующий спектр путем наложения спектров нескольких единичных включений, доводя суммарный объем анализируемой жидкости до 10^{-8} – 10^{-7} мл. Для выяснения правомерности использования этого приема проведен многократный анализ искусственных включений рабочего раствора молибдата натрия. Как видно из табл. 7, в каждом из 16 опытов объем анализируемой жидкости был примерно одинаков. Но если в первой серии (анализы 1, 2, 3) такой объем анализировался за один прием (т.е. путем вскрытия одного эталонного включения), то в последующих сериях — за 3, 5, 7, 9, 14 приемов. Так, например, анализ 15 проведен путем последовательного вскрытия и регистрации на один спектр девяти эталонных включений, суммарный объем которых составил $3,32 \cdot 10^{-8}$ мл.

Таблица 6

Статистическая оценка абсолютной чувствительности методики и воспроизводимости аналитического сигнала при анализе эталонных включений

Показатель	W	Mo	Fe	Mn	B
Длина волны аналитической линии, нм	400,87	218,62	259,94	259,37	249,68
Относительное среднеквадратическое отклонение удельного почернения (в %) и объем выборки (для LMA-1)	52,5 (27)	48 (40)	46 (27)	52,6 (32)	60 (27)
Относительное среднеквадратическое отклонение аналитического сигнала (в %) и объем выборки (для LMA-10)	10 (32)	22 (40)	15 (30)	25 (30)	23 (32)
Предел обнаружения, г: первый вариант (LMA-1)	$2 \cdot 10^{-9}$	$2,1 \cdot 10^{-10}$	$1,3 \cdot 10^{-11}$	$5 \cdot 10^{-12}$	$2,8 \cdot 10^{-10}$
второй вариант (LMA-10)	$5 \cdot 10^{-10}$	$5 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-11}$	$8 \cdot 10^{-13}$	$6 \cdot 10^{-11}$

Таблица 7

Результаты анализа искусственных включений, обосновывающие правомерность использования метода наложения

№ анализа	Число включений на одном спектре	Суммарный объем включений, $\mu \cdot 10^{-8}$ мл	Приведенный объем включений	Удельное почернение линии 2923,4	Среднее значение удельного почернения линии 2923,4
1	1	3,07	1,54	0,53	
2	1	2,93	1,47	0,49	0,51
3	1	1,99	1,00	0,51	
4	3	2,65	1,33	0,58	
5	3	2,83	1,42	0,68	0,54
6	3	3,07	1,54	0,38	
7	5	3,78	1,90	0,69	
8	5	3,67	1,89	0,38	0,55
9	5	3,42	1,72	0,58	
10	7	3,54	1,78	0,47	
11	7	3,88	1,95	0,54	0,56
12	7	3,16	1,59	0,67	
13	9	3,08	1,55	0,54	
14	9	3,33	1,67	0,41	0,47
15	9	3,32	1,67	0,47	
16	14	5,98	2,65	0,32	

Как видно из табл. 7, разброс средних значений удельного почернения спектральной линии незначителен и не превышает установленной ранее величины относительного стандартного отклонения удельного почернения (для молибдена $S_r = 48\%$). Следовательно, имеются основания для вывода о правомерности образования результирующего спектра путем наложения до девяти спектров единичных включений, что значительно расширяет область эффективного применения предлагаемой методики.

На первом этапе работ было важно выяснить, достаточно ли велика в растворах концентрация металлов, чтобы они фиксировались при анализе включений в растворах суммарным объемом $10^{-8} - 10^{-7}$ мл. В результате проведенных исследований в растворах разных включений обнаружены следующие элементы: Fe, Mn, Ti, Cu, Zn, Be, B, Al, Ca, Mg. При этом обратил на себя внимание тот факт, что при вскрытии многофазных включений в остатках вакуолей нередко сохранялись кристаллики солей. По-видимому, длительность лазерного импульса (500 мкс) слишком мала, чтобы за это время успела раствориться даже такая легкорастворимая фаза, как галит. Кроме того, по данным [40, 41], даже в двухфазовых включениях обычно присутствует оптически неразличимый микроосадок.

Учитывая это, мы провели опыты, в которых одна серия включений растворов молибденового этапа (Джидинское месторождение) анализировалась без предварительного нагрева, а другая — с нагревом в процессе анализа. Суммарный объем жидкости в первом и втором случае был одинаков ($6,01 \cdot 10^{-9}$ и $5,99 \cdot 10^{-9}$ мл соответственно), а анализируемые включения принадлежали к одной генерации и подбирались в одном зерне кварца. Во всех включениях этой генерации, кроме жидкости и газа, содержатся по два микроскопических кристаллика (прозрачный и непрозрачный), не растворяющихся при частичной гомогенизации ($T_r = 215 - 220^\circ$). В результате нагревания включений концентрация Mo, Mn, Fe, B в законсервированном растворе значительно возросла; появились линии Sn, Be, отсутствующие в спектре "холодных" включений. Следовательно, гомогенизация¹ включений непосредственно в процессе анализа позволяет получить более полное представление о содержании металлов в растворах при P - T параметрах минералообразования.

С помощью рассматриваемой методики определяется масса элемента во включении, но не его концентрация в законсервированном флюиде. Для расчета концентрации необходимо знание объема вакуоли, техника измерения которого достаточно трудоемка. Однако при подготовке к анализу серий *сингенетических* включений можно упростить процедуру измерения объема, учитывая, что сингенетические включения имеют одинаковый коэффициент наполнения. Это позволяет ограничиться определением F только нескольких ФВ, наиболее подходящих для измерения выше-рассмотренным способом. Зная величину F , достаточно во всех остальных включениях этой серии определить объем газового пузыря (благодаря его сферичности это не составляет труда), после чего объем вакуолей вычисляется по формуле $V_{\text{вак}} = V_{\text{п}} / (1 - F)$. Принадлежность включений к данной генерации контролируется по T_r .

¹ В данном случае под гомогенизацией имеется в виду полное растворение газового пузырька независимо от того, имеются ли во включениях твердые фазы и когда они растворяются.

Выше показано, что погрешность определения объема вакуоли характеризуется относительным стандартным отклонением $S_r = 11,2\%$. Это намного меньше погрешности определения массы металла во включениях, поэтому точность разработанной методики определяется в основном погрешностями ее аналитической части. Следовательно, случайная погрешность аналитической оценки концентрации металла во включении оценивается стандартным множителем, численное значение которого лежит в пределах 1,5–4 (чаще 1,5–2,5). Что же касается систематической погрешности методики, то представление о ее знаке и величине дают результаты лазерно-спектрального анализа искусственных включений молибденосодержащих растворов в продуктах плавления шихты гранитного состава [148].

Образцы плавленного силиката, содержащие включения щелочно-хлоридного флюида с известной концентрацией молибдена, приготовлены И.Д.Рябчиковым и Г.П.Орловой (ИГЕМ АН СССР) закалочной ампульной методикой. В ампулу из благородного металла с последующей ее герметизацией вводились порции "рудных" растворов и перфорированные капсулы, одна из которых заполнялась порошком "безжелезистого гранита" (кварц + альбит + ортоклаз), другая – порошком кварца ("ловушка" для флюида). Ампула с исходными веществами выдерживалась 2 ч при 750 °С и 150 МПа в реакторах типа трубок Таттла, затем проводилась изобарическая закалка до температуры около 60 °С. Концентрация молибдена в растворе в режиме опытов контролировалась по данным анализа порции флюида в "ловушке", извлеченной из ампулы после закалки [148].

Проведено два опыта, в одном из которых "рудный" раствор, загружаемый в ампулу, содержал 1,31 г Мо на литр H₂O, а во втором – 13,85. В последнем случае проведено контрольное определение содержания металла в растворе в режиме опыта (результат – 12 г Мо на литр H₂O).

Внешний вид одного из искусственных включений в продуктах плавления показан (Таблица II, 4, 5). Перед лазерно-спектральным анализом объем включений и коэффициент их наполнения жидкой фазой определялись на федоровском столике. В ходе термометрических исследований выяснилось, что искусственные включения не выдерживают нагрева до температуры гомогенизации, поэтому пришлось отказаться от их нагрева непосредственно перед вскрытием лазерным лучом. Вместе с тем, как показано выше, при анализе "холодных" включений результаты оказываются заниженными, поскольку из-за кратковременности лазерного импульса (500 мкс) присутствующий в большинстве вакуолей микроосадок не успевает раствориться. При анализе включений молибденоносных растворов Джидинского рудного поля величина этого занижения составила 60% (см. [313], табл. 4, ан. 1 и 2). Исходя из этого, следует ожидать, что результаты анализа "холодных" искусственных включений также занижены примерно на 60% (табл. 8).

Как видно из представленных данных, результаты анализа включений отличаются от истинных значений C_{Mo} в использованных растворах. Однако эти расхождения лежат в пределах случайной погрешности методики лазерно-спектрального анализа. Следовательно, нет оснований считать, что она существенно завышает результаты.

Кроме того, растворы, содержащиеся в обсуждаемых искусственных

Т а б л и ц а 8

Результаты лазерно-спектрального анализа искусственных включений молибденсодержащих растворов в силикатном стекле

№ образца	58Т-1			59Т-2	
	Э17-1	Э17-2	Э17-3	Э18-1	Э18-2
Количество проанализированных включений	4	1	2	4	3
Объем проанализированной жидкости, $n \cdot 10^{-7}$ мл	4,2	0,9	1,2	1,7	0,9
Масса Мо, $n \cdot 10^{-11}$ г (фактор неопределенности)	42 (2)	<5	<5	120 (2,5)	49 (2,5)
Концентрация Мо, г/л/Доверительный интервал для 32%-ного уровня значимости	1,0/0,5–2,0	<0,6	<0,4	7,0/3,8–17,5	5,4/2,2–13,5
То же, с поправкой на нерастворившийся микроосадок (+60%)	1,6/0,8–3,2	<1,0	<0,6	11,2/4,5–28	8,7/3,5–21,8
Концентрация Мо в законсервированных растворах, г/л:					
до опыта	1,31	1,31	1,31	13,85	13,85
в режиме опыта	—	—	—	12	12

включениях, по сравнению с нашими эталонными растворами имеют более сложный (многокомпонентный) состав и законсервированы в другой матрице (стекло и эпоксидный полимер соответственно). Следовательно, матричный эффект и влияние третьих компонентов невелики и, возможно, сказываются только вблизи предела обнаружения.

Наконец, важное значение имеет то, что в пределах точности, которую обеспечивает использованная методика, концентрация молибдена во включениях несущественно отличается от концентрации этого металла во флюиде, заполнявшим весь объем ампулы. Это свидетельствует о правомерности применения результатов анализов природных включений для характеристики гидротермальных и магматических растворов в целом.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Термометрические исследования расплавных включений большей частью велись по общепринятой методике с учетом рекомендаций, изложенных в работах И.Т. Бакуменко, В.П. Чулина, В.Б. Наумова [76, 89, 95, 182, 186 и др.]. Для опытов использовалась термокамера с силитовым нагревателем [89] в комплекте с платина-платинородиевой термопарой и милливольтметром М-254, класс точности – 0,5. Погрешность измерения

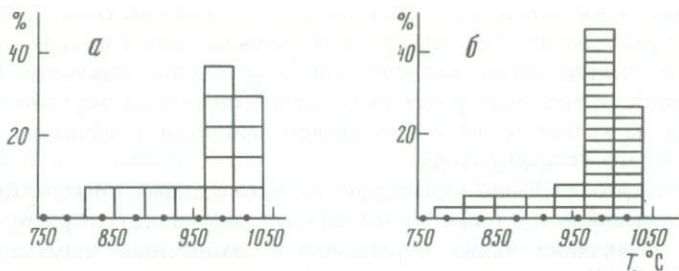
температуры в интервале 350–1200° не более $\pm 10^\circ\text{C}$. Стабильность градуировочного графика систематически контролировалась с помощью эталонных включений, паспортизированных ВИМСом, и серебряного королька. С целью достижения равновесных условий плавления расплавных включений их нагревание проводилось в замедленном темпе, с 1,5–3-часовыми выдержками в изотермических условиях через каждые 30–50° после начала плавления. Из-за этой дискретности температура фазовых превращений, в том числе T_T отдельных РВ, определялась как средняя точка интервала между соответствующими изотермическими выдержками, обычно с точностью $\pm 15^\circ\text{C}$. Общая длительность каждого опыта обычно составляла 20–32 часа. Для выявления аномальных включений опыты велись только с сериями сингенетичных РВ по 10–50, иногда до 250 экземпляров.

Из особенностей проведенных термометрических исследований остановимся лишь на двух, имеющих, как представляется, общее значение.

1) Как показали эксперименты И.Т. Бакуменко с сотрудниками [13], И.Д. Рябчикова и др. [146], температура гомогенизации искусственных РВ, законсервированных при давлениях до 100 МПа, практически равна температуре их захвата. Исходя из этого, следовало бы ожидать равенства температур гомогенизации всех РВ, заключенных в одном минерале и приуроченных к одной зоне роста или образующих единую группу. На самом деле при изучении гранитов нередко наблюдается разброс значений T_T явно сингенетичных РВ, причем даже в тех случаях, когда их полная или частичная разгерметизация визуально не фиксируется. Как правило, на гистограммах распределения значений T_T , построенных по результатам отдельных опытов, выделяется более или менее четко выраженный максимум, характеризующий температуру гомогенизации 60–80% включений (рис. 5).

Самые низкие T_T имеют, как правило, наиболее мелкие включения (2–3 мкм), идентичность которых более крупным РВ трудно доказать из-за малости их размеров. Поэтому в прежних работах автора принималось, что истинное значение T_T лежит в интервале, отвечающем границам максимума на гистограмме [127, 131]. Конечно, такая интерпретация гистограмм в известной мере формальна, так как почти все эпигенетические преобразования РВ в природных условиях и в ходе термометрического изучения должны вести к повышению температуры их гомогенизации. Следовательно, низкие значения T_T заслуживают большего доверия, чем высокие. Однако при построении гистограмм данные по включениям, имевшим (или приобретшим в ходе опыта) "усики", ореолы дочерних ФВ и другие признаки разгерметизации, не учитывались. Это и служило основанием для принятия статистического максимума значений T_T за наиболее достоверную оценку этого параметра.

Тем не менее такой подход оказался ошибочным, ибо не учитывал двух обстоятельств. Во-первых, частичная разгерметизация включений в процессе их нагревания в некоторых случаях визуально не фиксируется, а большинство РВ, содержащих высокоплотную флюидную фазу, в ходе нагревания в той или иной мере разгерметизируются. Во-вторых, известно, что мелкие включения сохраняют герметичность при гораздо более высоком внутреннем давлении ($P_{вн}$), чем крупные. Так, по данным Е.А. Вапника, включения CO_2 в кварце, имеющие поперечные размеры около 20 мкм, разгерметизируются при внутреннем давлении 135–175



Р и с. 5. Распределение значений $T_{г}$ расплавных включений в кварце гранитов Спокойнинского массива (по результатам одного опыта)

а — для 13 герметичных РВ; *б* — для 37 включений, из которых 13 герметичны, а 24 разгерметизированы короткими "слепыми" трещинками (каждой точке оси абсцисс соответствует выдержка 2–3 ч)

МПа, а аналогичные включения размером менее 6 мкм остаются герметичными и при $P_{вн} = 510\text{--}560$ МПа, что доказывается идентичностью их $T_{г}$ до и после прогрева до $1150\text{ }^{\circ}\text{C}$ [30]. С учетом этого, а также излагаемых ниже данных, полученные ранее гистограммы переинтерпретированы, и за температуру гомогенизации групп сингенетичных РВ приняты наименьшие значения $T_{г}$, полученные в данном опыте.

2) Второй, основной особенностью термометрических исследований является проведение серии опытов по нагреванию РВ под высоким (320 МПа) давлением инертного газа (аргона) в Институте экспериментальной минералогии АН СССР, осуществленных Т.П. Саловой. Необходимость проведения этих опытов вызвана следующими причинами.

При изучении РВ в кварце гранитов ряда интрузий были выявлены раскристаллизованные включения, содержащие большое количество H_2O (6–8%) и тем не менее гомогенизирующиеся при очень высокой температуре (до $1000\text{--}1200\text{ }^{\circ}\text{C}$). С полным пониманием аномальности этих результатов автор вынес их на обсуждение на VI Всесоюзном совещании по термобарогеохимии [126] и опубликовал в ряде работ [127, 131], полагая, что за этими фактами может скрываться какое-то не учитываемое прежде явление. Вместе с тем большинство специалистов в области изучения РВ, знакомых с обсуждаемыми аномальными результатами, усматривают причину полученных высоких $T_{г}$ в не зафиксированной, но на самом деле якобы имевшей место в ходе нагревания разгерметизации включений; это нашло отражение в ряде публикаций [186, 187].

Самый эффективный способ предохранить РВ с высокоплотной флюидной составляющей от разгерметизации — это создать противодействие, равное тому, что развивается во включении при его нагревании. С этой целью установка высокого газового давления с помещенными в нее препаратами выводилась в режим вдоль изохоры, примерно соответствующей плотности флюидной части РВ. Затем включения выдерживались под давлением аргона 320 МПа при температуре $750\text{ }^{\circ}\text{C}$ в течение 5 ч после чего проводилась закалка. Перед опытом все РВ тщательно изучались и документировались, определялась температура гомогенизации их флюидной составляющей, измерялись объемы газового пузырька и вакуоли, рассчитывалась масса воды во включении. После опыта не гомо-

генизировавшиеся включения доводились до полной гомогенизации в обычной термокамере, уже без противодействия. Затем измерялся объем гомогенных включений для определения "приращения" вакуолей. С целью перепроверки полученных ранее результатов подобным образом изучены включения из гранитов почти всех исследовавшихся в предыдущие годы интрузий (всего 37 препаратов).

Как показало изучение включений после описанных опытов, большинство РВ, даже самых крупных (до 40 мкм в поперечнике), не разгерметизировалось. Сохранили также герметичность включения высокоплотных ($T_r = 200-260^\circ$) растворов, о чем свидетельствует равенство температур их гомогенизации до и после эксперимента. Результаты определения температур гомогенизации рассмотренным способом сводятся к следующему.

В части препаратов как мелкие, так и крупные РВ после закалки оказались гомогенными либо имели одинаковую степень оплавления и при последующем нагреве без противодействия гомогенизировались при одинаковой температуре. Последняя близка к минимальным значениям T_r , полученным для этих пород ранее по наиболее мелким РВ. Практически все указанные включения характеризуются невысоким (2–3%) водосодержанием и не сопровождаются сингенетичными (сопутствующими) ФВ.

В другой части препаратов гомогенными или близкими к гомогенному состоянию оказались только мелкие (2–3 мкм) РВ, тогда как в крупных вакуолях (≥ 5 мкм), кроме стекла и недоплавившихся твердых фаз, сохранились крупные обособления гетерофазного ($G + Ж_B$) при 20° флюида. Например, во вкрапленнике кварца из порфиоров V фазы Гуджирской интрузии (см. гл. 3) 32 расплавных включения размером от 4 до 22 мкм в поперечнике, приуроченных к одной периферической зоне роста фенокриста, после 5-часовой выдержки при 750°C под давлением аргона 320 МПа содержали стекло, остатки твердой фазы и двухфазное флюидное обособление (Таблица III, 1, 2).

Несмотря на значительные различия в размерах вакуолей, объемные соотношения флюид/стекло/твердая фаза в них оказались очень выдержанными. Эти пропорции нарушились лишь в двух включениях, разгерметизировавшихся с образованием "слепой" трещины (Таблица III, 3). Попытка довести включения до полной гомогенизации без противодействия привела к разгерметизации большинства из них, поэтому точное значение T_r не установлено. Однако, судя по размерам обособлений флюида (Таблица III, 1, 2), полное его растворение может быть достигнуто только при весьма высокой температуре. В частности, одно из включений обсуждаемой серии, не обнаружившее явных признаков разгерметизации, гомогенировалось при 900°C . Значит, истинная T_r этих РВ больше или равна 900°C .

Вместе с тем присутствующие в этом же вкрапленнике многочисленные мелкие (1–3 мкм) расплавные включения после 5-часовой выдержки при $T = 750^\circ\text{C}$, $P = 320$ МПа содержали лишь мельчайшие недиагностируемые частички (Таблица III, 4), которые полностью растворились при 770°C (нагрев без противодействия). Такая же температура гомогенизации получена для серии РВ из центральной части другого вкрапленника в порфирах той же интрузивной фазы, на основании чего можно заключить, что истинная температура кристаллизации фенокристов составила 770°C .

Таким образом, проведенные опыты доказывают, что в некоторых слу-

чаях в одном зерне кварца сосуществуют две группы сингенетичных РВ, не обладающих явными признаками аномальности, но существенно различающихся температурами гомогенизации: в рассмотренном примере мелкие РВ (менее 2–3 мкм) имеют $T_T = 770^\circ\text{C}$, а для крупных (более 4 мкм) $T_T \geq 900^\circ\text{C}$.

Ключом к пониманию причины выявленных различий в температурах гомогенизации крупных и мелких сингенетичных РВ явилось установление того факта, что в кварце, содержащем такие РВ, как правило, присутствуют весьма многочисленные субмикронные включения, распределенные в минерале-хозяине по зонам роста или объемно равномерно (азонально) и, следовательно, являющиеся первичными. Согласно подсчетам, проведенным по методике Н.Н. Шатагина [192], количество субмикронных включений в 1 см^3 такого кварца обычно колеблется в интервале $10^6 - 10^9$. Тем не менее при умеренных увеличениях (250–500) они настолько трудноразличимы, что долгое время оставались незамеченными или не привлекали особого внимания из-за недоступности для инструментального изучения. Лишь после того, как было отмечено, что наиболее крупные из них являются флюидными, и началось систематическое изучение препаратов с использованием 100-кратного иммерсионного объекта, стало ясно, что это – сопутствующие флюидные включения [128].

Как показано в гл. 1, размеры СФВ отражают дисперсность флюидной фазы (пузырьков), существовавшей в расплаве при кристаллизации минерала-хозяина. О возможном их количестве дает представление следующий расчет. При $P = 300\text{ МПа}$ и $T = 700^\circ\text{C}$ гранитный расплав, близкий к насыщению, имеет плотность $2,3\text{ г/см}^3$ и содержит 6,3% H_2O [83]. Снижение давления до 250 МПа уменьшит растворимость воды до 6%, а 0,3% H_2O выделится в виде самостоятельной фазы с удельным объемом $1,24\text{ см}^3/\text{г}$ [92]. При диаметре флюидных пузырьков 0,5 мкм их количество в 1 см^3 расплава составит $1,32 \cdot 10^{11}$, а среднее расстояние между соседними пузырьками – около 2 мкм.

Если распределение пузырьков в подобной микроэмульсии более или менее равномерно, то количество "избыточного" флюида в сравнительно крупных (более 5–6 мкм) вакуолях должно быть пропорциональным их объему в широком диапазоне размеров РВ. Благодаря этому не проявится один из основных признаков аномальности РВ – невыдержанность объемных соотношений между слагающими фазами в серии сингенетичных включений и значительный разброс температур их гомогенизации. В этом смысле подобные РВ могут быть названы скрытоаномальными. В то же время мелкие расплавные включения, поперечные размеры которых соизмеримы со средним расстоянием между пузырьками в микрогетерогенном расплаве, должны в большинстве случаев представлять собой образцы гомогенного расплава и адекватно отражать условия его захвата.

Таким образом, чрезмерно высокие температуры гомогенизации скрытоаномальных РВ, в том числе изображенных (Таблица III, 1, 2), обусловлены присутствием в них "избыточного" флюида, растворить который в расплаве можно только путем увеличения массы последнего за счет расплавления стенок вакуоли при существенном перегреве (выше температуры образования РВ).

Следует заметить, что не во всех зернах кварца, в которых присутствуют аномально высокотемпературные РВ с высоким C_{H_2O} , различаются субмикронные СФВ. Но электронно-микроскопические исследования природных минералов свидетельствуют о том, что размеры мельчайших жидких включений опускаются до 0,01 мкм [158, 220]. Столь мелкие включения, конечно, невозможно обнаружить оптическими методами, но их наличие следует предполагать во всех случаях, когда РВ с содержанием воды до 9% при их нагревании с внешним противодавлением дают $T_T = 800-900$ °С. С учетом сказанного к скрытоаномальным отнесены расплавные включения в фенокристаллах кварца гранит-порфиров Талахтинской и VI фазы Гуджирской интрузий, хотя субмикронные СФВ в них не зафиксированы.

Все вышеизложенное можно резюмировать следующим образом. При кристаллизации флюидонасыщенного расплава, имеющего микроэмульсионное строение, в минералах образуются как нормальные, так и скрытоаномальные расплавные включения. Первые возникают при консервации гомогенного расплава, что возможно, если размеры вакуоли не превышают расстояния между соседними флюидными пузырьками, рассеянными в расплаве (первые микрометры). Температура гомогенизации таких РВ близка к температуре кристаллизации минерала-хозяина. Скрытоаномальные РВ образуются, когда размеры вакуоли намного превышают среднее расстояние между флюидными пузырьками, в связи с чем в них консервируется микроэмульсия. Объем захваченного "избыточного" флюида в общем случае пропорционален объему вакуолей, поэтому они, несмотря на аномальность, могут иметь выдержанную температуру гомогенизации, намного превышающую температуру минералообразования.

Наиболее реальный способ избежать ошибки, связанной с принятием T_T скрытоаномальных РВ за истинную температуру кристаллизации, — выбирать для термометрического изучения 1–2-микронные включения. Этот вывод служит дополнительным аргументом в пользу рекомендаций И.Т. Бакуменко, В.П. Чупина, О.Н. Косухина определять температуру минералообразования по самым мелким РВ, которые более декрептоустойчивы, чем крупные (> 5 мкм).

Приводимые ниже значения температур гомогенизации РВ получены путем переинтерпретации имевшихся гистограмм и перепроверки большинства прежних данных в опытах по гомогенизации включений под давлением инертного газа.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИЙ, СОПРОВОЖДАЕМЫХ ВОЛЬФРАМОВЫМ И МОЛИБДЕНОВЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ

Принципиальная возможность реализации разных, в том числе альтернативных способов образования "окологранитных" месторождений выдвигает в разряд актуальных проблему, сформулированную во введении следующим образом: являются ли все эти способы одинаково "удобными" для природы или какому-то (каким-то) из них она отдает предпочтение? По-видимому, единственный путь к решению этой проблемы состоит в систематическом изучении природных объектов, т.е. в выяснении истинной роли реальных интрузивов в формировании конкретных месторождений. При этом изучаемые объекты должны быть типичными для соответствующей рудной формации (в данном случае грейзеново-жильной) и в то же время иметь свои индивидуальные особенности, обусловленные специфической геологической обстановкой их формирования. При достаточной представительности выборки выполнение этих требований должно обеспечить объективность выводов о предпочтительности реализации тех или иных способов образования месторождений ГЖРФ в природной обстановке.

Среди изученных объектов *Спокойнинское* месторождение — типичный пример слабоэродированного грейзенизированного купола гранитов относительно простого строения с существенно вольфрамитовым составом руд при явно подчиненной роли кварцевожильных образований. Месторождения *Соктуйского* рудного узла расположены в значительно эродированном гранитном массиве (площадь около 300 км²), грейзены имеют здесь не плащеобразную, а жилоподобную форму, рудная минерализация локализуется как в грейзенах, так и в кварцевых жилах; в рудах наряду с вольфрамитом присутствует касситерит, иногда в значительном количестве.

Жилообразные тела грейзенов месторождения *Акчатау* также размещены в пределах полифазного гранитного плутона, обнажающегося на площади 14 км², главными рудными компонентами являются вольфрам и молибден. Для *Джидинского* рудного поля характерна многоэтапность формирования интрузивных и гидротермальных образований, многометальность, пространственная разобщенность вольфрамового и молибденового оруденения, представленного жильным и штокверковым типами. Оруденение локализовано преимущественно в древних породах интрузивной рамы, а собственно предрудные граниты обнажаются только в виде малых интрузивных тел (шток, дайки).

Ктитебердинское месторождение, расположенное в пределах *Курганшинчатского* рудного поля, отличается шеелитовым составом вольфрамовых штокверковых руд, сосредоточенных главным образом в пластообразных залежах амфиболитов, неочевидностью связи с гранитоидами. Жарчихинское месторождение — своеобразный пример четкой приуроченности практически монометального молибденового оруденения к трубообразному брекчиевому телу, сформировавшемуся в древних гранитоидах. Наконец, *Мариктиканское* вольфрамовое рудопоявление кварцевожильного типа,

приуроченное к краевой части сравнительно небольшого (20 км^2) гранитного массива, представляет собой нечто среднее между типичными месторождениями и слабоминерализованными участками, не имеющими практического значения, которые рассматриваются в следующей главе.

Среди названных объектов одни описываются нами впервые (Акчагау, Жарчиха, Кти-Теберда), другие детально охарактеризованы ранее [131]. Однако поскольку по ним получены дополнительные данные, имеющие важное значение, представляется целесообразным изложить их здесь, сведя к минимуму повторение ранее опубликованного материала.

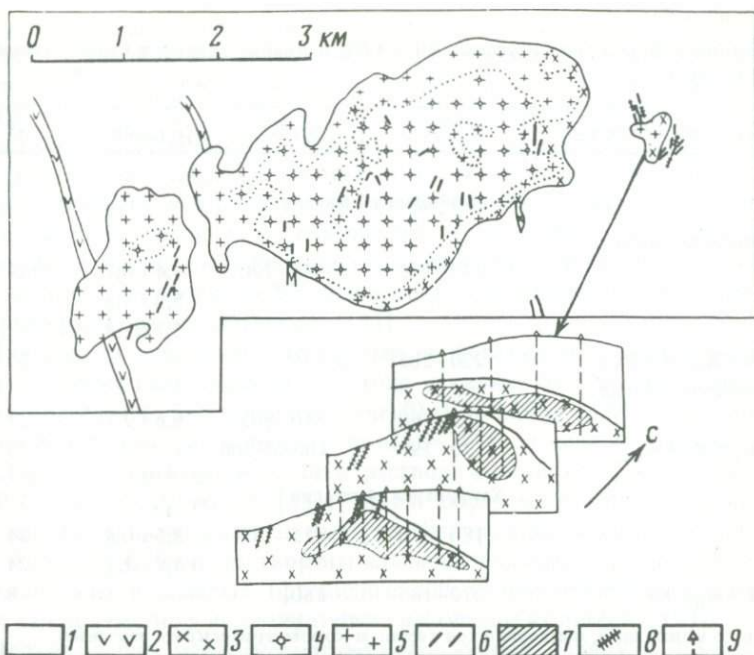
СПОКОЙНИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Спокойнинское рудное поле расположено в центральной части Монголо-Охотской складчатой области, в пределах крупного блока каледонид, и входит в Забайкальский оловянно-вольфрамовый пояс. Общая геологическая характеристика рудного поля дана в работах В.В. Потапова [3, 122], А.А. Беуса с соавторами [1], Б.С. Чернова и Т.И. Гетманской [167], В.Д. Козлова и Л.И. Свядковской [70]; термобарогеохимическая характеристика гидротермалитов имеется в работе Г.Ф. Ивановой [50]; результаты наших исследований также подробно изложены [131].

В пределах рудного поля распространены осадочно-метаморфические породы среднего палеозоя, прорванные Хангилай-Шилинской гранитной интрузией верхнеюрского кукульбейского комплекса (рис. 6). Интрузив обнажается на площади около 10 км^2 в виде трех разновеликих выступов: Хуху-Челотуйского на западе, Хангилайского в центре и Спокойнинского на востоке. Последний, вмещающий одноименное месторождение вольфрама, выходит на поверхность только своей западной частью, обнажаясь на площади около $0,06 \text{ км}^2$. В восточном направлении его контакт полого погружается под осадочно-метаморфическую толщу. Мелко- и среднезернистые граниты в апикальной части Спокойнинского выступа (купола) мусковитизированы, грейзенизированы, на большей глубине альбитизированы и микроклинизированы [1].

В грейзенах и грейзенизированных гранитах содержится неравномерная мелкая вкрапленность вольфрамита, количество которого уменьшается с ослаблением грейзенизации пород. Мусковитовые и мусковит-полевошпатовые фации грейзенов богаче вольфрамитом, чем кварцевая [50]. Другой морфологический тип оруденения, имеющий подчиненное значение, представлен вольфрамит-кварцевыми жилами, которые развиты преимущественно в пределах Спокойнинского купола, реже — в породах кровли.

Включения минералообразующих сред магматического этапа изучались в породообразующем кварце гранитов Хангилайского и Спокойнинского выступов, в последнем, несмотря на интенсивное развитие гидротермальных изменений, граниты всегда содержат реликтовый магматический кварц с хорошо сохранившимися расплавленными включениями. В большинстве случаев РВ размером от 1–2 до 40–50 мкм в поперечнике располагаются в породообразующем кварце азонально, но иногда образуют скопления по единичным или концентрическим зонам роста, что доказывает их первичность.



Р и с. 6. Схема геологического строения Хангилай-Шилинской гранитной интрузии и разрезы Спокойнинского купола, по [122]

1 — вмещающие метаморфические породы; 2 — догранитные дайки основного состава; 3–5 — граниты массива: 3 — мелкозернистые мусковитовые и двуслюдяные, 4 — среднезернистые порфировидные биотитовые, 5 — мелко-среднезернистые биотитовые; 6 — дайки гранитов, гранит-порфиров; 7 — грейзеновые залежи; 8 — кварц-вольфрамитовые жилы; 9 — буровые скважины

Содержимое включений раскристаллизовано в агрегат сложного строения, в котором различаются высокопреломляющая мусковитоподобная фаза (преобладает), обычно деформированный газовый пузырек и бесцветная изотропная низкопреломляющая фаза, состав которой не определен. Жидкая фаза при комнатной температуре обычно не видна, но ее наличие доказывается тем, что при нагревании РВ газовый пузырек уменьшается и при 207–230°С исчезает, а при последующем охлаждении на 10–30° вновь появляется. Результаты термометрического изучения расплавных включений, представленные в табл. 9, отличаются от опубликованных ранее [127, 131], поскольку получены путем более обоснованной интерпретации прежних гистограмм распределения значений T_T в отдельных опытах и дополнительного термометрического изучения РВ с противодавлением (см. гл. 2).

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

В раннемагматическом кварце около большинства расплавных вклю-

Таблица 9

Обобщенные результаты изучения РВ и СФВ в кварце гранитов Спокойнинского рудного поля

Стадия, тип включения	$T_{\Gamma}^{\text{Фл}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\Gamma}, ^\circ\text{C}$	$\text{C}_2\text{H}_2\text{O}, \text{мас.}\%$	n^*
Спокойнинский массив				
Раннемагматическая:				
РВ	230–205	835–770	$4,4 \pm 0,7$ $5,0 \pm 1,2$ $5,7 \pm 1,8$	114
СФВ (Г + Ж _В + К ± Ж _У)	220–205	≥ 835		55
Позднемагматическая:				
РВ	265–160	840–805	$6,6 \pm 2,1$	21
СФВ (Г _У + Ж _У + Ж _В)	20–19**	Около 300		20
Хангилайский массив				
РВ	180–170	825–785	$2,5 \pm 0,8$ $4,8 \pm 1,1$	24 24
СФВ (Г + Ж _В + К)	270–185	480		8

* n – число включений, подвергшихся термо- и криометрическому изучению.** Температура гомогенизации углекислотной части включения в жидкую фазу (Г_У + Ж_У → Ж_У).

чений группируются многофазные флюидные включения, обладающие, как правило, негативной огранкой и содержащие труднорастворимую (алюмосиликатную?) кристаллическую фазу, занимающую около 5% объема вакуоли. Флюидные включения, группирующиеся вблизи расплавленных, обычно считаются дочерними, образовавшимися в результате частичной разгерметизации РВ. При таком механизме образования ФВ, приуроченные к разным расплавленным включениям, должны иметь разную плотность (и T_{Γ}), ибо приращение объема каждого РВ за счет образования слепых трещин сугубо индивидуально. Однако в данном случае установлена идентичность температур гомогенизации ФВ, группирующихся вблизи различных РВ, расположенных в одной зоне роста [131]. Учитывая это, а также установленные В.А. Петровским особенности консервации дисперсионной среды и дисперсной фазы в кристаллах, растущих из "кипящего" раствора [111], обсуждаемые многофазные ФВ интерпретированы как сопутствующие. Поскольку они присутствуют в большинстве зерен кварца ранней генерации, во многих случаях группируясь в отдельные или концентрические зоны роста, есть основания для вывода о многократной пульсационной дегазации гранитообразующего расплава уже на ранних стадиях его кристаллизации. Температура гомогенизации СФВ раннемагматической стадии точно не установлена, так как при нагреве свыше 400°C они, как правило, взрываются. Лишь в одном случае при $T = 835^\circ\text{C}$ удалось наблюдать почти полное растворение твердой фазы, но не исключено, что для растворения алюмосиликатных фаз требуются более длительные выдержки.

Криометрическими исследованиями этих включений установлено нали-

чие в них незначительного количества CO_2 : узкая каемка жидкой углекислоты в газовом пузырьке появляется только в области отрицательных температур и после неоднократного замораживания ФВ полностью расходуется на образование газогидрата $\text{CO}_2 \cdot 5,75 \text{H}_2\text{O}$ [249]. Температура эвтектики раствора во включениях лежит в интервале $-25,8 \div -22,5^\circ\text{C}$, что, возможно, обусловлено присутствием в растворе хлорида натрия. Однако главным компонентом раствора является оставшееся не идентифицированным соединение, образующее кристаллики удлиненно-призматического габитуса, обладающие высоким (0,015–0,05) двупреломлением при светопреломлении по N'_p , близким к показателю преломления насыщенного раствора во включениях [131].

Подобными кристаллооптическими свойствами обладают многие фториды, а также гидрокарбонаты натрия и калия, но для последних характерно более высокое двупреломление (0,193–0,206) [32], чем установлено нами. Кристаллы растворяются при $16\text{--}28^\circ\text{C}$, и если они имеют состав KHCO_3 , то концентрация соли в растворе составляет 23–30 мас.%, если NaHCO_3 , то 8–10 мас.% [63]. Таким образом, в раннемагматическом дистилляте Спокойнинского выступа Хангилай-Шилинской интрузии при $T = 835\text{--}770^\circ\text{C}$ были растворены алюмосиликатные (труднорастворимые кристаллики) и солевые (фторидные или гидрокарбонатные) компоненты, а также заметное, но сравнительно небольшое количество CO_2 .

Мелкие зерна *позднемагматического кварца* наряду с РВ содержат весьма многочисленные включения жидкой углекислоты с подчиненным количеством водно-солевого раствора (85–53 об.% CO_2 и 15–47 об.% H_2O). Эти включения, обладающие, как правило, негативной огранкой, распределяются в объеме минерала-хозяина очень плотно, а главное — равномерно, не образуя лентоподобных шлейфов, столь свойственных вторичным включениям [131]. Это дает основание считать их первичными — сопутствующими. Столь же равномерно подобные включения во многих случаях "насыщают" периферические зоны крупных зерен кварца, проникая в их центральную часть в виде уплощенных шлейфов.

Следовательно, водно-углекислотные ФВ, 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 изменился.

Температуру эвтектики водно-солевого раствора в позднемагматических СФВ определить не удалось из-за незначительности занимаемого им объема, но по кристаллооптическим свойствам кристаллики, выпадающие из раствора при охлаждении включений, совершенно аналогичны вышеописанным. Это позволяет считать, что в качественном отношении позднемагматические флюиды аналогичны раннемагматическим, а различия между ними имеют количественный характер. Следует отметить, что в позднемагматическом кварце совместно с существенно углекислотными ФВ иногда встречаются единичные газово-жидкие включения с твердыми фазами, но без жидкой CO_2 , которые, по-видимому, сингенетичны первым. Если это действительно так, то на позднемагматической стадии с расплавом сосуществовали пузырьки флюида разных составов. Правомерность такого предположения обсуждается в гл. 5.

Характер сопутствующих ФВ в кварце гранитов Спокойнинского купола имеет ряд особенностей, важное значение которых было осознано не сразу, в связи с чем эти особенности не отражены в ранних публикациях автора [127, 131]. Дело в том, что на фоне объемно равномерного распределения относительно крупных (10–20 мкм) СФВ в зернах кварца встречаются участки или концентрические зоны роста, в пределах которых размер сопутствующих включений уменьшается до долей микрометра, а их количество многократно возрастает. Согласно подсчетам, выполненным по методике Н.Н. Шатагина [192], насыщенность таких участков субмикронными включениями составляет $6,7 \cdot 10^6 - 28,2 \cdot 10^6$ в 1 см^3 (границы доверительных интервалов при 10%-ном уровне значимости – $3,6 \cdot 10^6$; $10,5 \cdot 10^6$ и $15,3 \cdot 10^6$; $44,2 \cdot 10^6$). Лишь благодаря тому, что размеры включений в определенных пределах варьируют, достигая 1–2, редко 3–5 мкм, удается рассмотреть самые крупные из них и убедиться, что это именно флюидные включения.

Как показано в гл. 1, размер сопутствующих включений соответствует размеру флюидных обособлений в гетерогенном расплаве. Следовательно, при кристаллизации гранитов Спокойнинского купола дисперсность флюидной фазы в магме менялась. Согласно установленным закономерностям кинетики газовыделения из жидкостей, размеры пузырьков обратно пропорциональны степени пересыщения [109]. А поскольку наиболее изменчивым фактором, влияющим на пересыщение магмы летучими, является давление, можно заключить, что зоны кварца, содержащие субмикронные СФВ, фиксируют период резкой декомпрессии.

Наличие сингенетичных расплавных и флюидных включений предоставляет принципиальную возможность количественно оценить величину флюидного (а в данном случае и общего) давления в период их захвата. Для этого необходимо знать температуру кристаллизации минерала-хозяина, состав и плотность захваченного флюида.

Для раннемагматической стадии кристаллизации Спокойнинского выступа температура кристаллизации принята равной 770°C (см. табл. 9). Солевой состав раннемагматического флюида однозначно не определен. По криометрическим данным, в нем присутствуют хлориды натрия и калия, но главным солевым компонентом является либо соединение щелочных металлов и фтора, либо гидрокарбонат (или карбонат) натрия. Если исходить из последнего предположения, то, судя по $T_{\text{пл}}$ кристаллогидрата (в среднем $+20^\circ\text{C}$), концентрация главного солевого компонента составляет около 8 мас.% [63]. По данным [176], наклон изохоры для 7%-ного водного раствора углекислого натрия при $F = 0,85$ ($T_{\text{г}} = 215^\circ\text{C}$) как с добавкой до 1,2 мас.% CO_2 , так и без такой добавки составляет 11,2 бар/град. Отсюда давление в момент захвата сопутствующих ФВ в раннемагматическом кварце оценивается в 620 МПа. Следует, конечно, учесть то, что существующая неопределенность относительно состава флюида служит потенциальным источником ошибок в определении величины $P_{\text{фл}}$. Поэтому полученное значение указывает на существование в рассматриваемый период высокого давления, точная величина которого все же остается неизвестной.

Для позднемагматической стадии кристаллизации Спокойнинского выступа давление оценено по расплавным и сопутствующим водно-угле-

кислотным включениям. При этом учтено, что одни из них – более ранние(?) – в момент гомогенизации жидкой и газообразной CO_2 в жидкую фазу при $+20^\circ\text{C}$ характеризуются объемным соотношением $Z_y : Z_b = 85 : 15$, а другие – более поздние(?) – $53 : 47$. Это позволило рассчитать с использованием справочных данных [157] мольную долю двуокиси углерода в магматогенном флюиде. Для ранних включений $X_{\text{CO}_2} = 0,64$, для поздних $X_{\text{CO}_2} = 0,26$. Рассчитанные значения удельного объема с поправкой на термическую усадку кварца составили 44,6 и 29,1 $\text{см}^3/\text{моль}$. При построении соответствующих изохор использованы экспериментальные данные К.И. Шмуловича и др. [199] для системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. С учетом температур захвата сопутствующих ФВ, которые установлены по T_g расплавных включений (840 и 805°C), давление в начальной период позднемагматической стадии (флюид с $X_{\text{CO}_2} = 0,64$) оценено в 450 МПа, а в завершающий период (флюид с $X_{\text{CO}_2} = 0,26$) – в 600 МПа, что предполагает субизохорический характер кристаллизации. Как видим, оценки $P_{\text{фл}}$ для ранне- и позднемагматической стадии неплохо согласуются, хотя они получены при использовании $P-V-T$ соотношений в системах разного состава: водно-солевой и водно-углекислотной.

В кварце гранитов Хангилайского массива, выступом которого считается Спокойнинский купол, РВ и сопутствующие им многофазные ФВ раннемагматической стадии представлены широко, тогда как первичные включения водно-углекислотного состава редки. Возможно, что если содержание солевых компонентов в исходном расплаве обоих магматических тел было примерно одинаковым, то по содержанию углекислоты они различались, и это послужило причиной слабого проявления процесса ретроградного выкипания CO_2 в Хангилайском массиве, точнее в его недрах, так как массив значительно эродирован. Вместе с тем в эродированной апикальной части могли создаваться условия для накопления летучих и, следовательно, для интенсивного проявления стадии позднемагматического флюидоотделения.

Для выяснения степени сходства составов магматического флюида и рудоносных растворов, сформировавших Спокойнинское месторождение, проведено изучение первичных ФВ в жильных минералах, одновременность выделения которых с вольфрамитом устанавливалась по наличию индукционных граней между ними. Бросающейся в глаза особенностью этих включений является постоянное присутствие в них жидкой углекислоты, что отмечалось ранее Г.Ф. Ивановой [50]. Кроме того, термо- и криометрические исследования, проведенные Е.Д. Бажеевым при участии автора, показали, что солевые компоненты гидротермальных растворов идентичны установленным в магматическом флюиде. Это доказывается близостью температур эвтектики (табл. 10) и тождественностью оптических свойств и габитуса кристаллов, выпадающих из раствора при замораживании включений. Более высокая температура растворения этих кристаллов в сопутствующих включениях свидетельствует о более высокой концентрации этого компонента в магматическом флюиде по сравнению с гидротермами продуктивной стадии. В пострудных растворах содержание соли опускается ниже предела обнаружения криометрическим методом, а CO_2 присутствует только в виде газа.

Представленные данные определенно свидетельствуют о наследовании

Таблица 10

Сравнительная криометрическая характеристика солевых компонентов вольфрамоносных гидротерм, по Е.Д. Бажееву [131], и магматического флюида

Тип включений	T, °C		
	T _{эвт}	T _{раств} ^к	T _г
Сопутствующие включения магматического флюида	-25,8 ÷ -22,5	+16 ÷ +28	около 300
Первичные включения гидротермальных растворов стадии рудоотложения	-26,5 ÷ -23,2	+6,8 ÷ +10,4	315-290
Вторичные включения пострудных растворов	-21,8	Отсутствуют	270-125

рудоносными гидротермальными растворами солевого и газового состава магматического флюида и позволяют заключить, что именно магматогенные растворы явились основой рудоносной гидротермальной системы, зародившейся как бы в недрах магматического процесса. Следовательно, в данном случае имеется возможность составить представление о масштабах реальной рудно-магматической системы, породившей промышленное оруденение.

По существующим представлениям [122, 167], основанным на результатах буровых и геофизических работ, Хангилайский и Спокойнинский массивы являются в разной степени эродированными выступами единой интрузии. Если Спокойнинский выступ представлен на дневной поверхности своей апикальной частью, то в Хангилайском эрозией обнажены более глубокие горизонты интрузии. Тем не менее, как показано выше, отделение магматогенных флюидов происходило на обоих уровнях. Данных, необходимых для точной оценки мощности этого "кипящего" слоя, явно недостаточно. Однако, учитывая площадь обнаженной на поверхности части интрузии (10 км²), можно предположить, что глубина эрозионного среза измеряется сотнями метров, возможно, достигает километра. Следовательно, гетерогенное состояние на раннемагматической стадии имел значительный объем гранитного расплава (около 10 км³). Если учесть, что по геофизическим данным размеры интрузии на глубине многократно превышают площадь Хангилайского массива, то эту величину следует считать заниженной, вероятно, в 4-5 раз.

Приведенные оценки, несмотря на всю их приближительность, все же дают основание заключить, что, хотя оруденение отчетливо приурочено к весьма небольшому по площади (0,06 км²) выступу интрузии, источником основных компонентов рудоносных растворов служили значительные объемы магматического расплава, достигающие, вероятно, 40-50 км³.

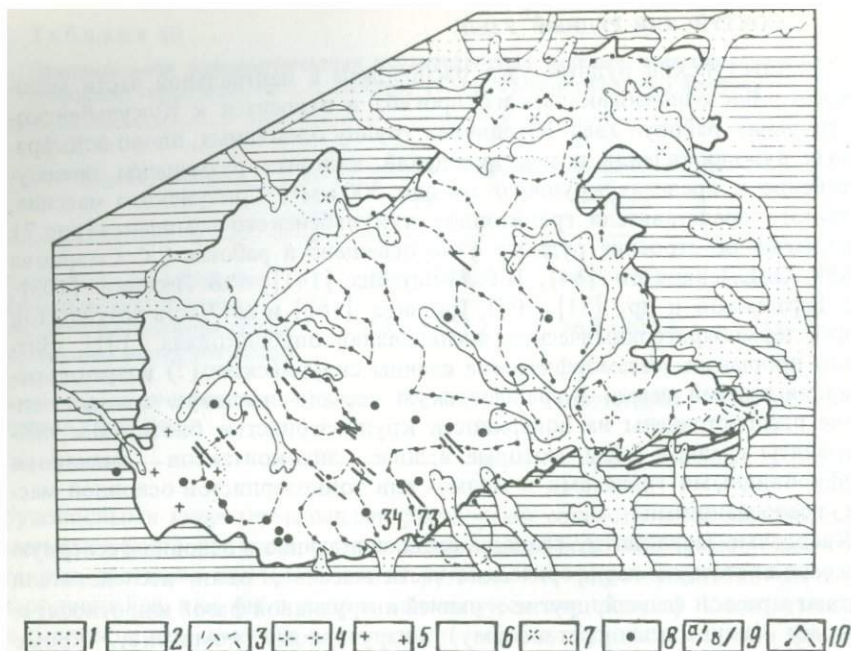
СОКТУЙСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ

Соктуйский рудный узел расположен в центральной части мезозойского Восточнобайкальского прогиба и относится к Кукульбейскому рудному району. Узел объединяет группу оловянных, олово-вольфрамовых рудопроявлений и месторождений, которые размещены преимущественно в пределах крупного (около 300 км²) Соктуйского массива, типичного представителя гранитоидов кукульбейского комплекса (рис. 7). Геологическое строение рудного узла освещено в работах С.С. Смирнова [153], О.Д. Левицкого [84], И.Г. Рутштейна [141], Р.В. Лесняка [103], Н.С. Вартановой и др. [31], Ю.П. Трошина [163] и др. Часть результатов наших термобарогеохимических исследований опубликована [131]. Интрузив прорывает метаморфические сланцы силурийского (?) возраста, отложения нижней перми и среднеюрскую песчано-сланцевую толщу. Наиболее распространены на поверхности крупнозернистые биотитовые лейкограниты главной фазы, которые в зоне эндоконтактов сменяются порфиroidными гранитами с мелко- или тонкозернистой основной массой, граносиенитами.

Кварцевые монцитоны, гранодиориты, слагающие в основном северную и северо-восточную периферические части массива, одни исследователи считают краевой фацией, другие — ранней интрузивной фазой или относят к другому (амуджикано-сретенскому) интрузивному комплексу. 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 Соктуйского массива и содержат акцессорный 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 разновидности. Во многих случаях с грейзенами пространственно сопряжены прожилки и маломощные жилы кварца, которым присущее друзовидное строение. По простиранию они не выдержаны, часты раздувы, пережимы. Нередко наблюдается расхождение в пространстве зон грейзенизации и кварцевых жил: встречаются грейзены без "кварцевого вкладыша" и кварцевые жилы и прожилки без признаков околожильной грейзенизации, 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.

По результатам геолого-термобарогеохимического картирования Соктуйского массива и визуально-микроскопического изучения 150 иммерсионных препаратов породообразующего кварца неизменных гранитов (см. рис. 7) оконтурены области распространения отдельных типов включений, выявлены наиболее представительные образцы, из которых девять



Р и с. 7. Схема геологического строения Соктуйского массива, по [141]

1 – современные отложения; 2 – метаморфические породы палеозоя; 3–7 – гранитоиды кукульбейского комплекса: 3 – кварцевые порфиры, 4 – гранит-порфиры, 5 – порфиридные граниты, 6 – средне- и крупнозернистые граниты, 7 – сиенитодiorиты; 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 неизмененных гранитов

отобрано для инструментального изучения включений. Гидротермально измененные граниты, рудные грейзены и жилы опробовались отдельно (50 проб).

Породообразующий кварц гранитов всего массива содержит многочисленные расплавные включения с гетерофазной (газ + жидкость) флюидной составляющей и мусковитом. Относительно объема вакуоли, измеренного при 20 °С, мусковит занимает около 50% (от 46 до 60% по пяти замерам), а отложившийся на стенках вакуоли кварц – 60% (54–67% по шести определениям "приращения" объема РВ при T_r). Эти данные приняты за основу при расчете концентрации воды в РВ (табл. 11). Всего в 14 опытах исследовано 380 РВ, в том числе 47 под давлением инертного газа (4 опыта). Значения температур гомогенизации расплавных включений, представленные в таблице, существенно меньше опубликованных автором ранее [127, 131]. Это связано с получением новых, более надежных результатов в опытах по нагреванию РВ под давлением инертного газа и с вызванным этими опытами пересмотром прежних термометрических данных (см. гл. 2).

В кварце гранитов Соктуйского массива повсеместно присутствуют многочисленные, преимущественно вторичные флюидные включения, из-за обилия которых выяснить природу ФВ определенного типа невоз-

Таблица 11

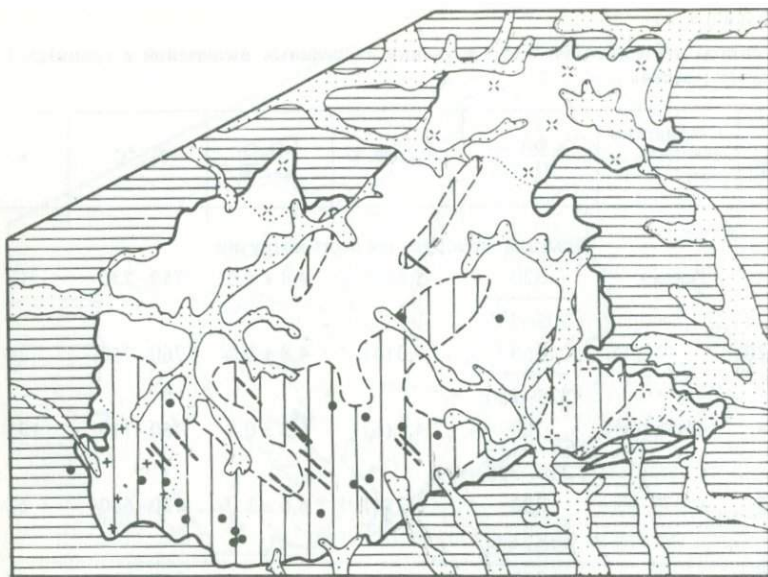
Результаты термометрического изучения расплавных включений в гранитах Соксуйского массива

№ обр.	Стадия кристаллизации	$T_{\Gamma}^{\text{Фл}}, ^\circ\text{C}$	$W_{\text{П}}, \text{об. \%}$	$\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}, \text{мас. \%}$	$T_{\Gamma}, ^\circ\text{C}$	n
Флюидогенерирующая часть интрузии						
КК-34	Ранняя	320	5,8 (2)	$4,8 \pm 1,0$	750–730	12
		305–335				
КК-120	"	350	6,0 (4)	$4,8 \pm 0,8$	760–750	24
		325–350				
КК-34	Поздняя	280	4,7 (6)	$6,3 \pm 0,8$	750–710	135
		250–315				
КК-73	"	320	6,7 (4)	$6,4 \pm 1,0$	720–680	12
		320–325				
КК-37	"	310	–	–	765–725	58
		305–315				
За пределами области флюидоотделения						
КК-39	Ранняя	270	1,2 (2)	$2,7 \pm 0,6$	~800	30
		265–275				
КК-54	Поздняя	290	7,9 (2)	$6,9 \pm 1,5$	750–720	28
		280–295				

Примечание. В числителе – среднее значение, в знаменателе – пределы вариации; в скобках – число определений относительного объема газового пузыря в РВ; n – количество включений, изученных термометрически.

можно. Однако в гранитах южной части массива (см. рис. 7, точка 34) отчетливо различаются две генерации породообразующего кварца, одна из которых наряду с РВ содержит равномерно объемно (азонально) распределенные многофазные сопутствующие ФВ ($1,4 \cdot 10^7 - 6,8 \cdot 10^7$ в 1 см^3). Поскольку подобные же ФВ в виде явно вторичных образований присутствуют наряду с расплавными включениями в кварце другой генерации, последний рассматривается как раннемагматический. В гранитах южной части массива количественно преобладает генерация кварца, содержащего сопутствующие ФВ, а это дает основания для вывода, что большая часть этапа магматической кристаллизации происходила при гетерогенном состоянии расплава.

В отдельных участках интрузии строение гетерогенной магмы характеризовалось своими особенностями. Так, для гранитов притальвеговой части пади Эдортуй (см. рис. 7, точка 34) характерны только многофазные сопутствующие ФВ, а на ее восточном водоразделе (гипсометрически выше на 230 м) сопутствующие включения в породообразующем кварце



Р и с. 8. Ареал многофазных включений фторидно-хлоридных растворов в кварце неизменных гранитов Соктуйского массива, отражающий размеры флюидогенирующей части интрузии

Условные обозначения см. рис. 7

гранитов представлены не только многофазными ФВ, но и существенно газовыми (см. рис. 7, точка 73). Кроме того, здесь не обнаружено "чистого" кварца, т.е. гетерогенное состояние расплава имело место и на ранней стадии магматической кристаллизации.

Поскольку в водно-хлоридно-гранитной системе сосуществование с расплавом двух флюидов (паро-газового и высокоминерализованного водно-солевого), по [142]; возможно при низком (менее 130 МПа) давлении, в данном случае отмеченные различия, вероятно, обусловлены тем, что изобара 130 МПа в период кристаллизации гранитов занимала промежуточное положение между гипсометрическими уровнями сравниваемых точек опробования. Не менее вероятно, что давление изменялось в связи с изохорическим характером кристаллизации.

Проведенные исследования недостаточны детально для выявления всех особенностей процесса магматической дистилляции, однако сам факт длительного гетерогенного состояния расплава в определенной части интрузии представляется бесспорным. В контексте решаемых задач важно знать, каковы размеры этой флюидогенирующей части. В первом приближении ответ на поставленный вопрос дают результаты проведенного термобарогеохимического картирования, позволившие обосновать границы ареала многофазных включений в порообразующем кварце гранитов (рис. 8).

Разумеется, нет никаких оснований утверждать, что в *каждой* пробе, содержащей многофазные ФВ, последние являются первичными (сопутствующими) по отношению к минералу-хозяину. Даже если это было

Таблица 12

Результаты термометрического изучения сопутствующих включений магматического дистиллята Соктуйской интрузии

№ обр.	Условия флюидно-магматического равновесия	Температура растворения, °С		T _г , °С	С, мас. %	n
		газа	галита			
КК-34	Расплав + раствор	240	260	510	35,5	17
		225–260	255–275		34–36	
КК-73	Расплав + раствор + газ	235	315	500	39	6
		225–250	285–340		36,5–40,5	
КК-38	Расплав + раствор + газ	220	325	500	39,5	18
		205–235	290–365		37–43	

бы так, то вряд ли возможно повсеместно получить необходимые доказательства, как из-за способа наблюдений (иммерсионные препараты), так и в силу сложности определения природы включений вообще. Тем не менее, если в образце неизмененного гранита присутствуют включения, аналогичные по составу включениям магматогенного флюида, мы вправе считать, что он выделился либо в точке отбора образца, либо на более глубоком уровне интрузивного тела. С учетом этих соображений можно сделать вывод о значительных масштабах проявления магматической "дегазации", начиная с ранних стадий кристаллизации южной части Соктуйской интрузии (см. рис. 8).

В достоверно первичных (сопутствующих) многофазных ФВ из гранитов пади Эдортуй в большинстве случаев различается не менее двух кристаллических фаз. Самый крупный кристаллик имеет форму куба, оптически изотропен и, как установлено интерферометрическим методом, обладает светопределением, равным *N_o* кварца. На этом основании он идентифицирован как галит. Второй кристаллик призматического габитуса анизотропен и по объему не превышает обычно 1/3–1/4 части кубика хлорида натрия. Прочие твердые фазы, различимые только в крупных вакуолях, образуют настолько мелкие выделения, что их индивидуальные свойства не поддаются определению, за исключением немагнитности и непрозрачности рудной фазы. При замораживании сопутствующих включений из раствора выпадают изотропные кристаллы с показателем преломления, равным светопределению жидкой фазы, а это, скорее всего, свидетельствует о принадлежности их к классу фторидов [32]. Таким образом, магматический дистиллят характеризуется существенно галогенидным (фторидно-хлоридным) составом и высокой общей минерализацией (приведенные в табл. 12 ориентировочные значения S_{NaCl} определены без учета присутствия прочих компонентов по диаграмме Н.Б. Кивила [256]).

Отметим, что, по данным [142], в расплаве, сосуществующем с водно-хлоридным раствором установленного состава, мольное отношение воды и хлора равно примерно 0,97. Поэтому при определении коэффициента

наполнения F по температуре гомогенизации флюидной составляющей РВ из гранитов флюидогенерирующей части интрузии использована диаграмма $F-T_g$ для 10%-ного раствора NaCl [87]. При расчете C_{H_2O} в остальной части интрузии, характеризующейся ординарной концентрацией хлора, такая поправка не вводилась.

В связи с тем, что граниты южной части Соктуйского массива кристаллизовались из гетерогенного ("кипящего") расплава, многие расплавные включения в породообразующем кварце являются аномальными, т.е. образовались путем консервации в одной вакуоли двух сосуществующих фаз (расплава и флюида). Об этом, в частности, свидетельствует разброс значений T_g сингенетичных неразгерметизированных РВ, наблюдавшийся в большинстве опытов. Кроме того, оказалось, что в некоторых вакуолях при высокой температуре силикатный расплав содержит различные по объему обособления второй жидкости с более низкими показателями светопреломления и вязкости.

В процессе охлаждения препарата из этой менее вязкой жидкости в интервале 560–540 °С выделяется агрегат высоко- и низкопреломляющих твердых фаз, которые по мере понижения температуры перекристаллизуются в более крупные индивиды. При 160–150 °С в этом обособлении появляется газовый пузырек, что связано с гетерогенизацией "остаточного" раствора. Изложенные факты свидетельствуют о том, что жидкость, не смешивающаяся с силикатным расплавом при высоких температурах, является солевым рассолом.

Как следует из табл. 11, кристаллизация всего Соктуйского массива происходила в сравнительно узком температурном диапазоне и завершилась при ~700 °С, концентрации воды в расплаве 6,3–6,9 мас. %. Исходя из этого, можно было бы ожидать одинаково интенсивного проявления магматической "дегазации" во всем объеме интрузивного тела, но на самом деле картина иная. В одних частях интрузии гетерогенное состояние расплава возникло уже на ранних стадиях кристаллизации, вследствие чего почти весь породообразующий кварц гранитов содержит множество сопутствующих ФВ. В кварце гранитов из других участков флюидные включения вообще малочисленны, а сопутствующие ФВ либо отсутствуют, либо настолько редки, что при той же детальности работ оказались невыявленными.

В первом случае, по-видимому, предельная концентрация H_2O была достигнута при низкой степени закристаллизованности магмы, а во втором — на самых поздних стадиях кристаллизации, когда расплав был близок к исчерпанию. А поскольку барические условия в пределах всей интрузии (на данном уровне) были примерно одинаковыми, то и предельное содержание H_2O в насыщенном расплаве от точки к точке менялось незначительно. Скорее всего, первопричиной обсуждаемых различий является разное исходное водосодержание магмы. Кроме того, часть Соктуйской интрузии, которая испытала длительную "дегазацию", оказалась обогащенной и хлором, определяющим раннее флюидоотделение.

Существование нормальных расплавных и сопутствующих флюидных включений дает возможность в принципе определить величину флюидного давления, однако в данном случае сложность состава ФВ не позволяет сделать это корректно. Все же предпринята попытка оценить вели-

чину $P_{фл}$ без учета присутствия в сопутствующих ФВ иных, кроме хлорида натрия, компонентов. Методом, предложенным Е. Роддером и Р. Дж. Боднером [250], с учетом экспериментальных данных М.А. Урусовой [166], рассчитана плотность флюида в СФВ после растворения галита для образцов КК-34 и КК-73 (см. табл. 12). Получены следующие значения плотности и концентрации NaCl: 1,10 г/см³, 35,5 мас. % и 1,13 г/см³, 39 мас. % соответственно. Экстраполяция экспериментальных данных по сжимаемости растворов такого состава [166] позволила построить соответствующие изохоры и определить величину флюидного давления при 700 °С в 320 и 300 МПа. Поскольку истинная концентрация законсервированных растворов заведомо выше, чем принято при расчетах (не учитывалось присутствие во включениях труднорастворимого анизотропного кристаллика), полученные оценки $P_{фл}$ следует считать приблизительными.

Другой подход к определению давления возможен при использовании метода К.У. Бернэма [18, 19] и данных о содержании воды в расплаве (4,8%) при температуре начала кристаллизации (750 °С, см. табл. 11). Согласно проведенным расчетам, в результате полной кристаллизации такого расплава в изохорических условиях давление в магматической камере должно возрасти до 410 МПа. Это максимально возможное значение, для достижения которого породы должны быть абсолютно несжимаемы и флюидонепроницаемы. Тем не менее результаты расчетов, выполненных независимыми способами, позволяют считать, что на стадии флюидоотделения на наблюдаемом уровне магматической камеры давление достигало величины, лежащей в интервале 300–400 МПа.

Таким образом, обогащенная водой и хлором часть Соктуйской интрузии кристаллизовалась в интервале 760–680 °С при флюидном давлении, достигавшем 300–320 МПа. При этом, начиная с ранних стадий кристаллизации, силикатный расплав содержал обособления (пузырьки, капли) высокоплотной водно-солевой (существенно хлоридной) жидкости, а участками – и пузырьки газообразной фазы. В остальной части интрузии флюидоотделение, очевидно, происходило только на завершающих стадиях кристаллизации, что определило незначительные масштабы магматической дистилляции.

Для решения вопроса об участии магматического дистиллята Соктуйской интрузии в формировании приуроченного к массиву оловянно-вольфрамового оруденения важное значение имеет сопоставление криометрических характеристик магматических флюидов и рудообразующих гидротерм. Такое сопоставление возможно благодаря детальному криометрическому исследованию гидротермалитов рудного узла, выполненному Е.Д. Бажевым [5], и здесь приводятся только основные характеристики (табл. 13).

Из таблицы видно, что растворы, сформировавшие вольфрамоносные кварц-топазовые грейзены, по термо- и криометрическим характеристикам почти идентичны магматическому флюиду. Небольшие различия в значениях $T_{эвт}$, очевидно, обусловлены естественными вариациями содержаний второстепенных компонентов. На следующих стадиях гидротермального процесса температура эвтектики постепенно повышается, все более приближаясь к $T_{эвт}$ бинарной системы NaCl–H₂O. Это указывает на неуклонное упрощение состава раствора за счет связывания части его компонентов

Таблица 13

Сравнение криометрических характеристик магматического дистиллята Соктуйской интрузии и рудообразующих гидротерм Соктуйского рудного узла

Типы включений	$T_T, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{ЭВТ}}, ^\circ\text{C}$	C, мас. % экв. NaCl
СФВ в кварце гранитов	510	-60,7 ÷ -59,4	36-39
Первичные ФВ в топазе вольфрамоносного грейзена	470	-59,0 ÷ -58,3	39
Первично-вторичные ФВ в корневой части кристалла кварца из вольфрамитовой жилы	680-665	-24,5 ÷ -23,8	24
Первично-вторичные ФВ в центральной части кристалла кварца с твердыми включениями вольфрамита, приуроченные к концентрическим зонам роста	355-340	-23,8 ÷ -23,2	4
Первичные ФВ в том же кристалле из зон роста с твердыми включениями вольфрамита	350-340	-23,2 ÷ -21,8	4
То же в другой зоне роста (внешней)	325-320	-22,5	5
Первичные ФВ из самой внешней зоны роста того же кристалла (без твердых включений)	160-150	-21,2	1

в ранних минеральных парагенезисах. На стадии отложения в жилах вольфрамита, судя по $T_{\text{ЭВТ}}$ и наличию кристаллогидрата с низким светопреломлением [5], растворы по-прежнему имеют фторидно-хлоридный состав. В пострудных гидротермальных растворах концентрация большинства компонентов (кроме NaCl) опускается ниже предела их обнаружения криометрическим методом. В целом представленные данные определенно свидетельствуют о наследовании гидротермальными растворами солевого состава магматического дистиллята, что свидетельствует о решающем вкладе магматогенных флюидов в формирование гидротермальной системы.

Для решения вопроса о том, на каком этапе высокотемпературные флюиды приобретают рудную нагрузку, проведен лазерно-спектральный микроанализ сопутствующих включений магматического флюида в позднемагматическом кварце гранитов пади Эдортуй [134]. Как видно из табл. 32 (анализы 3 и 4), содержание вольфрама в магматическом флюиде сопоставимо с таковым в гидротермальных растворах, сформировавших рудные жилы Джидинского рудного поля (см. табл. 32, анализы 5-9). Заслуживает внимания тот факт, что в растворах магматического этапа, кроме вольфрама, содержатся железо и олово, т.е. все главные рудообразующие элементы. Возможно, на последующих стадиях растворы в той или иной мере экстрагировали металлы из уже закристаллизовавшихся гранитоидов, однако на основании полученных данных следует все же признать, что главным источником и растворов, и рудообразующих компонентов явилась магма.

В пользу последнего вывода свидетельствуют также особенности пространственного размещения оловянно-вольфрамовой минерализации в Соктуйском массиве. Главная из них заключается в том, что все известные

месторождения и рудопоявления, а также отдельные зонки грейзенизации и кварцевые жилы с вольфрамитом локализуются в пределах флюидогенерирующей части интрузии, выделенной по результатам термобарогеохимического картирования (см. рис. 8). Из этого, конечно, не следует, что каждая рудная жила формировалась растворами, выделявшимися из вмещающей части интрузии в предкристаллизационный период. Наверняка значительная часть флюидных пузырьков под действием сил гравитации и (или) конвекции в расплаве перемещалась в верхнюю часть магматической камеры, а в случае разгерметизации последней удалялась в надинтрузивную зону. Вероятнее всего, кварцевые жилы и зоны грейзенов в гранитах формировались путем заполнения контракционных и тектонических трещин растворами, отделившимися от расплава преимущественно в более глубокой, еще не закристаллизовавшейся части интрузии. В связи с этим возникает вопрос о вертикальной протяженности той части магматической системы, которая была охвачена интенсивным флюидоотделением.

Учитывая крупные размеры Соктуйского массива (300 км^2) и отсутствие в гранитах крупных ксенолитов и провесов кровли, можно предположить, что степень его эродированности достаточно велика. Кроме того, современным эрозионным врезом массив расчленен по вертикали на 400–450 м. Вместе с тем отчетливые признаки проявления интенсивной "дегазации" на ранних стадиях магматической кристаллизации обнаруживаются в гранитах, обнажающихся на водоразделах и в притальвеговой части пади Эдортуй, где, кроме того, известны проявления вольфрамовой минерализации. Поскольку последняя, вероятно, сформировалась при участии растворов, поступивших из глубины, есть основания полагать, что вертикальная мощность флюидогенерирующей части Соктуйской интрузии составляет не менее 1 км. При этом остается неясным, происходило ли флюидоотделение одновременно во всем указанном интервале или подобно тому, как это представляют Л.В. Таусон [160], В.Н. Шаратов и др. [190, 191], зона флюидонасыщенного расплава отжималась при нисходящем движении фронта кристаллизации в глубь магматической камеры.

Так или иначе, но, ориентируясь на указанное значение (1 км) и учитывая площадь юго-западной флюидогенерирующей части интрузии (около 80 км^2), мы получаем приблизительное представление о масштабах реальной магматической системы, ставшей источником рудоносных растворов (около $80\text{--}100 \text{ км}^3$). Как уже отмечалось, в пределах Соктуйского массива известно более 15 вольфрамовых и оловянно-вольфрамовых рудопоявлений и небольших месторождений. Представляется вполне правдоподобным, что часть рудных тел была размещена в эродированной апикальной части интрузии и в надинтрузивной зоне, и если там имелись флюидоконцентрирующие структуры типа мощных зон трещиноватости или куполообразных выступов, то в ныне эродированной области могло находиться месторождение типа Спокойнинского (см. гл. 3).

Соктуйская интрузия может служить моделью глубинной части слабоэродированных рудных полей типа Джидинского, Кургашинчатского и др., где на уровне залегания рудных тел флюидогенерирующая интрузия обнажается только небольшими выступами и дайкоподобными апофизами.

И наоборот, плутоногенные месторождения, приуроченные к крупным, глубокоэродированным гранитным массивам, скорее всего, имеют магматический источник, расположенный на большей глубине. Такую возможность мы не исключали при изучении всех объектов.

АКЧАТАУСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Лейкогранитный массив Акчатау и приуроченное к нему одноименное молибден-вольфрамовое месторождение расположены в пределах герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Центральный Казахстан). Этот широко известный объект детально исследован и охарактеризован в работах Г.Н.Щербы с соавторами [37, 38, 200], Е.П.Малиновского [91], В.Е.Бочарова и др. [28], В.Г.Боголепова и др. [21, 23], В.И.Серых и др. [94], Б.С.Зейлика [49], С.М.Бескина с соавторами [20] и др.

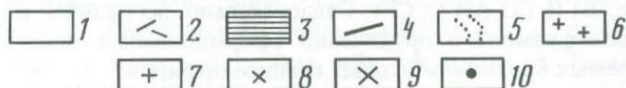
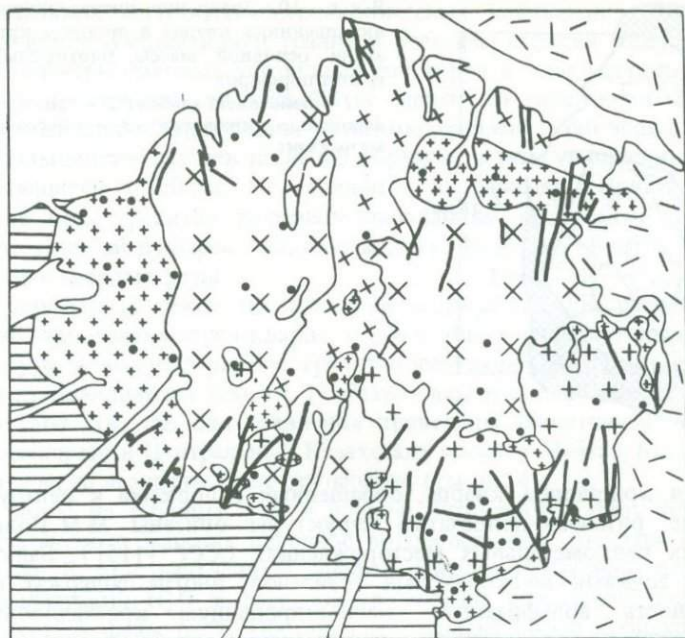
Согласно опубликованным данным, массив, обнажающийся на площади около 14 км², сформировался в результате многократных инъекций расплава (рис. 9). К первой интрузивной фазе относятся среднезернистые порфиroidные лейкограниты, слагающие большую часть массива, а также средне-мелкозернистые резкопорфиroidные граниты дополнительной интрузии и жильные мелкозернистые порфиroidные граниты. Среднезернистые и мелко-среднезернистые лейкограниты юго-восточной части массива выделяются в качестве второй интрузивной фазы, а распространенные здесь же тонко- и мелкозернистые, иногда миаролитовые граниты относятся к ее жильным производным, реже — к третьей фазе [49].

В отличие от большинства исследователей, рассматривающих все породы массива в составе акчатауского комплекса, С.М.Бескин с соавторами [20] относят граниты первой фазы к калдырминскому комплексу. В вопросе же о времени проявления рудного процесса разногласий нет: оруденение сформировалось после консолидации мелкозернистых гранитов крайней юго-восточной части массива.

Детальная минералого-петрографическая, петро- и геохимическая характеристика пород Акчатауской интрузии имеется в сводке [94], поэтому здесь мы ограничимся лишь констатацией того, что в соответствии с [64], породы массива являясь лейкогранитами, а не аляскитами, как они иногда именуется [20].

В.Г.Щерба с соавторами [37, с. 82] отмечают наличие в Акчатауском массиве "небольших даек тонкозернистых биотит-альбитовых гранитов, секущих граниты ранних фаз массива", которые они включают в состав акчатауского комплекса в качестве конечных членов серии. Ни в одной из опубликованных схем магматизма Акчатауского рудного поля эти дайки в качестве самостоятельного таксона не фигурируют. Вместе с тем, как будет показано ниже, они, очевидно, являются важным звеном в цепи явлений, связывающих магматический и гидротермальный процессы. Придавая дайкам биотит-альбитовых порфиroidных гранитов (далее — гранит-порфиоров) особое значение, автор счел необходимым дать им более полную характеристику.

Во время полевого обследования юго-восточной части массива в 1982 г. была обнаружена одна такая дайка (между жилами 131 и 148, в 400 м

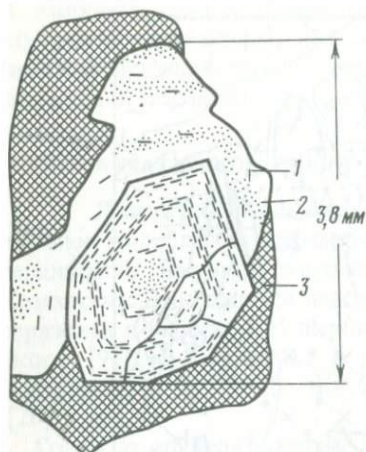


Р и с. 9. Схема геологического строения массива Акчатау, по О.С. Маринкину, В.Е. Бочарову, В.И. Серых и др.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — вулканогенные отложения нижнего карбона; 3 — терригенные отложения силура; 4–8 — акчатауский интрузивный комплекс, (первая фаза: 4 — крупнозернистые порфировидные граниты главного интрузива, 5 — мелкозернистые, резкопорфировидные лейкограниты жильных тел и дополнительных интрузий; вторая фаза: 6 — среднезернистые аляскиты главного интрузива, 7 — жильные тела, дайки мелкозернистых гранитов; третья фаза (?): 8 — дайки биотит-альбитовых гранит-порфиров); 9 — кварцево-грейзеновые жилы; 10 — места отбора проб

к югу от жилы 121). Однако в 1983 г. в этом же районе на площади $50 \times 75 \text{ м}^2$ В.И. Серых и В.Г. Боголепов закартировали пять аналогичных тел. Все они залегают в среднезернистых лейкогранитах второй фазы, имеют субвертикальное падение, северо-западное простирание ($300\text{--}330^\circ$), малую мощность (10–30 см) и незначительную протяженность по латерали (до 50 м). В некоторых дайках наблюдаются выдержанные по мощности (до 1,5–2 см) зонки закалки, сложенные тонкозернистым (0,02–0,06 мм) кварц-калишпат-альбитовым агрегатом, в который погружены небольшие (до 2–3 мм) гипидиоморфные вкрапленники кварца, реже — калиево-натриевого полевого шпата и биотита.

Центральные части даек представлены полнокристаллическим неравномернозернистым (до среднезернистого) агрегатом тех же минералов, причем фенокристы кварца несут явные признаки дорастания (рис. 10). В этом агрегате вдоль зонки закалки наблюдаются ритмично-полосчатые



Р и с. 10. Дорастание интрателлурического вкрапленника кварца в процессе кристаллизации основной массы биотит-альбитовых гранит-порфиров

1 — лейстовый альбит; 2 — сопутствующие флюидные включения; 3 — тонкозернистый мезостази́с

выделения кристаллов кварца, обращенных головками к центру дайки (подобные ритмично-полосчатые структуры описаны М.М. Повилайтис на многих редкометальных месторождениях СССР [115]). Дайки пересекаются зонами мусковитовых грейзенов, иногда содержат мелкую вкрашенность вольфрамита, диагностированную кристаллооптически и по результатам качественного лазерно-спектрального анализа (аналитик Ю.М. Ишков, БГИ СО АН СССР). Следовательно, по крайней мере некоторая часть вольфрамового оруденения сформировалась после внедрения рассматриваемых биотит-альбитовых гранит-порфиров.

Особенности их состава и структуры (наличие биотита, лейстового альбита, фенокristов кварца в зоне закалки) не позволяют рассматривать гранит-порфиры в качестве продуктов кристаллизации остаточного расплава гранитов второй фазы, т.е. в качестве их жильных производных. По-видимому, эти породы сформировались в результате инъекции расплава из более глубоко залегающего очага, который обособился в процессе длительной и глубокой дифференциации Акчатауской интрузии в целом. В этом смысле дайки гранит-порфиров могут быть отнесены к третьей интрузивной фазе. В настоящее время их распространенность в пределах рудного поля остается невыясненной, но можно полагать, что при специальных исследованиях биотит-альбитовые гранит-порфиры будут выявлены на многих участках.

Для термобарогеохимического изучения изверженных пород граниты главных интрузивных фаз, дополнительных интрузий и жильных производных опробованы по всей площади массива (55 проб). Из всех образцов изготовлены иммерсионные препараты, с помощью которых выполнено визуально-микроскопическое изучение расплавных и флюидных включений в пороодообразующем кварце гранитов, проведена типизация включений, определен характер их пространственного распределения, выбраны наиболее представительные образцы для изготовления полированных пластин. В последних выяснялась природа (первичность—вторичность) включений, последовательность их образования, подбирались объекты для детального термобарогеохимического изучения.

В результате визуально-микроскопических наблюдений установлено, что породообразующий кварц гранитов всех фаз и фаций содержит включения концентрированных хлоридных растворов с кристалликом галита, причем распространенность этих ФВ не зависит от расстояния между точкой опробования и ближайшим участком грейзенизации или окварцевания. В большинстве случаев такие ФВ образуют четкие уплощенные взаимопересекающиеся шлейфы, т.е. являются вторичными. Присутствующие в кварце всех гранитов раскристаллизованные расплавные включения содержат газовый пузырек, жидкую водную фазу, мусковит и низкопреломляющие твердые фазы.

Для термометрических исследований подбирались РВ, расположенные в центральных частях зерен кварца, с тем чтобы в первую очередь оценить температуру и водосодержание гранитообразующих расплавов на ранних стадиях кристаллизации (см. гл. 1). Результаты этих определений представлены в табл. 14, где для сравнения приведены аналогичные данные по расположенному в Центральном Казахстане массиву Майтас, вмещающему аналогичное, но незначительное оруденение (см. гл. 4).

Как видно из таблицы, уже в первую интрузивную фазу формирования Акчатауского массива исходное водосодержание расплава было значительным. В ходе дальнейшей дифференциации глубинной части интрузии концентрация H_2O в расплаве продолжала возрастать, достигнув к началу третьей фазы 6,7%. Обогащение расплава водой происходило и в процессе внутрикамерной дифференциации внедренной магмы, о чем можно судить по аномально высоким значениям C_{H_2O} , полученным для жильных гранитов второй фазы (см. табл. 14, анализ 5). Такая тенденция проявилась и в Майтасской интрузии, но если величина $C_{H_2O} = 5,2\%$ достигнута здесь только в *остаточном* расплаве второй фазы (в жильных производных), то в Акчатауской интрузии граниты второй фазы характеризовались таким же *исходным* водосодержанием.

При визуально-микроскопическом изучении породообразующего кварца гранитов всех интрузивных фаз и их жильных производных с помощью иммерсионных препаратов (55 шт.) и полированных пластин (15 шт.) особое внимание уделялось поискам признаков флюидонасыщенности гранитообразующих расплавов, т.е. выявлению сопутствующих флюидных включений. Максимально тщательное и неоднократное изучение всей собранной коллекции показало, что в гранитах первой и второй интрузивных фаз эти признаки практически отсутствуют. Лишь в кварце жильных гранитов второй фазы, непосредственно примыкающих к шпировым выделениям пегматита, обнаружены многочисленные сопутствующие ФВ субмикронных размеров. Этот факт приводит к важному выводу о том, что при кристаллизации значительных масс гранитообразующего расплава, сформировавшего Акчатауский массив в первую и вторую интрузивные фазы, интенсивное флюидоотделение началось лишь на завершающих стадиях магматической кристаллизации.

Резкой противоположностью гранитам ранних фаз являются биотит-альбитовые гранит-порфиры третьей фазы. Выше отмечалось, что гонкозернистые породы эндоконтактных зон закалки гранит-порфировых даек содержат вкрапленники кварца, которые, следовательно, выделились до

Таблица 14

Результаты термобарогеохимического изучения расплавных включений в кварце гранитов рудоносного массива Акчатау и слабо рудоносного массива Майтас

№ п/п	Фаза	$T_{\Gamma}^{\text{ФЛ}}$, °С	F	$W_{\text{П}}$, об.%	$W_{\text{МС}}$, об.%	$\Delta W_{\text{ВАК}}$, об.%	$\text{СН}_2\text{О}$, мас.%	T_{Γ} , °С
Акчатау								
1	I	335	0,61	9,5 (4)	30	70	4,5 ± 0,7	790–770 (24)
2	I Д	420	0,45	14,5 (3)	60	120	4,2 ± 0,7	740–705 (50)
3	II	305	0,69	6,0 (2)	70	64	5,2 ± 1,2	770–750 (6)
4	II Д	315	0,66	3,6 (3)	80	60	4,1 ± 0,3	770–750 (4)
5	II, ж	260	0,77	9,0 (2) *	40	68	9,1 ± 2,0*	720–680 (21)
6	III	270	0,76	8,4 (2)	60	110	6,7 ± 1,5	680–660 (24)
7	III	270	0,76	15,0 (3) *	30	110	11,5 ± 2,1*	700*
Майтас								
8	I	–	0,15	32,3 (4)	50	95	2,6 ± 0,4	820–770 (6)
9	I Д	–	0,15	19,9 (4)	70	75	2,8 ± 0,4	750–715 (10)
10	II	–	0,15	15,0 (2)	70	60	2,7 ± 0,6	810–770 (14)
11	II	250	0,79	4,0 (5)	30	77	4,2 ± 0,6	790–765 (39)
12	II Д	310	0,69	7,2 (2)	20	60	4,5 ± 0,2	Около 750 (9)
13	II, ж	370	0,38	10,7 (5)	70	56	5,2 ± 0,8	730–710 (17)

* Данные относятся к скрытоаномальным РВ.

Примечание. Объемы газового пузыря ($W_{\text{П}}$), мусковита ($W_{\text{МС}}$) и приращение вакуоли при T_{Γ} ($\Delta W_{\text{ВАК}}$) вычислены относительно объема РВ, измеренного в границах, наблюдаемых при 20°С; в скобках – число изученных включений; прочерк в графе $T_{\Gamma}^{\text{ФЛ}}$ означает гомогенизацию в газовую фазу; II, ж – жильные производные второй фазы; I Д, II Д – граниты дополнительной интрузии; границы доверительного интервала указаны для 95%-ной доверительной вероятности.

поступления расплава в трещину. Наиболее вероятным местом их кристаллизации является глубинная часть интрузии, ее остаточный очаг. Характерной чертой внутреннего строения этих вкрапленников является обилие зонально расположенных твердых включений лейстового альбита, особенно многочисленных в периферических и промежуточных зонах роста, что свидетельствует об одновременности кристаллизации этих минералов на соответствующих стадиях процесса (Таблица IV, 1).

Судя по тому, что центральные части фенокристов обычно не содержат твердых включений альбита, кварц начал кристаллизоваться одним из первых. Тем не менее и в центральных, и в краевых частях этих вкрапленников наблюдаются многочисленные ($4,0 \cdot 10^6 - 8,1 \cdot 10^6$ в 1 см^3) включения субмикронных размеров. Большей частью они распределены объемно равномерно, иногда образуют скопления по зонам роста, что свидетельствует об их первичности (Таблица I, 1, 2). В некоторых случаях размер отдельных включений достигает 3–5 мкм, и тогда в них четко различаются жидкая фаза, газовый пузырек и два небольших кристаллика, меньший из которых анизотропен. Поскольку наряду с такими первичными ФВ во всех вкрапленниках присутствуют первичные раскристаллизованные расплавные включения, рассматриваемые ФВ следует классифицировать как сопутствующие. Следовательно, уже на начальной стадии кристаллизации фенокристов кварца магматический расплав глубинного остаточного очага был флюидонасыщенным и находился в микрогетерогенном состоянии. Очевидно, разгерметизация этого очага трещинами, вмещающими дайки биотит-альбитовых гранит-порфиров, должна была вызвать удаление накопившегося флюида и усилить выделение летучих компонентов из глубинной магматической системы, охваченной декомпрессией.

Внедрившийся по трещинам расплав, несомненно, также испытал интенсивную дегазацию как в процессе подъема, так и в ходе кристаллизации на месте залегания. Об этом свидетельствует обилие сопутствующих ФВ в кварце основной массы гранит-порфиров из центральной части даек и во внешних зонах дорастания фенокристов (см. рис. 10).

Таким образом, внедрение биотит-альбитовых гранит-порфиров должно было послужить началом интенсивного поступления магматического флюида из глубины интрузии в ее апикальную часть. Вероятно, с этим связаны процессы грейзенизации и рудообразования, которые по крайней мере частично проявились после третьей интрузивной фазы.

Несмотря на редкую встречаемость СФВ, достаточно крупных для термо- и криометрического изучения, удалось провести серию опытов с несколькими из них. Установлено, что при замораживании включений твердые фазы из раствора не выпадают, температура эвтектики $-25,1 \div -27,2^\circ \text{C}$, что, очевидно, свидетельствует о присутствии в растворе таких солевых компонентов, как хлориды и фториды щелочных металлов, и одновременно доказывает отсутствие значительной (более 1%) примеси хлоридов магния, железа, кальция, лития. По температуре полного плавления льда ($-20 \div -11^\circ$) соленость раствора оценивается в 23–13% экв. NaCl.

В процессе нагревания сопутствующих ФВ газовый пузырек растворяется в жидкой фазе при $215-270^\circ \text{C}$ (в разных частях кристалла), а присутствующие в вакуолях два кристаллика не растворяются при температуре ниже 550°C , после чего включения, как правило, взрываются. По всей

видимости, эти кристаллики являются алюмосиликатами. На основании представленных данных можно приблизительно оценить флюидное давление в глубинном остаточном очаге перед третьей интрузивной фазой. Принимая температуру флюидоотделения равной T_r расплавных включений в фенокристаллах кварца (660°C) и используя P - V - T -данные для 10%-ного раствора хлорида натрия [87], получаем $P_{\text{фл}} = 415\text{--}480$ МПа.

Роль продуктов магматической дистилляции остаточного очага в образовании месторождения требует дальнейшего выяснения, но уже сейчас их участие в рудообразовании представляется весьма вероятным. Основанием для такого вывода могут служить следующие факты. Несмотря на высокую степень изученности Акчатауского рудного поля, здесь не обнаружено межинтрузивных проявлений рудной минерализации, которые должны были бы возникнуть, если бы кристаллизация крупных масс гранитов первой и второй фаз сопровождалась интенсивным отделением гидротермальных растворов. Дайки биотит-альбитовых гранит-порфиров занимают весьма незначительный объем по сравнению с гранитами ранних фаз, но они непосредственно предшествуют рудообразованию и только они несут все признаки кристаллизации из флюидонасыщенного расплава.

Кроме того, по данным Е.Д. Бажеева (устное сообщение), первичные включения в гидротермальных минералах кварцевых грейзенов Акчатауского месторождения содержат раствор с температурой эвтектики $-26,4 \div -25,9^\circ\text{C}$. Это вполне согласуется со значениями $T_{\text{эвт}}$, полученными для СФВ во вкрапленниках гранит-порфиров ($-27,2 \div -25,1^\circ\text{C}$). Следовательно, по крайней мере на стадии грейзенообразования магматический дистиллят глубинного остаточного очага являлся существенной составной частью гидротермальных растворов.

На первый взгляд этот вывод противоречит данным о рудо локализирующей роли апикальной поверхности Акчатауского массива, особенно его гребневидных выступов, что отмечается многими исследователями [20, 22, 49]. Но, во-первых, эта закономерность проявлена не повсеместно: например, рудные жилы участка Капитального не связаны с каким-либо выступом поверхности массива и удаляются от последней в надинтрузивную зону на значительное расстояние. Во-вторых, контактовая поверхность массива была разделом двух сред с резко различающимися физико-механическими свойствами и, что не менее важно, на протяжении длительного времени, которое потребовалось для полного остывания интрузивного тела, определяла положение области наибольшего термического градиента.

Влияние этих факторов на локализацию оруденения должно было сказаться вне зависимости от того, является ли источником рудоносных растворов сам Акчатауский массив или глубинная часть интрузии, либо рудообразующие растворы имели немагматическое происхождение. Следовательно, известные в настоящее время особенности размещения рудной минерализации не противоречат термобарогеохимическим данным о том, что главным источником гидротермальных растворов служил остаточный очаг, расположенный в недрах интрузии и представленный на уровне современного эрозионного среза своими апофизами — дайками биотит-альбитовых гранит-порфиров.

ДЖИДИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Рудное поле охватывает два штокверковых месторождения (Первомайское молибденовое и Инкурское вольфрамовое) и жильное вольфрамовое (Холтосон). Геологическое строение рудного поля охарактеризовано в работах И.П. Кушнарева [80], Е.П. Малиновского [91], В.И. Игнатовича [51, 53], М.М. Повилайтис [113–115], Д.О. Онтоева [107], Я.А. Косалса [74] и др. Наши данные частично изложены в работе [131], поэтому большой фактический материал, касающийся взаимоотношений между гидротермальными жилами и интрузивными образованиями, здесь не приводится.

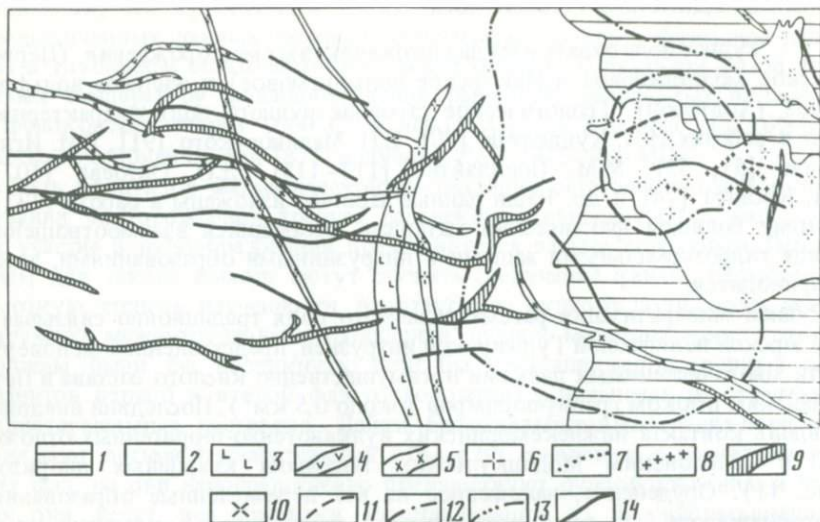
Рудная минерализация рассматриваемого поля традиционно связывается с юрской полифазной Гуджирской интрузией, представленной на поверхности многочисленными дайками преимущественно кислого состава и Первомайским штоком гранит-порфиров (около 0,5 км²). Последний внедрился вдоль контакта нижнекембрийских вулканогенно-терригенных отложений с каледонским Модонкульским массивом кварцевых диоритов (рис. 11). Оруденение, наложенное на все перечисленные образования, сформировалось в несколько этапов, разделенных магматическими инъекциями. Продукты каждого последующего гидротермального этапа имеют специфическую рудную нагрузку, наследуя в то же время некоторые черты предыдущего. Последовательность формирования главных интрузивных и гидротермальных образований установлена на основании их взаимопересечений (табл. 15 и [74, 131]).

Выработанная схема магматизма обоснована почти по всем позициям довольно обширным фактическим материалом. Слабым ее звеном является отсутствие прямых данных о взаимоотношениях гранитов IV и сиенитов V интрузивных фаз, хотя косвенным образом такая последовательность устанавливается достаточно определенно. В отношении количества этапов гидротермальной деятельности и состава соответствующих рудных образований неопределенностей больше. Тем не менее большинство иссле-

Т а б л и ц а 15

Последовательность формирования интрузивных и гидротермальных образований Джидинского рудного поля

Фаза интрузивной деятельности	Этап гидротермального минералообразования
I. Фельзиты, фельзит-порфиры	I. Безрудные кварцевые прожилки
II. Гранит-порфиры, граниты Первомайского штока	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 сиенит-порфиров и кварцевых микросиенитов	V. Редкометалльно-вольфрамовый (?)
VI. Дайки гранит-порфиров (Горкинская и др.)	VI. Вольфрамовый



Р и с. 11. Схема геологического строения Джидинского рудного поля, по В.И. Игнатовичу, 1965 г. (с дополнениями автора)

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

дователей сходятся на том, что молибденовое оруденение сформировалось до внедрения гранитов IV фазы, а вольфрамовое — в основном после внедрения сиенитовых даек V фазы. Принятая нами схема почти по всем позициям согласуется со схемой, разработанной ранее Я.А. Косалсом [74].

Как показано выше, интрузивные образования Джидинского рудного поля представлены малыми телами, преимущественно дайками. Последние, несомненно, являются апофизами более глубоко залегающей и, вероятно, весьма значительной магматической системы, которая, судя по большому количеству интрузивных фаз, была долгоживущей. Именно эту систему со всеми ее апофизами мы именуем Гуджирской интрузией. Необходимость такой оговорки вызвана тем, что в литературе иногда Гуджирская интрузия отождествляется с Первомайским штоком, что представляется совершенно неоправданным.

Изучение включений в кварце гранитоидов Гуджирской интрузии проводилось с учетом того обстоятельства, что среди пород всех интрузивных фаз (кроме первой) имеются порфиroidные разновидности. При этом принималось, что вкрапленники являются близиквидусными фазами, а минералы мезостазиса выделились в процессе последующей массовой кристаллизации. В ряде случаев удается достаточно определенно установить, что фенокристы кварца принесены расплавом из глубины. Так, в отдельных апофизах Первомайского штока, вдающихся в рогики, наблю-

дается отчетливое уменьшение зернистости, вплоть до приобретения породой фельзитоподобного облика.

Закалочный режим кристаллизации расплава в таких апофизах не вызывает сомнения. Тем не менее в фельзитоподобном мезостазисе обнаруживаются сравнительно мелкие (до 3 мм) вкрапленники кварца округлой формы, что указывает на их интрателлурическую природу. В направлении к основанию апофизы количество и размер порфиroidных выделений кварца возрастают, они постепенно приобретают все более совершенную гексагонально-дипирамидную огранку, зернистость мезостазиса при этом также увеличивается. Видимо, из-за более медленного охлаждения расплава в этой части апофизы интрателлурические вкрапленники продолжали свой рост так же, как минералы основной массы, а отдельные порфиroidные выделения могли целиком сформироваться на стадии массовой кристаллизации.

Следовательно, носителями информации об условиях глубинной кристаллизации являются в основном центральные части фенокристов кварца. Аналогичная картина наблюдалась в эндоконтактных частях Горкинской дайки гранит-порфиров (VI фаза) и некоторых даек кварцевых сиенит-порфиров (V фаза). На этом основании предполагается, что многие фенокристы кварца в гранитоидах II, V, VI интрузивных фаз являются интрателлурическими, т.е. кристаллизовались в глубинной магматической камере. В дайках гранитов III и IV фаз эндоконтактные зоны закалки не наблюдались, порфиroidная структура проявлена не повсеместно, поэтому глубинный характер встречающихся в них фенокристов кварца предполагается только по аналогии.

Характерной, но не сразу обратившей на себя внимание особенностью породообразующего кварца гранитоидов Гуджирской интрузии является наличие в нем зонально или объемно равномерно распределенных мельчайших (доли мкм) включений. В большинстве случаев из-за малых размеров определить их состав и агрегатное состояние не удастся. Лишь в отдельных участках, в которых поперечные размеры таких включений увеличиваются до 1,5–2, редко до 5 мкм, достаточно определенно устанавливается, что они являются газовой-жидкими и содержат маленький изотропный кристаллик (Таблица IV, 2). Судя по характеру распределения этих ФВ в минерале-хозяине, они являются первичными, а точнее — сопутствующими, так как в этих же зонах кварцевых зерен постоянно обнаруживаются расплавные включения.

Чаще всего мельчайшие СФВ наблюдались в кварце основной массы порфиroidных гранитов III и IV интрузивных фаз, несколько реже — в части зерен гранитов Первомайского штока (II фаза) и Горкинской дайки (VI фаза). Мезостазис кварцевых сиенитов V фазы кварца почти не содержит (3–5 об.% по [74]), но в нем обычны мелкие кристаллики апатита, в которых СФВ весьма многочисленны. Отмеченные факты свидетельствуют о том, что массовая кристаллизация на месте залегания гранитоидов всех интрузивных фаз сопровождалась интенсивным флюидоотделением (фельзиты первой фазы в этом отношении не изучены из-за их тонкозернистости).

Значительно больший интерес представляет тот факт, что СФВ, аналогичные вышеописанным, иногда образуют многочисленные ($9 \cdot 10^9$ – $125 \cdot 10^9$

в 1 см^3) скопления в периферических и промежуточных зонах роста интрателлурических вкрапленников кварца, что особенно характерно для пород III, IV, V интрузивных фаз (Таблица IV, 2). Следовательно, по крайней мере иногда флюидонасыщенное состояние расплава достигалось и в глубинной камере Гуджирской интрузии, причем происходило это при сравнительно низкой степени закристаллизованности магмы.

Раскристаллизованные РВ, присутствующие в породообразующем кварце гранитов всех интрузивных фаз, многочисленны, всегда содержат гетерофазную (газ + жидкость) при 20°C флюидную составляющую, гомогенизирующуюся в жидкую фазу (табл. 16). Среди кристаллических фаз преобладают мусковит (см. табл. 2, № 5) и отложившийся преимущественно на стенках вакуолей кварц. Предполагается присутствие небольшого количества полевых шпатов, так как сумма объемов флюидной части и мусковита обычно на 10–20% меньше объема РВ, измеренного при 20°C . Во многих случаях среди слагающих включение кристаллических фаз различаются небольшие зерна высоко- и низкопреломляющего минерала. Последний в одном из РВ определен как флюорит (полуколичественный рентгеноспектральный анализ на микроанализаторе JXA-5A, аналитик Л.В. Усова, ИГиГ СО АН СССР).

Криометрическими исследованиями расплавных включений и образовавшихся при их естественной декрепитации дочерних ФВ установлена температура плавления льда $-1,6 \div -2,3^\circ \text{C}$ (четыре определения), что соответствует содержанию в растворах около 4 мас.% хлорида натрия. Поэтому при расчете содержания воды в РВ (см. табл. 16) коэффициент наполнения определялся по диаграмме $F-T_g$ для 5%-ного раствора NaCl [87].

По причинам, рассмотренным в гл. 2, опубликованные нами ранее [126, 131] значения T_g расплавных включений в гранитах Гуджирской интрузии не соответствуют температурам кристаллизации минерала-хозяина (они определены по скрытоаномальным РВ). В опытах по нагреванию включений под давлением инертного газа получены температуры гомогенизации нормальных РВ, дающие более правильное представление о температуре магматической кристаллизации (табл. 17).

Как следует из представленных данных, консолидация гранитов происходила в сравнительно узком интервале температур от $800-790$ до $760-745^\circ \text{C}$. Верхняя граница этого интервала установлена достаточно надежно: близкие значения T_g расплавных включений во вкрапленниках кварца из гранит-порфиров Первомайского штока получены В.В. Шапенко [189] ($810-750^\circ \text{C}$) и И.Т. Бакуменко и др. [12] ($770-740^\circ \text{C}$). Что касается нижней границы обсуждаемого температурного интервала, то наши данные в этом отношении заведомо неполны, ибо в кварце основной массы, содержащем субмикронные СФВ, т.е. кристаллизовавшемся из флюидонасыщенного расплава, нормальные РВ обнаружить не удалось, и температура их гомогенизации не установлена.

Кроме того, нашими термобарогеохимическими исследованиями практически не охвачены пегматитовые выделения (по результатам одного опыта $T_g = 700-685^\circ \text{C}$) и ритмично-полосчатые образования, которые, несомненно, кристаллизовались на месте залегания. По данным И.Т. Бакуменко и др. [12], кварц ритмично-полосчатых образований выделялся при $770-$

Таблица 16

Результаты определения содержания H_2O в РВ из кварца гранитоидов Гуджирской интрузии

№ п/п	№ обр.	Характер зерен кварца	$T_{\text{Фл}}, ^\circ\text{C}$	F	$W_{\text{П}}, \text{об.}\%$	$W_{\text{МС}}, \text{об.}\%$	$\Delta W_{\text{Вак}}, \text{об.}\%$	$C_{H_2O}, \text{мас.}\%$
Гранит-порфиры II интрузивной фазы								
1	ПМ-29	Вкрапл.	240	0,82	3,0 (1)	30	77	$3,8 \pm 1,2$
2	ПМ-141	"	250	0,81	3,9 (3)	30	76	$4,6 \pm 0,8$
3	ПМ-29	Осн. масса	215	0,85	3,0 (1)	60	100	$4,7 \pm 1,5$
4	ПМ-73	"	215	0,85	4,2 (2)	60	100	$6,2 \pm 1,4$
5	ПМ-70-73	"	240	0,82	5,1 (2)	70	100	$6,1 \pm 1,3$
Граниты III интрузивной фазы								
6	Д-128-15	Вкрапл.	215	0,85	4,7 (2)	60	51	$9,4 \pm 2,1^*$
7	Д-128-15	"	215	0,85	2,5 (1)	60	50	$5,5 \pm 1,7$
8	Д-128-15	"	225	0,84	3,4 (2)	60	50	$6,6 \pm 1,4$
9	Д-128-15	"	235	0,83	3,6 (4)	60	50	$6,6 \pm 1,0$
10	Д-128-15	Осн. масса	250	0,81	2,3 (2)	70	100	$3,4 \pm 0,7$
11	ПМ-104	"	260	0,80	2,6 (3)	70	100	$3,6 \pm 0,7$
12	ПМ-108	"	255	0,80	3,0 (2)	70	100	$3,9 \pm 0,9$
Граниты IV интрузивной фазы								
13	ПМ-24	Вкрапл.	270	0,78	2,9 (3)	75	47	$5,9 \pm 0,9$
14	ПМ-125	"	260	0,80	3,0 (2)	60	50	$4,9 \pm 1,1$
15	ПМ-24	Осн. масса	260	0,80	3,0 (2)	50	45	$4,8 \pm 1,0$
16	ПМ-24	"	240	0,82	2,2 (1)	50	45	$4,2 \pm 1,3$
Кварцевые сиенит-порфиры V интрузивной фазы								
17	ПМ-37	Вкрапл.	250	0,81	3,0 (2)	60	60	$5,0 \pm 1,1$
18	ПМ-92	"	225	0,85	4,8 (1)	60	75	$7,9 \pm 2,5$
19	ПМ-92	"	225	0,85	6,0 (3)	50	75	$9,9 \pm 1,6^*$
20	Д-133	"	230	0,84	6,8 (2)	50	66	$11,1 \pm 2,4^*$
Гранит-порфиры VI интрузивной фазы								
21	ПМ-48	Вкрапл.	235	0,83	3,8 (4)	60	100	$5,1 \pm 0,8$
22	ПМ-183-1	"	240	0,82	4,5 (3)	60	108	$5,3 \pm 1,0$
23	ПМ-183-1	"	265	0,80	7,6 (3)	65	100	$8,0 \pm 1,5$
24	ПМ-46	"	225	0,85	5,2 (6)	60	100	$7,6 \pm 1,0$
25	ПМ-46	Осн. масса	180	0,90	3,4 (2)	50	110	$5,9 \pm 1,3$
26	ПМ-46	"	250	0,81	5,7 (2)	50	110	$7,2 \pm 1,6$
27	ПМ-183-1	"	140	0,92	2,6 (2)	60	110	$7,2 \pm 1,6$

*Результаты характеризуют включения микрогетерогенного расплава (скрытоаномальные РВ).

Примечание. Объем газового пузыря ($W_{\text{П}}$), мусковита ($W_{\text{МС}}$) и приращение вакуоли при температуре гомогенизации ($\Delta W_{\text{Вак}}$) измерены относительно объема включения в гранитах, наблюдаемых при 20°C ; в скобках — количество замеров; границы доверительных интервалов указаны для 95%-ной доверительной вероятности.

740°C , а полная консолидация пород Первомайского штока произошла при $700\text{--}650^\circ\text{C}$. Видимо, эти значения характеризуют температуру кристаллизации остаточного межзернового расплава, иногда образывавшего небольшие сегрегации (пегматоидные выделения в гранитах). Таким образом, общий диапазон температур кристаллизации минералов основной массы гранит-порфиров составляет $760\text{--}650^\circ\text{C}$, а породы в целом — $800\text{--}650^\circ\text{C}$.

Таблица 17

Обобщенные результаты термометрического изучения РВ в кварце гранитоидов Гуджирской интрузии под давлением аргона

№ обр.	Интрузивная фаза, порода (число изученных включений)	Температура гомогенизации, °С	
		вкрапленники	мезостазис
ПМ-141 ПМ-73	II, гранит-порфиры (42)	790–750	760–745
Д-128 ПМ-104	III, мелкозернистые граниты, иногда порфиroidные (37)	780–750	760–750
ПМ-24	IV, мелкозернистые граниты, иногда порфиroidные (24)	790–750	760–750
ПМ-92 Д-133	V, кварцевые сиенит-порфиры (39)	800–770	—
ПМ-48 ПМ-46	VI, гранит-порфиры (21)	900–880*	910*

*Эти значения характеризуют, скорее всего, скрытоаномальные включения.

Детальный анализ данных, представленных в табл. 16 и 17, проводится в гл. 5, поэтому здесь рассмотрим лишь основные тенденции в изменении содержания воды в расплаве по мере развития интрузивного процесса. Одна из них (назовем ее прямой) наиболее четко проявилась при формировании Первомайского штока и заключается в увеличении водосодержания расплава по мере его кристаллизации (см. табл. 16, № 1–5). Другая (обратная) тенденция прямо противоположна первой: на стадии кристаллизации интрателлурических вкрапленников $CН_2O$ в расплаве выше, чем при кристаллизации минералов основной массы (см. табл. 16, № 6–12). Очевидно, что прямая тенденция должна проявляться при внедрении и кристаллизации любого расплава, не насыщенного водой и другими летучими компонентами, не входящими в состав выделяющихся кристаллических фаз. Реализация обратной тенденции возможна в том случае, если внедрение магмы сопровождается расплавлением ранее выделившихся (или существовавших) кристаллов [59, 195], либо если внедряющийся расплав оказался пересыщенным летучими, и часть их выделилась в виде самостоятельной фазы. Наличие СФВ во вкрапленниках кварца в гранит-порфирах III и последующих интрузивных фаз служит прямым указанием на реализацию последней ситуации.

Отмеченные свидетельства периодической дегазации расплава глубокой камеры Гуджирской интрузии позволяют связать с этим явлением пульсационный характер гидротермальной деятельности. Для проверки этого положения важное значение имеет сопоставление составов магматогенных флюидов и гидротермальных растворов, тем более что последние достаточно детально изучены криометрическим [6, 131] и лазерно-спектральным [133, 6] методами. К сожалению, преобладающая часть СФВ в кварце гранитов Гуджирской интрузии имеет субмикронные размеры, что затрудняет даже их термометрическое изучение. Поэтому для характеристики

флюидной составляющей магмы использованы не только редко встречающиеся СФВ размером до 7 мкм, но и дочерние флюидные включения, возникшие в результате природной декрепитации крупных расплавных включений, а также флюидная часть скрытоаномальных РВ, в которых после нагрева до 750 °С под высоким давлением аргона и последующей закалки жидкость четко обособилась (Таблица III, 1, 2; табл. 18).

Полученные характеристики не дают четкого представления о концентрации солевых компонентов в магматических флюидах, так как из-за малых размеров включений не удалось надежно установить, выпадает ли из раствора кристаллогидрат, и тает ли он раньше, чем лед, как это происходит при изучении ФВ в гидротермалитах [131]. Тем не менее не вызывает сомнения то, что по температуре эвтектики магматогенные флюиды аналогичны гидротермам, формировавшим оруденение. Это, с учетом данных о периодической дегазации магмы глубинной камеры и пульсационном характере гидротермальной активности, очевидно, свидетельствует в пользу ведущей роли магматогенных растворов в формировании месторождений Джидинского рудного поля.

Несмотря на некоторую неопределенность данных о солевом составе СФВ, они все же использованы для определения давления магматического минералообразования. При формальном подходе соленость флюидов, выделявшихся в III, IV интрузивные фазы, оценивается по температуре плавления льда в 4–7% экв. NaCl. Однако, скорее всего, растворы не являются чисто хлоридными: судя по $T_{эвт}$, в них присутствуют и другие компоненты, причем в концентрациях, превышающих 1% [25, 26]. Ввиду такой неопределенности принято во внимание следующее. Для двух СФВ с температурой гомогенизации 225 °С на федоровском столике определен коэффициент заполнения ($F = 0,84$), и эти данные сопоставлены с P - V - T - X данными Г.Г. Леммлейна для водно-хлоридной системы [86]. Оказалось, что $T_T = 224$ °С при $F = 0,85$ соответствует 5%-ному раствору NaCl. Такое совпадение послужило основанием для определения с помощью данных Г.Г. Леммлейна [86] плотности раствора (0,81 г/см³ с учетом термического расширения кварца [170]) и наклона соответствующей изохоры (11,45 атм/град). Аналогичным образом определен наклон изохор для сопутствующих включений с иными температурами гомогенизации, что позволило рассчитать давление в отдельные моменты формирования интрузии (табл. 19).

Интерпретация этих данных проводится в гл. 5, поэтому здесь ограничимся следующими замечаниями. Во-первых, полученные оценки давления характеризуют только отдельные моменты истории становления интрузии, когда кристаллизация магмы сопровождалась флюидоотделением. Вместе с тем, как показано выше, для значительного интервала кристаллизации свойственно флюидонасыщенное состояние расплава. В эти периоды давление могло быть (и было, см. гл. 5) иным.

Во-вторых, следует особо подчеркнуть принципиальную разницу между оценками давления, полученными по включениям во вкрапленниках и в кварце основной массы. Первые характеризуют условия кристаллизации в глубинной камере Гуджирской интрузии, а вторые – обстановку становления малых интрузивных тел на уровне современного эрозионного среза.

Т а б л и ц а 18

Результаты криометрического изучения СФВ и флюидной части РВ из кварца гранитов Гуджирской интрузии

№ обр.	Фаза	Генерация кварца	Тип включений	$T_{эвт}, ^\circ\text{C}$	$T_{пл}^{\text{л}}, ^\circ\text{C}$	$T_{Г}, ^\circ\text{C}$
Д-128-11	III	Осн. масса	СФВ	$-30,0 \div -28,5$	-3,3	260
ПМ-125	IV	Вкрапл.	Дочерние	$-29,7 \div -27,8$	-2,0	
Д-133	V	Вкрапл.	Флюидная часть РВ	$-30,0 \div -29,5$	-3,0	250
ПМ-92	V	Вкрапл.	СФВ	$-28,4 \div -25,1$	-2,3	225
ПМ-47	VI	Осн. масса	СФВ	$-30,2 \div -29,3$	-24,6	250(?)
Гидротермальные растворы Джидинского рудно-го поля на стадии рудоотложения по [6, 131]				$-31,0 \div -28,4$	$-9,9 \div -4,6$	310-200

Примечание. При охлаждении включений до -150°C вымерзание CO_2 ни разу не зафиксировано.

Т а б л и ц а 19

Результаты расчета давления на разных стадиях дегазации магмы Гуджирской интрузии

№ обр.	Фаза	Генерация кварца	$T_{Г} \text{ ФВ}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{захв.}}, ^\circ\text{C}$	$\frac{dP}{dT}, 10^5 \text{ Па/град}$	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{ МПа}$
Д-128-15	III	Вкрапл.	225	750	11,45	525	601
Д-128-15	III	Осн. масса	260	650	10,64	390	405
ПМ-24	IV	Вкрапл.	305	790	9,34	485	453
ПМ-92	V	"	225	770	11,45	545	624
ПМ-47	VI	Осн. масса	250	650	10,94	400	438

Примечание. Температура захвата ($T_{\text{захв}}$) СФВ во вкрапленниках определена по $T_{Г}$ ближайших нормальных РВ в этом же фенокристе; для СФВ в кварце основной массы значение $T_{\text{захв}}$ дано с учетом данных И.Т. Бакуменко и др. [12].

Как видно из табл. 19, дегазация трещинных интрузий протекала при меньших давлениях, но тем не менее они совершенно не согласуются с геологическими и петрографическими данными о гипабиссальной обстановке формирования штока и даек. Наиболее вероятная причина этого заключается в изохоричности процесса кристаллизации малых интрузивных тел, а скорее всего, и глубинной магматической камеры.

Таким образом, одна из главных особенностей интрузивного магматизма Джидинского рудного поля заключается в том, что каждому этапу гидротермальной деятельности предшествовала дегазация расплавов, протекавшая в условиях высокого флюидного давления (см. гл. 5). Солевой состав магматогенных флюидов в определенной степени наследовался гидротермальными рудообразующими растворами. Все это позволяет сделать вывод о решающем вкладе продуктов дегазации магмы Гуджирской интрузии в формирование рудообразующей гидротермальной системы.

КУРГАШИНЧАТСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

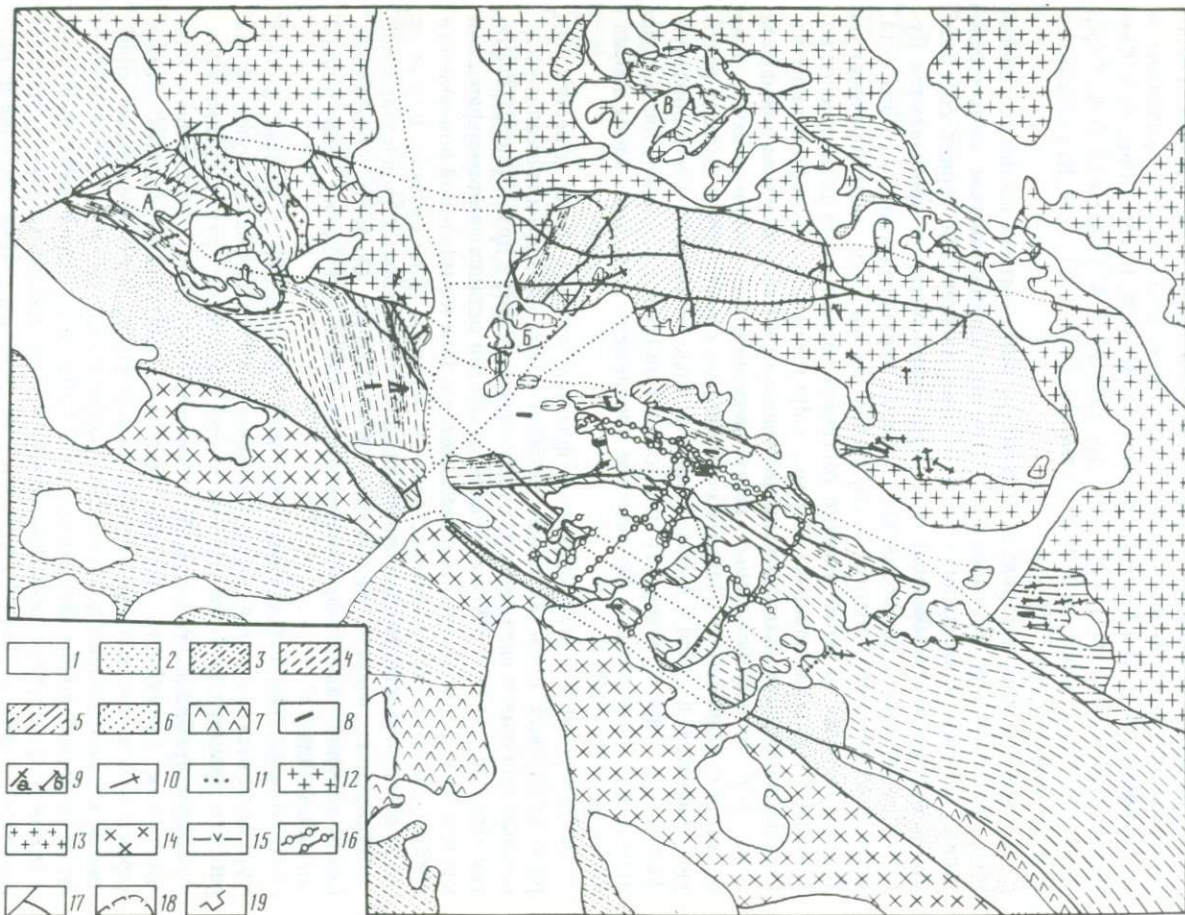
Под этим названием рассматривается участок, расположенный в зоне Главного Кавказского хребта и включающий Ктитебердинское месторождение вольфрама и ряд рудопроявлений этого металла. Геологическое строение рудного поля и месторождения охарактеризованы в публикациях А.В. Пэка и Л.И. Лукина [123], Б.А. Петросьянца, Н.А. Савченко, Е.М. Соколова [112], А.В. Дружинина, А.В. Игнатьева, В.А. Горохова [43], А.А. Фролова и В.О. Валькова [174, 175], А.А. Кременецкого и Л.Н. Овчинникова [77].

По данным этих авторов, дополненным результатами наших исследований, геологическая ситуация здесь такова. Протерозойские метаморфические породы алюмосиликатного состава (макерская серия) содержат субсогласные пластообразные тела ортоамфиболитов и прорываются Дупухским массивом двуслюдяных гранитов верхнепалеозойского возраста. Кровля последнего полого погружается на юг, под метаморфическую толщу, которая на этом участке рассечена несколькими разноориентированными крутопадающими зонами, образованными сульфидно-шеелит-кварцевыми прожилками и жилами с невысоким содержанием вольфрама (рис. 12). В амфиболитовых телах, пересекаемых этими зонами, и на некотором удалении от последних количество прожилков и шеелита резко увеличивается, в связи с чем основные рудные тела имеют пластообразную форму, т.е. стратиформны. Почти все они являются слепыми, лишь одно выходит на поверхность. Оруденение прослежено в вертикальном направлении на 1500–1600 м.

На северном и северо-западном флангах рудного поля известен ряд рудопроявлений, представленных разобщенными вольфрамит-шеелит-кварцевыми линзами и гнездами, локализованными как в двуслюдяных гранитах массива, так и в сохранившихся от эрозии останцах метаморфической кровли. Эти рудопроявления размещаются в зоне контактовой поверхности гранитного плутона, преимущественно в ближнем экзоконтакте. В отличие от руд месторождения для минерализации обсуждаемых рудопроявлений характерно постоянное присутствие вольфрамита, бедность сульфидами. Соответственно выделяются ктитебердинский и дупухский типы рудной минерализации.

По результатам собственных полевых наблюдений, с учетом данных Кургашинчатского отряда Ставропольской ГРЭ и материалов более ранних работ, в пределах рудного поля выделены следующие группы гранитоидов.

Среднезернистые двуслюдяные и биотитовые граниты, слагающие основной объем Дупухского массива, при качественно выдержанном составе характеризуются изменчивым содержанием слюды и значительными вариациями в соотношении биотита и мусковита. На контакте с кровлей образуют множество апофиз мощностью от 0,2–0,5 м до нескольких десятков, а возможно, и сотен метров. Большинство этих апофиз залегает субсогласно со слоистостью вмещающих пород, но нередки и явно секущие дайкоподобные тела. В эндоконтактных частях массива и даже маломощных апофизах, глубоко проникающих в породы кровли, отсутствуют мелкозернистые фации зон закалки, что свидетельствует о глубинных условиях становления массива и медленном его застывании.



Для апикальной части массива характерно обилие обособлений мусковитового пегматита, образующего в гранитах выделения неправильной, изометричной, реже линзовидной формы, обычно локализующихся на контакте гранитов с вмещающими гнейсами и кристаллосланцами. В надинтрузивной зоне пегматиты залегают в виде разноориентированных жил и отличаются изменчивостью состава и строения. Так, наряду с мусковитовыми здесь встречаются и биотитовые пегматиты; иногда в них наблюдается кварцевое ядро, хотя в целом зональное строение для пегматитов этой группы не характерно. По всей видимости, обсуждаемые пегматиты являются продуктом кристаллизации остаточного расплава, обособившегося из межзернового пространства прилегающих объемов гранита на завершающих стадиях его кристаллизации. В соответствии с этим предположением РВ в кварце гранитов использованы для определения начальных параметров магматического процесса, а РВ в кварце пегматитов — конечных.

Гранат-мусковитовые лейкограниты и пегматиты наблюдались в виде субсогласных и секущих по отношению к слоистости дайкоподобных тел только в надинтрузивной зоне Дупухского массива. Лишь в одном случае зафиксирован резкий односторонний контакт лейкогранитов с двуслюдяными гранитами, который с известной долей условности можно интерпретировать в пользу более молодого возраста лейкогранитов. Последние вместе с гранат-мусковитовыми пегматитами обычно образуют единые тела, характерной чертой которых является текстурно-структурная неоднородность. Субпараллельные контактам "слойки" мелкозернистого крупноблокового (пегматоидного) сложения нередко многократно чередуются; отдельные "слойки" бывают обогащены мусковитом или гранатом, который является второстепенным, но типоморфным минералом гранитов этой группы. Наряду с гранатом иногда встречается зеленовато-черный турмалин, в некоторых телах очень интенсивно проявилась автотемасоматическая альбитизация (вплоть до мономинеральных альбитов).

В цирке южнее горы Бол. Марка геологом Ставропольской ГРЭ С.П. Черновым и сотрудником ВИМСа А. Ласточкиным обнаружен выход гранат-мусковитового пегматита, содержащего также кристаллы турмалина, аксессуарного берилла и единичные пластинки черного минерала, идентифи-

Р и с. 12. Схема геологического строения Кургашичского рудного поля, составлена Г.М. Смоленцевым (1984 г) по материалам А.В. Дружинина и др., В.Г. Зимовца и др., М.К. Срабоняна и др., дополнена автором

1 — ледники и четвертичные отложения (объединенные); 2 — вулканогенно-терригенные отложения; 3–6 — протерозойские отложения: 3 — сланцы, гнейсы, амфиболиты (буульгенская свита), 4 — слюдястые сланцы с прослоями кварцитов, гнейсов и редкими линзами амфиболитов (кургашичская свита), 5 — сланцы, слюдястые гнейсы с прослоями кварцитов и амфиболитов (дупухская свита), 6 — слюдястые сланцы (ктитебердинская свита); 7–14 — интрузивные образования: 7 — габбро юрские, 8–14 — верхнепалеозойские гранитоиды: 8 — мусковит-альбитовые граниты, 9 — гранат-мусковитовые граниты (а) и пегматиты (б), 10 — двуслюдяные и мусковитовые пегматиты, 11 — биотитовые гранит-порфиры, 12 — двуслюдяные граниты Дупухского массива, 13 — плагиограниты порфировидные, 14 — гнейсированные гранодиориты, ортогнейсы; 15 — амфиболиты; 16 — жильно-прожилковые зоны; 17 — главные разрывные нарушения; 18 — границы рудопроявлений: А — Халега, Б — Дупух, В — Ак, Г — Большая Марка; 19 — устья штолен

цированного нами по результатам качественного лазерно-спектрального анализа (аналитик Ю.М. Ишков, БГИ СО АН СССР) как танталит-колумбит. Наличие в этом редкометальном пегматите граната позволяет предположить, что он принадлежит к образованиям рассматриваемой группы. Однако визуальные наблюдения не дают основания считать, что редкометальная специализация характерна для всех гранат-мусковитовых лейкогранитов и пегматитов, а специальных минералогических и геохимических исследований не проводилось. Учитывая тесную пространственную связь лейкогранитов и пегматитов с Дупухским массивом, есть основание считать их продуктами *внутрикамерной* дифференциации магмы, приводящей к появлению остаточных расплавов с редкометальной специализацией лишь в тех случаях, когда процесс дифференциации магмы проявился наиболее полно.

Биотитовые гранит-порфиры в виде разноориентированных даек, прорывающих метаморфические породы протерозоя, известны непосредственно в районе месторождения и на участке Халега. Характерна четко выраженная порфировая структура пород, тонкозернистое сложение основной массы, в которую погружены фенокристы кварца, полевых шпатов, биотита. Отмеченные структурные особенности породы определенно свидетельствуют о закалочном режиме кристаллизации расплава после его перемещения к месту залегания. Это, а также отсутствие биотитовых гранит-порфиров в теле Дупухского гранитного массива позволяет предположить, что обсуждаемые дайки являются апофизами последнего, возникшими на самых ранних стадиях его формирования. Для обоснования такого предположения решающее значение могли бы иметь данные о взаимоотношении гранит-порфиров с лейкогранитами или пегматитами, но они отсутствуют. В связи с этим вопрос о времени формирования биотитовых гранит-порфиров и связи их с гранитами Дупухского массива остается открытым.

Мусковит-альбитовые граниты слагают в районе месторождения мало-мощные (до 0,5 м) дайки субширотного простирания, падающие на север или юг под углами 75–80°. Характерны тонко- и мелкозернистое сложение, лейстовидная форма кристаллов альбита, зачастую имеющих выдержанную линейную ориентировку. В редких фенокристах кварца лейсты альбита присутствуют как твердые включения минерала-спутника: они ориентированы параллельно граням роста кварца и часто располагаются концентрически зонально. Часть таких вкрапленников кварца содержит РВ, что доказывает магматическую природу не только кварца, но и захваченных им в процессе роста кристаллов альбита. Однако в большинстве изученных даек имеются также отдельные участки (зонки), почти нацело сложенные альбитом и, возможно, имеющие автотасоматическое происхождение.

В эндоконтактных частях большинства даек имеются сплошные или прерывистые маломощные (0,5–1 см) зонки более крупнозернистые столбчатого строения. Последнее обусловлено преимущественной ориентировкой удлиненных крупных кристаллов альбита, калиево-натриевого полевого шпата, кварца нормально к поверхности контакта. Наличие РВ в кристаллах кварца из этих зон говорит о формировании их в магматическую стадию, что не противоречит современным представлениям о кинетике

кристаллизации переохлажденных расплавов, теоретически развитых Я.И. Френкелем [173] и экспериментально обоснованных Г. Тамманном [201] и П.М. Фенном [219]. В экзоконтактах даек нередок турмалин, иногда образующий сплошные оторочки.

Специфика минерального состава мусковит-альбитовых гранитов находится в полном соответствии с их петрохимическими особенностями (табл. 20), из которых наиболее примечательны резкое преобладание натрия над калием, пониженная кремнекислотность, высокая глиноземистость пород. Очень четко выражена редкометальная геохимическая специализация мусковит-альбитовых гранитов, которая не менее отчетливо проявлена и минералогически: практически во всех дайках наблюдается вкрапленность акцессорных танталита-колумбита, касситерита, берилла.

Спектральным анализом шгупфов установлено практическое совпадение геохимических особенностей рассматриваемых гранитов и альбитизированных гранат-мусковитовых пегматитов, являющихся внутрикамерными дифференциатами Дупухского гранитного массива. Не исключено, что магматический источник, питающий дайки мусковит-альбитовых гранитов, — продукт дифференциации более крупного очага, породившего Дупухский массив. Так или иначе, но существование на некоторой глубине магматического тела, апофизами которого и являются трещинные интрузии мусковит-альбитовых гранитов, столь же несомненно, как и то, что обсуждаемые дайки не выплавились из вмещающих пород на месте своего залегания.

Взаимоотношения гранитоидов с вольфрамовым оруденением необходимо рассматривать с учетом существования двух типов рудной минерализации. Оруденение Ктитебердинского типа наиболее интенсивно проявлено на самом месторождении и характеризуется явным преобладанием шеелита над вольфрамитом, постоянным присутствием сульфидов (вплоть до преобладания в субмеридиональных прожилках). Рудные прожилки с минерализацией этого типа обычно группируются в четко выраженные протяженные сквозные зоны. Оруденение Дупухского типа отличается тем, что наряду с преобладающим шеелитом практически повсеместно и в значительном количестве присутствует вольфрамит, тесно ассоциирующий с апатитом, иногда с бериллом; сульфиды встречаются очень редко и представлены только пиритом. Характерна гнездо- и линзообразная форма рудных обособлений, с раздувами и пережимами, частая пространственная связь с пегматитами. Оруденение этого типа наиболее широко проявлено на участках Ак, Нижний и Средний Дупух.

Достоверные данные, допускающие однозначное толкование взаимоотношений оруденения с гранитоидами, немногочисленны: а) двухслюдяные и мусковитовые граниты первой группы на участках Нижний Дупух и Ак вмещают кварцевые жилы и прожилки с вольфрамитом и шеелитом; б) некоторые тела мусковитовых пегматитов первой группы, особенно характеризующиеся наличием гнездо- и линзообразных выделений кварца, содержат вкрапленность вольфрамита и шеелита, приуроченных к участкам интенсивной перекристаллизации; в) дайки биотитовых гранит-порфиров на месторождении содержат вкрапленность шеелита (и сульфидов).

Таблица 20

Химический состав мусковит-альбитовых гранитов Кургашичатского рудного поля

№ п/п	№ пробы	Содержание окислов, мас. %					
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	
1	314-919	70,32	0,06	15,16	0,26	2,60	
2	КШ-24	72,70	0,07	15,30	0,13	1,18	
3	20-332	71,56	0,12	14,51	0,15	0,95	
4	КШ-30	71,25	0,05	15,82	He обн.	0,53	
5	КШ-45	71,88	0,04	14,58	0,22	0,57	
6	КШ-51к	67,24	0,06	18,82	0,04	0,49	
7	314-802	71,29	0,07	15,78	0,23	0,32	
8	161/1	72,22	0,06	14,70	He обн.	0,49	
9	КШ-46а	73,18	0,08	14,61	0,18	0,53	
10	КШ-46ц	69,58	0,07	15,30	He обн.	0,99	
11	КШ-46п	70,78	0,03	15,40	0,09	0,33	
12		73,59	0,26	14,48	0,26	1,44	

Примечание. Анализы № 1–11 выполнены в БГИ СО АН СССР (аналитики Н.Л. Гусева и Л.А. Онходоева); мусковит-альбитовые граниты: слабоизмененные (1, 2), мусковитизированные (3–5), альбитизированные (6, 7); 8 – альбитит по гранат-мусковитомому пегматиту; 9 – апофиза дайки мощностью 5 см; 10 – цен-

Следовательно, гидротермальное рудообразование началось после внедрения даек гранит-порфиров и консолидации Дупухского массива. Не исключено, что в недрах массива магматическая деятельность в этот период еще не угасла. В пользу этого могут быть истолкованы неоднократно наблюдавшиеся случаи пересечения кварц-вольфрамитовых жил пегматитами, на которые, в свою очередь, также наложена вольфрамовая минерализация. Так, в районе устья разведочной штольни № 24 на участке Ак вдоль контактов пологосекущего тела биотититов залегают линзующиеся кварцевые жилы с вкрапленностью шеелита. Они пересекаются двумя жилами пегматита, которые на участках пересечения в свою очередь интенсивно окварцованы и содержат вкрапленность вольфрамита. Подобные противоречивые взаимоотношения наблюдаются также на участке Нижний Дупух.

Следует подчеркнуть, что пегматиты, пересекающие рудные жилы, не отличаются какими-то типоморфными признаками (правда, в них пока не встречался гранат). Поэтому отнесение их в ту или иную из рассмотренных групп было бы необоснованным. В то же время и для выделения этих пегматитов в самостоятельную группу данных пока недостаточно.

Столь же неопределенны сведения о взаимоотношении вольфрамовой минерализации с мусковит-альбитовыми гранитами. По наблюдениям геологов Ставропольской ГРЭ в штольне № 20, дайки "гранит-аплитов" срезают одни кварцевые прожилки и секутся другими. Из этих даек нами изучены и идентифицированы как мусковит-альбитовые граниты только два маломощных тела. В пересекающих эти граниты кварцевых прожилках шеелит не обнаружен, что может быть связано как с их без-

Содержание окислов, мас. %

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
0,03	0,13	0,38	7,58	2,33	0,08	0,57	99,50
0,01	0,16	0,34	7,49	1,43	0,16	0,67	99,64
0,03	0,49	1,07	5,27	3,45	0,15	2,05	99,80
0,06	0,14	1,12	3,61	6,21	0,76	0,92	100,47
0,04	0,11	0,62	4,05	4,68	0,44	2,09	99,32
0,03	0,43	1,16	8,87	0,72	0,80	0,61	99,27
0,03	0,12	0,84	8,88	0,41	0,57	0,78	99,32
0,05	0,13	1,90	6,48	2,59	0,76	0,77	100,15
0,03	0,18	0,71	6,73	2,21	0,46	0,80	99,70
0,06	0,14	1,02	4,01	4,79	0,91	2,89	99,76
0,04	0,11	0,99	6,62	3,06	0,68	0,70	99,43
0,06	0,75	1,01	3,44	3,66	0,12	0,38	99,45

гральная часть той же дайки, 11 — призальбандовая "пегматоидная" часть той же дайки; 12 — среднеарифметическое из семи анализов, по Г.И. Баранову и др., 1968 г., для двуслюдяных гранитов Ктитебердинского массива. В пробах 3, 5 и 10 (?) присутствуют кальцитовые прожилки мощностью 0,3–0,5 мм.

рудностью, так и с недостаточной детальностью проведенных наблюдений (в штольне они велись без люминоскопа). Не удалось установить эти взаимоотношения и на поверхности, так что время формирования мусковит-альбитовых гранитов относительно вольфрамового оруденения остается невыясненным.

Визуально-микроскопическому изучению в толстых шлифах и полированных пластинах подвергалась преобладающая часть отобранных образцов (около 150). Это позволило получить обоснованное представление о распространенности тех или иных типов включений не только по группам пород, но и по площади рудного поля. При изучении породообразующего кварца гранитоидов основное внимание уделялось выявлению расплавленных и сопутствующих флюидных включений. Однако оказалось, что в кварце гранитов 1, 2 и 3-й групп практически все ФВ образуют скопления в виде плоских шлейфов, трассируя залеченные трещины в минералехозяине, т.е. являются вторичными. Лишь в единичных зернах интерстиционного (позднемагматического) кварца встречаются азональные группы СФВ субмикронного размера.

Очевидно, такие зерна кристаллизовались из межзернового остаточного расплава после выделения преобладающей части породообразующих минералов, в которых магматический флюид мог консервироваться только в виде вторичных ФВ. Отличить такие включения от более поздних вторичных ФВ, захваченных при эпигенетическом преобразовании гранитов, практически невозможно. Однако вероятность присутствия среди множества вторичных ФВ отдельных групп включений магматического флюида весьма

велика. Учитывая это, следует ожидать, что при изучении *всех* типов вторичных ФВ в кварце гранита в число объектов изучения попадут и включения магматического флюида, выделявшегося из гранитообразующего расплава на заключительной стадии кристаллизации.

В пегматитах 1 и 2-й групп зерна кварца с СФВ встречаются значительно чаще, но и в них преобладающая масса кварца выкристаллизовалась еще до того, как от расплава начала отделяться флюидная фаза. Все же пегматиты на поздних стадиях кристаллизации, несомненно, были локальными источниками магматогенных растворов. Вероятно, они могли бы сформировать крупную гидротермальную систему, если бы не были рассредоточены по всему массиву.

В отличие от вышеописанных, мусковит-альбитовые граниты обычно содержат фенокристы кварца, в которых наряду с РВ присутствуют многочисленные СФВ размером от долей микрона до 1,5–2 мкм в поперечнике, а в редких случаях — до 5–10 мкм. Как правило, они располагаются обильно равномерно (азонально), реже образуют скопления по зонам роста минерала-хозяина, что говорит о прерывистости процесса дегазации магмы.

Поскольку для оценки рудоносности интрузии важно знать, на какой стадии кристаллизации расплава началась его дегазация, принципиальное значение имеет вопрос о времени выделения зерен кварца, содержащих СФВ. Он решается на основании следующих данных. С одной стороны, наличие во вкрапленниках кварца закономерно ориентированных лейсточек альбита свидетельствует о том, что кварц не был в этот момент единственной твердой фазой, т.е. не являлся самым ранним минералом. Но, с другой стороны, размеры кристалликов альбита, захваченных кварцем (15–30 × 4–12 мкм), многократно (по объему в 10^3 раз) меньше средних размеров лейст порообразующего альбита (250 × 70 мкм).

Следовательно, во время кристаллизации вкрапленников кварца кристаллики альбита были хотя и многочисленными, но очень мелкими, а степень закристаллизованности расплава — небольшой. Кроме того, как уже отмечалось, в большинстве даек лейсты альбита имеют предпочтительную ориентировку, параллельную контактам и возникшую, очевидно, в результате течения расплава, заполнявшего трещину. При этом лейсты альбита вблизи кварцевых вкрапленников ориентируются соответственно их форме, т.е. как бы обтекают. Отмеченная особенность структуры позволяет заключить, что вкрапленники кварца существовали в расплаве еще до внедрения последнего в трещины, т.е. в глубинной магматической камере.

Таким образом, есть основания считать, что в магматической камере, апофизами которой являются дайки мусковит-альбитовых гранитов, флюидоотделение началось на ранних (хотя и не начальных) стадиях кристаллизации, так что она служила мощным источником магматогенных флюидов.

Благодаря тому, что визуально-микроскопически была изучена преобладающая часть отобранных образцов, получено представление о распространности и особенностях РВ в кварце гранитоидов всех групп и подобраны для инструментального изучения наиболее представительные РВ.

В гранитах 1-й и 2-й групп присутствуют РВ двух типов, причем те и другие встречаются очень редко (не в каждой пластине). РВ первого типа

характеризуются сравнительно крупными размерами (до 30 мкм в поперечнике), изометричной, почти всегда с элементами негативной огранки, формой, маленьким объемом газового пузыря (1–2 об. %), преобладанием среди кристаллических фаз высокопреломляющего анизотропного минерала (мусковит?). Поодиночке и группами по 2–3 экземпляра эти РВ встречаются в сравнительно крупных зернах породообразующего кварца, выделявшихся, по-видимому, на ранних-средних стадиях кристаллизации. Из-за крупных размеров вакуолей последние при нагревании разгерметизируются, поэтому установить температуру гомогенизации этих РВ не удалось.

Расплавные включения второго типа встречаются только в мелких зернах интерстиционного кварца. Такие зерна редки, а РВ в них очень многочисленны и мелки (около 1 мкм в поперечнике). Они дают возможность оценить параметры магматического процесса на стадии почти полной консолидации интрузивов, когда остаточный расплав сохраняется лишь в интерстициях кристаллического каркаса либо сегрегируется в ограниченном объеме, давая начало пегматитам.

РВ в пегматитах первой и второй групп более часты, чем в гранитах: они обнаруживаются практически в каждой пластине, хотя далеко не в каждом зерне кварца. Возможно, РВ присутствуют в большинстве зерен, но их выделению препятствуют многочисленные вторичные ФВ, которые порою просто "переполняют" магматический кварц. В подавляющем большинстве случаев РВ имеют около- и субмикронные размеры и лишь отдельные экземпляры достигают 3–5 и даже 10 мкм в поперечнике, что позволяет провести измерение объемной доли отдельных фаз. Так, на долю мусковитоподобной фазы обычно приходится не более 60 об. %, зато газовый пузырек занимает 4–6 об. %, в вакуолях визуально различается (по низкому светопреломлению) жидкая фаза H_2O . Из-за высокого содержания воды эти РВ чрезвычайно склонны к декрепитации при нагревании, поэтому гомогенизировать удастся только самые мелкие из них, используя метод закалки.

Как правило, в пегматитах встречаются зерна кварца, в которых наряду с мельчайшими РВ присутствуют столь же мелкие СФВ, свидетельствующие о том, что, начиная с определенного момента, кристаллизация пегматитового расплава сопровождалась флюидоотделением. В тех редких случаях, когда размеры СФВ оказались достаточными для определения температуры их гомогенизации и солевого состава, установлено, что магматическая дистилляция происходила при высоком флюидном давлении (порядка 4,4 кбар).

Во вкрапленниках кварца из биотитовых гранит-порфиров РВ довольно часты, характеризуются крупными размерами (до 30 мкм в поперечнике), из-за чего не удалось достоверно определить температуру их гомогенизации. Эти РВ дают представление о начальных стадиях кристаллизации расплава в магматической камере, питающей дайки гранит-порфиров. Из-за тонкозернистости их основной массы РВ, захваченные в позднемагматическом кварце, не обнаружены. Однако в некоторых фенокристах имеются шлейфы вторичных РВ, которые характеризуют если не конечную стадию кристаллизации, то более позднюю по сравнению с интрателлурической.

В кварцевых вкрапленниках мусковит-альбитовых гранитов РВ совер-

Т а б л и ц а 21

Результаты инструментального изучения РВ в кварце гранитов Кургашичатского рудного поля

Индекс	Группа гранитов	Температура кристаллизации, °С		СН ₂ О, мас. %	
		начальная	конечная	исходное	конечное
γ_1	Двуслюдяные и мусковитовые граниты Ктитебердинского массива	> 730	710	2,4 ± 0,7	5,7 ± 0,8
ρ_1	Мусковитовые пегматиты, в том числе с кварцевым ядром	690	585	6,8 ± 1,5	9,5 ± 2,1
γ_2	Гранат-мусковитовые лейкограниты	Не уст.	< 630	2,9 ± 0,9	6,0 ± 1,8
ρ_2	Гранат-мусковитовые пегматиты, в том числе редкометалльные	615	560	5,0 ± 0,7	Не уст.
γ_3	Биотитовые гранит-порфиры	900 ± 50	Не уст.	2,3 ± 0,7	≥ 3,4*
γ_4	Мусковит-альбитовые граниты	670	Не уст.	7,3 ± 2,2	Не уст.

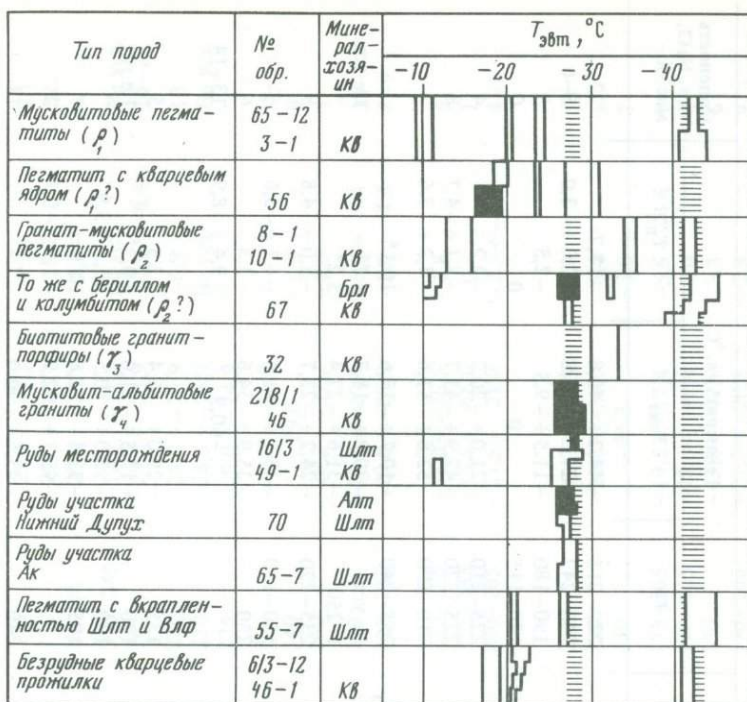
* Значение определено по вторичным РВ в фенокристаллах кварца.

П р и м е ч а н и е. Границы доверительного интервала значений СН₂О указаны для 5%-ного уровня значимости; не уст. — значение параметра не установлено из-за разгерметизации РВ или из-за слишком малых размеров.

шенно иного типа. Они обнаруживаются не в каждом зерне кварца, но если обнаруживаются, то, как правило, в большом количестве и совместно с СФВ. Решительно преобладают мелкие включения размером около 1 мкм и менее. Более крупные (до 8–10 мкм) экземпляры чаще встречаются среди РВ, гораздо реже среди СФВ.

Газовый пузырек в РВ обычно занимает 5–6% объема, мусковитоподобная фаза — не более 50%, в вакуолях визуально фиксируется жидкая водная фаза. По внешнему виду, по показателям СН₂О и Т_г, а также по сонахождению с ними СФВ эти РВ напоминают РВ в кварце пегматитов двух первых групп. Поэтому можно опасаться принять расплавные включения в реликтовом кварце альбитизированного пегматита за свидетельство магматического происхождения метасоматического альбита. Избежать таких ошибок помогает то, что в магматическом кварце мусковит-альбитовых гранитов твердые включения, представленные микролейстами альбита, ориентированы параллельно граням роста кварца, тогда как при альбитизации пегматитов или гранитов подобные структуры "снежного кома" в кварце не образуются.

Результаты инструментального изучения РВ в кварце гранитоидов рудного поля представлены в табл. 21, из которой следует, что двуслюдяные граниты Дупухского массива, гранат-мусковитовые лейкограниты и био-



Р и с. 13. Температура эвтектики растворов законсервированных в минералах магматических (ρ , γ) и гидротермальных пород Кургашиначатского рудного поля

Интервалы температур эвтектики, выделенные черным цветом, относятся к первичным ФВ, остальные — к мнимовторичным и вторичным

титовые гранит-порфиры характеризуются ординарным исходным водосодержанием. Наоборот, величина $\text{Si}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{исх}}$ мусковит-альбитовых гранитов необычайно высока и сопоставима с содержанием воды в РВ из пегматитов, т.е. с остаточным водосодержанием магмы Дупухского массива.

При криометрических исследованиях основные усилия были направлены на выявление и изучение *первичных* включений в минералах, сформировавшихся на интересующем этапе или стадии. Но первичные ФВ, да к тому же пригодные для криометрического изучения, т.е. достаточно крупные, очень редки. Поэтому во многих случаях исследовались и вторичные включения, содержащие растворы, которые могли не иметь никакого отношения к образованию минерала-хозяина. Тем не менее такое изучение оправдано, так как по крайней мере позволяет определить, омывался ли данный минерал растворами определенного типа (с определенной $T_{эвт}$). А магматические минералы к тому же, как уже говорилось, должны в том или ином количестве захватывать в виде вторичных ФВ и магматический флюид, выделившийся из расплава на заключительных стадиях кристаллизации.

Результаты криометрического изучения включений, представленные в табличной и графической формах (табл. 22, рис. 13), свидетельствуют о том, что температуры эвтектики природных палеогидротермальных

Таблица 22

Результаты криометрического изучения ФВ в породах и рудах Кургашичатского рудного поля

Порода	№ обр.	Минерал- хозяин	Тип ФВ	Температура, °С			Соленость экв. NaCl, мас. %
				T_{Γ}	$T_{\text{ЭВТ}}$	$T_{\text{ПЛ}}$	
Мусковитовый пегматит на контакте двуслюдяных гранитов с гнейсами (р. Кти- Теберда)	3-1	Кварц	Первичные (?)	220–215	-44,2 ÷ -40,8	-17,7	22
			Вторичные	250–242	-24,6 ÷ -23,8	-2,3 ÷ -3,0	5–6
			"	190–180	-11,5 ÷ -9,5	-2,5	5
			"	120–115	0	0	0
Мусковитовый пегматит, секущий кварцевую жилу (участок Ак)	65-12	"	"	225–210	-21,0 ÷ -20,2	-2,2	4
			"	225–220	-42,9 ÷ -41,7	-5,1 ÷ -4,7	8
			"	210–190	-52,6 ÷ -51,6	-4,3 ÷ -3,6	7
Мусковитовый пегматит, с кварцевым ядром (участок Ак)	56	"	Сопутствующие с $\Gamma_{\text{У}}$	255–240	-19,7 ÷ -16,6	10,1*	
			Вторичные с $\Gamma_{\text{У}}$	Не уст.	-20,2 ÷ -18,7	4,7*	Не уст.
			Вторичные с Жу	≥ 250	-31,6 ÷ -27,4	5,2*	"
			Вторичные	235–220	-24,2 ÷ -23,7	-5,0 ÷ -4,8	8
Гранат-мусковитовый пегматит (обособления в лейкократовом гра- ните), р. Кти-Теберда	8-1	"	"	150–130	-43,1 ÷ -41,6	-4,1 ÷ -3,6	6–7
			"	250	-35,9 ÷ -34,6	-3,3	6
			Вторичные (жидк.)		-60,9	-9,4 ÷ -8,9	13–14
Гранат-мусковитовый пегматит с турмалином, бериллом, колумбитом (участок Бол. Марка)	67	Берилл	Первичные	135	-29,0 ÷ -26,4	-2,5	5
			Вторичные	130	-12,5 ÷ -11,0	-0,2*	Не уст.
			"	130	-12,0 ÷ -10,5	20,3–13,9*	"
			"	105	-33,4 ÷ -32,6	Не уст.	"
			Вторичные (жидк.)		-45,7 ÷ -42,2	-1,2 ÷ -0,7	2
Биотитовый гранит- порфир (участок Халега)	32	Кварц	Вторичные (?)	240	-33,6 ÷ -30,0	-7,4	11
Мусковит-альбитовые граниты (левобережье Аксаута)	218/1 46	Кварц (вкрапл.)	Сопутствующие	225	-29,5 ÷ -26,4	-2,4	5
			"	190	-29,5 ÷ -28,7	-2,5 ÷ -1,8	4–5
Кварц-арсенипит- шеелитовые прожил- ки месторождения (зона Джаловчат)	16/3	Шеелит	Первичные	175	-29,0 ÷ -28,2	-15,6	20
			"	170	-29,0 ÷ -28,2	-18,2	22.
			Вторичные	Не уст.	-29,5 ÷ -25,9	-2,0	4
Вольфрамит-шеелит- апатит-биотит-кварце- вые тела (участок Нижний Дупух)	49-1	Кварц	Вторичные с Жу	360–345	-12,5 ÷ -11,5	Не уст.	Не уст.
			Вторичные без CO_2	165	-28,2 ÷ -25,9	-7,9 ÷ -6,4	10–12
			"				
Вольфрамит-шеелит- апатит-биотит-кварце- вые тела (участок Нижний Дупух)	70	Апатит	Первичные	220	-29,0 ÷ -26,9	-6,9	10
			"	220	-28,5 ÷ -26,9	Не уст.	Не уст.
			Вторичные с $\Gamma_{\text{У}}$	235	-29,0 ÷ -24,9	"	"
		Шеелит	Вторичные (?)	?	-28,0 ÷ -26,9	"	"
			"	240	-29,6	-5,6	9
Вторичные	240	-28,2 ÷ -27,2	-4,8	8			
Вольфрамит-шеелит- апатит-кварц-биотито- вые тела (участок Ак)	65-7	"	Первично-вторичные	210	-29,0 ÷ -27,4	-6,9 ÷ -6,4	10–11
			"	215–210	-29,0 ÷ -26,9	-5,6 ÷ -4,6	8–9
Вольфрамит-шеелит- кварцевые гнезда в мусковитовом пегма- тите (участок Нижний Дупух)	55-7	"	Вторичные	230–205	-28,0 ÷ -26,9	-2,8	5
			"	255–245	-45,5 ÷ -41,8	-0,2	1
			"	240–205	-21,5 ÷ -21,0	-2,5 ÷ -2,0	4–5
Безрудные кварцевые прожилки (западная меридиональная зона и левобережье Аксаута)	6/3-12	Кварц	"	260	-22,3 ÷ -21,5	-8,4	13
			"	230	-22,8 ÷ -21,3	-6,4	11
			"	230	-21,3	-3,8	7
	46-1	"	"	175–165	-19,2 ÷ -17,4	-5,6 ÷ -4,6	8–9
			"	170–165	-43,0 ÷ -41,6	-2,0	4
			"	170	-43,0 ÷ -41,0	-3,3	6
			"	190–165	-21,3 ÷ -20,8	-2,3	4

* Температура плавления газогидрата, а не льда.

растворов довольно разнообразны и охватывают интервал от 0 до $-60,9^{\circ}\text{C}$, хотя преобладают значения от $-9,5$ до $-45,7^{\circ}\text{C}$. Некоторые значения $T_{\text{ЭВТ}}$ встречаются редко, другие — часто. Так, почти во всех изученных пегматитах присутствуют вторичные включения растворов, $T_{\text{ЭВТ}}$ которых укладывается в интервале от -44 до -41°C (на рис. 12 он заштрихован). Можно предположить, что это и есть магматические флюиды, однако $T_{\text{ЭВТ}}$ растворов СФВ, обнаруженных в кварце пегматита 1-й группы, лежит в интервале от $-19,7$ до $-16,6^{\circ}\text{C}$. В кристаллах берилла, которые, судя по крупным размерам и особенностям локализации, выделились из пегматитового расплава или магматического флюида, присутствуют первичные (сопутствующие?) ФВ с температурой эвтектики от $-29,0$ до $-26,4^{\circ}\text{C}$. Растворы с $T_{\text{ЭВТ}}$ от -44 до -41°C , вероятно, имеют иное происхождение и были захвачены кварцем пегматитов в процессе их эпигенетического преобразования.

С точки зрения проблемы рудоносности гранитоидов гораздо более важным является второй температурный интервал (от -27 до -29°C), в который попали значения $T_{\text{ЭВТ}}$ рудообразующих растворов, законсервированных в виде первичных включений в шеелитах Ктитебердинского месторождения, в апатитах, сингенетичных вольфраму из рудных "жил" участка Нижний Дупух (см. рис. 13). Растворы с такими же значениями $T_{\text{ЭВТ}}$ присутствуют в кварц-шеелитовых прожилках и в виде вторичных включений, в том числе на участке Ак. Иными словами, полученные криометрические данные определенно свидетельствуют о том, что $-29^{\circ} < T_{\text{ЭВТ}} < -27^{\circ}\text{C}$ является индикаторной характеристикой гидротермальных растворов, формировавших вольфрамовое оруденение как на самом месторождении, так и на флангах рудного поля (т.е. оруденение Ктитебердинского и Дупухского типов).

Этот вывод очень важен, ибо такая же величина $T_{\text{ЭВТ}}$ характерна для магматических флюидов, выделявшихся мусковит-альбитовыми гранитами и законсервированных в них в виде СФВ в магматическом кварце (см. табл. 22 и рис. 13). Как показано выше, интрузия мусковит-альбитовых гранитов была реальным и мощным источником палеогидротерм.

Таким образом, есть веские основания считать, что основу растворов, образовавших месторождение, составили продукты магматической дистилляции интрузии мусковит-альбитовых гранитов, которая на уровне рудных тел представлена только дайкоподобными апофизами. Следует, однако, отметить, что растворы с $-29^{\circ} < T_{\text{ЭВТ}} < -27^{\circ}$ в виде первичных (сопутствующих?) ФВ обнаружены и в кристаллах берилла из гранат-мусковитового редкометального пегматита, обнажающегося к югу от горы Бол. Марка. Поскольку кристаллы берилла сосредоточены здесь только в теле пегматита, а его породообразующий кварц содержит РВ, можно образование берилла связать с кристаллизацией данного объема остаточного расплава. СФВ в кварце этого пегматита из-за субмикронных размеров изучить не удалось, но вторичные ФВ с $T_{\text{ЭВТ}} = -28,2^{\circ} \div -27,2^{\circ}$ в нем обнаружены (см. табл. 22), что косвенным образом может также свидетельствовать о том, что магматические флюиды, отделявшиеся от пегматитового расплава, имели $-29^{\circ} < T_{\text{ЭВТ}} < -27^{\circ}$, типоморфную для рудообразующих растворов. Следовательно, какая-то часть вольфрамо-

вого оруденения могла формироваться продуктами дистилляции пегматитовых расплавов.

На первый взгляд сделанные выводы о связи вольфрамового оруденения с магматическими расплавами, специализированными на тантал, ниобий, олово, бериллий, могут показаться несостоятельными с геохимической точки зрения. Однако в свете современных экспериментальных данных такая связь вполне допустима.

Действительно, по данным [234], в малофтористых системах коэффициент распределения вольфрама между флюидом и гранитным расплавом $K_w = C^{Fl}/C^{Pc}$ больше единицы и достигает значения 6,7 (а мусковит-альбитовые граниты бедны фтором — 0,074% по 11 пробам). Следовательно, при дегазации гранитной магмы преобладающая часть рассеянного в ней вольфрама должна экстрагироваться магматическим флюидом и выноситься в надинтрузивную зону. Наоборот, для олова коэффициент распределения, по данным [147], меньше единицы (не выше 0,4), т.е. олово преимущественно накапливается в остаточном расплаве. Аналогичные экспериментальные данные имеются также для тантала и ниобия [268]. Так что при определенном составе растворенных в расплаве солевых компонентов геохимическая специализация силикатной и флюидной фаз вполне могут оказаться именно такими, как в данном случае.

Правда, при этом в обогащенных вольфрамом растворах хотя и в резко подчиненном количестве, но все же должны присутствовать тантал, ниобий, олово, о чем при описании руд месторождения обычно не сообщается. В связи с этим большое значение имеют результаты проведенного в ВИМСе количественного минералогического анализа рудных проб с месторождения, с которыми автора любезно ознакомил сотрудник ВИМСа В.О. Вальков. Из семи проб, отобранных в рудных интервалах по штольням № 20 и 28, четыре содержат в электромагнитной фракции мелкие (менее 0,5 мм) кристаллики колумбита; в двух пробах обнаружен касситерит.

Таким образом, термобарогеохимические признаки связи вольфрамового оруденения с редкометальными мусковит-альбитовыми гранитами получили и минералогическое подтверждение. Здесь уместно заметить, что, по данным [51], некоторые вольфрамовые месторождения Монголии (Югодзырь, Борун-Цогто) также обнаруживают связь, по крайней мере пространственную, с редкометальными гранитами, отличающимися от обсуждаемых только повышенным содержанием лития и фтора.

Поскольку все полученные нами и рассмотренные выше данные указывают на интрузию мусковит-альбитовых гранитов как на главный источник рудообразующих растворов, первостепенное значение приобретает вопрос о размерах и местоположении этой интрузии. Следует еще раз подчеркнуть ее реальность. Действительно, специфический состав даек мусковит-альбитовых гранитов, их форма, типичная для трещинных интрузий, весомые свидетельства кристаллизации альбита из магматического расплава, — все это не оставляет сомнений в аллохтонности этих гранитных образований, в наличии питающей их магматической камеры. О ее размерах в данном случае можно судить лишь по площади распространения дайкоподобных апофиз.

При содействии геологов Аксаутской ГРП Е.М. Соколова и А.И. Иван-

ченко учтены и частично обследованы дайки мусковит-альбитовых гранитов, ранее задокументированные на месторождении в подземных выработках и на поверхности; в разных частях рудного поля нами проведено 16 специальных маршрутов; просмотрена и опробована каменная коллекция поискового отряда и керн ряда глубоких скважин (№ 314 и 419). Кроме того, на поиски даек мусковит-альбитовых гранитов в 1986 г. были ориентированы все маршрутчики Кургащинчатского отряда.

В итоге в настоящее время известно, по крайней мере, 14 даек мусковит-альбитовых гранитов (две из них — только в свалах) и одно тело интенсивно альбитизированного гранат-мусковитового пегматита, который, по-видимому, содержит также и магматические инъекции кварц-мусковит-альбитового материала (район перевала Кичи-Теберда). Если это тело фиксирует восточную границу области распространения обсуждаемых даек, то западная ее граница проходит через среднюю часть левого борта долины р. Аксаута, на котором в балке с ручьем обнажаются четыре дайки мусковит-альбитовых гранитов. От западной границы до восточной около 8 км.

Самый северный выход подобных даек зафиксирован на левом борту долины р. Кти-Теберды, а самый южный — около Софийско-Тебердинского грабена, в скв. № 419 (глубина 739 м). Расстояние между этими точками около 2,1 км. Таким образом, область распространения дайкоподобных апофиз рудоносной интрузии имеет вытянутую в субширотном направлении форму и занимает площадь около 16 км², примерно в центре расположено месторождение. Это, разумеется, не означает, что такую же площадь занимает на глубине интрузия мусковит-альбитовых гранитов, но все же свидетельствует о внушительных размерах магматического источника рудоносных растворов и объясняет наличие и размещение рудной минерализации в междуречье Кти-Теберды и Джаловчат.

Следует отметить, что, насколько нам известно, впервые идея существования под месторождением куполов редкометалльных апогранитов и связи с ними вольфрамового оруденения была высказана Е.М. Соколовым около 10 лет назад. Он же предпринял попытку вскрыть эти граниты буровыми скважинами в районе разведанных рудных тел. Безуспешность этой попытки (кровля гранитного массива на абсолютных отметках выше 1500 м скважинами не подсечена) и отсутствие в то время других доказательств связи оруденения с магматическим источником, имеющим к тому же редкометалльную, а не вольфрамовую специализацию, по-видимому, не способствовало утверждению рассматриваемых представлений, которые, по сути дела, базировались не столько на фактах, сколько на интуиции Е.М. Соколова.

Наши выводы о существовании на некоторой глубине крупного магматического источника вольфрамоносных растворов основаны на принципиально новых объективных данных и в значительной мере снимают возражения, высказывавшиеся в свое время против этой точки зрения. Пока открытым остается вопрос о глубине залегания рассматриваемой интрузии мусковит-альбитовых гранитов. То, что глубокие скважины (скв. № 314) не достигли ее апикальной части, свидетельствует о размещении последней ниже абсолютной отметки 1500 м. Однако пересечение этой скважиной в интервале глубин 801–975 м нескольких тел мусковит-альбитовых грани-

тов (до 8,5 м по оси керна), скорее всего, говорит о приближении забоя скважины к гранитному массиву.

Учитывая это, можно указать место, максимально приближенное к верхней кромке интрузии. Это — днище долины р. Аксаута в месте пересечения с широтной зоной наибольшего распространения даек мусковит-альбитовых гранитов, грассирующей, по-видимому, гребневидное поднятие поверхности рудоносной интрузии. Если бы структурная скважина была заложена на указанном участке, вопрос о глубине залегания магматического источника рудоносных растворов мог быть решен с наименьшими затратами.

Обоснованные выше выводы о размерах и местоположении рудоносной интрузии, удовлетворительно согласуясь с данными о распределении рудной минерализации в междуречье Кти-Теберды и Джаловчат, т.е. в блоке, вмещающем месторождение, совершенно не освещают вопрос о характере и местоположении магматических источников рудной минерализации, известной на флангах рудного поля. Действительно, несмотря на целенаправленные поиски даек мусковит-альбитовых гранитов на участках Халега, Нижний Дупух, Ак, Бол. Марка, обнаружить их там не удалось. Следовательно, нет никаких оснований предполагать наличие глубокозалегающей интрузии мусковит-альбитовых гранитов на этой территории.

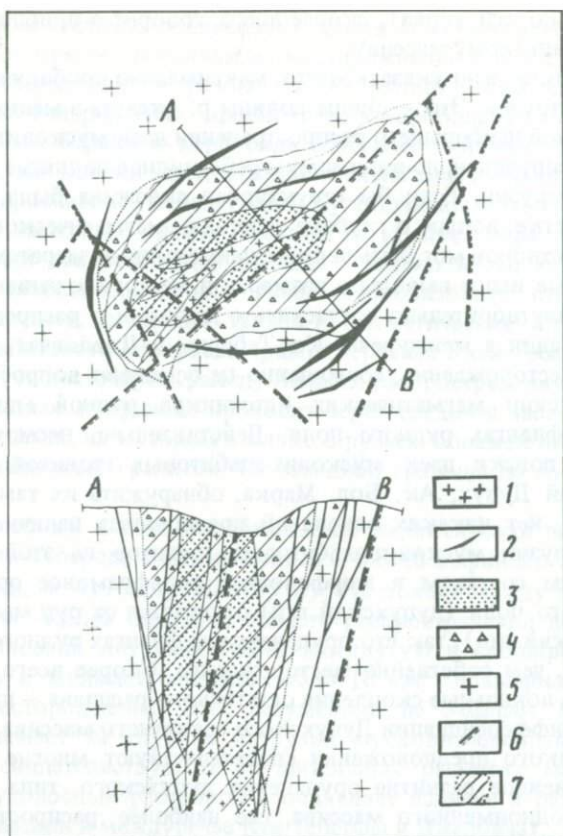
Минеральным составом и морфологией вольфрамовое оруденение на флангах рудного поля (дупухский тип) отличается от руд месторождения (ктитебердинский тип), так что оруденение на флангах рудного поля имеет иной источник, чем собственно месторождение. Скорее всего, этим источником явились локальные скопления остаточного расплава — продукта внутрикамерной дифференциации Дупухского гранитного массива.

В пользу такого предположения свидетельствуют многие факты. Это и преимущественное развитие оруденения дупухского типа в ближайшем экзоконтакте одноименного массива, где наиболее распространены пегматиты; и вышестоящие признаки сближенности во времени или даже перемежаемости процессов пегматито- и рудообразования на участках Нижний Дупух и Ак; это, наконец, идентичность рудообразующих растворов и выделяемых пегматитами флюидов по такому важному показателю, как $T_{эвт}$ (см. рис. 13), наряду с обогащенностью пегматитовых расплавов водой (см. табл. 21).

Рассматривая пегматитовый расплав в качестве главного источника растворов, сформировавших оруденение на флангах рудного поля, необходимо подчеркнуть, что в настоящее время здесь не известно крупных пегматитовых тел, хотя не исключено, что серии сближенных жил образуют более крупные системы. В целом для северной части рудного поля можно ожидать наличия множества рассредоточенных и сравнительно небольших магматических источников рудоносных растворов.

ЖАРЧИХИНСКАЯ РУДОНОСНАЯ СТРУКТУРА

Структура расположена в пределах Саяно-Байкальской области многоэтапной тектоно-магматической активизации [2], в поле распространения плутонических гранитоидных образований среднего и позднего палеозоя, по отношению к которым она является более молодой, но, по-видимому, домезозойской. Основные черты геологического строения структуры



Р и с. 14. Схема и разрез (по линии А-В) Жарчихинской структуры, по [150]

1 – мелко-среднезернистые граносиениты; 2 – дайки микрогранитов, микрограносиенитов и трахилипаритов; 3 – эруптивные брекчии; 4 – эксплозивные брекчии; 5 – вмещающие гранитоиды; 6 – главные разрывные нарушения; 7 – рудный штокверк

и особенности контролируемого ею молибденового оруденения описаны В.В. Скрипкиной, В.Л. Верником, Л.И. Рейф, В.И. Игнатовичем, Г.В. Андреевым [150], В.Т. Покаловым, С.В. Болохонцевой, В.В. Васиным [118]. По данным [150], Жарчихинская структура представляет собой концентрически-зональное трубчатое сооружение, сопровождаемое субвулканическими интрузиями и рудным штокверком (рис. 14). Среди брекчий выделены две разновидности – эксплозивные и эруптивные.

Эксплозивные грубообломочные брекчии являются наиболее ранними и слагают периферическую часть структуры, образуя воронкообразное тело. Обломки, представленные вмещающими гранитами, сиенитами, в меньшей мере диоритами, сцементированы мелкозернистыми продуктами дробления этих пород. В результате последующей гидротермально-метасоматической проработки цемента он во многих участках приобрел флюидальноподобную текстуру.

Эруптивные брекчии образуют трубообразное тело эллипсоидного сечения, прорывающее эксплозивные брекчии предыдущего этапа и образующие в последних многочисленные апофизы. По внешнему виду эруптивная брекчия напоминает лапиллиевый туф с массивным цементом. В обломках присутствуют не только боковые породы, но и трахилипариты, аналогичные по составу дайкам, секущим эруптивную брекчию, а также трахитоподобные породы, не встреченные на поверхности. Цемент эруптивной брекчии имеет трахилипаритовый состав и содержит большое количество мельчайших обломков пород и кристаллов, образовавшихся, по-видимому, при диспергировании более крупных блоков.

Субвулканические интрузии представлены дайками и материалом так называемой "пропитки" пород, вмещающих некоторые дайки, особенно на глубоких горизонтах структуры. В.В.Скрипкина и др. [150] выделяют два этапа формирования даек, именуемых далее интрузивными фазами. В первую фазу образовались дайки микрогранитов, обнажающиеся на периферии Жарчихинской структуры (см. рис. 14), и участки "пропитки" боковых пород. Во вторую интрузивную фазу произошло внедрение ветвящихся даек мелко-среднезернистых граносиенитов, секущих эруптивную брекчию. Для этих пород, особенно на верхних уровнях структуры, характерно интенсивное проявление альбитизации, сопровождаемой образованием щелочных амфиболов.

После внедрения и консолидации указанных субвулканических интрузий сформировался рудный штокверк, практически не выходящий за пределы Жарчихинской структуры как в латеральном направлении, так и на глубину. Эруптивные и эксплозивные брекчии, а также дайки обеих интрузивных фаз содержат вкрапленность мелибденита и рассекаются кварц-молибденовыми прожилками с большей или меньшей примесью пирита, флюорита. Кроме того, встречаются кварцевые прожилки с галенитом, сфалеритом, баритом. В прожилках и вмещающих породах часты выделения анатаза, флюорита.

Для проведения термобарогеохимических исследований опробованы не только субвулканические образования, но и вмещающие Жарчихинскую структуру более древние полнокристаллические граниты и кварцевые сиениты на удалении до 3 км от последней. Визуально-микроскопическое изучение включений проведено в 40 полированных пластинках и в 140 иммерсионных препаратах, что позволило выявить включения, типоморфные для разновозрастных интрузивных пород, и выбрать для термометрических исследований наиболее представительные из них.

Первичные РВ в кварце вмещающих гранитоидов характеризуются отсутствием жидкой фазы H_2O во флюидной части или весьма незначительным ее содержанием, что установлено визуально-микроскопическим изучением РВ в 11 пластинках и 80 иммерсионных препаратах и контрольными термометрическими исследованиями, в ходе которых ни разу не наблюдалась гомогенизация флюидной части РВ в жидкую фазу. Ни в одном из изученных препаратов не выявлены СФВ и только в одном образце крупнозернистых гранитов обнаружены вторичные РВ, образующие уплотненные шлейфы в краевых частях кварцевых зерен и содержащие оптически различимую жидкую фазу. По-видимому, вмещающие Жарчихинскую структуру гранитоиды формировались из расплавов с невысоким исход-

ным содержанием воды, которое существенно возросло только на завершающих стадиях кристаллизации.

Совершенно иные особенности у субвулканических интрузий первой фазы. В породообразующем кварце микрогранитов и материала "пропитки" флюидная часть РВ неизменно содержит жидкую фазу и маленький (1,5–2 об. %) газовый пузырь, растворяющийся в жидкости при 180–200 °С. Кроме того, во всех вакуолях присутствуют непрозрачные кристаллики рудной(?) фазы, состав которой пока не установлен. Но наиболее примечательным является то, что практически все зерна кварца объемно равномерно насыщены мельчайшими флюидными включениями, размеры которых исключительно редко достигают 2 мкм, а в большинстве случаев составляют десятые доли микрона. В некоторых зернах наблюдается постепенное уменьшение размеров этих СФВ в каком-то одном направлении, вплоть до кажущегося их исчезновения. Однако есть основания считать, что в таких участках они не исчезают, а становятся оптически неразличимыми из-за уменьшения поперечного размера до сотых долей микрометра.

Указанные признаки микрогетерогенности гранитообразующего расплава позволяют предположить, что большинство РВ размером более 2–3 мкм являются скрытоаномальными. Об этом же свидетельствуют результаты их термометрического изучения, проведенные как без противодействия, так и под давлением аргона. Ни в том, ни в другом случае добиться гомогенизации РВ при температурах, достигающих 900–1000 °С, не удалось. После пятичасовой выдержки пятнадцати таких включений при 750 °С под давлением аргона 320 МПа и последующей закалки во всех них наблюдались относительно крупные газово-жидкие флюидные обособления, остатки прозрачных кристаллов, рудная фаза и стекло. Судя по объему и плотности флюидных обособлений, для полной гомогенизации этих РВ потребуется весьма высокая температура. При попытке гомогенизировать их без противодействия большинство РВ разгерметизировалось.

Раскристаллизованные расплавные включения подобного же типа характерны для граносиенитов второй интрузивной фазы. Они также содержат непрозрачную рудную(?) фазу и гетерогенную при 20 °С флюидную составляющую, гомогенизирующуюся в жидкость при 280–330 °С. После оплавления этих РВ под давлением аргона 320 МПа и при 750 °С ни одно из 59 включений не гомогенизировалось; во всех, кроме стекла и прозрачных частичек, присутствовала рудная фаза и флюидное обособление. В некоторых крупных вакуолях удалось наблюдать гомогенизацию флюидной части в жидкость при 280 °С.

В процессе последующего нагрева без противодействия герметичность сохранили немногие РВ. Наиболее мелкие из них (менее 2,5 мкм) гомогенизировались в интервале 820–845 °С путем растворения газового пузырька в расплаве (рудная фаза исчезла при 790–820 °С), в более крупных (до 5–7 мкм) газовые пузырьки и непрозрачные кристаллики остались и после часовой выдержки при 950 °С. В процессе термометрического изучения выявились признаки, указывающие на низкую вязкость законсервированных расплавов. Они проявились в гетерогенизации гомогенизированных РВ при охлаждении, причем повторная гомогенизация при одной и той же температуре достигается даже при ускоренном режиме нагрева (до 20 °С в минуту). Более того, в некоторых вакуолях при 760 °С за

Таблица 23

Результаты определения CH_2O в РВ из кварца субвулканических гранитоидов Жарчихинской структуры

№ обр.	Интрузивная фаза	$T_{\Gamma}^{\text{фл}}, ^\circ\text{C}$	F	$W_{\text{П}}, \text{об. } \%$	$W_{\text{МС}}, \text{об. } \%$	$\Delta W_{\text{вак}}, \text{об. } \%$	$\text{CH}_2\text{O}, \text{мас. } \%$
С-77-472	I	180	0,88	1,5 (1)	30	30	$4,4 \pm 1,4$
ЖЧ-7	II	285	0,73	4,0 (2)	30	30	$4,4 \pm 1,0$
ЖЧ-7	"	330	0,63	6,3 (3)	30	30	$4,4 \pm 0,8$
С-63-309	"	305	0,69	5,9 (3)	30	50	$4,8 \pm 0,8$
С-63-309	"	305	0,69	6,8 (2)	30	50	$5,1 \pm 1,1$
5-460	"	275	0,75	4,8 (2)	50	50	$5,4 \pm 1,2$

Примечание. Объем газового пузыря ($W_{\text{П}}$), мусковита ($W_{\text{МС}}$) и приращение вакуоли при температуре гомогенизации ($\Delta W_{\text{вак}}$) измерены относительно объема включения в границах, наблюдаемых при 20°C ; в скобках — количество замеров; границы доверительных интервалов указаны для 95%-ной доверительной вероятности.

20–45 мин пузырь перемещался в другую часть вакуоли на расстояние в 2–3 его диаметра.

Субмикронные СФВ в кварце гранитов второй фазы различаются редко, однако не исключено, что они все же присутствуют, оставаясь невидимыми из-за крайне малых размеров. Основанием для такого допущения являются следующие данные. Согласно расчетам, выполненным по модифицированной методике В.Б. Наумова (см. гл. 2), содержание H_2O в рассматриваемых РВ колеблется в пределах 4,4–5,4 мас. % (табл. 23), что не согласуется с высокими ($820\text{--}845^\circ\text{C}$) температурами их гомогенизации. Нормальные РВ при таком водосодержании должны гомогенизироваться при $720\text{--}660^\circ\text{C}$ [56, 83, 142].

Таким образом, полученные термобарогеохимические данные свидетельствуют о том, что субвулканические интрузии, принимавшие участие в формировании Жарчихинской рудоносной структуры и непосредственно предшествовавшие во времени гидротермальному рудообразованию, возникли из флюидонасыщенного микрогетерогенного расплава, характеризующегося низкой вязкостью. Учитывая малые размеры интрузивных тел в изученном интервале глубин (500 м), можно с уверенностью сказать, что отделившиеся от них растворы не могли сформировать Жарчихинское месторождение. Вместе с тем не вызывает сомнений то, что охарактеризованные дайки являются апофизами глубокозалегающей и, вероятно, крупной магматической системы, дегазация которой и привела к образованию взрывной воронки и трубчатого тела эруптивных, по [150], брекчий.

По всей видимости, водонасыщенное состояние, установленное для внедренных расплавов, в определенные периоды достигалось и в глубокой магматической камере, обладавшей несравненно более значительными ресурсами воды. Из-за малых размеров сопутствующих включений в кварце изученных гранитоидов не представилось возможности сопоставить солевой состав магматического дистиллята с составом гидротермаль-

ных рудообразующих растворов, которые по данным лазерно-спектрального анализа индивидуальных включений на продуктивной стадии содержали 9–12 г/л молибдена и 7–7,5 г/л железа [7]. И хотя получить представление о металлоносности магматического флюида не удалось, в данном случае, как и во всех рассмотренных ранее, видна отчетливая связь оруденения с интрузивными образованиями, испытавшими интенсивную дегазацию.

МАРИКТИКАНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Рудное поле расположено на территории Бурятской АССР (между речью Турки и Голондокона), на периферии позднепалеозойской области тектоно-магматической активизации каледонид [108]. Оно приурочено к краевой части Мариктиканского гранитного массива (20 км²), прорывающего известково-силикатные сланцы венда и раннепалеозойские гранитоиды баргузинского комплекса. Большая его часть сложена лейкократовыми биотитовыми гранитами, иногда переходящими в гранит-порфиры. В приконтактных зонах шириной от нескольких метров до 1,5 км в гранитах нередко уменьшается содержание кварца, и они сменяются биотит-роговообманковыми сиенитами.

Оруденение локализуется в пределах участка площадью 1 км² и представлено серией маломощных кварц-вольфрамитовых жил, залегающих в гранитах, сиенитах и граносиенит-порфирах. 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 околожильных изменений, за исключением площадного осветления пород за счет аргиллизации. Оруденение сопровождается первичной аномалией хлора, выявленной по кристаллофлюидным включениям [129], и вторичным ореолом рассеяния вольфрама. На южном фланге рудного поля отмечена оловянная минерализация, на северо-восточном — молибденовая. Масштабы оруденения и перспективы участка в целом до конца не выяснены, но по результатам проведенных ПГО "Бурятгеология" поисковых работ они незначительны.

Результаты термобарогеохимического изучения гранитоидов и кварц-вольфрамитовых жил рудного поля опубликованы ранее [130, 131], здесь приведем лишь главные из них, необходимые для обоснования последующих выводов.

В гранитах рудного поля отчетливо различаются две генерации породообразующего кварца: ранне- и позднемагматическая. Первый слагает центральные части некоторых зерен, второй — их периферию (Таблица I, 3), чаще они образуют самостоятельные зерна.

Раннемагматический кварц наряду с расплавленными содержит большое количество ($2,4 \cdot 10^4 - 2,5 \cdot 10^5$ в 1 см³) сравнительно крупных (до 60 мкм в поперечнике) сопутствующих флюидных включений, равномерно распределенных в объеме минерала-хозяина (Таблица IV, 3). Как видно на фотографиях, одни СФВ являются газовыми, другие — кристаллофлюидными. Следовательно, на раннемагматической стадии в расплаве сосуществовали газовые пузырьки и капли солевого раствора. Согласно криометрическим

Порода, генерация кварца	<i>n</i>	$T_r, ^\circ\text{C}$	Примечание
За пределами рудного поля			
Гранит, позднемагматическая	71	940–840	—
В пределах рудного поля			
Гранит, раннемагматическая	33	1110–1030	Часть РВ с аномально крупным газовым пузырьком
Гранит, позднемагматическая	23	1060	В некоторых РВ сосуществуют солевой и силикатный расплавы
Кварцевый сиенит, позднемагматическая	176	1050–930	
Кристаллы кварца из миарол	380	1050–915	
Аплит	38	1025–1000	

и кристаллооптическим исследованиям, газ представлен в основном водяным паром, а главными солевыми компонентами являются хлориды натрия и калия [130, 131].

Судя по тому, что при температуре гомогенизации (730°C) объем кристаллофлюидных СФВ увеличивается на 25–28%, при параметрах магматического процесса в водно-хлоридном рассоле было растворено значительное количество кремнезема. Раздельное существование в расплаве водно-паровой и водно-хлоридной фаз свидетельствует о том, что давление в этот период было ниже 130 МПа [142] и, скорее всего, намного, так как в газовых СФВ жидкая H_2O присутствует в виде едва различимой пленки.

В *позднемагматическом* кварце газовые сопутствующие включения отсутствуют (Таблица I, 3), кристаллофлюидные очень редки, но среди расплавных включений встречаются комбинированные, в которых при температуре 900°C и выше сосуществуют две жидкие фазы: силикатный расплав и солевой расплав-рассол (+ газ) [130]. При этом объемные соотношения силикатного и солевого расплава в соседних вакуолях невыдержаны, меняются в широких пределах. Подобные же комбинированные РВ многочисленны в кристаллах кварца из миароловых полостей в гранитах. Следовательно, и на позднемагматической стадии расплав был гетерогенным, но газовые пузырьки отсутствовали, а магматический дистиллят был представлен солевым расплавом-рассолом, что, видимо, обусловлено возрастанием давления выше 130 МПа [142].

Содержание воды в РВ из позднемагматического кварца очень мало — 0,8–1,0 мас. % (по двум измерениям). Эти данные о маловодности гранитов вполне согласуются с высокими температурами гомогенизации РВ (табл. 24), а также с тем фактом, что большинство РВ, даже крупных, не разгерметизируется в процессе нагревания.

Следует особо подчеркнуть, что рассмотренные особенности кристаллизации характерны только для небольшой (около 1 км^2) части Марикиканского массива, к которой приурочено вольфрамное оруденение. За

пределами этого участка сопутствующие газовые или кристаллофлюидные включения в кварце гранитов не обнаружены. Благодаря тому, что в отдельных участках массива граниты имеют ясно выраженную порфировую структуру с микрографической основной массой, в них также можно выделить раннюю (вкрапленники) и позднюю (мезостазис) генерации кварца. Подобрать пригодные для термометрического изучения РВ в центральных частях вкрапленников не удалось, поэтому температура начала кристаллизации не установлена.

Включения в краевых частях вкрапленников и в некоторых кварцевых зернах среднезернистых гранитов дают $T_r = 940-870^\circ\text{C}$, а в кварце основной массы — $850-840^\circ\text{C}$. В этих включениях жидкая фаза H_2O не обнаружена, но доля мусковитоподобного минерала несколько выше, чем в РВ из гранитов, вмещающих оруденение. Этот факт, равно как и более низкие значения T_r , характеризующие конечную стадию кристаллизации, свидетельствуют о том, что за пределами рудного поля остаточный гранитный расплав был несколько богаче водой. Причину этого можно понять, если принять во внимание интенсивную дегазацию расплава на ранней стадии кристаллизации рудовмещающих гранитов. Не исключено, что исходное водосодержание магмы во всех частях интрузии было примерно одинаковым, но в пределах рудного поля расплав был несомненно обогащен хлором. Границы этой части интрузии четко отбиваются по распространенности в кварце гранитов кристаллофлюидных включений [129].

Для решения вопроса о роли хлоридных флюидов в создании вольфрамового оруденения существенно то, что все рудные тела располагаются внутри ареала кристаллофлюидных включений. Но особенно важны в этом отношении данные о содержании в кристаллах кварца рудных жил, имеющих индукционные поверхности с кристаллами вольфрамита, первично-вторичных многофазных солевых включений, аналогичных по составу кристаллофлюидным СФВ [131]. Наконец, лазерно-спектральным анализом включений магматического дистиллята в последнем обнаружены высокие концентрации вольфрама, железа, марганца (см. табл. 32, № 1–2). Все это позволяет сделать вывод о магматогенной природе всех основных компонентов рудообразующих растворов и квалифицировать Мариктиканскую интрузию как рудоносную.

Однако отнесение гранитного массива к разряду рудоносных вряд ли оправдано, так как связанная с ним минерализация слишком незначительна по сравнению с промышленными месторождениями. В этой связи заслуживают внимания данные с маловодности гранитообразующего расплава, что, по-видимому, и явилось главным ограничивающим фактором.

Изложенный в этом разделе фактический материал позволяет сделать некоторые обобщения и выводы относительно роли гранитоидов в формировании ассоциированного с ними оруденения. Прежде всего отметим, что во всех рассмотренных примерах кристаллизация гранитных интрузий сопровождалась интенсивным флюидоотделением, причем солевой состав магматического флюида наследовался гидротермальными растворами. В двух случаях удалось определить концентрацию рудообразующих элементов в магматогенном флюиде (Мариктиканская и Соктуйская интрузии).

зии). Она оказалась вполне сопоставимой с содержанием рудных элементов в гидротермальных растворах Джидинского и Жарчихинского месторождений. Следовательно, главным источником металлоносных растворов служил магматический расплав.

Важно подчеркнуть, что начальные этапы становления большинства этих рудоносных интрузий не сопровождалось флюидоотделением. В ряде случаев оно проявилось лишь в поздние или даже заключительные фазы интрузивного процесса. И тем не менее дегазирующая порция расплава обычно характеризовалась невысокой степенью закристаллизованности, т.е. преобладанием расплава над кристаллами (физико-химическая сущность этого явления рассматривается в гл. 5).

Не менее существенным является то, что на уровне залегания рудных тел флюидогенерирующие интрузии часто представлены только штоками и дайкоподобными апофизами, тогда как питающая их магматическая камера скрыта на глубине. При этом рудные тела локализуются во вмещающих стратифицированных отложениях или в гранитоидах ранних интрузивных фаз, консолидировавшихся задолго до начала активной гидротермальной деятельности. Совершенно ясно, что попытки найти прямую связь оруденения с этими рудовмещающими гранитами могут привести к ошибочным выводам. Поэтому даже при отчетливой пространственной приуроченности оруденения к обнажающемуся на поверхности гранитному массиву необходимо учитывать возможность существования залегающего на большей глубине очага флюидогенерирующей магмы.

Дайки и небольшие штоки, особенно при наличии в них интрателлурических вкрапленников, могут дать ценную информацию об этом очаге, не доступном для изучения иными способами. Среди рассмотренных интрузий Жарчихинская, Кургашинчатская и Гуджирская, очевидно, эродированы в наименьшей степени, тогда как Соктуйский массив площадью 300 км², по-видимому, представляет собой выведенную на поверхность глубинную часть флюидогенерирующей интрузии.

ГЛАВА 4

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРДИНАРНЫХ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ

В этом разделе приводится краткая термобарогеохимическая характеристика ряда интрузий, различающихся своими размерами, фаціальным обликом, составом, возрастом. Это — плутоны крупнокристаллических пород и штоки порфиоров преимущественно гранитного, но иногда и граносиенитового состава, сформировавшиеся в период от кембрия до перми. Они объединены в группу по одному признаку: с точки зрения рудоносности эти интрузии вполне обычны (ординарны). Это означает, что, по данным крупномасштабных геологосъемочных и поисковых работ, в самих гранитных массивах и во вмещающих их породах рудная минерализация либо отсутствует, либо проявлена весьма незначительно, в виде

Таблица 25

Результаты термометрического исследования РВ в кварце гранитоидов некоторых ординарных интрузий

№ п/п	Объект, порода	Стадия кристаллизации	$T_{г}^{Фл}, ^\circ C$	F
1	Хуртугинская трещинная интрузия	Ранняя	235	0,81
2	гранит-порфиоров	"	235	0,81
3	Верхнесубутуйский шток лейкогранитов	Поздняя	200	0,86
4	Улекчинский массив биотитовых	Ранняя	*	0,15
5	лейкогранитов	Поздняя	255	0,79
6	Усутуйский шток граносиенитов	"	335	0,62
7	Усть-Уленгинский массив био-	Промежуточ-	*	0,15
8	титовых гранитов	ная	280	0,78
9		Поздняя	*	0,15
10	Орбиккулярные граниты массива Кент (Казахстан)	Ранняя	335	0,70

Примечание. Объемы газового пузыря ($W_{п}$), мусковита ($W_{мс}$) и приращение вакуоли при $T_{г}$ ($\Delta W_{вак}$) вычислены относительно объема РВ, измеренного в гранитах, наблюдаемых при 20 °С; в скобках — число изученных включений; * — гомогенизация в газовую фазу.

геохимических аномалий, минерализованных точек, небольших рудопроявлений. Относящиеся к этой категории разновозрастные гранитные массивы весьма многочисленны, но термобарогеохимическими исследованиями охвачена лишь небольшая их часть.

За последние 10 лет данные по ординарным интрузиям получены преимущественно в процессе проверки обсуждаемых далее (см. гл. 6) термобарогеохимических критериев рудоносности гранитов в Джидинском рудном районе, частично — в Северном Прибалхашье и на Северном Кавказе. Однако в предшествующий этим работам период (1970–76 гг.) автор проводил систематическое изучение включений в гранитах Восточного Прибайкалья [124, 125], так что география изученных ординарных интрузий достаточно широка, а их число превышает два десятка.

Не все объекты исследованы с одинаковой детальностью. В одних случаях работы сводились к визуально-микроскопическому изучению включений в иммерсионных препаратах, изготовленных из кварца гранитов главных интрузивных фаз; в других — подобное изучение проводилось, кроме того, и в полированных пластинах и охватывало породы всех фаз и фаций; в третьих — визуально-микроскопические исследования дополнялись термометрическими. При этом основное внимание уделялось выявлению признаков флюидонасыщенности гранитообразующих расплавов, выяснению вопроса о стадии магматического процесса, когда возникало насыщенное состояние и в каких частях интрузии проявилось в наибольшей мере.

$W_{п}$, об. %	$W_{мс}$, об. %	$\Delta W_{вак}$, об. %	$СН_2O$, мас. %	$T_{г}$, °С
2,2 (2)	50	104	$2,8 \pm 0,6$	860–800 (21)
2,4 (2)	50	100	$3,1 \pm 0,7$	840–800 (60)
1,4 (5)	50	120	$2,5 \pm 0,4$	730–700 (40)
5,0 (2)	80	100	$1,9 \pm 0,4$	800 (2)
3,0 (2)	50	60	$4,2 \pm 0,9$	850–790 (12)
3,7 (3)	70	47	$3,7 \pm 0,7$	690–650 (25)
9,9	60	70	$1,8 \pm 0,6$	Не установлена
2,5 (2)	30	60	$2,9 \pm 0,6$	из-за разгерметизации РВ
24,5 (2)	40	60	$4,2 \pm 0,9$	
2,4 (3)	—	63	$1,6 \pm 0,3$	845–835 (18)

РВ изучались прежде всего для определения концентрации воды в законсервированных расплавах, поэтому термометрическим исследованиям подвергались преимущественно те РВ, в которых наблюдалась жидкая фаза или подозревалось ее присутствие. В табл. 25 (см. также табл. 14 и 21) приведены те количественные характеристики, которые удалось достаточно надежно привязать к определенным стадиям процесса.

Поскольку в интересующем нас отношении ординарные интрузии сходны между собой, ниже приводится их обобщенная характеристика, и лишь отдельные, наиболее существенные, закономерности иллюстрируются конкретными примерами.

Самым существенным результатом визуально-микроскопического изучения породообразующего кварца ординарных гранитов главных интрузивных фаз явилось то, что в нем исключительно редко обнаруживаются первичные (сопутствующие) флюидные включения. Во всех этих случаях кварц, содержащий СФВ, образует маленькие зерна в интерстициях между кристаллами полевых шпатов, т.е. является позднемагматическим. В то же время подавляющее большинство зерен кварца в гранитах изученных безрудных массивов содержит несколько генераций ФВ, которые группируются в четкие уплощенные шлейфы, что свидетельствует об их вторичности.

По всей видимости, магматическая дистилляция начиналась здесь на самых поздних стадиях кристаллизации, когда преобладающая часть породообразующего кварца уже выделилась из магмы, а остаточный флюидо-

насыщенный расплав занимал интерстиции кристаллического агрегата и сегрегировался в контракционных трещинах. Во всяком случае, при изучении ординарных гранитных интрузий СВФ чаще обнаруживаются в кварце некоторых жильных аплитов, содержащих шпировые выделения пегматитов, причем размеры СВФ не превышают 1 мкм. Кроме того, в кварце аплитов встречаются более крупные (до 10 мкм) единичные ФВ, которые, возможно, также являются первичными (сопутствующими), но надежно установить их природу не удалось.

Оценка содержания воды в расплавах ординарных интрузий связана с некоторыми трудностями. Они вызваны тем, что в большинстве случаев флюидная часть РВ в кварце гранитов не содержит жидкой фазы H_2O , либо количество последней настолько незначительно, что гомогенизация флюидной части РВ осуществляется в газовую фазу, в связи с чем момент и температуру гомогенизации зафиксировать не удастся. Отсюда неопределенность в оценке объемных отношений между жидкой и газовыми фазами, т.е. коэффициента наполнения и, следовательно, в определении плотности флюидной составляющей РВ.

По этой причине в ранних работах автора масса H_2O , присутствующей в существенно газовой флюидной части РВ, считалась пренебрежимо малой и не принималась во внимание. При расчетах учитывалась только та вода, которая заключена в мусковите расплавно-включенная [124, 125]. В результате таких расчетов установлено, что концентрация воды в расплавах ординарных гранитных интрузий Восточного Забайкалья лежит в пределах 2–3 мас. %.

В последующем при отсутствии гомогенизации флюидной части РВ в жидкость коэффициенту наполнения F приписывалось значение 0,15 (промежуточное между критическим и нулевым). Как видно из табл. 25 (а также 14 и 21), при этом способе расчета исходное водосодержание расплавов ординарных интрузий оценивается в 1,9–3,1%, что согласуется с ранее полученными данными.

Динамику изменения содержания H_2O в расплаве при кристаллизации ординарных интрузий рассмотрим на примере Улекчинского и Майтасского гранитных массивов.

Улекчинский массив расположен в Бурятской АССР, в среднем течении р. Джиды, на ее левобережье, и сложен среднезернистыми биотитовыми лейкогранитами, традиционно относимыми к третьей фазе палеозойского джидинского интрузивного комплекса. Лейкограниты, обнажающиеся на площади около 320 км², залегают среди порфировидных гранитоидов более ранних интрузивных фаз того же комплекса, которые образуют здесь крупный плутон.

Визуально-микроскопическое изучение включений в кварце лейкогранитов с помощью 35 иммерсионных препаратов показало, что в обследованной части массива (около 100 км²) решительно преобладает РВ одного типа. Среди кристаллических фаз главными являются мусковит и кварц (последний слагает кайму родственного вещества), газовый пузырь занимает 5% объема вакуоли, измеренного до нагревания РВ, жидкая фаза оптически неразличима. Лишь в двух препаратах отдельные обломочки кварца содержали РВ, в которых можно было предположить небольшое количество жидкости.

В полированных пластинах, изготовленных из этих образцов, установлено, что РВ первого типа распределяются азонально и присутствуют в большинстве зерен кварца, в том числе и в центральных частях наиболее крупных из них. РВ второго типа встречаются очень редко, образуя скопления в виде уплощенных шлейфов в краевых частях некоторых кварцевых зерен, т.е. являются по отношению к ним вторичными, а по отношению к РВ первого типа — явно более поздними. На этом основании выделены ранняя и поздняя стадии магматической кристаллизации и установлено, что от первой до второй концентрация H_2O в расплаве увеличилась вдвое (от 1,9 до 4,2%, см. табл. 25, № 4 и 5).

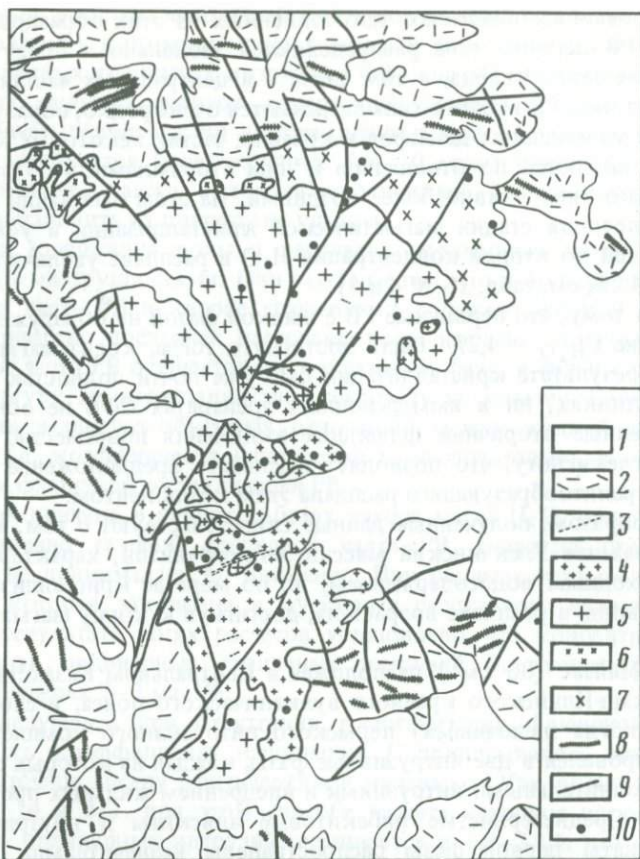
Судя по тому, что первичные РВ с жидкой фазой не обнаружены, высокое значение $C_{H_2O} = 4,2\%$ было достигнуто тогда, когда магматический расплав в результате кристаллизации был уже почти полностью исчерпан. Ни в пластинках, ни в иммерсионных препаратах СФВ не обнаружены. Многочисленные вторичные флюидные включения повсеместно содержат жидкую уголекислоту, что позволяет высказать предположение об обогащенности гранитообразующего расплава этим компонентом.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что магма, сформировавшая Улекчинский массив лейкогранитов, характеризовалась низким исходным водосодержанием, но по мере ее кристаллизации концентрация воды в расплаве возрастала, достигнув к концу магматического этапа 4,2%.

Массив Майтас (80 км²) расположен в Центральном Казахстане, в пределах Балхаш-Илийского краевого вулканического пояса, и сложен аляскитами (иногда щелочными) пермского интрузивного комплекса [94]. Он сформировался в две интрузивные фазы, каждая из которых сопровождалась дополнительными интрузиями и внедрением жильных производных (рис. 15). Среднезернистые рибекитовые аляскиты и внутрикамерные дифференциаты первой фазы распространены незначительно, только в северной части массива. Его центральная часть сложена преимущественно средне- и мелкозернистыми аляскитами второй фазы, а южная — мелкозернистыми жильными аляскитами, образующими пологонаклонные пластовые тела, реже крутопадающие дайки.

Строго говоря, массив Майтас является скорее ограниченнорудоносным, чем безрудным (ординарным). В его пределах известно два вольфрам-молибденовых рудопоявления, которые изучены с поверхности и на глубину и признаны непромышленными. Оруденение представлено грейзеново-жильным типом, аналогичным Акчатаускому, но значительно беднее последнего и проявлено на небольших участках.

Схема опробования массива представлена на рис. 15, а результаты изучения РВ — в табл. 14. Необходимо лишь подчеркнуть, что представительность включений, выбранных для термометрического исследования, определена в результате предварительного визуально-микроскопического изучения иммерсионных препаратов, изготовленных из всех отобранных образцов (около 50). Первичность-вторичность РВ и последовательность их захвата определялись в 13 полированных пластинах. Концентрация воды определялась для тех РВ, которые расположены в центральных частях зерен кварца и, скорее всего, отражают водосодержание расплава на ранних стадиях кристаллизации.



Р и с. 15. Схема геологического строения массива Майтас, по В.И. Серых, А.П. Новичковой, 1970 г.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — терригенно-вулканогенные отложения нижнего и среднего карбона; 3 — кварцево-гнейзеновые и кварцевые жилы; 4–8 — пермский кызылрайский комплекс, вторая фаза: 4 — жильные тела и дайки мелкозернистых порфировидных аляскитов, 5 — среднезернистые и мелко-среднезернистые аляскиты главного интрузива; первая фаза: 6 — жильные тела и дайки мелкозернистых щелочных аляскитов, 7 — среднезернистые аляскиты и щелочные аляскиты главного интрузива, 8 — пермский жаксытагалинский комплекс (гранит-порфиры, микрограниты, граносиениты, диорит-порфиры); 9 — главные разрывные нарушения; 10 — места отбора проб для термобарогеохимических исследований

Как видно из табл. 14, значения Cn_2O в исходном расплаве первой и второй интрузивных фаз практически одинаковы. Однако уже в гранитах второй фазы встречаются зерна кварца, которые начали кристаллизоваться при Cn_2O в расплаве около 4%, а при формировании жильных гранитов эта величина возросла до 5,2%. Таким образом, в ходе кристаллизации исходно бедного водой расплава его остаточные порции обогатились этим компонентом до уровня, присущего рудоносным интрузиям. В данном случае эта дифференциация была внутрикамерной, т.е. происходила на месте залегания внедренной магмы, поэтому объем обогащенного водой дифференциата сравнительно невелик (из-за пластовой формы тел пло-

щадь выходов жильных гранитов на рис. 15 не отражает их истинной доли в объеме массива).

Можно, однако, предположить, что если бы в питающем глубинном очаге были условия для фракционирования, то это привело бы к обособлению крупных масс расплава с высоким водосодержанием, способных породить значительную по масштабам гидротермальную систему. В таком случае можно было бы ожидать появления дайкоподобных апофиз типа биотит-альбитовых гранит-порфиров Акчатауского рудного поля. Однако в пределах массива Майтас подобные образования не обнаружены. Следует также отметить, что микроструктура аляскитов второй фазы свидетельствует о близкородновременном выделении породообразующих минералов, т.е. о котектическом характере кристаллизации расплава [94], что вряд ли способствует интенсивному проявлению процесса фракционирования.

Из других ординарных интрузий, охарактеризованных количественными данными (см. табл. 25), мы рассмотрим здесь только Усуйский шток (5 км^2), расположенный в среднем течении р. Джиды (Бурятская АССР), на ее левобережье, и сложенный среднезернистыми порфиридовидными биотитовыми граносиенитами. Он прорывает карбонатно-терригенные отложения нижнего кембрия, которые в экзоконтакте штока ороговикованы, участками скарнированы. В гранат-пироксеновых скарнах локально проявлена шеелитовая минерализация, не имеющая промышленного значения (по данным завершенных поисково-оценочных работ). Шток интересен тем, что в слагающих его граносиенитах кварц имеет четко выраженную интерстиционную форму выделений, т.е. является одним из наиболее поздних породообразующих минералов. Это дает возможность оценить водосодержание расплава на завершающих стадиях его кристаллизации. Согласно расчетам, $\text{С}_{\text{H}_2\text{O}} = 3,7 \pm 0,7\%$, т.е. явно ниже, чем исходное содержание воды в рудоносных интрузиях.

Завершая краткую термобарогеохимическую характеристику ординарных гранитных интрузий, можно отметить, что исходное водосодержание гранитообразующих расплавов характеризуется значениями $\text{С}_{\text{H}_2\text{O}} = 2-3 \text{ мас. \%}$, но в конечных дифференциатах оно может достигать 5%. Этим объясняется тот факт, что водонасыщенные расплавы появляются лишь на завершающих стадиях магматической кристаллизации, преимущественно в телах жильных гранитов.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ, ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Рассмотренный в предыдущих разделах фактический материал, по мнению автора, позволяет вполне утверждать, что при формировании месторождений обсуждаемого типа главным источником рудообразующих растворов является гранитная магма. Это, в свою очередь, дает основание искать причины рудоносности одних интрузий и безрудности других в специфике магматического процесса. Некоторые особенности кристаллизации интрузий, сопровождаемых оруденением, выявлены эмпирическим путем. В наибольшей мере это относится к данным о повышенном исходном водосодержании рудоносных интрузий и о достижении ими флюидонасыщенного состояния при низкой степени закристаллизованности магмы. Однако оценить истинную значимость эмпирических закономерностей можно только после выяснения их физической сущности, а для этого необходимо согласование всей совокупности данных с основными положениями теории развития физико-химических систем. Такой анализ является целью настоящего раздела.

ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОГО СОСТОЯНИЯ МАГМ И ПРИЧИНЫ ЕГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Термобарогеохимические данные свидетельствуют о том, что флюидонасыщенное состояние расплава достигается при кристаллизации как рудоносных, так и ординарных гранитных интрузий. Однако они существенно различаются по времени достижения этого состояния. При кристаллизации ординарных интрузий свободная флюидная фаза появляется на завершающих стадиях магматического этапа, когда остаточный расплав сохраняется только в межзерновом пространстве и образует небольшие скопления (шпиры) в телах поздних дифференциатов (жильных аплитов, пегматитов). В подобных случаях не вызывает сомнений то, что главной причиной флюидоотделения является прогрессирующее накопление летучих в остаточном расплаве по мере выделения из него безводных силикатов вплоть до стадии насыщения. Вслед за В.А. Николаевым [104], Д.С. Коржинским [73], И.Д. Рябчиковым [142] мы именуем этот процесс ретроградным кипением или магматической дистилляцией, которая в тех или иных масштабах должна возникать при кристаллизации любой силикатной магмы, содержащей воду и другие летучие компоненты.

В то же время рудоносные интрузии или их отдельные части характеризуются флюидонасыщенным состоянием уже на средних или даже ранних стадиях кристаллизации, причем это состояние возникает в значительных объемах магмы при заметном преобладании расплава над кристаллами. С одной стороны, эти особенности служат критерием, позволяющим отли-

чить рудоносную интрузию от ординарной; с другой – факт появления свободной флюидной фазы на ранних стадиях кристаллизации расплава допускает, по крайней мере, двоякое толкование: 1) насыщенное состояние является результатом длительного саморазвития магматической системы, а флюидная фаза – ее дериватом; 2) флюидные пузырьки образуют поток трансмагматических растворов, т.е. насыщенное состояние вызвано внешними по отношению к данной интрузии процессами.

К решению этой дилеммы, имеющей важное теоретическое и практическое значение, можно подойти, если учесть некоторые особенности строения флюидонасыщенного расплава, выявленные посредством изучения СФВ в породообразующем кварце гранитов. Главная из этих особенностей заключается в чрезвычайно высокой дисперсности флюидной фазы, образующей в расплаве пузырьки диаметром менее микрометра, о чем (см. гл. 1) свидетельствуют субмикронные размеры СФВ. Они обнаружены в кварце гранитов большинства вышеописанных рудоносных интрузий, а также отдельных гранитоидных тел Булуктаевского (Mo-W), Восточно-Коунрадского (W-Mo), Шумиловского (Sn-W) и других рудных полей. Конечно, наряду с ультрамелкими СФВ присутствуют и более крупные, достигающие 3–10 мкм в поперечнике, а на ряде объектов (Мариктикан, Соктуй) крупные включения весьма многочисленны. И все же в преобладающем числе случаев есть основания для вывода об ультрамикроземлюсионном состоянии флюидонасыщенных расплавов на определенных стадиях их кристаллизации.

Учитывая это, можно подойти к выяснению причин раннего флюидоотделения на основании оценки скорости всплывания флюидных пузырьков. Для расчета использована модифицированная формула Стокса, учитывающая внутреннюю циркуляцию в пузырьке [109, 202]:

$$V = gD^2 \frac{\rho' - \rho}{12\mu},$$

где V – скорость всплывания пузырька, см/с; g – ускорение силы тяжести ($9,81 \cdot 10^2$ см/с²); D – диаметр сферического пузырька, см; ρ' и ρ – плотность расплава и флюида соответственно, г/см³; μ – вязкость флюидонасыщенного расплава, Па · с. Значения этих величин при 750°С, $3 \cdot 10^8$ Па и $C_{H_2O} = 6\%$ (условия насыщения) взяты из работ [83, 92, 202]: $\rho' = 2,3$ г/см³, $\rho = 0,6$ г/см³, $\mu = 8 \cdot 10^4$ Па · с ($8 \cdot 10^5$ П). Результаты расчетов представлены в табл. 26.

При расчетах не учитывалось, что скорость всплывания единичного пузырька в ограниченном стенками объеме несколько больше скорости коллективного всплывания [109]. Не принималось также во внимание то, что при значениях числа Рейнольдса менее 10^{-4} , как в нашем случае, вычисленная по формуле Стокса скорость оказывается несколько завышенной [109]. Поэтому вышеприведенные оценки скорости и расстояний следует воспринимать как максимально возможные для обсуждаемого механизма перемещения.

Из табл. 26 видно, что даже за такой геологически ощутимый отрезок времени, как миллион лет, флюидные пузырьки субмикронных размеров могут всплыть не более чем на несколько дециметров. Практически это

Т а б л и ц а 26

Результаты расчета скорости всплывания флюидных пузырьков в расплаве гранитного состава

D, мкм	V, м/с	Перемещение пузырька, м	
		за 1 год	за 10 ⁶ лет
0,2	$6,92 \cdot 10^{-16}$	$2,18 \cdot 10^{-8}$	0,02
0,5	$4,32 \cdot 10^{-15}$	$1,36 \cdot 10^{-7}$	0,14
1,0	$1,73 \cdot 10^{-14}$	$5,45 \cdot 10^{-7}$	0,54
10,0	$1,73 \cdot 10^{-12}$	$5,45 \cdot 10^{-5}$	54,5
30,0	$1,56 \cdot 10^{-11}$	$4,91 \cdot 10^{-4}$	491
100,0	$1,73 \cdot 10^{-10}$	$5,45 \cdot 10^{-3}$	5450

означает, что флюидные обособления размером менее микрометра возникли почти на том же месте, где они зафиксированы в виде сопутствующих включений. Разумеется, укрупнение пузырьков, связанное с их коалесценцией и диффузионным перераспределением летучих [109], может вызвать существенное возрастание скорости всплывания (см. табл. 26), что, по-видимому, обычно и происходит. Но все вышеизложенное заставляет признать малую вероятность реализации потока трансмагматических растворов в виде пузырьков субмикронных размеров, а также связь их появления с отделением флюида от магмы в связи с достижением предела растворимости. Поэтому соответствующие интрузии или их части можно назвать флюидогенерирующими.

Можно ли на основании рассмотренных данных заключить, что при дегазации природных магм флюид всегда выделяется в виде пузырьков субмикронного размера? Скорее всего, это не так. В литературе, посвященной условиям образования газовых эмульсий в вязких средах, указывается на то, что дисперсность газовой (флюидной) фазы в наибольшей мере определяется степенью пересыщения раствора и обратно пропорциональна ей [109]. Вероятно, это справедливо и для магматических расплавов, поэтому правомерны некоторые предположения относительно геологических условий, способствующих увеличению дисперсности выделяющейся флюидной фазы.

Такими условиями могут явиться массовая эвтектическая кристаллизация, а особенно — резкая и значительная декомпрессия. Наоборот, начальные стадии ретроградного вскипания при неэвтектической кристаллизации, тем более в условиях постоянства или роста давления, скорее всего, способствуют образованию более крупных флюидных пузырей. Следовательно, если речь идет о субмикронных СФВ в фенокристах, то они, скорее всего, являются индикатором дегазации расплава в связи с декомпрессией.

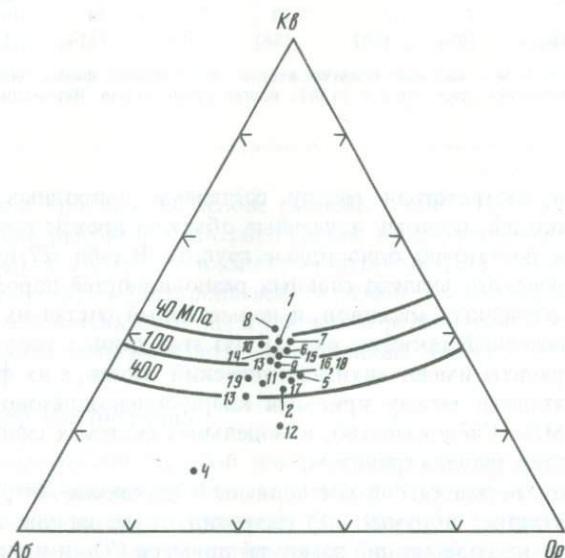
Следует еще раз подчеркнуть, что в процессе старения эмульсий, какими являются и флюидонасыщенные расплавы, укрупнение пузырьков — явление закономерное и неизбежное [109]. Поэтому следует ожидать, что пузырьки размером более 0,1 мм будут достаточно быстро всплывать к верхней границе расплава и накапливаться там либо покидать магматическую систему. Это следует из табл. 26, а также из расчетов многих исследо-

вателей [16, 56, 59, 202 и др.], пришедших к выводу об эффективности транспортировки флюида через расплав в виде пузырьков размером 0,1–1 мм.

Таким образом, термобарогеохимические данные позволяют связать флюидонасыщенное состояние магмы гипабиссальных гранитных интрузий с достижением предела растворимости летучих в расплаве. Это может вызываться как кристаллизацией безводных минералов, так и резким падением давления. При высокой дисперсности выделившейся флюидной фазы субмикронные пузырьки остаются на месте выделения и в значительной мере захватываются растущими кристаллами, а пузырьки размером более 0,1 мм, неизбежно образующиеся в процессе старения эмульсии, удаляются из расплава и могут формировать потоки магматогенных флюидов.

***P-T* УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И ДЕГАЗАЦИИ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ**

Как уже отмечалось, полученные оценки температуры и давления характеризуют лишь отдельные моменты эволюции кристаллизующихся гипабиссальных интрузий, не давая полной картины развития магматического процесса. Воссоздать эту картину как для каждого конкретного случая, так и в обобщенном виде можно только с привлечением диаграмм состояния модельных систем. При таком анализе первостепенное значение



Р и с. 16. Нормативный состав изученных гранитных интрузий, представленный в координатах кварц-альбит-ортоклаз (котектические кривые при $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$, по [266, 231])

Интрузии: 1–5 – Гуджирская (II, III, IV, V, VI фазы соответственно); 6–8 – Акчатауская (I, II фазы и жильные II фазы); 9 – Соктуйская; 10 – Спокойнинская; 11–12 – Жарчихинская (микрогранит и гранит); 13–15 – Майтасская (I, II фазы и жильные граниты II фазы); 16–18 – Мариктиканская; 19 – биотит-альбитовые граниты Лосевского массива (Казахстан) – аналог гранит-порфиров III фазы Акчатауской интрузии

Химические составы исследованных гранитных интрузий

Интрузия	Гуджирская					Акчатуская		
	II	III	IV	V	VI	I	II	II, ж
Фаза								
SiO ₂	74,88	72,95	72,85	55,97	71,85	74,55	76,15	76,51
TiO ₂	0,08	0,06	He обн.	0,13	0,14	0,26	0,16	0,14
Al ₂ O ₃	13,31	13,73	15,15	18,13	14,47	12,71	12,23	12,95
Fe ₂ O ₃	2,32	1,11	0,04	4,61	2,14	1,04	0,98	0,84
FeO	He обн.	0,53	0,14	2,21	0,99	1,15	0,51	He обн.
MnO	0,04	0,09	He обн.	0,14	0,03	0,04	0,03	"
MgO	0,01	0,62	0,20	0,59	0,39	0,26	0,21	0,29
CaO	0,69	0,93	1,03	3,14	1,14	0,83	0,82	1,01
Na ₂ O	3,69	3,87	4,97	4,33	3,40	3,46	3,39	3,53
K ₂ O	4,61	5,27	4,44	4,52	5,46	4,87	4,88	4,08
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,08	0,06	0,10
SO ₃	—	—	—	—	—	0,10	0,12	0,03
F	0,31	0,19	0,04	0,35	0,04	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	—	0,32	0,35	0,39
Сумма	99,85	99,35	98,86	97,12	100,04	99,67	99,88	99,87

Нормативный состав

Kв	38	30	27	—	31,5	36,8	38	41,5
Ab	33	36	45	—	32,5	32	31	32
Or	29	30	28	—	36	31,5	31	26,5
n	7	7	2	10	5	14	19	3
Источник	[88]	[88]	[88]	[88]	[88]	[114]	[114]	[114]

Примечание. II, ж — жильные граниты второй интрузивной фазы; анализы гранитов Мариктиканской интрузии приведены в [130]; состав гранитоидов Жарчихинской интрузии по данным ГРП.

имеет степень соответствия между составами природных интрузий и выбранных моделей, поэтому изученные объекты прежде всего необходимо разбить на достаточно однородные группы. В табл. 27 приведены результаты химического анализа главных разновидностей пород, слагающих большинство изученных массивов, и нормативный состав их лейкократовой части, отраженный также на рис. 16. Из этих данных следует, что практически все граниты имеют анхизвтектический состав, а их фигуративные точки располагаются между кривыми кварц-полевошпатовой котектики при 50 и 500 МПа. Следовательно, в модельных системах силикатная часть должна быть представлена гранитом.

В отношении несилкатной составляющей изученные интрузии группируются следующим образом. 1) Интрузии, отделяющие существенно водный флюид, не содержащий заметной примеси CO₂ и высоких концентраций солевых компонентов. Типичным представителем этой группы является Гуджирская интрузия (Джидинское рудное поле). По всей видимости, сюда же относятся Акчатауская, Ктитебердинская и, возможно, Жарчихинская интрузии. Они могут моделироваться системой гранит—H₂O. 2) Интрузии, во флюидной части которых существенную роль играет CO₂. Это Хангилай-Шилинская интрузия со Скопойнинским выступом, анализ

Соктуйская	Спокойнинская	Жарчихинская		Майтасская		
		I	II	I	II	II, ж
74,19	73,10	72,37	70,73	76,35	76,42	76,34
0,15	0,25	0,22	0,35	0,17	0,16	0,15
13,21	14,52	13,36	14,89	11,85	12,10	12,24
0,42	0,41	2,85	2,02	0,83	0,78	0,39
1,40	1,62	—	—	1,14	1,11	1,25
0,06	0,14	0,13	0,10	0,06	0,05	0,05
0,18	0,03	0,14	0,07	0,23	0,14	0,05
0,65	0,72	0,47	0,17	0,53	0,42	0,25
3,86	3,66	4,41	4,65	4,14	3,80	3,85
4,71	3,96	4,62	5,88	4,72	4,67	4,75
0,07	—	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02
—	—	—	—	0,02	0,02	0,02
—	—	—	—	—	—	—
0,51	—	1,34	1,11	0,10	0,11	0,15
99,41	98,41	98,57	98,86	100,18	99,81	99,51

Нормативный состав

35	38,6	30	21,5	35	37	36,5
35	35	40	41,5	36	34	34
30	26,4	30	37	29	29	29,5
3	4	5	5	5	10	2
[188]	[148]	—	—	[114]	[114]	[114]

которых можно провести на основе системы гранит—H₂O—CO₂. 3) Интрузии, отделявшие высококонцентрированные существенно хлоридные растворы (рассолы). В эту группу входят Мариктиканская и Соктуйская интрузии, которые могут моделироваться системой гранит—H₂O—NaCl. В намеченной последовательности мы и проведем рассмотрение, взяв за основу наиболее представительные и детально изученные объекты.

Гуджирская интрузия

На современной дневной поверхности интрузия представлена малыми телами — Первомайским штоком (около 0,4 км²) и дайками, сформировавшимися в шесть интрузивных фаз. Широкое распространение порфировых разновидностей свидетельствует о гипабиссальном уровне их кристаллизации и о наличии питающего источника — глубинной камеры ("главного" интрузива). Последующий анализ хода магматического процесса основан на ряде допущений, требующих специальной оговорки.

а) Магматический флюид Гуджирской интрузии представлен, конечно, не чистой водой. Результаты криометрического изучения СФВ свидетельствуют о наличии в них солевых компонентов (см. гл. 3, табл. 18).

Однако концентрация их невелика (5–7% экв. NaCl), а присутствие CO_2 криометрическим методом не обнаружено. На этом основании магматогенный флюид рассматривается как существенно водный.

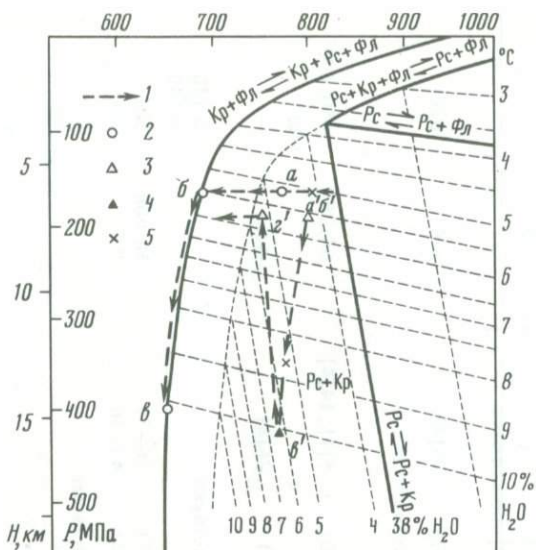
б) Исходное содержание воды в гранитообразующем расплаве определено на основании изучения наиболее "сухих" РВ в фенокристаллах кварца из гранит-порфиров второй (а не первой) интрузивной фазы, так как фельзиты первой фазы представлены в основном афировыми разновидностями, и РВ в этих породах остались неохарактеризованными. Предполагается, что такое допущение оправдано, ибо предыстория внедренных магм почти всегда остается не выясненной до конца, и в качестве исходного в принципе может быть выбран любой момент, который надежно привязан к последующей эволюции магматической системы.

в) Поскольку РВ с высокоплотной флюидной фазой склонны к декрепитации при нагревании, температура гомогенизации определялась по наиболее мелким (не более 2–3 мкм в поперечнике) включениям. В то же время оценка содержания воды проводилась по крупным РВ (≥ 10 мкм), которые гомогенизировались без разгерметизации только в опытах, проведенных под давлением аргона. Поэтому в большинстве случаев мы не располагаем сопряженными значениями T_g и $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$, а лишь можем указать их интервалы, характерные для кварца определенной генерации из гранитов данной интрузивной фазы. Кроме того, необходимость использования для определения $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$ крупных РВ обуславливает высокую вероятность получения завышенных результатов в тех случаях, когда имеются признаки кристаллизации минерала-хозяина из ультрамикрорегетерогенного расплава (см. гл. 2). По этой причине оценки $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$, полученные по заведомо или предположительно скрытоаномальным РВ (см. табл. 16, отмечены звездочкой), в дальнейшем не учитываются или рассматриваются как завышенные.

Рассмотрение хода кристаллизации Гуджирской интрузии проводится на Р–Т диаграмме водно-гранитной системы, построенной А.А. Кадиком с соавторами [56] по результатам экспериментального изучения Эльджуртинского гранита (рис. 17). Выбор этой диаграммы продиктован тем, что на ней наиболее подробно представлены изоплеты растворимости воды в расплаве, причем положение большинства из них, а также положение насыщенного ликвидуса хорошо согласуются с экспериментальными данными других авторов [246, 258]. Поскольку водонасыщенный солидус Эльджуртинского гранита специфичен, на диаграмму эта кривая нанесена по данным [246, 258, 266], хорошо согласующимся между собой. Наклон линий равновесия расплав–кристаллы при фиксированном содержании H_2O принят по И.Д. Рябчикову [142]. Исходная информация о T , P и $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$ представлена в табл. 28 (см. также гл. 3, табл. 16–18). Кроме того, учтено, что по И.Т. Бакуменко и др. [12], нижняя температурная граница интервала кристаллизации гранитов Первомайского штока равна 650°C .

Прежде всего рассмотрим данные, позволяющие определить или ограничить глубину размещения магматических образований Гуджирской интрузии. Уровень становления Первомайского штока и последующих даек, т.е. уровень современного эрозионного среза рудного поля по отношению к палеоповерхности, определяется на основании следующего.

а) По РВ в фенокристаллах кварца из эндоконтактных зон закалки Перво-



Р и с. 17. Ход кристаллизации глубинной части Гуджирской интрузии между II и III интрузивными фазами на диаграмме состояния водно-гранитной системы

1 — $P-T-C-H_2O$ условия в последовательные моменты времени на уровнях 6 и 7 км (2 и 3 соответственно); координаты 4 и 5 установлены в результате изучения включений, 2 и 3 — с привлечением расчетов и экстраполяций; вертикальный термоградиент принят равным 120 град/км, по [190]

майского штока установлено, что перед внедрением расплав глубинной камеры содержал 3,8% H_2O при $T \approx 800^\circ C$ и не был насыщен водой. И после внедрения на уровень современной поверхности флюидонасыщенное состояние расплава было достигнуто не сразу, а только после выделения части минералов основной массы, так как многие из них, в том числе кварц ритмично-полосчатых выделений [12], не содержат СФВ. Следовательно, фигуративная точка расплава, сформировавшего Первомайский шток, лежит на изотерме $800^\circ C$, не выше точки ее пересечения с изоплетой растворимости воды 3,8%. Отсюда — глубина становления штока не менее 3 км от палеоповерхности (см. рис. 17).

б) Кварц основной массы в гранит-порфировых дайках III фазы, изучавшихся на уровне залегания кровли Первомайского штока, начал кристаллизоваться из флюидонасыщенного расплава (наличие СФВ) при $T \leq 760 - 750^\circ C$ и содержании воды в расплаве не более 3,4–3,9% (определения по предположительно скрытоаномальным РВ). Судя по положению на диаграмме (см. рис. 17) точки пересечения изотермы $750^\circ C$ с изоплетой растворимости 3,9% и с водонасыщенным солидусом, это соответствует глубине не более 2,9–3,1 км. Таким образом, глубина современного эрозионного среза Джидинского рудного поля относительно палеоповерхности в период формирования Гуджирской интрузии достаточно обоснованно оценивается в 3 км, что вполне согласуется с гипабиссальным обликом наблюдаемых интрузивных тел.

Уровень залегания кровли глубинной камеры ("главного" интрузива)

Термобарогеохимическая характеристика РВ и СФВ в кварце гранитоидов изученных интрузий

Интрузия, фаза	Генерация магматического кварца	РВ		СФВ				
		СН ₂ О, %	T _Г , °С	T _Г ^{Фл} , °С	С _{согл} , % экв. NaCl	С _{СО₂} , мол. %	P, МПа	
1	2	3	4	5	6	7	8	
Спокойнинский выступ Хангилай-Шилинской	Ранняя	4,4 (4)						
	"	5,0 (2)	335-770 (114)	230-205 (55)	26[8]	≤ 4	620	
	"	5,7 (1)						
	Поздняя	6,6 (1)	840-805 (21)	310-300 (20)	5[1]; 14[4]	64; 26	450; 600	
Хангилайский выступ той же интрузии	Ранняя	2,5 (1)	825-785 (24)	200-185 (8)	26[8]	≤ 4	-	
	Поздняя	4,8 (2)						
Соктуйская	Ранняя	4,8 (2)	750-730 (12)	Отсутствуют			> 140	
	"	4,8 (4)	760-750 (24)				> 140	
	Поздняя	6,3 (6)	750-710 (135)	260-225 (17)	36-34	Не обн.	300	
	"	6,4 (4)	720-680 (12)	235-205 (24)	43-36	"	320	
Акчатауская: I	Ранняя	4,5 (4)	790-770 (24)	Отсутствуют			-	
	Id	"	740-705 (50)	"			-	
	II	"	770-750 (6)	"			-	
		Поздняя	9,1*(2)	720-680 (21)	-	-	-	-
	Пд	Ранняя	4,1 (3)	770-750 (4)	Отсутствуют			-
III	"	6,7 (2)	680-660 (24)	270-220 (12)	15-26	Не обн.	415-480	
	"	11,5*(3)	≥ 700					
Гуджирская: II	Ранняя	3,8 (1)	790-750 (22)	Отсутствуют			> 135	
	"	4,6 (3)						
	Поздняя	4,7 (1)						
	"	6,2 (2)	760-745 (20); 650, по [12]	-	-	-	412	
III	Ранняя	5,5 (1)		Отсутствуют			-	
	"	6,6 (2)		"			-	
	"	6,6 (4)	780-750 (20%)	"			-	
	"	9,4*(2)		225	-	Не обн.	600	
	Поздняя	3,4 (2)					80-405	
	"	3,6 (3)	760-750 (17); до 650 (?)	270-260 (5)	5-7	"		
	"	3,9 (2)						
IV	Ранняя	5,0 (3)	790-750 (12)	-	-	-	-	
	"	4,9 (2)						
	Поздняя	4,8 (2)	760-750 (12)	-	-	-	-	
	"	4,2 (1)						
V	Ранняя	5,0 (2)		Не обн.	Не обн.	Не обн.	-	
	"	7,9 (1)	760-750 (39)	230-220 (17)	4	"	600	
	"	9,9*(3)						
	"	11,2*(2)						
VI	"	5,1(4)		Не обн., но предполагаются			-	
	"	5,3 (3)	900-880*(12)				-	
	"	8,0 (3)					-	
	"	7,6 (6)					-	
	Поздняя	5,9 (2)	910*(9)	Не обн., но предполагаются			-	
	"	7,2 (2)					-	
Дупухская: I	Ранняя	2,4 (2)	730 (2)	Отсутствуют			-	
	Поздняя	6,8 (3)	690 (18)	220-215 (3)	22	Не обн.	515	
II	Ранняя	2,9 (1)	-	Отсутствуют			-	
	Поздняя	6,0 (2)	615-560 (45)	250 (8)	6	Не обн.	390	
III	Ранняя	2,3 (1)	950-850 (101)	Отсутствуют			-	
Ктитебердинская**	"	7,3 (3)	670 (46)	225-190 (4)	5	Не обн.	530	

Таблица 28 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Жарчихин- ская: I	Промежуточная	4,4 (1)	870*(17)	—	—	—	—
II	"	4,4(2)					
	"	4,4(3)					
	"	4,8(3)	845-820*(128)	—	—	—	—
	Поздняя	5,4 (2)					
Талахтинская	Ранняя	9,1*(3)	880(3)	—	—	—	—
Мариктикан- ская	"	—	1100-1030 (33)	460-450 (23)	56	Не обн.	< 150
	Поздняя	0,8 (2)	1060 (23)	1000 (12)	85	"	> 150
	"	1,0 (1)	1050-930 (176)	930 (12)	65	"	> 150
	"	—	1050-915 (380)	—	—	"	> 150
Майтасская: I	Ранняя	2,6 (4)	820-770 (6)	Отсутствуют			—
Id	"	2,8 (4)	725-715 (10)	"			—
II	"	2,7 (2)	810-770 (14)	"			—
	Поздняя	4,2 (5)	790-765 (39)	"			—
	"	5,2 (5)	730-710 (17)	"			—
IIд	Ранняя	4,5 (2)	около 750(9)	"			—
Хартугинская		2,8 (2)	860-800 (21)	"			—
	"	3,1 (2)	840-800 (60)	"			—
Верхнесу- бутуйская	Поздняя	2,5 (5)	730-700 (4)	Отсутствуют			—
Улекчинская	Ранняя	1,9 (2)	800 (2)	"			—
	Поздняя	4,2 (2)	850-790 (12)	"			—

* Данные по скрытоаномальным РВ.

** Мусковит-альбитовые граниты.

Примечание. Способы оценки давления: 450 — по сосуществующим РВ и ФВ; 140 — по CH_2O и T в бесфлюидной области, 412 — по CH_2O и T на конец кристаллизации в изохорических условиях (по [18]), 150 — по пересечению критической кривой водно-солевой системы с насыщенным солидусом; в круглых скобках — число изученных включений, в квадратных — солёность в экв. NaHCO_3 ; д — дополнительные интрузивы.

определяется менее надежно. Установлено, что фенокристы гранит-порфиров Первомайского штока кристаллизовались из не насыщенного флюидом расплава, содержащего до 4,6% H_2O при $750 < T < 790^\circ C$. Это означает, что фигуративная точка системы на диаграмме (см. рис. 17) должна располагаться в поле расплав+кристаллы, ниже соответствующей изоплеты растворимости воды в расплаве, т.е. глубже 5 км. С другой стороны, благодаря опытам по гомогенизации РВ под давлением аргона удалось получить сопряженные значения C_{H_2O} и T_T для одного и того же расплавного включения в фенокристе кварца из гранит-порфиров III фазы, не содержащем СВВ: $C_{H_2O} = 5,5\%$, $T_T = 750^\circ C$. Если опираться на эту информацию, то, согласно диаграмме (см. рис. 17), данный вкрапленник кристаллизовался на глубине около 7,5 км. Учитывая то, что к началу III интрузивной фазы фронт кристаллизации глубинной камеры должен был переместиться на более низкий уровень, с определенной долей условности принимаем, что кровля "главного" интрузива размещалась на глубине около 6 км от палеоповерхности.

Как уже указывалось, на современном уровне эрозионного среза Гуджирская интрузия представлена малыми телами, обладающими слишком незначительными ресурсами воды и металлов, чтобы сыграть заметную роль в формировании месторождений Джидинского рудного поля. В контексте обсуждаемой проблемы рудоносности гранитоидов они представляют интерес только как носители информации об условиях кристаллизации глубинной части интрузии. Поэтому особенности становления малых интрузий в дальнейшем не рассматриваются, а основное внимание уделено анализу хода кристаллизации глубинной магматической камеры. Согласно вышерассмотренным данным, ее кровля располагалась на глубине 6 км¹, а расплав с исходным водосодержанием 3,8% имел температуру около 800°С.

При дальнейшем анализе необходимо учесть, что в эндоконтактной части "главного" интрузива должен существовать температурный градиент. Согласно расчетам В.Н. Шаропова и др. [190], в условиях небольших глубин величина термоградиента в прикровлевой части магматической камеры по прошествии 70 тыс. лет после ее заполнения достигает 150 град/км. Чтобы не пользоваться предельными значениями этого параметра, условно принимаем, что в глубинной камере Гуджирской интрузии этот градиент составлял 120 град/км. Следовательно, если на уровне 7 км температура магмы понизилась, например до 770°, то на уровне 6 км в этот же момент она равна 650°С. Учитывая это и основываясь на полученных термобаро-геохимических данных (см. табл. 28), проследим с помощью диаграммы состояния водно-гранитной системы (см. рис. 17) ход кристаллизации глубинной камеры Гуджирской интрузии на уровнях 6 и 7 км в последовательные моменты времени (см. также табл. 29).

В качестве начального выберем момент, непосредственно предшествующий внедрению Первомайского штока, т.е. удалению из глубинной камеры небольшой порции магмы, которая вынесла с уровня 6 км фенокристы,

¹ Здесь и далее, кроме специально оговоренных случаев, уровни и глубины указываются относительно палеоповерхности.

содержащие РВ с $T_T = 790-750^\circ\text{C}$ и $C_{\text{H}_2\text{O}} = 3,8-4,6\%$ (см. табл. 28, Гуджирская Пр). Поскольку флюидная фаза в расплаве на этом уровне отсутствовала, общее давление, очевидно, определялось нагрузкой вышележащих пород и на глубине 6 км составляло примерно 162 МПа. Таким образом, координаты фигуративной точки системы в этот момент определяются температурой $770 \pm 20^\circ\text{C}$ и давлением 162 МПа (см. рис. 17, а). Учитывая, что в бесфлюидном поле (Рс + Кр) диаграммы каждой точке соответствует равновесное содержание воды в расплаве (цифры при линиях равновесия $\text{Pc} \rightarrow \text{Pc} + \text{Kp}$ в нижней части рис. 17), методом интерполяции находим, что в модельной системе при $P_{\text{общ}} = 162$ МПа и $T = 770 \pm 20^\circ\text{C}$ расплав, равновесный с кристаллами, должен содержать $4,7 \pm 0,4\%$ H_2O . Согласно термобарогеохимическим данным, и в реальной системе в этот момент содержание воды в расплаве составляло 4,6%. Наличие такого соответствия позволяет наносить на диаграмму фигуративные точки не только по координатам $T-P$, но и $T-C_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Pc}}$.

1) Итак, в рассматриваемый первый момент времени в апикальной части, глубинной камеры (уровень 6 км) за счет частичной кристаллизации, вызванной понижением температуры от 800 до 700°C , концентрация воды в расплаве увеличилась до 4,6% (см. рис. 17, а). Зная исходное содержание H_2O в системе (3,8%), можем подсчитать, что на долю расплава в этот момент приходится $3,8:0,046 = 82,6\%$, а на долю кристаллов — 17,4% (табл. 29).

В это же время на уровне 7 км магма имеет первоначальную температуру (около 800°C) и, согласно диаграмме, на 90,5% состоит из расплава с $C_{\text{H}_2\text{O}} = 4,2\%$ (см. рис. 17, а').

В настоящее время глубинная камера Гуджирской интрузии недоступна для непосредственного изучения, поэтому прямые термобарогеохимические данные о дальнейшем ходе кристаллизации магмы на уровне 6 км отсутствуют. Однако, учитывая обнаруженное выше соответствие между модельной и реальной системами и опираясь на информацию о состоянии магмы в точке а, можно дать прогнозную характеристику ее дальнейшей эволюции с помощью диаграммы состояния модельной системы. Анализ рис. 17 позволяет сделать вывод о том, что по мере дальнейшего понижения температуры в изобарических условиях фазовый состав магмы (Рс + Кр) будет оставаться неизменным вплоть до выхода фигуративной точки системы на водонасыщенный солидус (при этом, конечно, доля расплава в магме уменьшается, а концентрация воды в нем увеличивается).

2) Второй выбранный нами момент как раз соответствует выходу фигуративной точки магмы, расположенной на уровне 6 км, на водонасыщенный солидус, т.е. знаменует начало ретроградного кипения (см. рис. 17, б). Как следует из диаграммы, температура магмы в апикальной части глубинной камеры при этом должна понизиться до 690°C , равновесная концентрация воды в расплаве — увеличиться до 5,5%, доля кристаллов — возрасти до 31%.

На уровне 7 км в то же время магма все еще находится в исходном состоянии (по условию термоградиент составляет 120 град/км), поэтому фигуративная точка б' на рис. 17 совпадает с точкой а'.

Т а б л и ц а 29

Состояние магмы в глубинной камере Гуджирской интрузии в последовательные моменты времени

Момент	Точка на рис. 17	Уровень, км	$T, ^\circ\text{C}$	$P_{\text{общ}}, \text{МПа}$	$P_{\text{C}} \text{C}_2\text{H}_2\text{O}, \%$	$\text{Mpc}, \%$	Примечание
1	<i>a</i>	6	770	162	4,6	83	Состояние глубинной части магматической системы непосредственно перед отделением от нее Первомайского штока
	<i>a'</i>	7	800	189	4,2	91	
2	<i>b</i>	6	690	162	5,9	69	На уровне 6 км в результате изобарического охлаждения начинается ретроградное кипение. На уровне 7 км состояние, близкое к исходному, флюидная фаза отсутствует
	<i>b'</i>	7	800	189	4,2	91	
3	<i>b</i>	6	650	400	—	0	На уровне 6 км в результате ретроградного кипения в квазиизохорических условиях резко и существенно возросло давление, расплав практически полностью закристаллизовался. В итоге и на уровне 7 км давление возросло, но флюидная фаза отсутствует. Это состояние предшествует внедрению даек гранитов III фазы
	<i>b'</i>	7	770	427	6,6	58	
4	<i>g'</i>	7	750	189	5,4	58	Разгерметизация камеры разрывными нарушениями. Быстрое удаление флюида, накопившегося на уровне 6 км. Внедрение даек III фазы с уровня 7 км. Резкое падение давления в системе. Начало неравновесного выкипания флюида, избыточного по отношению к $P_{\text{лит}}$

Примечание. Mpc — доля расплава в магме (по массе).

Дальнейшая кристаллизация апикального слоя может развиваться согласно двум альтернативным вариантам: а) выделяющийся флюид сразу удаляется из магматической камеры, чем обеспечивается изобарический ход кристаллизации, и магма полностью затвердевает при 690°C ; б) неизменность объема камеры и непроницаемость ее стенок и кровли для флюида обеспечивают изохорические условия кристаллизации в некото-

ром диапазоне температур, в связи с чем флюидное давление резко возрастает, а фигуративная точка системы смещается по солидусной кривой в направлении точки ϵ .

Имеющиеся термобарогеохимические данные свидетельствуют в пользу второго варианта. Во-первых, все оценки давления в период дегазации гиабиссальных интрузий, полученные по РВ и СФВ, многократно превышают величину допустимых значений $P_{лит}$ (см. гл. 3 и табл. 28). Во-вторых, по крайней мере для Первомайского штока, нижняя температурная граница магматической кристаллизации равна 650°C [12], тогда как при изобарической кристаллизации расплав должен исчерпаться при 690°C . Наконец, как будет показано ниже, именно этот вариант позволяет взаимно согласовать термобарогеохимические данные по глубинной части Гуджирской интрузии с диаграммой состояния водно-гранитной системы.

Итак, дальнейшая кристаллизация апикальной части глубинной камеры должна сопровождаться значительным ростом давления. Если, как и в Первомайском штоке, расплав полностью исчерпывается при 650°C , то, согласно диаграмме, давление в этот момент на уровне 6 км достигает 400 МПа. Величину $P_{общ} = P_{фл}$ для подобной ситуации можно рассчитать и другим способом, основываясь на реальных термобарогеохимических данных о водосодержании расплава при определенной температуре. Этот метод, предложенный К.У. Бернэмом [18, 19], дает возможность оценить максимально возможную величину $P_{общ}$ для условий строгой изохоричности системы ($\Delta V_c = 0$):

$$P_{общ} = \frac{0,54RTX_{\text{H}_2\text{O}}^{Pc}}{\Delta V_c + \Delta V_{пл}(1 - X_{\text{H}_2\text{O}}^{Pc})},$$

где R – универсальная газовая постоянная (1,987 кал/град · моль), T – температура по шкале Кельвина; ΔV_c – приращение объема системы (по принятому условию $\Delta V_c = 0$); $\Delta V_{пл}$ – средневзвешенное значение объемного эффекта плавления кристаллических фаз, оцененное К.У. Бернэмом для гранитов в 0,22 кал/бар; $X_{\text{H}_2\text{O}}^{Pc}$ – мольная доля воды в расплаве, а моль водно-гранитной смеси определен согласно модели растворения H_2O , обоснованной в [17, 19]. Результаты определения масс расплавов Гуджирской и ряда других интрузий, эквивалентных грамм-молю альбита, приведены в табл. 30 (расчеты выполнены способом, предложенным К.У. Бернэмом [19]).

Используя вышеприведенную формулу и термобарогеохимические данные о том, что исходный расплав содержал 3,8% H_2O при 800°C ($X_{\text{H}_2\text{O}}^{Pc} = 0,39$; $T = 1073\text{ K}$), определяем значение $P_{общ}$ на заключительной стадии кристаллизации в 335 МПа. Если же в основу расчета положить данные о T - $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$ параметрах расплава перед внедрением Первомайского штока ($X_{\text{H}_2\text{O}}^{Pc} = 0,44$; $T = 1043\text{ K}$), то $P_{общ} = 400\text{ МПа}$. Таким образом, общее давление в апикальной части глубинной камеры после полной кристаллизации расплава на уровне 6 км в изохорических условиях оценивается по диаграмме (см. рис. 17) в 400 МПа, а методом К.У. Бернэма – в 335 и 400 МПа (принимая $P_{общ} = 400\text{ МПа}$). Это давление передается

Т а б л и ц а 30

Рассчитанные массы расплавов, эквивалентные грамм-молю альбита

Интрузия, фаза, число анализов, источник	Эквивалент грамм-моля альбита, г
Гуджирская, II, 7 [74]	296
Гуджирская, III, 7 [74]	299
Соктуйская, 2 [163]	288
Акчатау, I, 14 [94]	290
Акчатау, II, 19 [94]	290
Эльджуртинская, [56]	292
Пегматит Хардинг [19]	292

на нижележащие слои, благодаря чему на уровне 7 км с учетом литостатики оно должно составить 427 МПа.

В данном случае мы также можем провести контрольную оценку величины $P_{\text{общ}}$ иным способом. Для этого учтем, что дайки гранит-порфиров III фазы внедрились уже после полной консолидации Первомайского штока, а скорее всего и апикальной части глубинной камеры. Даже если в последней оставалось 30–40% расплава, то, по данным [238], такая смесь должна вести себя как жесткий каркас. Следовательно, при формировании даек гранитов-III расплав поступал в трещины из-под затвердевшей апикальной части глубинной камеры, вероятно, с уровня около 7 км. Преобладающая часть фенокристов кварца, вынесенных с этого уровня, не содержит СФВ и кристаллизовалась в интервале 780–750°С из расплава с $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}} = 5,5\text{--}6,6\%$ (см. табл. 28, Гуджирская III, ранняя). Как следует из диаграммы (см. рис. 17), линия равновесия $\text{Pc} \rightarrow \text{Pc} + \text{Kp}$ при $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}} = 6,6\%$ пересекается с изотермами 780 и 750°С в точках, которым соответствуют давления 510 и 330 МПа (в среднем 420 МПа). Это в целом согласуется с оценкой, полученной выше, и служит дополнительным указанием на изохорический (точнее субизохорический) характер кристаллизации на данной стадии процесса.

3) Таким образом, в рассматриваемый третий момент времени магма на уровне 6 км полностью закристаллизовалась при 650°С, что вызвало повышение флюидного давления примерно до 400 МПа (см. рис.17,в). Поскольку это давление передавалось и на нижележащие "слои", на уровне 7 км оно, с учетом литостатики, достигло 427 МПа. Однако здесь, в отличие от апикальной части камеры, свободная флюидная фаза в этот момент отсутствует, а на долю расплава с $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Pc}} = 6,6\%$ приходится около 58% (см. рис. 17, в').

Приведенные выше оценки давления в глубинной камере Гуджирской интрузии значительно превышают величину литостатической нагрузки (на 400–142=238 МПа в апикальной части). И хотя имеются данные о том, что во время извержения вулканов избыточное давление перед главными взрывами достигает 500 МПа [235], все же большинство исследователей считают, что в малоглубинных условиях максимально возможные "перегруз-

ки" ограничены пределом прочности реальных горных пород, т.е. 100–200 МПа [120, 168]. Отсюда ясно, почему после полной кристаллизации апикальной части глубинной камеры она была разгерметизирована разрывными нарушениями, часть которых была "залечена" дайками гранитов-III.

Образование трещинных структур, несомненно, способствовало быстрому уходу флюида, накопившегося на уровне 6 км. Это, в свою очередь, должно было вызвать резкое падение давления во всей системе примерно до уровня литостатической нагрузки. В результате на уровне 7 км $P_{\text{общ}}$ уменьшилось от 427 до 189 МПа (см. рис. 17, з). Но при таком изменении давления равновесное содержание воды в *расплаве*, сосуществующем с кристаллами, также уменьшается от 6,6 до 5,4%, а предельная растворимость воды в гомогенном расплаве составляет около 5,7%.

Следовательно, при установившемся $P_{\text{общ}} = 189$ МПа расплав с $C_{\text{H}_2\text{O}} = 6,6\%$ оказывается пересыщенным. Поскольку точка z' лежит в бесфлюидном поле диаграммы, новое значение $C_{\text{H}_2\text{O}} = 5,4\%$ при *равновесном* ходе процесса должно установиться путем расплавления части ранее выделившихся кристаллов [59, 195]. Однако скорость котектического (эвтектического) плавления кристаллов лимитируется малой диффузионной подвижностью петрогенных компонентов в силикатном расплаве. Очевидно, поэтому при резком спаде давления новое значение $C_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Рс}} = 5,4$ устанавливается путем выкипания избыточной воды. С учетом вышеизложенного подобное вскипание можно назвать *неравновесным*.

Неравновесный характер дегазации расплава, вызванный резким падением давления, в принципе объясняет факт присутствия СФВ в некоторых фенокристаллах кварца из гранит-порфиров III фазы, выделившихся при P – T параметрах бесфлюидного поля диаграммы. Однако есть два осложняющих обстоятельства, требующих специального рассмотрения. Во-первых, согласно данным [266, 231], в гранитной системе с понижением давления поле кристаллизации кварца сокращается. Поэтому при декомпрессии кварц преимущественно растворяется и, следовательно, не может захватывать пузырьки выделившегося флюида. Во-вторых, флюид в подобных случаях выделяется именно в связи с падением давления и соответственно должен иметь сравнительно низкую плотность. Фактически же СФВ все-таки кварцем захватывались, а их плотность соответствует давлению около 600 МПа (см. табл. 18, 19, 28).

Для согласования этих противоречивых данных необходимо допустить, что на стадии, предшествующей полной разгерметизации камеры (рис. 17, отрезок b' – z'), на фоне возрастания общего давления имели место эпизодические спады. Они могли быть вызваны прорывом небольших порций расплава во вмещающие породы или, что более вероятно, образованием отдельных трещин, дренирующих ограниченное количество флюида, накопившегося в кристаллизующихся приконтактных зонах (по-видимому, правомерна аналогия с небольшими взрывами, обычно предшествующими главной эксплозивной фазе извержения вулканов). Если такие эпизодические спады давления вызывали кратковременное неравновесное вскипание расплава, а затем оно продолжало нарастать, то плотность выделившегося флюида соответственно увеличилась, кварц возобновлял свой рост и вполе мог захватывать не успевшие раствориться пузырьки флюи-

да. Вероятность последнего особенно велика, так как при дегазации вязких сред пузырьки в первую очередь зарождаются на границе с твердыми частицами [109].

С учетом изложенного сопоставим значение $P_{\text{общ}}$, определенное по РВ и СФВ (600 МПа), с величиной этого параметра в точке e' (рис. 17), установленной иными способами (427 МПа). Различия очевидны, но ни один из использованных методов не гарантирует высокой точности, поэтому можно принять, что перед разгерметизацией глубинной камеры Гуджирской интрузии давление в ней достигало 515 ± 85 МПа. Однако, учитывая непринципиальный характер выявленных расхождений, при дальнейшем анализе используется меньшее из крайних значений $P_{\text{общ}} = 430$ МПа.

4) Итак, в четвертый момент времени в результате разгерметизации глубинной камеры из нее быстро удаляется флюид, накопившийся в процессе ретроградного кипения магмы на уровне 6 км. В связи с этим общее давление в камере резко падает до величины $P_{\text{лит}}$, и на уровне 7 км при $P_{\text{общ}} = P_{\text{лит}} = 189$ МПа и температуре около 750°C начинается неравновесное выкипание "избыточной" по отношению к $P_{\text{лит}}$ воды (рис. 17, точка z').

Заслуживает внимания тот факт, что, согласно ориентировочным расчетам, к четвертому моменту времени мощность приконтактной зоны, в которой кристаллизация расплава сопровождается ретроградным кипением, вряд ли превышает 100–250 м. Это согласуется с выводами В.Н. Шарпова и А.Н. Черепанова, которые посредством математического моделирования показали, что малая мощность зоны ретроградного кипения является общей особенностью кристаллизации гранитоидных магм в гигабарических условиях [191]. В то же время после разгерметизации глубинной камеры неравновесное вскипание охватывает "слой" нижележащей магмы мощностью около 1 км. Правда, при консолидации приконтактной зоны выделяется практически вся растворенная в расплаве вода, а при неравновесном вскипании — только ее часть, причем тем меньшая, чем ближе данный уровень к подошве вскипевшего слоя. Поэтому массы флюида, выделившиеся при ретроградном и неравновесном кипении, могут оказаться вполне сопоставимыми.

Следует также учесть, что вызванное декомпрессией выделение флюида на уровне 7 км (как и во всем вскипевшем "слое") связано с кинетическими факторами. Поэтому с течением времени, по мере расплавления присутствующих в магме кристаллов, выделившиеся флюидные пузыри должны вновь растворяться в расплаве. В первую очередь это относится к самым мелким пузырькам, практически не обладающим способностью к восходящей миграции. Однако наиболее крупные из них, диаметром более 0,1 мм, могут всплывать с ощутимой скоростью (см. табл. 26). Благодаря этому в верхней части вскипевшего "слоя" флюидонасыщенное состояние может поддерживаться даже после полного расплавления ранее выделившихся кристаллов. Иными словами, под приконтактной зоной полной кристаллизации происходит увеличение общего содержания воды в магме относительно исходного уровня. Разумеется, эта часть системы обогащается и другими компонентами, поступившими сюда во флюидной фазе, в том числе, очевидно, и рудными. Процесс перераспределения несилкатных компонентов магмы по вертикали обычно именуется эма-

национной дифференциацией [161, 162 и др.], но механизмы его до настоящего времени остаются не расшифрованными. Вероятно, неравновесное вскипение как раз и является главным из этих механизмов.

Стабилизация флюидонасыщенного состояния расплава в рассматриваемой части магматической камеры и низкая степень его закристаллизованности облегчают восходящую миграцию крупных флюидных пузырей из нижней части вскипевшего "слоя". Поэтому часть неравновесно выделившегося флюида достигает верхней кромки расплава и может накапливаться здесь или удаляться из камеры. Согласно расчетам, для всплытия пузырей диаметром 0,1–1 мм сквозь многосотметровую толщу вскипевшего слоя магмы требуются многие тысячелетия (см. табл. 26). Поэтому в отличие от раннего флюида быстро покидающего камеру, процесс выделения продуктов неравновесного вскипания является весьма длительным, а масса такого позднего флюида намного меньше суммарного количества летучих, неравновесно выкипевших в первый период после декомпрессии.

Дальнейший ход кристаллизации глубинной камеры Гуджирской интрузии между III и IV, IV и V, V и VI фазами, по сути дела, представляет собой серию новых циклов, в принципе аналогичных вышерассмотренному. До тех пор пока не восстановится герметичность камеры, кристаллизация протекает в условиях, близких к изобарическим, при $P_{\text{общ}} \approx P_{\text{лит}}$. Однако после "залечивания" трещинных структур, возникших на предыдущем этапе, процесс приобретает субизохорический характер со всеми вытекающими последствиями. Правда, состояние системы в начале нового цикла несколько отличается от исходного, поскольку в результате эманационной дифференциации верхняя часть магматического тела стала богаче водой и другими летучими компонентами. Но имеющиеся термобарогеохимические данные не дают возможности выявить принципиальные отличия последующих циклов (этапов) кристаллизации от уже рассмотренного. Поэтому дальнейший анализ эволюции Гуджирской интрузии в настоящее время представляется нецелесообразным.

В заключение отметим, что предпринятая попытка согласовать результаты изучения включений в минералах природных гранитов с диаграммой состояния детально изученной модельной системы позволила на основании фрагментарных данных воссоздать довольно полную картину кристаллизации реальной магматической системы. Конечно, нарисованная картина является лишь идеализированной схемой, но она отражает ряд весьма существенных сторон природного магматического процесса, которые прежде не привлекали к себе должного внимания исследователей.

Одной из таких сторон следует считать наличие стадии субизохорической кристаллизации гипабиссальных интрузий, в том числе трещинных. Именно на этой стадии закладываются условия, необходимые для удаления магма-тогенных флюидов из камеры в виде сосредоточенных потоков.

Но, пожалуй, наиболее важное значение имеет явление неравновесного вскипания не испытывающих перемещения расплавов в результате смены режима возрастания давления в ходе субизохорической кристаллизации режимом резкой декомпрессии системы, вызываемой уходом из камеры накопившегося флюида. Такое неравновесное кипение имеет ряд сущест-

венных отличий от равновесного, каковым, в частности, является ретроградное кипение:

1) оно проявляется в "слое" расплава, значительно превышающем по мощности приконтактовую зону кристаллизующейся магмы, охваченной ретроградным кипением;

2) неравновесное флюидоотделение сопровождается не кристаллизацией, а расплавлением ранее выделившихся кристаллов, что способствует эффективному перераспределению летучих компонентов магмы (эманационная дифференциация) и выходу флюидных пузырьков из магмы;

3) при неравновесном вскипании выделяется не вся растворенная в расплаве вода, а только избыточная часть, весьма незначительная по сравнению с ее общими ресурсами во вскипевшем "слое";

4) неравновесное выкипание флюида происходит в связи с разгерметизацией магматической камеры разрывными нарушениями и начинается только после образования этих дренирующих структур, что обеспечивает формирование сосредоточенных флюидных потоков, необходимых для создания месторождений;

5) несмотря на кратковременность самого неравновесного вскипания, для выхода отделившегося флюида из расплава требуются многие тысячелетия, что обеспечивает длительность подпитки дренирующей структуры все новыми порциями магматогенных флюидов.

В начале данного раздела, группируя изученные интрузии по степени сходства с той или иной модельной системой, мы в одну группу с Гуджирской объединили и *Акчатаускую*, поскольку магматогенный флюид последней имеет существенно водный состав. Это дает основание считать вышеизложенные выводы правомерными и в отношении гигабиссальной Акчатауской интрузии. Однако она отличается повышенным содержанием фтора, что устанавливается как прямым анализом гранитоидов (0,3–0,4% по [94]), так и широкой распространенностью связанных с ними топазсодержащих гидротермалитов. Имеющиеся термобарогеохимические данные позволяют кратко рассмотреть влияние повышенной фтороносности магм на реализацию рассмотренного механизма их дегазации.

Как видно из табл. 28 (Акчатауская, I, ранняя), на Акчатау расплав, сформировавший граниты I фазы, характеризуется более высоким исходным водосодержанием, чем магма Гуджирской интрузии. Расчет методом К.У. Бернэма [18, 19] показал, что в результате полной кристаллизации приконтактовой зоны магматического тела I фазы в изохорических условиях флюидное давление должно достигнуть 400 МПа (для гранитов II фазы – 450 МПа). Следовательно, в процессе кристаллизации гранитов I фазы разгерметизация магматической камеры, скорее всего, имела место. Тем не менее это не вызвало интенсивного флюидоотделения на ранних стадиях кристаллизации, на что указывают отсутствие СФВ в большинстве зерен порообразующего кварца и косвенно – отсутствие признаков интенсивного проявления гидротермальной деятельности перед II интрузивной фазой. Сказанное относится и к гранитам-II, особенно есть учесть наши данные о предрудном характере даек биотит-альбитовых гранит-порфиров III фазы.

На наш взгляд, вполне удовлетворительная физико-химическая интер-

претация отмеченных различий может быть получена на основе экспериментальных данных Н.И. Коваленко о влиянии фтора на растворимость воды в гранитных расплавах [65]. Так, в опытах по плавлению природного гранита с 1%-ным водным раствором фтористого водорода (2,25%F в системе) при 800°C и 100 МПа растворимость воды в расплаве, сосуществующем с кристаллами, составила 9,37%. При тех же P–T параметрах и чисто водном флюиде онгонитовый расплав содержит 7,3% H₂O (содержание фтора в этой системе 0,4%). В то же время в гранитном расплаве, лишенном фтора или содержащем его в концентрации $n \cdot 10^{-2}\%$, при 800°C и 100 МПа растворимость воды составляет 4% [56, 233, 266]. Как видим, добавление фтора к водно-гранитной системе в количестве, равном его содержанию в гранитах Акчатау (0,4%), увеличивает растворимость воды в расплаве примерно в 2 раза, т.е. на диаграмме (рис. 17) изоплете "4% H₂O" соответствует "7,3% H₂O".

К сожалению, при $P > 100$ МПа влияние фтора на растворимость воды не изучено, однако надо полагать, что обсуждаемый эффект проявляется и при повышенных давлениях, как это установлено для водно-альбитовой системы [255]. Поэтому в условиях малых глубин (5–6 км, $P_{лит} = 160–190$ МПа) расплав с содержанием фтора около 0,4%, очевидно, способен растворить 9–10% H₂O. А это означает, что если, как и в Гуджирской интрузии, в результате кристаллизации приконтактового слоя и повышения давления на нижерасположенных уровнях содержание воды в расплаве достигнет 7 или даже 8–9%, то после декомпрессии он останется недосыщенным, и неравновесного вскипания не будет.

Как следует из термобарогеохимических данных по гранит-порфирам III фазы Акчатауской интрузии (см. табл. 28, Акчатауская, III), для того чтобы авторазгерметизация гипабиссальной магматической камеры привела в подобных случаях к пересыщению расплава водой, он должен уже на ранних стадиях кристаллизации содержать 6–7% H₂O. Очевидно, для этого требуется глубокая дифференциация магматической системы в целом, а в обогащенных фтором магмах такая дифференциация облегчается благодаря значительному понижению солидусных температур [35, 65, 233]. Поэтому при становлении фтороносных интрузий с исходным $C_{H_2O} = 4–5\%$ возникновение неравновесного вскипания столь же вероятно, как и в случае малофтористых магм с таким же водосодержанием, но оно должно проявляться на самых поздних фазах развития магматической системы.

Спокойнинский выступ Хангилай-Шилинской интрузии

Хангилай-Шилинская интрузия (см. гл. 3) представлена на современной дневной поверхности довольно крупным (8 км²) Хангилайским массивом с двумя куполовидными выступами-сателлитами (1,6 и 0,06 км²). По геофизическим данным, на глубине они объединяются в единый pluton (около 100 км²). Судя по размерам выходов гранитов и современной орографической обстановке, эродированный главный купол plutона (Хангилайский) воздымался над апикальной частью Спокойнинского выступа не менее чем на 1–2 км. Пользуясь принятой нами терминологией, можно сказать, что в виде Хангилайского выступа интрузия представлена на современной поверхности своей глубинной камерой. Среди гранитов, слагаю-

Р и с. 18. $P_{\text{общ}} - T$ проекция солидуса системы гранит- $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$

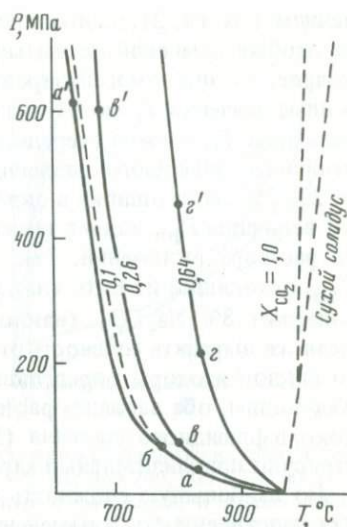
Точки нанесены на основании термобарогеохимических оценок $T_{\text{Г}}$ и X_{CO_2} ($a-z$) и X_{CO_2} и $P_{\text{Фл}}$ ($a'-z'$); раннемагматической стадии соответствуют точки $a, б, a'$, позднемагматической - $в, z, в', z'$

щих Хангилайский и Спокойнинский "массивы", преобладают крупно- и среднезернистые разновидности, гранит-порфировые фации практически отсутствуют, так что глубина залегания обнаженной части интрузии относительно палеоповерхности, вероятно, составляла около 5-6 км; в таком случае апикальная часть эродированного Хангилайского купола размещалась на глубине около 3-4 км.

Результаты проведенного нами термобарогеохимического изучения гранитов Спокойнинского выступа в некоторых отношениях противоречивы. Так, поскольку часть породообразующего кварца гранитов содержит СФВ с жидкой углекислотой (до 85 об.%), можно предположить, что исходный расплав был обогащен двуокисью углерода. В таком случае анализ термобарогеохимических данных следует проводить с помощью диаграммы состояния модельной системы гранит- $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ (рис. 18), а дегазацию расплава связывать с выходом фигуративной точки системы на насыщенный солидус, положение которого определяется мольной долей CO_2 во флюиде. Однако, если нанести на эту диаграмму полученные результаты (см. табл. 28), принимая за основу температуры гомогенизации РВ и содержания CO_2 в СФВ (см. рис. 18, $a-z$), то увидим, что определяемая по диаграмме величина давления совершенно не согласуется со значениями этого параметра, установленными чисто термобарогеохимическим методом - по РВ и СФВ (70-210 и 450-620 МПа соответственно). Если же для нанесения фигуративных точек на диаграмму воспользоваться координатами X_{CO_2} и $P_{\text{Фл}}$, оцененными по включениям, то получим значения температуры, не согласующиеся с $T_{\text{Г}}$ расплавных включений (см. рис. 18, $a'-z'$).

В связи с изложенным необходимо оценить надежность полученных термобарогеохимических данных. По мнению автора, оценки содержания CO_2 в ФВ наиболее достоверны, так как температура частичной гомогенизации ($\text{Г}_y + \text{Ж}_y \rightarrow \text{Ж}_y$) измерялась в кюветках с водой ртутным термометром (точность $\pm 0,2^\circ\text{C}$), а объемные отношения фаз определялись на столике Федорова. Не вызывают особых подозрений и результаты криометрических исследований, ибо они проводились в разное время как автором, так и Е.Д. Бажеевым, и тем не менее обнаружили хорошую сходимость. И хотя состав главного солевого компонента точно не установлен, криометрические данные позволяют оценить соленость раствора в эквивалентах NaCl .

Температуры гомогенизации РВ в раннемагматическом кварце частично перепроверены и уточнены в опытах, проведенных с внешним противодей-



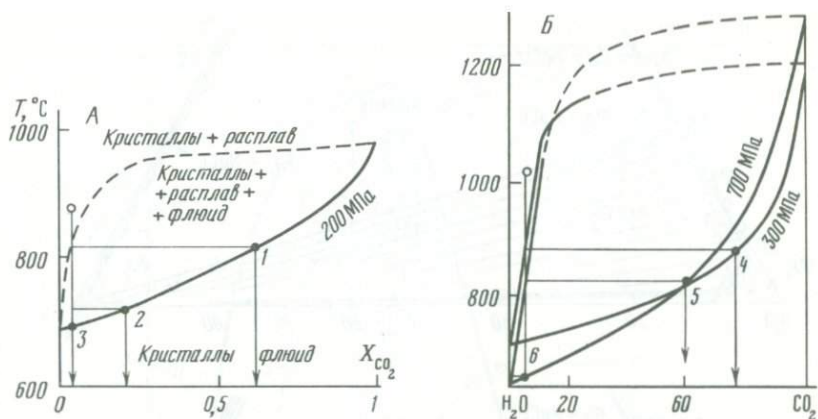
лением (см. гл. 2), поэтому по крайней мере верхняя температурная граница особых сомнений не вызывает. Что касается РВ в позднемагматическом кварце, то они гомогенизировались без противодействия, и поэтому полученные значения T_T могут оказаться завышенными. Ошибки в определении величины T_T , в свою очередь, влекут за собой погрешности в определении величины флюидного давления по РВ и СФВ (она может быть завышена на 20–25%, если ошибка в определении T_T составляет 100–150°С). На оценку величины $P_{фл}$ влияет также неопределенность данных о солевом составе раствора включений. Так, в гл. 3 приведен вариант расчета величины $P_{фл}$, исходящий из того, что в СФВ из раннемагматического кварца раствор содержит 8% Na_2CO_3 (наклон изохоры 11,2 бар/град, $P_{фл} = 620$ МПа). Если же выразить соленость этого же раствора в эквивалентах NaCl (26%), то наклон изохоры определяется в 10,35 бар/град [87], а $P_{фл} = 508$ МПа. Как видим, оба варианта расчета приводят к выводу о существовании высокого флюидного давления (564 ± 56 МПа), но вместе с тем они демонстрируют приблизительный характер расчетных оценок.

Но наибольшую сложность для интерпретации представляет установленная направленность в изменении состава магматического флюида (сначала существенно водный, затем – обогащенный CO_2). Из экспериментов [105, 58, 59] и термодинамических расчетов [142] следует, что как при изобарической, так и при субизохорической кристаллизации эволюция состава флюида должна быть обратной (рис. 19). Поэтому необходимо также оценить надежность определения последовательности консервации СФВ.

Выделение последовательных генераций кварца в равномерно-зернистых гранитах не может быть проведено с той же степенью определенности, как в гранит-порфирах. Тем не менее во многих случаях имеются все основания считать, что внешние зоны определенного зерна сформировались после кристаллизации его центральной части. Если при этом внешние и внутренние зоны роста содержат первичные (сопутствующие) включения разного состава, то последовательность их захвата устанавливается однозначно.

Как показано в гл. 3, в гранитах Спокойнинского выступа на основании указанного критерия выделены две генерации магматогенного кварца. Более ранняя из них (условно раннемагматическая) количественно преобладает и содержит зонально расположенные сопутствующие включения, на 15 об.% заполненные газообразным CO_2 , а на 85 об.% – водно-солевым раствором, соленость которого эквивалентна 26 мас.% (около 10 мол.%) NaCl или 8 мас.% $NaHCO_3$. Согласно расчетам, общее содержание двуокиси углерода в этих включениях не превышает 7 мас.% (4 мол.%). В кварце более поздней генерации СФВ содержат водно-солевой раствор того же состава и жидкую (при 20°С) уголекислоту, на долю которой в разных пространственных группах включений приходится от 85 до 53 об.%. Согласно расчетам, мольная доля двуокиси углерода в этих включениях меняется от 0,64 до 0,26.

Указанная последовательность образования СФВ существенно водного (≤ 4 мол.% CO_2) и существенно уголекислотного (до 64 мол.% CO_2) составов установлена на основании многочисленных наблюдений и, на наш взгляд, не вызывает сомнений. Примечательно также, что если визуальномикроскопические наблюдения допускают наличие СФВ с содержанием



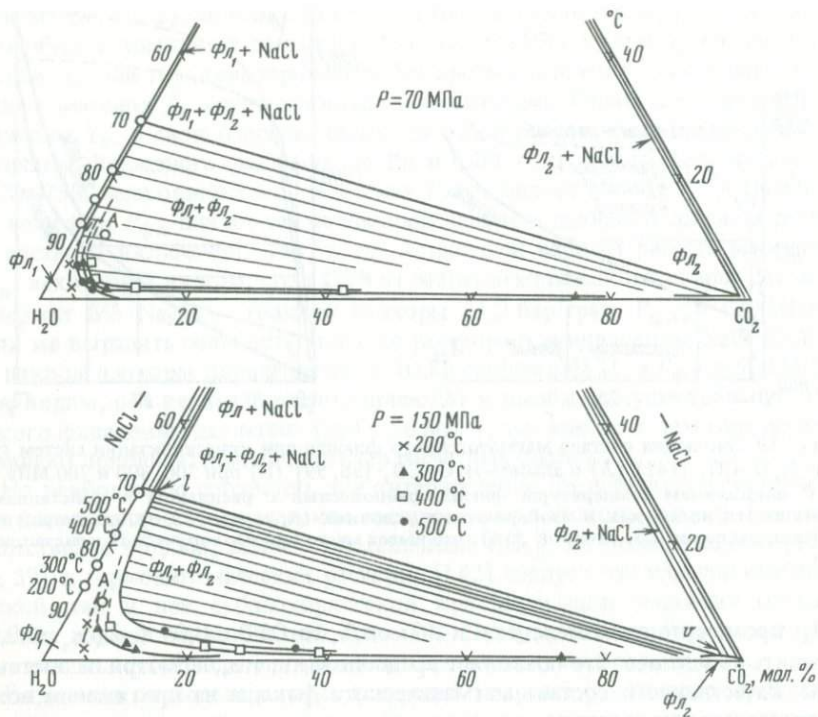
Р и с. 19. Эволюция состава магматогенного флюида при кристаллизации систем гранит- $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ [142] (А) и альбит- $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ [58, 59] (Б) при 200, 300 и 700 МПа

С понижением температуры флюид, равновесный с расплавом и кристаллами, обогащается водой как в изобарических условиях (А, точки 1, 2, 3), так и при увеличении давления (Б, точки 4, 5, 6), что имеет место при изохорической кристаллизации

CO_2 , промежуточным между 64 и 26 мол.%, то СВФ с $0,04 < X_{\text{CO}_2} < 0,26$ выявить не удалось. Это позволяет предположить, что, несмотря на постоянство качественного состава магматического флюида на протяжении всего процесса кристаллизации, количественные соотношения между входящими в него компонентами на каком-то этапе изменились скачкообразно.

С учетом известных расчетно-экспериментальных данных, такой скачок можно удовлетворительно объяснить только одним способом. Как показано выше, раннемагматический существенно водный флюид содержал наряду с солевыми компонентами небольшое количество CO_2 . Однако, по экспериментальным данным, эффект высаливания двуокиси углерода из растворов электролитов зависит от температуры и давления [90, 198], поэтому исходно гомогенный раствор при определенных $P-T$ условиях может разделиться на несмешиваемые фазы. Сказанное иллюстрируется диаграммами, составленными М.Пишаваном на основании экспериментальных данных М. Герига [244]. На рис. 20 точка А соответствует раствору, содержащему 10 мол.% солевого компонента и 4 мол.% CO_2 , что примерно отвечает составу раннемагматического флюида Спокойнинского выступа. Из диаграммы следует, что при 500°C и 150 МПа этот раствор гомогенен, тогда как при той же температуре и 70 МПа он разделяется на две фазы: водно-солевую и водно-углекислотную с концентрацией CO_2 около 60 мол.%. Как показал К.И. Шмулович, широкая область несмешиваемости в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ существует и при параметрах магматического процесса [198].

Применительно к обсуждаемому случаю приведенные данные означают, что выделение гомогенного существенно водного содержащего CO_2 флюида, начавшееся на раннемагматической стадии, могло в результате снижения давления смениться периодом, когда от расплава отделялись две флюидные фазы, одна из которых резко обогащена двуокисью углерода. При этом



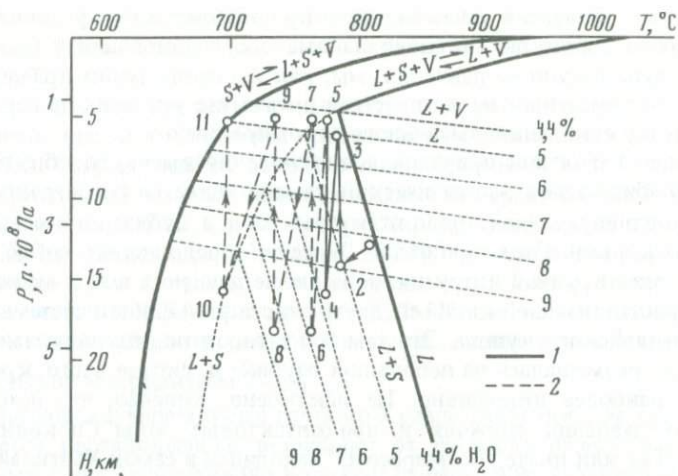
Р и с. 20. Влияние давления на размеры области несмесимости флюидных фаз в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$, по М. Пишавану [244]

Точка А примерно соответствует составу раннемагматического флюида Спокойнинского выступа Хангилай-Шилинской интрузии

флюидные пузырьки обоих типов должны консервироваться в позднемагматическом кварце в виде сингенетичных СФВ, что и установлено в нескольких случаях в результате целенаправленных наблюдений. Однако гораздо чаще природа существенно водных ФВ, присутствующих в позднемагматическом кварце наряду с существенно углекислотными, не поддается выяснению. Кроме того, не ясно, почему в кварце поздней генерации СФВ с большим объемом жидкой двуокиси углерода количественно преобладают над существенно водными, тогда как в расплаве соотношения флюидных пузырьков соответствующих составов должны быть обратными.

Отмеченная неопределенность лишает желаемой доказательности предлагаемую интерпретацию причин "противоестественной" тенденции в изменении состава магматогенных флюидов. Однако иного рационального объяснения автор пока не видит, поэтому появление существенно углекислотного флюида на позднемагматической стадии связывается не с исходной обогащенностью расплава двуокисью углерода, а с расширением поля несмесимости в системе гранит- CO_2 -водно-солевой раствор в результате изменения $P-T$ условий кристаллизации.

Таким образом, несмотря на то что в общем случае первые порции флюида, отделяющегося от гранитоидных магм, должны быть максимально обогащены солевыми компонентами и CO_2 , раннемагматический флюид



Р и с. 21. Ход кристаллизации Спокойнинского выступа Хангилай-Шилинской интрузии на диаграмме состояния водно-гранитной системы

Стадии кристаллизации: 1 — раннемагматическая, 2 — позднемагматическая

Спокойнинского выступа характеризовался невысокой соленостью и низким содержанием углекислоты. При таком составе флюида насыщенный солидус практически совпадает с солидусом водно-гранитной системы [105, 142], поэтому в дальнейшем мы воспользуемся диаграммой ее состояния. При этом, учитывая изложенное, в первую очередь будем опираться на следующие данные, установленные наиболее надежно:

1) раннемагматическая стадия ограничена температурными границами 835–770°С, флюидное давление достигало примерно 564 ± 56 МПа;

2) исходное содержание воды в расплаве Спокойнинского выступа составляло 4,4%, и по мере кристаллизации величина $C_{H_2O}^{Pc}$ увеличивалась (5,0–5,7%), достигнув 6,6% на позднемагматической стадии;

3) дегазация расплава носила пульсационный характер и происходила многократно, на что указывает преимущественная приуроченность СФВ к отдельным, нередко концентрическим зонам роста кварца;

4) если на ранней стадии кристаллизации отделяющийся флюид имел существенно водный состав, то на позднемагматической стадии наряду с ним (?) существовала флюидная фаза, обогащенная CO_2 .

При рассмотрении этих данных с помощью диаграммы состояния модельной системы гранит– H_2O обращает на себя внимание то, что при 770°С содержание воды в расплаве порядка 5,7% действительно достижимо лишь при высоком давлении, превышающем 400 МПа (рис. 21). Это, с учетом приблизительности значений $P_{фл}$, полученных по РВ и СФВ, позволяет сделать вывод об удовлетворительной взаимосогласованности термобарогеохимических оценок P – T – C_{H_2O} параметров и о правомерности их анализа с помощью используемой диаграммы. Вместе с тем указанные параметры соответствуют бесфлюидному полю диаграммы, что исключает

возможность дегазации расплава при кристаллизации в условиях водонасыщенного солидуса. Учитывая данные о существовании в Спокойнинском выступе высокого давления, мы, как и в предыдущих примерах, рассматриваем отмеченное несоответствие в качестве указания на неравновесный характер вскипания, вызванного декомпрессией.

Наиболее вероятной причиной возникновения высокого общего давления в гипабиссальной магматической камере является ретроградное кипение кристаллизующихся приконтактных зон в субизохорических условиях. Поскольку Спокойнинский "массив" представляет собой выступ гораздо более крупной интрузии, повышение давления в нем может вызываться кристаллизацией какой-то другой части этой единой системы, например, Хангилайского купола. Это тем более вероятно, что апикальная часть последнего размещалась на небольшой глубине и, скорее всего, кристаллизовалась наиболее интенсивно. Не исключено, конечно, что источником высокого давления служили и приконтактные зоны Спокойнинского выступа. Так или иначе, "компрессор" находился в самой Хангилай-Шилинской интрузии, и поскольку принцип его действия подробно рассмотрен, мы в данном случае ограничимся констатацией факта его существования и сосредоточим внимание на явлениях, сопровождающих кристаллизацию магмы в условиях $P_{\text{общ}} \approx P_{\text{лит}}$.

1) Для нанесения на диаграмму (см. рис. 21) первой точки, отвечающей начальному состоянию системы, учтем, что в это время в магме уже существовали кристаллы, содержащие РВ с $C_{H_2O} = 4,4\%$. Если количество кристаллов было около 10%, то исходное содержание воды в системе составило 4%. При таком водосодержании и температуре 830°C расплав начинает кристаллизоваться при общем давлении больше 340 МПа. Однако глубине залегания апикали Спокойнинского выступа (около 5 км) соответствует $P_{\text{лит}} \approx 135$ МПа, поэтому допускается, что уже к первому рассматриваемому моменту давление повысилось до 340 МПа, вероятно, в результате субизохорической кристаллизации приконтактных зон Спокойнинского выступа или апикальной части Хангилайского купола. Действительно, расчет методом К.У. Бернэма [18, 19] показывает, что полная кристаллизация расплава с начальными $T = 830^\circ\text{C}$ (1103 К) и $C_{H_2O} = 4\%$ ($X_{H_2O} = 0,40$) в изохорических условиях может увеличить давление до 360 МПа. Следовательно, к рассматриваемому моменту приконтактные части Хангилай-Шилинской интрузии частично уже консолидировались.

2) Дальнейшая кристаллизация на фоне понижения температуры и роста давления привела к увеличению концентрации воды в расплаве до 5% (см. табл. 28; рис. 21, точка 2), после чего, видно, произошел кратковременный спад давления, вызвавший неравновесное выделение существенно водного флюида. Как следует из диаграммы, для дегазации расплава с 5%-ным содержанием воды при температуре около 800°C давление должно было понизиться по крайней мере до 180–170 МПа, что соответствует глубине около 6,5 км (точка 3). Следовательно, верхняя часть Спокойнинского выступа находилась не глубже 6,5 км от палеоповерхности.

Здесь следует еще раз подчеркнуть, что захват кварцем флюидных пузырьков, появившихся при неравновесном вскипании, возможен только в том случае, если оно было кратковременным, связанным с отдельными спадами давления на общем фоне его роста. Соответственно плотность

захваченного флюида характеризует давление не в момент декомпрессии, а в последующий "компрессионный" период, отражающий главную тенденцию процесса.

3) В следующем временном интервале (см. рис. 21, отрезок 3—4) восстановление высокого давления привело к возобновлению кристаллизации минералов, прерывавшейся декомпрессией. Именно в этот "компрессионный" период ранее выделившиеся флюидные пузырьки начали захватываться кварцем в виде СФВ. Согласно термобарогеохимическим данным, к моменту, когда температура понизилась до 770°C , содержание воды в расплаве достигло 5,7% (точка 4). По диаграмме это соответствует давлению 410 МПа, метод К.У. Бернэма дает 360 МПа. Какое из этих значений ближе к истинному, остается неясным, поэтому положение точки 4 (см. рис. 21) определено по координатам $T\text{--}C_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Pc}}$.

4) При последующем более глубоком спаде давления (см. рис. 21, 4—5) в процессе неравновесного вскипания от расплава отделялись уже две флюидные фазы (существенно водная и существенно углекислотная), что, видимо, указывает на достижение $P < 170$ МПа (точка 5).

5) Но и этот спад давления сменился периодом его роста, во время которого кристаллизующийся кварц захватил уже и пузырьки флюида, обогащенного углекислотой. Из-за отсутствия надежных данных о температурных границах позднемагматической стадии дальнейший ход кристаллизации можно представить только в самых общих чертах. Поскольку на позднемагматической стадии консервация флюида, обогащенного CO_2 , продолжалась, следует ожидать, что и в дальнейшем рост давления чередовался с периодами декомпрессии (один из возможных вариантов см. на рис. 21). В конечном счете фигуративная точка системы, очевидно, вышла на насыщенный солидус. Если бы при этом дальнейшая кристаллизация проходила в изохорических условиях, отделение флюида, обогащенного CO_2 , должно было бы прекратиться, а это не согласуется с наблюдениями. По-видимому, выход на солидусную кривую был связан с полной разгерметизацией магматической камеры, и кристаллизация завершилась в изобарических условиях при постоянной температуре.

Как видим, интерпретация термобарогеохимических данных по Спокойнинскому "массиву" сталкивается с целым рядом затруднений. Поэтому намеченная схема дает лишь первое приближение к реальному ходу кристаллизации. Вместе с тем проведенное рассмотрение, на наш взгляд, вполне определенно показало, что в данном случае, как и в предыдущих, кристаллизация сопровождалась неравновесным вскипанием расплава в момент спадов высокого давления в магматической камере. Четко выраженная тенденция к размещению СФВ в отдельных зонах роста минералохозяина, широкая распространенность включений субмикронного размера, — все это служит дополнительным свидетельством в пользу эпизодичности, многократности и декомпрессионного характера флюидоотделения.

В свете изложенного значительный интерес представляют данные о том, что интенсивные гидротермальные изменения практически не затрагивают вмещающие породы, тогда как апикальная часть Спокойнинского выступа интенсивно грейзенизирован [122]. Учитывая наши данные о наследовании гидротермальными растворами состава магматических флюидов [131],

можно полагать, что продукты неравновесного вскипания в основном оставались в магматической камере и в постконсолидационный период. На первый взгляд этот вывод противоречит термобарогеохимическим свидетельствам многократности проявлений декомпрессии в период кристаллизации. Однако, скорее всего, указанное противоречие — кажущееся, ибо, как уже отмечалось, спады давления в Спокойнинском выступе вполне могли вызываться разгерметизацией любой части Хангилай-Шилинской интрузии.

Если герметичность Спокойнинского выступа на самом деле сохранялась вплоть до его консолидации, то здесь, несмотря на гидродинамическую закрытость системы, создавались условия, весьма благоприятные для перераспределения летучих компонентов в магме. Действительно, поскольку после каждой декомпрессии давление в системе через определенное время восстанавливалось, неравновесно выделившийся флюид должен был вновь растворяться в расплаве. Но за это время часть наиболее крупных флюидных пузырей, несомненно, успевала переместиться в вышележащий "слой" расплава. В итоге апикальная часть выступа неуклонно обогащалась водой, тем более что колебания давления были многочисленными. Вместе с водой восходящую миграцию испытывали и другие компоненты, входящие в состав флюида. Как будет показано ниже, этот механизм особенно важен для переноса рудообразующих элементов.

Проведенный анализ позволил согласовать термобарогеохимические данные со свойствами модельной системы как в целом, так и во многих деталях. Правда, по некоторым позициям удовлетворительного согласования найти не удалось (разброс количественных оценок давления), а по некоторым — принятая интерпретация в известной мере произвольна из-за недостаточности или недостоверности термобарогеохимических данных (позднемагматическая стадия). И все же имеются достаточно веские основания для следующих выводов.

1) Неравновесное вскипание, являющееся существенной стороной процесса кристаллизации гипабиссальных интрузий, может проявляться пульсационно и многократно независимо от того, в какой части магматической камеры происходит ее разгерметизация.

2) Присутствие повышенного (но небольшого) количества CO_2 в расплаве несколько усложняет картину его дегазации, но не меняет принципиальных закономерностей этого процесса.

Соктуйская интрузия

Судя по тому, что на современной дневной поверхности Соктуйский гранитный массив занимает площадь около 300 км^2 , интрузия эродирована не менее чем на 1–2 км, и в настоящее время непосредственному наблюдению доступна ее внутренняя часть. Вместе с тем широкое развитие эндоконтактных порфирировых фаций гранитов указывает на гипабиссальный уровень ее формирования. Это согласуется с термобарогеохимическими данными, которые, как показано ниже, позволяют оценить глубину наблюдаемого уровня относительно палеоповерхности в $5 \pm 0,5 \text{ км}$. Следовательно, апикальная часть интрузии могла залегать на глубине 4–3 км, а ее отдельные выступы — воздыматься еще выше.

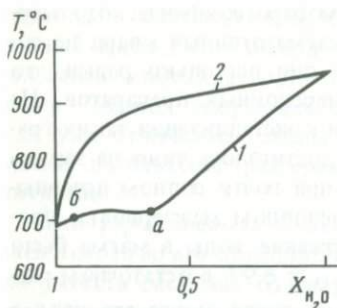
По данным проведенного нами [131] термобарогеохимического картирования, в преобладающей части гранитов магматогенный кварц не содержит первичных (сопутствующих) ФВ либо они настолько редки, что не могли быть выявлены при изучении иммерсионных препаратов. На наш взгляд, это свидетельствует о том, что при кристаллизации таких гранитов флюидонасыщенное состояние расплава достигалось лишь на заключительных стадиях магматического процесса, при почти полном исчерпании силикатной жидкости, заполнявшей в основном межзерновые промежутки. Действительно, если исходное содержание воды в магме было на уровне 2,7% (см. табл. 11, КК-39), то $C_{H_2O} = 6,9\%$ в остаточном расплаве (см. табл. 11, КК-54) достигалось только тогда, когда его доля в магматической "каше" снизилась примерно до 15–20%.

Вместе с тем в южной части интрузии большинство породообразующего кварца гранитов содержит многочисленные СФВ, что свидетельствует о достижении расплавом флюидонасыщенного состояния при низкой степени его закристаллизованности. По имеющимся термобарогеохимическим данным, содержание воды в расплаве на стадии отделения флюида достигало здесь 6,4% при исходном $C_{H_2O} = 4,8\%$ (см. гл. 3, табл. 11 и 28). Таким образом, распределение летучих в магматической камере Соктуйской интрузии было неравномерным. Границы той ее части, которая была обогащена водой (около 80 км²), намечены по результатам термобарогеохимического картирования, т.е. путем визуально-микроскопического изучения включений в кварце с помощью иммерсионных препаратов. Последующее более детальное изучение полированных пластин позволило выделить две генерации магматического кварца: позднюю, содержащую массу первичных (сопутствующих) ФВ, и раннюю, в которой ФВ такого же состава являются явно вторичными либо отсутствуют вообще. Соответственно выделены ранне- и позднемагматическая стадии процесса кристаллизации южной части интрузии.

При интерпретации термобарогеохимических данных по южной части интрузии необходимо учитывать, что отделившийся от магмы флюид был обогащен хлоридами (до 43 мас.% NaCl; см. табл. 12, 28 и гл. 3). По данным И.Д. Рябчикова, при содержании во флюиде 26–70 мас.% хлорида натрия (рис. 22, составы, отвечающие отрезку *a–б*) и давлении 200 МПа температура начала плавления гранита на 30°С выше, чем при чисто водном составе флюида [142]. Можно предположить, что примерно такая же разница имеет место и при давлении 300–320 МПа, существовавшем при дегазации южной части интрузии. Поскольку в водно-гранитной системе температура солидуса при указанном давлении равна 660°С, в нашем случае она должна быть близка к 690°С.

Как видно из табл. 28, температуры гомогенизации РВ в позднемагматическом кварце вплотную приближаются к этому значению. Отсюда следует, что в данном случае флюидовыделение, скорее всего, носило характер ретроградного кипения, а низкая степень закристаллизованности расплава в начале этого процесса (не более 25% кристаллов) обусловлена его высоким исходным водосодержанием и обогащенностью хлором.

Правда, если судить по диаграмме состояния водно-гранитной системы, то в условиях насыщенного солидуса при давлении 300 МПа содержание



Р и с. 22. Силидусные равновесия в системе гранит—NaCl—H₂O при $P_{\text{общ}} = 200$ МПа, по И.Д. Рябчикову [142]

1 — зависимость температур начала плавления силикатов от мольной доли воды в водно-солевом флюиде; 2 — мольные отношения H₂O/(H₂O + Cl) в силикатных расплавах, равновесных при разных температурах с кристаллическими фазами и водно-солевыми растворами; а—б — интервал, в котором лежат составы включений магматического флюида Соктуйской интрузии

воды в расплаве должно быть около 8%, тогда как в РВ из позднемагматического кварца $C_{H_2O} = 6,4\%$. Вообще говоря, добавление хлоридов к водному раствору при фиксированных величинах T и P должно приводить к уменьшению растворимости воды в расплаве, но точное положение изоплет растворимости в системе гранит—H₂O—NaCl не известно, поэтому однозначно определить причину указанного несоответствия затруднительно.

Таким образом, обогащенность южной части Соктуйской интрузии водой и хлором привела к тому, что ретроградное кипение здесь началось при явном преобладании расплава ($\geq 75\%$) над кристаллами. Имеющиеся данные позволяют оценить величину давления в *начальной* стадии этого процесса. Как отмечалось в гл. 3, в позднемагматическом кварце гранитов иногда присутствуют сразу две разновидности сингенетичных СФВ: водно-солевые и существенно газовые. Поскольку критическая кривая системы H₂O—NaCl пересекает силидус гранита примерно при 130 МПа, это давление следует рассматривать как максимально возможное в начале ретроградного кипения с отделением двух несмешивающихся флюидов.

В раннемагматическом кварце, кристаллизовавшемся в отсутствие флюида, РВ с $T_r = 750^\circ\text{C}$ содержат 4,8% H₂O. Это возможно при давлении не менее 140 МПа (при меньшем давлении расплав с $C_{H_2O} = 4,8\%$ должен "вскипеть", см. рис. 17). Следовательно, перед началом флюидоотделения давление, определяемое, очевидно, литостатической нагрузкой, действительно составляло около 140 МПа, а это примерно соответствует глубине 5 км. Что же касается *завершающей* стадии ретроградного кипения, то при постоянстве объема магматической камеры оно, согласно расчету методом К.У. Бернэма [18, 19], могло достигнуть 410 МПа. В гигапаскальных условиях такое давление внутри магматической камеры почти наверняка вызывало ее разгерметизацию, а следовательно, и декомпрессию. Последняя, в свою очередь, должна была привести к неравновесному вскипанию нижележащих "слоев" расплава по схеме, детально рассмотренной выше. Наличие многочисленных крутопадающих грейзеновых зон в южной части интрузии не только на водоразделах, но и в притальвеговых частях долин, подтверждает это предположение.

Подводя итог, можно утверждать, что на примере Соктуйской интрузии мы конкретнее, чем в предыдущих случаях, рассмотрели условия возникновения "компрессора", повышающего давление в магматической камере. При этом обнаружилась удовлетворительная согласованность эмпирических термобарогеохимических данных с особенностями состояния модельной

системы гранит— H_2O — $NaCl$. Кроме того, данный пример наглядно показал, что в реальных интрузиях летучие компоненты могут распределяться весьма неравномерно не только по вертикали, но и по латерали. Причины и механизмы возникновения таких неоднородностей пока не установлены, их выяснение представляет собой самостоятельную задачу, требующую своего решения в будущем.

К числу интрузий, приближающихся по составу к модельной системе гранит— H_2O — $NaCl$, относится также Мариктиканская (см. гл. 3). Она сходна с Соктуйской не только обогащенностью хлором, но и неравномерностью распределения летучих [131]. Вместе с тем Мариктиканская интрузия, особенно ее восточная часть, отличается от всех рассмотренных ранее маловодностью (0,8–1,0) и очень высокими температурами кристаллизации (1100–915°С). Следует особо подчеркнуть, что в данном случае высокие значения T_r расплавных включений не связаны с их скрытой аномальностью [128] и установлены вполне надежно, так как благодаря "сухости" и сравнительно низкой вязкости расплава РВ при нагревании не разгерметизируются, а после закалки гетерогенизируются и допускают повторную гомогенизацию.

Несмотря на маловодность расплава восточной части интрузии, его кристаллизация (и внедрение?) сопровождалась интенсивным флюидоотделением. Как показано в гл. 3, практически весь породообразующий кварц гранитов этой части интрузии наряду с нормальными расплавными содержит сопутствующие включения. В раннемагматическом кварце последние представлены двумя сингенетичными разновидностями: существенно газовыми и кристаллофлюидными, содержащими около 55% хлоридов натрия и калия (Таблица IV, 3). Существование с силикатным расплавом двух несмешивающихся флюидных фаз свидетельствует о том, что давление в этот период не превышало 130 МПа, а очень низкая плотность существенно газовых сопутствующих включений (жидкая фаза практически не различается, CO_2 не вымораживается) позволяет считать, что величина $P_{общ}$ была намного ниже указанного значения.

В позднемагматическом кварце гранитов сопутствующие включения представлены только одной разновидностью, содержащей водно-солевой расплав-рассол с содержанием солевых компонентов около 60%. В чистом виде такие включения встречаются редко, но комбинация их с силикатным расплавом в одной вакуоли наблюдается довольно часто. По причинам, рассмотренным ранее, это расценивается как указание на возрастание давления на позднемагматической стадии выше 130 МПа. В маломощных аплитовых прожилках, секущих граниты, породообразующий кварц целиком представлен поздней генерацией, и комбинированные РВ (солевой + силикатный расплавы) в нем — обычное явление. Таким образом, дегазация Мариктиканской интрузии, особенно ее восточной части, началась при низком давлении, а завершилась при более высоком (более 130 МПа).

В целом выявленная картина весьма напоминает ту, что наметилась при рассмотрении условий кристаллизации Соктуйской интрузии. Но в данном случае нередко весь кварц гранитов представлен раннемагматической генерацией, содержащей два типа СФВ. Учитывая анхизвтектический состав этих гранитов (см. рис. 16, точки 16, 17, 18), следует ожидать, что кварц

был одной из ликвидусных фаз. В таком случае связывать раннее флюидоотделение с ретроградным кипением расплава нет оснований. Скорее всего, оно связано с декомпрессией в процессе внедрения магмы или, что не менее вероятно, с неравновесным вскипанием, вызванным разгерметизацией приповерхностной апикальной части интрузии. Наоборот, увеличение давления на позднемагматической стадии почти наверняка связано с ретроградным кипением в субизохорических условиях.

Как показано в гл. 3, раннее флюидоотделение характерно только для небольшого восточного выступа Мариктиканской интрузии. Остальная ее часть также характеризовалась низким водосодержанием, о чем свидетельствуют высокие температуры гомогенизации РВ. Правда, начальные температуры кристаллизации установить не удалось, но краевые части фенокристов содержат РВ с $T_T = 940^\circ\text{C}$, а наиболее низкотемпературные РВ в кварце основной массы из гранит-порфиров эндоконтактных зон заделки характеризуются $T_T = 850\text{--}840^\circ\text{C}$. Так что за пределами восточной части Мариктиканская интрузия, возможно, содержала даже несколько повышенное (но в общем небольшое) количество воды.

Тем не менее СФВ в кварце гранитов здесь либо отсутствуют, либо не обнаружены из-за незначительной доли породообразующего кварца, кристаллизовавшегося из флюидонасыщенного расплава. Столь существенные различия во времени проявления дегазации естественно связывать с неодинаковой обогащенностью хлором разных участков магматического тела, что со всей очевидностью вытекает из диаграммы И.Д. Рябчикова (см. рис. 22). Следовательно, даже маловодные магмы могут испытывать интенсивную дегазацию на ранних стадиях кристаллизации, если они существенно обогащены хлором.

Проведенный анализ условий кристаллизации и дегазации гипабиссальных интрузий не только показал согласованность эмпирических термобарогеохимических данных с диаграммами состояния модельных систем, но позволил выявить некоторые важные закономерности развития природного процесса, имеющие, как представляется, общее значение.

1) Становление интрузий на месте залегания характеризуется наличием стадии субизохорической кристаллизации, когда в результате ретроградного кипения приконтактных зон общее давление в магматической камере существенно возрастает (до 300–500 МПа), в ряде случаев намного (на 200–300 МПа) превосходя величину литостатической нагрузки.

2) Когда внутреннее давление в магматической камере превышает предел прочности вмещающих пород, происходит ее *авторазгерметизация* и удаление флюида, накопившегося в процессе ретроградного кипения кристаллизующихся зон. При этом в некоторых случаях могут создаваться новые трещинные структуры, но в общем случае, скорее всего, подновляются и приоткрываются системы трещин, возникшие в доинтрузивный период. В принципе магматическая камера может разгерметизироваться и *тектоническими* разрывами, образовавшимися вне связи с магматическим процессом. Однако такая разгерметизация в силу своей случайности должна проявляться на любых стадиях кристаллизации; она даже может с самого начала придать последней изобарический характер, предотвратив тем самым рост давления при ретроградном кипении. В то же время

авторазгерметизация является закономерным явлением, отражающим одну из главных тенденций развития природного процесса.

3) Уход накопившегося флюида из магматической камеры ведет к резкой декомпрессии, вызывающей неравновесное вскипание мощного слоя расплава, до этого момента кристаллизовавшегося в отсутствие флюидной фазы. При этом выделяется только избыточная по отношению к вновь установившемуся давлению часть летучих, растворенных в расплаве. Восходящая миграция образовавшихся при неравновесном вскипании пузырьков флюида является, очевидно, эффективным механизмом перераспределения летучих и рудных компонентов (эманационная дифференциация). Из-за невысокой скорости всплывания пузырьков их выход из магмы является длительным процессом.

4) Разрывы и зоны трещиноватости, возникшие при авторазгерметизации магматической камеры, дренируют не только накопившиеся к этому моменту продукты ретроградного кипения приконтактных зон, но и флюид, выделяющийся из неравновесно вскипавшего расплава. Этим обеспечивается формирование сосредоточенных флюидных потоков в надинтрузивной области. Кроме того, продукты неравновесного вскипания могут накапливаться у нижней границы образовавшейся кристаллической корки, особенно в куполообразных выступах. Все это благоприятствует концентрированию магматогенных флюидов в ограниченном пространстве, что необходимо для образования месторождений.

Однако если указанные закономерности процесса кристаллизации действительно имеют характер, общий для всех гипабиссальных интрузий, то почему лишь немногие из них сопровождаются оруденением? Для решения этого вопроса важное значение имеют полученные данные о водосодержании природных гранитных магм.

ВОДОСОДЕРЖАНИЕ ГРАНИТНЫХ МАГМ И ОБЪЕМНЫЙ ЭФФЕКТ ИХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Поскольку изменение концентрации воды в расплаве по мере его кристаллизации — явление закономерное и неизбежное, охарактеризовать магматическую систему одним значением C_{H_2O} можно только в том случае, если это значение определяет ее исходное состояние. Однако в большинстве случаев предьстория магмы, сформировавшей конкретное интрузивное тело, может быть восстановлена лишь частично, а порой остается неизвестной. В связи с этим возникает вопрос, какое же состояние считать исходным.

В данной работе для каждого интрузивного тела исходным считалось то водосодержание, которое имело место в период выделения наиболее ранних кристаллов (они выявлялись специальными исследованиями). При изучении многофазных интрузий исходное водосодержание определялось как для расплава каждой интрузивной фазы, так и для интрузии в целом (по породам первой фазы). Данные по изученным гранитным массивам сведены в табл. 28 и показаны на рис. 23.

Из представленных данных следует, что по содержанию воды в остаточном расплаве различия между ординарными и рудоносными интрузиями не очень велики и знакопеременны. В то же время исходное водосодержа-

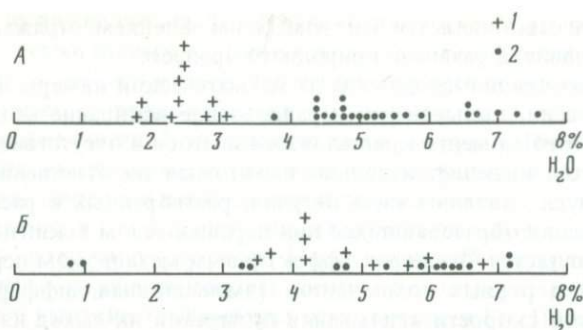


Рис. 23. Исходное (А) и остаточное (Б) содержание воды в магме Интрузии: 1 — обычные, 2 — рудоносные

ние интрузий, сопровождаемых оруденением, в подавляющем большинстве случаев выше, чем обычных: в первых концентрациях H_2O практически не опускается ниже 4%, во вторых не превышает, как правило, 3%. Аномально низкие значения C_{H_2O} характерны лишь для Мариктиканской вольфрамоносной интрузии, экстраординарно обогащенной хлором, что способствует раннему флюидоотделению даже при низком водосодержании магмы (к тому же связанное с этой интрузией оруденение имеет небольшие масштабы).

Термобарогеохимические данные позволили выявить важную закономерность: рудоносные интрузии отличаются от обычных повышенным исходным водосодержанием, но те и другие трудно различимы по концентрации воды в остаточных расплавах. Учитывая диагностическое значение этого параметра, желательно сопоставить результаты определений автора с данными других исследователей.

Большое количество определений C_{H_2O} в РВ гранитоидов за последние годы выполнили В.Б. Наумов, И.Т. Бакуменко, В.П. Чупин, О.Н. Косухин, А.Т. Матреницкий [98, 100, 101, 184, 185]. По данным этих авторов, содержание H_2O в различных гранитных интрузиях колеблется от 0,1 до 13,9%, однако эти значения, по-видимому, вычислены без учета приращения объема вакуолей, которое наблюдается при нагревании РВ до температуры гомогенизации (по нашим оценкам, оно в среднем составляет 60–70%). Если внести эту поправку, то большинство опубликованных значений уложится в интервал 2,5–6%, что вполне сопоставимо с результатами, представленными на рис. 23. К сожалению, в большинстве работ не указывается, на какой стадии магматического процесса захвачены исследованные РВ, поэтому можно лишь предполагать, что нижняя граница интервала скорректированных значений C_{H_2O} соответствует исходному водосодержанию, а верхняя — остаточному.

Известны также оценки исходного водосодержания обычных интрузий, основанные на иных, не термобарогеохимических, данных. Так, И.Д. Рябчиков путем расчета поля стабильности биотита в ликвидусной области системы гранит–вода пришел к выводу о том, что "... наиболее вероятные исходные содержания воды в кислых магмах, давших начало типично интрузивным мезоабиссальным и гипабиссальным гранитам, от-

вещают 2 ± 1 мас.%" [142, с. 60]. С. Маале и П.Дж. Уигли оценили содержание воды в крупных батолитах в 1,5 мас.% на основании сопоставления последовательности кристаллизации минералов реальных гранитов с результатами их экспериментального плавления и кристаллизации в водонасыщенных условиях [232].

Таким же методом Д.Х. Эгглер получил значения $C_{H_2O} = 2 \pm 0,5\%$ для интрателлурической стадии кристаллизации андезитов вулкана Парикутин (Мексика) [217]. Ц. Мерцбахер и Д.Х. Эгглер, основываясь на том, что кривые плавления минералов более чувствительны к содержанию H_2O в расплаве, чем к общему давлению и содержанию других летучих компонентов, оценили вариации содержания H_2O в дацитовых магмах вулкана Сент-Хеленс на интрателлурической стадии от 1 до 4% [236]. По их же данным, островодужные андезитовые и дацитовые магмы характеризуются исходным водосодержанием 1–2%.

Таким образом, установленный нами верхний уровень исходного содержания воды в расплаве изученных ординарных интрузий (2–3%), по-видимому, характерен для большинства кремнекислых расплавов, кристаллизующихся в мезо- и гипабиссальных условиях. В этом отношении интрузии, сопровождаемые оруденением и характеризующиеся исходным водосодержанием порядка 4–5% и более, представляют собой аномалию. Для выяснения причин и механизмов возникновения подобных аномалий необходимо проведение специальных целенаправленных исследований, ибо существующие петрологические концепции допускают несколько возможных способов образования отдельных объемов магмы, обогащенной водой и другими летучими компонентами [42, 59, 73]. В данном случае для нас важнее само существование различий в исходном водосодержании внедренных магм, и особенно тот факт, что значение $C_{H_2O} = 3\%$ является как бы барьером, не преодолев который, интрузия в общем случае так и остается безрудной.

Для того чтобы выяснить, каким образом, выявленные сравнительно небольшие различия в исходном водосодержании магм могут столь радикально сказываться на рудоносности интрузий, рассмотрим вопрос о влиянии C_{H_2O} на поведение магматогенных флюидов после их выделения из расплава. При этом учтем, что кристаллизация водно-гранитной системы сопровождается изменением ее объема. С одной стороны, это вызвано переходом силикатов из расплавленного состояния в более плотное кристаллическое; с другой стороны — тем, что растворенная в силикатном расплаве вода имеет меньший парциальный мольный объем, чем в свободной фазе при тех же P – T параметрах. Как показано в работах [57], [18, 19], [120], суммарный объемный эффект, зависящий от содержания воды в расплаве, температуры и общего давления, может быть весьма значительным. Количественно оценить величину суммарного объемного эффекта (ΔV_c) кристаллизации водосодержащего расплава можно с помощью уже использованной нами формулы К.У. Бернэма:

$$\Delta V_c = \frac{0,54RTX_{H_2O}^{Pc}}{P_{общ}} - \Delta V_{пл}(1 - X_{H_2O}^{Pc}),$$

где ΔV_c выражен в кал/бар ($1 \text{ кал/бар} = 42 \text{ см}^3$); R — универсальная

газовая постоянная (1,987 кал/град · моль); T — температура по шкале Кельвина; $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Pc}}$ — мольная доля воды в расплаве; $P_{\text{общ}}$ — общее давление (в барах), определяемое глубиной залегания; $\Delta V_{\text{пл}}$ — средневзвешенное значение ΔV плавления кристаллических фаз гранита, оцененное К.У. Бернэмом в 0,22 кал/бар · моль [18].

В табл. 31 (а) представлены результаты расчета объемного эффекта кристаллизации водосодержащего гранитного расплава с начальной температурой 800°С в зависимости от глубины залегания (h) и $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$. Как видим, кристаллизация интрузий с $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}} = 2-4\%$ при условии $P_{\text{общ}} = P_{\text{лит}}$ должна приводить к существенному увеличению их объема. В реальной геологической обстановке увеличению объема магматической камеры препятствует жесткость интрузивной рамы, а удалению флюида — непроницаемость или очень слабая проницаемость вмещающих пород. Поэтому до тех пор, пока объем магматической камеры остается неизменным, внутреннее давление в ней по мере кристаллизации возрастает и может превысить не только величину $P_{\text{лит}}$, но и прочность вмещающих пород. Последняя, по данным [120, 168], в условиях малых глубин не превышает, как правило, 200 МПа.

Ориентируясь на это, мы рассчитали, в какой мере объемные эффекты, указанные в табл. 31 (а), могут быть скомпенсированы упругими деформациями кристаллических фаз гранита и сжимаемостью флюида при условии, что избыточное давление равно 200 МПа. В табл. 31 (б) указана некомпенсированная часть величины $\Delta V_{\text{с}}$, однако следует иметь в виду, что в расчет не принимались сжимаемость вмещающих пород и возможность их пластической деформации. Можно полагать, что за счет этих факторов некомпенсированная величина $\Delta V_{\text{с}}$ уменьшится еще на 1–2%.

Как видно из табл. 31 (б), при кристаллизации в гипабиссальных условиях увеличение объема интрузий с исходным $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}} \leq 2\%$ может быть в значительной мере или даже полностью скомпенсировано за счет сжимаемости пород и флюида. Следовательно, в подобных случаях магматическая камера, скорее всего, не разгерметизируется, декомпрессия и неравновесное вскипание не проявятся. В итоге выделившийся флюид законсервируется в межзерновом пространстве образовавшегося гранита. Это тем более вероятно, что после исчерпания расплава и выделения всего растворенного в нем флюида удельный объем последнего с понижением температуры значительно уменьшается, а внутрикамерное давление соответственно падает. Для последующей мобилизации межзернового флюида и концентрирования его в локальных структурах требуются особо благоприятные условия, которые, очевидно, редко реализуются в природе.

При кристаллизации магм с $\text{C}_{\text{H}_2\text{O}} \geq 4\%$ объемный эффект, связанный с выделением флюида, настолько велик, что его полная компенсация за счет упругой деформации пород и сжимаемости флюидной фазы маловероятна, особенно на глубинах менее 6 км. Поэтому разгерметизация магматической камеры почти неизбежна, а это ведет к декомпрессии и неравновесному выкипанию флюида из значительного по мощности слоя расплава. Так что образовавшиеся трещинные структуры могут дренировать не только флюид, накопившийся в закристаллизованной части интрузии, но и продукты неравновесного вскипания ее глубинной части.

Таблица 31

Увеличение объема магматического тела после его полной кристаллизации и выделения флюида (в %) в зависимости от исходного водосодержания и глубины залегания

а

h, км	СН ₂ О в системе, %			P _{лит.} МПа
	2	3	4	
4	8,8	17,3	25,4	108
5	4,6	10,8	16,8	135
6	1,7	6,5	11,0	162
7	-0,2	3,4	7,0	189

б

h, км	СН ₂ О в системе, %			P _{лит.} МПа
	2	3	4	
4	4	8	12	108
5	2	6	9	135
6	0,5	4	7	162
7	-0,7	2	4	189

Таким образом, для гипабиссальных интрузий величина исходного водосодержания около 3% действительно является критической в том отношении, что при меньшем значении этого параметра магматический флюид вместе с экстрагированными им рудными компонентами в основном захороняется на месте своего образования, т.е. масштабы перераспределения металлов в подобных случаях невелики. В то же время при большем водосодержании в результате разгерметизации магматической камеры создаются условия для сосредоточения продуктов ретроградного и неравновесного кипения в локальных структурах, т.е. для формирования гидротермальной системы. Такая трактовка вполне согласуется с эмпирическими данными о существовании систематических различий в исходном водосодержании рудоносных и ординарных гранитных интрузий и, вероятно, в значительной мере отражает суть явления.

По данным табл. 31 можно сделать вывод о том, что для расплавов с одинаковым СН₂О объемный эффект кристаллизации тем больше, чем меньше глубина их залегания. Следовательно, при нисходящем движении фронта кристаллизации вероятность авторазгерметизации камеры со временем уменьшается. По этой же причине гребне- и куполообразные выступы интрузии могут разгерметизироваться и в тех случаях, когда главная магматическая камера расположена на глубине, обеспечивающей полную компенсацию величины ΔV за счет сжимаемости пород и флюида. Если выступы гидравлически связаны с глубинной камерой, то они сначала могут играть роль главного "компрессора", а после разгерметизации — служить коллектором значительных масс флюида, выделившихся при неравновесном вскипании глубинной части интрузии.

Следует отметить возможность несколько иной интерпретации выявленных закономерностей. Так, согласно расчетным данным А.Н. Черепанова и В.Н. Шарпова, рассмотревших динамику кристаллизации водно-гранитных магм в мезо- и гипабиссальных условиях с теплофизическими и термодинамическими позиций, ретроградное кипение в геологически значимых масштабах может иметь место только в расплавах с исходным водосодержанием не менее 2%, а для интенсивного флюидоотделения необходимы $C_{H_2O}^{исх} > 3 - 4\%$ [180, 191]. При таком подходе гидротермальная

активность связывается только с интенсивностью ретроградного кипения, тогда как превышение флюидного давления над литостатическим, авто-разгерметизация магматической камеры и неравновесное вскипание расплава считаются маловероятными. Последний вывод, по сути дела, вытекает из непризнания за расплавом способности играть роль эффективного гидрозатвора. Вместе с тем о существенном превышении флюидного давления над литостатическим свидетельствуют не только многочисленные термобарогеохимические данные, но и широкое распространение на многих рудных полях взрывчатых брекчий. Поэтому предложенная нами интерпретация представляется более обоснованной.

Так или иначе, обнаруженное соответствие между эмпирическими данными о различном водосодержании рудоносных и ординарных интрузий, с одной стороны, и расчетными данными о влиянии исходного C_{H_2O} на особенности выделения и пространственного распределения магматогенных флюидов, с другой, позволяет считать, что возможность образования металлоносной гидротермальной системы в основном определяется магматическими факторами (возможная роль тектонических нарушений обсуждается ниже).

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ

Как бы ни убедительны были данные о важной роли продуктов дегазации магмы в формировании месторождений, они все же сами по себе не дают определенного ответа на вопрос об источнике рудообразующих элементов. Для обоснованного суждения об этом необходимо учесть как результаты экспериментов по моделированию флюидно-магматического взаимодействия, так и аналитические данные о содержании металлов во включениях природных палеогидротерм. Экспериментальное изучение распределения молибдена и вольфрама между сосуществующими флюидом и расплавом проводилось И.Д. Рябчиковым с соавторами [145], Н.И. Хитаровым и др. [178], П.А. Канделой и др. [211], Т.Н. Тинглом и др. [262], Д. Мэннингом и др. [234], А.А. Лапиным [82]. В большинстве экспериментов установлено, что молибден и вольфрам распределяются существенно в пользу флюидной фазы, а растворимость этих металлов в хлоридных растворах при параметрах магматического процесса достигает нескольких процентов. Так, в опытах И.Д. Рябчикова, В.И. Рехарского, А.В. Кудрина концентрация молибдена в *1m* хлоридном растворе, равновесном с гранитным расплавом, достигала 2% при 750°C и 150 МПа [145].

А.А. Лапин показал, что при 850°C и 150 МПа растворимость вольфрама в *1m* водно-хлоридных растворах достигает 1,5–2,5% [82]. По данным Д. Мэннинга и П. Хендерсона, 0,5–3,4*m* хлоридные растворы, сосуществовавшие с гранитным расплавом при 800°C и 100 МПа, даже после охлаждения до комнатной температуры содержали 0,5–0,9% вольфрама [234]. Указанные концентрации установлены во флюиде, который сосуществовал с гранитными расплавами, обогащенными металлами относительно кларкового уровня примерно в 1000 раз. Предполагается, что в соответствии с полученными значениями коэффициента разделения ($K_p = 2-12$) флюид, отделяющийся от магмы с окологларковым содержанием металлов, должен содержать порядка 10^{-3} % молибдена (вольфрама).

Прямые определения концентрации металлов во флюиде, захваченном магматическим кварцем в виде СФВ, выполнены нами впервые [134] и пока только по двум вольфрамоносным интрузиям (табл. 32). Установленные содержания вольфрама (2–4 мас.%) близки к тем, что наблюдались в опытах А.А. Лапина [82], Д. Мэннинга и П. Хендерсона [234], но они примерно в 1000 раз превосходят вышеуказанные прогнозные оценки. Сходная ситуация и с результатами лазерно-спектрального анализа гидротермальных растворов, законсервированных на стадии массового рудоотложения: они вполне сопоставимы с данными по включениям магматического флюида (см. табл. 32), но на 2–3 порядка величин превышают верхний предел содержаний вольфрама в гидротермах, намеченный по некоторым расчетно-экспериментальным данным и по результатам анализов водных вытяжек из включений в жильных минералах месторождений [4, 29, 51, 72].

Следует, однако, заметить, что при использовании метода водных вытяжек анализируется содержимое всех присутствующих в образце включений, среди которых, как правило, количественно преобладают вторичные. Поэтому даже в тех случаях, когда вытяжка ведется из жильного минерала, кристаллизовавшегося одновременно с рудным, велика вероятность того, что получаемые аналитические оценки концентрации металла оказываются заниженными относительно его концентрации в растворе на стадии рудоотложения. Что же касается ограничений со стороны экспериментальных данных по растворимости вольфрама, то последними работами А.В. Галкина и Г.Р. Колонина доказана возможность совместного с железом переноса вольфрама в концентрациях 1,5–3% высокотемпературными (500–400°С) водно-хлоридными растворами в широком интервале значений рН [33, 34].

Таким образом, полученные нами лазерно-спектральные данные о высоких ($n\%$) концентрациях вольфрама и молибдена в магматическом дистилляте некоторых интрузий и в палеогидротермах на стадии рудоотложения не противоречат современным экспериментальным данным об их растворимости в высокотемпературных растворах.

Кроме того, на существование высоких концентраций рудообразующих элементов во включениях палеогидротерм указывают данные других исследователей. Так, Дж.Ф. Беннет и Дж.Н. Грант, использовавшие лазерно-спектральный анализ для изучения ФВ в жильном кварце ряда оловорудных и вольфрамовых месторождений, также обнаружили в законсервированных растворах вольфрам и олово [205]. Несмотря на качественный характер этих определений, мы сочли возможным грубо приближенно оценить концентрацию вольфрама, поскольку указанные исследователи при анализе использовали прибор LMA-1, для которого нами ранее установлен предел обнаружения этого элемента, равный $2 \cdot 10^{-9}$ г [133], а приводимая в [205] микрофотография анализирувавшихся включений дает возможность примерно оценить их объем. На основании такой прикидки минимальная концентрация вольфрама во включениях оценивается в граммы–десятки граммов на литр раствора, что довольно близко к результатам, полученным нами на других объектах (см. табл. 32).

Следует также отметить, что к настоящему времени накопилось довольно много данных о включениях рудоносных растворов с concentra-

Таблица 32

Содержание металлов в магматических и гидротермальных растворах по результатам лазерно-спектрального анализа индивидуальных флюидных включений

№ п/п	№ обр.	Объект, минерал-хозяин	Температура гомогенизации, °С	Суммарный объем проанализированных ФВ, $n \cdot 10^{-9}$ мл плотность, г/см ³
1	2	3	4	5
Магматические флюиды				
1	611-А-40	СФВ в кварце гранитов Мариктиканской вольфрамоносной интрузии	730-720	$\frac{67}{1,1}$
2	611-А		730-720	$\frac{270}{1,1}$
3	КК-34	СФВ в кварце гранитов Соктуйской вольфрамоносной интрузии	295-280	$\frac{15}{1,15}$
4	КК-34		295-280	$\frac{55}{1,15}$
Гидротермы Джидинского рудного поля стадия рудоотложения				
5	ПМ-30	Вторичные ФВ в магматическом кварце гранитов, группирующиеся вдоль молибденитового прожилка	250-295	$\frac{6}{0,98}$
6	Д-157-2	Первичные ФВ во флюорите (№ 6, 7) и кварце (№ 8, 9), выделяющихся совместно с гюбнеритом (продуктивная ассоциация рудных жил)	260-240	$\frac{36}{1,02}$
7	Д-33		260-240	$\frac{51}{0,89}$
8	Д-33		255-240	$\frac{70}{0,89}$
9	Д-33		255-240	$\frac{80}{1,0}$
пострудная стадия				
10	Д-128-5	Вторичные ФВ во флюорите (№ 10-12) и кварце (№ 13) продуктивной и пострудной ассоциации	210-200	$\frac{32}{1,03}$
11	Д-155		185-165	$\frac{36}{0,94}$
12	Д-153		220-210	$\frac{19}{0,90}$
13	Д-27		170-160	$\frac{150}{0,91}$

Концентрация металла, грамм на литр флюида при P-T условиях его консервации				Прочие элементы (качественное определение)
W	Mn	Fe	Mo	
6	7	8	9	10
Магматические флюиды				
$\frac{21}{6-74}$	$\frac{144}{111-187}$	$\frac{98}{75-127}$	< 0,7	Mg, Ca
< 7	$\frac{185}{62-555}$	$\frac{96}{32-288}$	< 0,8	Sn, Cu, Zn, Ti, Mg, Ca
< 133	$\frac{0,3}{0,1-0,9}$	$\frac{18}{6-54}$	< 13	Mg, Ca
$\frac{45}{10-158}$	$\frac{0,3}{0,2-0,4}$	$\frac{75}{58-98}$	0,9	Sn, Mg, Ca
Гидротермы Джидинского рудного поля стадия рудоотложения				
< 333	$\frac{38}{19-76}$	$\frac{87}{43-174}$	$\frac{87}{43-174}$	Sn, Be, B, Mg, Ca
$\frac{22}{17-29}$	$\frac{98}{75-127}$	$\frac{250}{192-325}$	< 1	Zn, B, Ti, Mg
$\frac{53}{31-90}$	$\frac{76}{33-175}$	< 0,2	< 4	Cu, Mg, Ca
$\frac{30}{21-42}$	$\frac{47}{20-108}$	$\frac{7}{4-21}$	< 3	Cu, Mg, Ca
$\frac{125}{66-238}$	$\frac{112}{25-493}$	$\frac{11}{5-24}$	< 3	Cu, Be, B, Mg, Ca
пострудная стадия				
< 17	$\frac{4}{3-5}$	$\frac{267}{205-347}$	< 1,7	He обн.
< 14	$\frac{1,3}{1-1,7}$	$\frac{123}{95-160}$	< 1,4	"
< 25	$\frac{0,02}{0,006-0,07}$	$\frac{19}{11-136}$	< 2,3	"
< 3	< 0,06	< 0,07	< 0,3	"

Т а б л и ц а 32 (окончание)

1	2	3	4	5
Гидротермы Жарчихинского Мо месторождения стадия рудоотложения				
14	74-260	Первичные ФВ во флюорите, ассоциирующем с молибденитом (продуктивная ассоциация)	330-320	$\frac{24}{0,75}$
15	74-260		330-320	$\frac{37}{0,75}$
Гидротермы Акчатауского W-Мо месторождения				
16	АЧ-147	Первичные ФВ в кварце (№ 16, 17, 21) и флюорите (№ 18-20) кварцевых (№ 18, 19) и топаз-кварцевых (№ 16, 17, 20, 21) грейзенов	405-390	$\frac{97}{0,61}$
17	АЧ-147		415-400 в газ	$\frac{160}{0,55}$
18	34/1-2		405	$\frac{70}{1,14}$
19	34/1-2		370-350	$\frac{92}{0,70}$
20	170-230		350-330	$\frac{90}{0,70}$
21	147-230		310-305	$\frac{220}{0,79}$
Гидротермы W-Мо рудопроявления Майтас				
22	МТ-101-5	Мнимовторичные ФВ в кварце вольфрамитовых жил	430-385	$\frac{165}{1,05}$
Гидротермы Шумиловского Sn-W месторождения				
23	Ш-168	Первичные (?) ФВ в топазе (№ 23) и флюорите (№ 24) кварц-протолитионитового грейзена	365-360	$\frac{30}{0,73}$
24	Ш-168		315-290	$\frac{104}{0,82}$

П р и м е ч а н и е. Для W-Мо в числителе — аналитическая оценка концентрации металла, в знаменателе — граница доверительного интервала при 32%-ном уровне значимости ("односигмовый" интервал); для не обнаруженных анализом металлов указана расчетная концентрация, которая обеспечила бы их регистрацию в проанализи-

цией металлов, достигающей 0, n-n %, т.е. приближающейся к результатам лазерно-спектрального анализа (табл. 33 и сводка в [15]). Это дало основание Э. Роддеру [137] и Ф.Дж. Соукинсу [156] признать реальность высоких (до десятков г/кг раствора) концентраций тяжелых металлов в рудообразующих гидротермах, несмотря на то что эти значения не всегда согласуются с имеющимися расчетно-экспериментальными данными.

Наконец, результаты контрольных анализов включений молибденсодержащих растворов в стекле гранитного состава, приготовленных И.Д. Рябчиковым и Г.П. Орловой, не дают оснований приписывать нашей

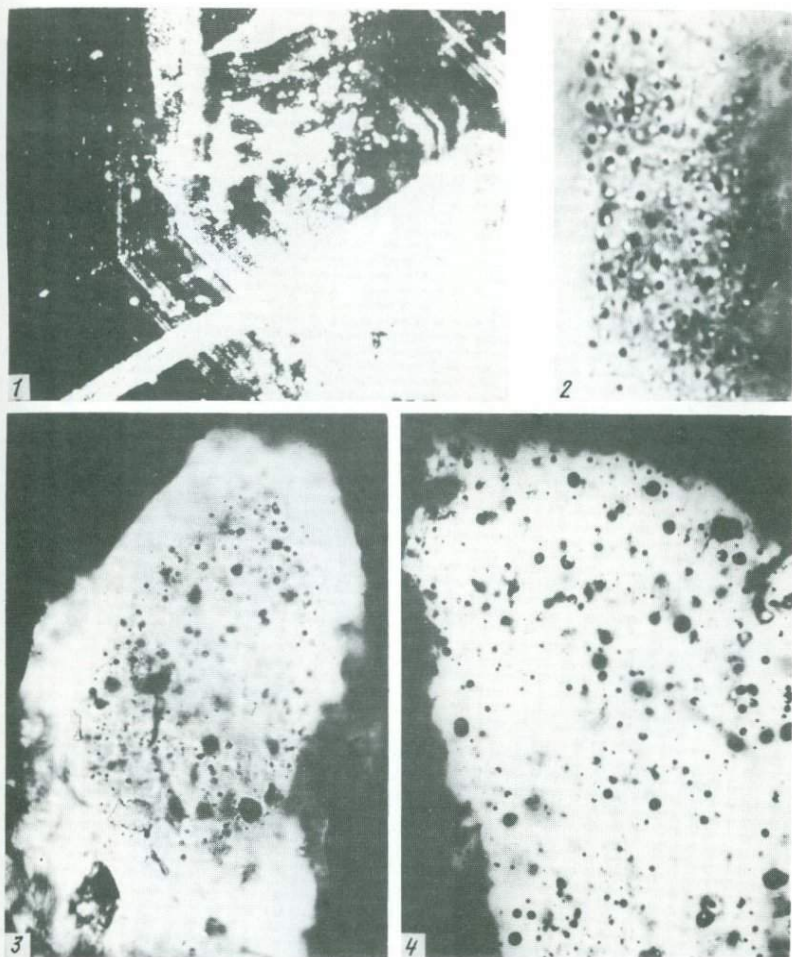


Таблица I

1, 2 — приуроченность субмикронных РВ и СФВ к концентрическим зонам роста вкрапленника в гранит-порфирах III фазы Акчатауской интрузии: *1* — фазовый контраст, темное поле, *2* — одна из зон в увеличенном масштабе; *3, 4* — азональное объемно равномерное распределение СФВ и РВ в центральной части (*3*) и во всем зерне (*4*) породообразующего кварца гранитов Марикиканской интрузии

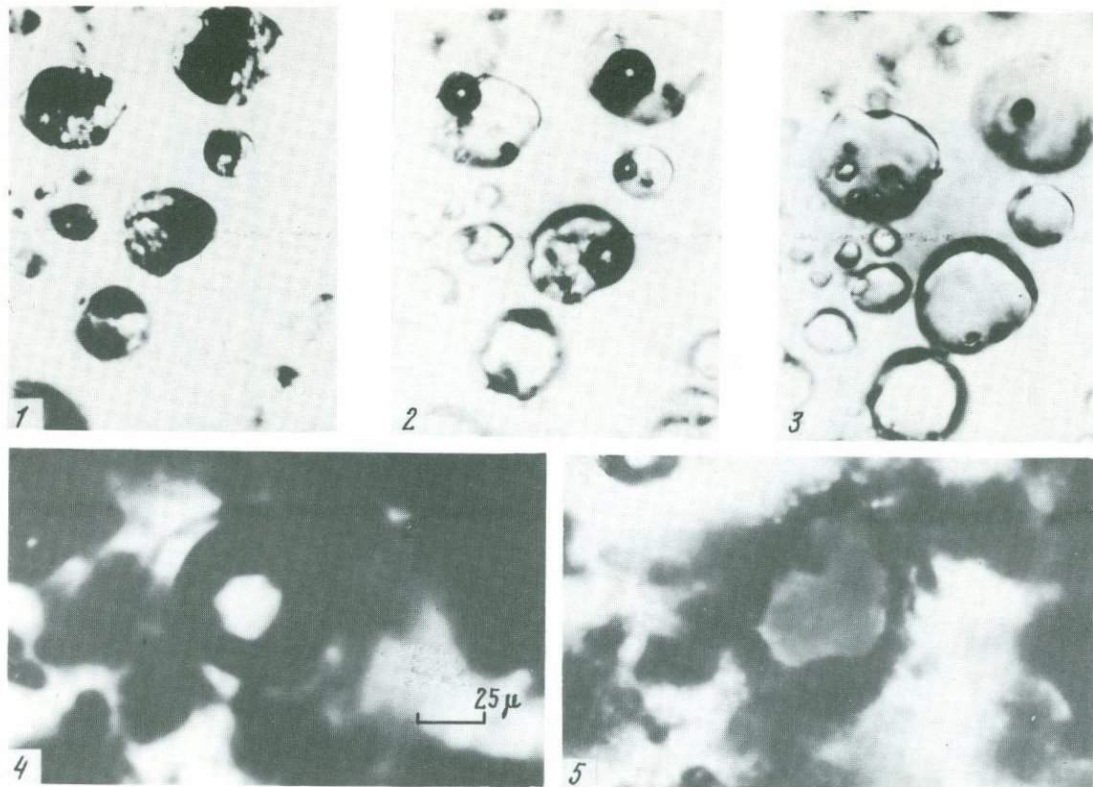


Таблица II

1-3 - "приращение" объема РВ в процессе его нагревания за счет перехода в расплав отложившегося на стенках вакуоли материала, родственного минералу-хозяину; Мариктиканский массив, обр. К-611а, опыт № 104, общая длительность 20 ч, температура: 20°С (1), 760° (2) и 930° (3); 4, 5 - искусственные включения молибденсодержащего раствора, полученные Г.П. Орловой и И.Д. Рябчиковым при плавлении шихты гранитного состава (750°С, 150 МПа): 4 - до вскрытия, 5 - после вскрытия лазерным лучом

6	7	8	9	10
---	---	---	---	----

Гидротермы Жарчихинского Мо месторождения
стадия рудоотложения

< 20	< 0,03	$\frac{8}{4-16}$	$\frac{12}{5-30}$	Cu, Zn, B
< 13	< 0,02	$\frac{7}{3-17}$	$\frac{9}{4-18}$	Cu, Zn, B

Гидротермы Акчатауского W-Мо месторождения

< 5,2	< 0,008	$\frac{14}{4-41}$	< 0,5	B, Zn, Ti
< 3,1	< 0,005	$\frac{0,5}{0,2-1,6}$	< 0,3	He обн.
< 7	$\frac{70}{47-105}$	$\frac{176}{88-352}$	< 0,7	"
< 5,4	$\frac{0,02}{0,01-0,04}$	$\frac{0,2}{0,1-0,3}$	< 0,5	Cu, Zn
< 5,5	< 0,009	$\frac{0,1}{0,07-1,4}$	< 0,6	Cu, Zn
< 2,5	$\frac{0,3}{0,2-0,4}$	$\frac{1,4}{1-2}$	< 0,2	Cu, Zn, Ti

Гидротермы W-Мо рудопроявления Майтас

< 3	$\frac{36}{24-54}$	$\frac{48}{24-96}$	< 0,3	Cu, Zn
-----	--------------------	--------------------	-------	--------

Гидротермы Шумиловского Sn-W месторождения

< 17	< 0,03	< 0,3	$\frac{10}{4-25}$	Be, Zn, B
< 5	< 0,008	< 0,1	< 0,5	He обн.

зированном объеме флюида при достигнутых пределах обнаружения; все анализировавшиеся ФВ, кроме № 17, гомогенизируются в жидкую фазу; анализы 6, 10-22 получены Е.Д. Бажеевым и Ю.М. Ишковым [6, 7].

методике анализа систематическую ошибку, превышающую по величине статистически обоснованную случайную погрешность (см. гл. 2, табл. 8). Это позволяет сделать вывод о том, что исследованные включения действительно характеризуются высокими содержаниями рудообразующих элементов.

Следует, правда, иметь в виду существование проблемы соответствия состава включений составу минералообразующей среды. Эта проблема еще далека от окончательного решения, что аргументированно показано в недавнем обзоре В.С. Балицкого [14]. За исключением редких при-

Таблица 33

Сводка максимальных значений концентрации металлов во включениях магматического дистиллята и гидротермальных растворов и экспериментальных значений растворимости некоторых соединений

Метод определения	Концентрация							Ед. изм.	Источник
	W	Mo	Sn	Fe	Mn	Zn	Cu		
Полярографический, атомно-абсорбционный анализы водных вытяжек из ФВ	—	—	—	—	—	—	4,6	к/кг	Hall W.E. et al. [221]
	—	—	—	—	—	—	2,0	”	Ramboz C. [247]
	—	—	—	—	—	1,0	0,3	”	Pinckney D.M. [245]
	—	—	—	—	—	0,9	0,5	”	Rye R.O. et al. [252]
	—	—	—	—	—	0,1	0,1	г/л	Сушевская Т.М. [159]
	—	—	—	59	29	64	102	г/кг	Olsen K.I. et al. [240]
Нейтронная активация ФВ	0,1	—	—	—	—	—	—	г/л	Иванова Г.Ф. [51]
	—	—	—	—	10	10	10	г/кг	Czarnanske G.K. et al. [214]
Волюмометрия рудных фаз в индивидуальных ФВ	—	—	—	73	—	—	—	”	Наумов В.Б. и др. [253]
	—	—	—	—	—	—	16	”	Sawkins F.J. et al. [253]
Лазерно-спектральный анализ индивидуальных ФВ	53	87	—	96	185	—	—	г/л	Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. [133]
	52	—	0,9*	98	144	—	—	”	Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. [134]
	—	12	—	8	—	—	—	”	Бажеев Е.Д. и др. [7]
	10*	—	—	—	—	—	—	”	Bennett J.N. et al. [205]
—	—	—	—	—	0,12	—	0,3	г/кг	Tsui T.F. et al. [264]
Максимальные значения растворимости									
—	0,2	0,1	—	—	—	—	—	г/л	Колонин Г.Р. [72]
—	0,5	—	—	—	—	—	—	”	Ястребова Л.Ф. [203]
—	18	—	—	0,3	0,8	—	—	г/кг	Галкин А.В. [33]
—	—	19	—	—	—	—	—	”	Рябчиков И.Д. и др. [145]

*Грубая прикидка по пределу обнаружения.

Примечание. Дополнительные сведения имеются в работе [15].

меров, когда идентичность законсервированных растворов и минералообразующей среды доказывается вполне определенно [215, 229], степень такого соответствия обычно остается невыясненной. Что касается обсуждаемых включений магматического флюида, то некоторые данные об их представительности все же имеются. Дело в том, что в процессе опытов по приготавлению искусственных "сопутствующих" включений И.Д. Рябчиков и Г.П. Орлова определили концентрацию молибдена во флюиде, заполнявшем при 750°С и 150 МПа весь свободный объем ампулы, тогда как мы с Ю.М. Ишковым провели лазерно-спектральный анализ флюида, законсервированного в стекле в виде микровключений. Сходимость полученных результатов (в пределах точности нашей методики) позволяет сделать вывод об отсутствии существенных различий между содержимым включений и объемной фазой магматического флюида.

Все вышеизложенное позволяет предположить, что при определенных условиях природные магмы все же могут генерировать флюиды с концентрацией вольфрама и молибдена порядка 0, $n-n$ %. Каковы же эти условия?

Прежде всего обратим внимание на то, что в ходе длительной дифференциации магматической системы концентрация вольфрама и молибдена в расплаве должна повышаться [66, 147]. Если к тому же учесть возможность "прогрессирующего концентрирования" [66], то можно ожидать, что к началу флюидоотделения содержание этих металлов в расплаве превышает кларковый уровень примерно на порядок. Например, по результатам опробования неизменных гранитов Соктуйского массива, в кварце которых СВ содержат до 45 г/л (около 4 мас.%) вольфрама, среднее содержание этого металла в гранитах составляет 3,5 г/т (89 проб на площади 210 км²). В то же время на площади около 35 км² неизменные граниты обогащены вольфрамом ($\bar{X} = 10$ г/т, $S_r = 0,86$, $n = 19$).

Поскольку преобладающая часть известных проявлений гидротермального изменения пород и рудной минерализации расположена за пределами этой части интрузии, есть основание считать, что отмеченная неравномерность сформировалась в магматический этап. Высокие средние содержания вольфрама (16 и 25 г/т) и молибдена (19 и 11 г/т) характерны также для гранитов I и II интрузивных фаз массива Акчатау [94], хотя в данном случае природу такой специализации можно трактовать по-разному. Реальность существования обогащенных вольфрамом расплавов подтверждается также данными М. Пишавана (Франция), который во внепрограммном докладе на XXVII МГК сообщил о распространенных в Перу риолитовых вулканитах плейстоценового возраста, содержащих совершенно свежие стекла с $C_W = 70-80$ г/т.

Таким образом, существование гранитных расплавов с $C_W = n \cdot 10^{-3}\%$ вполне вероятно. Но для того чтобы в отделяющемся от такого расплава флюиде концентрация вольфрама (молибдена) достигла первых процентов, величина коэффициента разделения металла между флюидом и расплавом (K_p) должна приближаться к 1000, тогда как экспериментальные оценки этого параметра не превышают 12. Вместе с тем имеются данные о существенном влиянии на величину K_p многих факторов. Так, Х. Шинахара, И.Т. Ийяма и С. Мацуо показали, что коэффициент разделения хлора между флюидом и гранитным расплавом зависит от давления: в интерва-

ле 60–700 МПа он возрастает от 15 до 200 (реферат 11В530 в Реферативном журнале № 11, 1984). Зависимость K_p от давления установлена и для вольфрама [82].

По данным В.Ю. Чевычелова и М.Б. Эпельбаума, на величину коэффициента разделения свинца, цинка и других элементов между флюидом и гранитным расплавом существенно влияют рН раствора, состав и концентрация солевых компонентов (значения K_p варьируют от 0,001 до n) [179]. Наконец, величина K_p зависит и от состава расплава: коэффициент разделения цинка между флюидом и глиноземистым гранитным расплавом на два порядка превышает таковой для щелочного расплава (9,40 и 0,08 соответственно для 1т раствора NaCl [267]). Не исключено, что экспериментально установленные значения K_p для вольфрама и молибдена характеризуют распределение этих металлов в условиях конкретных опытов, но не в полной мере отражают особенности природного процесса. Видимо, в настоящее время вопрос о величине K_p металлов в природных флюидонасыщенных магмах еще не решен окончательно, поэтому принимаемое нами предположение о возможности приближения его величины к 1000 нельзя считать заведомо невероятным.

Принятое допущение позволяет объяснить высокое содержание металлов во флюиде, отделяющемся от расплава с окологларковым содержанием рудообразующих элементов, но само по себе еще не решает проблему их ресурсов. Ведь воды в расплаве содержится в 1000–10 000 раз больше, чем вольфрама (молибдена), поэтому при коэффициенте разделения металла между флюидом и расплавом, равном 1000, общие запасы вольфрама в данном объеме магмы с $C_{H_2O} = 2\%$ и $C_W = 2 \cdot 10^{-3}\%$ достаточны только для того, чтобы создать в выделившемся флюиде $C_W = n \cdot 10^{-3}\%$. Несложно показать, что в результате полной кристаллизации 1 т расплава, содержащего 20 г вольфрама ($C_W = 2 \cdot 10^{-3}\%$), при $K_p = 1000$ флюид с $C_W = 1\%$ образуется только в том случае, если масса выделившейся воды не превысит 1 кг, что составляет 0,1% массы расплава. В то же время выше показано, что рудоносные интрузии характеризуются повышенным водосодержанием ($\geq 4\%$).

Следовательно, для генерации ими высоконцентрированных в отношении вольфрама (молибдена) растворов необходимы условия, при которых из расплава выделялась бы только незначительная часть растворенной в нем воды. По всей видимости, наибольшие возможности для реализации таких условий представляются при *неравновесном* вскипании магмы, что, как показано выше, характерно именно для интрузий с высоким исходным водосодержанием.

Таким образом, если допущение о возможности распределения вольфрама (молибдена) между флюидом и расплавом с $K_p = 1000$ не противоречит истине, то C_W того же порядка, что установлены лазерно-спектральными анализами, обеспечиваются неравновесным вскипанием магм, обогащенных металлами. В более общем и, вероятно, чаще встречающемся случае неравновесного вскипания магм с окологларковым содержанием рудных компонентов вероятнее формирование магматогенных флюидов с $C_{W, Mo} = n \cdot 10^{-1}\%$.

В развитие вышесказанного можно указать на неизбежность проявления некоторых особенностей формирования магматогенных гидротермаль-

ных систем. Поскольку субзихорическая кристаллизация приконтактовых зон интрузива приводит к почти полному удалению из расплава растворенной в нем воды, концентрация металлов во флюидной фазе должна быть низкой (порядка $n \cdot 10^{-3}\%$), особенно при высоком исходном водосодержании расплава. Такой флюид создает в камере высокое давление, вызывая ее разгерметизацию, заполняет возникшие трещины в начальный период их существования и вызывает наиболее ранние изменения прилегающих пород. Однако эта ранняя порция флюида, очевидно, играет в основном роль гидравлического клина и не приводит к значительной рудной минерализации хотя бы потому, что из-за малой мощности кристаллизующихся приконтактовых зон ресурсы металлов, перешедших в раствор, невелики.

Неравновесное флюидоотделение начинается только после ухода раннего флюида из системы и охватывает слой расплава, многократно превышающий по мощности приконтактовую зону полной кристаллизации, а потому обладающий гораздо большими ресурсами металлов. Выход из расплава продуктов неравновесного вскипания — процесс длительный. Поэтому после быстрого заполнения трещинных структур ранним флюидом в образовавшуюся гидротермальную систему еще долгое время продолжают поступать поздние растворы с высокой концентрацией металлов. Поздний флюид заполняет также трещины в уже консолидировавшихся частях интрузии и скапливается на отдельных участках контакта расплава с закристаллизовавшимися краевыми зонами, образуя залежи рудоносных грейзенов типа Шумиловских [167] или Югодзьерских [51].

Вывод о существовании последовательных стадий выделения магматического флюида, продукты которых значительно различаются своей металлоносностью, конечно, требует дальнейшего подтверждения и согласования с геолого-геохимическими данными. Однако уже теперь можно предположить, что известные на всех месторождениях так называемые предрудные метасоматиты (гидротермалиты) формируются в основном флюидами, выделившимися при ретроградном кипении, тогда как в образовании богатого оруденения ведущую роль, скорее всего, играют поздние растворы.

В обсуждаемом аспекте представляет интерес рассмотрение последствий нарушения "нормального" хода кристаллизация гипабиссальных интрузий в результате вскрытия магматической камеры разломами, образовавшимися под действием региональных тектонических напряжений, не связанных с магматическим процессом. Как будет показано в гл. 6, при кристаллизации маловодных магм флюид выделяется только в процессе ретроградного кипения и в основном захороняется в межзерновом пространстве гранитов. Если же в такой интрузии образуются зоны тектонической трещиноватости, то они будут дренировать магматический флюид, в результате чего могут возникнуть грейзеновые или кварцево-жилные зоны с незначительной рудной минерализацией. Однако богатое оруденение формируется преимущественно продуктами неравновесного вскипания расплава, сама возможность проявления и интенсивность которого прямо зависят от того, насколько внутрикамерное давление в преддекомпрессионный период превышает литостатическую нагрузку.

Разумеется, что *авторазгерметизация* магматической камеры происходит именно тогда, когда внутрикамерное давление достигает наибольшего значения, лимитируемого прочностью пород. Этим обеспечиваются условия,

наиболее благоприятные для неравновесного вскипания. Поскольку образование тектонических разломов обусловлено внешними по отношению к интрузии причинами, вероятность того, что они вскрывают камеру при максимальном значении давления, минимальна. Поэтому в общем случае *тектоническая* разгерметизация должна препятствовать достижению максимально возможных значений внутрикамерного давления и тем самым ухудшать условия для неравновесного флюидоотделения.

Следовательно, даже обогащенные водой интрузии, если они в ходе кристаллизации вскрываются тектоническими разломами, могут не реализовать свой рудообразующий потенциал. Исходя из этого, наиболее надежным критерием рудоносности гипабиссальной интрузии следует считать не только высокое исходное водосодержание, но и прямые признаки неравновесного вскипания расплава.

Итак, лазерно-спектральным анализом индивидуальных ФВ установлено, что магматический флюид вольфрамоносных интрузий характеризуется высокими ($n\%$) концентрациями рудообразующих элементов, сопоставимыми с содержанием этих металлов в гидротермальных растворах на стадии рудоотложения. Показано, что столь высокие содержания рудных элементов в магматическом флюиде, выделившемся в результате ретроградного кипения, труднообъяснимы даже при допущении, что коэффициент разделения вольфрама (молибдена) между флюидом и расплавом достигает 1000. Наоборот, при неравновесном вскипании создаются условия, благоприятные для образования флюида с концентрацией металлов, достигающей нескольких процентов. На этом основании сделан вывод о существенных различиях в металлоносности продуктов ретроградного и неравновесного кипения. С первыми, очевидно, связаны предрудные гидротермальные изменения пород, со вторыми — богатое оруденение. Показано, что вскрытие магматической камеры тектоническими разломами в общем случае препятствует реализации неравновесного вскипания магм, а авторазгерметизация способствует развитию этого процесса.

МЕСТО ПРОЦЕССОВ РАССЕЯНИЯ—КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ В ОБЩЕЙ СИСТЕМЕ ФАКТОРОВ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Рассмотрение хода кристаллизации и дегазации гипабиссальных гранитных интрузий дает веские основания считать, что процессы рассеяния—концентрирования магматических флюидов, регулируемые в основном закономерностями саморазвития водно-гранитных систем, играют важную роль в формировании месторождений обсуждаемого типа. Однако образование месторождений зависит и от многих других факторов, таких, например, как место и условия генерации гранитной магмы, ее петрохимический (геохимический) тип и степень дифференцированности, состав солевых и летучих компонентов расплава, литология и химизм вмещающих пород, структурная обстановка в области становления интрузии.

По всей видимости, одни из этих факторов определяют морфологию и минеральный состав рудных тел, другие — существенно влияют на металлогенетический профиль магматических флюидов, от третьих зависит сама возможность возникновения рудообразующей гидротермальной системы

и в конечном счете — месторождения. В контексте рассматриваемой проблемы рудоносности гранитоидов наибольшее значение имеет выявление факторов третьей группы, тем более что речь идет об орудуении определенного типа (W, Mo), независимо от того, представлено ли оно грейзеновыми залежами или зонами, кварцевыми жилами или штокверками.

Есть основания полагать, что состав и дислоцированность пород интрузивной рамы при наличии потока рудоносных растворов определяют, скорее, минералогию и морфологию рудных тел, чем саму возможность их образования. Об этом свидетельствуют факты локализации вольфрамовых и молибденовых руд в самых разных породах, а также существование таких механизмов рудоотложения, которые являются естественным следствием саморазвития гидротермальных систем (инверсия кислотного потенциала растворов постоянного состава с изменением температуры и давления, обоснованная Г.Б. Наумовым; процессы автосмещения, детально рассмотренные Викт.Л. Барсуковым с соавторами).

Что касается состава гранитоидных расплавов и летучих компонентов, то их влияние на металлогенический профиль магматических флюидов в принципе не вызывает сомнений. Известно, например, что с гранитоидами повышенной основности связаны в основном медно-молибденовые месторождения, а с лейкогранитами — собственно молибденовые и вольфрам-молибденовые. Но даже при постоянстве состава силикатного расплава рудная нагрузка магматического флюида может существенно меняться в зависимости от преобладания в нем тех или иных анионогенных компонентов, ибо, согласно экспериментальным данным [103, 145, 222, 234], коэффициент разделения металлов между флюидом и расплавом зависит от солевого состава флюидной фазы.

Вместе с тем оказывается, что месторождения вольфрама и молибдена связаны с гранитами разных генетических и геохимических типов (стандартного, литий-фтористого, щелочного) [69, 139, 161 и др.]. Более того, согласно полученным нами термобарогеохимическим данным, месторождения рассматриваемого типа формируются магмотогенными растворами как хлоридного, так и фторидного состава, иногда обогащенными углекислотой, что вполне согласуется с выводами В.Б. Наумова, основанными на обобщении аналогичных данных по 55 месторождениям мира [69]. Наконец, работами И.Д. Рябчикова [142–145] и других исследователей обоснована неизбежность перехода в магматический флюид значительных масс металлов даже при ординарном содержании в гранитном расплаве рудных и летучих компонентов.

Таким образом, в пределах обычно наблюдаемых в природе вариаций состава гранитных расплавов и их летучих компонентов флюидно-магматическое взаимодействие, как правило, обеспечивает образование металлоносных растворов (молибдено-, вольфрамо- или оловоносных). Для образования соответствующего месторождения необходимо сосредоточение рудоносных растворов в ограниченном пространстве, т.е. способность самой интрузии генерировать металлоносные растворы и выделять их в виде сосредоточенных потоков. А главным условием реализации этой способности в малоглубинных (4–7 км) условиях является повышенное ($\geq 4\%$) исходное содержание в расплаве воды и труднорастворимых в нем компонентов.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ КАК ОСНОВА ДЛЯ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ВОЛЬФРАМОВОГО И МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В области прикладной геологии представления о рудогенерирующей роли гранитов находят свое отражение в признании существования рудоносных магматических формаций и комплексов [54, 67, 68, 70, 116, 117, 196 и др.]. Их выделению в процессе геологической съемки придается важное значение, поэтому усилия многих исследователей направлены на разработку критериев, позволяющих установить принадлежность конкретных интрузивных массивов к рудоносному комплексу. В этих целях используются особенности петрохимического состава интрузивных серий [54, 79 и др.], уровень и дисперсия содержания в них редких и рассеянных элементов [36, 71, 138, 160, 194, 210, 257 и др.], специфика состава породообразующих и акцессорных минералов [225, 226, 241, 254, 265 и др.]. Разработанные на этой основе критерии в совокупности с геологическими данными, как правило, позволяют достаточно уверенно выделять интрузии рудоносного комплекса из множества магматических образований, удовлетворяя тем самым нужды регионального прогноза.

Даже в рамках рудоносного комплекса на одну реально продуктивную интрузию приходится много практически безрудных. В связи с этим ставится вопрос о необходимости разделения понятий рудоносный комплекс и рудоносная интрузия, приобретает особую актуальность разработка критериев рудоносности отдельных гранитных массивов [67, 68, 71]. Представляется, что выявленные закономерности позволяют подойти к оценке рудообразующего потенциала отдельных интрузий с помощью термобарогеохимических данных и потому могут явиться основой для локального прогнозирования вольфрамового и молибденового оруденения грейзенового, жильного и штокверкового типов.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ

Все термобарогеохимические признаки рудоносности гранитных интрузий уже рассмотрены и обоснованы в предыдущих разделах. Здесь они будут представлены в табличной форме (табл. 34), а основное внимание будет уделено рассмотрению практических способов выявления и интерпретации критериев, имеющих прогнозное и поисково-оценочное значение.

Прежде всего еще раз подчеркнем важное диагностическое значение включений в наиболее ранних выделениях кварца, так как они позволяют оценить *исходное* водосодержание гранитообразующего расплава. По этой причине при отборе образцов предпочтение отдается таким, в которых можно обоснованно выделить несколько последовательных генераций кварца. Наиболее информативны в этом отношении эндоконтактовые

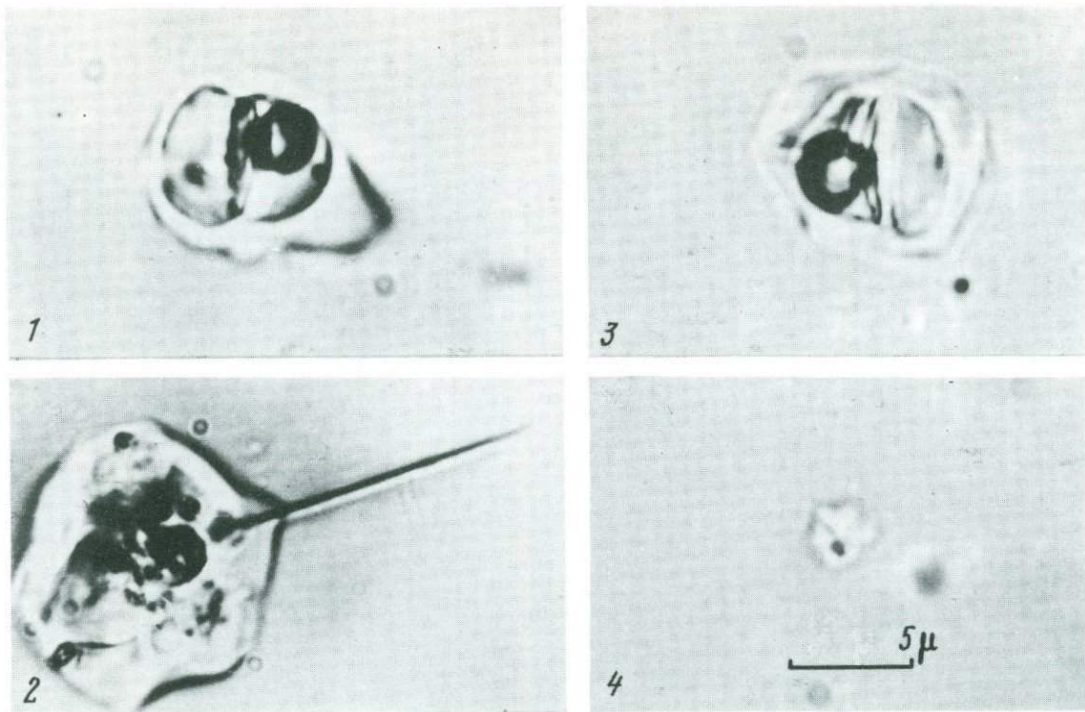


Таблица III

1-3 - скрытоаномальные РВ в фенокристе кварца из кварцевых сиенит-порфиров *И* фазы Гуджирской интрузии после пятичасовой выдержки ($T = 750^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{аргона}} = 320 \text{ МПа}$, с последующей закалкой); в герметичных РВ - крупные обособления избыточного ($\Gamma + \text{Ж}$) флюида (1, 2), в частично разгерметизированном РВ (3) - только газовые пузырьки; 4 - нормальное РВ в том же вкраплении кварца после пятичасовой выдержки ($T = 750^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{аргона}} = 320 \text{ МПа}$); из-за отсутствия "избыточного" флюида в закапсулированном расплаве стекло содержит лишь небольшой пузырек, растворяющийся при 750°C

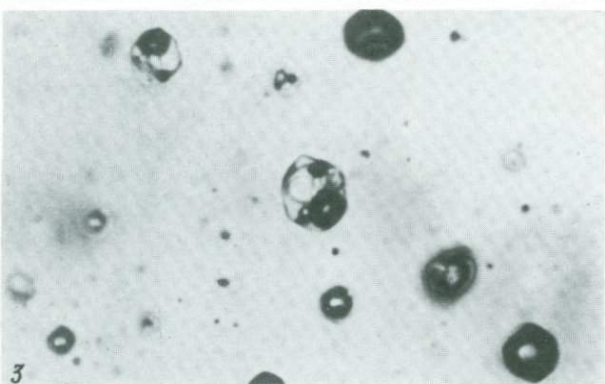
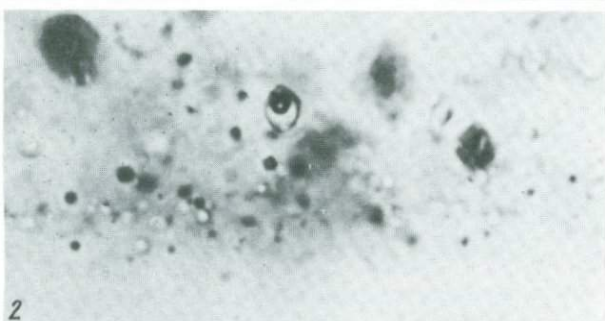
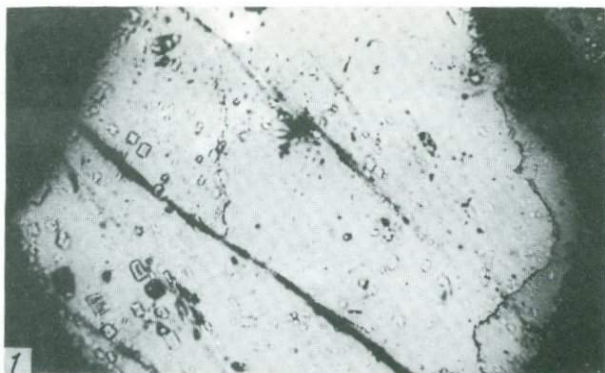


Таблица IV

1 — закономерная ориентировка твердых включений альбита (минерала-спутника) в интрателлурическом окрашеннике кварца из биотит-альбитовых гранит-порфиров Акчатауского рудного поля; 2 — СФВ, приуроченные к периферии фенокрита кварца в гранит-порфирах III фазы Гуджирской интрузии (среди включений субмикронного размера встречаются более крупные экземпляры); 3 — сосуществование сопутствующих включений двух типов (газовых и кристаллофлюидных) в раннемагматическом кварце гранитов Мариктиканского массива

Таблица 34

Основные термобарогеохимические критерии перспективности гранитных интрузий на выявление связанного с ними вольфрамового и молибденового оруденения

Условия, необходимые для возникновения крупной магматогенной гидротермальной системы	Термобарогеохимические критерии (признаки) реализации указанных условий в конкретных гранитных интрузиях	Прогнозно-поисковое значение критериев
1. Исходная обогащенность магмы водой	Наличие РВ с жидкой фазой H_2O в их флюидной части и $C_{H_2O}^{РВ} \geq 4$ мас. % в раннемагматическом кварце гранитов, особенно гранитов ранних интрузивных фаз	Интрузия потенциально рудоносна, заслуживает постановки термобарогеохимического картирования с целью выявления возможных участков интенсивного флюидоотделения, особенно в телах поздних интрузивных фаз
2. Проявление неравновесного вскипания расплава на ранних стадиях кристаллизации	Наличие первичных (сопутствующих) включений высокоплотного флюида в продуктах ранних и средних стадий магматической кристаллизации (интрателлурические вкрапления порфириновых пород, центральные части крупных зерен полнокристаллических гранитоидов)	Данная часть интрузии является флюидогенерирующей и наиболее перспективной (после установления ее грани необходимо проведение детальных поисковых работ)
3. Эффективное перераспределение металлов между расплавом и магматическим дистиллятом в пользу последнего	Высокая концентрация рудообразующих элементов в СВВ	Поисковые работы следует ориентировать на выявление месторождения того металла, который присутствует в дистилляте в наибольшей концентрации
4. Значительные масштабы магматической системы, испытавшей неравновесную дегазацию	Наличие вышеуказанных признаков в продуктах глубинной дифференциации магматической системы — в дайках гранит-порфиров, лампрофиров при их широком площадном распространении	Возможно обнаружение "слепого" оруденения, локализованного в структурах, частично или полностью унаследованных от магматического этапа

зоны закалки интрузивных тел, в которых благодаря неравномерной зернистости пород, а зачастую их резко выраженной порфириовидности можно установить интрателлурическую природу части кристаллов. Выяснение последовательности кристаллизации зерен кварца и отдельных зон их роста необходимо также для определения относительного времени достижения расплавом флюидонасыщенного состояния. Таким образом, изучение минерального состава и структурно-текстурных особенностей пород, отбираемых для термобарогеохимических исследований, начинается уже в маршруте, даже если он является рекогносцировочным.

Вышеуказанные меры позволяют термобарогеохимически охарактеризовать условия формирования определенной породы, т.е. воссоздать историю развития отдельной порции магмы. Но для оценки рудообразующего потенциала интрузии в целом важно знать, какую стадию дифференциации магматической системы отражает этот образец. Иными словами, одной из главных задач полевых исследований является установление последовательности образования интрузивных тел, выделение среди них внутрикамерных (местных) и глубинных дифференциатов. На последние, т.е. на граниты поздних интрузивных фаз, обращается особое внимание независимо от масштабов их распространения на данном уровне эрозионного среза. В этом отношении необходимо подчеркнуть важность изучения малых интрузивных тел (даек, штоков), отличающихся от типичных жильных аплитов, аплит-пегматитов и других внутрикамерных дифференциатов.

Из сказанного ясно, что полнота и достоверность извлекаемой из включений информации в значительной мере зависит от детальности геологических и минералого-петрографических наблюдений, сопровождающих термобарогеохимические исследования. Так, само по себе наличие богатых водой РВ и СФВ еще ни о чем не говорит, если они обнаружены в первом попавшемся зерне кварца из образца гранита, отобранного в маршруте без учета вышеизложенных требований. Это зерно может оказаться продуктом поздней стадии кристаллизации жильных гранитов, и тогда распространение вывода о флюидонасыщенности расплава на всю интрузию будет ошибочным. Но если специальными наблюдениями установлено, что зерно является раннемагматическим и извлечено из гранита одной из ранних интрузивных фаз, то необходимость детального обследования данного гранитного массива будет действительно обоснованной.

Особого рассмотрения заслуживает вопрос о представительности термобарогеохимического опробования. Как показано в третьем разделе, для некоторых (возможно, для большинства) интрузий характерно неравномерное распределение летучих компонентов, в том числе воды. Размеры выявленных неоднородностей в плане колеблются от десятков до десятых долей квадратного километра, но в пределах этих участков вариации изучаемого параметра сравнительно невелики. Следовательно, плотность сети опробования должна определяться минимальными размерами интересующих нас неоднородностей. В контексте обсуждаемой задачи (оценка рудообразующего потенциала интрузии) представляет интерес выявление флюидогенерирующих участков порядка 1 км² и более. Поэтому в большинстве случаев вполне приемлема сеть опробования, соответствующая плотности точек наблюдения при геологической съемке масштаба 1:50 000 или 1:100 000. На ранних стадиях работ рекогносцировочные маршруты располагаются еще реже и сгущаются по мере необходимости. Все малые интрузивные тела опробуются отдельно, вне зависимости от плотности выбранной сети.

Из этого следует, что при обследовании крупных гранитных массивов количество проб бывает настолько значительным, что даже изготовление полированных пластин превращается в проблему, не говоря уже об их изучении. В подобной ситуации проводится предварительное визуальномикроскопическое исследование включений в кварце с помощью простейших иммерсионных препаратов или небольших плоскопараллельных вы-

резок из образцов. В первом варианте из образца выделяется несколько зерен кварца по возможности какой-то определенной генерации; после их дробления и отмывки от пыли под биноклем отбираются 20–30 уплощенных осколков, которые помещаются на предметное стекло и покрываются иммерсионной жидкостью, "снимающей" рельеф, например жидким канадским бальзамом. Во втором варианте с помощью алмазного диска из образца вырезается пластинка толщиной около 2 мм, которая приклеивается к предметному стеклу, шлифуется грубым абразивным порошком до толщины, обеспечивающей прозрачность кварца, и покрывается тонким слоем бальзама.

В обоих случаях качество изображения включений под микроскопом хуже, чем при использовании полированных пластин, но оно вполне обеспечивает возможность определения агрегатного состояния содержимого включений, позволяет диагностировать углекислоту, некоторые минералы-узники, определять тип РВ, а иногда и наличие в них жидкой водной фазы.

В отличие от иммерсионных препаратов вырезки из гранитов позволяют выяснить закономерности в пространственном расположении включений относительно границ минерала-хозяина, т.е. решать вопрос об их первичности—вторичности. В этом их несомненное преимущество. Опыт показывает, что в полевых условиях за рабочий день можно изготовить до 20 иммерсионных препаратов или до 10 вырезок, если в распоряжении имеется шлифовальный станок хотя бы с ручным приводом. Так что при помощи лаборанта образцы, отобранные для термобарогеохимического изучения, обрабатываются без задержки, по мере отбора.

Визуально-микроскопическое изучение подобных препаратов дает возможность типизировать ФВ и РВ, выяснить частоту их встречаемости и особенности их площадного распространения, решать вопрос о типоморфности или экзотичности тех или иных включений для гранитов определенных фаз, фаций, тел. В конечном итоге появляется возможность выделить из всех образцов несколько однородных групп, каждая из которых может быть охарактеризована одним—тремя наиболее представительными образцами. Именно из них изготавливаются полированные пластины, необходимые для углубленного изучения включений методом термо- и криометрии, лазерной спектроскопии и т.д. Изготовление иммерсионных препаратов и вырезок, а также визуально-микроскопическое изучение включений в них возможно и целесообразно проводить в полевых условиях. Это позволяет своевременно вносить коррективы в направление работ, сгущать или развешивать сеть пробоотбора на отдельных участках.

Общая методика изучения включений описана в известных руководствах [25, 47, 89], некоторые ее особенности отражены в гл. 2 данной работы, поэтому остановимся только на некоторых нюансах, учет которых необходим для выявления термобарогеохимических признаков рудоносности интрузий. Прежде всего это относится к тем достаточно многочисленным случаям, когда СФВ, свидетельствующие о проявлении магматической дистилляции, имеют субмикронные размеры. Иногда их можно обнаружить при общем 600–900-кратном увеличении микроскопа, но чаще для этого требуется применение иммерсионного объектива 100 \times (общее 1500-кратное увеличение). При выявлении зерен с субмикронными ФВ подбираются

участки, в которых размер включений варьирует в наиболее широких пределах, и по наиболее крупным из них определяется фазовый состав содержимого вакуолей.

Наличие субмикронных ФВ, как правило, свидетельствует о присутствии в этом зерне кварца скрытоаномальных РВ, содержащих избыточный флюид. Температура их гомогенизации намного превышает T_T нормальных РВ и не отражает температурные условия кристаллизации минералохозяина. Для определения последней используются наиболее мелкие РВ, размер которых соизмерим со средним расстоянием между СФВ.

При определении водосодержания магмы по РВ следует иметь в виду, что результаты расчетов, выполненные по методике В.Б. Наумова [96], будут систематически отличаться от полученных в данной работе, так как нами учитывалось "приращение" объема вакуоли в процессе оплавления РВ. Следовательно, указанные в табл. 28 абсолютные значения C_{H_2O} могут использоваться как реперные только в том случае, если в метод расчета вводились соответствующие коррективы (см. гл. 2).

В заключение следует подчеркнуть, что если количественное определение C_{H_2O} в РВ возможно только в лабораторных условиях, то сам факт присутствия жидкой водной фазы в РВ во многих случаях устанавливается уже при их визуально-микроскопическом изучении в поле. Это относится и к выделению СФВ, особенно если наблюдения ведутся не в иммерсионных препаратах, а в плоскопараллельных вырезках из штуфов. Таким образом, один из наиболее важных критериев рудоносности интрузии (признаки дегазации) может быть выявлен в полевых условиях. Это весьма существенно, так как позволяет оперативно, непосредственно в ходе работ, давать предварительную прогнозную оценку изучаемым гранитным массивам.

ВОЗМОЖНЫЕ ОБЛАСТИ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ РАЗРАБОТАННЫХ КРИТЕРИЕВ

Область эффективного применения любого метода имеет свои границы, за пределами которых его использование не рационально и даже нежелательно. Поэтому необходимо очертить круг тех практических задач, которые могут успешно решаться с помощью разработанных термобарогеохимических критериев и комплекса практических приемов их выявления.

Прежде всего подчеркнем, что ни один из предложенных критериев сам по себе не указывает на реальность существования рудных тел и потому не является прямым признаком оруденения. Выявление обсуждаемых критериев в породах определенной интрузии свидетельствует лишь о наличии магматического источника металлоносных флюидов и о высокой вероятности образования рудного месторождения грейзенового или кварцевожильного типа в окрестностях данного гранитного массива. Следовательно, речь идет о прогнозировании отдельного месторождения или рудного поля на участке площадью несколько квадратных километров. В этом смысле можно говорить о *локальном* прогнозе.

Решение подобных задач комплексом общепринятых методов входит в цели геологической съемки масштаба 1:50 000, которая проводится,

как правило, после завершения среднемасштабных съемок, дающих представление о металлогенической специализации района. Поэтому при проведении крупномасштабных (1:50 000) геологосъемочных работ в пределах молибдено- и вольфрамоворудных провинций предлагаемый термобарогеохимический метод оценки потенциальной рудоносности интрузий может использоваться в комплексе с другими методами, не заменяя, а дополняя их. В подобных случаях оперативное выделение флюидогенерирующих интрузий позволит обоснованно сгустить сеть геохимического и шлихового опробования на определенных участках, явится стимулом для более детального изучения отдельных гранитных массивов и их окрестностей. При такой постановке работ они, по сути дела, отвечают целям попутных *спецпоисков* на вольфрам и молибден.

Особая ситуация складывается в старых рудных районах с действующими горнодобывающими предприятиями. Значительная часть их территории, покрытая крупномасштабной съемкой несколько десятилетий назад, требует геологического доизучения, особенно в связи с недавним решением Мингео СССР о проведении государственного геологического картирования в масштабе 1:50 000. В пределах ранее заснятых районов участки с признаками вольфрамовой (молибденовой) минерализации, как правило, уже известны, многочисленны, изучены (в основном с поверхности) комплексом общепринятых поисково-оценочных методов и получили в свое время отрицательную оценку. Тем не менее некоторые из этих признанных бесперспективными рудопроявлений могут представлять собой надрудные срезы слепых промышленных месторождений, хотя подавляющее большинство объективно являются слабоминерализованными участками. Следовательно, задача здесь сводится к получению дополнительной информации, позволяющей с наименьшими затратами средств и времени выбрать для детального доизучения именно те рудопроявления, где вероятность открытия месторождения наиболее высока.

При такой постановке задачи, которую можно назвать разбраковкой, особенно важно знать, имеются ли основания рассчитывать на обнаружение в конкретном участке крупного объекта, или даже в лучшем случае это будут хотя бы и богатые, но мелкие рудные тела. Используя термобарогеохимические признаки рудоносности гранитов, можно по апофизам обнаружить и оконтурить незэродированную флюидогенерирующую интрузию либо оценить степень ее эродированности, если она выведена на поверхность. Иными словами, разработанные критерии позволяют оценить размеры и максимально возможные ресурсы магматического источника металлоносных растворов и на этой основе, задаваясь той или иной степенью рассеяния рудного вещества, обосновать вероятные верхние границы прогнозируемых запасов руд.

Таким образом, представляется, что рассмотренные критерии рудоносности гранитных интрузий с наибольшим успехом могут использоваться для локализации детальных поисков и выбора объектов для постановки оценочных работ в пределах известных молибдено- и вольфрамоворудных районов.

**ПРИМЕРЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ
КРИТЕРИЕВ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ
В ЦЕЛЯХ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ**

В режиме спецпоисков обсуждаемый метод с 1979 г. проходит производственные испытания в Джидинском рудном районе. Испытания проводятся совместно с Центральной геологопоисковой экспедицией ПГО "Бурятгеология" согласно Договору о творческом содружестве и состоят в следующем. Экспедицией намечаются площади (до 200 км²), представляющиеся перспективными на вольфрамовое и (или) молибденовое оруденение, и проектируется проведение на них съемки и поисков в масштабе 1:25 000—1:10 000, включающих металлотметрическое и шлиховое опробование, поисковые маршруты, геофизические и горнопроходческие работы. До их начала автор с сотрудниками проводят изучение намеченных площадей термобарогеохимическим методом, обосновывают их прогнозную оценку и рекомендации по проведению детальных поисков на участках, в пределах которых выявлены рудоносные интрузии (если они выявлены). Затем независимо от результатов термобарогеохимической оценки намеченных площадей на них проводятся запроектированные поисковые работы, что позволяет оценить достоверность прогнозов, основанных на термобарогеохимических данных.

За пять лет подобные работы проведены на семи участках. Как положительные, так и отрицательные прогнозы автора последующими поисковыми работами в целом подтвердились. В частности, в пределах Улегчинской площади (200 км²) на основании термобарогеохимических данных выявлена Талахтинская флюидогенерирующая интрузия гранит-порфиров, выходящая на поверхность небольшим (1,1 × 0,3 км²) гребневидным выступом. В окрестностях этого выступа на площади около 12 км² по нашей рекомендации объединением "Бурятгеология" проведены детальные поиски, результатом которых явилось открытие молибденит-кварцевого штокверка, частично охватывающего гранит-порфиры выступа, но в основном локализованного в метаморфических породах, над кровлей скрытого на глубине основного интрузива [132].

В изученном буровыми скважинами интервале глубин (до 250 м) молибденовое оруденение не затухает, его максимум предполагается в ближнем экзоконтакте глубинной части интрузии. По периферии штокверка выявлены геохимические аномалии свинца, цинка, меди, олова, точечные аномалии вольфрама. Кроме молибденит-кварцевых, встречаются кварцевые жилы и прожилки с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, борнитом, сульфидами висмута, что свидетельствует о многостадийности процесса и выдвигает этот объект в разряд перспективных. Во всяком случае, по результатам опоскования силами ПГО всей Улегчинской площади, других объектов, заслуживающих постановки детальных поисково-оценочных работ, не выявлено.

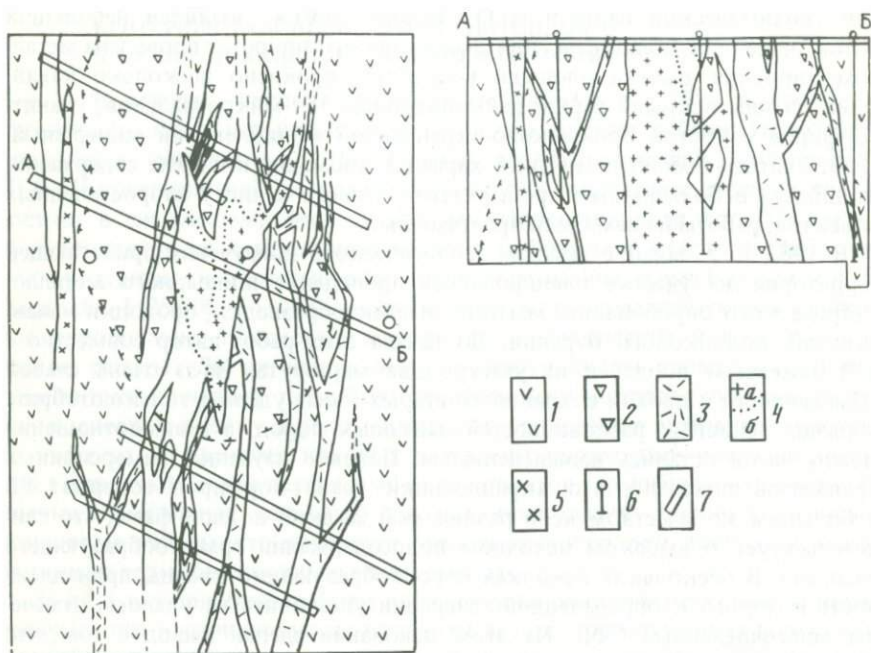
В процессе многолетних испытаний разработанного метода только в одном случае прогнозная оценка оказалась ошибочной. По-видимому, на нем следует остановиться особо. Участок Харасун расположен на левобережье р. Джиды, в пределах крупного полихронного гранитоидного плутона, сложенного в этой части преимущественно диоритами и монцонитами раннепалеозойского (?) возраста. В 1976 г. в верховьях ручья Харасун Централь-

ной геохимической партией ПГО "Бурятгеология" выявлен небольшой поток рассеяния молибдена. Для выяснения его природы проведена металлометрическая съемка площади водосбора, пройдено несколько канав. Одна из них вскрыла серию дайкоподобных тел микрогранитов, гранит-порфиров с убогой прожилково-вкрапленной молибденовой минерализацией. Учитывая моноэлементный характер аномалии и низкие содержания молибдена в большинстве проб, участок отнесен к числу второстепенных объектов, работы на нем были прекращены.

В 1982 г. в связи с началом геологического доизучения прилегающей территории на участке планировалось проведение площадного металлометрического опробования, магнито- и электроразведки, проходки канав, скважин колонкового бурения. До начала этих работ автор совместно с Е.Д. Бажеевым проделал на участке два маршрута. Из-за очень слабой обнаженности и плохой сохранности старых канав удалось только отобрать образцы основных разновидностей дайковых пород, а взаимоотношения между ними остались невыясненными. Полевое изучение иммерсионных препаратов показало, что вкрапленники гранит-порфиров содержат РВ с большим количеством ясно различимой жидкой водной фазы, что свидетельствует о высоком исходном водосодержании гранитообразующего расплава. В нескольких осколках породообразующего кварца, принадлежность которого к определенной генерации установить не удалось, отмечены многочисленные СФВ. На этом основании сделан вывод о том, что гранит-порфиры являются апофизами флюидогенерирующей интрузии, а участок оценен как весьма перспективный на обнаружение молибденового оруденения.

Осенью того же года силами ЦГПЭ на участке проведены геохимические и геофизические работы, начата проходка канав, заложена первая скважина (всего пробурено три скважины глубиной до 250 м). В результате этих работ выявлено тело полигенных брекчий эллипсоидной формы (в плане), пересекаемое серией даек гранитного состава. Прожилково-вкрапленная молибденовая минерализация накладывается как на брекчии, так и на гранитные дайки. Но, несмотря на весьма благоприятную структурную обстановку и наличие термобарогеохимических признаков рудоносности интрузивных образований, оруденение согласно результатам анализа бороздовых и керновых проб оказалось непромышленным.

Для выяснения причины такого несоответствия проведено дополнительное, более детальное, геологическое и термобарогеохимическое изучение участка (рис. 24). Согласно полученным данным, распространенные на рудопроявлении дайки разновозрастны. Наиболее ранними являются микрограниты-1, слагающие многочисленные тела небольшой мощности (0,5–3, максимум 40 м). Они прорываются более мощными (до 80 м) дайками мелкозернистых гранитов-II. Как и микрограниты-I, они содержат розетки молибденита и кварц-молибденитовые прожилки. Наиболее поздними являются фельзиты-III, прорывающие гранит-порфиры и срезающие кварц-молибденитовые прожилки. К этой же группе относятся микрограниты, образующие тонкие (до 2 см) прожилки в жильном друзовидном кварце. В связи с проблемой рудоносности наибольший интерес представляют граниты-II, непосредственно предшествующие формированию молибденовой минерализации.



Р и с. 24. Схема геологического строения участка Харасун и разрез по линии А-В (составили Ф.Г. Рейф и Е.Д. Бажеев)

1 – мелко- и среднезернистые монцитониты; 2 – полигенная брекчия; 3 – микрограниты-I; 4 – гранит-порфиры (а) и мелкозернистые граниты-II (б); 5 – фельзиты-III; 6 – буровые скважины; 7 – магистральные каналы

Изучение этих пород в полированных пластинах показало, что преобладающая часть РВ в фенокристаллах кварца из гранит-порфиров характеризуется высоким содержанием H_2O (4,2–4,9 по трем определениям). Тем не менее ни в одном из вкрапленников, даже в их периферических частях, не обнаружены СФВ. Следовательно, перед внедрением в трещины магматический расплав питающей камеры не был флюидонасыщенным, как это предполагалось на первом этапе термобарогеохимических исследований. Причиной столь существенной ошибки явилось то, что первоначально включения изучались в иммерсионных препаратах, а при их изготовлении трудно отобрать осколки кварца только одной генерации. Видимо, в препарат, изготовленный для изучения включений во вкрапленниках, попал кварц из мезостаза гранит-порфиров.

Действительно, кварц основной массы содержит множество субмикронных СФВ (до $1,56 \cdot 10^{11}$ в $см^3$) и РВ, весьма богатые водой ($7,2 \pm 1,6\%$). В большинстве своем они, несомненно, являются скрытоаномальными, о чем свидетельствует результат их нагревания под давлением аргона 320 МПа. Так, из 31 расплавленного включения размером от 2 до 5 мкм лишь три гомогенизировались после 5-часовой выдержки при $750^\circ C$. В остальных наряду с остатками твердой фазы сохранились довольно крупные, пропорциональные размерам вакуолей, обособления гетерофазного при $20^\circ C$ флюида.

Изложенные факты позволяют сделать вывод о том, что в процессе внедрения гранитов-II и их последующей кристаллизации на месте залегания произошло насыщение расплава водой, т.е. имело место интенсивное флюидоотделение. Однако магма глубинной части интрузии в этот период оставалась нефлюидонасыщенной. Поэтому масштабы возникшей гидротермальной системы в основном определялись ресурсами воды и металлов, заключенными в сравнительно небольших дайкоподобных телах. Вероятно, с этим связаны незначительные масштабы оруденения. Следует подчеркнуть, что при использовании полированных пластин и достаточной детальности термобарогеохимических исследований к этому выводу можно было прийти и на ранней стадии работ.

Связывая образование молибденовой минерализации на участке с дегазацией небольших трещинных интрузий гранитов-II, нельзя, конечно, забывать о существовании на глубине питающего очага магмы, явно неординарной по водосодержанию. При этом преобладание афировых разновидностей свидетельствует о низкой степени закристаллизованности этой водообильной магмы в прединтрузивный период. Следовательно, после внедрения гранитов-II дальнейшая кристаллизация глубинного расплава должна привести к неравновесному вскипанию и формированию металлоносных гидротерм. Исходя из этого, можно ожидать, что выявленная на участке рудная минерализация является только предвестником более масштабного оруденения, скрытого на большой глубине. Это предположение можно было бы проверить проходкой глубокой скважины, но в настоящее время это не реально.

Примером использования термобарогеохимических критериев рудоносности гранитоидов в режиме разбраковки могут служить работы, проведенные на Кургащинчатском рудном поле. В пределах рудного поля было доказано существование двух источников вольфрамоносных растворов. Главным из них, ответственным за формирование Ктитебердинского месторождения и сквозных жильно-прожилковых зон, является скрытая на глубине интрузия мусковит-альбитовых гранитов, приблизительные размеры и границы которой определены по выходам дайкоподобных апофиз. Приписав этой интрузии мощность, представляющуюся минимально возможной из общегеологических соображений, принимая установленное в мусковит-альбитовых гранитах содержание вольфрама за остаточное, ориентируясь на экспериментальные данные о распределении вольфрама между гранитным расплавом и флюидом соответствующего состава, можно приблизительно оценить общие ресурсы вольфрама, выделившегося из глубинной интрузии с магматическими флюидами.

Сопоставление полученной величины с запасами вольфрама в уже известных рудных телах и зонах рассеянной минерализации позволяет получить представление о том, какая часть рудообразующего потенциала реализована в известных рудных объектах, и тем самым оценить вероятность обнаружения новых рудных тел и примерное их местоположение. Само собой разумеется, прогнозные оценки, основанные на таких расчетах, весьма приблизительны, они позволяют предсказать максимально возможные запасы металла лишь с точностью до порядка величин. Но во многих случаях и такие данные необходимы, ибо позволяют оценить целесообраз-

ность постановки дорогостоящих разведочных работ. В частности, как показано в гл. 3, оруденение флангов Кургашинчатского рудного поля связано, скорее всего, с обособлениями остаточного расплава, рассредоточенными в Дупухском массиве двуслюдянных гранитов. Расчеты, аналогичные вышеописанным, показали, что в данном случае наиболее вероятно обнаружение только разрозненных рудных тел — возможно, богатых, но несопоставимых по запасам с рудными залежами собственно месторождения. Эти выводы приняты в расчет ПГО "Севкавгеология" при обосновании направления дальнейших работ.

Приведенные примеры, по мнению автора, не только иллюстрируют возможности обсуждаемого метода для решения практических задач, но и свидетельствуют о его геологической эффективности. Немаловажное значение имеет то, что метод обеспечивает оперативность получения прогнозных оценок и требует небольших материальных затрат. Возможна его реализация в полевых условиях силами геологопоисковых партий. Целесообразность этого признана ПГО "Бурятгеология" и "Севкавгеология".

Результаты проверки обсуждаемого метода в реальной геологической обстановке имеют и другой аспект. Оправдание прогнозов, основанных на термобарогеохимических критериях рудоносности гранитов, свидетельствует о том, что развиваемая генетическая модель достаточно объективно отражает сущность связи грейзеново-жильного вольфрамового и молибденового оруденения с гранитными интрузиями, хотя, конечно, и не раскрывает всех деталей процесса. Это, в свою очередь, позволяет полагать, что разработанный метод локального прогнозирования оруденения окажется эффективным не только в изученных, но и в других регионах.

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 собственно магматический процесс ответствен за возникновение рудообразующей системы.

Экспериментальными работами последнего десятилетия убедительно доказано, что при кристаллизации даже сравнительно небольших гранитных интрузий с ординарным содержанием летучих и рудных компонентов во флюид переходят массы металлов, достаточные для формирования промышленных месторождений. Тем не менее подавляющее большинство гранитных массивов не сопровождается сколько-нибудь заметным оруденением. С точки зрения ортомагматической концепции этот факт объясняется тем, что для мобилизации металлоносных магматических флюидов необходимы особо благоприятные структурные, гидродинамические и прочие условия, редко реализующиеся в природной обстановке. Однако имеются и другие концепции, отводящие главную роль в образовании "околоинтрузивных" месторождений немагматическим источникам металлоносных растворов и рассматривающие интрузию в качестве теплового возбудителя конвекции метеорных или метаморфогенных вод либо в качестве проводника глубинных флюидов.

Неоднозначность интерпретации роли гранитоидов в рудообразовании существует даже в отношении вольфрамовых и молибденовых месторождений грейзеново-жильной группы формаций, закономерный характер связи которых с мезо- и гипабиссальными гранитными интрузиями является эмпирически надежно установленным фактом. Яркий пример этого — наметившийся в последнее время пересмотр генезиса Корнуольских месторождений с позиций, близких к латераль-секреционной концепции. Таким образом, и для рассматриваемого класса месторождений существует проблема источников растворов и металлов, которая вплотную смыкается с проблемой разной рудоносности гранитных интрузий.

В подобной ситуации первоочередного решения требует вопрос об участии магматических флюидов реальных интрузий в формировании ассоциированного с ними оруденения. Поскольку наиболее полную информацию о составе летучих компонентов былых расплавов содержат включения в минералах, в работе широко использованы методы термобарогеохимии, в том числе и методика лазерно-спектрального анализа индивидуальных ФВ, специально для этого разработанная автором совместно с Ю.М. Ишковым.

Выбрав в качестве объектов исследования гранитоидные интрузии Забайкалья и Центрального Казахстана и связанные с частью из них месторождения вольфрама и молибдена, мы провели сравнительное изучение включений магматического флюида в кварце гранитов и включений рудоносных растворов в минералах гидротермальных месторождений. В результате установлено, что интрузии, сопровождаемые оруденением, в отличие от ординарных начинают отделять флюид уже на ранних стадиях кристаллизации; что солевой состав магматических флюидов отчетливо наследуется гидротермальными растворами, формировавшими месторождения; что содержание рудообразующих элементов в магматическом флюиде сопоставимо с их концентрацией в гидротермальных растворах на стадии рудоотложения и достигает нескольких процентов. Эти данные являются прямым указанием на решающую роль магматических флюидов в образовании изученных месторождений, хотя нельзя исключить участие немагматических вод на поздних стадиях гидротермального процесса. А поскольку изучением охвачены типичные представители различных минеральных и морфологических типов грейзеново-жильных месторождений вольфрама и молибдена, вывод об их магматогенной природе, очевидно, может быть распространен и на другие объекты этой группы формаций.

Полученные доказательства важной рудообразующей роли магматического флюида с учетом неизбежности его выделения при кристаллизации природных магм, содержащих летучие компоненты, придают особую остроту вопросу о причинах безрудности большинства гранитных интрузий и механизмах реализации рудообразующего потенциала некоторых из них.

Главным ориентиром при поисках ответа на поставленный вопрос явились результаты проведенной нами оценки *исходного* водосодержания рудоносных и ординарных интрузий посредством определения $\text{СН}_2\text{О}$ в расплавных включениях, захваченных на ранних стадиях кристаллизации магмы. Согласно полученным данным, исходное водосодержание ординарных гипабиссальных интрузий обычно 2–2,5% и не превышает 3%. В то же время изофациальные по условиям становления рудоносные интрузии характеризуются исходным $\text{СН}_2\text{О} \geq 4\%$, а редкие исключения связаны с экстраординарной обогащенностью маловодных магм хлоридами. Это дало основания искать причины разной рудоносности малоглубинных интрузий в специфике условий их кристаллизации и дегазации. Необходимые сведения о P – T – $\text{СН}_2\text{О}$ параметрах и фазовом составе гранитообразующих расплавов на разных стадиях их кристаллизации получены в результате термо- и криометрического изучения РВ и СФВ в породообразующем кварце гранитов с учетом выявленной последовательности их образования.

Установлено, что кристаллизация мезо- и гипабиссальных гранитных интрузий чаще всего начинается при 830–790 °С. Начальная стадия кристаллизации характеризуется отсутствием свободной флюидной фазы, общее давление при этом определяется в основном литостатической нагрузкой и на глубине 4–7 км составляет 110–190 МПа. Однако СФВ, захваченные при $T \leq 700$ °С в процессе ретроградного кипения кристаллизующихся приконтактных зон интрузивных тел, характеризуются высокой плотностью, соответствующей давлению 300–400 МПа, что свидетельствует

о суббихорическом характере процесса в этот период. Для глубинных частей интрузии с высоким водосодержанием характерно появление свободной флюидной фазы при $T > 700^\circ$ и $P > 200$ МПа, т.е. при параметрах, которым на диаграммах состояния модельных систем соответствует бесфлюидное поле. Такое *неравновесное* флюидоотделение проявляется при явном преобладании расплава над кристаллами.

В результате анализа термобарогеохимических данных в свете общих закономерностей магматического процесса и согласования их с диаграммами состояния модельных систем разработана физико-химическая модель магматогенного гидротермального рудообразования, базирующаяся на минимальном количестве допущений и не входящая в противоречие с основными положениями ортомагматической концепции. В то же время она развивает новые аспекты проблемы связи оруденения с гранитоидным магматизмом и позволяет не только объяснять причины разной рудонности интрузий, но и оценивать продуктивность конкретных гранитных массивов на основании термобарогеохимических данных об их составе и условиях кристаллизации.

Модель опирается на эмпирически установленные факты существования стадии суббихорической кристаллизации природных магм, стадии неравновесного вскипания рудоносных интрузий, а также их исходной обогащенности водой по сравнению с ординарными интрузиями. Ключом к пониманию влияния отмеченных различий на рудообразующий потенциал гипабиссальных интрузий являются данные об объемном эффекте кристаллизации водосодержащих магм (ΔV). На глубинах 4–7 км при исходном $C_{H_2O} \leq 2\%$ величина ΔV почти полностью компенсируется упругой деформацией пород и сжимаемостью флюида, благодаря чему последний вместе с экстрагированными металлами сохраняется в гранитном массиве. Он характеризуется низкой величиной C_{Me} , что определяется исходным соотношением воды и металлов в расплаве, но в принципе может формировать оруденение, если значительные массы межзернового флюида будут мобилизованы и сосредоточены в локальных структурах. Для этого необходимы особо благоприятные условия, очевидно редко реализующиеся в природе, чем и объясняется практическая безрудность интрузий с исходной $C_{H_2O} \leq 2\%$.

При кристаллизации магм с исходной $C_{H_2O} \geq 4\%$ величина ΔV заведомо не может быть скомпенсирована без разгерметизации камеры. Но еще до этого ранний флюид, выделившийся на стадии суббихорической кристаллизации приконтактных зон, создает высокое давление в камере, что ведет к усилению кристаллизации флюидонасыщенной магмы на более глубоких уровнях и, следовательно, к увеличению C_{H_2O} в расплаве. После разгерметизации камеры ранний флюид быстро удаляется в образовавшиеся трещиновые структуры, вызывая гидромеханическое и химическое изменения трещиноватых пород. Уход раннего флюида приводит к резкому падению $P_{общ}$ в магматической системе, в результате чего происходит неравновесное выкипание воды, избыточной относительно установившегося $P_{общ} \approx P_{лит}$. Поскольку масса выделившейся при этом воды невелика, а ресурсы металлов в мощном слое вскипевшего расплава значительны, при большой величине K_p в позднем флюиде должны формироваться высокие концентрации металлов, соизмеримые со значениями

C_{Me} , установленными лазерно-спектральным анализом ФВ (до нескольких мас. %).

Восходящая миграция (всплывание) продуктов многократного неравновесного вскипания является эффективным механизмом обогащения апикальных частей интрузивных тел летучими компонентами и металлами, экстрагируемыми флюидной фазой (эманационная дифференциация), а наиболее крупные флюидные пузыри достигают верхней границы вскипевшего "слоя" расплава и могут накапливаться здесь или покидать магматическую систему через зоны трещиноватости, образовавшиеся при ее авторазгерметизации. Невысокая скорость всплывания флюидных пузырей обеспечивает длительность подпитки гидротермальной системы поздними растворами с высокой величиной C_{Me} , которые в основном и формируют богатое оруденение.

Согласно рассмотренной модели, образование металлоносных растворов, сосредоточение их в локальных структурах и даже возникновение последних являются естественным результатом саморазвития магматической системы, обладающей достаточными для этого материальными и энергетическими ресурсами. Однако в реальной геологической обстановке процесс автономного саморазвития интрузии может нарушаться внешними силами, прежде всего тектоническими. Вероятные последствия этого, скорее всего, выразятся в том, что кристаллизация ординарной интрузии приведет к мобилизации части продуктов ретроградного кипения и формированию незначительной рудной минерализации. Наоборот, вскрытие тектоническими разрывами магматической системы, обогащенной H_2O , в общем случае препятствует интенсивному проявлению неравновесного вскипания и тем самым затрудняет реализацию высокого рудообразующего потенциала таких интрузий.

Кроме того, влияние геохимических факторов на стадии флюидно-магматического взаимодействия может обеспечить разную степень экстрагирования металлов из расплава и, следовательно, повысить концентрацию рудных элементов в магматическом флюиде.

По указанным причинам выявленная зависимость между исходным водосодержанием и рудоносностью интрузий при определенных обстоятельствах может нарушаться. Однако рассмотренные механизмы рассеяния—концентрирования магматических флюидов являются неотъемлемым элементом процесса саморазвития гипабиссальных магматических систем и потому в основных чертах должны проявляться почти в любых геологических условиях. Именно это дает основание считать, что термобарогеохимические критерии рудоносности (W, Mo) гранитоидов, разработанные на забайкальском и казахстанском материалах, должны оказаться пригодными и в других регионах.

Представляется, что методологический подход, использованный для решения проблемы влияния физико-химических процессов саморазвития водно-гранитных систем на их продуктивность в отношении вольфрамового и молибденового оруденения, может оказаться эффективным и при выяснении роли гранитоидов в формировании других типов эндогенных рудных месторождений. Вместе с тем выяснилась необходимость разработки новых подходов к решению ряда невыясненных вопросов. К их числу относятся следующие.

1) Каким образом и на каком этапе развития магматической системы образуются достаточно крупные обособления расплавов с высоким ($\geq 4\%$) водосодержанием?

2) Чем определяется металлогеническая специализация магматических флюидов и каковы верхние пределы вариации значений коэффициента разделения рудных элементов между флюидом и расплавом?

3) Необходимы ли для образования промышленных месторождений ГЖРФ специфические растворы с высокой (до $n\%$) концентрацией рудных элементов или определяющую роль играет не столько степень металлонности растворов, сколько наличие эффективного физико-химического барьера?

Несмотря на нерешенность этих вопросов, достигнутый уровень понимания роли гранитоидов в рудообразовании позволил обосновать термобаро-геохимический метод локального прогнозирования вольфрамового оруденения грейзеново-жильного типа, который апробирован в производственных условиях и уже применяется в практике работ ПГО "Бурятгеология", "Севкавказгеология".

ЛИТЕРАТУРА

1. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты) / А.А. Беус, Э.А. Северов, А.А. Ситнин, К.Д. Субботин. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 261 с.
2. Андреев Г.В. Особенности формирования и металлогении областей многоэтапной тектоно-магматической активизации // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 5. С. 1186–1189.
3. Аношин Г.Н., Дорош В.М., Косалс Я.А. и др. О рудоносности гранитоидных магм // Геохимические критерии рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970. С. 189–215.
4. Антипин В.С., Коваленко В.И., Кузнецова А.И. и др. Поведение олова и вольфрама в рудоносных магматических породах на основе анализа коэффициентов распределения // Геохимия. 1981. № 2. С. 163–178.
5. Бажеев Е.Д. Эволюция гидротермальных растворов при формировании вольфрамовых месторождений (на примере Соктуйского рудного узла) // Там же. 1980. № 10. С. 1461–1467.
6. Бажеев Е.Д. Эволюция физико-химических условий рудообразования на вольфрамитовых месторождениях Забайкалья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 1982. 17 с.
7. Бажеев Е.Д., Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. Металлоносность гидротермальных растворов по результатам анализа флюидных включений // Магматические комплексы и рудные месторождения Забайкалья. Улан-Удэ: Бур. фил. СО АН СССР, 1986. С. 62–70.
8. Базаров Л.Ш. Установка для замораживания включений в минералах // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1966. Т. 4. С. 231–234.
9. Базаров Л.Ш., Косалс Я.А., Сенина В.А. Включения магматических расплавов в кварце мелкозернистых биотитовых гранитов // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189, № 4. С. 856–858.
10. Бакуменко И.Т. Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970. С. 259–271.
11. Бакуменко И.Т., Косухин О.Н. О магматическом этапе пегматитового процесса // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 2. С. 430–433.
12. Бакуменко И.Т., Косухин О.Н., Косалс Я.А. и др. К генезису ритмично-полосчатых текстур в гранитоидах // Там же. 1981. Т. 260, № 2. С. 444–448.
13. Бакуменко И.Т., Коляго С.С., Соболев В.С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях // Там же. 1967. Т. 175, № 5. С. 1127–1130.
14. Балицкий В.С. Достоверность результатов термобарогеохимических исследований по включениям в минералах // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. С. 198–208.
15. Баранова Н.Н., Кольцов А.Б. Влияние рудных и летучих компонентов гидротермального раствора на процессы переноса и отложения золота // Геохимия. 1986. № 6. С. 739–750.
16. Бернзм К.У. Гидротермальные флюиды магматической стадии // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 40–73.

17. Бернэм К.У. Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – термодинамическая модель водных магм // Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975. С. 35–41.
18. Бернэм К.У. Магмы и гидротермальные флюиды // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 71–121.
19. Бернэм К.У. Значение летучих компонентов // Эволюция изверженных пород: Развитие идей за 50 лет. М.: Мир, 1983. С. 424–467.
20. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.В. Редкометалльные гранитовые формации. Л.: Недра, 1979. 280 с.
21. Боголепов В.Г., Маринкин О.С., Куликовский А.С. и др. Строение, состав и распределение оруденения в основных грейзеновых телах редкометалльного месторождения Акчатау (Центральный Казахстан) // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. С. 97–104.
22. Боголепов В.Г., Найденов Б.М., Полювянный Э.Я. Изотопный состав аргона в газовой-жидких включениях кварца некоторых месторождений Казахстана и его генетическое значение // Исследование минералообразующих растворов и расплавов по включениям в минералах. Александров, 1971. С. 98–102. (Тр. ВНИИСИМС; Т. 14).
23. Боголепов В.Г., Гуляева Н.А., Сафин Д.А. и др. К методике поисков скрытых рудных тел на редкометалльном месторождении Акчатау (Центральный Казахстан) // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. С. 55–65.
24. Большаков В.Д. Теория ошибок наблюдений. М.: Недра, 1983. 223 с.
25. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
26. Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. С. 37–47.
27. Борщевский Ю.А., Апелцин Ф.Р., Борисова С.А. и др. Изотопный состав кислорода шеелитов из вольфрамовых месторождений различных генетических типов // Геология руд. месторождений. 1979. Т. 21, № 1. С. 62–71.
28. Бочаров В.Е., Розенблат М.М., Толмаков В.Н. О морфологии и генезисе Акчатауского интрузивного массива // Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата, 1966. С. 34–45.
29. Брызгалин О.В. Геохимия вольфрама в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1976. 72 с.
30. Вапник Е.А. Об условиях декрепитации включений CO_2 в природных кварцах метаморфических пород // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 4. С. 966–969.
31. Вартанова Н.С., Завьялова И.В., Щербаков З.В. Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1972. 272 с.
32. Винчелл Г., Винчелл А.Н. Оптические свойства искусственных минералов. М.: Мир, 1967. 526 с.
33. Галкин А.В. Растворимость минералов вольфрама, железа и марганца в высокотемпературных хлоридных растворах: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1985. 17 с.
34. Галкин А.В., Колонин Г.Р. Возможные масштабы совместного переноса вольфрама, железа и марганца высокотемпературным флюидом на основе экспериментальных данных // Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл. 2-го Всесоюз. совещ. Новосибирск, 1985. Т. 3. С. 9–10.
35. Глюк Д.С., Анфилов В.Н. Особенности фазовых отношений в кислых силикатных системах с фтором и водой // Гранитообразование и летучие. Свердловск, 1975. С. 38–46.
36. Грабежев А.И. Распределение фтора в гранитах различной степени редкометалльной продуктивности (Восточно-Уральское поднятие) // Редкие элементы в гранитоидах Урала. Свердловск, 1981. С. 3–22.
37. Граниты и метасоматиты геотектоногенов Казахстана / Г.Н. Щерба, А.В. Кудряшов, Р.В. Масгутов и др. Алма-Ата: Наука, 1981. 200 с.
38. Грейзены, жильный кварц и калишпаты / Г.Н. Щерба, В.Д. Гукова,

- А.В. Кудряшов, Н.П. Сенгило. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1964. 308 с.
39. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 3. 317 с.
 40. Доломанова Е.И., Лосева Т.И., Цепин А.И. Химический состав осадков в газовой-жидких включениях по данным рентгеноспектрального анализа // Термобарогеохимия минералообразования. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1976. С. 110–117.
 41. Доломанова Е.И., Боярская Р.В., Борисовский С.Е. и др. Применение рентгеноспектрального микроанализа и электронной микроскопии для изучения осадков в вакуолях минералов // Теория и практика термобарогеохимии. М.: Наука, 1978. С. 222–228.
 42. Добрецов Н.Л., Литвиновский Б.А., Рейф Ф.Г. Модель флюидного синтетикса и рудоносность гранитоидных магм // 27-й МГК: Тезисы. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 294–295.
 43. Дружинин А.В., Игнатов А.В., Горохов В.А. Некоторые новые данные по структуре Кти-Тебердинского месторождения (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 11. С. 39–49.
 44. Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1950. 459 с.
 45. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 375 с.
 46. Ермаков Н.П. Информационные ряды и значение сопутствующих включений в минералах интрузивных пород и руд // Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 5–10.
 47. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
 48. Зайдель А.Н. Элементарные оценки ошибок измерений. Л.: Наука, 1967. 89 с.
 49. Зейлик Б.С. Зональность в пределах рудного поля Акчатау (Центральный Казахстан) и прогнозирование скрытого оруденения // Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 160–167.
 50. Иванова Г.Ф. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М.: Наука, 1972. 150 с.
 51. Иванова Г.Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976. 259 с.
 52. Игнатович В.И. Дайки и молибден-вольфрамовая минерализация Первомайской интрузии гранит-порфири (Джидинское месторождение) // Геолого-производственная информация Бурятского геологического управления. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1959. № 3. С. 29–47.
 53. Игнатович В.И. Геологические особенности и перспективы поисков штоковеркового молибденового оруденения в Бурятской АССР // Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1969. С. 127–137.
 54. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., 1987. 136 с.
 55. Ишков Ю.М., Рейф Ф.Г. Лазерно-спектральный микроанализ жидкой фазы индивидуальных включений // Геохимия. 1980. № 9. С. 1407–1412.
 56. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 265 с.
 57. Кадик А.А., Остапенко Г.Т., Френкель М.Я. Давление паров воды при кристаллизации магм в камере постоянного объема // Геохимия. 1975. № 6. С. 812–821.
 58. Кадик А.А., Эггер Д.Х. Режим воды и углекислоты при образовании и дегазации кислых магм // Там же. 1976. № 8. С. 1167–1175.
 59. Кадик А.А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. М.: Наука, 1982. 120 с.
 60. Калужный В.А. Методы выявления многофазовых включений у минералах. Киев: Видавництво АН УССР, 1960. 186 с.
 61. Калужный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук. думка, 1982. 238 с.
 62. Калужный В.А., Возняк Д.К. Графический метод определения температур и давления гомогенизации закрытых систем $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ в применении к жидким включениям в минералах // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965. С. 88–92.

63. *Киргинцев А.Н., Трушникова Л.Н., Лаврентьева В.Г.* Растворимость неорганических веществ в воде: Справочник. Л.: Химия, 1972. 245 с.
64. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под общ. ред. О.А. Богатикова и др. М.: Недра, 1980. 160 с.
65. *Коваленко Н.И.* Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979. 152 с.
66. *Коваленко В.И., Антипин В.С.* Коэффициенты распределения элементов в онгонитах // Докл. АН СССР, 1980. Т. 225, № 1. С. 182–186.
67. *Коваленко В.И., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Проблема связи оруденения с кислым магматизмом // 6-й симпоз. Междунар. ассоц. по генезису руд. месторождений. Тез. докл. Тбилиси, 1982. С. 77–78.
68. *Коваленко В.И., Руб М.Г.* Проблемы потенциальной рудоносности магматических горных пород // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М., 1983. С. 113–120.
69. *Коваленко В.И., Наумов В.Б., Богатиков О.А.* Потенциальная рудоносность кислых магматических пород // 27-й МКГ: Петрология. Секция С. 09: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 94–103.
70. *Козлов В.Д., Свядковская Л.И.* Петрохимия, геохимия и рудоносность Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 254 с.
71. *Козлов В.Д.* Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. М.: Наука, 1985. 304 с.
72. *Колонин Г.Р.* Гидротермальные равновесия минералов молибдена, вольфрама, висмута, свинца и железа в процессах рудообразования: Автореф. дис. ... д-ра, геол.-минерал. наук. М., 1981. 56 с.
73. *Коржинский Д.С.* Проблема трансмагматических флюидов // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 87–90.
74. *Косалс Я.А.* Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976. 232 с.
75. *Косухин О.Н.* Включения низкотемпературных расплавов в кварце камерных пегматитов // Геология и геофизика. 1977, № 10. С. 66–72.
76. *Косухин О.Н., Бакуменко И.Т., Чупин В.П.* Магматический этап формирования гранитных пегматитов. Новосибирск: Наука, 1984. 137 с.
77. *Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.* Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
78. *Кроль О.Ф., Карабанов В.А., Чернов В.И.* и др. К вопросу о природе палеовод, участвовавших в эндогенном рудообразовании // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 3. С. 678–680.
79. *Куликов И.В., Девятов В.Е., Мельников Ф.П.* и др. О составе твердых фаз газовой-жидких включений во флюорите // Там же. 1982. Т. 265, № 14. С. 963–966.
80. *Кушнарев И.П.* Структура рудного поля Джидинского месторождения М.: Изд-во АН СССР, 1954. 140 с.
81. *Лазаренко Е.Е., Кузнецова С.В.* Включения сероводорода в кварце из гранитоидов // Докл. АН УССР. 1980. Б, № 12. С. 9–12.
82. *Лапин А.А.* Экспериментальное изучение растворимости соединений вольфрама в кислых силикатных расплавах и NaCl-содержащих флюидах при T–P-параметрах заключительных стадий эволюции кислых магм // Материалы 13-й науч. конф. мол. ученых и аспирантов геол. фак. МГУ. Секция "Геохимия" (Москва, 24–28 марта 1986 г.). М., 1986. С. 144–151. Деп. в ВИНТИ 04.02.87, № 806-B87.
83. *Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И.* Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 200 с.
84. *Левецкий О.Д.* Геология рудных месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1964. 233 с.
85. *Леммлейн Г.Г.* Об условиях образования минералов в пегматитах по данным изучения первичных включений в топазе // Докл. АН СССР. 1962, Т. 142, № 1. С. 81–83.
86. *Леммлейн Г.Г.* Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 327 с.
87. *Леммлейн Г.Г., Клевцов П.В.* Соотношения основных термодинамических параметров для части системы $H_2O-NaCl$ // Геохимия. 1961. № 2. С. 133–142.
88. *Лесняк Р.В.* Структурное положение и возраст гранитных интрузий кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье // Геология и

- геофизика. 1965. № 11. С. 56–65.
89. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов / Т.Ю. Базарова, И.Т. Бакуменко, В.П. Костюк и др. М.: Наука, 1975. 257 с.
 90. *Малинин С.Д.* Физическая химия гидротермальных систем с углекислотой. М.: Наука, 1979. 112 с.
 91. *Малиновский Е.П.* Структурные условия формирования жильных вольфрамовых месторождений. М.: Наука, 1965. 164 с.
 92. *Мельник Ю.П.* Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенеза. Киев: Наук. думка, 1978. 152 с.
 93. Методические основы исследования химического состава горных пород, руд и минералов / Под ред. Г.В. Остроумова. М.: Недра, 1979. 400 с.
 94. Минеральный и химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана: Сб. анализов / В.И. Серых, Ю.А. Габов, А.П. Новичкова и др. Алма-Ата: Наука, 1976. 196 с.
 95. *Наумов В.Б.* Термометрическое исследование включений расплава во вкрапленниках кварца кварцевых порфиров // Геохимия. 1969. № 4. С. 494–498.
 96. *Наумов В.Б.* Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах // Там же. 1979. № 7. С. 997–1007.
 97. *Наумов В.Б.* Методика определения концентрации летучих компонентов в магматических расплавах по включениям в минералах // Методы и аппаратура для исследования включений минералообразующих сред. М.: Наука, 1980. С. 60–69.
 98. *Наумов В.Б., Коваленко В.И., Горегляд А.В.* и др. Условия кристаллизации щелочных гранитов и комендитов Южно-Гобийского пояса МНР по данным изучения расплавных включений // Докл. АН СССР, 1980. Т. 255, № 5. С. 1244–1247.
 99. *Наумов В.Б., Шапенко В.В.* Концентрация железа в высокохлоридных температурных растворах по данным изучения флюидных включений // Геохимия. 1980, № 2. С. 231–238.
 100. *Наумов В.Б., Коваленко В.И.* Концентрация и давление воды в кислых магмах по данным изучения включений в минералах // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, № 6. С. 1417–1420.
 101. *Наумов В.Б., Коваленко В.И., Косухин О.Н.* Параметры кристаллизации онгонитовых магм по данным изучения расплавных включений // Там же. 1982. Т. 267, № 2. С. 435–437.
 102. *Наумов В.Б., Клоккьятти Р., Коваленко В.И.* и др. Состав биотита, калиевого полевого шпата и равновесного с ними расплава по данным изучения включений в кварце онгориолита // Там же. 1983. Т. 270, № 6. С. 1450–1452.
 103. *Некрасов И.Я., Етельбаум М.Б., Соболев В.П.* Распределение олова между расплавом и хлоридным флюидом в системе гранит – SnO (SnO₂) – флюид // Там же. 1980. Т. 252, № 4. С. 977–981.
 104. *Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В.* Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 338 с.
 105. *Новгородов П.Г., Шкодзинский В.С.* Эксперименты по плавлению гранита в смеси H₂O–CO₂ и некоторые вопросы гранитообразования // Геохимия. 1974. № 5. С. 741–750.
 106. *Овчинников Л.Н.* Источники рудного вещества эндогенных месторождений // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 100–120.
 107. *Онтоев Д.О.* Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 242 с.
 108. Палеозойский гранитоидный магматизм Центральноазиатского складчатого пояса / А.Н. Леонтьев, Б.А. Литвиновский, С.П. Гаврилова, А.А. Захаров. Новосибирск: Наука, 1981. 318 с.
 109. *Перепелкин К.Е., Матвеев В.С.* Газовые эмульсии. Л.: Химия, 1979. 197 с.
 110. *Перчук Л.Л.* Сосуществующие минералы: Справ. хим. анализов и парагенезисов породообразующих минералов. М.: Наука, 1971. 424 с.
 111. *Петровский В.А.* Формирование объемных дефектов кристаллов в кипящих гетерогенных растворах // Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 61–64.
 112. *Петросьянц Б.А., Савченко Н.А., Соколов Е.М.* Новый тип вольфра-

- мового оруденения на Северном Кавказе // Разведка и охрана недр. 1976. № 5. С. 14–19.
113. *Повилайтис М.М.* Основные черты минералогии Джидинского молибден-вольфрамового месторождения. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 165 с.
 114. *Повилайтис М.М.* Новые данные о возрасте Джидинского молибденового месторождения // Докл. АН СССР. 1966. Т. 166, № 2. С. 433–436.
 115. *Повилайтис М.М.* О новом поисковом признаке на молибдено-вольфрамовое оруденение // Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. С. 223–231.
 116. *Повилайтис М.М.* Эндеогенные месторождения вольфрама и условия их формирования. М.: Недра, 1979. 152 с.
 117. Поиски, разведка и геолого-экономическая оценка месторождений вольфрама / Под ред. Ф.Р. Апельцина, Е.С. Павлова. М.: Недра, 1983. 232 с.
 118. *Покалов В.Т., Болохонцева С.В., Васин В.В.* Жарчихинское проявление молибдена в каледонидах Западного Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 7. С. 99–107.
 119. *Полывянный Э.Я., Найденов Б.М.* Участие вод в формировании месторождений (на примере месторождений Акчатау и Кара-Оба) // Исследования в области химических и физических методов анализа минерального сырья. Алма-Ата, 1972. Вып. 2. С. 221–228.
 120. *Попов В.С., Перцев Н.Н.* Об оценках интрузивного давления // Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974. С. 67–78.
 121. *Попов В.Е., Краснов С.Г., Айнемер А.И.* и др. Современные вулканогенно-осадочные сульфидные руды и их древние аналоги // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1985. Вып. 4. С. 410–427.
 122. *Потапов В.В.* Внутреннее строение и рудоносность мезозойского гранитного массива // Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971. С. 5–90.
 123. *Пэк А.В., Лукин Л.И.* Структура и генезис месторождения Кти-Теберда (Кургашин-Чат) // Тр. Ин-та геол. наук. Вып. 84, Петрограф. сер. 1947. Вып. 84. С. 119–162.
 124. *Рейф Ф.Г.* Расплавные включения в кварце посторогенных гранитов Центральной Бурятии и Р–Т условия их формирования // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213, № 4. С. 918–921.
 125. *Рейф Ф.Г.* Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс. Новосибирск: Наука, 1976, 88 с.
 126. *Рейф Ф.Г.* Жидкая фаза H₂O в раскристаллизованных включениях маловодных гранитных расплавов // Термобарогеохимия в геологии: Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1978. Т. 1. С. 73–75.
 127. *Рейф Ф.Г.* Условия и механизмы зарождения рудоносных растворов на вольфрамовых месторождениях Забайкалья // Геохимия. 1980. № 11. С. 1675–1684.
 128. *Рейф Ф.Г.* Микроэмульсионное состояние флюидонасыщенных гранитных магм: Признаки и петрологические следствия // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 5. С. 1197–1201.
 129. *Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д.* О поисковом значении аномалий хлора, выявленных по кристаллофлюидным значениям // Геохимия. 1976. № 5. С. 786–788.
 130. *Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д.* Магматогенные хлоридные растворы и вольфрамовое оруденение // Там же. 1977, № 1. С. 63–70.
 131. *Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д.* Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982, 158 с.
 132. *Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д.* Природа вольфрамоносных растворов и прогнозирование оруденения на термобарогеохимической основе // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1986. С. 225–232.
 133. *Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М.* Возможности использования лазерного микроанализатора для изучения состава жидкой фазы индивидуальных включений // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. С. 14–25.
 134. *Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М.* Первые результаты прямого определения кон-

- центрации рудообразующих элементов в магматическом дистилляте вольфрамоносных интрузий // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 3. С. 725–728.
135. *Rodder Э.* Лабораторные исследования включений в минералах гранитных блоков о-ва Вознесения и их петрологическое значение // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970. С. 247–258.
136. *Rodder Э.* Флюидные включения как реликты рудообразующих флюидов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 428–478.
137. *Rodder Э.* Флюидные включения – реликты рудообразующих растворов // Там же. С. 535–577.
138. *Руб М.Г., Коптев-Дворников В.С.* Геохимические критерии потенциально рудоносных гранитоидов // Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970. С. 3–46.
139. *Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яшухин О.И.* Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. 262 с.
140. *Рундквист Д.В.* Современные представления о геологическом строении и зональности месторождений Корнуолла (Англия) // Геология руд. месторождений. 1980. Т. 22, № 6. С. 3–17.
141. *Рутштейн И.Г.* Юрские гранитоиды Кукульбейского хребта // Материалы совещ. по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1960. С. 100–102.
142. *Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
143. *Рябчиков И.Д., Ефимов А.С., Кулигин В.М.* и др. Физико-химический анализ поведения золота в процессе дегазации кислых магм // Геохимия эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 14–19.
144. *Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Ефимов А.С.* и др. Медь в системе гранит–флюид // Геохимия. 1980, № 9. С. 1320–1326.
145. *Рябчиков И.Д., Рехарский В.И., Кудрин А.В.* Мобилизация молибдена магматическими флюидами в ходе кристаллизации гранитных расплавов // Там же. 1981. № 8. С. 1243–1246.
146. *Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Бабанский А.Д.* Изучение расплавных включений в искусственных кристаллах // Там же. № 12. С. 1891–1893.
147. *Рябчиков И.Д., Дурасова Н.А., Барсуков В.Л.* Физико-химический анализ магматических источников олова // Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений. М.: Наука, 1984. С. 57–71.
148. *Рябчиков И.Д., Рейф Ф.Г., Орлова Г.П., Ишков Ю.М.* О металлоносности палеогидротерм в связи с результатами лазерно-спектрального анализа флюидных включений // Геология руд. месторождений. 1985. № 1. С. 102–105.
149. *Симонов В.А.* Условия образования некоторых типов негранитных пегматитов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1978. 22 с.
150. *Скрипкина В.В., Верник В.Л., Рейф Л.И.* и др. Новая вулканическая структура с молибденовой минерализацией в Западном Забайкалье // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 6. С. 1461–1464.
151. *Скрябин В.Ю.* О составе раскристаллизованных включений гранитного расплава // Там же. 1978. Т. 242, № 2. С. 416–418.
152. *Смирнов В.И.* Энергетические основы постагматического рудообразования // Геол. руд. месторождений. 1981. Т. 23, № 1. С. 5–17.
153. *Смирнов С.С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1944. 90 с.
154. *Смит Ф.Г.* Физическая геохимия. М.: Недра, 1968. 475 с.
155. *Соболев В.С.* Строение верхней мантии и способы образования магмы: Тринадцатое чтение им. В.В. Вернадского. М.: Наука, 1973. 34 с.
156. *Соукин Ф.Дж.* Универсальная модель генезиса колчеданных месторождений типа Куроко // 6-й симпоз. Междунар. ассоц. по генезису руд. месторождений. Тез. докл. Тбилиси, 1982. С. 46–47.
157. Справочник физических констант горных пород / Под ред. С. Кларка мл. М.: Мир, 1969. 549 с.
158. *Стенина Н.Г.* Просвечивающая электронная микроскопия в задачах

- генетической минералогии. Новосибирск: Наука, 1985. 109 с.
159. *Суцневская Т.М.* Концентрация редких и рудных элементов в гидротермальных растворах (по данным анализа включений в минералах) // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 126–133.
 160. *Таусон Л.В.* Гранитоидные магмы как источник рудного вещества эндогенных месторождений // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 43–58.
 161. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
 162. *Таусон Л.В., Анфилов В.Н., Коваленко В.И.* и др. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов // Геохимические критерии рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970. С. 216–261.
 163. *Трошин Ю.П.* Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 173 с.
 164. *Труфанов В.Н.* Минералообразующие флюиды рудных месторождений Большого Кавказа. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1979. 272 с.
 165. *Тугаринов А.И.* Изотопы и источник рудного вещества // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 121–144.
 166. *Урусова М.А.* Объемные свойства рудных растворов хлорида натрия при повышенных температурах и давлениях // Журн. неорган. химии. 1975. Т. 20, вып. 11. С. 3103–3110.
 167. Условие образования и критерии поисков промышленных вольфрамовых месторождений Забайкалья / Под ред. Б.С. Чернова. М.: ВИМС, 1976. 173 с.
 168. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
 169. *Фекличев В.Г.* Об оптических методах наблюдения газожидких включений в кристаллах // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1965. С. 107–111.
 170. *Фирсов А.П.* Влияние теплового расширения минерала-хозяина на определение Р–Т параметров по включениям минералообразующей среды // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. Львов, 1985. Ч. 1. С. 32–33.
 171. *Фирсов А.П.* Геологический и физико-химический анализ взаимоотношения магматизма и оруденения на примере Озернинского рудного узла: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Улан-Удэ, 1987. 23 с.
 172. *Фирсов А.П., Рейф Ф.Г.* Об эффекте присутствия труднорастворимых газов во включениях в связи с интерпретацией термометрических данных // Геология и геофизика. 1983. № 7, С. 89–96.
 173. *Френкель Я.И.* Кинетическая теория жидкостей. М.: Наука, 1975. 592 с.
 174. *Фролов А.А.* Штокверковые рудные месторождения. М.: Недра, 1978. 263 с.
 175. *Фролов А.А., Вальков В.О., Соколов Е.М.* Новые данные о Кти-Тебердинском вольфрамовом месторождении // Разведка и охрана недр. 1985. № 5. С. 24–28.
 176. *Хетчиков Л.Н., Самойлович Л.А.* Экспериментальные данные о Р–F–T–X соотношениях в водно-солевых и газо-водно-солевых системах // Эксперимент в минералогии и петрографии. М.: Наука, 1975. С. 112–121.
 177. *Хетчиков Л.Н., Поленков А.И., Дороговин Б.А.* и др. О первичном составе кислых вулканитов непрерывной формации Южного Урала по данным изучения включений в кварце // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 6. С. 1460–1462.
 178. *Хитаров Н.И., Малинин С.Д., Лебедев Е.Б.* и др. Распределение Zn, Cu, Pb и Mo между флюидной фазой и силикатным расплавом гранитного состава при высоких температурах и давлениях // Геохимия. 1982. № 8. С. 1094–1107.
 179. *Чевычелов В.Ю., Эпельбаум М.Б.* Распределение Pb, Zn и петрогенных компонентов в системе гранитный расплав–флюид // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985. Вып. 13. С. 120–136.
 180. *Черепанов А.Н., Шаранов В.Н.* Термодинамические условия проявле-

- ния ретроградного кипения котектических магм в интрузивных камерах // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 4. С. 953–956.
181. Чернов В.И., Кроль О.Ф., Найденов Б.М. О природе растворов и источнике рудного вещества на примере одного из вольфрамовых месторождений (Южный Казахстан) // IV конф. по минералогии, геохимии, генезису и комплекс. исполз. вольфрамовых месторождений СССР: Тез. докл. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. С. 45–47.
 182. Чупин В.П. Ошибки при измерении температур гомогенизации включений и приемы их устранения // Минералогия эндогенных образований. Новосибирск, 1974. С. 137–145.
 183. 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.
 184. Чупин В.П., Бакуменко И.Т., Соболев В.С. Раскристаллизованные включения расплавов в кварце гранитов рапакиви // Там же. 1979. Т. 248, № 5. С. 1200–1209.
 185. Чупин В.П., Матреницкий А.Т. Температурные условия формирования гранитоидов Орхон-Селенгинского прогиба (Монголия) и их связь с рудообразованием // Там же. 1980. Т. 250, № 3. С. 686–689.
 186. Чупин В.П., Косухин О.Н. Изучение расплавных включений в минералах пород кислого состава // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. С. 154–161.
 187. Чупин В.П., Косухин О.Н. Диагностика и методика изучения расплавных включений в минералах гранитоидов и пегматитов // Геология и геофизика. 1982, № 10. С. 66–73.
 188. Чупин В.П. Первичные затвердевшие и флюидные включения в минералах гранитоидов и пегматитов: Диагностика, особенности исследования, результаты // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов (по включениям в минералах): Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. Львов, 1985. Ч. 1. С. 50–51.
 189. Шапенко В.В. Генетические особенности вольфрамовой минерализации Джидинского рудного поля (Юго-Западное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 1982, № 5. С. 18–29.
 190. Шаранов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 238 с.
 191. Шаранов В.Н., Черепанов А.Н. Динамика дифференциации магм. Новосибирск: Наука, 1986. 188 с.
 192. Шатагин Н.Н. Быстрый способ оценки количества включений в минералах // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1981. Т. 110, № 1. С. 112–118.
 193. Швадус М.И. Петрология материнских гранитоидов фтор-редкометалльных месторождений Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980. 69 с.
 194. Шермет Е.М., Козлов В.Д. Петрология, геохимия и рудоносность гранитоидов и молибденового пояса Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 134 с.
 195. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1986. 232 с.
 196. Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 278 с.
 197. Щеглов А.Д. Источники рудного вещества в областях тектономагматической активизации // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 58–65.
 198. Шмулович К.И. Двуокись углерода в высокотемпературных процессах минералообразования: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Черноголовка, 1983. 44 с.
 199. Шмулович К.И., Шмонов В.М., Мазур В.А. и др. Соотношения P–V–T и активность–концентрация в системе H_2O-CO_2 (гомогенные растворы) // Геохимия. 1980, № 12. С. 1118–1819.
 200. Шерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. 378 с.
 201. Эйтель В. Физическая химия силикатов. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 1055 с.
 202. Эпельбаум М.Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980. 255 с.
 203. Ястребова Л.Ф., Борина А.Ф., Равич М.И. Растворимость молибдена

- и вольфрамата кальция в водных растворах хлоридов натрия и калия при высоких температурах // Журн. неорган. химии. 1963. Т. 8, вып. 1. С. 208–213.
204. *Alderton D.H.M., Moore F.* New determinations of tin and tungsten in granites from south-west England // *Miner. Mag.* 1981. Vol. 44, N 335. P. 354–356.
205. *Bennett J.N., Grant J.N.* Analysis of fluid inclusions using a pulsed laser microprobe // *Ibid.* 1980. Vol. 43, N 331. P. 945–947.
206. *Bishoff J.L., Dickson F.* Seawater-basalt interaction at 200 °C and 500 bars: implications for the origin of sea floor heavy metal deposits and regulation of seawater chemistry // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 25. P. 385–397.
207. *Bonatti E., Guerstejn-Honnorez B.-M., Honnorez J.* Copper-iron sulphide mineralization from the equatorial Mid-Atlantic ridge // *Econ. Geol.* 1976. Vol. 71, N 8. P. 1515–1525.
208. *Brown G.C., Cassidy J., Oxburgh E.R.* et al. Basement heat flow and mineralization in England and Wales // *Nature.* 1980. Vol. 288, N 5792. P. 657–659.
209. *Burham C.W., Jahns R.H.* A method for determining the solubility of water in silicate melts // *Amer. J. Sci.* 1962. Vol. 260. P. 721–745.
210. *Burt D.M., Sheridan M.F., Bicun J.V.* et al. Topaz rhyolites-distribution, origin and significance for exploration // *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77, N 8. P. 1818–1836.
211. *Candela P.A., Holland H.D.* The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1984. Vol. 48. P. 373–380.
212. *Charoy B.* Deuteric phenomena and associated fluids in granitic rocks: Metallogenic developments // *Sci. Terre. Inform. Geol.* 1980. N 13. P. 23–40.
213. *Coveney R.M., Kelley W.C.* Dawsonite as a daughter mineral in hydrothermal fluid inclusions // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1971. Vol. 32. P. 334–342.
214. *Czamanske G.K., Roedder E., Burns F.C.* Neutron activation analysis of fluid inclusions for copper, manganese and zinc // *Science.* 1963. Vol. 140. P. 401–403.
215. *Dubessy J., Geisler D., Kosztolanyi C.* et al. Détermination a la microsonde a effect Raman (M.O.L.E.) de l'fon sulfate dans des inclusions fluides de halites actuelles (Camargue, France) // *Sci. Terre.* 1980–1981. Vol. 24, N 2. P. 197–212.
216. *Edmond J.M.* The chemistry of ridge crest hot springs // *Mar. Technol. Soc. J.* 1982. Vol. 16, N 3. P. 23–25.
217. *Eggler D.H.* Water-saturated and under-saturated melting relations in a paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1972. Vol. 34, N 4. P. 261–271.
218. *Evans B.W.* Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz // *Amer. J. Sci.* 1965. Vol. 263. P. 647–667.
219. *Fenn P.M.* The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melt // *Canad. Miner.* 1977. N 15. P. 135–161.
220. *Green H.W., Radcliffe S.V.* Fluid precipitates in rocks from the Earth's mantle // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86, N 6. P. 846–852.
221. *Hall W.E., Friedman J., Hash I.T.* Fluid inclusion and stable isotope study of the Climax molybdenum deposits, Colorado // *Econ. Geol.* 1974. Vol. 69, N 6. P. 884–901.
222. *Holland H.D.* Granites, solutions and base metal deposits // *Ibid.* 1972. Vol. 67, N 3. P. 281–301.
223. *Huang W.L., Wyllie P.J.* Phase relationships of S-type granite with H₂O to 35 kbar: muscovite granite from Harney Peak, South Dakota // *J. Geophys. B.* 1981. Vol. 86, N 11. P. 10515–10529.
224. *Hutchinson B.W., Fyfe W.S., Kerrich R.* Deep fluid penetration and ore deposition // *Miner. Sci. and Eng.* 1980. Vol. 12, N 3. P. 107–120.
225. *Imeokparia E.G.* Tin content of biotites from the Afu Younger Granite Complex, central Nigeria // *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77, N 7. P. 1710–1724.
226. *Kesler S.E., Issigonis M.J., Brownlow A.H.* et al. Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems // *Ibid.* 1975. Vol. 70, N 3. P. 559–567.
227. *Knutson J., Ferguson J., Roberts W.M.B.* et al. Petrogenesis of the copper-bearing breccia pipes, Redbank, Northern Territory, Australia // *Ibid.*

1979. Vol. 74, N 4. P. 814–826.
228. *Landis G.P., Rye R.O.* Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the Pasto Bueno tungsten-base metal ore deposit, northern Peru // *Ibid.* 1974. Vol. 69, N 7. P. 1025–1059.
229. *Le Bel L., Oudin E.* Fluid inclusion studies of deep-sea hydrothermal sulphide deposits on the East Pacific Rise near 21°N // *Chem. Geol.* 1982. Vol. 37, N 1/2. P. 129–136.
230. *Loup H., Wilhelm S., Sagon J.P.* Un exemple de cristallisation épitaxiale et rythmique de feldspath potassique et d'albite avec piégeage de liquide silicite recristallise sur les fronts de croissance: les megacristaux du granite de Rostrenen (Bretagne) // 7^e Réunion. annu. sci. terre, Lyon, Paris, 1979. P. 299.
231. *Luth W., Jahns R.H., Tuttle O.P.* The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars // *J. Geophys. Res.* 1964. Vol. 69, N 4. P. 759–773.
232. *Maaloe S., Wyllie P.J.* Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1975. Vol. 52, N 3. P. 175–191.
233. *Manning D.A.C.* The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system *Qz-Ab-Or* with excess water at 1 kb // *Ibid.* 1981. Vol. 76, N 2. P. 216–228.
234. *Manning D.A.C., Henderson P.* The behaviour of tungsten in granitic melt-vapour systems // *Ibid.* 1984. Vol. 86, N 3. P. 286–293.
235. *Melson W.G., Sanez R.* Volume, energy and cyclicity of Arenal Volcano, Costa Rica // *Bull. volcanol.* 1973. Vol. 37, N 3. P. 416–437.
236. *Merzbacher C., Eggler D.H.* A magmatic geohygrometer: application of mount St. Helens and other dacitic magmas // *Geology.* 1984. Vol. 12, N 10. P. 587–590.
237. *Miller C.P., Stodderd E.F., Bradfish L.J.* et al. Composition of plutonic muscovite: genetic implications // *Canad. Miner.* 1981. Vol. 19, N 1. P. 25–34.
238. *Molen I. van der, Paterson M.S.* Experimental deformation of partially melted granite // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 70, N 3. P. 299–318.
239. *Naney M.T., Swanson S.E.* The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic system // *Amer. Miner.* 1980. Vol. 65, N 7/8. P. 639–653.
240. *Olsen K.I., Griffin W.L.* Fluid inclusion studies of the Drammen Granite, Oslo Paleorift, Norway. 2. Gas- and leachate analyses of miarolitic quartz // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1984. Vol. 87, N 1. P. 15–23.
241. *Parry W.T., Jacobs D.C.* Fluorine and chlorine in biotite from basin and range plutons // *Econ. Geol.* 1975. Vol. 70, N 3. P. 554–558.
242. *Patterson C.J.* Oxygen isotopic evidence for the origin and evolution of a scheelite ore-forming fluid, Glenorchy, New Zealand // *Ibid.* 1982. Vol. 77, N 7. P. 1672–1687.
243. *Patterson C.J., Ohmoto H.* Geologic setting and genesis of cassiterite sulphide mineralization at Renison Bell, Western Tasmania // *Ibid.* 1981. Vol. 76, N 2. P. 393–400.
244. *Pichavant M., Ramboz C., Weisbrod A.* Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data. 1. Phase equilibria analysis – a theoretical and geometrical approach // *Chem. Geol.* 1982. Vol. 37, N 1/2. P. 1–27.
245. *Pinckney D.M., Haffty J.* Contents of zinc and copper in some fluid inclusions from the Cave-Rock district, southern Illinois // *Econ. Geol.* 1970. Vol. 65, N 4. P. 451–458.
246. *Piwoński A.J.* Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada Batholith, California // *J. Geol.* 1968. Vol. 76. P. 548–570.
247. *Ramboz C.* A fluid inclusion study of the copper mineralization in Southwest Tintic District (Utah) // *Bull. Miner.* 1979. Vol. 102, N 5/6. P. 622–632.
248. *Reyf F.G., Bazheev E.D.* Determination principles of orebearing (Mo–W–Sn) granites and their thermobarogeochemical features // *Geol. Zb. Geol. Carpathica.* 1985. Vol. 36, N 3. P. 375–384.
249. *Roedder E.* Studies of fluid inclusions. 2. Freezing data and their interpretation // *Econ. Geol.* 1963. Vol. 58, N 2. P. 167–211.
250. *Roedder E., Bodnar R.J.* Geological pressure determination from fluid inclusions studies // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1980. Vol. 8. P. 263–301.
251. *Rona P.A.* Hydrothermal mineraliza-

- tion at seafloor spreading centers // Earth-Sci. Rev. 1984. Vol. 20, N 1. P. 104.
252. *Rye R.O., Haffty J.* Chemical composition of the hydrothermal fluids responsible for the lead-zinc deposits at Providencia, Zacatecas, Mexico // Econ. Geol. 1969. Vol. 64, N 6. P. 629–643.
253. *Sawkins F.J., Scherckenbach D.A.* High copper content of fluid inclusions in quartz from northern Sonora: Implications for ore-genesis theory // Geology. 1981. Vol. 9, N 1. P. 37–40.
254. *Shimazaki H., Sato K., Chon H.T.* Mineralization associated with Mesozoic felsic magmatism in Japan and Korea // Mining Geol. 1981. Vol. 31, N 4. P. 297–310.
255. *Sorapure R., Hamilton D.L.* The solubility of water in melts of albite composition with varying additions of fluorine // Progr. exp. petrol.: VI Progr. petrol. res. N.E.R.C., 1981–1984. Cambridge, S.a. P. 28–30, 92–100.
256. *Sourirajan S., Kennedy G.C.* The system $H_2O-NaCl$ at elevated temperatures and pressures // Amer. J. Sci. 1962. Vol. 260. P. 115–141.
257. *Stempok M.* Mineralized granites and their origin: A review of MAWAM contributions // Sci. Terre. Inform. Geol. 1980. N 13. P. 49–53.
258. *Stern C.R., Huang W.-L., Wyllie P.J.* Basalt-andesite-rhyolite- H_2O : crystallization intervals with excess H_2O and H_2O -undersaturated liquidus surfaces to 35 kilobars, with implications for magma genesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 28. P. 189–196.
259. *Storre B., Karotke E.* An experimental determination of the upper stability limit of muscovite + quartz in the rang 7–20 kb water pressure // Neues Jb. Miner. Monatsh. 1971. S. 237–240.
260. *Storre B., Karotke E.* Experimental data on melting reactions of muscovite + quartz in system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ to 20 kb water pressure // Contrib. Miner. and Petrol. 1972. Vol. 36, N 4. P. 343–345.
261. *Tan H.T., Kwak T.A.* The importance of $CaCl_2$ in fluid composition trends – evidence from the King Island (Dolphin) skarn deposit // Econ. Geol. 1981. Vol. 76, N 4. P. 955–960.
262. *Tingle T.N., Fenn P.M.* Transport and concentration of molybdenum in granite molybdenite systems: Effects of fluorine and sulfur // Geology. 1984. Vol. 12, N 3. P. 156–158.
263. *Tsui T.P., Holland H.D., Snetinger K.G.* Laser microprobe analysis of fluid inclusions // Econ. Geol. 1975. Vol. 70, N 7. P. 1331.
264. *Tsui T.F., Holland H.D.* The analysis of fluid inclusions by laser microprobe // Ibid. 1979. Vol. 74, N 7. P. 1647–1653.
265. *Tsuzue A., Nedachi M., Hashimoto K.* Geochemistry of apatites in the granitic rocks of the molybdenum, tungsten, and barren provinces of southwest Japan // J. Geopchem. Explor. 1981. Vol. 15, N 1/3. P. 285–294.
266. *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. Vol. 74. P. 1–153.
267. *Urabe T.* Aluminous granite as a source magma of hydrothermal ore deposits: An experimental study // Econ. Geol. 1985. Vol. 80, N 1. P. 148–157.
268. *Wang Yurong, Li Jiatian, Lu Jialan et al.* Geochemical mechanism of Nb-, Ta-mineralization during the late stage of granite crystallization // Geochemistry. 1982. Vol. 1, N 2. P. 175–185.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ТЕРМОБАРО- ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ	8
Особенности образования первичных включений при гетерогенном (эмульсионном) состоянии минералообразующей среды	8
Причины и пределы вариаций водосодержания гранитных магм	9
Особенности фазовых превращений в расплавных включениях в зависимости от минерального состава слагающих их кристаллических фаз	12
Глава 2. МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЙ	16
Определение природы и представительности изучаемых включений	16
Определение содержания воды в расплавных включениях	19
Определение состава флюидных включений	24
Некоторые особенности термометрических исследований	33
Глава 3. ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИЙ, СОПРОВОЖДАЕМЫХ ВОЛЬФРАМОВЫМ И МОЛИБДЕНОВЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ	39
Спокойнинское рудное поле	40
Соктуйский рудный узел	47
Акчатауское рудное поле	56
Джидинское рудное поле	63
Кургашичатское рудное поле	71
Жарчихинская рудоносная структура	87
Мариктиканское рудное поле	92
Глава 4. ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРДИНАРНЫХ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ	95
Глава 5. УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ, ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУООБРАЗУЮЩИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ	102
Особенности флюидонасыщенного состояния магм и причины его возникновения	102
<i>P-T</i> условия кристаллизации и дегазации интрузий	105
Гуджирская интрузия	107
Спокойнинский выступ Хангилай-Шилинской интрузии	122
Соктуйская интрузия	130
Водосодержание гранитных магм и объемный эффект их кристаллизации	135
Металлоносность магматических флюидов	140
Место процессов рассеяния—концентрирования магматических флюидов в общей системе факторов эндогенного рудообразования	150

Глава 6. ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ КАК ОСНОВА ДЛЯ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИ- РОВАНИЯ ВОЛЬФРАМОВОГО И МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ	152
Термобарогеохимические критерии рудоносности гранитных интрузий	152
Возможные области практического применения разработанных критериев	156
Примеры практического применения критериев рудоносности гранитоидов в целях локального прогнозирования	158
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	163
ЛИТЕРАТУРА	168

Научное издание

Рейф Феликс Григорьевич

**Рудообразующий
потенциал гранитов
и условия его реализации**

Утверждено к печати
Бурятским геологическим институтом
СО АН СССР

Художник *Б.М. Рябышев*
Художественный редактор *И.В. Монастырская*
Технический редактор *Н.М. Бурова*
Корректор *Т.И. Шепвалова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 46961

Подписано к печати 28.04.90. Т – 05744
Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман, Печать офсетная
Усл.печ.л. 11,5 + 0,3 вкл. Усл.кр.-отг. 12,1
Уч.-изд.л. 14,3. Тираж 550 экз.
Тип.зак. 209. Цена 2р. 90к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Готовятся к печати следующие книги:

Природные и антропогенноизмененные биогеохимические циклы миграции. 20 л. 4 р. 40 к.

Рассмотрены подходы и первые результаты изучения биогеохимических циклов разных рангов — от глобальных, связывающих океан и континенты, или региональных, объединяющих более или менее значительные территории, до процессов циклического массообмена в отдельных ландшафтах. Для всех указанных миграционных циклов общим является то, что их движущей силой служит деятельность живого вещества.

Книга предназначена биогеохимикам, экологам, геохимикам, почвоведом.

Чесноков Б.В., Шербакова Е.П. Минералогия горелых отвалов Челябинского угольного бассейна. 12 л. 2 р. 40 к.

В книге впервые проведено систематическое минералогическое исследование горелых отвалов угледобывающих предприятий регионального горнопромышленного объекта (на примере Челябинского бассейна). Выявлены и охарактеризованы генетические типы минерализации горелых отвалов — от наиболее высокотемпературных (1200°) до продуктов гипергенеза в условиях поверхностных грунтов, покрывающих отвалы грунта.

Книга предназначена для минералогов, петрологов, геохимиков, геологов-технологов.

Минералы: Слоистые силикаты. Справочник. Т. 4. 130 л. 10 р.

Четвертый том справочника содержит характеристику слоистых и переходных к ним по структуре силикатов, многие из которых имеют большое практическое значение (глинистые минералы, слюды и др.). При составлении статей критически использованы опубликованные в СССР и за рубежом результаты новейших исследований (рентгеноструктурных, химических, оптических и др.), указаны условия образования и главные месторождения минералов, приведены данные об их синтезе и основных направлениях использования.

Книга предназначена специалистам, изучающим минеральное сырье.

Адреса книготорговых предприятий "Академкнига"
с указанием магазинов и отделов "Книга-почтой"

Магазины "Книга-почтой":

252107 Киев, ул. Татарская, 6; 197345 Ленинград, ул. Петрозаводская 7; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2.

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 "Книга-почтой"; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 "Книга-почтой"; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4 "Книга-почтой"; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 "Книга-почтой"; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 "Книга-почтой"; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 "Книга-почтой"; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 "Книга-почтой"; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 "Книга-почтой"; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252025 Киев, ул. Осипенко, 17; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 "Книга-почтой"; 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 "Книга-почтой"; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 "Книга-почтой"; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 194064 Ленинград, Тихорецкий пр-т, 4; 220012 Минск; Ленинский пр-т, 72 "Книга-почтой"; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 "Книга-почтой"; 630076 Новосибирск, Красный пр-т., 51; 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино Московской обл., ул. МР "В", 1 "Книга-почтой"; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 "Книга-почтой"; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 "Книга-почтой"; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 "Книга-почтой"; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 "Книга-почтой"; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 "Книга-почтой"

2 р. 90 к.

5234