

Н. П. Ермаков
Ю. А. Долгов

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ



Издательство
«Недра»

Н.П.Ермаков
Ю.А.Долгов

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ

(Методы исследований и перспективы использования
включений минералообразующих сред)

2747



МОСКВА, «НЕДРА»
1979



Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М., «Недра», 1979. 271 с.

В монографии охарактеризованы термобарогеохимические методы исследований включений минералообразующих растворов и расплавов. Кратко описаны техника и методика динамических экспериментов и анализов этих микрообъектов минеральной природы.

Рассмотрены некоторые общие процессы минералообразования в земной коре и на дне океанов. С помощью включений освещены возможности изучения метаморфитов, импактитов и минералов космического происхождения. Кратко охарактеризовано использование вторичных включений растворов при детальных поисках рудных тел и освещены перспективы развития термобарогеохимии.

В книге впервые дается характеристика термобарогеохимических методов в аспекте теоретической и прикладной геологии эндогенных рудных месторождений. Указаны пути использования экспериментально-аналитических данных и отражено значение учета включений минералообразующих растворов в синтезе кристаллов и аморфных веществ.

Книга предназначена для геологов, минералогов, геохимиков, петрологов, а также для студентов старших курсов.

Табл. 28, ил. 33, список лит.—301 назв.

Возникшая на стыке геохимии и минералогии *термобарогеохимия элементов и минералов основана на разносторонних исследованиях с мерой и числом минералообразующих растворов и расплавов, законсервированных во включениях. Ее техникой и методами экспериментально и аналитически восстанавливается динамика глубинных процессов и явлений минералообразования* на пути былой самоорганизации элементов в кристаллические решетки минералов руд и пород. Использование включений минералообразующих сред стоит на передовой линии объективного познания генезиса минеральных образований Земли.

В монографии в сжатом виде освещается все разнообразие информационных рядов, классов и видов включений, главных методов и техники их физических исследований и химических анализов, необходимых для минералогической палеотермометрии, а также выявления агрегатных состояний геохимических сред, их состава, концентраций и давлений, существовавших в геологическом прошлом при развитии эндогенного рудо- и породообразования.

В свете новых данных термобарогеохимии рассматриваются только некоторые, самые общие аспекты минералообразования, касающиеся магматических процессов и проявлений глубинного пневматолита, а также его взаимоотношений с гидротермальной деятельностью. Кратко характеризуются конкретные условия кристаллизации только магматических и метаморфогенных пород в термобарогеохимических параметрах, установленных по включениям в минералах.

Ограниченное внимание уделено результатам термобарогеохимических исследований космических и импактитных объектов — лунных образований, метеоритов, тектитов, импактитов — и особенностям минералообразования в Мировом океане.

Охарактеризованные в монографии основные методы испытаний и анализов включений рассматривались нами в критическом плане, так как далеко не все генетические вопросы и физико-химические параметры гипогенного минералообразования могут быть решены с достаточной для науки точностью. В первую очередь это касается метода декрепитации, очень важного при поисковых работах, но не пригодного для определения температур былого минералообразования. Методы определения давлений еще недостаточно разработаны, а установление щелочности — кислотности (рН) глубинных растворов по вскрытым газовой-жидким включениям ненадежны. Увлечение ими может привести к частичной девальвации результатов термобарогеохимии по указанным параметрам.

В недалеком будущем для создания основ теории глубинного рудообразования и для интерпретации накопившихся точных числовых

данных по физическим испытаниям и анализам микрообъектов минеральной природы неизбежно придется обратиться не только к *догматической логике*, но и к *семантике* обширного круга гипогенных минералообразующих процессов и явлений, а также к методу последовательно проверяемых гипотез. В вопросе познания минеральной природы, *моделировании генетического существования типов эндогенных рудных месторождений*, а также в определении наиболее рациональных путей их разведки и промышленной оценки в XX веке термобарогеохимия сыграет видную роль, которая уже становится зримой для многих наших и зарубежных геологов. Однако и в этих методологических вопросах мы должны были ограничиться только краткой характеристикой основных понятий, без полного раскрытия обратных связей между заполнением включений материнской средой и практикой познания былых глубинных процессов минералообразования.

Заданный объем книги заставил авторов не только очень сократить ее текст, но и свести к минимуму количество графических приложений и микрофотографий типичных вclusions. Ссылки на последние даны по 44 фототаблицам микрофотографий, приложенным к предыдущим четырем монографиям автора (Ермаков, 1949, 1950, 1965, 1972), и по книге «Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов», вышедшей под редакцией В. С. Соболева и В. П. Костюка с 10 фототаблицами документации.

Авторы монографии в течение двух десятилетий активно участвовали в развитии различных направлений термобарогеохимии в СССР, но ее содержание в современном виде также обязано и многим сотням советских и зарубежных геологов, сделавших посильный вклад в эту новую отрасль геолого-минералогических знаний. Только в 70-х годах в трудах наших Всесоюзных совещаний и в периодической литературе на русском языке появилось свыше 1500 публикаций. Список литературы, приведенный в конце книги, отнюдь не претендует на полноту и содержит только самые необходимые работы, на которые делаются ссылки в книге.

Авторы надеются на то, что их в большой мере методический труд поможет дальнейшему развитию термобарогеохимии. Они с благодарностью примут все замечания и пожелания от читателей. Первоначальную критику по рукописи монографии авторы получили от Д. И. Горжевского, за что и приносят ему глубокую благодарность.

Развитие термобарогеохимии в СССР и Всесоюзные совещания

Название термобарогеохимия было предложено одним из авторов в 1968 г. на I Международном симпозиуме по включениям растворов и расплавов на XXIII сессии МГК в Праге (Ермаков, 1971₁) и утверждено в 1970 г. на II Международном совещании Комиссии по рудообразующим флюидам во включениях (КОФФИ-70), состоявшемся в Токио—Киото в 1971 г.) На этом совещании нами были доложены главные направления развития термобарогеохимии. Материалы к обоснованию названия новой отрасли науки и характеристика ее направлений позднее были опубликованы в монографии автора (Ермаков, 1972₁).

Широкое научное значение термобарогеохимии по включениям состоит в *выявлении взаимодействия геохимической и геологической среды, минералогической термобарометрии, агрегатных состояний и геохимии минералообразующих растворов*. Кроме того, оно заключается в *рассмотрении вопросов металлогении руд и ряда петрологических аспектов магматизма и метаморфизма*.

Прикладное значение термобарогеохимии представлено новыми *термобарогеохимическими методами поисков постмагматических рудных тел, оценкой качества металлургического и строительного минерального сырья и исходными данными для получения дефицитных кристаллов и аморфных веществ*.

Термобарогеохимия обеспечивает познание динамики глубинных минералообразующих процессов и явлений с относительными и абсолютными их числовыми характеристиками.

Сравнительно недавно были разработаны новые методы и созданы приборы для проведения специфических тонких исследований микрообъектов минеральной природы — включений растворов и расплавов.

Термобарогеохимия по методическим приемам и микроисточникам информации имеет сходство с микробиологией (цитологией). Однако вместо живых клеток с их плазмой, ядрами, митохондриями, хромосомами и генами она использует для своих исследований «минеральные клетки» — вакуоли в минералах, заполненные микропорциями материнских растворов и расплавов, называемых газово-жидкими и затвердевшими включениями. В научно-познавательном отношении они представляют собой закономерные геохимические системы различных минералообразующих сред, при современном уровне исследовательской техники и методов ультрамикрoанализов доступные для точных исследований. При обычной температуре эти включения могут содержать твердые фазы минералов-узников или силикатных аморфных веществ, газовые

пузырьки и водно-солевые растворы, а также водно-углекислые и углеводородные жидкости. Все эти фазы включений, обособившиеся при кристаллизации и охлаждении минералов, находятся в закономерном равновесии, которое становится подвижным даже при малых изменениях температуры.

При искусственном повышении температуры такие многофазовые природные микросистемы гомогенизируются до исходного состояния, превращаясь снова в капельки расплава для случаев магматогенного минералообразования, а также микропорции газов, характерные для проявлений пневматолита, и капли водных жидкостей, законсервированных в минералах при их гидротермальной кристаллизации. При такой реставрации геохимические системы включений в минералах играют роль надежных природных минералогических термометров, предоставляющих исследователям возможности объективно выявлять *ход термобарических изменений* в процессах былого рудообразования на эндогенных месторождениях.

Физические и химические анализы систем микровключений позволяют достаточно точно познать *элементный состав и концентрации былых подвижных минералообразующих сред* при кристаллизации минералов руд и магматических пород в условиях изменяющихся температур и давлений.

Можно уверенно считать, что термобарогеохимия процессов и явлений эндогенного минералообразования в земной коре *как важная научная отрасль, впервые оформилась в Советском Союзе*. В дальнейшем в других странах она получила широкое применение в теории рудообразования и в практике поисково-разведочных работ. В 1976 г. на V Всесоюзном совещании в г. Уфе было отмечено 25-летие ее развития во многих научно-прикладных направлениях (рис. 1).

В предыстории ее развития, связанной главным образом со *статическим изучением* газово-жидких включений в минералах, важную роль сыграли и труды зарубежных ученых, вклад которых наиболее полно охарактеризован в работе Г. Ф. Смита (1956) *.

XIX век оставил нам в наследство только отдельные крупные научные произведения Г. К. Сорби (1858) и А. П. Карпинского (1880). Однако дискуссии того времени о возможном значении газово-жидких включений, обусловленные многочисленными заблуждениями и очень слабой техникой термометрических экспериментов (водные или парафиновые ванночки), привели к почти полной утрате интереса к этим, очень распространенным и генетически информативным микроконсерватам в минералах пород и руд.

Исследования 40-х годов. В Советском Союзе первые термометрические исследования газово-жидких включений в природных минералах относятся к началу 40-х годов. Тогда они нашли большую поддержку со стороны В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, И. Ф. Гри-

* Последующая библиография иностранной литературы по включениям в минералах за 1954—1974 гг. была составлена В. Б. Наумовым. М., 1976 (Ротапринт ГЕОХИ АН СССР, М., 1976. 72 с.).

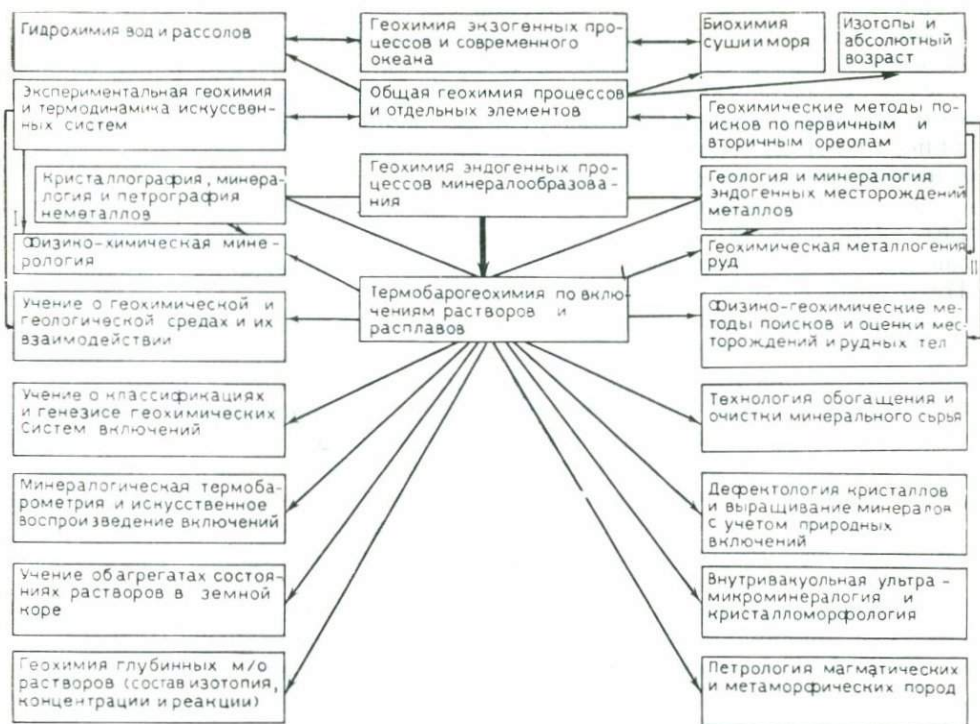


Рис. 1. Место термобарогеохимии в геолого-минералогических науках, ее главнейшие ответвления и направления развития

горьева и В. М. Крейтера. Успешное развитие этих исследований было связано также и с тем, что в 1941 г. в СССР был сконструирован простой прибор, обладающий принципиально новой конвективной передачей тепла к препарату в замкнутом объеме воздушной среды термокамеры (1944). В США этот принцип нагревания под микроскопом начал применяться только в 1953 г.

Возможность нагревания газово-жидких включений до 450°C и выше обеспечила выявление двух разных типов гомогенизации, характерных для гидротермального и пневматолитового минералообразования (1944₁). В 1949 г. автором была опубликована первая в мировой литературе книга «Критерии познания генезиса минералов и среда рудообразования», закрепившая приоритет советской науки в ряде направлений зарождавшейся тогда новой отрасли знаний. В частности, включения минералообразующих сред к 1950 г. были классифицированы по составу и состоянию заполнения вакуолей (1948, 1949), по относительному времени и способу консервации в них растворов и расплавов.

Помимо обоснования ранее неизвестных типов и видов гомогенизации включений особенно важным оказалось выделение нового класса

очень распространенных в минералах первично-вторичных (мнимовторичных) включений, самоконсервирующихся в субсингенетических трещинках в минералах (Ермаков, 1949). Такие включения ранее считались эпигенетическими образованиями, не пригодными для генетических выводов. Это очень затрудняло использование микрообъектов минеральной природы для научно-прикладного использования не только в нашей стране, но и за рубежом.

Трудности становления и достижения термобарогеохимии в 50-х годах. Начало 50-х годов характеризовалось дискуссиями по экспериментам и анализам газовой-жидких включений. Некоторые физико-химические построения ставили под сомнение типы гомогенизации и возможности получения температур природных процессов по включениям. Это «подкреплялось» наблюдениями соотношений современного и первоначального объемов, предположениями о проницаемости стенок вакуолей, отрицанием сингенетичности мнимовторичных газовой-жидких включений, что по каждому из этих вопросов требовало новых фактических обоснований (Богоявленская, Ермаков, Наумов, 1972)*. Сомнениям подвергались высокие надкритические (более 374°C) значения температур гомогенизации включений в гидротермальных минералах и их различия для разных зон роста кристаллов.

Только понимание и поддержка со стороны таких крупных ученых, как Д. С. Белянкин, Ю. А. Билибин, А. Н. Заварицкий, Д. С. Коржинский, В. А. Николаев, С. С. Смирнов, В. С. Соболев, Ф. В. Чухров и Д. И. Щербаков, обеспечили дальнейшее развитие новой отрасли точного познания генезиса минерального мира.

С 1951 г. наблюдается бурное развитие термобарогеохимии в СССР, расширялось понимание ее значения для науки и практики, а также признание в научных кругах. Это выразилось в успешной защите первых 10 кандидатских диссертаций такими ветеранами исследований включений, как В. Ф. Лесняк, Е. И. Вульчин и М. О. Кляя (1952), Ю. А. Долгов, Л. И. Колтун (1953), Р. Ф. Сухорский (1954), А. И. Захарченко, В. А. Калюжный, П. В. Клевцов (1955). В 1955 г. Е. М. Лазько защитил диссертацию на соискание ученой степени доктора геол.-минер. наук с широким использованием включений для генетических выводов.

В 50-х годах работы по включениям были связаны с созданием новых методов и техники их разносторонних исследований, установлением на рудных месторождениях палеотемпературных стадий и зональности проявлений эндогенного рудообразования. Кроме того, это определялось дополнительными обоснованиями методов термобарометрии, определениями минералов-узников включений, развитием декрепитационных испытаний и аналитических методов изучения состава и концентраций растворов во включениях.

* В этом библиографическом указателе работ отечественных исследователей (№ статей по дискуссии — 168, 169, 122, 1174, 334, 589, 590, 315, 452, 596, 1098, 313, 94, 1105 и др.) отражаются эти вопросы.

Особо следует отметить практическое использование включений в природных кварцах при организации гидротермального выращивания горного хрусталя в лабораторных и полужаводских условиях, а также воспроизведение газовой-жидких включений в искусственных кристаллах. Это рассеяло многие сомнения в минералогической термометрии и при определении химического состава. Часть этих достижений была освещена в первых двух специализированных сборниках «Исследования минералообразующих растворов» (1957—1958 гг.), переведенных в 1965 г. на английский язык, а также в нашем докладе на первом Всесоюзном совещании по минералогии и геохимии (апрель, 1954 г.).

Всесоюзные совещания*. 60-е годы ознаменовались консолидацией усилий для разностороннего использования включений минералообразующих растворов и расплавов для науки и практики. Уже на первом совещании была создана Всесоюзная секция исследователей включений, облегчившая созыв всех последующих совещаний, обмен опытом и координацию работ в нашей стране. На XXII сессии МГК в Индии (1964 г.) была организована Международная комиссия рудообразующих растворов во включениях (КОФФИ), которую в течение 10 лет возглавлял председатель советской национальной секции**. За этот период были организованы и проведены четыре международных симпозиума в Праге (1968), Токио—Киото (1970), Монреале (1972) и Варне (1974), а также пять всесоюзных совещаний.

Каждое совещание существенно стимулировало развитие новых направлений в термобарогеохимии. К 60-м годам школа советских термобарогеохимиков окрепла и расширилась.

Приведем наиболее характерные черты и главные результаты этих совещаний, определивших поступательное движение нашей отрасли науки вперед.

I Всесоюзное совещание (1963 г., Москва, МГУ) оказалось примечательным для начала развития новых, термобарогеохимических методов поисков и оценки месторождений. Большое внимание было уделено теоретическим аспектам минералогической термобарометрии, методам и технике исследования газовой-жидких включений и их химического состава. Наиболее широко был рассмотрен генезис месторождений металлов и неметаллического кристаллосырья. Были рассмотрены вопросы возрастных взаимоотношений в паре «руда—дайка», микрокристалломорфологии вакуолей и ультрамикроминералогии многофазовых включений.

II Всесоюзное совещание (1965 г., Новосибирск, Академгородок) акцентировало внимание на физико-химических аспектах развития

* Итоги и решения этих совещаний опубликованы: 1) «Сов. геология», 1963, № 12; 2) Минералогическая термометрия и барометрия, «Наука», 1965; 3) Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. «Наука», 1968; 4) «Сов. геология», 1969, № 7; 5) Геол. и разведка, 1974, № 7; 6) «Геохимия», 1977, № 8.

** Устав Комиссии опубликован в книге «Исследования минералообразующих растворов». М., «Недра», 1966, с. 257—259.

теории эндогенного рудообразования: в 28 докладах были охарактеризованы конкретные месторождения разных типов в свете данных, полученных с мерой и числом по включениям в минералах руд и пород. Была рассмотрена новая генетическая классификация эндогенных месторождений и представлены критерии их диагностики по включениям в минералах руд. Особое внимание уделялось рассмотрению новых методов и технике исследований включений, в частности барометрии, криометрии, электронной микроскопии, термозвуковой и термобарической декрепитации и кинофильмированию динамики процессов, происходящих во включениях при замораживании и нагревании их растворов.

В широком плане было представлено использование газовой-жидких включений в практике поисков и разведки эндогенных месторождений. Кроме того, были предложены принципиально новые виды специальных съемок с применением термобарогеохимического опробования и дисперсионным анализом собранных данных. Было сформулировано учение о геохимической и геологической средах и их взаимодействии, а также положено начало развитию исследований органического вещества в углеводородных включениях минералов магматических пород. Из наиболее важных методических достижений следует отметить волюмометрический метод изучения состава газов в индивидуальных включениях, а также элементного и минерального состава затвердевших включений расплавов и твердых осадков на стенках вакуолей газовой-жидких включений с помощью электронного микроанализа.

III Всесоюзное совещание (1968 г., г. Александров, ВНИИСИМС) ознаменовалось обсуждением и одобрением расширенной генетической классификации нормальных и аномальных включений, рассмотренной на I Международном симпозиуме КОФФИ (1967 г., Прага). Огромный объем материалов, доложенных на II Всесоюзном совещании, а также работ, опубликованных перед III совещанием, вызвал необходимость дать название новой отрасли науки, определить основные направления ее развития и место среди смежных наук (Ермаков, 1968₁).

В отдельной секции III Всесоюзного совещания в качестве нового направления термобарогеохимии рассматривалась петрология магматических пород по затвердевшим включениям в минералах. Термобарометрия на совещании получила значительное подкрепление материалами по искусственному воспроизведению газовой-жидких (в том числе многофазовых) включений в кварце и кальците. В геохимии растворов, содержащихся во включениях, новые успехи были связаны с изучением изотопии благородных газов и определении состава с применением газовой хроматографии.

Таким образом 60-е годы ознаменовались становлением термобарогеохимии как отрасли науки, занявшей на стыке геохимии и минералогии промежуточное положение.

В 1961—1972 гг. были заложены методологические основы дальнейшего развития термобарогеохимии, так как термобарические испытания многофазовых включений в значительной мере помогли выявлению основной минеральной формы движения материи.

IV Всесоюзное совещание (1973 г., Ростов-на-Дону, СКИНЦ Высшей школы) по термобарогеохимии процессов минералообразования привлекло внимание 389 советских исследователей, большое количество (235 тезисов) докладов которых было опубликовано в специальном сборнике. Кроме того, в совещании впервые участвовали представители социалистических стран, приехавшие из Монголии, Польши, Румынии и Чехословакии. В докладах были освещены первые итоги исследований включений в космогенных минералах и аутигенных образованиях морского дна и систематизированы результаты испытаний включений органических веществ очень разнообразного возраста и происхождения. Приложение существующих методов и усовершенствованной техники в прежних направлениях к многочисленным месторождениям и минеральным образованиям позволило углубить понимание их генезиса.

Наиболее важными в прикладном отношении явились уже оправдавшиеся новые подходы в отыскании «слепых» тел и рудных столбов на золоторудных, редкометалльных, полиметаллических и слюдоносных объектах, а также в экспрессных методах оценки качества некоторых видов минерального сырья.

Таким образом, IV совещание, как и предыдущие три, явилось важной вехой в развитии термобарогеохимии в Советском Союзе и за рубежом. Почти все наши публикации реферируются или печатаются полностью на английском языке.

Главной задачей юбилейного V совещания (1976 г., Уфа, Башкирский филиал АН СССР) являлось обсуждение планов развития термобарогеохимии на десятую пятилетку.

Республиканские совещания. Перед V Всесоюзным совещанием 1976 г. (для разгрузки программы его заседаний) в 1975 г. были проведены два тематических республиканских совещания во Львове и Алма-Ате, оказавшихся полезными для обмена опытом между исследователями углеводородов и углекислоты во флюидных включениях, а также для освещения методов и результатов термобарометрического изучения месторождений Средней Азии и Казахстана.

Кроме заседаний в республиканских отделениях и подсекциях на местах Центральное бюро советской секции Научного совета по рудообразованию провело учебные семинары в Грузии, Армении и Азербайджане, где демонстрировались кинофильмы по включениям и проводились практические занятия.

Спецкурс «Исследования включений» растворов и расплавов в минералах руд и пород в 1975 г. был официально допущен Министерством высшего и среднего специального образования СССР для преподавания студентам геологических специальностей вузов. Это несомненно будет содействовать дальнейшему прогрессу в использовании информативных микрообъектов минеральной природы и, главное, росту молодых кадров геологов-микроскопистов — термобарогеохимиков.

Диссертации и литература. Углубление и развитие научно-прикладных направлений в термобарогеохимии в значительной мере было связано с защитой диссертаций, выпуском трудов совещаний в виде сборников тезисов и докладов, публикациями статей в периодической

литературе, книг и методических руководств. В результате изучения включений растворов и расплавов за 25 лет было защищено около 150 диссертаций, из которых 12 — на соискание докторской степени.

За это время в Советском Союзе появилось 2030 статей и 20 книг отдельных авторов, одна из которых была опубликована за рубежом на английском языке (1965 г.), а другая удостоена премии им. В. И. Вернадского за 1975 г. Около половины публикаций статей и тезисов (1140) приходится на 70-е годы. За период с 1951 по 1975 г. в зарубежных странах было опубликовано 620 статей и 7 книг главным образом по газовой-жидким включениям в минералах.

За границей наиболее крупный вклад в нашу отрасль науки был сделан Э. Ингерсоном, Э. Роддером, Г. Дейша, Г. Смитом, Х. Имаи, С. Такенаучи и другими известными учеными.

Нарастающий поток информации по термобарогеохимическим направлениям исследований с 1971 г. привел к необходимости введения в реферативном журнале «Геология» нового раздела «Включения в минералах» (08В). Итоги и решения всех предшествовавших совещаний были опубликованы или в сборниках трудов, или в периодических журналах. В них содержатся и критический анализ становления новой отрасли науки, и рекомендации на будущее.

Лабораторная база. В 40-х годах в нашей стране были организованы две специализированные лаборатории, оборудованные примитивно. Количество лабораторий и лабораторных ячеек в СССР стало резко возрастать только в 60-х годах и достигло 80. Однако развитие технической базы наших исследований часто оставляет желать лучшего, так как лишь 5 лабораторий — в Новосибирске, Москве, Львове, Уфе и Ростове-на-Дону — оснащены всем необходимым, в том числе дорогостоящим, новейшим оборудованием. В крупных городах развитие всех наших направлений исследований осуществляется путем кооперации между лабораторными ячейками разных учреждений.

Недостатки в развитии термобарогеохимии в СССР. Развитие термобарогеохимии сопровождалось некоторыми недостатками объективного и субъективного характера.

К первым относится отсутствие унифицированного «малого» оборудования лабораторий и лабораторных ячеек, предназначенного для гомогенизации и криометрии включений. Потребность в заводских декрепитометрах для термобарогеохимических поисков и оценки минерального сырья еще значительно превышает их производство. К числу аналогичных недостатков следует отнести отсутствие стандартных методов исследования состава содержимого включений как жидкостей, так и газовых фаз.

Недостатки субъективного характера менее существенны и связаны с отклонениями от установленных исследовательских норм и подходов к включениям. Например, известное беспокойство вызывает стремление применять декрепитацию широко и к разным минералам для определения температур минералообразования или попытки судить о щелочности—кислотности растворов по водным вытяжкам (без специальных пересчетов).

Небольшая группа исследователей использует для температурных измерений методом гомогенизации наряду с нормальными и аномальные — частично взорванные и дочерние включения с неизбежно нарушенными изменениями объема вакуолей и соотношений фаз, тем самым вызывая понятное недоверие к результатам своих исследований. С необоснованной уверенностью в точности результатов в ней коллоидно-метрически распределяются кислотность—щелочность индивидуальных включений растворов с разными количественными содержаниями летучих различного состава, теряющихся даже при быстром вскрытии газовой-жидких включений. Это существенно влияет на значения величины рН, которая зависит от давления и температуры растворов, а эта зависимость еще недостаточно изучена даже в искусственных системах. Результаты таких определений и построенные по ним графики режима щелочности—кислотности в ходе былого глубинного минералообразования, полученные при комнатной температуре и атмосферном давлении, пока не могут быть обоснованы и приняты, так как они не надежны даже для очень широких термодинамических интерполяций. Представления о длительных состояниях кипения (гетерогенности) растворов, за исключением некоторых случаев действия водных и углекислотных гидротерм в каналах, соединенных с поверхностью, по включениям также не могут быть обоснованы.

Однако необходимо обратить внимание и на более общие недостатки. На фоне быстрого накопления конкретных данных о физико-химических параметрах минералообразования начинает заметно обозначаться некоторое отставание в строго научной интерпретации фактов. Иногда термобарогеохимии заканчивают свои трудоемкие исследования лишь формальным подведением итогов по разным генетическим классам и типам месторождений. Еще недостаточно используются методический аппарат современной физико-химии и возможности математического моделирования процессов в истолковании качественных и количественных результатов.

§ 1. ОБЩИЕ ДАННЫЕ И ИНФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ВКЛЮЧЕНИЙ

Мир микровеличин предоставил естественным наукам широкие возможности развития и новых открытий, обеспечив принципиально новыми источниками информации.

В геолого-минералогических науках основным источником точных знаний о происхождении и изменении минеральных веществ земной коры выступили *микроробы плененных минеральных материнских расплавов и растворов*.

Эти геохимические системы включений объективно и наглядно представляют глубинное минералообразование во всем его разнообразии. Оказалось, что такие включения, характерные для минералов Земли, свойственны и минералам внеземных объектов и также раскрывают условия их происхождения.

Под включением вообще следует понимать участок кристалла, вещественно не входящий в его закономерную структуру, герметически изолированный в процессе роста минерала-хозяина и имеющий с ним фазовую границу.

Все минералы в процессе кристаллизации консервировали микрокапли материнской среды, из которой происходил их рост или регенерация. Этой средой являлись или расплавы или минералообразующие газовые и водно-жидкие растворы.

Средние размеры включений любой среды, использующиеся для исследований, варьируют в пределах 0,01—0,1 мм. Чем крупнее их величина, тем легче они поддаются изучению под микроскопом, а также экспериментальным и аналитическим исследованиям. Включения более 1 мм в поперечнике встречаются очень редко, а уникальные по размерам вакуоли, заполненные растворами, имеют объем 0,5—1 см³. Минимальные размеры вакуолей включений, установленные под электронным микроскопом, составляют $2 \cdot 10^{-5}$ мм. Форма их вакуолей крайне разнообразна: от объемных субизометрических, негативно-ограниченных или полугогранных до шарообразных и трубчатых. Она зависит в большей мере от структуры включающего кристалла и от механизма образования самих вакуолей. Очень часто в залеченных микротрещинках встречаются уплощенно-округлые или неправильные до амебовидных включения, форма которых не подчинена кристаллографическим закономерностям образования минералов.

Количество газово-жидких включений в минералах земной коры огромно, и вода, заключенная в них, по мнению В. И. Вернадского,

соизмерима по объему с водой Мирового океана, а углекислота, плененная во включениях, превышает ее содержание в атмосфере. В некоторых образцах «мутных» гидротермальных минералов их суммарный объем по отношению к минералу—хозяину варьирует от 1 до 5 об.%. В этих случаях включения ощутимо отражаются на вариациях плотности минералов и на их п.п.п. По оценке некоторых ученых количество включений в жильных минералах белого цвета (кварц, кальцит) может достигать от 10^{15} до 10^9 на 1 см^3 и зависит от скорости кристаллизации. Наши генетические представления о глубинном минералообразовании несравнимо расширяются при рациональном использовании мириадом включений и их ансамблей, представленных в минералах пород и руд.

Среди большого разнообразия микровключений при познании минеральной природы следует различать три разные категории этих образований: 1) *включения минералообразующих сред* в виде сингенетических и субсингенетических микросистем растворов и расплавов, материнских для каждого включающего минерала; 2) *включения окружающей среды*, не поставивших или почти не поставивших минералообразующих веществ для образования кристаллов, их агрегатов или аморфных веществ; 3) *твердые включения*, захваченные минералами при росте из геохимической среды, в которой они находились или кристаллизовались, синхронно с ними.

А. *Термобарогеохимия* для точного генетического познания минеральной природы и научно-практических целей широко использует *первую категорию* включений, так как именно эти включения в течение миллионов и миллиардов лет сохраняют для исследователей всю основную наследственную информацию о происхождении минералов (руд и пород) и доносят до нас события давно минувшего прошлого. Изучению этих включений, хранителей «генетической памяти» минералов, методам и технике их исследований, а также разностороннему использованию их посвящена наша книга. Поэтому здесь мы остановимся лишь на самых кратких сведениях о двух других категориях включений, чтобы к ним более почти не возвращаться из-за их ограниченной информативности в термобарогеохимии.

Б. *Включения окружающей среды* консервируются в минеральных образованиях разного происхождения. Для их понимания мы перечислим только наиболее характерные случаи.

Простейшим примером являются палеоатмосферные включения воздушных пузырьков в янтарях и современных смолах. С помощью масс-спектрометрических и других анализов по ним можно будет установить изменения, происходившие в земной атмосфере за последние 120 млн. лет.

В минералах возгона (сера, галит и др.), образующихся при фумарольной деятельности, мы встречаемся уже с воздушно-экспаляционными (смешанными) включениями газов.

В газе консервируются воздушные включения тропосферы Земли, в основном состоящие из азота и кислорода (около 99%), а также аргона и углекислоты (менее 1%).

В тектитах, выпавших на Землю, обычно присутствуют газовакуумные включения с внутренними давлениями от 5629 до 19 Па*. В очень разреженном заполнении их обнаруживаются водород и двуокись углерода, а также азот, редкие (до 6 об.%) и сернистые (3—4%) газы. Эти данные относятся к молдавитам. В австралитах, филиппинитах и других космогенных стеклянных шариках количественные соотношения смесей газов могут быть иными.

В стеклянных шариках и силикоглассах из реголита Луны, доставленных автоматической станцией «Луна-16», в составе газовакуумных и газовых включений, исследованных адсорбционно-волюмометрическим методом, установлены двух-, трех и четырехкомпонентные смеси газов с внутренними давлениями при комнатной температуре, варьирующими от 50 6662—1876 до 252 312 Па. Последние, вероятно, относятся к лунным шарообразным минилапиллям, связанным с вулканическими выбросами капелек силикатных лав в безвоздушную среду.

Таким образом, включения окружающей среды имеют познавательное значение не столько для выявления процессов и явлений минералообразования, сколько для выяснения состояния окружающей среды, их проявления и развития.

В. Твердые включения — это включения неминералообразующих сред. В отличие от затвердевших включений расплавов (категория А) они захватывались минералами уже в твердом состоянии, например в виде магматических аксессуариев, в которых при очень больших увеличениях можно также обнаруживать реликты минералообразующих сред и иметь по ним суждения об условиях происхождения этих аксессуариев. Минеральный состав аксессуарных включений, выделившихся из расплавов до включающих макроминералов в виде мельчайших зернышек, микролитов, иголочек и тончайшей пыли, в известной мере указывает на элементный состав первоначальной магмы и в некоторой степени служит целям выявления ее металлогенической специализации.

По относительному времени и способу образования среди твердых включений нами выделялись минералы предшественники и присыпки, спутники и вростки (Ермаков, 1949). Первые характеризуются идиоморфной огранкой. К ним относятся отмеченные выше аксессуарные включения, а в гидротермалитах — игольчатые включения рутила и других минералов, характерных для кварца — волосатика.

В горном хрустале и других минералах свободного роста часто наблюдаются мелкие обломки минералов из окружающих пород в виде присыпок, отложившихся на гранях былого роста кристаллов, обращенных кверху. Такие твердые включения обычно не имеют даже отдаленного родственного сходства с захватившим их минералом-хозяином в отличие от твердых минералов-спутников, сингенетически выраставших на приютившем их кристалле.

Иногда при одновременной кристаллизации пар минералов, например в пегматитах, образуются твердые включения минералов-«врост-

* В Международной системе единиц (СИ) 1 мм рт. столба = 133,322 Па-скаля (Па).

ков», которые показывают направление роста и различия в скорости своего образования и нарастания граней включающего минерала.

Ограниченное научно-познавательное значение твердых включений кроме моментов, отмеченных выше, связано с выявлением «внутренних» парагенезисов минералов и интерпретациями спектральных и химических анализов мономинеральных фракций.

Прикладное значение их изучения связано с дефектологией кристаллосырья и сырья для плавки, так как она, как и газово-жидкие включения, нарушают пьезо- и оптические свойства кристаллов, отражаются на электрической прочности конденсаторной слюды, а в сырье для плавки обеспечивают разные добавки в расплавах.

Информационные ряды. Термобарогеохимия с самого начала своего развития использована для широких генетических выводов микровключения материнских растворов и расплавов, которые в наиболее общей классификации располагаются в трех информационных рядах (табл. 1).

Таблица 1

**Информационные ряды и категории включений
(по Н. П. Ермакову, 1948—1976 гг.)**

Ряд	Основания для выделения	Классы геохимических систем включений		
I	Агрегатное состояние и генетические показания содержания содержимого вакуолей	1. Затвердевшие (расплавные — магматические)	2. Газовые (пневматолитовые)	3. Водно-жидкие (гидротермальные до холодноводных)
II	Относительное время и способ образования	4. Первичные (сингенетические)	5. Мнимовторичные или первично-вторичные (субсингенетические)	6. Вторичные (эпигенетические)
III	Степень гомогенности и информативности совокупностей включений	7. Изначально гомогенные (нормальные) высокоинформативные микропорции минералообразующих сред	8. Сопутствующие постгомогенные (псевдоаномальные) жидкие или газовые части гетерогенизовавшихся макросистем минералообразующих сред	9. Агомогенные и аномальные (непредставительные) включения растворов и расплавов, претерпевшие аномализацию

Категории и сообщества включений в минералах пород и руд

В результате систематических исследований *по составу и агрегатному состоянию* нами был выделен первый ряд главных классов включений: *затвердевших* (расплавно-магматических), *газовых*, *характерных* для проявлений пневматолита, и *водножидких* (часто углекислотных), насыщающих гидротермальные минералы рудных месторождений.

Второй генетический ряд оказался необходимым для привязки получаемых результатов к *относительному времени действия и механизму образования* геохимических микросистем, законсервированных в минералах. Он включил классы первичных — сингенетических, мимовторичных (первично-вторичных) — субсингенетических и вторичных — эпигенетических микровключений.

Во всех шести классах нами были выделены типы и виды включений, позволяющие объективно ориентироваться в развитии процессов и явлений эндогенного минералообразования.

Однако дальнейшее развитие термобарогеохимии в применении к макро- и микроприродным объектам, особенно магматического происхождения, потребовало для расшифровки некоторых процессов и явлений, а также обособления третьего информативного ряда с выделением в нем *гомогенных, сопутствующих и агомогенных (аномальных) включений* (см. табл. 1).

Еще в 1950 г. нами было установлено совместное нахождение в одной и той же зоне роста кристаллов или в залеченной микротрещине водно-жидких и газовых включений, а Ф. К. Шипулин (1953) отметил для гранитов сосуществование газовых и затвердевших раскристаллизованных включений. Такое сосуществование было истолковано как свидетельство временных вскипаний (гетерогенизации) растворов и расплавов в результате спада давления.

Позднее в гранитоидных интрузивах разного состава рядом исследователей кроме уплотненных газов и обычных, общераспространенных затвердевших включений отмечались включения силикатно-водных консерватов, концентрированных водно-солевых и безводных силикатных жидкостей (расплавов-растворов) с высокими температурами гомогенизации. Все их нельзя было истолковать как вторичные образования для каждой данной магматической породы. Такие включения не отражают также ликвации в родоначальной магне, а фиксируют эволюционное развитие процесса кристаллизационной дифференциации в завершающие стадии становления интрузивов. Они должны быть обособлены в отдельный класс, который ранее мы обозначили особым названием — псевдоаномальные включения. Это название, в общем, неопределенное, не отражает существа процесса появления сообществ таких включений. Поэтому здесь мы предлагаем другое название: *сопутствующие* (постгомогенные) включения, занимающие в третьем классификационном ряду сообществ включений промежуточное место между нормальными изначально гомогенными, представительными для физических экспериментов и анализов, и агомогенными (аномальными), не представительными для этих целей. Это не только упорядочивает номенклатуру включений, но и восполняет недостающее звено в их современной классификации. Кроме того, это поможет избежать возможных ошибок при семантических интерпретациях результатов термобарогеохимических исследований.

Изначально гомогенные включения консерватов минералообразующих сред наиболее хорошо изучены и представлены во многих типах, видах и разновидностях включений, входящих в первые два ряда все-

общей классификации. Именно условие первичной гомогенности захваченных минералами нормальных микропорций расплавов и растворов определяет высокую информативность и точность экспериментов с ними в отличие от агомогенных и аномальных включений, совсем не пригодных для определения температур и агрегатных состояний растворов.

Агомогенные включения, различные по своему составу и происхождению, могут быть расплавно-магматическими, газовыми и жидкими, а по относительному времени возникновения первичными, мнимовторичными и вторичными. Синхронно с минералообразованием, по мнению И. Т. Бакуменко (1975), они могут возникать в результате консервации капелек магмы, уже содержащих твердые микрофазы в виде минералов предшественников или спутников, которые обычно наблюдаются в виде аксессуарных минералов в породах и рудных жилах. Субсинхронно аномальные включения образуются в результате расщурования и перенаполнения полостей включений по возрожденным микротрещинкам и постгенетически по причине полного или частичного разрушения (взрывания) вакуолей, часто с образованием ореола «дочерних» включений с резко нарушенными соотношениями фаз. Все агомогенные и аномальные включения не пригодны для термометрических измерений.

Сопутствующие постгомогенные включения представляют исследователям значительно более весомый материал для познания эволюции и флуктуаций в минералообразующих средах и для определения основных термодинамических параметров завершающей стадии интрузивного процесса, когда фазы расплавов находятся в устойчивом — подвижном неравновесии друг с другом. В таких случаях в минералах интрузивных пород на фоне нормальных кристаллически-зернистых или кристаллически-стекловатых силикатных включений различаются кристаллофлюидные солевые, часто с водой и углекислотой, или субингенетические флюидные газовые и газовой-жидкие, которые возникают в случаях временных вскипаний магмы. Они характеризуются широкой гаммой фазовых наборов в совокупности включений. Эти включения представляют целостные геохимические микросистемы, а не их части, но для данного микрообъема интрузии и для определенного момента ее развития они характеризуют гетерогенность макросистемы (участка) минералообразующей расплавной среды интрузии.

§ 2. АГРЕГАТНЫЕ СОСТОЯНИЯ, СОСТАВ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПОКАЗАНИЯ СОДЕРЖИМОГО ВАКУОЛЕЙ

Разнообразие включений со составу и агрегатному состоянию впервые было отражено в нашей классификации в 1948 г. Ее принципы сохранились в литературе до настоящего времени. Однако геохимические системы включений в минералах в видовом отношении оказались более разнообразными.

Подвижные минералообразующие глубинные растворы и расплавы, герметизированные во включениях, представлены всеми тремя агрегатными состояниями веществ, известными на Земле: твердым, жидким и газообразным.

Твердые фазы минералов-узников и силикатное стекло наиболее характерны для образований магматического происхождения — затвердевших и остаточном-магматических (кристаллофлюидных) включений. Жидкие фазы доминируют в вакуолях гидротермальных минералов и представлены высоко- или слабоконцентрированными источниками, иногда коллоидными растворами. Такие растворы, очень разнообразные по плотности, насыщены солями и газами, главным образом углекислотой, сероводородом и др.

Газовые включения могут быть высокоразреженными или, наоборот, конденсированными почти до степени флюидной жидкости. Они являются водными или безводными газовыми смесями, а иногда представляют собой аэрозоли.

Объем монографии не позволяет нам детально охарактеризовать в 3 информативных рядах классы, типы и виды включений и проиллюстрировать их таблицами микрофотографий. Поэтому чаще, чем хотелось бы, приходится делать ссылки на наши предыдущие книги (Ермаков, 1949, 1950, 1972) и на книгу «Магматогенная кристаллизация»... И. Т. Бакуменко (1975), где эти микрофотографии были опубликованы*.

При подразделении включений на главные классы и типы в первую очередь учитывается фазовый состав их заполнения при обычной температуре (табл. 2). На этом основании нами, как и ранее (1972 г.), выделяются в классах 9 типов включений минералообразующих сред (рис. 2), а их виды и разновидности обозначены буквенными индексами.

Магматические включения затвердевших расплавов. *Аморфные вулканические включения* силикатных стекол разного состава обычно с одним или несколькими газовыми пузырьками характерны в основном для фенокристаллов эффузивных и экструзивных пород, вулканических бомб и пемз. В качестве закалочных они встречаются в эндоконтактах гранитоидов и щелочных пород (табл. II—72, табл. I—II—75).

Химический состав включений зависит от состава магмы, капли которой были капсулированы по зонам роста минералов-вкрапленников. В эти капли при замедленном охлаждении успевали выделиться микроминералы-узники (кристаллиты) и изредка солевые сферолиты. Во всех случаях при высокотемпературном нагревании в термокамере под микроскопом системы стекловатых включений, гетерогенные при обычной температуре, снова превращаются в гомогенные капли расплавов для андезитов-дацитов, андезитов и базальтов обычно в интервале температур от 1100 до 1400°C. Часто фиксируется снижение температур гомогенизации от внутренних к внешним зонам фенокристаллов (Ермаков, Долгов, 1970). В шарообразных пузырьках газов сохраняются

* Пояснение к ссылкам на микрофотографию типов и видов включений в § 2 и 3 данной книги: табл. II-72, *a* и *b* указывает на фототаблицу II, микрофото *a* и *b*, помещенные в книге Н. П. Ермакова «Геохимические системы включений в минералах» («Недра», 1972), а ссылки на табл. I-75 — на фототаблицу книги «Магматогенная кристаллизация»... группы авторов («Наука», 1975).

**Увязка включений с процессами минералообразования
(по Н. П. Ермакову, 1950 г.)**

Группы и типы включений	Характеристика и генетическое значение включений			
	Наблюдающиеся во включениях фазы и их отношения	Гомогенная фаза после нагревания	Состояние захваченной маточной среды	Происхождение включающих минералов
I. Затвердевшие 1. Кристаллизованные	К; К + Г	Жидкий расплав	Магматические расплавы, расплавы, затвердевшие на глубине	Пирогенное Минералы интрузивов
2. Аморфные	С; С + Г; С + Г + К	„ „	Расплавы, застывавшие на поверхности	Минералы эффузивов
II. Газовые	Г;		Надкритические газовые растворы	Пневмолитовое
1. Существенногазовые	Г 3/4 + Ж 1/4	Газ	Газовые растворы	Собственно пневмолитовые минералы
2. Газово-жидкие	Г 1/2 — 3/4 + Ж 1/2 — 1/4 Г 1/2 + Ж 1/2 + К	Газ (пар)	Растворы паров воды	Пневмолитогенные минералы
III. Жидкие водных растворов	Ж 1/2 + Г 1/2 + К Ж 1/2 + Г 1/2 Ж 1/2 + Г 1/2	Жидкий раствор	Водные растворы разных концентраций и температур	Гидротермальное Холодноводное
Жидкие — истинных растворов	Ж + К; Ж			

К — кристаллы; С — вулканическое стекло; Г — газ (пар); Ж — жидкость. Цифры показывают относительное количество фазы в постоянном объеме включения при комнатной температуре.

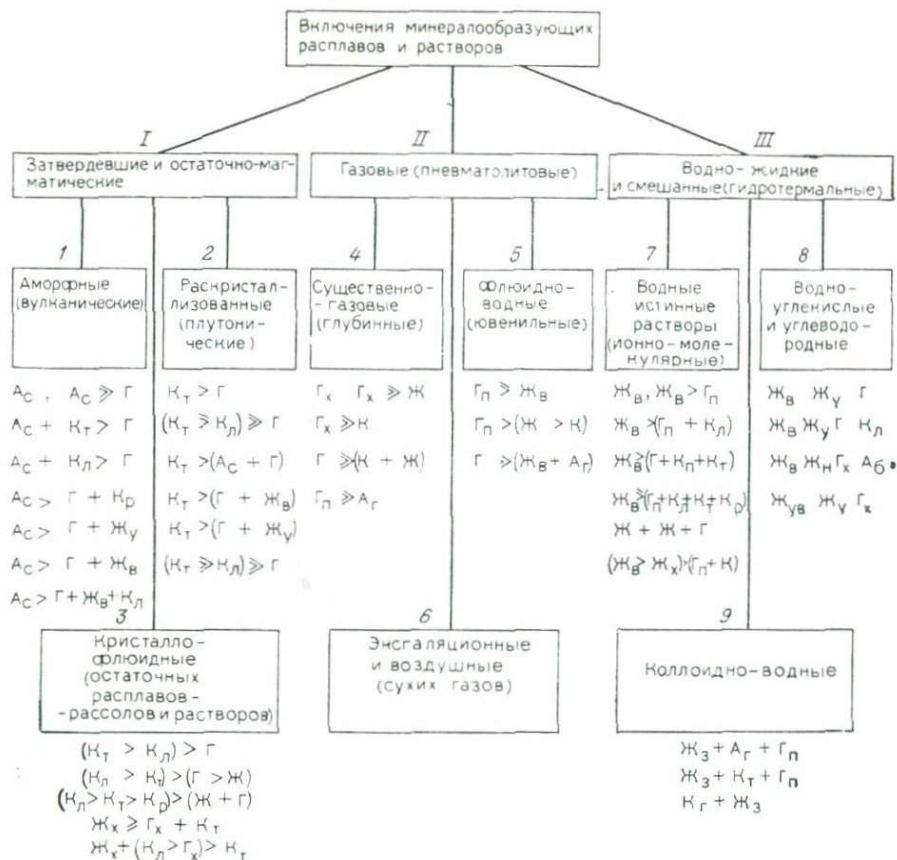


Рис. 2. Схема классификации минералообразующих сред по составу и состоянию (по Н. П. Ермакову)

Буквенные обозначения и индексы: А — аморфные, Г — газовые, Ж — жидкие, К — кристаллические, в — водные, у — углекислые, ув — углеводородные, п — пар, с — стекло, г — гель, з — золь, л — легкорастворимый галлоид, т — труднорастворимый силикат, р — рудный минерал, х — смесь газов.

Римские цифры — нумерация типов включений; арабские — виды включений; буквенные индексы характеризуют разновидности систем включений

подлинными минерализаторами магмы. В них чаще всего встречаются двуокись углерода, кислые газы, реже водород, азот и редкие газы.

Раскристаллизованные плутонические включения представлены кристаллически-зернистым заполнением вакуолей с газовыми обособлениями неправильной формы. Они наиболее характерны для минералов интрузивных пород и магматических рудных залежей (табл. III—72, табл. III—VII—75). Иногда при быстром охлаждении интрузива на контактах во включениях содержится стекло (не полно раскристаллизованные включения). Разнообразие их микроминерального состава (силикатного, галлоидного и рудного) целиком зависит от состава кри-

сталлизирующей интрузивы магмы. Температурный уровень гомогенизации таких включений снижается обычно от ультраосновных пород к кислым и особенно к щелочным. Так, рудоносные пикритовые габбро-долериты Норильска и Талнаха содержат в пироксенах включения гомогенизирующиеся при температурах 1320—1260°C при наличии в газовой фазе CO_2 с примесью H_2S , SO_2 , NH_3 , HCl , HF . В щелочных породах платформ ультраосновного комплекса в разных районах СССР установлены температуры гомогенизации включений силикатных расплавов в интервале 1450—1000°C. Нефелиновые сиениты характеризуются более низкими температурами гомогенизации—от 780 до 1040°. Этому содействует значительное содержание в составе материнской магмы легколетучих компонентов—в первую очередь воды, углекислоты и углеводородов, а также Cl , F , SO_4 и HCO_3 . В минеральном составе включений гранитообразующих кислых магм, обычно гомогенизирующихся в интервале 880—1080°C, развиты порообразующие силикаты, а также галоиды и характерные акцессории (табл. III I, Д—1972), а в составе минерализаторов устанавливается большое количество двуокиси углерода, а также SO_2 , NH_3 , HF и HCl .

Кристаллофлюидные включения остаточных расплавов—рассолов представлены разновидностями от существенно силикатного типа до существенно солевого (галоидного). В зависимости от количественного содержания в них газа и остаточной жидкости они гомогенизируются при температурах в интервале от 700 до 550°C. Эти включения часто характеризуются большим разнообразием микроминералов-узников (до 20 твердых фаз), среди которых силикаты и алюмосиликаты, хлориды, фториды и другие галоиды (табл. IV, и XXVII—72). Нередко встречающиеся рудные минералы развиты обычно в виде окислов, гидроксидов и необычных кристаллических соединений (хлорид алюминия и цинка и др.). В подвижной флюидной водной фазе таких включений обычно растворены переменные количества NaCl , NaF , KCl , LiCl , CaCl_2 , SiF_6 , MgCl_2 , FeCl_{2-3} , NaHCO_3 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, Na_2SO_4 , K_2SO_4 , Fe_2SO_4 , CaSO_4 , $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ и другие хлоридные, бикарбонатные, борные и сульфатные легкоподвижные соединения с металлами и металлами.

Флюиды такого сложного химического состава в процессе позднейшей эволюции вызвали явления метасоматоза и перекристаллизации в первичных зонах пегматитовых тел. Они обуславливали редкометалльную минерализацию. Среди кристаллофлюидных включений можно различать остаточные расплавы-рассолы и расплавы-растворы (вплоть до силикатных жидкостей, не содержащих при комнатной температуре даже минералов-узников).

Кристаллофлюидные включения характерны для гранитных пегматитов и обычны для карбонатитов. В нашей книге (1972) их микрофотографии представлены с пояснениями на табл. IV.

Пневматолитовые включения газовых смесей. *Существенно газовые* ювенильно-глубинные включения ненасыщенных газов малой плотности весьма обычны для минералов раннего этапа грейзенизации и скарнообразования, а также для гранитных пегматитов

замещения и минералов камерной кристаллизации. В нефелине уртитов и в эвдиалитах щелочных пегматитов Хибинского массива во множестве были установлены углеводородные горючие газы (табл. I—72, б, табл. VII—72, а и б).

При комнатной температуре вакуоли существенно газовых включений заполнены газовой фазой более чем на $\frac{3}{4}$ объема (табл. V—72, в, г, д; табл. VI—72, е), а иногда почти совсем не содержат жидкого конденсата (табл. IV—72, а, б, в). Твердые фазы отсутствуют или представлены не диагностирующейся точечной рябью. При нагревании заполнение существенногазовых включений (двухфазовых при комнатной температуре) постепенно переходит в газовую фазу обычно в интервале температур 510—270°C (Ермаков, 1949).

В составе газов по морфонам и топазам Волыни З. И. Ковалишин (1962) установил валовым способом доминирующую CO_2 и в меньших количествах H_2S , O_2 , CO , CH_4 , $\text{N}_2 + \text{P.Г.}$, а Н. А. Шугурова (1968) в составе существенногазовых индивидуальных включений определила CO_2 и группу других кислых газов H_2S , SO_2 , NH_3 , HCl , HF с примесью CO , $\text{N}_2 + \text{P.Г.}$ и углеводородных газов. Аэрозоли последних иногда выделяются на стенках вакуолей в виде пленки геля, претерпевающей синерезис с характерной трещиноватостью (табл. VIII—72).

Г. П. Мамчуром (1968) для газовых включений в кварцах камерных пегматитов Волыни были установлены изменения изотопного состава углерода в пределах значений C^{13} от $-1,9$ до $-1,5$, от более ранних к более поздним генерациям минерала. Кроме того, оказалось, что метан больше обогащен легким изотопом ($\text{C}^{12} : \text{C}^{13} = 91,73$), чем углекислота ($\text{C}^{12} : \text{C}^{13} = 90,24$), что объясняется изотопным обменом углерода между разными его соединениями.

Флюидные включения ювенильных уплотненных насыщенных газов обычно присутствуют в минералах тех же типов месторождений, что и существенногазовые, но чаще на более поздней стадии пневматолитового этапа, переходной к гидротермальному этапу. Во флюидных включениях жидкий водный конденсат при обычной температуре занимает примерно от 0,25 до 0,5 объема вакуолей, а при нагревании заполнение последних целиком превращается в плотный газ — флюид, близкий к жидкому состоянию вещества (табл. VII—72, г). Температуры их гомогенизации в разных минералах (кварц, топаз, берилл, турмалин и др.) обычно находятся в пределах 300—400°C или несколько выше. Газовый состав флюидных включений в известной мере унаследован от состава разреженных растворов, ранее образовавших существенногазовые включения. Однако концентрации компонентов, особенно минералообразующих веществ в них, существенно выше.

В многофазовых флюидных включениях можно видеть наличие разнообразных минералов-узников (галит, сильвин, эльпасолит, криолит, хлорид алюминия и цинка, гидрохлорид железа и др.), растворяющихся при высоких температурах в газообразном флюиде и при медленном охлаждении снова кристаллизующихся из насыщенной и уплотненной пневматолитовой среды геохимических систем включений (табл. VI—72, д, е).

Включения вулканогенных газов. Эксгаляционные включения в инкрустациях фумарольных сублиматов представляют собой образцы ювенильной, но чаще всего смешанной газовой-вулканогенной и воздушной, среды, герметизированные в минеральных продуктах возгона (сера, галит, сассолин и др.) в виде однофазовых-газовых смесей. Состав газового заполнения таких включений зависит от изменяющегося состава ранних и поздних (по времени выделения) эндогенных эксгаляций и разных пропорций в их смесях с воздухом.

Ювенильные субвулканические газы оказываются надежно законсервированными в газовых пузырьках вакуолей вкрапленников эффузивных и экструзивных пород и находятся в объемном соответствии с теми каплями затвердевших расплавов, которые их отделили. Во включениях минералов андезитов вода составляет 80—90% от суммы газов, а в базальтах — 75% и выше. Среди легколетучих количественно второе место занимает углекислота. В свежих андезитах и базальтах обычно содержится около 6 см³ таких газов на 1 г минеральной массы (Уайт, Уоринг, 1965). В плутонических породах содержание первичных ювенильных газов на 1 г навески достигает 30 см³ и выше, что связано с их большей сохранностью в условиях высоких давлений.

Существенная роль глубинного пневматолита для полигенных месторождений по газовым включениям была впервые доказана нами (Ермаков, 1950), однако высокая степень информативности свойственна и газовым консерватам в минералах застывших лав разного состава.

Несомненно затвердевшие и газовые включения во вкрапленниках эффузивов, кристаллизовавшихся не после излияния магмы на поверхность, а еще на пути ее перемещения вверх от корней вулканов (иногда и от мантии Земли), характеризуют собой ювенильные минералообразующие среды.

В этом отношении очень интересные данные приводятся В. И. Смирновым (1976) по составу вулканических газов из базальтов уникального извержения вулкана Толбачик на Камчатке. В основе главной газовой составляющей установлен надкритический водяной газ (88—94 об. %). Концентрация хлора, окиси серы и углекислоты превышала содержание фтора в 6—300 раз. При огромном количестве истекавших газов масса хлоридных, сернистых и углекислых соединений металлов, по его мнению, могла быть достаточной для формирования крупнейших рудных месторождений, возникших из ювенильных магматогенных газов и их гидротермальных жидких конденсатов. В катионной части последних кроме значительных количеств Na+K⁺, Al²⁺ методом атомно-абсорбционного анализа установлены Fe³⁺ до 33,5; Cu до 14,0; Zn до 15,6; Pb до 1,58; Sn до 0,09; Ag —0,02 и As —0,35 частей на миллион.

Гидротермальные включения водно-жидких и смешанных растворов. *Жидкие включения истинных, обычно солевых растворов* очень широко распространены в минералах полигенных месторождений многих генетических типов, при образовании которых на поздних стадиях проявлялась гидротермальная деятельность. Только они всегда развиты на «чисто» гидротермальных, высоко, средне- и низкотемпературных месторождениях. В зависимости от

уровня основных термодинамических параметров консервации истинных жидких растворов при обычной температуре различаются трех- и многофазовые, двухфазовые и однофазовые жидкие включения (табл. IX, X, XI—72). Последние характерны для минералов конца гидротермального процесса, протекавшего в тепловодной или даже холодноводной жидкой гидротермальной среде. Температуры гомогенизации в жидкую фазу высококонцентрированных (до 55 вес%) многофазовых включений обычно находятся в интервале 350—550°C, а двухфазовых — от 200 до 350 и от 50 до 200°C.

Химическими анализами вытяжек и ультрамикрoанализами индивидуальных включений в гидротермальных минералах камерных гранитных пегматитов Волыни, Центрального Казахстана и Майдантала (Чирчик) установлены анионы Cl^{-1} , F^{-} , C_4^{2-} , O_3^{2-} , HCO_3^{-} , PO_4^{3-} , CO_3^{2-} , BO_3^{3-} , SiF_6^{2-} и катионы Na^{+} , K^{+} , Li^{+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , SiO_2^{-} , а спектральными анализами — Ti, Cr, Ni, Cu, Pb, Zn, Zr, Ba и La в десятых и тысячных долях процента. Более половины анализов показали хлоридный состав и около $\frac{1}{5}$ — бикарбонатный состав остаточных водно-жидких растворов. Характеристика химического разнообразия минералообразующих растворов во включениях минералов с месторождений олова, молибдена, полиметаллов, ртути и сурьмы представлена в обстоятельной сводной работе И. Л. Ходаковского (1965).

Коллоидно-водные включения синеретических жидкостей впервые были выявлены Ю. А. Долговым (1959) и оказались распространенными в некоторых типах низкотемпературных гидротермальных месторождений, содержащих опал и халцедон. В этих минералах включения занимают как бы островное положение с «теневым» обрамлением гелем кремнезема. Последний в процессе синерезиса (в центральной части каждого участка обезвоживания) обособляет ионно-молекулярную синеретическую жидкость. В ее микропорции при охлаждении, как и в обычных жидких включениях истинных растворов, возникает пузырек пара, и на стенках включающей полости часто вырастают микрокристаллики кварца с головками, обращенными внутрь. При этом они образовывали как бы микрожеоду с газово-жидким заполнением. Результаты измерения температур по таким коллоидно-водным включениям фиксируют температуры синерезиса, но сильно отличаются от истинных значений температуры минералообразования. Эти включения вполне надежны в качестве признака гидротермально-коллоидного происхождения включающих минералов (табл. XIII—72).

Водно-углекислые и углеводородные включения характеризуются тем, что в них при комнатной температуре наблюдаются две или три несмешивающиеся жидкости, а иногда и твердые фазы. Такие сложные системы включений возникают потому, что гидротермы в различных количествах обычно содержат растворенную углекислоту, а иногда и углеводородные компоненты, вероятно имеющие каталитическое значение. При обычных температурах углекислота часто обособляется в жидком виде, окружая газовый пузырек включений, которые в этом случае называются кокардовыми (табл. XII—72). Углеводороды также иногда

обособляются в желтоватую жидкость и даже выделяются в виде битумов бурого цвета (табл. 1—72, в).

Газовые пузырьки в водно-углеводородных включениях, по-видимому, состоят из горючих газов и водяного пара. В заполнении таких включений при обычной температуре наблюдаются разнообразные объемные соотношения между водными растворами, нефтью и углекислотой, изученные Ф. П. Мельниковым (1976), который провел с ними важные эксперименты в области положительных и отрицательных температур.

Включения чистой двуокиси углерода гомогенизируются при температурах ниже $31,1^{\circ}\text{C}$, а водно-углекислые включения обнаруживают двухступенчатую гомогенизацию: сначала до этой критической температуры CO_2 , а затем при разных более высоких значениях ее. Такие включения, как будет показано ниже, имеют большое значение для определения давлений в минералообразующих растворах.

Метаморфогенные включения не вошли в классификацию табл. 1 и рис. 2, так как они не являются представителями минералообразующих сред, но дают информацию об условиях метаморфизма.

Метаморфные включения переуплотненных жидкостей и конденсированных газов участвовали в глубоком региональном метаморфизме пород и, в свою очередь, являются в какой-то мере производными самих процессов метаморфизма. По данным Ю. А. Долгова, В. М. Макагона и В. С. Соболева (1967), которые впервые выявили их в дистене, андалузите и кварце кристаллических сланцев Мамского района, такие включения при обычной температуре часто бывают однофазовыми и только охлаждение их до минусовых температур вызывает образование газового пузырька сжатия. В их составе устанавливаются водные растворы солей, иногда сжиженный азот, обычно жидкая углекислота, иногда с примесью HCl , CO , H_2 , CH_4 , N_2 . Информативность метаморфных включений углекислоты для определения общих давлений при метаморфизме разных фаций глубинности очень велика. В частности, давление флюидов при образовании дистен-гранат-двуслюдяных сланцев Мамы составляло $2,5 \cdot 10^8$ Па, в силлиманите верхнеалданской свиты для амфиболитовой фации оно составляло $6,0—6,5 \cdot 10^8$ Па, а в гранате метапород гранулитовой фации — $6,5—6,8 \cdot 10^8$ Па.

Метаморфические включения разнообразных жидких и газообразных углеводородов и отвердевших битумов, встречающихся в эндогенных и экзогенных минералах, имеют разнообразное происхождение. В гидротермальных минералах (кварц, флюорит, кальцит, шеелит и др.) эмульсионные капли жидких углеводородов могли попадать в гидротермальные воды и путем вытяжки из нефтематеринских осадочных пород. Прилипая к граням растущих кристаллов, они капсулировались в последних часто вместе с материнскими водными растворами (табл. 1, 72, в).

Широко распространенные газОВО-углеводородные, жидкие и нефтяные включения в магматических минералах Хибинского и Ловозерского щелочных интрузивов впервые установлены И. П. Петерсилье (1962) и разносторонне изучены С. В. Икорским (1967). В составе

таких включений кроме доминирующих С и Н присутствуют N, O и S (до 20—30%) (табл. I—72, а). Гомогенизация таких включений происходит в газовую фазу при 450—480°C. Указанные авторы рассматривают их в качестве продуктов магматического (химического) синтеза водорода и углерода. Однако нельзя исключать возможности того, что первоисточником углерода в щелочной магне могли оказаться ассимилированные протерозойские и архейские толщи. А. В. Сидоренко и С. А. Сидоренко (1971) убедительно показали, что в древнейших породах содержатся большие массы органического вещества в виде углерода и даже углеводородов метаморфического происхождения.

В конечном итоге нефть и горючие газы даже в менее измененных осадочных толщах являются метаморфогенным продуктом возгонки органических захоронений. Однако это не снимает пока гипотетической возможности образования углеводородов на больших глубинах земной коры путем реакций распада H_2O и CO_2 , синтеза CH_4 и других более сложных углеводородных соединений в восстановительных условиях глубокого метаморфизма, при высоких температурах и давлениях.

Метаморфизованные включения различно перекристаллизованных девитрифицированных стекол в вулканогенных минералах, подвергшихся процессам интрузивного пирометаморфизма, впервые были описаны К. Д. Хрущевым (1882).

Э. Роддер (1970) описал также метаморфизованные затвердевшие включения в минералах гранитных блоков, выброшенных вулканом на о. Вознесения, и выполнил очень интересные эксперименты по их искусственному метаморфизму путем нагревания до 1105°C. При этом он наблюдал разнообразные поучительные явления плавления, перекристаллизации и несмесимости расплавов силикатно-галоиднофлюидного заполнения включений, а также преобразования формы их вакуолей. И. Т. Бакуменко (1975) изучил метаморфизованные включения в ксенолитах вулканов Камчатки (табл. IV—75).

Природный перегрев сверх температур гомогенизации газовой-жидких и расплавных включений обычно приводит к их декрепитации с разбросом содержимого в ореоле трещиноватости (табл. XX—72). Установление метаморфизованных и взорванных включений иногда позволяет судить об относительном возрасте магматических, метаморфических и других образований, тогда когда это трудно установить обычными геологическими методами.

§ 3. ОТНОСИТЕЛЬНОЕ ВРЕМЯ И СПОСОБЫ КОНСЕРВАЦИИ ВКЛЮЧЕНИЙ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД

Каждый минеральный индивид представляет собой как бы «книжку», в которой с помощью включений «записана» генетическая история его зарождения, роста и изменения. Включения материнских минералообразующих сред являются алфавитом записей в этой книге, с помощью которого можно научиться объективно расшифровывать физико-химические условия глубинного минералообразования, относящегося к далекому геологическому прошлому. *Конкретное понимание*

«букв» этого алфавита вполне доступно для всех желающих индуктивно познавать минеральную природу в динамике ее развития с использованием семантики термобарогеохимии.

Для этого кроме визуального изучения включений под микроскопом и тщательного определения мест взятия каждого образца в полевых условиях требуется проведение физических экспериментов и анализов микропроб материнских расплавов и растворов, герметизированных в вакуолях минералов руд и пород.

Надежность показаний этих прямых свидетелей генезиса минералов зависит не только от тщательности проводимых исследований, но и от *выявления относительного времени образования самих включений*, находящихся в объеме каждого отдельного минерала или в рудном теле эндогенного месторождения. От синхронности, субсинхронности или асинхронности по отношению к ним исследованных включений зависят интерпретация полученных результатов, а также их привязка к моментам образования тех или иных минеральных объектов.

Предоставляется совершенно необходимым надежно увязывать полученные по включениям факты с определенной последовательностью герметизации содержимого вакуолей этих включений.

Семейства включений минералообразующих сред в координате времени оцениваются нами по их отношению к элементам внутренней морфологии включающих кристаллов, например к зонам роста, прослеживаемым от центра к периферии. Приуроченность включений к плоскостям былых граней роста или субсингенетическим микротрещинам, пересекающим только внутренние зоны кристаллов, или же к сквозным постгенетическим трещинам, нарушающим весь кристалл и однородность группы кристаллов, слагающих руду или породу, должна определяться со всей возможной тщательностью.

Еще в прошлом веке разделяли включения на первичные, возникшие сингенетично с кристаллами, связанные с элементами их роста, и на вторичные, возникшие постгенетично, по трещинам, нарушившим минералы после их образования. Такое подразделение позволило разобратсь в том, что часть газовой-жидких включений не является синхронной образованию включающих минералов.

Способ образования вторичных включений в результате дендритного зарастания трещинок в кристаллах легкорастворимых солей обстоятельно и с большой наглядностью был показан Г. Г. Леммлейном (Lämmlein, 1929), который сформулировал также и важнейшие признаки распознавания вторичных включений. Однако после его работы, показавшей в качестве «общего явления для многих минералов» приуроченность включений к трещинкам, наступил резкий спад интереса к изучению включений вообще, да и сам автор более чем на два десятилетия перестал заниматься ими. Создалось неправильное впечатление, что все включения, расположенные по трещинкам в минералах, относятся к постгенетическим для включающих минералов процессам, т. е. имеют вторичное происхождение.

Только в 40-х годах нам впервые удалось доказать на примере изучения многих сотен ограненных зонарных минералов (пьезооптиче-

ского сырья) факт перекрытия вмещающих включения трещинок теми или иными наружными зонами последующего роста. Даже поздние микротрещины, которые, казалось бы, пересекали все зоны роста кристаллов, на самом деле перекрывались в своем «устье» очень тонким или даже тончайшим (в несколько десятков микрон) «слоем» кристаллического вещества, принявшим завершающее участие в формировании внешней морфологии минерала.

Таким образом, для минералов, кристаллизовавшихся в открытых полостях и обычно имеющих залеченные внутренние трещинки, было установлено, что по существу газово-жидкие включения растворов в них являются *не вторичными эпигенетическими, а сингенетическими образованиями*. При этом семейства, казалось бы, вторичных включений, располагающихся в разных залеченных трещинках, но перекрывавшихся той или иной зоной роста кристалла-хозяина, обнаруживали полное сходство фазового заполнения и одинаковую температуру гомогенизации.

Таким образом, еще в 1943 г. стало ясно, что нельзя ограничиваться выделением только двух классов включений в минералах: первичных и вторичных, и что по относительно времени образования *необходимо выделять промежуточный между ними класс первично-вторичных (мнимовторичных) включений, объединяющий признаки тех и других (1949₁)*. Такие включения в залеченных трещинках, пересекающих внутренние зоны, эпигенетичны по отношению к ним, но безусловно сингенетичны по отношению к образованию каждой следующей зоны, замыкающей микротрещину в «торец».

Однако расшифровка генезиса и относительного времени образования включений может и должна осуществляться не только в объеме каждого минерального индивида, но и в масштабе зональной жилы. В первом случае, казалось бы, эпигенетические вторичные включения, находящиеся в залеченных трещинах, в действительности оказываются сингенетическими, т. е. мнимовторичными. Во втором случае сложный *калейдоскоп таких включений объективно фиксирует весь последовательный процесс изменений в растворах, генерировавших те или иные части жилы* от начала ее формирования до завершения минералообразования. В самых ранних зонах жил могут встречаться все генерации мнимовторичных включений, но в самых поздних зонах включения растворов раннего действия отсутствуют. Исходя из этого правила можно разобраться и во включениях всех промежуточных жильных зон и проследить изменения в растворах, происходившие на протяжении образования всей жилы в целом. При этом следует различать и первичные включения в минералах различных жильных зон.

Вторичные включения являются эпигенетическими по отношению ко всем элементам роста отдельных кристаллов или зональных жил. Их возникновение связано с наложенными процессами изменений уже образовавшихся минералов, руд и пород. В познании условий их постгенетических преобразований и заключается главный смысл учета и изучения вторичных включений, особенно при поисках рудных тел по ореолам пропаривания рудовмещающих пород (см. ниже гл. VII).

Увязка состава и свойств минералообразующих сред со способами и временем их консервации во включениях оказывается вполне возможной при параллельном рассмотрении включений I и II информативных рядов (см. табл. 1).

Образование каждого включения минералообразующих растворов и расплавов — процесс, безусловно, неодинаковой продолжительности, связанной с различиями в агрегатных состояниях и темпом изменений термодинамических параметров среды. Это образование завершается моментом герметизации большей или меньшей микропорции расплава, минералообразующего газа или жидкого водного раствора, различия в физико-химических свойствах которых обеспечивают разнообразие явлений образования включений. В самом разнообразии эндогенных геохимических сред и их изменениях скрыты главные различия в способах консервации минералами материнских подвижных субстанций.

Специфика газовых и жидких гидротермальных включений зависит от их насыщенности минералообразующими веществами (концентрация), темпа изменения интенсивных термодинамических параметров (температура, давление), скорости кристаллизации включающих минералов и быстроты образования включений. С последней связано их количество, приходящееся на единицу объема минерала, образовавшегося в земных условиях гравитации.

Интересно отметить, что на станции «Салют 5» космонавты Г. В. Вольнов и В. М. Желобов при долговременном выращивании алюмокалиевых квасцов установили эффект повышенного захвата первичных азональных газово-жидких включений раствором, распределенных во всем объеме кристалла равномерно. Это, несомненно, было связано с тем, что на борту станции не действует сила тяжести и в растворах не возникает конвекция, а перенос вещества имеет преимущественно диффузионный характер. Ими установлено также, что в металло-керамическом расплаве алюминия и стекла возникавшие газовые включения не перемещались в «верхнюю» часть отливки, что наблюдалось в земных условиях, а консервировались в ее объеме более равномерно, поскольку обе фазы — газ и расплав — находились в равных условиях невесомого состояния.

Для магматических включений после их герметизации прослеживается определенная последовательность событий их формирования: 1) сокращение объема пор при охлаждении кристалла-хозяина; 2) усадочное уменьшение объема заполнения вследствие превращения жидкого расплава в стекло или в кристаллический агрегат; 3) формирование газовых пузырьков усадки (или полостей неправильной формы), заполненных минерализаторами, содержавшимися в капле магмы. Выделение поздних кристаллов-узников иногда сопровождается возникновением гроздевидных газовых пузырьков второй генерации (Бакуменко, 1976), связанных с дополнительным объемным эффектом; 4) изменение морфологии и размеров включающих микрополостей вследствие выделения на стенках родственного вещества; 5) для интрузивных пород завершающая полная раскристаллизация микромассы плененного расплава с образованием *кристаллически-зернистых включений*.

При высокотемпературном нагревании можно наблюдать обратный ход событий, вплоть до полной гомогенизации микрокапли расплава.

Без разделения включений материнской среды в минеральных образованиях на классы и виды по времени и способу их образования все данные, которые могут быть получены по ним через статическое и экспериментально-аналитическое изучение, остаются не привязанными к процессам генезиса минералов руд и пород. Здесь мы не имеем возможности охарактеризовать все генетические разновидности нормальных включений и должны ограничиться только кратким рассмотрением классов и видов этих включений, имея в виду, что читатель может обратиться к предыдущей книге автора (1972 г.).

Первичные включения. В классе первичных сингенетических включений их семейства, наблюдающиеся внутри кристаллов, не обязательно принадлежат только к плоскостным зонам роста, как считалось ранее, но и к объемным элементам внутренней морфологии включающих минералов. В связи с этими различиями нами выделяются два вида первичных включений; зональные и азональные (см. табл. 2). На очень познавательном рис. 4 И. Т. Бакуменко (1976) раскрыл относительное время консервации и место расположения видов этих включений.

Зональные включения пространственно упорядочены в плоскостях былых граней роста кристаллов, хотя механизм захвата и герметизации микропорций растворов и расплавов на этих гранях далеко не одинаков. По крайней мере можно различать пять разных возможностей плоскостной консервации образцов минералообразующих сред: 1) нормального ступенчатого или слоистого роста; 2) многоглавого; 3) спирального; 4) вицинального роста и 5) «зубчатого» захвата включений при нарастании новых слоев кристаллов. Эти способы роста могут находиться между собой в той или иной комбинации (табл. XIV—1972).

При уменьшении степени пересыщения растворов многоглавый рост субиндивидов сменялся нормальным слоистым ростом последующей зоны, под которой надежно консервировались микропорции маточного раствора, вошедшие таким образом в состав предыдущей зоны кристалла.

На природных объектах далеко не всегда удастся в точности определить способы образования разновидностей включений растворов и расплавов, но установить их генетический вид по расположению в теле кристаллического минерала (при наличии в нем первичных элементов внутренней морфологии) обычно не представляет затруднений.

Азональные первичные включения не ориентированы в тех или иных плоскостях видимых зон былой кристаллизации. Они одиночны (табл. XV—72, а) или имеют по отношению друг к другу «объемное» распределение (табл. V—72, а, б), или же располагаются радиально по плоскостям продвижения ребер кристаллов, пересекающим эти зоны, но не связанным с трещиноватостью.

Нормальные первичные включения в наибольших количествах образуются под гранями, испытывавшими быстрое радиальное продви-

жение. Вообще чем быстрее растет не только отдельная грань, но и весь кристалл в целом, тем больше в нем консервируется включений кристаллизующей среды. Образование ряда разновидностей включений связано не только с беспорядочно-спонтанной кристаллизацией, но и с чередованием слоистого, скелетного многоглавого роста.

Разнообразие способов роста приводит к образованию серий разновременных зональных включений, располагающихся в разных плоскостях граней кристалла, и азональных внутри пирамид нарастания.

В одном и том же кристалле могут быть развиты зональные и азональные виды первичных включений. Разные их генетические разновидности могут также иметь различные временные и пространственные сочетания между собой и с мнимовторичными включениями.

Мнимовторичные субсингенетические включения (первично-вторичные, псевдоторичные) приурочены к трещиноватым кристаллам, претерпевшим разрывные деформации в процессе своего роста, α — β -трансформации или регенерации (дорастания) поврежденных участков или же (для коллоидных минералов) в процессе образования и преобразования полостей при синерезисе гелей.

В соответствии с этими различиями мы выделяем три вида разнообразных включений: 1) сингенетических трещин залечивания в дораставших кристаллах; 2) регенерационные, возникшие при восстановлении изъянов кристаллов — механических сколов, поверхностей растворения и оплавления; 3) секретионные, связанные с самопреобразованием коллоидного вещества.

Из этих трех видов включений самыми распространенными в природе реальных кристаллов являются включения геохимических минералообразующих сред, связанные с залечиванием трещин, возникавших в процессе продолжавшегося кристаллизующего действия этих сред, обеспечивающего реставрацию и дорастание кристаллов любым из обозначенных в табл. 3 способов образования.

Включения сингенетических трещин. Микротрещинки, приоткрывшие включения, возникают в различные моменты роста кристалла из-за внутренних напряжений или реже под воздействием внешних факторов. В последующие моменты продолжавшегося роста происходит их залечивание, одновременное с началом образования следующей зоны или после перерыва в результате наращивания кристалла веществом последующей генерации (табл. XVI, а, б — 72).

Для магматогенных минералов в интрузивах субсингенетическое залечивание трещин осуществляется чаще всего инъекциями остаточных расплавов, дораставших наружные грани минерала-хозяина.

Для всех случаев залеченных трещин в ограненных кристаллах необходимо допустить, что в разные моменты роста трещины напряжения развивались от бывшей поверхности нарастающей грани.

Таким образом, мнимовторичные включения залеченных трещин сингенетичны росту кристаллов. Они несут, с одной стороны, признаки вторичного происхождения, так как их группы располагаются в трещинках, пересекающих формы роста, а с другой — являются по своему заполнению первичными, так как залечивание трещинок осуществлялось

Генетическая классификация нормальных включений гомогенных минералообразующих сред (по Н. П. Ермакову, 1968 г.)

Классы по времени образования	Виды по генезису и расположению включений в минералах и их агрегатах	Разновидности по диагностике и местоположению в минеральных образованиях
I. Первичные сингенетические	<p>1. Зональные — обычного ступенчатого (с участками «голодания» раствора) многоглавого, спирального, вицинально-дендритового и зубчатого роста граней кристаллов</p> <p>2. Азональные — нормального скелетного, беспорядочно спонтанного и многоглавого (друзового) роста кристаллов и их агрегатов при метасоматозе</p>	<p>В плоскостях граней ступенчатого роста кристаллов и присыпок. В новых зонах между головками субиндивидов. Под выпуклыми спиральями роста (выростами) и при их смыкании. Во впадинах желобчатых вициналей. В промежутках между «зубцами» роста</p> <p>В сегментах пирамид нарастания. В следах продвижения ребер и на пересечениях граней. В трассе перемещения вершины кристаллов. В местах захвата и отталкивания гранями жидких и твердых частиц. Между двойниками и блоками мозаичных кристаллов. В контактах индукционных граней друг и радиально-лучистых агрегатов. В микропорах полных псевдоморфоз</p>
II. Мнимовторичные (первично-вторичные), субсингенетические	<p>3. Сингенетических трещин (в дораставших кристаллах). Дендритообразное и многоглавое зарастание трещин, возникших в процессе роста кристаллов, сингенетическое одной из последующих зон</p> <p>4. Регенерационные — восстановление механических повреждений кристаллов и корродированных оплавлением или растворением граней</p> <p>5. Секреционные. Бахромчатое и скорлупчатое «окантование» полостей с синеретической жидкостью</p> <p>6. Постгенетических трещин (без дорастания и метасоматоза кристаллов). Дендритовое залечивание трещин катаклаза</p>	<p>В микротрещинах внутренних зон, перекрытых зонами дорастания. В трещинах «бороды» кристаллов, развивающихся от субстрата. Инверсионные включения в полигональных сотовых трещинах α—β-трансформации кварца</p> <p>На границе поверхностей механического скола и дорастания. В регенированных зонах растворения и оплавления. В местах выщелачивания твердых включений</p> <p>В изометрических микрополостях пор («островного» расположения). В микротрещинах контракции (при синерезисе гелей)</p> <p>В сквозных микротрещинах, пересекающих: а) внутреннюю и наружную зоны кристалла,</p>

Классы по времени образования	Виды по генезису и расположению включений в минералах и их агрегатах	Разновидности по диагностике и местоположению в минеральных образованиях
III. Вторичные эпигенетические	<p>и самотрансформации кристаллов без привноса и с привносом родственного вещества</p> <p>7. Трещинно-метасоматические. Околотрещинный неполный метасоматоз с выщелачиванием, с образованием новых минералов в рудах и породах и самонзоляцией в них микрокапель растворов</p>	<p>б) границы регенерации, в) индукционные грани их агрегатов.</p> <p>Во внутризерновых микротрещинах, между зернами и при сокращении объемов минералов при α-β-превращениях</p> <p>То же, в метасоматических окаймлениях трещин минералов и пород. В микропорах выщелачивания и замещения минералов. В микротрещинах деляции минералов и пород</p>

во время продолжавшегося роста теми же кристаллизующимися растворами.

Регенерационные включения образуются на границе сколов и корродированных граней и связаны с восстановлением формы кристаллов, до этого нарушенной механически, а также химическим растворением или оплавлением. Особенности возникновения включений при этом по сравнению с регенерацией трещин в кристаллах обусловлены тем, что поврежденные грани кристаллов восстанавливаются в условиях дорастания в свободном пространстве.

Чаще всего при этом происходил многоглавый или скелетный рост и в пограничной зоне у основания новых кристаллов захватывались капли регенерирующих растворов, делающих границу восстановления более отчетливой. Естественно, что такие включения по своему фазовому состоянию и составу отвечают начальным моментам регенерации и в значительной мере наследуют микродефекты (неровности, впадины) на поверхности механического скола. При дальнейшем дорастании кристалла любым из способов могут возникать и первичные включения, отвечающие минералообразующей среде заключительной стадии кристаллизации.

Секреционные включения в качестве мнимовторичных образований характерны для коллоидных минералов и содержат генетическую информацию ограниченного значения. Они возникают двойным путем: или в изометрических микрополостях, связанных с усадкой гелей, в которых при обезвоживании скапливаются капли синергетической жидкости, или же они возникают вокруг этих полостей в трещинках контрактации при отвердении геля. В последнем случае такие включения напоминают вторичные образования, но они не являются таковыми, поскольку имеют внутренний, а не внешний источник проникновения растворов.

Таким образом, синергетические включения образуются в результате процессов старения, объемного сокращения геля и его синерезиса в условиях относительной изоляции. Внутри изолированных микропорций синергетических истинных растворов возникал газовый пузырек сжатия и на стенках включающих пор аморфного минерала (опал и др.) часто происходила кристаллизация родственного вещества с головками микрокристалликов, обращенными внутрь. Места прирастания их к аморфному субстрату стенок на микрофотографиях обеспечивают как бы чешуйчатый («бляшечный») рельеф.

Температура гомогенизации таких включений, занимающих центральную (остаточную) полость первичной вакуоли, показывает лишь минимальную температуру разделения и обособления золя в отвердевшем геле, при которой возникало равновесие гель—раствор после отделения коагулята.

Вторичные эпигенетические включения, предоставляют исследователям важную информацию о преобразованиях минералов руд и о пневмолито-гидротермальных изменениях вмещающих месторождения пород. В соответствии с двумя главнейшими способами постмагматического рудообразования (выполнение и замещение) нами выделяются два вида вторичных включений: 1) постгенетических микротрещин в минералах и 2) трещинно-метасоматические включения, связанные с выщелачиванием.

Включения в постгенетических микротрещинах. Семейства вторичных включений первого вида консервировались в условиях, когда не было никакого дорастания или регенерации граней кристаллов. Залеживание трещин одним из вышеописанных способов происходило уже в полностью оформленных кристаллах или кристаллически-зернистых агрегатах, без привноса или с привносом родственного вещества постгенетическими растворами. Семейства вторичных включений, законсервированных в результате метасоматоза и выщелачивания уже существующих руд и пород, образуются эпигенетическими для них растворами, действовавшими в околотрещинных зонах или в минеральных новообразованиях, заполняющих микропоры выщелачивания и замещения минералов и их межзерновых пространств.

Характерной чертой вторичных включений является отсутствие связи их с процессом роста и регенерации включающего кристалла. Они образуются в трещинах выходящих на поверхность граней и залеченных в позднейший период или этап минералообразования и метаморфизма, когда в агрегатах уже не происходило дорастания граней кристалла-хозяина. Иными словами, эти включения не имеют никакой сингенетической зоны роста во включающих минералах.

Постгенетические трещины в минералах различны по своему происхождению. Чаще всего они обязаны механическому воздействию на кристаллы тектонических условий (рассланцевание, катаклиз) и явлению полиморфных превращений в кристаллически-зернистых минералах кислых интрузивов. Наличие таких вторичных газово-жидких включений приводилось нептунистами в качестве аргумента осадочного происхождения гранитов.

Надежно изолированные внутри кристаллов вторичные включения образуются в глубинных условиях в процессе постгенетического залечивания трещинок любым из вышеотмеченных способом.

Включения метасоматоза и выщелачивания образуются под воздействием постгенетических метасоматирующих растворов на первичные минералы пород и руд. Эти растворы сохраняются в них двойным способом: 1) в микропорах минеральных новообразований полного замещения (псевдоморфозах); 2) при неполном метасоматозе прежних минералов, происходящем обычно вдоль трещин, по спайности или по двойниковым швам.

Наиболее характерный пример вторичных включений выполнения трещин и замещения представляет воздействие пневматолитовых и гидротермальных растворов на катаклазированные и грейзенизированные граниты, где газовые и газожидкие вторичные включения являются обычными свидетелями позднейшего воздействия растворов на породы, в которых формировались медно-молибденовые месторождения тонковкрапленных руд.

При генетических исследованиях метаморфогенных пород и руд необходимо учитывать очень важное значение геохимических сред в их преобразованиях, а также время этих преобразований по отношению к конкретным минералам, включая реликтовые и новообразованные акцессории разных генераций, различающиеся по первичным и вторичным включениям.

Кристаллобласты кварца в гнейсах и кристаллосланцах, уже державшие первичные или первично-вторичные включения, по микротрещинам приобретают вторичные включения метаморфизирующих растворов. В зонах дорастания кристаллобластов включения являются первичными для этих зон. Однако и те, и другие характеризуют своими параметрами общие термобарические условия метаморфизма, а своим составом — особенности подвижных геохимических сред, участвовавших в метаморфизме.

Из-за недостаточной изученности включений в минералах метаморфогенных образований мы пока генетически не расчлняем метаморфогенные включения, связанные с обычным метаморфизмом пород. Исключения составляют включения-свидетели гидротермального метаморфизма, характеризующие околорудные изменения.

§ 4. ГОМОГЕННОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД И СТЕПЕНЬ ИНФОРМАТИВНОСТИ СОПУТСТВУЮЩИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

Гомогенные (нормальные) включения. Изначально гомогенное состояние минералообразующих расплавов, газовых и водножидких растворов, консервирующихся во включениях минералов разного происхождения, для большинства природных случаев эндогенного и экзогенного минералообразования подтверждается многими фактами. Например, для поверхностных водно-солевых растворов, столь характерных для геохимических систем включений в минералах, в лагунных

условиях можно наблюдать кристаллизацию галоидов из однородных жидких геохимических сред. Последние легко создаются и искусственным путем в автоклавах при разных, в том числе высоких, температурах, давлениях и концентрациях.

Мы легко получаем в искусственных кристаллах включения гомогенных растворов, в которых при охлаждении до обычной температуры происходит гетерогенизация, если кристаллизующая среда действовала при относительно высоких термодинамических параметрах (табл. XVII—72).

Однако одно дело — искусственные системы автоклавов и другое — несравнимо более сложные природные геохимические системы минералообразования, познание которых является главной задачей термобарогеохимиков при расшифровке былых процессов и явлений эндогенного минералообразования. Через микрообъекты включений это оказалось достижимым. Здесь нам потребовалось научиться правильной расшифровке сообществ включений, законсервированных в минералах руд и пород, образовавшихся из больших макрообъемов геохимических сред. Как указывалось выше, решению этой задачи служит понимание разнообразия и соотношений совокупностей включений, выделяющихся нами в их III информативном ряду (см. табл. 2).

Наиболее доступно можно объяснить наше понимание необходимости выделения 3 классов в этом ряду путем рассмотрения конкретных *ситуаций природного минералообразования в макросистемах* различных геохимических сред. Естественно начать это рассмотрение с жидких магматических расплавов интрузий, формирующих интрузивы и выделяющих высокоподвижные дериваты, образующие вокруг интрузивные (перимагматические) месторождения металлов и неметаллов.

Мысленно представим тот или иной макрообъем силикатного расплава, только что внедрившегося в твердые породы в составе интрузии. В таком расплаве всегда присутствуют растворенные в нем легколетучие вещества, обеспечивающие его подвижность и поддерживающие в нем внутреннее давление, но не нарушающие первоначальной гомогенности макросистемы. В один из следующих моментов вследствие отвода тепла и потери части летучих в расплаве начинается кристаллизационная дифференциация. Обособляющиеся твердые фазы силикатов захватывают и консервируют внутри себя капли кристаллизующих их гомогенных расплавов, начинающих в целом эволюционно изменять свой состав в направлении относительного увеличения количества летучих.

В наружных зонах растущих кристаллов уже консервируются несколько изменившиеся в своем содержании нормальные гомогенные магматические включения. В глубинных условиях интрузива они при медленном охлаждении становятся кристаллически-зернистыми.

Их искусственное расплавление в термокамере вследствие повышенного содержания минерализаторов происходит при более низких температурах, чем затвердевших включений внутренних частей кристаллов. Иногда наблюдаются некоторые различия даже в минеральном

составе и объеме газовой фазы между ранними и поздними заполнениями вакуолей в одном и том же включающем кристалле интрузивной породы. В конце отвердения при спокойном развитии кристаллизации в наиболее поздних минералах могут захватываться даже микропорции остаточных расплавов-растворов или расплавов-рассолов, столь характерные для пегматитовых образований.

При скачкообразных нарушениях рассматриваемой макросистемы, например при резких спадах давления вследствие тектонических нарушений и образования трещин, может произойти и временное вскипание оставшейся магмы, сопровождающееся обособлением в ней газовой фазы в виде пузырьков. Последние в процессе продолжающейся кристаллизации в таких постгомогенных условиях могут консервироваться в твердых фазах в виде самостоятельных газовых включений. Именно такие включения обособлены нами в промежуточном 8-м классе под названием *сопутствующих (постгомогенных) включений*. Они легко опознаются на фоне резко доминирующих в минералах интрузивных пород затвердевших обычно кристаллически-зернистых включений расплавов, характерных для нормальных микроконсерватов 7-го генетического класса (см. табл. 3).

Сопутствующие ансамбли включений представляют исследователям надежный материал для познания эволюции и флуктуаций в минералообразующих средах, а также для определения основных термодинамических параметров завершающей стадии интрузивного процесса, когда фазы расплавов находятся в динамическом устойчивом *неравновесии*. Субсингенетические газофлюидные (газово-жидкие) включения, часто с водой и углекислотой, характеризуются широкой гаммой фазовых «наборов» в совокупностях включений. Все эти сопутствующие включения сами по себе представляют целостные геохимические микросистемы, а не их части, но для данного макрообъема интрузии и для определенного момента ее развития они характеризуют гетерогенность макросистемы (участка) минералообразующей расплавной среды, связанной или с ее эволюцией, или с флуктуациями.

Покажем сущность и познавательное значение сопутствующих включений на нескольких примерах.

1. Магматический очаг, находясь под большим давлением, имеет то или иное количество растворенных в нем легколетучих веществ. Уменьшение давления, связанное, например, с продвижением интрузии вверх или вскрытием ее вулканическим каналом, приводит к обособлению газов в виде пузырьков. *Первоначально гомогенная макросистема становится гетерогенной*. В ней одновременно присутствуют материнский минералообразующий расплав и отделившаяся от него часть газов. Минералообразующей средой в данной ситуации существования макросистемы является магматический расплав, фиксированный множеством затвердевших первичных включений. Однако в тех же минералах может быть захвачена при их росте и сопутствующая газовая фаза гетерогенной макросистемы. Каждое такое газовое включение может характеризовать гомогенное состояние и доказывать гетерогенность исходной макросистемы расплава (табл. VIII—72, а, б).

2. Макросистемы истинных гидротермальных гомогенных растворов могут стать гетерогенными при резком увеличении объема и уменьшении плотности растворов, например, в результате внутриминерализационного трещинообразования в окружающих породах и рудных телах. Мгновенное приращение объема приводит к адиабатическому падению температуры (Долгов, 1955), что, в свою очередь, вызывает возникновение закалочных трещинок в растущих кристаллах, которые залечиваются в этот момент растворами значительно меньшей плотности с образованием чаще всего газовых включений.

Случаи, когда в одной и той же зоне роста или залечивающейся трещинке синхронно герметизируются жидкие и газовые включения, расшифрованы нами как результат *временного вскипания растворов* при спаде давления с *последующим проявлением эпизодов пневматолита* в этапе гидротермальной деятельности (1950, 1957). Такие случаи совместной консервации растворов резко различной плотности (газ—жидкость) относятся также к семейству постгомогенных включений. Такие включения особенно часто возникают в углекисло-водных растворах, а в геологическом плане — при формировании многостадийных рудных тел.

3. Для действия коллоидных гидротермальных растворов также характерны сопутствующие постгомогенные включения. Они представлены несколькими разновидностями, в свое время выявленными Ю. А. Долговым (1959), и указывают на коллоидное происхождение включающих минеральных образований. В этом заключается их главное познавательное значение. В истинной синергетической жидкости, собравшейся во включении из окружающего его геля, при охлаждении возникает газовый пузырек, а на стенках образующейся микровакуоли, как отмечалось выше, часто кристаллизуются минералы-узники родственного вещества. Вся система такого постгомогенного включения представляет собой при обычной температуре как бы микрогеоду, но ее полная гомогенизация нагреванием невозможна, а исчезновение пузырька сжатия фиксирует лишь *минимальную температуру завершения синергетических явлений при отвердении гелей*.

Не умножая примеров, обобщим, что сопутствующие включения нужно использовать в основном *для решения частных, специфических задач преобразований в макро- и микросистемах*. В наиболее характерных случаях они связаны с эволюционными и скачкообразными изменениями в подвижных средах и петролого-тектоническими нарушениями в геологической обстановке становления магматических тел и эндогенных месторождений.

Агомогенные и аномальные включения. В 1968 г. на I Международном симпозиуме КОФФИ в Праге (1971) мы предложили подразделять все геохимические системы включений в минералах по их происхождению на две группы: 1) обычные, нормальные и 2) специфические, аномальные, составляющие менее 1% от обычных включений.

Заметим, что категории обычного и аномального, отклоняющегося от общих закономерностей, еще требуют серьезного дополнительного рассмотрения.

По существу вся природа макро- и микрогеолого-минералогических объектов, всегда противоречивая в своих проявлениях, закономерна, а случайность в образовании агомогенных и аномальных включений вызвана необходимостью для каждой конкретной *особой ситуации минералообразования или преобразования минералов и руд*, которая и расшифровывается с их помощью.

Следует подчеркнуть, что некоторые включения только представляются аномальными. Иногда это *псевдоаномальные включения*, образовавшиеся вполне закономерно. Например, газовые пузырьки в силекситах пегматитовых зон или в карбонатитах, кажущиеся самостоятельными образованиями, на самом деле являются только газовой составляющей микропорции включенных расплавов, их частью, но не целой системой включений. Родственное вещество кремнезема или карбонатов при раскristаллизации захваченной порции остаточного расплава в вакуолях оказалось одинаковым по составу с включающими минералами и их однороднозернистыми агрегатами. При этом легко различимыми под микроскопом остались только газовые составляющие — обособленные пузырьки в микропорциях остаточных расплавов.

Главной особенностью агомогенных включений является консервация в минералах микрочастей гетерогенной материнской среды.

Агомогенные включения по составу и состоянию могут быть расплавно-магматическими и газовой-жидкими, а по относительному времени возникновения — первичными, мнимовторичными и вторичными. Синхронно с минералообразованием они могут возникать в результате консервации капелек магмы, уже содержащих твердые микрофазы в виде минералов-предшественников или минералов-спутников, которые обособились в виде ранних акцессориев в самом начале отвердения магмы. В табл. 4 они фигурируют под названием *расплавно-акцессорных включений*. Консервация микропорций гетерогенной магматической среды может осуществляться совместно с газовыми пузырьками, относительно крупные размеры которых выдают их аномальное происхождение. Это вид *расплавно-газовых включений*.

В макросистемах жидких гидротермальных растворов при росте кристаллов консервируются газовые «*пузырьки прилипания*» с большей или меньшей порцией жидкости, а иногда и без нее. Иногда это жидкие эмульсионные капли углеводородов, не смешивающиеся с водным раствором и углекислотой. Очень редко в вакуоли газовой-жидких включений до их замыкания могут попадать и твердые частицы микрообломков пород и зародышей минералов-спутников.

Под более крупными обособлениями минералов-предшественников, попавших на грань роста кристалла-хозяина, или над ними могут возникать *полые вакуоли*, в той или иной степени заполненные материнским раствором. При этом образуются комбинированные (твёрдо-жидкие) аномальные включения.

Все перечисленные случаи аномализации включений легко дешифрируются на фоне резко доминирующих нормальных первичных включений и отмечаются лишь в минералах, кристаллизовавшихся в агомогенной среде.

Систематика агомогенных и аномальных (специфических) включений расплавов и растворов (по Н. П. Ермакову)

Классы	Виды	Характерные разновидности
I. Сингенетические первичные включения	1. Расплавно-акцессорные	1. Капли магмы с микроминералами-предшественниками и спутниками
	2. Расплавно-газовые	2. Пузырьки газа вскипавших расплавов
	3. Пузырьки прилипания	3. Пузырьки пара первичногетерогенной водной среды
	4. Полые вакуоли (комбинированные включения)	4. Пory под отталкивающимися гранью твердыми частицами
II. Субсингенетические мнимовторичные включения	5. Расчлененные («расшнурованные»)	5. ГЖВ в неравновесных, неравнораспчованных вакуолях
	6. Перенаполненные («смешанные»)	6. ГЖВ в плоскостях возрожденных микротрещин повторного приоткрывания
	7. Неполно нарушенные	7. ГЖВ в каналах пересечения залеченных внутренних трещин различного возраста и ориентировки
	8. Взорванные	8. Вакуоли с частично удаленной по микротрещинам жидкостью
III. Эпигенетические вторичные включения	9. Диффузионные	9. Разрушенные вакуоли с ореолом сателлитных («дочерних») включений
	10. Эксцентричные	10. Агерметичные включения (очень редки) с частичным или полным удалением жидкости сквозь молекулярную решетку минерала
		11. Переплавленные в ксенолитах и на интрузивных контактах
		12. Соударно-метеоритные и фульгуритовые включения

Случаи аномализации встречаются и среди семейств класса мнимовторичных включений (см. табл. 4).

Среди субсингенетических специфических включений в первую очередь следует отметить и подробно рассмотреть два случая их аномального возникновения: *расчленение* («расшнурование») и *перенаполнение* вакуолей поздними растворами.

Расчлененные включения. Минералообразующие растворы, проникшие в моменты возникновения трещин, достигших поверхности растущих граней, обеспечили вначале их неравновесное залечивание родственным веществом. Однако при последующем снижении термодинами-

ческих параметров с учетом создавшейся микрокристалломорфологии каждого из включений возникала необходимость перекристаллизации изолированных неравновесных полостей этих трещин в энергетически более выгодные по форме вакуоли.

Трещины в растущих минералах, нарушив нормальные взаимодействия атомов в кристаллической решетке, определяли места наибольших возмущений в закономерном кристаллообразовании, а последующие снижения уровня термодинамических параметров содействовали рациональному залечиванию «раны» в кристалле. Оставшиеся во включениях растворы каждой, уже вначале регенерированной микротрещины не вели себя пассивно. Они вызывали перекристаллизацию на доступных их воздействию ближайших участках. Возобновление действия уже законсервированных растворов проявлялось особенно активно при временном повышении и последующем спаде температуры. В этих случаях происходила интенсивная перекристаллизация вещества трещин, вызывавшая образование более равновесных изометрических форм вакуолей. Разделение подвижного вещества, заполняющего пространство трещины, осуществлялось применительно к уже создавшейся первоначальной микрокристалломорфологии вакуолей включений.

Такая поздняя кристаллизация родственного минералу вещества в пережимах микрополостей могла изолировать друг от друга отдельные части формировавшегося включения, с установлением в каждой из них аномальных соотношений фаз.

Расчленение («расшнурование») индивидуальных включений растворов не является большой редкостью, и их отдельные разъединенные более мелкие по объему части должны рассматриваться как аномальные включения. Например, если разделение таких неравновесных вакуолей происходило в условиях быстро снижающейся температуры, уже возникший газовый пузырек мог остаться в одной части неравнораспечкованного многофазового включения, а раствор и выделившиеся из него минералы-узники — в другой части вакуоли (табл. XIX — 72, а, б).

Перенаполненные включения связаны с повторной механической реализацией напряжений в теле включающего кристалла. Каждая даже полно залеченная в нем трещина является все же ослабленной зоной, по которой наиболее легко могут произойти повторные разрывы. Если в результате нового приоткрывания они достигнут поверхности растущего кристалла, т. е. области действия окружающей минералообразующей среды, последняя заново инъецируется в возрожденную таким образом трещину. При этом растворы первой стадии залечивания микротрещин смешиваются с растворами нового поступления, а плотность тех или других отразит только какой-то средний температурный момент, не отвечающий ни первому, ни второму залечиванию трещины с такими аномальными включениями. Последние могут возникать не только в плоскости повторного приоткрывания при возрождении микротрещины, но и иметь линейное расположение в канале пересечения разновременных субингенетических трещин, расположенных под углом друг к другу (табл. XVI — 72, в и г). Именно такие пересечения микротрещин с 40-х годов у нас использовались для установления их

относительного возраста с выявлением расхождений в температурах гомогенизации, так как только при резко различных плотностях заполнения включений можно визуально устанавливать явления перенаполнения.

Возникновение микротрещин вокруг вакуолей вызывает удаление в эти трещины части ранее законсервированной минералообразующей жидкости, что характеризует неполно нарушенные включения с аномально крупным по объему пузырьком газа (пара). Полное удаление жидкости приводит к образованию пустотелого аномального газового включения (табл. XX — 72, а).

Разрывы по трещинкам с разбросом в них вещества, заполнявшего или иное взорванное включение, вызывают в ореолах природной декрепитации образование повторноаномальных, сателлитных («дочерних») включений с резко нарушенным соотношением фаз по сравнению с исходным первоначальным газовой-жидким включением (табл. XIX — 72, в и XX).

Существует много причин, которые содействуют дегерметизации закономерных систем первичных и мнимовторичных включений.

Например, в экзогенных условиях Севера естественное промерзание растворов гидротермальных включений и увеличение объема льда по сравнению с замкнутой в вакуолях жидкостью может вызвать при морозах растрескивание (дегерметизацию) их вакуолей. Это особенно характерно для крупных, неполно нарушенных включений материнских гидротермальных растворов, развитых в кристаллах исландского шпата Сибирской платформы.

Иногда встречаются взорванные включения, связанные с явлениями их природного перегрева сверх температур гомогенизации под воздействием внедрившихся после образования месторождения новых интрузивных магматических масс. Таким образом, природная декрепитация жидких включений может иметь место в результате переохладения и перегрева их жидкого заполнения.

Эпигенетические аномальные включения могут быть диффузионными, агерметичными, частично или полностью утратившими свое газовой-жидкое заполнение или эксцентричными расплавленными включениями.

Диффузионные включения. Кристаллогидраты или минералы с молекулярной кристаллической решеткой не способны длительное время удерживать в газовой-жидких включениях ионно-молекулярную среду и растворенные в ней соединения. Это было впервые показано А. В. Лоскутовым (1962) на примере натролита из пегматитов Хибин. Газовой-жидкие включения с течением времени после извлечения этого минерала на поверхность теряли свою жидкость, проникавшую через структурные каналы наружу, и выглядели под микроскопом как газовые включения, заполненные воздухом.

Такие диффузионные («вытекшие») включения встречаются в *цеолитах и очень редко в других минералах*, не обеспечивающих полной герметизации. Они постгенетичны в своем нарушенном заполнении и их следует рассматривать только в группе аномальных включений, совер-

шенно не пригодных для термодинамических исследований и микрохимических анализов.

Эксцентричные, из ряда вон выходящие, переплавленные и термально метаморфизованные включения впервые были детально описаны и представлены К. Д. Хрущевым (1886) в качестве вторичных включений стекла. Необычайный вид их заполнения представлен нами в книге автора (Ермаков, 1972) и во многом не может найти объяснения. Однако переплавление стекла включений вместе с минералами-узниками, частичное расплавление и перекристаллизация стенок включений едва ли вызывают сомнения. Резкие трансформации взорванных при перегреве газовой-жидких включений с повторным заполнением их полостей расплавом отмечают И. Т. Бакуменко (1975) в минералах ксенолитов вулканогенных пород Камчатки.

Совершенно необычные изменения в минералах земных пород в результате возникновения ударной волны кометы или метеорита привели к возникновению в них расплавных и газовой-жидких включений.

Отметим, что такие парагенезисы включений являются очень важными доказательствами астроблемного происхождения гигантских и крупных впадин на Земле.

Мы провели очень краткое рассмотрение всех трех информативных рядов и девяти классов геохимических систем включений, представленных в табл. 1. Наибольшее внимание было уделено сообществам включений III ряда, так как включения первых двух рядов были ранее подробно охарактеризованы в нашей монографии (Ермаков, 1972).

Глава III

Методы и техника исследования геохимических систем включений в минералах

§ 5. ФИЗИЧЕСКИЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ И ПРЕДЫСТОРИЯ МЕТОДОВ

Основные методы и способы визуального изучения включений минералообразующих растворов и расплавов *в их статическом состоянии* (при обычной температуре) были нами рассмотрены в предыдущей монографии (Ермаков, 1972). В частности, в ней подробно освещены оптические способы микроскопического распознавания природы включений и микрокристалломорфология их вакуолей, а также определения плотности законсервированных растворов по объемным соотношениям фаз, диагностика микроминералов-узников и др. Была затронута и современная техника, связанная с электронной микроскопией, рентгеноскопией и интраскопией, необходимой для обнаружения и изучения включений в непрозрачных минералах. Для суждения о концентрациях заключенных растворов приведены методические сведения и таблицы по микро-рефрактометрии и интерферометрии газовой-жидких включений.

Для предварительной оценки температур по включениям нами были предложены визуально-вычислительные способы, эмпирические кривые, формулы и уравнения (Ермаков, 1944, 1949, 1950). Однако использование включений в их статическом состоянии дает лишь приближенные, единичные (реперные) оценки возможных температур. Кроме того, все минералографические, экспериментально-физические и геохимические методы не отвечают решениям генеральных задач выявления динамики эндогенного минералообразования. Этим целям могут успешно служить лишь физические испытания, а также анализы включений расплавов и растворов, в которых оказались зафиксированными не только состав, но и интенсивные параметры состояния на каждый момент консервации в минералах руд и магматических пород.

В современной термобарогеохимии в Советском Союзе широко используются в едином комплексе пять главных динамических методов физических испытаний: 1) гомогенизация нагреванием включений растворов и расплавов, ориентированная на определение относительных и истинных температур глубинного минералообразования; 2) динамическая фазометрия, связанная с первым методом, но имеющая целью выявление агрегатных состояний (плотности) заключенных растворов по типам и видам гомогенизации; 3) декрепитация газовой-жидких включений, помогающая объективному решению ряда задач в геологии, минералогии и разведке месторождений, а при поисках содействующая

выявлению и оконтуриванию ореолов пропаривания, возникающих вокруг рудных тел; 4) криометрия растворов включений, предназначенная для оценки концентраций растворенных веществ, их диагностики по температурным точкам вымерзания веществ и для гетерогенизации метаморфогенных включений сжатых жидкостей; 5) барометрия по включениям водных растворов и углекислоты, использующая для расчета давлений в минералообразующих средах результаты физических испытаний всех других методов. В отличие от этих методов, она еще не достигла возможностей непосредственных измерений столь важного параметра.

Все указанные выше методы получили свое название. Они были разработаны только в 40-х годах, однако имеют уже свою предысторию, на которой мы кратко остановимся.

Предыстория методов. Нам кажется, что нет ничего нового в современных геолого-минералогических науках, истоков которых нельзя было бы обнаружить в прошлом. Самые первые сведения о газовой жидкой включениях встречаются в трудах ученого-энциклопедиста раннего средневековья Абу-Райхан Бируни (973—1048 гг.), который первым нашел им применение при оценке драгоценных камней (Бируни, 1963). Это в полной мере касается и методов исследований включений, создание которых осуществилось только около четверти века назад. Истоки специальных методов исследований включений имеют полутора-растолетнюю давность. Они связаны с выдающейся научной деятельностью трех ученых прошлого века — Д. Брюстера, Г. Дэви и Г. Сорби, которые еще тогда отчетливо понимали большое генетическое значение включений и уделяли им большое внимание.

Д. Брюстер (1823 г.) еще в первой четверти прошлого века обнаружил в минералах включения очень экспансивной жидкости с показателем преломления 1,21. Ее температурный коэффициент расширения и сжатия примерно в 30 раз превышал такой показатель для воды. Эта неизвестная жидкость Дж. Дэна позднее была названа «брюстолином», и только в 1880 г. А. П. Карпинский впервые доказал ее принадлежность к двуокиси углерода.

Д. Брюстер в 1823 г. установил, что при нагревании ее двухфазовых включений в водяной ванночке до 28,8° эта жидкость целиком заполняла всю вмещающую вакуоль. В этом опыте впервые была установлена гомогенизация газовой жидкой включений по I типу. В то же время Д. Брюстер нагревал до высокой температуры кристалл топаза с целью его обесцвечивания, но последний при этом с силой разорвался по спайности. Ученый правильно объяснил это явление резким расширением жидких включений. Этим опытом впервые были как бы продемонстрированы основы метода декрепитации.

Г. Дэви (1822 г.) — первый исследователь состава газовой жидкой включений в кварце — просверливал вакуоли крупных включений тонким алмазным буром для извлечения и химического анализа жидкостей. Он установил, что включения заполнены слабыми водными растворами сульфатов натрия, хлоридами и карбонатами, а также парами воды. При прокаливании таких включений в жидкости (вода, масло) объем

их газовой фазы в одних случаях увеличивался в 10—12 раз, обнаруживая внутреннее повышенное давление, а в других,— наоборот, окружающая препарат жидкость устремлялась внутрь полости включения, сжимая газовый пузырек. Это были первые опыты по непосредственной оценке внутреннего давления во включениях, которые связаны с современными барометрическим и абсорбционно-волюмометрическим методами.

Г. Сорби (1858 г.), выдающийся английский ученый, выполнил первый и единственный опыт по приведению двухфазового включения водного раствора в однофазовое состояние. Он открыл самую первую страницу в методе гомогенизации. Воспроизведением газовой-жидких включений в искусственных легкорастворимых минералах им было доказано происхождение газового пузырька как пузырька сжатия. Для своего вычислительного метода определения температур он в стеклянных ампулах выявлял зависимость между сжатием воды и растворов различной концентрации с изменениями температуры и давления. Однако Г. Сорби не добился понимания современников, а его большие достижения в области изучения включений так и не обеспечили перелома в понимании их значения. Это, впрочем, было связано со множеством нерешенных противоречий при их использовании. Даже в первой половине нашего века только пять исследователей прибегли к нагреванию газовой-жидких включений при определении температур исчезновения газовой фазы (Кенигсбергер и Мюллер, 1906; Ньюхауз, 1933; Ингерсон, 1947 и Твенхофел, 1947) в минералах низкотемпературных месторождений.

А. П. Карпинский (1880 г.) заложил основы для развития барометрии по включениям углекислоты в аметистах (Урал). Позднее только А. Ионсен (1920) и Р. Наккен (1921) предложили расчетные методы определения давления и температуры, используя относительные объемы и плотности для жидкой и газообразной углекислоты и воды, полученные Амага (1892).

Целеустремленное применение охлаждения газовой-жидких включений ниже обычной (20°C) температуры было использовано итальянским ученым Г. Специа (1907) для выявления в них углекислоты.

Становление методов. Микроскоп, который успешно использовался почти 150 лет для статического изучения руд и пород, был оснащен нагревательной термокамерой для динамических исследований включений растворов методами гомогенизации и декрепитации только в 1941 г. (Ермаков, 1944, 1950).

Приспособленная к микроскопу криокамера (Щуринов и Вольнова, 1952 г.), с помощью жидкого азота, обеспечившая глубокое охлаждение минеральных препаратов, впервые предоставила возможность развития метода криометрии газовой-жидких включений.

Метод декрепитации включений был создан и получил действительное применение в науке и практике только с появлением радиотехнических устройств, на основе которых были разработаны первые специальные «микрогеофизические» установки в Канаде (Пич и Смит, 1951) и в СССР (Долгов и Райхер, 1951—1953).

В то же время во Франции Дейша (1952) продемонстрировал рас­трескивание включений в минералах путем нагревания препаратов в льняном масле и применил метод микрокинофильмирования, повысив­ший точность исследования газовой-жидких включений (Дейша и То-гурдо, 1952).

Таким образом, все применяющиеся в термобарогеохимии методы физических испытаний включений были созданы в 40-х и начале 50-х го-дов нашего века, но имеют свою предысторию в прошлом столетии.

§ 6. ГОМОГЕНИЗАЦИЯ НАГРЕВАНИЕМ И ТЕРМОМЕТРИРОВАНИЕ ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ

Развитие техники экспериментов

А. Филлипс (1868—1875 гг.) предложил *нагревательные низкотем-пературные камеры к микроскопу* (до 200—230°C) для низкотемпера-турных (до 185°C) испытаний газовой-жидких включений. Он пригото-вил латунную ванночку к микроскопу со стеклянными оконцами с двух сторон, между которыми помещался минерал. В ванну заливался рас-плавленный парафин, в который опускался конец ртутного термометра для измерения температуры нагревания жидкой среды с помощью газо-вой горелки или спиртовки. Наблюдение за включениями осуществля-лось через одно оконце ванны с помощью горизонтально укрепленного в стороне микроскопа. Просвечивание изучающегося препарата и включений производилось через противоположное оконце. Сравнительно низкий температурный предел возможности подогревания парафина не позволял А. Филлипсу выяснить температуры гомогенизации газовой-жидких включений выше 180—185°C.

Только в начале нашего века И. Кенигсбергер и И. Мюллер (1906 г.) выполнили несколько измерений температуры заполнения двухфазовых жидких включений в кварцах альпийских жил в интер-вале температур 199—229°C, используя электрическое нагревание. От-верстия в камере были закрыты пластинками из огнестойкого кварцевого стекла, через которые и производилось наблюдение под микроскопом. Препарат монтировался на массивном, просверленном насквозь куске меди, помещенном внутри камеры, а в специальное отверстие опускался для измерения температуры конец ртутного термометра, находившийся вблизи препарата. Таким образом они впервые использовали контак-тное нагревание препарата по принципу теплопроводности. Однако при-менение такой камеры ограничилось только несколькими замерами тем-ператур.

Английские и американские геологи до 1949 г. продолжали исполь-зовать в своих опытах парафиновую ванночку, которая была усовершен-ствована В. Ньюхаузом (1933). Она имела вид чашки для выпарива-ния и изготовлялась из стекла «пирекс». Для ее теплоизоляции и пре-дохранения микроскопа от нагревания применялась асбестовая бумага. Нагревательным элементом служил уголь кругового сопротивления, ко-торый внутри стеклянной трубки помещался в ванночку, заполненную

парафином. Изучающийся препарат также находился в парафине, температура нагревания которого измерялась ртутным термометром и была ограничена примерно 190°C. С помощью такой низкотемпературной установки Ньюхауз сделал важный вклад в решение генезиса свинцово-цинковых руд долины Миссисипи, что оказалось крупнейшим достижением метода гомогенизации в 30-х годах нашего века. Однако минералы, кристаллизовавшиеся в широком температурном диапазоне, все еще оставались недоступными для термометрирования.

Среднетемпературные установки к бинокюляру и микроскопу (до 650—700°C). Автор, начавший в 1941 г. заниматься изучением включений водных растворов в оптических минералах Средней Азии, убедился в том, что работа с ванночками, в которые погружается препарат в жидкость, очень кропотлива. Жидкая среда не давала возможности получать достаточно высокую температуру для гомогенизации многих включений. Необходимо было создать среднетемпературную термокамеру, пригодную для нагревания и измерения температур до 600°C. Для этой цели пришлось ввести совершенно новый принцип нагревания препаратов путем конвективной передачи тепла в замкнутом воздушном пространстве. Вместе с геологом П. В. Цыбышевым в 1941 г. было сконструировано и изготовлено новое приспособление к бинокюляру, позволявшее производить нагревание вначале до температур 300—400°C.

На основании приобретенного тогда опыта было выяснено, что прибор для минералотермометрических исследований должен был отвечать следующим требованиям: а) позволять вести наблюдения под микроскопом или под бинокюляром за пузырьками газа в жидких включениях микроскопического размера; б) обеспечивать возможность медленного и равномерного нагревания кристаллов до необходимых (достаточно высоких) температур; в) позволять фиксировать температуру нагревания кристаллов с жидкими включениями с точностью до нескольких градусов. Кроме того, было необходимо устранить угрозу порчи объективов при нагревании и обеспечить удобство помещения внутрь прибора испытываемых препаратов.

После нескольких неудачных конструкций было найдено довольно простое решение. Оказалось, что медленное нагревание тонких пластинок минерала в хорошо изолированном воздушном пространстве, куда помещался ртутный термометр (ГОСТ 215—41) для измерений, обеспечивало перечисленные выше условия. При включениях обычного размера суммарная ошибка в измерении температуры при тщательной работе, по-видимому, не превышала 3—5°C.

Приспособление к бинокюляру было сконструировано в виде небольшого кубического термошкафа, наружные стенки которого были сделаны из асбоцемента. Внутри была помещена фарфоровая цилиндрическая трубка с намотанной вокруг нее нихромовой проволокой, использовавшейся в качестве нагревателя сопротивления. Нижняя часть трубки была изолирована толстым стеклом, а верхняя закрывалась пробкой, в которой эксцентрично было расположено небольшое стеклянное оконце для наблюдений за включениями. Кроме того, было и другое

небольшое отверстие для введения ртутного термометра, конец которого примыкал к поверхности препарата. Упругие металлические кольца внутри трубки служили опорой для стекла или пластинки слюды, на которые помещался изучаемый препарат.

Пучок света от зеркала микроскопа или бинокля пропусклся через нижнее стекло внутрь трубки и просвечивал кристалл, наблюдающийся через верхнее оконце. Нагревание производилось очень медленно, так как необходимо было, чтобы температура тонкой пластинки кристалла находилась в постоянном соответствии с температурой воздушной среды, окружающей препарат. С трубкой большого диаметра этот термошкаф позднее использовался нами для нагревания крупных включений в выколках флюорита, кальцита и барита, а затем и включений в искусственном кварце.

В процессе развития дальнейших исследований и расширения их диапазона в 1944—1946 гг. нами был сконструирован более усовершенствованный прибор к микроскопу, который у многих советских исследователей газово-жидких включений получил название микротермокамеры Ермакова. Она явилась прототипом аналогичных приборов других авторов, вносивших в нее те или иные улучшения или ухудшения.

Устройство микротермокамеры и ее сочетание с другими приборами. Стандартная установка нагревательной микротермокамеры на микроскопе в комбинации с милливольтметром, терпарой, реостатом, трансформатором и амперметром была изображена в первой книге автора (1949). Этой новой аппаратурой автор начал пользоваться в своих исследованиях с 1946 г. Усовершенствование прежних моделей микротермокамеры проводилось по линии уменьшения их габаритов с одновременным увеличением возможной температуры нагревания (до 650°C). Кроме того, удалось добиться простоты помещения в нее испытуемого препарата и перемещения его по вертикали с помощью подъемного устройства внутри рабочего пространства камеры, а горизонтальные передвижки на препаратодержателе — щипчиками. Внешний вид и устройство микротермокамеры представлены на рис. 3.

Микротермокамера, имеющая высоту 30—39 мм, состоит из точного цельнометаллического корпуса цилиндрической формы 1, закрывающегося сверху крышкой 2, изготовленной из тех же материалов. Она имеет форму круглой коробки (внешний диаметр 69 мм), вставляющейся в теплоизоляционный кожух из легковеса. В дне корпуса термокамеры (посередине) имеется отверстие 3 диаметром 27 мм, предназначенное для нижнего слюдяного или кварцевого оконца 4. В боковой стенке пресверлены два отверстия диаметром 4 мм для клемм подключения к электрической сети 6. Дно камеры 7 выстлано толстым (до 12 мм) слоем плотного асбокартона 8, на котором напротив нижнего оконца установлен внутренний цилиндр 9 из кварцевого огнеупорного стекла или лучше из металла (сталь, бронза). На этом цилиндре, имеющем внутренний диаметр 26—27 мм, намотана нагревательная спираль 10 в один или несколько витков из нихромовой проволоки, концы которой соединены гайками 11 с наружными клеммами. Эти клеммы ввинчены в упомяну-

тые два отверстия в корпусе с изолированными от него специальными шайбами 12. Нагревательное сопротивление изолировано от внутреннего цилиндра слюдой 13, а снаружи облекается кожухом из асбестового картона 14. Эта внутренняя часть прибора прочно закреплена в корпусе тремя распорками из плотного асбокартона, а пространство между нею и стенками корпуса заполнено асбестовой ватой 15, перекрытой асбестовой бумагой 16. По внутреннему краю, сверху, коробка корпуса расточена несколько шире (внутренний диаметр 67 мм) для помещения крышки, изготовленной из асбокартона (пропитанного при t 600°C жидким стеклом) или из другого жаростойкого, теплоизоляционного прочного материала. На этой крышке 2 смонтированы нужные рабочие приспособления. Крышка в верхней части точно совпадает с наружным диаметром корпуса, а в нижней, вставляющейся в его коробку, имеет диаметр 67 мм; высота крышки 7 мм. Как видно на рис. 3, крышка имеет три эксцентрически расположенных малых отверстия, а также верхнее большое отверстие 17, предназначенное для оконца. Это большое отверстие имеет диаметр 15—20 мм. Оно совпадает с внутренним цилиндром (но не с его осью) и герметически закрывается слюдяным оконцем, через которое проводятся наблюдения за включениями. Рядом с ним просверлено первое небольшое отверстие 18 диаметром 4,5—5 мм, в которое плотно вставляется фарфоровая трубочка с двумя канальцами для ввода термопары 34. Второе отверстие 19, расположенное в 10 мм от предыдущего и тоже у края верхнего оконца, имеет диаметр 2,2 мм. Оно приспособлено для ввода внутрь стержня металлического препаратодержателя, предназначенного для помещения на нем исследуемого препарата. Третье небольшое отверстие 20 того же диаметра расположено вблизи края крышки и предназначено для поворотной ручки, закрывающей и открывающей герметизирующее верхнее слюдяное оконце. Точеное металлическое массивное кольцо 21 модифицированного препаратодержателя имеет внешний диаметр 26,5 мм, а внутренний 8 мм (22). С одной стороны это кольцо наглухо соединено с вертикальным стержнем 23, имеющим диаметр 2,1—2,5 мм. В верхней части стержня на расстоянии 12 мм сделана винтовая нарезка. Этот стержень вставляется во второе отверстие крышки снизу вверх и на него навинчивается круглая головка стержня 24, вращением которой кольцеобразная площадка препаратодержателя, в той или иной части соприкасающаяся с внутренним цилиндром, может перемещаться на винте вместе с препаратом в вертикальном направлении. Это необходимо для того, чтобы в процессе работы, в зависимости от фокусного расстояния применяющегося объектива приближать препарат, свободно положенный над отверстием препаратодержателя, к верхнему оконцу, а также плотнее прижимать объект изучения 25 к уплотненному концу введенной пружинящей термопары 26. Вертикальное движение металлического массивного кольца препаратодержателя осуществляется в рабочем пространстве 27 внутреннего цилиндра термокамеры и в нем просверливаются отверстия для облегчения конвекции горячего воздуха между верхом и низом. Чтобы при смене препарата не снимать всей крышки прибора, верхнее слюдяное или кварцевое оконце 28 легко

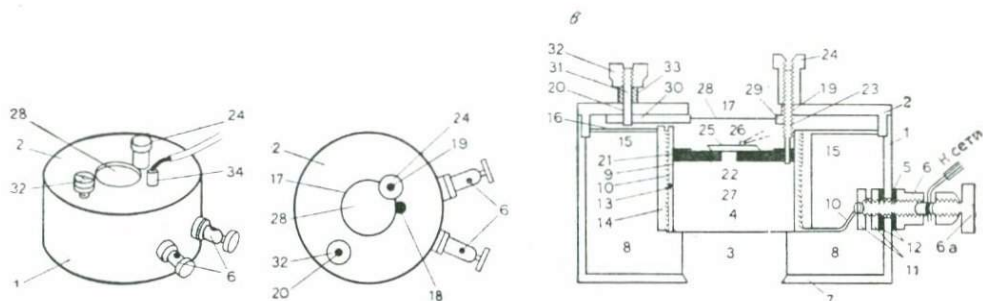


Рис. 3. Среднетемпературная микротермокамера модели 1950 г. (конструкции Н. П. Ермакова):

а — общий вид; *б* — вид сверху; *в* — камера нагревания в разрезе.

1 — цельнометаллический корпус; 2 — крышка термокамеры; 3 — нижнее отверстие корпуса; 4 — нижнее слюдяное оконце; 5 — отверстие в стенке корпуса; 6 — клеммы подключения; 6а — винт клеммы; 7 — дно камеры; 8 — слой асбеста; 9 — внутренний цилиндр; 10 — нагревательное сопротивление; 11 — гайка; 12 — фибровые шайбы; 13 — тонкий слой изоляционной слюды; 14 — асбестовый картон; 15 — асбестовая вата; 16 — асбестовая бумага; 17 — верхнее отверстие для слюдяного оконца; 18 — отверстие для ввода термопары; 19 — отверстие для стержня препаратодержателя; 20 — отверстие для поворотной ручки верхнего слюдяного оконца; 21 — кольцо препаратодержателя; 22 — среднее оконце; 23 — стержень препаратодержателя; 24 — головка стержня препаратодержателя; 25 — препарат (объект изучения); 26 — конец термопары; 27 — рабочее пространство термокамеры; 28 — верхнее слюдяное оконце; 29 — кольцо верхнего оконца; 30 — рычажок кольца верхнего оконца; 31 — стержень поворотной ручки; 32 — головка поворотной ручки; 33 — пружина поворотной ручки; 34 — фарфоровая трубочка с термопарой

открывается и закрывается. Оно также представляет собой уплощенное металлическое кольцо 29 с внутренним отверстием 15—20 мм. Рычажок 30 горизонтально перемещается вместе с кольцом под крышкой термокамеры. Благодаря тому, что конец рычажка нагнуто соединен с вертикальным поворотным стерженьком 31, вставляющимся в третье отверстие крышки 20 и возвышающимся над ним на 8 мм. Это перемещение кольца верхнего оконца осуществляется снаружи простым поворотом головки ручки 32, изготовленной из материала с низкой теплопроводностью. Между головкой и наружной поверхностью крышки на поворотном стерженьке находится пружинка 33, обеспечивающая плотное прижатие кольца верхнего оконца к внутренней поверхности крышки для максимальной герметизации рабочего пространства камеры.

Приведенное описание микротермокамеры почти без изменений взято из книги автора, в которой детально описана методика термометрического исследования минералов и месторождений, до сих пор существенно не изменившаяся. Поэтому здесь нет необходимости повторять ее изложение. Однако краткие сведения по проведению экспериментов с этой среднетемпературной камерой конструкции 1950 г. все же нужно привести для геологов, которые впервые будут ее использовать.

Эта камера предназначена для исследований включений, гомогенизирующихся при 650°C, т. е. может охватить весь диапазон гидротермально-пневматолитового рудообразования в образцах, содержащих изначальногомогенные, газовой-жидкие включения всех трех классов II информативного ряда.

Предварительное макровизуальное изучение включающих минералов и их агрегатов, а также оптическая микроскопия включений в статическом виде описаны нами в предыдущей монографии, так же как и изготовление плоскопараллельных макропрепаратов пластинок для термометрических испытаний включений. Толщина их не стандартна из-за неодинаковой прозрачности включающих минералов, но в общем должна составлять около 0,1 мм и более, а оптимальная площадь 1—1,5 см и несколько менее.

После предварительного изучения семейств включений и их фотодокументацию такие препараты могут изучаться в микротермокамере.

Специальными щипчиками препарат помещается через открытое верхнее оконце над отверстием металлического препаратодержателя, с которым он по краям должен иметь *плотный контакт*. Если включения очень мелкие, то сразу нужно, вращая головку стержня препаратодержателя, приблизить двухстороннюю шлифовку минерала к верхнему оконцу. Плотный контакт уплощенного конца термопары с препаратом вблизи включения является необходимым условием, обеспечивающим точность температурных замеров. Когда препарат будет близок к верхнему оконцу, как этого требует фокусировка объектива, поворотом специальной ручки закрывают верхнее слюдяное оконце микротермокамеры. При этом нужно убедиться в том, что термопара не соприкасается с какой-либо частью прибора, кроме фарфоровой трубочки.

После этих процедур с объективом малого увеличения при ярком равномерном освещении снизу находят отмеченные условными знаками включения, аккуратно перемещая микротермокамеру в горизонтальном направлении.

В первую очередь должны быть изучены семейства жидких включений с наименьшим газовым пузырьком. В последнюю очередь производится исследование включений, в которых газовая фаза занимает наибольший объем. Такая очередность обязательна, поскольку значительная часть первых включений в процессе проведения дальнейших термоанализов взрывается вследствие превышения температурной точки их гомогенизации.

После того как при малом увеличении найдены намеченные для первого анализа включения (нужно иметь в поле зрения сразу несколько включений, принадлежащих к одному семейству), на них фокусируется микроскоп по возможности с наибольшим увеличением объектива и окуляра. Подключение термокамеры к электрической сети производится при включенном на полное сопротивление реостате или ЛАТРе. Затем сопротивление постепенно выводится, обеспечивая медленное прогревание препарата до нужной температуры.

Необходимо иметь в виду, что скорость прогрева препаратов различна и зависит от коэффициентов их теплопроводности. Она высшая у сфалерита и топаза, средняя у кварца и флюорита, низкая у кальцита, турмалина и граната и очень низкая у барита и слюды. Поэтому температура поверхности препарата у контакта с термодатчиком

термопары наиболее быстро уравниваются с включениями в минералах высокой и средней теплопроводности.

Когда газовый пузырек заметно уменьшится, нужно опять понизить сопротивление. Это необходимо для того, чтобы максимально замедлить дальнейшее нагревание до выравнивания температур поверхности препарата и его внутренней части или даже удержать ее некоторое время примерно на одном уровне. Таким путем можно обеспечить более точный замер температуры гомогенизации, а также равновесие включенного раствора со стенками включения, которые не являются вполне инертными. Для гомогенизации включений одного и того же вида в определенном минерале месторождения должен быть установлен один и тот же темп нагревания. Для двухфазовых включений средняя продолжительность каждого опыта составляет примерно 1 ч. Однако для каждого минерала месторождения целесообразнее определять темп нагревания опытным путем, добившись при нескольких экспериментах единого значения температурной точки гомогенизации.

Естественно, что темпы нагрева для двухфазовых включений в низкотемпературных минералах могут быть большими, чем для включений многофазовых в высокотемпературных минералах. В последних иногда один опыт по гомогенизации может протекать в течение 4—5 ч, в результате чего получаются однозначные результаты.

После того как замер температуры произведен, микротермокамера временно отключается от сети и производится наблюдение над процессом гетерогенизации, т. е. следует устанавливать температуру первого появления газовых пузырьков и возникновения твердых фаз в вакуолях включений. Для контроля правильности произведенных замеров окончание опыта повторяется один или несколько раз.

Следует всегда учитывать, что между крайними значениями температур гомогенизации мнимовторичных и первичных включений в одном и том же кристалле могут встретиться любые промежуточные их значения. Естественно, что чем больше будет промежуточных точек замеров температур гомогенизации включений из разных зон кристалла или жилы, тем точнее будет охарактеризован температурный интервал процесса их образования.

Мы очень кратко изложили методику общего экспериментального процесса с использованием среднетемпературной микротермокамеры. При этом нами не затрагивался ряд деталей, которые уясняются на практике.

Охарактеризованные выше микротермокамеры позволили автору при детально описанной ранее (1950 г.) методике термометрических исследований впервые решить следующие важные вопросы, прямо относящиеся к теории глубинного минералообразования:

1. Гидротермальный процесс минералообразования, протекающий в жидких водных и водно-углекислых растворах, не ограничен критической точкой H_2O $374^{\circ}C$, а распространяется благодаря возникновению гидротермальной рапы вплоть до температур $550—600^{\circ}C$.

2. Пневматолитовые растворы малой плотности могут участвовать в постмагматическом минералообразовании при температуре,

существенно ниже критической для чистой воды, и обеспечивать продуктивные эпизоды пневматолита, стимулируя массовое выделение рудных веществ из жидких растворов.

3. В природе обычно развиты политемпературные минералы, иногда охватывающие температурный диапазон в сотни градусов Цельсия.

4. Ход гомогенизации газово-жидких включений различен, что позволяет разделять продукты пневматолита и гидротермальной деятельности в зависимости от разной плотности заключенных растворов, а также различным, впервые установленным в 1948 г. типам и видам гомогенизации.

С помощью этой микротермокамеры были выявлены по включениям оптимальные параметры искусственного выращивания горного хрусталя в автоклавах, позволившие быстро решить проблему получения столь дефицитного минерала в нашей стране.

Между тем некоторые исследователи включений, например В. А. Калюжный (1960), стали оценивать принцип нагревания препаратов с включениями в воздушной среде как «неверный в своей основе» и рекомендовать действительно не пригодную для массовых измерений свою термокамеру «нового типа», очень сходную с камерой И. Кенигсбергера (1906 г.). Поскольку автор считает ее наиболее точной и совершенной, не желая понять недостатков, мы вынуждены остановиться на них сами.

Воздушное пространство в их камере ограничено вертикальным узким каналом с диаметром 1—2 мм, просверленным в завинчивающихся металлических массивных пробках, между которыми плотно зажимается препарат, имеющий с боков пространство, также заполненное воздухом.

Непосредственный контакт спая термопары с препаратом отсутствует. Термопара фиксирует, таким образом, степень нагрева не минерала, а металла. Постоянное положение спая термопары, по отношению к конкретным включениям контролироваться не может.

Очень узкий и длинный просмотровый канал обеспечивает плохие условия освещения и требует введения модельного микроконденсатора и использования только дефицитных длиннофокусных объективов. Процесс установки препарата занимает много времени и не может быть сдвинут в сторону или приближен к объективу. В мизерном поле зрения могут просматриваться одиночные включения, а при нормальном исследовании требуются одновременный просмотр и контроль за их семействами при выявлении температур гомогенизации разновременных включений, начиная с низкотемпературных, которые при перегреве разрушают и другие включения.

Однако все это приносится в жертву «точности измерения» в несколько градусов.

К сожалению, В. А. Калюжный (1957), а позднее Ю. Н. Пашков и др. (1968) при испытаниях на точность измерений в нашей термокамере использовали только воздушно-конвективную передачу тепла к препарату, который изолировался от металла препаратодержателя пластинкой слюды.

Для достижения быстрого и равномерного прогревания препарата в рабочем объеме термокамеры мы используем *комбинированный конвективно-теплопроводный принцип передачи тепла к препарату*. Последний помещается просто на «металлической платформе» препаратодержателя, над его внутренним отверстием, а сверху и снизу нагревается горячим воздухом. При этом по существу не потребовалось почти никаких изменений конструкции термокамеры, а все ее удобства для работы были сохранены.

Такой «двойной» прогрев тонкой пластинки препарата, большая часть которой прилегает к металлу препаратоносителя, прикасающегося в том или ином месте к центральному нагревательному цилиндру, не вызывает необходимости в какой-либо радикальной реконструкции.

Источники ошибок в измерениях T_T были описаны нами ранее (Ермаков, 1950). Если исключить несовершенство термоизмерительной аппаратуры и использование аномальных включений, то в качестве главных из них еще в то время отмечались недостаточная герметичность рабочего пространства термокамеры, отсутствие плотного контакта препарата со спаем термопары, а также большая скорость и различный темп нагревания.

Первый источник неточностей связан только с небрежностью изготовления термокамеры, в крышке которой входные отверстия для стержня препаратодержателя и фарфоровой трубки термопары точно не совпадали с диаметром последних.

Второй источник неточности замеров температуры был оценен нами по одному и тому же включению в кварце из Забайкалья (до 20°C). Для его ликвидации было предусмотрено подъемное винтовое приспособление препаратодержателя, простое использование которого обеспечивает плотность контакта уплощенного конца спая пружинящей термопары с участком расположения семейства газовой-жидких включений в препарате. Контроль за плотностью контакта осуществляется визуальным наблюдением под микроскопом.

При большей скорости нагревания гомогенизация включений внутри препарата может произойти не при той температуре, до которой разогрелся участок препарата и которую в этот момент зафиксировали измерительный прибор и термопара. Инерция возрастания температуры при быстром нагревании также может вызвать неточности в отсчете. Источники этих ошибок сводятся к минимуму при очень медленном равномерном нагревании с повторениями гомогенизации в конце опыта. Недопустим также разный темп нагревания для включений с одинаковыми отношениями фаз в разных препаратах одного и того же кристалла. Для многофазовых включений нужен замедленный темп нагревания, так как в них требуется фиксировать температуры растворения минералов-узников. Пределы видимости газового пузырька и четкое различие фазовых границ до конца эксперимента также должны привлекать внимание исследователей. Эти рекомендации, естественно, относятся и к микротермокамерам других конструкций.

Высокотемпературные испытания затвердевших включений расплавов в минералах магматического происхождения вначале осуществля-

лись без специальных термокамер и даже без фиксации температур нагревания.

Так, Г. Дейша впервые нагревал такие включения (по-видимому, до 1000°C) на кусочке листового железа в пламени горелки. При быстром охлаждении (закалке) он в качестве доказательства расплавления включений стекла приводил факт возникновения в нем нескольких мелких газовых пузырьков, появившихся вместо одного более крупного, наблюдавшегося перед опытом. С помощью своего, очень нехитрого приспособления этот ученый наблюдал при перегреве и даже сфотографировал «микровулканические» выбросы магмы из включений на поверхность препарата. Эти прорывы, несомненно связанные с декрепитацией стенок вакуолей, указывали на резкое возрастание внутреннего давления при превращении затвердевшего включения в микрокапельку магмы. (Естественно, что Г. Дейша без микроскопа и камеры не мог визуально наблюдать ход такого превращения и фиксировать его температуру.)

В нашей стране с 1969 г. В. Б. Наумов начал успешно применять метод расплавления и закалки включений стекла с фиксацией температуры на разных высоких ступенях нагревания, которое он проводил также в воздушной среде, помещая препараты на изогнутой платиновой пластинке.

В США Э. Роддер (1970) помещал препараты с затвердевшими включениями в ампулах с откачанным воздухом и при определенных высоких температурах извлекал их для закалки на воздухе или в водной среде, фотографически фиксируя характер происшедших изменений в содержимом вакуолей. Вместе с П. Вайбленом (1972 г.) методом закалки он смог определить гомогенизацию многофазовых включений стекла в минералах толеитовых базальтов Луны, в интервале температур $1050\text{—}1220^{\circ}\text{C}$, задокументировав разные степени нагревания микрофотографиями.

Таким образом, даже без специальных высокотемпературных термокамер наши современники методом закалки получили важные научные результаты. Однако без наблюдений и контроля под микроскопом за фазовыми превращениями в затвердевших включениях в процессе экспериментов их исследования методом плавления и закалки не вызвали полного удовлетворения в своей точности. Поэтому стремление создать высокотемпературную микротермокамеру было оправданным (рис. 4, 5).

Высокотемпературные микротермокамеры к микроскопу. На подходе к созданию таких камер у нас в первую очередь следует отметить средне-высокотемпературную (до 1200°C) термокамеру Долгова-Базарова (1965), отличающуюся простотой конструкции и выполнения. Это обеспечило ей достаточно широкое использование в практике исследовательских работ с газово-жидкими и расплавленными включениями высоких температур гомогенизации (до 1450°C).

В это же время высокотемпературная камера (до 1900°C) была предложена В. А. Калюжным (1965) с новым нагревателем из молибденовой жести, который после накаливания служил и осветителем. Это

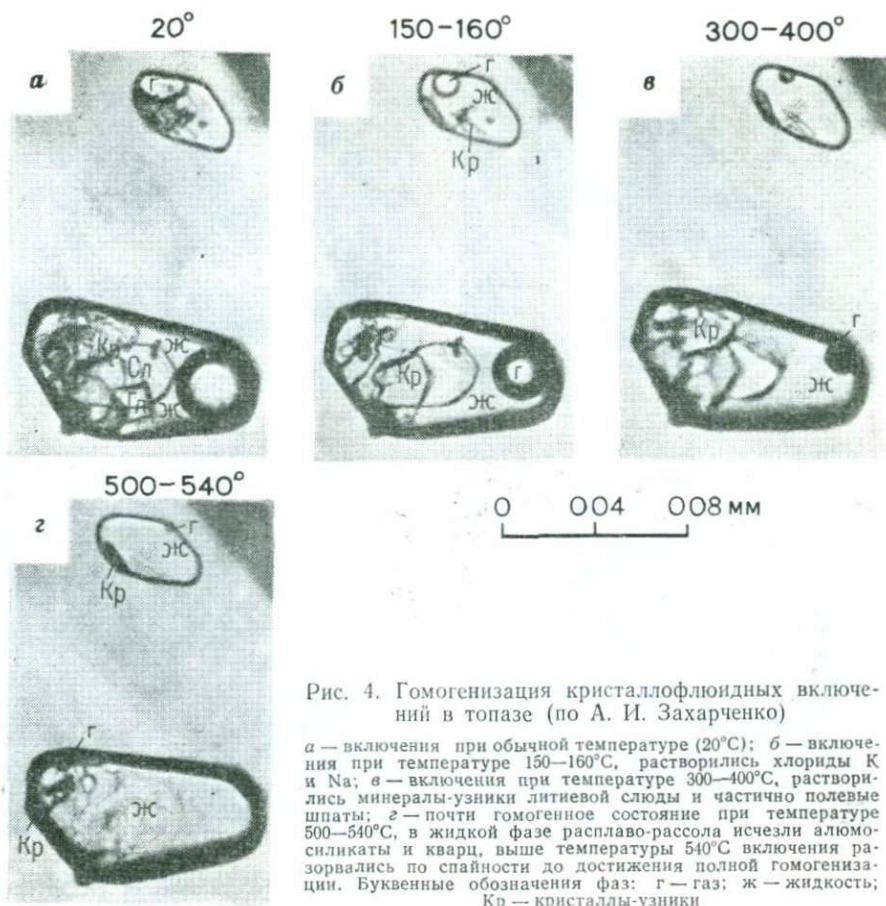


Рис. 4. Гомогенизация кристаллофлюидных включений в топазе (по А. И. Захарченко)

а — включения при обычной температуре (20°C); *б* — включения при температуре 150–160°C, растворились хлориды К и Na; *в* — включения при температуре 300–400°C, растворились минералы-узники литиевой слюды и частично полевые шпаты; *г* — почти гомогенное состояние при температуре 500–540°C, в жидкой фазе расплаво-рассола исчезли алюмосиликаты и кварц, выше температуры 540°C включения разорвались по спайности до достижения полной гомогенизации. Буквенные обозначения фаз: г — газ; ж — жидкость; Кр — кристаллы-узники

не позволяло вести наблюдения в первой стадии эксперимента. Охлаждение проточной водой, необходимость создания вакуума, невозможность использования короткофокусных объективов и общая громоздкость установки ограничили ее использование несколькими замерами гомогенизации включений стекла, проведенными самим автором.

А. И. Чепуров и Н. П. Похиленко (1972) в своей высокотемпературной камере (до 1500°C) в качестве нагревателя использовали пластинку с отверстием 1 мм, которая помещалась в среде инертного газа внутри герметизированного асбоцементного кожуха. Однако и эта, относительно удачная камера не получила сколько-нибудь широкого распространения из-за коробления поверхности пластинки, малой инерционности в нагревании пластины и легкой ее перекристаллизации при высокой температуре.

Таким образом, наибольшую роль в развитии метода высокотемпературной гомогенизации сыграла первая термокамера, усовершенство-

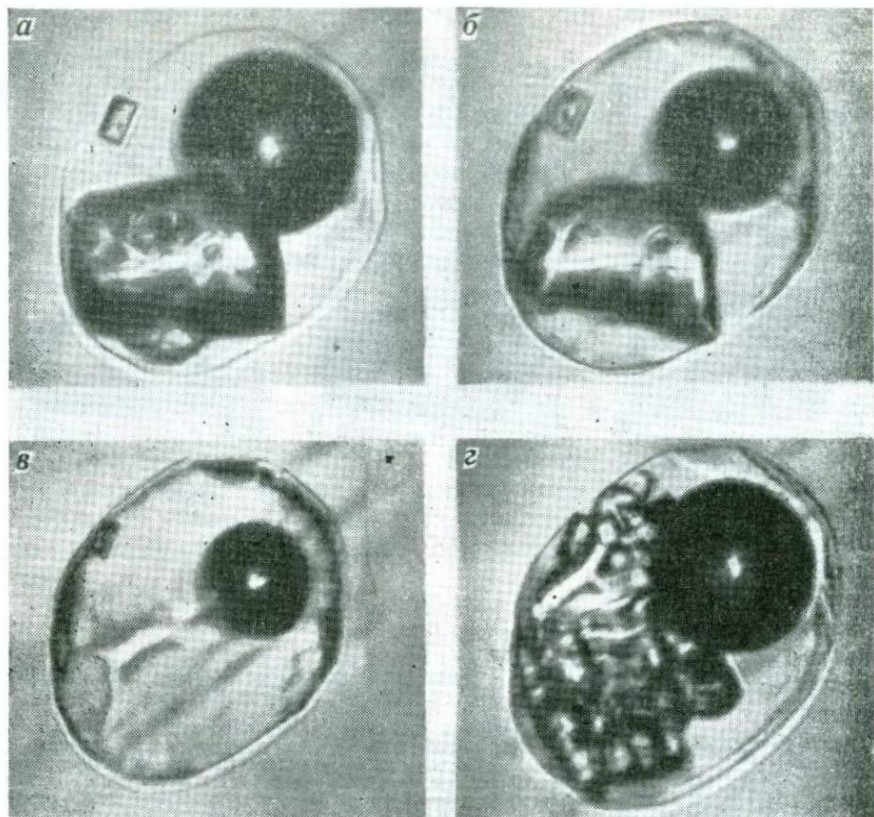


Рис. 5. Гомогенизация и гетерогенизация многофазового включения гидротермальной рапы во флюорите (по Ф. П. Мельникову)

а — включение при обычной температуре (20°C); *б* — включение при 150°C, сильвин исчез, галит «оплавился»; *в* — включение при 240°C, минералы-узники хлоридов полностью растворились, газовый пузырек уменьшился почти в 2 раза; *г* — быстрое охлаждение после гомогенизации (170°C), хлориды выделялись в виде неограниченной кристаллической массы

ванная Л. Ш. Базаровым (1968) и И. Т. Бакуменко (1970), но также не лишенная дефектов. К ним относятся недостаточная герметизация камеры, проходящий ток нагретого воздуха, нагревание через предметное стекло с малым коэффициентом теплопроводности и значительным температурным перепадом от нагревателя до микрообъекта исследований. Поэтому и их средне-высокотемпературная микротермокамера не могла быть рекомендована для серийного производства.

К настоящему времени наиболее простой, надежной и доступной для изготовления своими силами является высокотемпературная (до 1600°C) микротермокамера с силитовым нагревателем, предложенная М. Ю. Михайловым и В. С. Шацким (1974 г.). Необходимая инерционность дает стабильные температуры при повторных эталони-

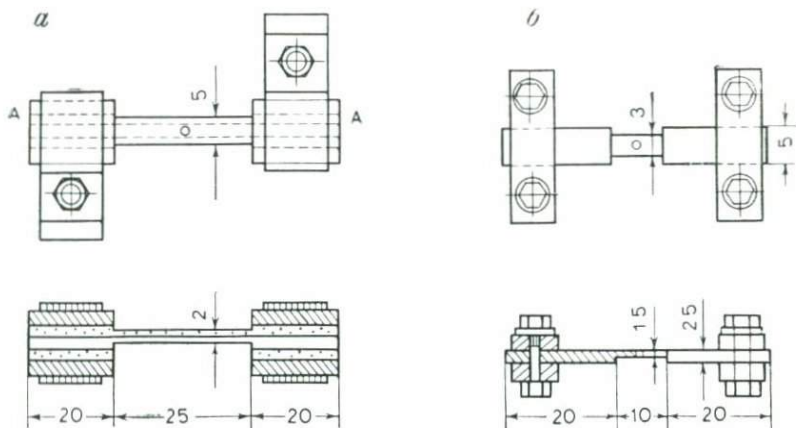


Рис. 6. Силитовый нагреватель для высокотемпературной микротермокамеры (по М. Ю. Михайлову и В. С. Шацкому).

Схема устройства: *а* — силитового нагревателя, изготовленного из торцевой части стержня; *б* — пластинчатого силитового нагревателя

ровках. Камера с таким нагревателем хорошо зарекомендовала себя в лабораториях ИГГН СО АН СССР и в лаборатории МГУ (рис. 6). Однако недостатком силитового нагревателя являются хрупкость материала и не очень надежный контакт с токоподводящими клеммами. Напротив, его достоинством служат замена дорогостоящей платины и возможность использования для установки в любой термокамере. Представим описание этого приспособления для высокотемпературных исследований затвердевших включений расплавов, сделанное авторами (1974 г.).

Нагревательный элемент может быть выполнен в двух вариантах. В первом варианте нагреватель изготавливается из торцевой части силитового стержня (используются силитовые стержни для муфельной печи). Отрезок длиной 6—7 см обрабатывается на шлифовальном круге в соответствии с размерами, указанными на рис. 5. Отверстие для освещения препарата высверливается с помощью алмазного сверла или алмазной пасты и стальной иглы подходящего диаметра. Для крепления нагревателя используются специальные контактные зажимы, поставляемые в комплекте с силитовыми стержнями. Зажимы через латунные электроводы присоединяются к соответствующим клеммам на корпусе микротермокамеры.

В другом варианте нагреватель изготавливается в виде пластины (см. рис. 6). В этом случае для крепления нагревателя применяются графитовые контактные зажимы, представляющие собой две графитовые полосы, стягиваемые посредством латунных винтов. Нагреватель присоединяется к источнику питания через латунные электроводы.

При сборке микротермокамеры с силитовым нагревателем особое внимание должно быть уделено качеству крепления контактных зажимов, так как это во многом определяет устойчивость работы нагрева-

теля. Контроль температуры осуществляется с помощью платино-платинородиевой термопары. Алунитовую трубку термопары можно поместить во внутреннем канале силитового стержня, так, чтобы спай термопары находился на расстоянии 1—1,5 мм от отверстия до освещения. В этом положении спай фиксируется с помощью высокотемпературной замазки (70% Al_2O_3 и 30% силикатного клея). В некоторых случаях конструктивно оказывается удобнее помещать спай термопары в отверстие, расположенное в непосредственной близости от оконца для освещения. Точность определения температур гомогенизации включений с учетом погрешностей измерительного прибора и градуировки составляет 1—2%.

Силитовый нагреватель при потребляемой мощности около 500 Вт и токе в цепи нагревателя 10—15 А позволяет получать температуры до 1600°C. Для питания необходим понижающий трансформатор с напряжением во вторичной обмотке 30—35 В и мощностью не менее 500 Вт.

Для развития термобарогеохимических исследований в высокотемпературной области в будущем необходимо испытать пригодность для наших целей иных нагревателей, основанных, например, на превращении энергии электромагнитного высокочастотного поля в тепловую энергию локального и равномерного нагревания препаратов, а также сфокусированного теплоизлучения.

Проведенный анализ технического оснащения метода гомогенизации низко-, средне- и высокотемпературными термокамерами показывает, что их специализация и совершенствование обеспечили продолжение современных термометрических исследований включений всех трех классов I информативного ряда достаточно надежными определениями палеотемператур минералообразования.

Для углекисловодных и углекислотных включений низкотемпературной гомогенизации применимы соленоватоводные и масляные ванночки прошлого века с примитивным электрообогревом и с измерениями температур ртутным термометром.

Для газовой-жидких двух- и многофазовых включений растворов и рассолов диапазона пневматолитового и гидротермального минералообразования (до 600—700°C) до сих пор считается наиболее удобной и достаточно точной термокамера теплопроводно-конвекционного способа нагревания с хорошо изолированным небольшим объемом воздушной среды. Уплотненный контакт спая пружинящей термопары должен быть прижат вблизи участка препарата с хорошо обозримыми семействами изучаемых включений. Этой цели отвечает микротермокамера модели 1950 г. с широким массивным кольцом препаратодержателя (из латуни или из нержавеющей стали) и внутренним непокрытым отверстием диаметром 10—8—5 мм, над которым непосредственно помещается препарат, допускающий свободное перемещение по плоскости контакта с металлом.

Для гомогенизации включений магматических расплавов в интервале температур 700—1500°C вполне пригодна высокотемпературная камера с силитовым нагревателем образца 1974 г. и платино-платинородиевой термопарой с жестким креплением.

Погрешности измерений при точной теплоизмерительной аппаратуре, необходимой эталонировке термопар, а также надежной тепло-воздухоизоляции камер и соблюдении процедурных правил работы с ними для среднего интервала температур не должны превышать $\pm 3-5^{\circ}\text{C}$, а при высокотемпературных измерениях $\pm 10-15^{\circ}\text{C}$. При наиболее важных проверочных сопоставлениях температур гомогенизации в искусственных и природных кристаллах можно добиться и более точных показателей измерения температур гомогенизации, которые после окончания каждого опыта для надежности должны измеряться повторно на измерительных приборах высокой точности.

Для каждой средне- и высокотемпературной термокамеры должна быть проведена эталонировка используемой термопары по точкам конгруэнтного плавления чистых солей и металлов, таких, как моноклинная: S — 119° ; AgNO_3 — 210° ; KNO_3 — 306° ; AgCl — 445° ; Sb — $630,5^{\circ}$; Al — 660° ; Mg — 659°C ; NaCl — 800° ; Ag — 960° ; Au — 1063° ; Mn — 1250° ; Pd — 1552°C , или по эталонным крупным включениям.

Для среднетемпературных термокамер удобна хромель-алюмелевая, а для высокотемпературных Pt — PtRh-термопара.

При использовании микроскопа любой конструкции желательно иметь длиннофокусные объективы. В качестве наиболее приспособленных для микроисследований включений в МГУ с 1970 г. используются отечественные биологические микроскопы МБИ-6 с микронасадкой АУ-13, имеющие хорошие осветительную систему с поляризованным светом, высокоразрешающую оптику, а в модели МБИ-14 — и автоматический электронный экспонометр для осуществления фотодокументации.

Эти микроскопы не исключают использования стандартных МИН-8 и 9, а также других отечественных и зарубежных микроскопов, которые лучше или хуже приспособлены к исследованиям геохимических систем включений.

Для сведения к минимуму влияния вертикального температурного градиента в плоскопараллельной пластинке — препарате толщина последней, особенно для минералов с низкой и средней теплопроводностью, не должна превышать 1 мм, а уплощенный спай термопары (термодатчика) во избежание влияния горизонтального градиента должен располагаться вблизи семейства исследующихся включений. Это легко осуществляется в рекомендованной к использованию среднетемпературной микротермокамере модели 1950 г. При хорошей воздушной и тепловой изоляции, а также соблюдении всех методических правил ее использования она исключает или сводит к минимуму случайные погрешности в замерах температур гомогенизации.

По работе с высокотемпературными термокамерами и результатам исследований расплавных включений в минералах магматических пород разного состава и происхождения мы рекомендуем монографию, вышедшую под редакцией В. С. Соболева и В. П. Костюка (1975).

Теоретические аспекты и испытания метода гомогенизации

Начало современной теории определения «истинных температур» методом гомогенизации газовой-жидких включений заложил Э. Ингерсон (1947 г.), хотя и у него были предшественники в лице Г. Сорби (1858 г.) и Р. Наккена (1921 г.).

Достижениям Э. Ингерсона мы посвятили ряд страниц своей монографии (Ермаков, 1950) и предложили графики, выразившие наглядно его представления о влиянии на зависимость температурной точки гомогенизации $T_2^{\circ}\text{C}$ от разных концентраций заключенных растворов и давления в оценке истинных температур. Ниже в этой главе, а также в главах по криметрии и барометрии нам придется останавливаться на этих вопросах. Их актуальность возникла не только в связи с желанием получить точные физико-химические параметры становления рудных гидротермальных месторождений ($T-P-X$), но и с необходимостью выявления по газовой-жидким включениям рецептуры для гидротермального выращивания искусственных кристаллов горного хрусталя.

Здесь трудоемкие и разносторонние испытания «микроавтоклавы» оказались вполне оправданными (Ермаков, 1965).

В начале 50-х годов метод гомогенизации включений нагреванием подвергался критике, а из-за незнания и пристрастия дело, к сожалению, дошло до целого ряда ошибочных заявлений (Роддер, 1970), которые грозили остановить его развитие. Основная масса геологов еще совсем не представляла научно-практическое значение этих микрообъектов.

К сожалению, нам и сейчас необходимо остановиться на дискуссионных вопросах того времени, так как оппоненты рассчитывали тогда не только на неосведомленность о включениях вообще, но и на неукосненность многих геологов в физической химии.

К таким самым первым статьям по теории гомогенизации, содержащим ошибочные выводы, относится работа И. А. Островского (1950) о диаграмме VTX, рассмотрение которой показало, что его данные применимы только к включениям в легкорастворимых минералах солей, но отнюдь не к труднорастворимым минералам, с которыми имеют дело исследователи в области термометрии. Н. П. Ермаков и В. А. Калужный (1957) должны были прояснить значение подобных диаграмм применительно к методу гомогенизации.

Е. И. Вульчин (1951), повторяя основные положения работы И. А. Островского, исходил из построений VTX-диаграмм и их изохорических разрезов. На них, к сожалению, не оказалось кривой критических объемов. Он пришел к необоснованному выводу о том, что термометрические измерения методом гомогенизации включений могут быть как заниженными, так и завышенными по отношению к действительным температурам роста минерала.

Упустив из вида физический смысл теоретических построений, эти авторы фактически исходили из парадоксального допущения образования включений в полях диаграмм, где не существует твердой фазы,

т. е. там, где отсутствует включающий минерал. Отсюда и их ошибочное утверждение о существовании завышенных определений температур (положительных ошибок) методом гомогенизации. В действительности температуры гомогенизации при обычных глубинных условиях образования включений всегда будут меньше или (для низких давлений в моменты вскипания растворов) равны температурам минералообразования. Никаких оснований для утверждения о существовании положительных ошибок физико-химические диаграммы VTX не дают.

Положительные ошибки метода возможны только при использовании включений, образовавшихся из кипящего маточного раствора, когда минерал может захватить ту или иную часть системы в гетерогенном виде или при их расщуровании.

При образовании включений из кипящего раствора в микрополость кристаллизующегося минерала может захватываться (вместе с жидкой фазой) самое различное количество газовой фазы. Положительная ошибка может быть равна нулю, если во включении попадает только одна из фаз (жидкая или газовая), как и бывает в большинстве случаев природного минералообразования. Вследствие того, что процесс вскипания минералообразующего раствора ограничен величиной критического давления, образование агомогенных включений — явление в природе, распространенное нешироко (за исключением простых и сложных включений с углекислотой). Температуры гомогенизации включений жидких растворов, находящихся в состоянии кипения, отвечают истинным температурам, так как в этом случае нет влияния повышенного давления.

Отвлечемся на изложение некоторых общих сведений, ставших теперь уже общезвестными.

С момента изоляции включения и охлаждения его до обычных *PT*-условий поверхности происходил процесс увеличения газового пузырька в жидких включениях и объема жидкой фазы в газовых включениях, т. е. процесс гетерогенизации. Чем выше была температура консервации водного раствора включения, тем шире был интервал ее перепада до комнатной температуры. Если мы видим разновозрастные включения с пузырьками разного размера (различная степень наполнения), то предполагаем, что включения с более крупными пузырьками, в общем, были законсервированы при более высоких температурах.

Что касается газовых включений, то чем больше в них содержится сконденсировавшейся жидкой фазы, тем выше была плотность газовой среды в момент ее консервации. В этом главную роль играла не температура, а давление. Последнее следует учитывать и при исследовании жидких включений. Так, если раствор включения находился под высоким давлением, то последнее не давало возможности свободного сокращения объема жидкости при охлаждении, и даже при комнатных условиях газовый пузырек в таких включениях может быть сжат. Естественно, что чем выше было внутреннее давление во включении, тем больше будет сжат газовый пузырек, и его исчезновение при нагревании покажет минимальную температуру гомогенизации. Это же следует учитывать и при первых визуальных оценках температур

палеогидротерм по размеру газового пузырька. В газовых включениях внутреннее давление в системе производит диаметрально-противоположное действие,— сжимая газы, оно содействует их конденсации и как бы освобождает в вакуоли место для увеличивающейся в объеме жидкости.

Для включений расплава из общетеоретических и экспериментальных данных известно, что чем больше было растворено в расплаве минерализаторов, тем ниже была температура его кристаллизации. Чем больше размеры газового пузырька в затвердевшем включении, тем ниже будет температура плавления заполняющего его вещества, и наоборот.

При охлаждении включений концентрированных многокомпонентных растворов кристаллизуются минералы-узники. Их количество и размеры свидетельствуют о разнообразии растворенных веществ и о высокой концентрации раствора. Эти кристаллы-узники находятся в равновесии с выделившим их раствором. Продолжение охлаждения раствора таких включений приводит к дальнейшему его пересыщению и увеличению размеров минералов-узников до уровня равновесия в данных *PT*-условиях. С переходом при охлаждении сопутствующего растворенного вещества на грани того или иного минерала-узника, а родственного минералу-хозяину на стенки вакуоли раствор становится менее плотным, и происходят спад давления и расширение газового пузырька. Наоборот, при нагревании обычно происходят повышение концентрации вещества герметизированных растворов в относительно постоянном объеме вакуоли и сжатие газового пузырька, т. е. возрастание концентрации действует параллельно и аналогично росту давления жидкой фазы системы.

В результате изучения концентраций веществ во включениях минералов мы пришли к выводу о том, что критическая температурная точка в 374° , характерная для чистой воды, не имеет отношения к природному минералообразованию и тем более *не годна для разграничения пневматолитовых и гидротермальных процессов* (Ермаков, 1950). Диапазон действия жидких гидротермальных высококонцентрированных растворов необходимо было поднять до $550\text{--}600^{\circ}\text{C}$, а проявления пневматолита для растворов с низкими концентрациями и давлениями — опустить до температуры порядка 200°C . По существу эта аксиома, *доказанная на природных микрообъектах включений растворов*, осталась почти не замеченной многими геологами, даже авторами учебников по рудным месторождениям.

Солевые концентрации палеогидротерм по их объективным измерениям в природных микрообъектах включений иногда оказывались настолько высокими (см. рис. 5), что пришлось ввести новый термин «гидротермальная рапа» (Ермаков, 1950). Стало ясно, что различия в этих концентрациях не могли не влиять на температурную точку гомогенизации газовой-жидких гидротермальных включений. Экспериментальные исследования в некоторых искусственных системах высоких солевых концентраций растворов проведены П. В. Клевцовым (1956). При этом были рассмотрены влияния 10 и 30%-ных весовых

концентраций хлоридных солей в микрообразцах палеогидротерм включений, а на графиках построены серии изохор в интервале 25°C , отвечающих температурам исчезновения газовой фазы при нагревании до $175\text{--}400^{\circ}\text{C}$. В эндогенных условиях чисто хлоридные растворы обычно отсутствуют, и поэтому использование их графиков для интерпретации природных систем встречается, к сожалению, с большими трудностями.

Однако важно то, что в высококонцентрированных растворах растворение последнего минерала-узника, по-видимому, отвечает так называемой «истинной» температуре консервата, так как влияние давления здесь сводится к минимуму.

К сожалению, такие включения не часто встречаются в минералах обычных гидротермальных месторождений.

Родственное включающему минералу вещество при снижении температуры за консервированных микропорций минералообразующей среды частично выделялось на стенках вакуолей. Поэтому не было обнаружено его содержаний выше $1\text{--}2$ вес.%. Все же мы попытались (Вульчин, Ермаков, 1965) отдать отчет о значении этих силикатных компонентов для температурной точки гомогенизации газозо-жидких включений.

Как и надо было ожидать, здесь не выявилось сколько-нибудь существенных влияний в отношении искажения температур гомогенизации. Рассмотрим с физико-химических позиций систему силикат—вода (рис. 7), характерную для подавляющего большинства включений минералообразующих сред в области действия гидротермальных растворов.

Эта область до первой критической точки давления принципиально не отличается от диаграмм, представленных В. А. Николаевым в 1945 г.

Система силикат—вода рассматривалась с помощью PTX -диаграмм Розебома, хотя эти диаграммы очень схематичны и далеко не отражают еще всех особенностей таких систем.

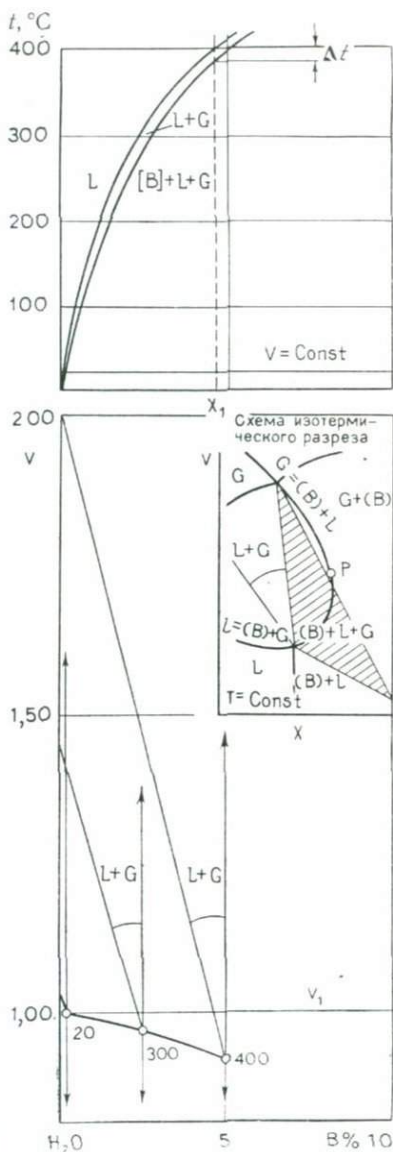


Рис. 7. TX -диаграмма систем типа вода — породообразующий силикат (по Е. И. Вульчину и Н. П. Ермакову)

Диаграмма VX такой системы должна отражать следующие принципиальные положения, отвечающие области действия гидротермальных растворов:

1. Концентрация истинных насыщенных растворов минералообразующего силиката, исходя из его обычно незначительной растворимости и данных анализов включений, должна быть низкой.

2. Газовая фаза, отвечающая этому участку ликвидуса трехфазового равновесия $B+L+G$, принимается равной чистому водяному пару. Точки ее удалены, так что сторону трехфазового треугольника $L-G$ будет правильно провести параллельно оси V .

3. Зависимость растворимости силиката от давления незначительна и поэтому кривую растворимости B можно провести параллельно оси ординат V .

4. Положение линии, разграничивающей область растворов от области двухфазового равновесия $L+S$, можно легко определить, поскольку ее практически можно провести от угла трехфазового треугольника на ликвидусе в направлении точки удельного объема чистой воды, находящейся в равновесии с паром при данной температуре.

На основании этих положений представлена VX -диаграмма для системы вода—минералообразующий силикат в проекции VX с разрезом TX (см. рис. 7). Из этой диаграммы видно, что отклонения при определении истинной температуры методом гомогенизации включений силикатных жидких водных растворов в трехфазовой области $[B]+L+S$ при плотности растворов включений выше, чем насыщенных растворов, для данной степени наполнения системы определяются величиной угла поля $L+S$.

Как можно видеть, этот угол для рассматриваемых систем (вещества незначительной растворимости) с низкими концентрациями насыщенных растворов будет небольшим (поле $L+S$ будет узким) и, следовательно, отклонения в определениях истинных температур будут незначительны.

Например, для конкретного случая, исходя из того, что растворимость силиката при 400° составляет около 5%, для включений с концентрацией X_1 , гомогенизирующихся при 400° , отклонение в определении от истинной температуры будет достигать лишь $+15^\circ$.

Только при гомогенизации включений с удельными объемами ниже кривой насыщенных растворов измерения истинных температур по подобным включениям значительно усложняются.

Дальнейшая работа по физико-химическим интерпретациям явлений, основанная не на абстрактном анализе диаграмм, еще далеких от совершенства, а на конкретных экспериментальных материалах с цифровым выражением величин, позволила автору совместно с А. А. Шапошниковым (1968) рассмотреть точность в определениях истинных температур минералообразования.

Экспериментальные данные. В разработанной нами на 1963—1965 гг. программе лабораторных опытов во ВНИИСИМСе была поставлена задача выращивания кристаллов кварца и параллельного воспроизведения в них включений растворов в широком диапазоне ин-

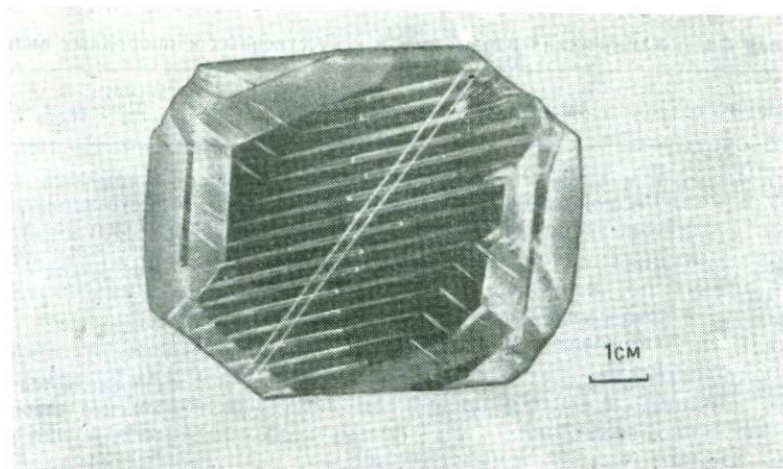


Рис. 8. Кристалл кварца с исследованными включениями, образовавшимися при росте в пропилах затравочной пластины

тенсивных термодинамических параметров процесса (рис. 8). Было выявлено влияние давлений и концентраций на положение T_r газожидких включений и соответствие состава кварцообразующих растворов в автоклавах составу консервирующихся во включениях микропорций этих растворов (Шапошников, Ермаков, 1968).

В искусственных и природных включениях могут быть известны или приближенно известны следующие физико-химические параметры (табл. 5).

Из сопоставления возможностей получения конкретных данных по физико-химическим параметрам, приведенного в этой таблице, можно видеть, что только P во включениях силикатно-водно-солевых систем растворов пока не может быть определено непосредственно.

Для случаев кипения, где $P_{\text{н}}$ равно давлению пара растворов $T_{\text{н}}=T_r$, на что нами указывалось ранее (1957). Это же относится и к случаям, когда искусственное выращивание кристаллов производится при T_r автоклава.

Однако в процессе роста минералов при температурах выше T_r автоклава на расхождения в величинах T_r и $T_{\text{н}}$ уже существенно влияют быстро возрастающее P и соответственно увеличение концентрации (X), форсированное усилением растворения шихты. Как это будет показано ниже, на величине поправки к температуре гомогенизации (ΔT°) эти два параметра отражаются взаимно противоположно. Поэтому соотношения $T-X$ в природных и искусственных условиях иногда бывают такими, что ΔT , всегда имеющая положительный знак, может и не приниматься во внимание.

Однако все же у исследователей включений по установившейся традиции доминанта в вопросе о поправках принадлежит величине

Определения физико-химических параметров в искусственных и природных включениях

Параметры	Автоклавы	Искусственные включения	Природные включения
Плотность раствора F (γ , V)	Изначально задана K -заполнения составом раствора	Измерима под микроскопом (равна K -заполнения автоклава)	Измеряется по количественному соотношению фаз микроскопической линейкой или сеткой
Температура: 1) истинная T_{II}	Фиксируется по верху автоклава в месте роста	—	—
2) гомогенизации T_{Γ}	Измеряется точкой резкого подъема P на кривой $T-P$		Определяется исчезновение газового пузырька при нагревании
Давление P	Заданы F и T , P расчетное измеряется непосредственно	Фиксировано в соотношении фаз, но не измеримо	В водно-солевых растворах включений непосредственно неизмеримо
Концентрация X (и состав) без SiO_2	Задается в растворе, a для T_{II} приближенно вычисляется	Примерно определяется T , положением криогидратной точки и ультрамикроскопическим анализом	

давления, существовавшего в период развития глубинной пневматолито-гидротермальной минерализации. При ориентировочной оценке величины P не следует осуществлять реставрацию геологического разреза. Определение литостатического давления по покрывке пород возможно лишь для случаев метасоматического внутрипластового минералообразования и не может быть распространено на растворопроводящие разломы и вертикальные трещины.

Определение этого параметра по сопряженным в одной зоне роста кристалла включениям водных растворов и чистой CO_2 или сложным (смешанным) водно-углекислым включениям возможно с большей степенью точности и для продуктов секреторного минералообразования, происходящего в открытых полостях застойных или проточных условий действия растворов. Определенные этим способом гидростатические давления для таких обычных случаев более открытых, чем замкнутых, природных систем показали, что их истинная величина (P_{II}) очень редко превышает (даже для камерных пегматитов) $700 \cdot 10^5$ Па. Именно поэтому в наших опытах было сосредоточено внимание на влиянии P_{II} на T_{Γ} ниже указанного предела. Только два эксперимента были поставлены в интервале давлений выше $1 \cdot 10^8$ Па.

В проведенной серии из 13 опытов наша задача сводилась в основном к первоначальной оценке влияния величин давления на T_{Γ} газово-

жидких (двух- и трехфазовых) включений в искусственных кварцах. Воспроизведение крупных включений в них при известных физико-химических параметрах опытного выращивания было обеспечено просверливанием с помощью ультразвука, а также затравочных пластин и природных кристаллов, подвешивавшихся в верхней части лабораторного автоклава. В нижней его части, где осуществлялся подогрев, как и обычно, помещалась растворяющаяся при подъеме температуры кварцевая шихта, а конвекционные токи переносили соединения кремния снизу вверх благодаря температурному градиенту (перепаду), величина которого отражалась только на скорости кристаллизации и герметизации искусственных вакуолей включений в процессе дорастания кристаллов. С помощью термометры производились измерения температуры в верхней части автоклава, т. е. в области роста с точностью $\pm 1^\circ\text{C}$.

Гомогенизация полученных таким способом искусственных включений производилась с вероятной погрешностью измерений $\pm 2-3^\circ\text{C}$. Результаты лабораторных опытов по воспроизведению включений и определению в них $T_{\text{Г}}$ в сопоставлении с некоторыми другими общетеоретическими экспериментальными данными сведены нами в табл. 6.

Из рассмотрения этой таблицы, с учетом различия в PTX , выявляется влияние PX на уровень $T_{\text{Г}}$ включений, т. е. на величину всегда положительной поправки для ее приведения к истинной температуре ($T_{\text{и}}$). Из ряда пар опытов с одинаковыми или примерно одинаковыми параметрами X можно установить некоторые интересные нас температурные зависимости $T_{\text{Г}}$ от $P_{\text{и}}$ и X .

При относительно малой, почти одинаковой концентрации (и составе) кристаллизующего раствора увеличение давления с $1080 \cdot 10^5$ до $1740 \cdot 10^5$ Па (т. е. на $660 \cdot 10^5$ Па) повысило температурную поправку (ΔT) от $+61$ до $+104^\circ\text{C}$, т. е. на 43°C (опыты 6 и 7).

При относительно низком значении X растворов (опыт 10) давление $680 \cdot 10^5$ Па вызывает большую поправку в $+52^\circ\text{C}$, но высокие концентрации их, обеспеченные насыщением KCl , резко снижают ΔT при $P=640 \cdot 10^5$ Па до 20°C . Следует отметить, что в этом последнем опыте нами были получены *искусственные трехфазовые включения растворов*, в каждом из которых образовался кристаллик *сильвина*, растворявшийся при 122°C , а при охлаждении начинавший снова свой рост при 65°C . Добавка KCl в кварцобразующий раствор в количестве до 20 вес. % (опыт 1) снижала ΔT более чем в 2 раза (24°C), но еще не вызывала образование твердой фазы этого вещества, обладающего высоким температурным коэффициентом растворимости по сравнению с NaCl (галитом). Добавка 23 вес. % NaCl также еще не обеспечивала кристаллизации твердой фазы во включениях, но при $P=490 \cdot 10^5$ Па снижала ΔT до 15°C . Добавка фтора в щелочные растворы (в виде NaF и LiF) при $P=630 \cdot 10^5$ Па, наоборот, увеличивала ΔT до 41°C (опыт 11), а при $P=600 \cdot 10^5$ Па (опыт 4) — до 34°C .

Поправки на давление ниже $400 \cdot 10^5$ Па даже при сравнительно малых концентрациях веществ (без учета соединений, образующих SiO_2) оказываются равны или ниже 20°C . Например, в опыте 5 при

Сопоставление температур гомогенизации с экспериментальными данными

Параметры	Номера				
	1	2	3	4	5
1. Давление — P , Па	$640 \cdot 10^5$	$490 \cdot 10^5$	$640 \cdot 10^5$	$600 \cdot 10^5$	$367 \cdot 10^5$
2. Заполнение — F раствором, % (плотность, Y)	75	76	78	73,5	77
3. Температура роста — $T_{и}$, °C (верх автоклава)	336	340	340	348	321
4. Температура гомогенизации T , °C включений и начала гетерогенизации	310—314 302	324—325 309	317—324 304	314 300	300—314 282—293
5. Разница между $T_{и}$ — $T_{гcp}$ (ΔT)	24	15	20	34	14
6. Концентрация и состав раствора (без SiO_2), вес. %	7NaCO ₃ 20KCl	7,4Na ₂ CO ₃ 23NaCl	7Na ₂ CO ₃ 50KCl	4NaOH + + LiF	15K ₂ CO ₃
7. T_g чистой H ₂ O, °C при данных F	281	275	264	288	269
8. Расхождение T_g раствора включений с T_g H ₂ O, °C (числитель) и $T_{и}$ — T_g H ₂ O (знаменатель)	$\frac{31}{55}$	$\frac{50}{65}$	$\frac{53}{76}$	$\frac{26}{60}$	$\frac{38}{62}$
9. T_g автоклава по точке перелома P — T -кривой (резкое повышение P)	282	310	305	307	311
10. Расхождение T_g автоклава с T_g включений	—30	—15	—12	—7	—3

$P=367 \cdot 10^5$ Па и среднем значении концентраций ΔT составила 14°C, а при $P=337 \cdot 10^5$ Па (опыт 8), но при малой X — ΔT равна 20°C. Давления ниже $300 \cdot 10^5$ Па делают температурную поправку еще менее значительной, как это видно из опыта 12, где давление в $270 \cdot 10^5$ Па при средней концентрации дает разницу $T_{и}$ — T_g всего лишь в 7°C. Следует отметить, что в некоторых условиях выращивания кварца, не приведенных в нашей таблице, но, возможно, стоящих наиболее близко к природным параметрам его кристаллизации, расхождения температур гомогенизации искусственно воспроизведенных газовой-жидких включений с истинными температурами роста составляли первые единицы градусов.

(по А. А. Шапошникову и Н. П. Ермакову, 1968 г.)

лабораторных опытов

6	7	8	9	10	11	12	13
$1740 \cdot 10^5$	$1080 \cdot 10^5$	$337 \cdot 10^5$	$575 \cdot 10^5$	$680 \cdot 10^5$	$630 \cdot 10^5$	$270 \cdot 10^5$	$282 \cdot 10^5$
83	81	73	77,5	71	74,5	79	73,2
370	336	328	329	377	340	310	327,8
266 247	275 255	308 297	300—305 279	325 309	299 280	303 292	309—316 295
104	61	20	27	52	41	7	15
4NaOH	3NaOH	$6,5\text{Na}_2\text{CO}_3$ $0,5\text{NaOH}$	$6,7\text{Na}_2\text{CO}_3$ $0,5\text{NaOH}$	$7\text{Na}_2\text{CO}_3$	4KOH + + NaF	$10\text{Na}_2\text{CO}_3$	Na_2CO_3 NaOH
228	243	292	269	301	283	257	292
$\frac{38}{142}$	$\frac{32}{63}$	$\frac{16}{36}$	$\frac{33}{60}$	$\frac{24}{70}$	$\frac{16}{57}$	$\frac{46}{53}$	$\frac{21}{36}$
266	276	310	298	328	306	311	330
0	1	2	4	3	6	8	18

При низкотемпературной гидротермальной деятельности (ниже 250°C) жидкие водно-солевые растворы, по своей концентрации еще способные к кристаллообразованию, настолько слабо подвержены сжатию при давлениях $250 \cdot 10^5$ Па и ниже, что температуры их гомогенизации во включениях со значительной степенью достоверности, по нашему мнению, могут быть приравнены к истинным температурам природного минералообразования.

Из результатов тщательно проведенных лабораторных опытов по выращиванию кристаллов кварца в гидротермальных условиях следует, что поправки к температурам гомогенизации газовой-жидких включений в природных и искусственных кристаллах кварца при давлениях ниже

$500 \cdot 10^5$ Па и оптимальных концентрациях, обеспечивающих не слишком быстрое кристаллообразование, составляют не более $15-20^\circ\text{C}$.

Таким образом, температуры гомогенизации газовой-жидких (не газовых) сингенетических или субсингенетических включений в минералах руд и измененных горных пород могут быть приняты в качестве *температурного эталона процессов глубинного рудообразования*, достаточно точно при значении давления ниже $500 \cdot 10^5$ Па. При этом следует учитывать противоположное давлению влияние высокой концентрации истинных водно-солевых гидротермальных растворов, порядок которой может быть относительно просто установлен криометрией искусственных и природных систем включений.

В табл. 5 температуры гомогенизации иногда представлены у нас не одной, а двумя цифрами, фиксирующими определенные узкие интервалы температур. Это в большой мере связано с измерениями включений герметизировавшихся в разное время роста одного и того же кристалла. Например, в опыте 5 на природном кристалле-затравке доращивались две зоны. В мелких включениях внутренней зеленоватой зоны $T_{\text{Г}}$ оказалась на $14-15^\circ$ выше, чем во включениях наружной бесцветной зоны. На границе зон в первичных включениях была установлена $T_{\text{Г}}$ промежуточного значения, на 6°C отличающаяся от ранних включений и на 8°C от самых поздних включений. Следует отметить, что определение K -заполнения раствором автоклава, по включениям в кристаллах осуществлялось с отклонением лишь до 1% от истинного его значения.

При проведенных опытах нами использовались не только крупные включения, возникшие в залеченных растворами отверстиях затравочных кристаллов, но и мелкие первичные включения в нарощем кварце, ничем не отличающиеся по способу образования от природных.

Из приведенных в таблице температур начала гетерогенизации включений (после их нагревания) видно, что температура появления пузырька пара не находится в какой-либо закономерной зависимости от $T_{\text{Г}}$, P или X . Разрыв в $T_{\text{ГОМ}}$ и $T_{\text{ГЕТ}}$, как это установлено нами на природных и частично на искусственных включениях, сокращается при наличии растворенных газов.

В табл. 6 представлены данные, касающиеся сопоставления результатов наших опытов с чистой водой (Вукалович, 1958) при использовании в автоклавах K -заполнения жидким раствором. Из цифровых величин горизонтальной 8-й графы можно установить существенную разницу между $T_{\text{Г}}$ раствора и $T_{\text{Г}}$ воды (в числителе). Здесь можно видеть большое влияние концентраций искусственных, а следовательно и природных растворов на расхождение температурных точек гомогенизации при одинаковом давлении (по вертикальным графам). Особенно наглядно это влияние выглядит в сопоставлении данных 1-го и 3-го опытов. Это влияние концентраций для растворов некоторых хлоридов уже было экспериментально изучено Л. А. Самойлович и Ж. В. Новожиловой (1965), а значение содержания CO_2 в водноуглекислых включениях рассмотрено В. А. Каложным и Д. К. Возняком (1965).

Поскольку поправки к $T_{\text{Г}}$ раствора для приведения ее к $T_{\text{И}}$ раствора всегда имеют положительный знак, обозначенные в знаменателе цифры

расхождений T_{II} раствора и $T_{Г}$ H_2O °С иногда отличаются от $T_{Г}$ раствора в 2—3 раза. Поэтому по данным, относящимся к чистой воде, нельзя производить оценку температур природного минералообразования, а рассматривать P - T -условия по диаграммам H_2O или раствору какой-либо одной соли невозможно, поскольку нельзя увязать ее с природными системами.

Поскольку все наши опыты по гидротермальному выращиванию проводились в герметизированных системах автоклавов, в табл. 6 приводятся данные по $T_{Г}$ самого автоклава, а также расхождения ее с $T_{Г}$ включений растворов в искусственных кристаллах, варьирующие от -30 до $+18$ °С. С учетом этого признака последовательно изменяющихся величин расхождений были размещены в таблице проведенные лабораторные опыты (с 1 по 13).

Существовало мнение, что $T_{Г}$ включений в выращенных минералах отражает только $T_{Г}$ автоклава вне зависимости от физико-химических вариаций других параметров. В известной мере это мнение основывалось на близких совпадениях объемных отношений фаз жидкость—газ во включениях с F автоклава. Наша проверка действительно доказала возможность определения с точностью до первых процентов коэффициента заполнения автоклава жидким водным раствором по соотношению фаз газовой-жидких включений, воспроизведенных в искусственных кристаллах и охлаждениях до обычной температуры.

Как видно из табл. 1, влияние на $T_{Г}$ включений и расхождения их с $T_{Г}$ автоклава зависит от совокупности других факторов и в первую очередь PX , но не является какой-либо простой функцией одного из параметров.

Обращает на себя внимание, что только высокие (1080 — 1740×10^5 Па) давления при относительно низком значении концентраций очень сближают значения $T_{Г}$ включений с $T_{Г}$ автоклава, а высокие концентрации солей щелочных металлов в растворах обеспечивают существенные превышения первых над вторыми.

В газовой-жидких включениях искусственных и природных кристаллов консервируется не только вещество растворов, но и фиксируются закономерные отношения между исходными параметрами геохимических сред, ретроспективное восстановление исходного уровня которых через нагревание обеспечивает их познание в относительных (для синтеза минералов) и в абсолютных значениях.

Опыты, проделанные нами и А. А. Шапошниковым (1968), были направлены не для выведения каких-либо поправок к $T_{Г}$, а на проверку точности, с которой охлажденные до обычной температуры жидкие гидротермальные включения отражают в природе плотность растворов, их состав и концентрацию.

Эти сведения оказались очень важными для того, чтобы при организации выращивания тех или иных новых дефицитных минералов можно было уверенно воспользоваться опытом минеральной природы, что было осуществлено при выращивании горного хрусталя.

Даже небольшие добавки в раствор автоклава тех или иных веществ тотчас отражались и на составе искусственных включений. То же

можно сказать и о концентрации солей, обеспечивавших на определенном уровне образование минералов-узников. Было установлено, что связь между температурой гомогенизации и температурой кристаллизации является не прямой, а косвенной.

В действительности переходным, связующим звеном между этими температурами является удельный объем раствора. Определяя температуру гомогенизации, мы тем самым восстанавливаем плотность раствора в момент его заупорки или на PT -диаграмме находим соответствующую и вполне определенную изохору.

В природной обстановке воздействия гидротермальных растворов не происходит; отсутствуют замкнутые автоклавные условия, характерные для искусственного минералообразования. Это всегда *более открытые, чем закрытые, системы*, в которых PTX постоянно изменяются, а теплоотдача в окружающие породы в первую очередь отражается на увеличении плотности растворов, через изменения которой выявляются различия в температурах гомогенизации и связанных с ней других интенсивных параметрах.

В отечественной литературе благодаря работам И. Г. Ганеева, Л. Н. Хетчикова, а также Б. А. Дороговина, Л. А. Самойлович и А. А. Шапошникова уже появилось много материала, разъясняющего влияние разных факторов на положение T_G . Однако для определения оптимальных для кристаллизации рудных минералов *температурных барьеров* и выявления общей динамики становления эндогенных рудных тел и месторождений по температурам гомогенизации *введение поправки на тот или иной параметр не представляется обязательным*, хотя иногда и возможным.

По включениям в искусственном кварце можно считать установленным, что при давлении до $100 \cdot 10^5$ Па имеется почти точное совпадение T_G и $T_{\text{роста}}$, а для давлений до $300 \cdot 10^5$ Па отклонение T_G в сторону занижения не превышает $10\text{--}20^\circ\text{C}$.

В искусственных кальцитах, выращенных при 227 и 270°C и давлениях ниже $100 \cdot 10^5$ Па, при концентрации солей в 9 вес. % температуры гомогенизации газовой-жидких включений материнских растворов составили соответственно $224\text{--}227$ и $266\text{--}273^\circ\text{C}$. Для вес. %-ной концентрации солей расхождения в истинных температурах синтеза T_C и T_G также оказались ничтожными: $T_{II}\text{—}280^\circ$, а $T_G\text{—}275\text{--}280^\circ\text{C}$; $T_{II}\text{—}276$, а $T_G\text{—}275\text{--}280^\circ\text{C}$; $T_{II}\text{—}224$, а $T_G\text{—}224\text{--}230^\circ\text{C}$.

Для трещинных природных гидротермальных систем, в которых формируются рудоносные жилы, учитывая проницаемость пород образующих стенки трещин, давления в $500\text{--}600 \cdot 10^5$ Па представляются уже очень высокими.

На T_G затвердевших включений расплавов влияние давления сказывается весьма слабо ($1\text{--}2\%$) из-за очень высокой плотности вещества, заполняющего вакуоли в магматических минералах и при высокотемпературном нагревании, привращающегося в капли магмы. *В объективном выявлении изменяющихся температур гомогенизации в пространстве месторождения, а также в координате времени его образования по стадиям заключается главная ценность метода гомогенизации.*

Запечатленные внутри природных включений значения интенсивных термодинамических параметров (*ТРХ*) действовавшей минералообразующей среды позволяют путем точного определения двух из них определять истинное значение третьего параметра. Однако для геолого-генетических исследований эндогенных образований наиболее важно определять *относительные значения температур* глубинных процессов (следовательно, и других связанных с ними параметров) в пространстве и времени.

Для этого вполне достаточно выявлять температуры гомогенизации (T_g) включений в парагенетически изученных сообществах минералов руд и пород разных этапов и стадий образования месторождения. При этом требуется разумный отбор образцов, строго привязанных в объеме участка земной коры, занятого месторождением, в последовательно образовавшихся зонах жил (тел) и отдельных кристаллов.

Гомогенизация включений обеспечивает выявление динамики изменения физико-химических условий генезиса от начала и до конца минералообразования на месторождении. Именно это и является главным в широком использовании метода гомогенизации с мерой и числом, а не получение любым способом единичных точек, так называемых истинных температур. *Цифровые значения T_g °С имеют самостоятельное значение.*

Однако, если имеются образцы с крупными включениями и существуют технические возможности, то следует по тому или иному постмагматическому месторождению сделать несколько трудоемких комплексных анализов включений, относящихся к самой ранней, средней и заключительной стадиям рудообразования. Это позволит увязывать T_g с температурными измерениями, принятыми на поверхности Земли, т. е. сомкнуть «ножницы» расхождений в их значениях.

Такие одиночные *реперные точки* не изменяют плавных или прерывисто-скачкообразных температурных кривых, характеризующих стадийное минералообразование. Они позволяют приподнять эти кривые от минимальных значений температур на несколько градусов или на первые десятки градусов, что по существу не меняет дела.

Здесь, кстати, следует остановиться на том, что же представляет собою так называемая «истинная», или «абсолютная», температура, к точному определению которой для глубинного минералообразования стремились часть исследователей газово-жидких включений.

Как известно, температура показывает степень нагретости (тепловое состояние) тел, и ее практическое измерение в градусах осуществляется по международной шкале, опирающейся на единственную реперную тройную точку чистой воды, примерно отвечающую точке таяния льда с отклонением на 0,01°К. В глубинных условиях развития процессов эндогенного минералообразования могут существовать подвижные равновесия жидкой и газообразной фаз воды, но тройной точки из-за невозможности существования ее твердой фазы (льда) быть не может. Гидротермальные растворы обнаруживают разную насыщенность солями и другими соединениями, что может быть объективно установлено по их консерватам во включениях. Давления,

растущие с глубиной, также непостоянны. Все это делает крайне затруднительной увязку температур эндогенных процессов с принятыми для поверхности земли термодинамической и международной шкалами температур (ГОСТ 8550—61). В методе гомогенизации мы с уверенностью пользуемся измерениями температуры в градусах, но обычно получаем более или менее заниженные значения (см. выше). Однако это совсем не должно смущать исследователей, так как *получаемые цифры имеют очень важное относительное значение, раскрывающее ход изменений основных термодинамических параметров в процессе образования того или иного минерала, жилы и месторождения в целом.*

Разработка методики таких термометрических исследований была начата нами около 30 лет назад (1944 г.) по включениям в кристаллах зонального флюорита и кварца. При этом обнаружилось, что одни кристаллы росли от начала и до конца при мало изменявшихся температурах, в пределах 10°C (монотемпературные минералы), а подавляющее большинство других кристаллизовалось в политемпературных условиях, причем снижение температур, равномерное или прерывистое, было главным стимулятором их образования (Ермаков, 1950).

Методика термометрического анализа минералов из гидротермальных месторождений была подробно освещена нами ранее (Ермаков, 1950₁) и с тех пор находит у нас широкое практическое применение. За рубежом она впервые была применена В. Твенхофелом (Twenhofel, 1947) при генетических исследованиях кристаллов флюорита из Нью-

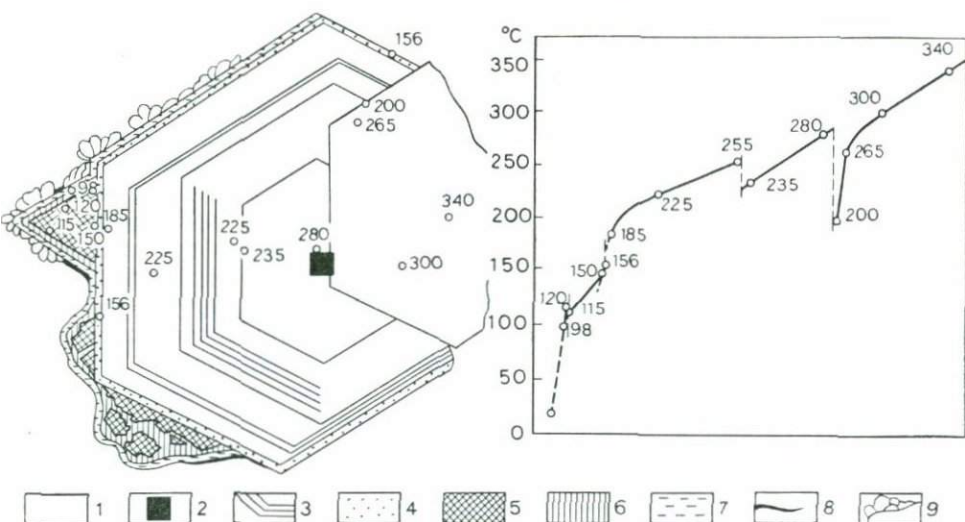


Рис. 9. Температурный режим растворов в процессе образования фантом-кристалла кварца и обрастающих его минералов грейзенового месторождения Кара-Оба (по И. В. Банщиковой, 1965):

1 — горный хрусталь; 2 — флюорит (первая и вторая подстадии); 3 — дымчатый зональный кварц (третья и четвертая подстадии); 4 — кварц молочный; 5 — флюорит зеленый (четвертая и пятая подстадии); 6 — флюорит лиловый; 7 — кварц-серцит; 8 — марказит; 9 — серцит (6—9 — образования шестой подстадии)

Мексико. Эта методика заключается в гомогенизации первичных и первично-вторичных газовой-жидких включений по их принадлежности к разным зонам роста и зональным жильным телам, к которым ясна последовательность выделения минеральных веществ, предоставляющая исследователям *условную координату времени*. По одной и той же зоне жилы, вскрытой на разных глубинах, удается выявлять измерения температур минералообразующих растворов в пространстве по мере движения гидротерм по трещине снизу вверх, т. е. определять *темп охлаждения растворов*. Выявление температурной стадийности в период формирования месторождений и различий в температурах действовавших растворов в ареалах участков формирования постмагматических объектов также стало распространенным применением термометрического анализа включений (рис. 9). Однако строго заданный объем монографии не позволил нам остановиться на практических вопросах использования метода гомогенизации.

Основные положения и постулаты метода гомогенизации газовой-жидких включений растворов (семантика термобарогеохимии)

Рассмотренные выше теоретические аспекты использования метода гомогенизации при выявлении относительных и истинных температур гидротермального минералообразования базируются на нескольких постулатах, подвергавшихся опытной проверке или превратившихся в аксиомы. К ним относятся: 1) разная степень сжатия и расширения при охлаждении и нагревании между водными растворами и кристаллическими веществами; 2) изначальная гомогенность жидкостей, герметизированных в минералах; 3) сохранность (или малые изменения) объема вакуолей после консервации в них растворов; 4) герметичность закупорки в минералах микропорций растворов и расплавов; 5) одновременность происхождения включений в относительных координатах времени и пространстве кристалла-хозяина; 6) различный ход гомогенизации, отражающей разную плотность заключенных растворов.

Остановимся на рассмотрении этих постулатов, уделяя большее внимание тем из них, которые ранее были причиной задержек в развитии термобарогеохимии.

Сжатие — расширение растворов и изначальная их гомогенность при консервации включений. Основной принцип метода, имеющий характер физико-химической истины, заключается в факте более интенсивного сжатия при охлаждении нагретых жидкостей по сравнению с одинаково нагретыми твердыми кристаллическими телами. Например, экспериментально установлено, что сжимаемость воды при давлении $2 \cdot 10^8$ Па и охлаждении более чем в 13 раз выше, чем в кварце. Этим объясняется возникновение свободного пространства внутри герметических вакуолей, включенных в минералах жидких растворов и расплавов, немедленно заполняющегося газовой фазой, фиксирующей их гетерогенизацию с образованием пузырька сжатия. Процесс искусственного нагревания этих систем

приводит к обратному результату, сопровождающемуся исчезновением газового пузырька в замкнутом пространстве твердого тела, т. е. к гомогенизации жидкостей в вакуолях минералов.

Легко воспроизводим примитивный опыт с полным заполнением герметизирующихся прозрачных сосудов жидкими нагретыми растворами, охлаждение которых вызывает их сжатие, более интенсивное, чем твердых стенок. Это реализуется в образовании пузырька пара, находящегося в равновесии с жидкостью. Последний при нагревании уменьшается в размерах вплоть до полного исчезновения при температуре заполнения сосуда с восстановлением внутри гомогенной жидкой среды.

При достаточно высокой концентрации солей в нагретых растворах охлаждение их вызывает выделение твердых фаз вследствие повышения концентрации и пересыщения, что обеспечивает в природе возникновение минералов-узников, которые при повторном нагревании легко растворяются.

Перегрев последней сверх температуры гомогенизации приводит к резкому возрастанию внутреннего давления в системе и к разрыву стенок сосуда, что имитирует метод декрепитации включений.

Нам кажется, что эти опыты, воспроизводимые при желании сколько угодно раз, и выращивание минералов с включениями в автоклавах при разных температурах, давлениях и концентрациях, к настоящему времени превратили первые два положения в аксиомы.

Взаимное влияние друг на друга указанных интенсивных параметров было рассмотрено нами выше. В природных условиях формирования того или иного постмагматического месторождения в отличие от искусственной автоклавной системы, а также их совокупные изменения реализовались в постоянных вариациях плотности растворов. Последние устанавливаются путем гомогенизации нагреванием микроавтоклавов включений. Это фиксирует даже очень тонкие колебания относительных температур минералообразования, не нуждающиеся в поправках на тот или иной отдельный физико-химический параметр.

Для выяснения динамики и числовой характеристики процессов и явлений в глубинах земной коры выявляющиеся значения температур гомогенизации (T_g) имеют самостоятельное значение.

Сохранность объема в вакуолях. Г. Г. Леммлейн (1950) — крупный кристаллограф, пристрастно относившийся к генетическому использованию включений минералообразующих растворов, — установил и задокументировал факты «отложения» родственного вещества во включениях, резонно поставив вопрос о соотношении современного и первоначального объемов их вакуолей.

Мы также проанализировали этот очень важный вопрос и пришли к выводу, что уменьшение объема вмещающих включения вакуолей не должно рассматриваться однозначно и только с формальных позиций, обычно рассчитанных на наиболее легкую доходчивость в понимании того или иного вопроса. При этом нами было установлено, что некоторое сокращение объема вакуолей включений вызывается, с одной стороны, общим сжатием включающего кристалла в процессе охлаждения,

а с другой — кристаллизацией родственного вещества на стенках вакуолей включений, происходившей как в *процессе их консервации*, так и *после герметизации* микропорций материнских растворов и расплавов. Именно это игнорировалось при формальном рассмотрении вопроса.

Сокращение объема сжатием кристалла-хозяина при его охлаждении несколько задерживает, но не препятствует возникновению газового пузырька внутри вакуоли кристалла, заполненной нагретой жидкостью.

Мнимое или истинное сокращение объема включений кристаллизацией на стенках вакуолей родственного вещества является чрезвычайно важным для метода гомогенизации.

Важной проблемой здесь является вопрос о количестве вещества, выделяемого *после замыкания* жидкого включения и *до полной консервации* микрокапельки раствора, еще сохраняющей связь с окружающей кристаллизующей средой. Здесь оказалось необходимым обратиться к самому механизму консервации включений неизвестной нам продолжительности.

Макрокапля раствора, наметившаяся к консервации, вначале оказалась в полузамкнутом (застойном) положении, но уже выделяла избыток родственного вещества. Это обеспечивало удаление из еще не замкнутой, окончательно не оформившейся вакуоли включения соответствующей части консервирующегося раствора. Полуизоляция этой капли от омывающего растущий кристалл минералообразующего раствора еще не означала пленения в минерале частицы типичного пересыщенного раствора, однако наблюдалось полное сходство в их температуре. Могло также отмечаться сходство в отношении не родственных минералу-хозяину веществ.

Однако не могло быть полного сходства в концентрации родственного вещества гидротермального раствора между включающейся застойной каплей маточного раствора и окружающего, свободного для массообмена минералообразующего раствора. Микропорция плененного с раствором родственного силикатного вещества не изменяла скольконибудь существенно объема включающей полости при комнатной температуре по сравнению с ее исходным объемом, отвечающим моменту замыкания включения, т. е. почти совсем не отразилась на положении температурной точки гомогенизации.

Чтобы иметь представление о величине изменений объема вакуолей после их замыкания, напомним (для включений в кварце), что при нормальном давлении в 1 л чистой воды при температуре 100°C растворяется только 450 мг кремнезема, при 200°C его содержится больше в 2 раза, при 300°C — почти в 4 раза, а при 340°C растворимость кремнезема повышается в 5 раз, но составляет в общем все же очень незначительную величину (в пределах до 0,25%). Если принять, что водный раствор двухфазовых включений в кварце при больших давлениях содержал 1% кремнезема и при охлаждении выделил его полностью из замкнутой микропорции раствора, то общее уменьшение объема вакуоли составило бы 0,033% от ее первоначального объема.

Естественно, что выделившееся на стенках вакуоли родственное вещество, образующее очень тонкий «ободок» включения (Ермаков,

1950), при медленном нагревании должно полностью или почти полностью перейти снова в раствор при длительно выдержанной температуре его гомогенизации и таким образом восстановить его исходный объем. Этот «ободок», как и в искусственных включениях, прежде всего выражается в виде микровицинальных неровностей стенок вакуолей. При быстром нагревании этого не случается, но изменение в объеме пор для двухфазовых жидких включений, в общем, настолько невелико, что не может сколько-нибудь существенно отразиться на оценке температуры применением метода гомогенизации включений.

Однако оказалось преждевременным такой вывод распространять на некоторые включения, наблюдавшиеся нами в высокотемпературных минералах камерных пегматитов Воьлини, где устанавливались значительные количества вещества, окаймленные световой полоской (Ермаков, 1950). Тогда мы посчитали, что такие «каймы» родственного вещества вокруг газовой-жидких включений невозможно считать эпигенетическими по отношению к моменту полного замыкания включения. Учитывая очень низкую растворимость силикатов в воде, мы расценили их как *результат сингенетического выделения родственного вещества*, диффундирующего во включающуюся каплю раствора в период ее консервации. Это вещество выделялось не в процессе остывания уже законсервированного раствора, а *кристаллизовалось из омывающих свободных растворов, в специфической застойной области, образующейся вакуоли газовой-жидкого включения*. Такая особенность его выделения в относительно спокойных условиях и определяла небольшую разницу в физических свойствах (показатель преломления) по сравнению с веществом, образующим весь включающий кристалл. Эти различия и позволили нам с помощью специальных приемов (диафрагмирование, боковое освещение и др.) выявлять очень тонкую границу (световую полоску) между нормально кристаллизовавшимся (из окружающего раствора) родственным веществом и «каймой», или «ободком», во включении. Тогда этого понимания было достаточно, чтобы не утратить интереса к методу гомогенизации. Однако позднее, в начале 60-х годов, с накоплением новых наблюдений и с появлением возможностей высокотемпературных экспериментов с затвердевшими включениями магмы и полузатвердевшими включениями остаточных растворов-расплавов и расплавов-растворов к этому вопросу приходится вернуться ниже на новом уровне понимания генетической информации, полученной посредством включений.

Герметичность закупорки микропорций минералообразующих сред в вакуолях. Понятие проницаемости и непроницаемости, как и множество других понятий в точных науках, имеет относительное значение. Например, для частиц нейтрино проницаемы все известные нам тела.

Здесь мы конкретизируем рассмотрение вопроса в аспекте герметичности закупорки порций подвижных молекулярных соединений растворов и расплавов в вакуолях природных минералов, характеризующихся твердым кристаллическим состоянием.

С помощью рентгеноструктурного анализа еще в первой половине нашего века было доказано, что подавляющее большинство минеральных веществ земной коры имеет ионные или комплексные решетки кристаллов (Ермаков, 1972).

По мнению Н. В. Белова (1961), только очень немногие природные минералы построены из незаряженных дискретных молекул (лед, самородная сера, реальгар, аурипигмент и др.) и могут являться проницаемыми для некоторых молекул растворов, в частности для воды (цеолиты).

Что касается атомарных или комплексных пространственных решеток минералов, то размеры межатомных пространств в них и занятость структурных каналов не допускают молекулярной проницаемости, в чем постоянно убеждаются исследователи газово-жидких включений.

При необоснованных утверждениях о негерметичности газово-жидких включений мы всегда указывали на тот, установленный нами «факт, что даже многократная гомогенизация гетерогенных включений в одном и том же препарате обычно не приводит к изменению объемных отношений фаз в их системах» (Ермаков, 1950) и температур гомогенизации, которые очень чувствительны к малейшим колебаниям общего удельного объема раствора в вакуолях включений. При температуре гомогенизации жидких включений и более высокой температуре всегда имеет место весьма значительное превышение внутреннего давления над внешним, и если многократное повторение нагреваний сохраняло в них первоначальные фазовые соотношения, то удаление молекул раствора даже через очень тонкие стенки препарата не происходило. Неизменность T_g до и после опыта по гомогенизации является *очень точным показателем непроницаемости* кристаллических стенок вакуолей минерала-хозяина (Долгов, Симонов, 1975).

Если в отдельных случаях не было воспроизводимости T_g , то около таких включений обычно обнаруживались нарушившие их микротрещинки, в которые была вытеснена часть содержимого вакуолей. Такой контроль с повторениями опытов на одних и тех же включениях с инерционными перегревами постоянно осуществлялся нами еще в 40-х годах и вселял уверенность в герметичности закупорки систем включений для всех испытывавшихся тогда минералов.

Однако в начале 50-х годов Б. Скиннер (1953) провел опыты в автоклавах по проницаемости кварца в пластинках толщиной 0,5—0,75 мм и сообщил о том, что после 24 и 60-часовой выдержки при температуре 70°C и давлении 600 и 850·10⁵ Па температуры гомогенизации содержащихся в них газово-жидких включений снизились соответственно на 15 и 17°C, что, по его мнению, было результатом проникновения в них воды через препарат кварца. Кроме того, Б. Скиннер указал на возможность утечки раствора из вакуолей включений. Такое явление, по нашему мнению, действительно могло иметь место вследствие образования микротрещинок во включениях, вызвавших приращение объема, но не может истолковываться как результат проницаемости кристаллической решетки кварца. К сожалению, Б. Скиннер, не проверил при больших увеличениях такую частичную

нарушенность вакуолей включений, которая встречается при их перегре-
вании сверх T_r .

Вскоре (1954 г.) его опыты повторили Д. Рихтер и Э. Ингерсон, используя кристаллы синтетического кварца, содержавшего первичные двухфазовые включения с постоянной степенью заполнения. Температуры гомогенизации (первоначальной и повторной) с учетом давлений в период роста совпадали у них с фактической температурой в пределах 1% и оставались воспроизводимыми до 3°C даже при продолжительности опытов до 6 ч. При той же продолжительности опытов эти американские ученые исследовали стабильность жидких включений в кальците и даже с перегревом на 70°C не обнаружили утечки растворов через кристаллическую решетку минерала. Кроме того, полемизируя с постановкой автоклавных опытов Скиннера, они показали, что для создания внешнего гидростатического давления на кристалл в $500 \cdot 10^5$ Па в природных условиях необходимо было бы давление столба воды высотой 5 км, что представилось им маловероятным. Здесь еще нужно учесть проницаемость пород, нарушенных растворопроводящей трещиной, не допускающую возникновения высоких давлений.

Приведенные дискуссионные данные нашли отклик и в нашей стране. Наиболее важные опыты были проведены В. А. Калюжным (1958) по включениям в топазе, морионе и синтетическом кварце.

В автоклав были помещены препараты из мориона, которые в течение 90 ч выдерживались в жидком водном растворе при температуре 150—160°C под давлением $830—880 \cdot 10^5$ Па. Различные газопо- жидкие включения в препаратах, показавшие T_r до помещения в автоклав, при температуре 250, 245, 234 и 231°C сохранили ее значения после опыта при проверочной (повторной) гомогенизации. Включение в синтетическом кварце с T_r перед опытом при температуре 305°C после опыта обнаружилось точно такую же температуру.

Одно из многофазовых жидких включений в топазе подвергалось тщательному испытанию с перегревом при T_r свыше 25—40°C в течение 23 сут и показало после опыта ту же температуру ($342 \pm 1^\circ\text{C}$), которая была установлена до начала опыта, несмотря на то, что рассчитанное внутреннее давление в нем при температуре 382°C составляло не менее $450—480 \cdot 10^5$ Па.

В пользу полной герметичности растворов включений по линии массообмена, сохранявшейся в течение длительного геологического времени, по нашему мнению, говорят однофазовые жидкие включения в низкотемпературных, теплопроводных или холоднопроводных, поздних по времени гидротермальной кристаллизации, минералах, таких, как кварц, кальцит, флюорит, датолит и др., в которых при утечке растворов непременно возникли бы вторичные газовые пузырьки.

Кроме этого доказательства от обратного, следует отметить и то обстоятельство, что распространенная во включениях кварца, топаза и многих других минералов жидкая углекислота несомненно находится под большим давлением даже при обычной температуре. Между тем ее включения сохранялись в течение многих десятков и сотен миллио-

нов лет на разных, в том числе и малых, глубинах земной коры при температурах выше критического значения.

Аргументы, указывающие на непроницаемость стенок вакуолей для молекулярных растворов, можно получить также из наблюдений над первичными включениями в разных зонах роста кристаллов. Тщательные измерения относительных размеров газового пузырька и жидкости включений показывают, что сообщества включений, располагающиеся по самой периферии кристалла и отделенные от его современной поверхности очень тонким слоем вещества, содержат относительно меньший газовый пузырек, чем сообщества включений внутренних зон кристаллов. Если бы имел место массообмен с окружающей средой, то мы должны были бы ожидать обратных соотношений фаз в периферических и внутренних жидких включениях. Кроме того, одинаковые степени наполнения в сообществах включений одной зоны роста или трещины залечивания совсем близко расположенных жидких и газовых включений указывают на герметичность их закупорки. Поразительны также установленные Н. А. Шугуровой и Ю. А. Долговым (1972) факты сохранения на поверхности земли сверхглубокого вакуума внутри газовых включений в теклитах.

Количество приведенных факторов и экспериментов нам представляется достаточным для того, чтобы один из важнейших постулатов метода гомогенизации выглядел доказанным для всех обычных минералов, с которыми термобарогеохимикам приходится иметь дело в своих экспериментальных и аналитических исследованиях.

Разновременность происхождения включений. В природных минералах кроме сингенетических первичных и эпигенетических вторичных включений, различия в возрасте которых были установлены еще в прошлом веке, наиболее распространенными оказались первично-вторичные (мнимовторичные) включения, образовавшиеся в залеченных микротрещинках кристаллов и имеющие очень большое значение при расшифровке физико-химических условий их образования. Этот постулат, выдвинутый нами еще в 40-х годах, выдержал проверку временем и в 60-х годах был принят на вооружение всеми исследователями включений.

Ход гомогенизации газово-жидких включений нагреванием различен и зависит от плотности законсервированной геохимической среды. Исследованиями минералообразующих растворов (1950 и 1965) мы подробно обосновали эти различия после открытия в 1944 г. типов и видов гомогенизации. Обоснованию этого постулата, также теперь общепринятого исследователями включений, мы уделяем внимание ниже.

Охарактеризованные выше истины и постулаты, конечно, существуют *сами по себе* и выявились в нашем научном обиходе в результате долговременных испытаний и наблюдений. За последнюю четверть века термобарогеохимией уже пройден значительный путь развития, основанный на современном *научном методе проверяемых гипотез* (моделей), отличном от прежнего *догматического метода познания*.

За этот период в результате усилий большого коллектива исследователей включений в круге изучавшихся процессов и явлений глубинного минералообразования происходило последовательное приближение к истинным положениям и отсеивание целого ряда представлений, основанных на субъективных истолкованиях и мнениях, находящихся в *сфере формальной логики*.

Например, было показано, что нельзя характеризовать температуру образования эндогенных минералов какой-либо одной цифрой температуры и границей между пневматолитом и гидротермальной деятельностью не может служить критическая точка воды (374°C). Кроме того, подразделение гидротермальных месторождений на эпи-, мезо- и гипотермальные является неверным по существу. На основе многократно воспроизводимых результатов физических испытаний и анализов включений в минералах эндогенных месторождений разных типов все более широко развивался *индуктивный метод познания*. Этот метод в процессе разносторонних исследований природных микрообъектов представлял все новые и новые факты для объяснения явлений. В практике познания происходило уверенное *установление обратной связи между результатами экспериментов и природными процессами прошлого* в органической увязке с особенностями геологии рудных месторождений, выявлявшимися при их макроскопическом изучении существующими методами. Таким образом все более расширялся и будет расширяться набор основных предпосылок и понятий в *семантике термобарогеохимии* и физико-химической расшифровке процессов рудообразования.

§ 7. ДИНАМИЧЕСКАЯ ФАЗОМЕТРИЯ И ВЫЯСНЕНИЕ АГРЕГАТНЫХ СОСТОЯНИЙ ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ

Назначение фазометрии и методика испытаний

Использование в начале 40-х годов такого простого прибора, как термошкаф к бинокюляру с воздушно-конвективной передачей тепла, позволило нам открыть гомогенизацию содержимого вакуолей включений в газовую фазу и впервые высказать соображения об объективной возможности различать минеральные продукты глубинного пневматолита и гидротермальной деятельности (1944), а позднее разработать и методику исследований (1949).

Проведенные испытания газово-жидких включений в минералах пегматитов, грейзенов и скарнов методом гомогенизации, осуществленные в более совершенной термокамере и на статистически представительном материале, уже в 1947 г. показали четкие различия в ходе гомогенизации включений для ранних и поздних минералов в этих образованиях. Они позволили установить разные типы и виды гомогенизации флюидов с надкритическими значениями *PT газовых растворов*, плененных минералами при температурах выше критических, но при давлении *насыщенных паров* докритического значения, имеющих *PT* ниже критических величин и находящихся в вакуолях в равновесии с конденсатом жидкой фазы.

В замкнутых постоянных объемах включений удалось проследить и задокументировать ретроспективные изменения *плотностей минералообразующих растворов* в зависимости от *РТХ* и представить их на диаграммах (рис. 10) — от обычной температуры существования включающих минералов до былой высокой температуры гомогенизации этих растворов в момент их консервации, характеризующихся исходной плотностью, которую они имели.

Собственно для этих целей нами и были разработаны метод и методика динамической фазометрии газовой-жидких включений, ориентированных на точное исследование изменений агрегатных состояний (плотности) растворов, участвовавших в постмагматическом рудообразовании.

Помимо технического оснащения для метода гомогенизации в динамической фазометрии включений необходимы окулярная микромет-

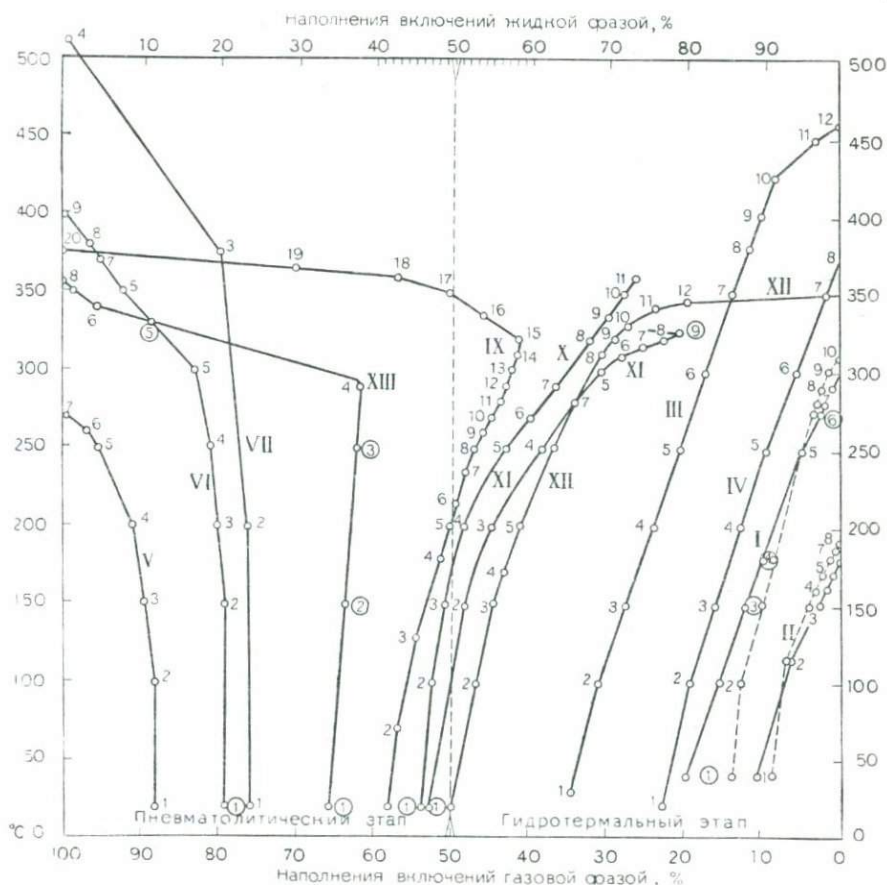


Рис. 10. Диаграмма типов и видов гомогенизации включений минералообразующих растворов в топазах (по Н. П. Ермакову)

рическая линейка и сетка-планиметр, а также подходящие по форме микрообъекты исследований, встречающиеся не во всех минералах. Такими объектами, допускающими нужную точность и быстроту измерений в процессе каждого опыта, являются трубчатые или линейно-вытянутые уплощенные включения минералообразующих растворов разного наполнения и, следовательно, различной исходной плотности.

Линейно-вытянутые включения, параллельно с которыми устанавливается микрометрическая линейка (1972 табл. XXI, б и в), позволяют фиксировать изменения фазовых соотношений через каждые 30—50°С повышения температуры и объективно улавливать быстрые трансформации в состоянии газовых или жидких растворов, заполняющих вакуоли.

Для первых массовых опытов по динамической фазометрии нами были использованы кристаллы топазов из камерных пегматитов Волины и частично из «занорышей» Шерловой горы. Этот прозрачный минерал, имеющий высокую теплопроводность, содержал множество линейно-вытянутых включений с разной степенью наполнения в различных зонах роста или разновозрастных трещинках залечивания. В то же время в крупных кристаллах топаза с Волины, масса которых достигала 50—70 кг, часто встречались включения больших размеров (до 0,5—1 мм в длину), позволявшие осуществлять очень точные измерения соотношений фаз газ—жидкость в процессе исследований не только при комнатной температуре, но и при нагревании. Большую техническую помощь при измерениях оказал тогда студент-дипломник Р. Ф. Сухорский, который приобрел опыт в статическом изучении объемных соотношений фаз по включениям в кварце (Ермаков, Сухорский, 1949). Наблюдения и измерения проводились над сокращением или увеличением газового пузырька относительно делений микрометрической линейки, установленной параллельно вытянутому включению. При медленном темпе нагревания удавалось фиксировать и ход растворения минерала-узника (галит) в жидкой фазе включений. Часто в интересах точности замеров требовались приостановки и повторения эксперимента для разных уровней нагревания включений. Для каждой температурной точки производилось определение объемных соотношений фаз во включениях на основе результатов линейных измерений и затем строились кривые хода изменений плотности в координатах объем—температура ($V-T$).

В результате такой работы были впервые задокументированы и окончательно доказаны два разных типа гомогенизации газовой-жидких включений, которые были представлены на оригинальной диаграмме $V-T_g$ (см. рис. 10).

Затем такие диаграммы были составлены нами для бериллов (Ермаков, 1950) и кварцев (Ермаков, 1957), но они уже не выявили ничего принципиально нового в ходе гомогенизации включений в минералах из месторождений различных генетических типов (Ермаков, 1965).

В связи с тем, что позднее по включениям фиксировались только конечные точки гомогенизации, без точных поинтервальных измерений

температур, мы включили здесь первоначальное описание типов и видов гомогенизации применительно к самой первой диаграмме, составленной по лабораторному журналу точных измерений и увязанной с микрофотографиями того времени (Ермаков, 1949).

Типы и виды гомогенизации газово-жидких включений

Различный ход гомогенизации включений, установленный нами в 1944 г., не мог быть задокументирован из-за отсутствия в изучавшихся тогда минералах (флюорит, кальцит, кварц, барит и др.) линейно-вытянутых включений правильной формы.

Такие идеальные для динамической фазометрии включения мы обнаружили в процессе изучения камерных пегматитов Волыни в крупных кристаллах топаза и использовали результаты исследований для построения $V-T$ -диаграмм, а также для доказательства двух типов гомогенизации: I тип, известный ранее, характеризовался заполнением вакуолей жидкой фазой, а II тип — газовой фазой растворов малой плотности.

На диаграмме типов гомогенизации включений минералообразующей среды в топазах (см. рис. 10) по оси абсцисс внизу фиксированы содержания газовой фазы (в %), причем с левой ординатой, на которой отложены температуры, совпадает 100% газа и 0% жидкости, а с правой — 100% жидкости и 0% газа. Цифры на абсциссе внизу указывают промежуточные содержания (в %) газа, а сверху им отвечают цифры, характеризующие количество жидкости (в %) во включениях. Вертикальный пунктир условно разграничивает области действия жидких (гидротермальных) и газовых пневматолитовых растворов. Кривые диаграмм, естественно, начинаются выше оси абсцисс с исходной для измерений температуры.

Гомогенизация I типа. Результаты нашего первого опыта с многофазовыми жидкими включениями в винно-желтом топазе Волыни нанесены на кривой I (см. рис. 10), причем сплошная линия отвечает ходу гомогенизации, прослеженному по газовому пузырьку, а пунктирная — по кристаллу-узнику (галит) того же включения. Цифры на кривых соответствуют порядковым номерам наблюдений, а цифры в кружочках фиксируют наличие микрофотографий, документирующих соотношения фаз во включениях (Ермаков, 1949)*. Мы видим, что уменьшение газового пузырька опережает в точке 5 (при температуре 250°C) растворение галита, поэтому кривые пересекаются. Газовый пузырек исчезает при температуре 300°C, а остатки твердой фазы — при температуре 310°C, когда наступает полная гомогенизация включений и дальнейшее нагревание вызывает его взрыв.

Кривая II диаграммы аналогична кривой I, но построена для трубчатых трехфазовых первично-вторичных включений самых поздних

* К этой работе приложены 48 микрофотографий газово-жидких включений, ссылки на которые для обоснования диаграмм (см. рис. 10) приводятся ниже по тексту главы.

Таблица 7

Ход гомогенизации газовой-жидкого включения в топазе с минералом-узником (галит)

Номер наблюдений	Температура, °С	Содержание		Номер наблюдений	Температура, °С	Содержание	
		газа, %	твердой фазы I, %			газа, %	твердой фазы I, %
1	40	10,4	8,6	5	170	1,0	2,2
2	115	6,4	8,8	6	180	0,0	1,0
3	150	2,8	4,0	7	185	0,0	0,4
4	160	1,8	3,2	8	190	0,0	0,0

моментов гидротермальной активности. Эти хлоридно-щелочные растворы залечивали трещины в крупных кристаллах топазов, подходящих устьем близко к современной поверхности граней. Ход процесса гомогенизации характеризуется наблюдениями, приведенными в табл. 7.

Построение кривой II не требует дополнительных пояснений. Следует только отметить, что для менее концентрированных растворов двухфазовых включений с отношением газа и жидкости 10,4:89,6 гомогенизация обычно наступает при температуре свыше 150°C. Таким образом, высокая концентрация соли в минералообразующем растворе повысила температуру полной гомогенизации на 40°C.

Гомогенизация включений в топазе Шерловой горы, содержащих относительно малое количество твердых фаз, которые игнорировались при опыте, протекала также по первому, гидротермальному типу (кривая III диаграммы). Газовый пузырек при температуре 40°C занимал 34,5% объема включения, жидкость — 64%, а твердые фазы — 1,5%.

Включения в топазе Волыни, количество твердой фазы, в которых было больше, чем в этом опыте, и меньше, чем в опыте с кривой I, при нормальной температуре содержали 22,6% газа. Гомогенизация их по I типу протекала исключительно равномерно. Медленное уменьшение газового пузырька поэтому изображено не в виде кривой, а в виде прямой IV нашей диаграммы (см. рис. 10).

Гомогенизация II типа. Во II типе гомогенизации (в газовую фазу), характерном для проявления пневматолитиза, по сравнению с первым типом наблюдается *обратная зависимость между температурой гомогенизации и отношениями фаз*. Чем больший процент занимает газовая фаза во включении «сухих» газов, тем при более низких температурах осуществляется гомогенизация, что видно по кривым V, VI и VII диаграммы (см. рис. 10).

Так, включения в топазе Волыни при наличии газа, занимающего 88,2% всего объема, гомогенизировались при температуре 270°C; 79,3% — при температуре 400°C, а 76% гомогенизации произошло в газовую фазу при 510°C. Такой ход гомогенизации был отнесен к ее I виду (II типа), характерному для пневматолитовых минералов. Для интервала объемных соотношений фаз от 50 до 76% газа был выявлен несколько иной ход гомогенизации газовой-жидких включений.

Представленное на микрофотографии 6 (Ермаков, 1949) * включает при обычной температуре поверхности 66% газа и 34% жидкости. Главнейшие моменты в ходе гомогенизации этого и подобных ему включений зафиксированы на микрофотографиях 33, 34, 35 и 36 и на кривой VIII нашей диаграммы (см. рис. 10). Изменения в динамике соотношений фаз включения протекали следующим образом: 1) исходное положение при 20°C; 2) температура 150°C — 64% (м/ф 33) **; 3) температура 250—62,5% газа; 4) 290° — 62,0% (м/ф 34); 5) 330° — 88,8% (м/ф 35); 6) 340° — 96% газа; 7) 350° — 99% и 8) 355° — 100% газа во включении (м/ф 36). При охлаждении препарата все соотношения фаз ретроспективно воспроизводятся.

Кривая IX (см. рис. 10) представляет иные объемные соотношения фаз во включении (58,8% газа и 41,8% жидкости), и поэтому здесь точки инверсии занимают другое положение. Ход гомогенизации, прослеженный в очень удобном по форме, сильно вытянутом включении, фиксирован на этой кривой.

Газовый пузырек до температуры 325°C медленно сокращался в объеме, а затем до температуры 350°C быстро увеличивался, обнаружив точку поворота (инверсии) при 325°C. Начиная с температуры 350°C, когда он занимал 50,5% объема, до температуры 375°C происходила быстрая гомогенизация. Она осуществлялась путем передвижения границы фаз в сторону жидкости со скоростью 2% на 1°C. Очень сходный ход гомогенизации с инверсией был прослежен и во включении, изображенном на м/ф и на м/ф 40 (Ермаков, 1949), которые фиксируют ее конечный результат при температуре 345°C.

Такой ход фазовых изменений был обособлен нами как II вид гомогенизации (с точкой инверсии).

Для интервала в соотношении фаз, характеризующегося 55—75% газа и соответственно 45—25% жидкости, на основании целой серии проведенных опытов устанавливается, что, чем выше процент газовой фазы во включениях, тем ниже (в температурном отношении) располагаются точки гомогенизации и инверсии.

Для включений, которые при температуре 20°C обнаруживают отношения газа и жидкости, близкие 1:1 (газа больше на 2—4%), ход гомогенизации включений оказался своеобразным. На м/ф 1 и кривой X нашей диаграммы (см. рис. 10) зафиксированы подобные включения, содержащие 54% газа. Гомогенизация их протекала следующим образом: 1) 20°C — 54%; 2) 100° — 52,7%; 3) 150 — 51%; 4) 200° — 48,5%; 5) 250° — 43,2%; 6) 270° — 40%; 7) 300° — 37,0%; 8) 320° — 32,4%; 9) 335° — 32,2%; 10) 350° — 30,0% и 11) при 360°C произошел мгновенный сдвиг фазовой границы в сторону жидкости, а при 362°C наступила внезапная гомогенизация, причем трудно было решить, какая же фаза (жидкая или газовая) заполнила все включение. Повторные опыты по-

* См. также: (Ермаков, 1965, табл. IX, табл. X, а по I типу гомогенизации табл. III, IV, V и VI).

** М/ф — микрофотография.

казывали ту же картину. Для ее уяснения нам удалось подобрать особенно крупное трубчатое включение, имеющее около 0,5 мм в длину и 0,05 мм в толщину. Это включение изображено на микрофотографиях 37, 38 (Ермаков, 1949). Ход его гомогенизации, представленный на кривой XI (см. рис. 10), оказался следующим: 1) 20°C — 53% газа; 2) 150° — 18,5%; 3) 200° — 45%; 4) 250° — 38,5%; 5) 300° — 31,0%; 6) 310° — 28,5%; 7) 315° — 25,7%; 8) 320° — 23,0%; 9) 325°C — 21%. Затем произошел мгновенный сдвиг фазовой границы в сторону жидкости, не позволяющий выполнить какие-либо дальнейшие измерения. Уменьшавшийся газовый пузырек постепенно сходит на нет, будучи еще довольно крупным (21% всего объема включения), мгновенно исчезает и так же мгновенно появляется при малейшем охлаждении препарата ниже 325°C. Сравнение результатов двух приведенных опытов показывает, что для пограничной между условно выделенными этапами в правой и левой частях диаграммы происходит гомогенизация с «критической точкой», обособленная нами в *третий вид II типа гомогенизации* (Ермаков, 1950).

Гомогенизация с инверсией в жидкую фазу и включения с углекислотой. В одном из препаратов бесцветного топаза Вольни были встречены включения с соотношением 50% газа, 49% жидкости и 1% твердой фазы. Изменение фазовых отношений путем нагревания показало следующий гидротермальный ход гомогенизации: 1) исходное положение; 2) температура 100°C — 47,0% газа; 3) 150° — 44,3%; 4) 170° — 43,5%; 5) 200° — 41,4%; 6) 250° — 37,1%; 7) 275° — 34,5%; 8) 300° — 31,0%; 9) 320° — 29,5%; 10) 330° — 27,6%; 11) 340° — 24,1%; 12) 345° — 20,0% и очень мгновенное исчезновение крупного газового пузырька путем быстрого передвижения фазовой границы в сторону газа со скоростью увеличения объема на 4% при нагреве на 1°C.

Гомогенизация I типа наступила при температуре 350—352°C, но еще можно было установить остатки твердой фазы в некоторых включениях. Уменьшение температуры на 3—4° вызывает очень быстрое восстановление газовых пузырьков, появляющихся из противоположного (месту гомогенизации) конца включения и образующих один общий крупный газовый пузырь. Ход гомогенизации с очень быстрым уничтожением газовой фазы виден на кривой XIII, представляющей собой почти негативное отображение кривой IX гомогенизации в газовой фазе с точкой инверсии.

Причина резкого изгиба кривой XIII под влиянием быстрой гомогенизации в жидкую фазу первое время оставалась невыясненной. Только позднее, когда в нашей лаборатории была изготовлена первая примитивная микрокамера для охлаждения препаратов (Ермаков, 1949), в этом включении была установлена жидкая углекислота, занимавшая до 30% объема включения, которая даже при небольшом повышении температуры, вызванном теплом от осветителя, объединялась с газовым пузырьком. Таким образом, характерный первый этап начала двухступенчатой гомогенизации углекисло-водных включений тогда еще для этого включения не был зафиксирован. В последующих прове-

рочных опытах со смешанными (сложными) включениями были установлены новые факты влияния углекислоты на положение температурной точки и всего хода гомогенизации.

В кристалле топаза из д. Липовки (Средний Урал) при температуре 19,6°C были установлены точные объемные отношения в многофазовом включении: водный раствор — 41,8%; жидкая углекислота — 21,5%; газ $H_2O + CO_2$ — 34,2%; два минерала-узника — около 2,5%.

Динамическая фазометрия при нагревании этого включения показала следующие результаты: при температуре 35°C — 55,7% газа; 100° — 55,7%; 150° — 52,1%, 170° — 50%; 190° — 48,6%; 210° — 46,4%; 230° — 42,9%; 260° — 28,6% и при 265° — 0,0% газа.

В желтоватом топазе с горы Шайтанка (Урал) в трубчатом включении при температуре 19,7°C на водный раствор приходилось 39% объема вакуоли, на жидкую углекислоту — 17%, на газовый пузырек — 36% и на твердые фазы — около 8% объема многофазового включения. Результаты динамической фазометрии оказались следующими: при температуре 35°C — 53% газа; 140° — 49%; 180° — 46,5%; 200° — 44%; 220° — 40%; 230° — 37%; 240° — 33%; 250° — 20%, а при 260°C осуществилась полная гомогенизация по II типу.

В результате этих и ряда других опытов с углекисло-водными включениями мы пришли к выводу о том, что крутые изгибы кривых гомогенизации (Ермаков, 1950, рис. 36) отвечают полному растворению углекислоты в водном растворе, и увеличение ее содержания существенно снижает температуру гомогенизации включений, несмотря на влияние высокой концентрации растворов. Позднее Р. Ф. Сухорский (1953) по очень вытянутым (до 2 мм) трубчатым включениям в позднем по времени образования горном хрустале Волены установил, что 1 об.% жидкой углекислоты (при 5°C) понижает температуру полной гомогенизации включений в среднем на 4—5°C. Поэтому газово-жидкие включения, если в них устанавливается в заметных количествах углекислота, нежелательно использовать для определения температур методом гомогенизации.

Для углекисло-водных и водно-углекислых растворов в зависимости от того, что является растворителем, гомогенизация может осуществляться или по I или по II типу (см. рис. 10, кривые *XII* и *IX*). Поэтому и при выявлении агрегатных состояний минералообразующих растворов необходимо в первую очередь устанавливать наличие в них двуокиси углерода, что делается очень просто. Визуальные наблюдения легко выявляют наличие «кокардовых» включений с жидкой углекислотой, а нагревание всего до 31°C вызывает ее «объединение» с газовым пузырьком. Криометрия и адсорбционно-волюмометрический анализ (см. ниже) обеспечивают количественные определения углекислоты (наличие или отсутствие) в растворах даже при малом ее содержании (в несколько процентов).

Плотность углекислоты во включениях минералов варьирует в широких пределах, так как она более «чутко» (чем водные растворы) реагирует на малейшие изменения давления и температуры. Это наглядно представлено на *PT*-диаграммах с изолиниями удельных объемов.

Методом статической фазометрии плотность углекислоты устанавливается простым измерением фаз газ—жидкость в линейно-вытянутых включениях с дальнейшим пересчетом по справочнику для строго определенной температуры измерения. При известной плотности и T_r включений водных растворов можно судить о величине давлений при образовании кристалла-хозяина.

Гомогенизация с кипением растворов. В процессе работы с газовой-жидкими включениями в топазах динамической фазометрии было обнаружено кипение, предшествующее полной гомогенизации, осуществляющейся как в газовой, так и в жидкой фазах. Включение, представленное на м/ф 85 (Ермаков, 1950), гомогенизировалось в газовой фазе при температуре 352°C , а включение, изображенное на м/ф 86 (Ермаков, 1950),— в жидкой фазе при температуре 367°C . В дальнейшем мы их будем называть соответственно первым и вторым включениями. В первом включении объем газового пузырька несколько выше 50% (между 50 и 60%), а во втором— ниже 50% (между 40 и 50%). В этих включениях нас интересовало также наличие каймы— ободка родственного вещества, отчетливо различного в обоих включениях. Тонкая световая полоска отделяет микровицинальные «зубцы» топаза (вдающиеся внутрь вакуоли и нарушающие его былую правильно овальную форму) от вещества кристалла, первично определившего изначальную форму включения.

Возможность визуального выявления различия в показателях преломления позволяет установить эту границу в проходящем свете (при сдвинутой диафрагме). Она связана с очень небольшой разницей в показателях преломления топаза, чуть меньшего для внутренних вициналей вакуоли включения. Постановка наших опытов имела двоякую цель: во-первых, детально проследить ход гомогенизации и гетерогенизации таких специфических включений, а во-вторых, установить, когда происходила кристаллизация зубчато-вицинальных кристалликов топаза на стенках вакуоли— до ее герметического замыкания или после того, как микродоза раствора была изолирована от свободных топазобразующих растворов.

В первом включении было обнаружено также семь твердых фаз, занимающих до 2% объема включения в виде кристалликов-узников очень небольшого размера, почти не различимых на микрофото. Они оказались совершенно недоступны определению и были занумерованы нами (римские цифры) в порядке уменьшения их относительных объемов. Опыт с этим включением представим в виде выписки из лабораторного журнала от 13/V 1949 г. (табл. 8).

Этот опыт, продолжавшийся непрерывно в течение 8 ч 30 мин, показал, что во включениях, имеющих объем газового пузырька, близкий к объему включений, характеризующих гомогенизацию с критической точкой, при постоянной температуре (ниже температуры гомогенизации на $1\text{—}2^{\circ}\text{C}$) происходит непрерывное, энергичное кипение заключенного флюида. Очень слабое кипение наблюдается при температуре на 40° ниже температурной точки гомогенизации. Кипение усиливается с приближением к этой точке. Оно совершенно прекращается при тем-

Журнальная запись лабораторного опыта по динамической фазометрии
(аналитики Н. П. Ермаков и Р. Ф. Сухорский, 1949 г.)

Номер наблюдения	Время	Достигнутая температура, °С	Изменения внутри включения
1	11 ч 55 мин	30	
2	12 ч 10 мин	100	
3	12 ч 20 мин	134	
4	12 ч 30 мин	150	
5	12 ч 45 мин	200	Отчетливо заметно уменьшение объема пара. Едва заметно растворение твердой фазы I
6	13 ч 00 мин	230	Растворилась твердая фаза I и стала невидимой твердая фаза VI
7	13 ч 10 мин	250	Началось растворение твердых фаз III и VII
8	13 ч 20 мин	268	Растворились твердые фазы VII и III. В правой части включения появился изолированный от главного новый газовый пузырек, который начал увеличиваться
9	13 ч 30 мин	280	Соединились пузырек пара и новый газовый пузырек
10	13 ч 55 мин	310	Из места расположения оставшихся твердых фаз начали выходить газовые пузырьки, один за другим уходящие в противоположную часть включения (где находились главный пузырек и сливающиеся с ним)
12	13 ч 55 мин	310—300	В средней части включения на его стенке очень быстро выросла непрозрачная корнеобразно-ветвистая твердая фаза VIII (рудный минерал?), а на твердой фазе V появились мелкие «отростки»
13	14 ч 10 мин	320	Кипение. Многочисленные газовые пузырьки в правой части быстро соединялись в один крупный пузырек, который медленно подвигался в левую часть, где существовала заметно уменьшенная в объеме газовая фаза. По мере продвижения второго пузырька его «догоняли и наращивали» многочисленные мелкие газовые пузырьки. Основной («первичный») газовый пузырек при этом быстро уменьшался
14	14 ч 30 мин	340	Второй газовый пузырек сомкнулся с основным, но не объединился с ним. Оба они заняли объем примерно такой же, как и в начале (номер наблюдения — 12)
	14 ч 30 мин 20 с	340—342	Слияние двух пузырьков в один крупный

Приведенные два опыта, как и целый ряд других проведенных позднее, показывают, что флюид, имеющий плотность несколько ниже критической, а также водный раствор с плотностью чуть-чуть выше критической при малейших изменениях температуры и давления обнаруживают явления бурного кипения.

В интервале превращений растворов из одного состояния в другое (на нашей диаграмме этот интервал отвечает объему газа во включениях при обычной температуре примерно от 45—46 до 55—56%) для природных условий, по-видимому, *характерны явления бурных вскипаний, очень тонко регулируемые малыми изменениями температур и давлений.*

В разноцветных топазах Волыни нами были детально изучены 513 первичных и первично-вторичных включений правильной, чаще трубчатой формы и проведены статистические сопоставления. Оказалось, что гомогенизация по I типу характерна только для 5% включений, а по II типу в газовой фазе (I вид) она свойственна 20% включений. На гомогенизацию II типа с точкой инверсии приходится 70% включений, а с критической точкой и явлениями опережающего кипения — только до 5% изученных микрообъектов (Ермаков). Поэтому мы пришли к выводу, что топазообразование в камерных пегматитах Волыни в большей массе происходило из газообразных растворов. Однако следует заметить, что роль и время проявления минералообразующих сред большой плотности и высокой концентрации, также участвовавших в образовании топазов и других ограниченных минералов в камерах пегматитов, остаются значительными, но недостаточно выясненными.

Их минералообразующее действие в ранних генерациях топазов Волыни *фиксировано включениями остаточных расплавов-рассолов* с отчетливо различимой каймой-ободком (1972, табл. XXVII) родственного вещества. Значительный объем в них занимают галит и сильвин, по-видимому, криолит и флюорит, а также водный рассол и газы.

Такие среды действовали также в виде позднемагматических остаточных растворов-расплавов в начальный период образования кристаллов свободного роста. Они характеризовались высокими концентрациями силикатных и силикатно-солевых веществ, обильно насыщенных минерализаторами, занимающими в вакуолях включений при обычной температуре объем до 25—30% (1972, табл. IV и табл. XXI, з), что противоречит принятым представлениям об их ограниченной растворимости.

В таких включениях родственное вещество кристаллизуется на стенках с образованием вицинальных («зубчатых») вакуолей с широким ободком-каймой, граница между которыми обычно не фиксируется световой полоской. Однако несомненно, что большой объем силикатного вещества с несколько пониженным показателем преломления выделялся как до полной герметизации включения, так и после ее осуществления. Таким образом, гомогенизация газовой-жидкой составляющей этих включений, *происходящая уже в сокращенном объеме вакуолей,* дает существенно заниженные температуры, не отвечающие действительности растворов-расплавов.

Полная гомогенизация таких включений растворов-расплавов была впервые осуществлена Г. Г. Леммлейном, М. О. Клия и И. А. Островским (1962) «слепым» способом, в бомбе при давлении инертного газа около $3 \cdot 10^8$ Па, предотвратившем эти включения от взрыва.

Среди минералов-узников включений большой объем занимали кварц, мусковит и криолит, а меньший — флюорит, различные фториды и хлориды калия, натрия, кальция, определенные в иммерсионных жидкостях по способу хроматографической вариации. Водный раствор и газовая фаза занимали до 30% объема вакуолей и при температуре около 700°C полностью растворялись в силикатном расплаве, в который перешли также минералы-узники и низкопреломляющий топаз ободка-каймы (10—15%). При последующем быстром охлаждении заполнение вакуоли превратилось в буроватое силикатное стекло, а на стенках вакуоли восстановились, по-видимому, частично зубчатые очертания вицинальной кристаллизации топаза.

Этот важный опыт со всей наглядностью показал, что в первичных включениях широкая кайма включений в топазах, наблюдавшаяся в начале 50-х годов, возникла не из *топазобразующих жидких растворов*, а из *остаточных растворов-расплавов и расплавов-растворов* (термины, возникшие при синтезе силикатных кристаллов). Таким образом, постулат о почти полной сохранности объема вакуолей, замыкавших водные растворы газовой-жидких включений, можно считать окончательно доказанным.

Кристаллы топазов из-за отсутствия четкой зональности оказались не подходящими для выяснения эволюции минералообразующих растворов в координате относительного времени. Поэтому мы использовали газовые и жидкие включения в очень крупных ограниченных зональных кристаллах кварца из камерных пегматитов Волыни с одновременным применением метода гомогенизации и динамической фазометрии. К исследованиям включений в этих кварцах в 1949 г. нами были привлечены В. А. Калюжный и Н. И. Мязь. С помощью таких включений в разрезах через кристаллы от центра к периферии прослеживались не только температуры гомогенизации, но и изменения ее типов и видов. Результаты исследований более чем 1500 включений разной степени наполнения (плотности) в 10 наиболее крупных кристаллах морионов с Волыни были опубликованы ранее (Ермаков, Калюжный, Мязь, 1957). Удалось установить, что образование зон отдельных кристаллов происходило из сред различной плотности от газовых до жидких гидротермальных растворов. От центра кристаллов изменялась не только T_g , но и ее типы и виды, при этом наблюдалась последовательная смена их, отраженная на оси абсцисс диаграммы (см. рис. 10) для включений в топазах. Отмечалось, что постепенная гомогенизация в газовую фазу сменялась гомогенизацией с точкой инверсии, а затем в наружных зонах кристаллов и в аметистах резко доминировала гомогенизация по I типу, происходящая в жидкую фазу.

В качестве мнимовторичных по трещинкам отмечались включения газа, очевидно фиксировавшие моменты кратковременных вскипаний докритических растворов.

Важный факт был установлен по трубчатому включению в кристалле, содержащем 46% газовой фазы. При нагревании до 230°C в нем обособилась высокопреломляющая, по-видимому, силикатная жидкость, которая расширялась за счет уменьшения газовой составляющей системы включения и достигла 8% всего объема включения. При T_T по I типу при 327°C с опережающим вскипанием при 325°C эта неизменная жидкость, фиксирующая расслоение гидротермального раствора, сохранилась в одном из концов трубчатого включения. Такое расслоение, по-видимому, можно объяснить на основании экспериментальных исследований системы $\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ с определенными соотношениями компонентов в искусственных растворах. В отличие от смешанных водных растворов с жидкой углекислотой выявленные *двужидкостные включения* встречаются крайне редко, в связи с чем они и не учитывались нами в ранних и недавних классификациях.

Если сложные явления граничных превращений растворов из одного агрегатного состояния в другое, фиксирующиеся видовыми различиями в ходе гомогенизации каждого включения, с помощью метода динамической фазометрии к настоящему времени начали уже проясняться, то процессы перехода расплавов во флюиды еще требуют дальнейшего изучения. Однако по включениям и здесь намечаются возможности выявления эволюционных изменений магмы в пределах каждой интрузии от нормальных магматических расплавов (с ограниченным количеством летучих компонентов) к остаточным расплавам, *не имеющим этих ограничений и достигающим состояния газорасплавов, расплавов-рассолов*, фиксирующихся по разнообразным кристалло-флюидным включениям.

На границах перехода расплавов в газопыльные и жидкие растворы минералообразующая среда проходит через ряд этапов, стадий и ступеней *собственного развития*, которые будут познаны в дальнейшем с помощью разносторонних исследований включений в минералах.

Значение динамической фазометрии. Еще в 40-х годах методом динамической фазометрии был открыт и обоснован II тип гомогенизации слабоплотных растворов в газовую фазу с его тремя видами и несколькими разновидностями (кипение и расслоение расплавов-растворов). Проведенные детальные исследования по газопыльным и жидко-газовым включениям в кварцах, топазах, бериллах и турмалинах генетически сложных полигенных месторождений пегматитов, грейзенов, альбититов, карбонатитов и скарнов позволили выделять на этих объектах периоды и этапы рудообразования и преобразования руд и пород.

Каждый период минерализации связан с внедрением в районе месторождения интрузии того или иного состава, обособившей свои газопыльные или гидротермальные дериваты, которые обеспечили рудообразование в трещинных структурах и метасоматоз пород.

Каждый этап характеризуется действием минералообразующих сред одинакового агрегатного состояния (Ермаков, 1950, 1965, 1970), т. е. гомогенизацией включений по I или II типу. Разнообразные изме-

нения в плотностях растворов на границе этапов улавливаются по трем видам гомогенизации.

Выделяющиеся в пределах этапов *стадии минералообразования* связаны с внутрирудными подвижками и часто характеризуются вскипаниями гидротермальных растворов, эпизодами пневматолита (Ермаков, 1957), скачками в температурах гомогенизации с последующим постепенным изменением *ТРХ* до завершения стадии. Все это находит отражение и в минеральном составе производных каждой стадии. Таким образом, методы гомогенизации и динамической фазометрии предоставили исследователям возможность точного познания генезиса месторождений в историческом аспекте становления каждого из них.

§ 8. МЕТОД ДЕКРЕПИТАЦИИ (РАСТРЕСКИВАНИЯ) ВКЛЮЧЕНИЙ

Назначение и ограничения метода. Так же, как и метод гомогенизации включений минералообразующих сред, метод декрепитации, имея свою предысторию, возник, начал развиваться и получил первоначальное техническое оснащение в 40-х годах.

Этот метод применяется к газовой-жидким включениям и основан на главном постулате: *нагревание герметизированных в вакуолях растворов приводит к увеличению внутренних давлений, а выше температур гомогенизации эти давления столь резко возрастают, что превышают прочность включающих минералов и вызывают взрывание включений.*

В препаратах и особенно в специально подготовленных раздробленных до фракции песка минералах явление декрепитации можно наблюдать под микроскопом визуально, а с применением специальной аппаратуры — фиксировать микроакустические эффекты взрывания или в вакуумной камере устанавливать возрастание давлений после взрыва каждого включения при той или иной температуре (T_d обычно $> T_r$).

В соответствии с этими возможностями в методе декрепитации с 1948 г. начали развиваться три его разновидности: *визуально-оптический* способ анализа, *акустический* или *термозвуковой* анализ и *термобарический* или *термовакuumный*. Из этих способов только первый мог надежно учитывать фазовое состояние и состав газовой-жидких включений и, что не менее важно, — их возрастные взаимоотношения. Первоначальные свои работы по декрепитации в 1949—1950 гг. мы ориентировали на визуально-оптический способ регистрации разрывов газовой-жидких включений с постоянным сопоставлением результатов с температурами гомогенизации и статической фазометрией в плоскопараллельных пластинах — препаратах. В самих испытуемых пробах (зернах кварца) с помощью иммерсионных жидкостей также проводились оптические наблюдения за соотношениями фаз газ—жидкость в вакуолях включений.

Главное значение метода и техники декрепитации с начала 50-х годов мы усматривали в прикладном поисково-оценочном смысле, о чем докладывалось в 1954 г. на Всесоюзном совещании по минералогии и

геохимии (Ермаков, 1957₁). Тогда впервые были предложены два новых метода детальных поисков по ореолам пропаривания коренных пород и рассеяния рыхлого материала на поверхности, которым на первом симпозиуме по термобарогеохимии (МГУ, 1963 г.) мы дали названия *декрептофонического* и *шлиховзрывного* поисковых методов.

Метод декрепитации из-за неразработанности теории мало приспособлен для целей минералогической термометрии, хотя именно в этом направлении он пока широко используется и у нас и зарубежом.

Потребуется еще много времени и усилий, чтобы приблизить этот метод по своему значению к методу гомогенизации. Однако декрепитация в трех ее разновидностях (способах) фиксации взрывов включений уже теперь имеет много полезных выходов в практику геологических полевых и лабораторных работ. Эти прикладные аспекты обсуждались на всех пяти Всесоюзных совещаниях по термобарогеохимии и известны по литературным данным. Здесь мы имеем возможность только перечислить основные вопросы практического использования декрепитации включений, уже испытанные на практике. К ним относятся: 1) расчленение и корреляция немых осадочных и вулканогенных свит; 2) выяснение возрастных взаимоотношений в паре руда—дайка; 3) выявление участков наложенной минерализации, обогащенных рудных столбов и гнезд, ореолов пропаривания пород вокруг рудных тел и декрептокаротаж керн разведочных скважин; 4) оценка возможной флюидопроницаемости зон расщелачивания и тектонических разломов по декрепитационной активности нарушенных пород. Декрептограммы могут иметь *типоморфное значение при оценке тонкоагрегатных руд и возможной продуктивности жил* с очень рассеянным и неравномерным оруденением, а также при оценке некоторых видов рыхлого неметаллического сырья. *При лабораторных исследованиях* декрепитация имеет большое значение для *высвобождения и анализа* минералообразующих жидкостей и газов, сохранившихся во включениях, *при определениях п. п. п.* безводных минералов, а также при освобождении шихты для плавки от вредных примесей и др. Наконец, она лежит в основе развивающихся новых методов детальных поисков рудных тел: *декрептофонического, дегидратационного, углекислородометрического и шлиховзрывного*, освещающихся в конце монографии. Поэтому внимание к развитию метода и техники декрепитации не должно быть ослаблено из-за его непригодности к определению температур и давлений минералообразования.

Визуально-оптический способ регистрации взрывов

Автор впервые начал применять метод декрепитации с визуальной регистрацией взрывов до 1950 г. Специальной аппаратуры кроме микроскопа и стандартной установки термокамеры, предназначенной для метода гомогенизации, не было. В эту термокамеру мы приспособили только препаратодержатель с двойным слюдяным оконцем. На нижнее оконце засыпался в один слой «заряд» измельченного минерала, который перекрывался верхним слюдяным оконцем. Последнее не касалось пробы, состоящей из обломков минерала одинаковой фракции (0,25—

1 мм), так как оно отстояло от нижнего оконца на 2—2,5 мм. Препаратодержатель после зарядки помещался внутрь рабочего пространства микровольтмокамеры. Объектив микроскопа с малым увеличением фокусировался с расчетом на равномерную видимость всего поля, неплотно занятого зернами минерала. Яркий свет снизу позволял четко видеть силуэт каждого зерна. Конец термопары вставлялся через верхнее слюдяное оконце, а температура взрывов фиксировалась по милливольтметру. Медленное нагревание и измерение температуры взрывов «песчинок» производились обычным порядком. Для более точной фиксации взрывов и для того, чтобы раствор включений приходил в равновесие со стенками вмещающих пор, средняя скорость нагревания не должна была превышать 5°C в минуту.

Зерна минерала при взрыве включений отчетливо подпрыгивали, перемещались в сторону или вздрагивали. Момент максимальной частоты взрываний при этом легко устанавливался визуально. Для сопоставления его по температуре с результатами, полученными методом гомогенизации, были поставлены небольшие по объему трудоемкие специальные исследования, имевшие целью установить оптимальный размер и количество зерен для каждого отдельного минерала, чтобы приблизиться к результатам нормальной гомогенизации первичных, мнимовторичных и вторичных включений. Поскольку первые опыты методом гомогенизации проводились нами *не вслепую, а с прозрачными кварцами*, была сделана попытка выявить *зависимость взрывания от степени наполнения включений и типов их гомогенизации*.

В горном хрустале Алдана гидротермального происхождения методом *статической фазометрии* были выявлены следующие характерные отношения фаз в трубчатых разновременных включениях жидких растворов и предварительно определены содержания газа и T_r : 1) газа 7,34% — T_r 130°C; 2) газа 14,64% — T_r 171°C; 3) газа много, T_r 240°C. Кварц с этими включениями был раздроблен, и около 100 осколков фракции от 0,7 до 0,25 мм включено в пробу для испытаний. Ход растрескивания включений оказался следующим: 1) слабые взрывы единичных включений 60—70°C (перерыв в растрескивании 70—120°C); 2) растрескивание 130—140°C (перерыв в растрескивании 140—165°C); 3) растрескивание 170—190°C (первые единичные взрывы при 165°C) и перерыв в растрескивании 190—250°C; 4) растрескивание 250—260°C; 5) последние единичные взрывы включений визуально зафиксированы при температуре около 300°C. Полное отсутствие растрескивания 300—440°C.

Первые слабые взрывы, вероятно, относятся к включениям, расположенным очень близко к поверхности осколков кварца. Интенсивное растрескивание происходило при температурном интервале 130—140°C, что хорошо совпадает с первично-вторичными включениями, содержащими 7,34% газа. Второе растрескивание (между 170—190°C) совпало с включениями, содержащими 14,64% газа, и последний период растрескивания (от 250 до 260°C) — с первичными включениями, содержащими относительно большой газовый пузырек. Последние взрывы при температуре около 300°C, по-видимому, относятся к тем же

включениям, но приуроченным к центральной части осколков. Проверка на последующем большом интервале температур (от 300 до 440°C) показала, что все включения взорвались до температуры 300°C. Таким образом, разрывы соответствующих характерных групп включений происходили в интервале от 10 до 20°C выше температуры их гомогенизации.

В других опытах испытывались кварцы оловорудного и пегматитового месторождений.

Кварц первой генерации из месторождения в Забайкалье образовался в сложных условиях и на значительном интервале температур. Он показал характерные температуры гомогенизации первичных включений в 280—295°C и, по-видимому, кристаллизовался немного раньше или вместе с касситеритом, температуры гомогенизации включений которого приближались к 280°C. В кварце наблюдались семейства вторичных включений с температурами гомогенизации в 160—180—200°C. Была установлена самая поздняя группа жидких включений, гомогенизирующихся при среднем значении температуры в 100°C.

Ход термоанализа растрескиванием жидких включений с оптическим способом фиксации результатов в различных температурных интервалах оказался следующим: 1) легкое потрескивание осколков при 100—120°C; 2) сильное растрескивание при 130°C (перерыв в растрескивании от 130° до 170°C); 3) сильное растрескивание при 170—180°C; 4) слабое растрескивание при 200°C и несколько выше (перерыв в растрескивании от 210 до 267°C); 5) слабое растрескивание при 267°C; 6) сильное растрескивание при 330°C; полное отсутствие растрескивания зафиксировано при 390°C и более.

Как видно из этих результатов, два перерыва в растрескивании разделяют три интервала слабого и сильного растрескивания включений, которые совпадают с температурами 100—130, 170—210 и 267—330°C. С методом гомогенизации здесь хорошо совпал только средний температурный интервал взрываемости, в то время как в первом интервале превышение в температуре растрескивания над температурой гомогенизации достигало 30°C, а в последнем интервале 45°C.

В высокотемпературном кварце из пегматитов Волыни газовые пузырьки во включениях занимали 34—40 и 70—85% объема с температурами гомогенизации 238—251°C по I типу и около 290°C по II типу. Взрывание включений происходило почти непрерывно при температурах 245, 270, 280, 290, 300, 310, 320 и 330°C, а с 280°C оно сопровождалось сильным треском. При температуре 340—360° интенсивность взрывания ослабела, при 370—380° наблюдалось новое усиление растрескивания, при 390—400° отмечалось несколько сильных взрывов единичных включений, а при 410—420° наблюдался новый максимум частоты и интенсивности взрывания включений.

Увязка полученных результатов с характерными температурами гомогенизации включений не может не носить элемента субъективности. Если первый максимум частоты и интенсивности взрывов, совпадающий с интервалом температур 280—330°, отнести к первой группе включений, гомогенизовавшейся в жидкую фазу при температурах 238—

251°C, а второй максимум при температурах 390—420°C — ко второй группе включений, гомогенизовавшихся в газовую фазу при температурах 290° и несколько выше, то среднее превышение температур растрескивания над температурами гомогенизации в первом случае будет равно 60°, а во втором — 120°C.

В начале 60-х годов по той же методике в термокамере были произведены тщательные испытания декрепитационной активности 76 проб галенита, сфалерита и пирита из руд гидротермального полиметаллического месторождения Карасук в Хакасии.

В жильных полупрозрачных минералах T_T составляла около 200°C, но газово-жидкие включения, гомогенизовавшиеся только по I типу, оказались очень неблагоприятны для исследований методом гомогенизации.

Параллельно с визуальными наблюдениями для рудных минералов применялась также регистрация интенсивности взрывов включений на слух, по условной трехбалльной шкале: 1) взрывание интенсивное, зерна подпрыгивают, звук резкий; 2) взрывание среднее, зерна перемещаются в стороны, звук четкий; 3) взрывание слабое, зерна вздрагивают, звук нечеткий.

Наибольший акустический эффект взрывания жидких включений воспринимался при одинаковых размерах осколков (1 мм), по минералам с совершенной спайностью (галенит, сфалерит).

При статистической обработке результатов декрипитации было произведено вычисление частот взрывания, среднего квадратического отклонения температуры декрепитации (T_d) и построены гистограммы распределения температур по трехбалльной шкале (рис. 11).

Можно предполагать, что частота взрывания включений в левой части гистограмм относится к разрушению крупных или периферических жидких включений; в центральной части графиков — к средним по размерам и расположению включениям, а в правой части — к мелким и очень мелким включениям или же к включениям, расположенным в центральных частях зерен.

Возможно также, что некоторые разрывы относятся к явлению разрушений зерен по спайности. В изученных рудных минералах невозможно было разделить включения по относительному времени их образования и расположения в зернах кристаллов, что *приблизило проведение испытания к «слепым» способам фиксации взрывов — термозвуковому и термобарическому.*

Вероятные интервалы температур промышленного рудообразования были оценены на гистограммах пределами температур интенсивного взрывания в 230—320°C, на которые приходится 70—84% зафиксированных взрывов. Такие испытания непрозрачных рудных минералов из-за их трудоемкости и субъективности оценки не могут быть рекомендованы для использования в будущем. Однако предложенный метод декрепитации включений с визуально-оптической регистрацией взрывов включений в прозрачных минералах, несмотря на его трудоемкость, вместе с опережающим изучением газово-жидких включений в препаратах и применением вышеописанных методов их исследований должен

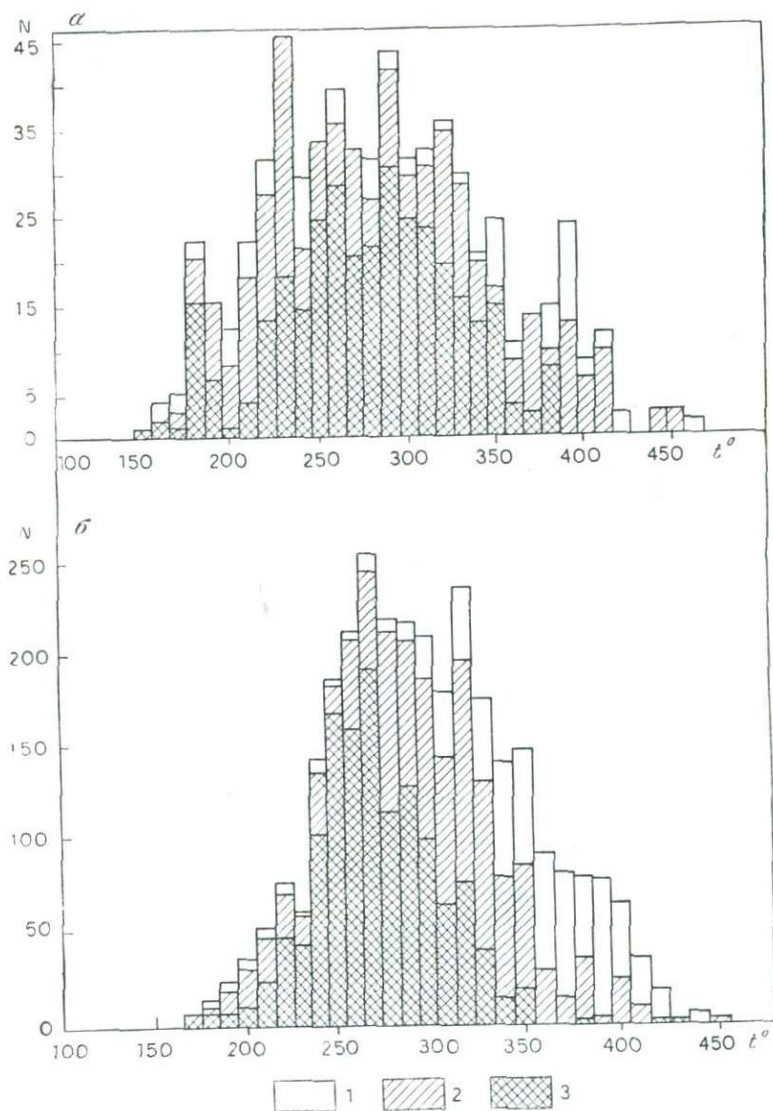


Рис. 11. Гистограммы распределения температуры слабого (1), среднего (2) и интенсивного (3) взрывания включений в галенитах (а) и сфалеритах (б)

быть рекомендован в качестве контрольного, когда все же приходится применять декрепитацию для суждений о температурах минералообразования. Уже первоначальное его использование позволило сделать важные выводы о том, что в отношении определения температур можно исследовать с целым рядом предосторожностей только минералы из

моногенных гидротермальных месторождений. Кроме того, чем больше объемный процент газа в жидких включениях и соответственно выше температура их гомогенизации, тем менее приемлем метод растрескивания для определения температур включающих минералов. *Интервал расхождения между температурой гомогенизации и температурой растрескивания включений увеличивается пропорционально уменьшению плотности включенных растворов* (Ермаков, 1950).

Акустический (термозвуковой) анализ включений

Этот способ фиксации микровзрывов газовой-жидких включений при нагревании был предложен Г. Скоттом (1948), который с помощью обычного медицинского стетоскопа первым начал регистрацию взрывов на слух. Он же дал название и декрепитационному методу, используя английский термин «растрескивание». Канадские геологи Ф. Смит и П. Пич (1949) первые применили радиотехническую аппаратуру для автоматической регистрации взрывов газовой-жидких включений.

В термометрической лаборатории Львовского университета Ю. А. Долгов и Л. Д. Рейхер (1953) разработали и изготовили для этих целей автоматический термозвукорегистратор, сочетающийся с целым рядом стандартных измерительных приборов. Эта установка в нашей стране стала прототипом для целого ряда других лабораторных декрепитаторов.

На ней были определены и проверены все необходимые узлы с нагревательным, термоизмерительным и терморегулирующим устройствами, а также усилитель и регистратор импульсов. Основные различия в декрепитометрах, разработанных у нас, связаны с датчиками и со способом передачи и трансформации моментов взрывания в электрические импульсы. По различиям в датчиках выделяются две группы приборов, создававшихся в разное время и в различных организациях.

Микрофонные датчики были использованы Е. Е. Костылевой и В. А. Лабунцовым (1958 г.) в универсальном усилителе-регистраторе растрескивания (ИГЕМ); А. И. Захарченко, Н. С. Лазаревичем, Г. И. Москалюк, А. А. Москалюк (1958 г.) — в упрощенном регистраторе растрескивания (ВСЕГЕИ); Л. С. Дмитриком и Л. С. Пузановым (1966 г.) — в трехканальном регистраторе взрывов включений (ВИМС); А. Н. Ермаковым и А. Д. Нефедовым (1968 г.) — в портативной полевой декрепитометрической установке ЕН-1 (МГУ), демонстрировавшейся на II Всесоюзном совещании в 1965 г., и М. Т. Божко, В. С. Полюковским и А. В. Переходцевым (1971 г.) — в полупортативной малогабаритной декрепитометрической установке, оснащенной предварительным каскадным усилителем (САИГИМС).

В этих приборах использовались микрофоны ДЭМ-4 М, МД-55 и конденсаторные микрофоны, после чего было отдано предпочтение малогабаритным электродинамическим микрофонам от слуховых аппаратов. В указанных конструкциях декрепитационных установок испытываемые пробы размещались в удалении от микрофона, который

воспринимается с достаточно высокой чувствительностью только взрывы включений через звуковые колебания. Микрофоны требуют термозащитных устройств, предохраняющих от перегрева, и специальной звукоизоляции, исключающей посторонние шумы. Пьезоэлектрические датчики обладают малой чувствительностью к посторонним шумам и стабильно работают при собственной температуре до 120—150°C. Впервые они были опробованы в ГЕОХИ Б. И. Малышевым, В. Б. Наумовым и Г. И. Пановым (1964), а затем Н. И. Мязь и Б. А. Симкив (1968) в усовершенствованной лабораторной установке (Льв. университет). Кроме того, эти датчики использовались Е. И. Котовым, А. В. Тимофеевым, А. Д. Хотеевым и Ю. Н. Пашковым (1968) в качестве пьезоэлемента цирконат-титанат свинца на кремниевой основе (ИГЕМ). Во всех этих установках испытуемые пробы помещались на чашечке микрофона, соединенного с пьезодатчиком.

По нашему мнению, только *ударная волна*, возникающая в волноводе с воздушной или инертной средой, достаточно определенно связана с резким выбросом пара (газа) при разрыве каждого включения. Другие причины растрескивания «песчинок», например разрушение их по спайности из-за полиморфных превращений, разрывов вокруг твердых включений и закалочных явлений не возбуждают звуковой волны. *Перемещения их по мембране* могут фиксироваться, вызывая ложные эффекты взрываемости. Поэтому нами для обеспечения точности получаемых результатов рекомендуется только первый не контактный, а «волновой» способ передачи импульсов от испытуемой пробы. Термозвукорегистраторы первой группы представляются более надежными.

В большинстве отмеченных выше отечественных декрепитометров используются в качестве нагревательного устройства цилиндрические термопечи, представляющие собой обычный соленоид с бифилярной обмоткой. В них суммарное магнитное поле равно нулю, что исключает воздействие на электродинамические микрофоны. Через заднюю стенку такой печи вводится термopара, соединяющаяся с пирометром любого лабораторного типа и примыкающая к огнеупорной пробирке с пробой.

При проведении испытаний рекомендуется плавное поднятие температуры (обычно до 600—700°C) с помощью полуавтоматических и автоматических устройств, автотрансформатора (лучше автомата АРТН) или блока программного управления.

Во всех терморегистраторах импульсы, зафиксированные микрофоном и преобразованные в электрические, поступают на стандартные низкочастотные усилители, а в портативных полевых приборах типа ЕН-1 (Ермаков, Нефедов, 1968) — в малогабаритные усилители, собранные на импульсных транзисторах.

Регистрация импульсов осуществляется электромеханическими счетчиками разных систем или с помощью перовых самописцев, или же на шлейфовых осциллографах, позволяющих различать взрывы включений разной величины. Рекомендуется шлейфовый осциллограф Н-700 с 12 каналами автоматической записи на ленте, один из которых оставляется контрольным и фиксирует только посторонние шумы. Все отме-

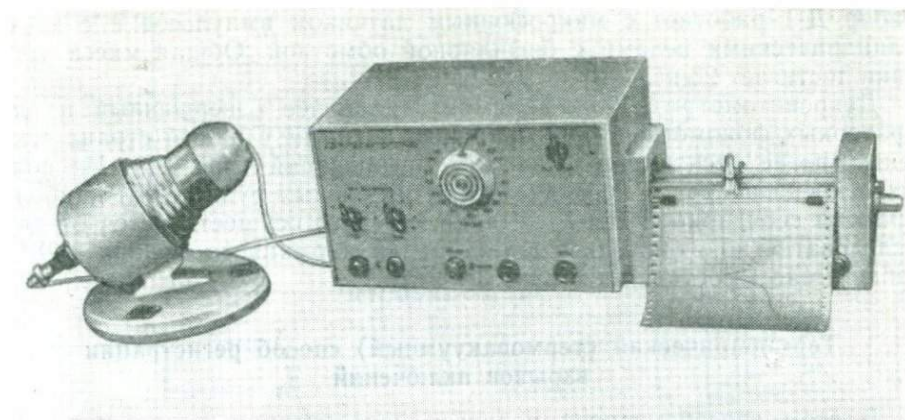


Рис. 12. Общий вид декрепитографа Д-1. Слева — нагреватель и датчик импульсов, справа — перовой самописец

ченные выше декрепитографы (термозвукорегистраторы) описаны в отечественной литературе так же, как и методика работы с ними.

Следует привести краткие сведения о серийном декрепитографе Д-1, сконструированном под руководством инженера Л. Н. Петрова при нашей консультации. Этот прибор прошел государственные испытания в МГУ, а на ВДНХ был удостоен почетного диплома. В декрепитограф входит силовой трансформатор с многочисленными отводами вторичной обмотки, часть которых замыкается на цепь электродвигателя переключателями типа МП-11. Они приводятся в действие времязадающим кулачковым барабаном. Последний вращается синхронным электродвигателем типа СД-54.

Для подсчета общего числа импульсов взрывания газовой-жидких включений в большем интервале температур испытания проб, который нужен для декрепитофонического и шлиховзрывного методов поисков, применяется вид интегральной записи на диаграммной бумаге в прямоугольных координатах с полной автоматизацией и самовыключением по окончании анализа. Для ряда случаев испытаний прикладной ориентации требуется дифференциальная запись разрывов включений. При такой записи установка Д-1 работает в полуавтоматическом режиме, и в конце каждого нужного температурного интервала оператор на пульте управления должен нажимать кнопку «сброс», после чего пишущий узел дешифратора возвращается на нулевую отметку.

Длительность непрерывной работы установки 8 ч с продолжительностью рабочего цикла испытаний 35—40 мин в диапазоне повышения температур до 900°C. Отклонение температурной характеристики электронагревателя от среднего значения $\pm 6\%$. Уровень фона помех для всего цикла опробования при минимальной чувствительности до 5 импульсов. Максимальное усиление импульсов до 30 000 раз. Возможная погрешность в регистрации импульсов не более 1,25%. Лабораторный

прибор Д-1 работает с микрофонным датчиком импульсов и с двумя цилиндрическими печами с бифилярной обмоткой. Общая масса установки достигает 25 кг.

Декрепитометр Д-1, по-видимому, наиболее совершенный из лабораторных фонометрических приборов, которым в нашей стране оснащены многие десятки геологических организаций (рис. 12). Из полевых декрепитаторов в практике открытия слепых рудных тел наиболее оправдал себя прибор ЕН-1, питание которого осуществляется от двух последовательно включенных батарей для карманного фонаря (КБС), а общая масса составляет только 3—4 кг.

Термобарический (термовакuumный) способ регистрации взрывов включений

В этом способе записи процесса декрепитации вместо звуковых импульсов фиксируются импульсы увеличения давления при разрушении газово-жидких включений. Измельченная проба минерала или горной породы помещается в вакуумную камеру и равномерно в ней нагревается. В моменты взрывов включений давление в камере скачкообразно увеличивается, что фиксируется точными манометрами. Такие установки не восприимчивы к звуковым помехам и к влиянию внешних электромагнитных полей. Они не реагируют на растрескивание зерен пробы, не связанное с газово-жидкими включениями.

Первая термобарическая установка была создана в Новосибирске Ю. А. Долговым и А. И. Серебрянниковым (1968), а результаты ее начального использования были доложены на I Всесоюзном совещании в 1963 г. (Долгов, 1965). Тогда же было обращено внимание на известные ограничения в ее применении. Эти ограничения связаны в первую очередь с десорбцией газов с поверхности зерен при окислении и разложении самих минералов (особенно сульфидов) путем дегидратации кристаллогидратов сублимацией минералов. Из достоинств использованного ими термобарорегистратора (ТБР) отметим, что непрерывная откачка в нагревательной вакуумной камере значительно повысила чувствительность метода, позволила сократить навеску пробы до 0,2 г и исключить эффект нарастания давления за счет расширения выделенных газов при дальнейшем нагревании системы. Оказалось возможным на декрептограмме наблюдать отдельные пики взрывания индивидуальных включений и даже оценивать их количество и относительную величину.

Дальнейшее развитие ТБР было осуществлено в лаборатории геохимии газов ИГЕМ Ю. Н. Пашковым и М. М. Элинсон (1971), предложившими усовершенствованный декрепитационный барорегистратор (ДБР), действующий на принципе «проходящего вакуума» с непрерывной откачкой, сопровождающейся отбором газов для анализа. При этом с помощью автомата, регулирующего темп нагревания (АРТН), стандартизировалась и задавалась скорость нагревания. Совершенно новым явилось использование второй ступени откачки в системе баллона с активированным углем, погруженным в жидкий азот. По срав-

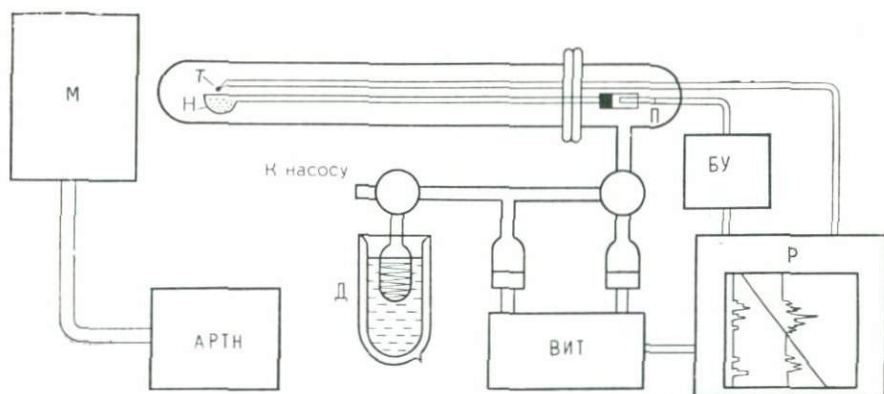


Рис. 13. Схема декрепобарофонической установки:

Н — навеска; Т — термопара; П — пьезокристалл; БУ — блок усиления; ВИТ — вакуумметр; С — сорбционный насос; КСП-4 — трехканальный потенциометр; М — печь; АРТН — автомат, регулирующий темп нагрева

нению с ТБР в этом барорегистраторе была достигнута компактность (0,5—1,0 м), уменьшена протяженность вакуумных коммуникаций и повышена чувствительность установки.

Точное сопоставление фонометрической (термозвуковой) регистрации с барометрической (термовакuumной) фиксацией взрывов газожидких включений и сравнительных достоинств этих способов в методе декрепитации было затруднительным при использовании разных установок*.

В 1975 г. Ю. Н. Пашковым совместно с сотрудниками опытного производства ИГЕМ Н. А. Фроловым, Ф. М. Сапожниковым и В. Н. Сергиным была разработана и изготовлена установка, позволяющая проводить испытания одной и той же пробы по двум каналам одновременно.

Поскольку эта установка в отличие от отмечавшихся нами выше еще не известна в литературе, мы дадим ее описание, любезно предоставленное Ю. Н. Пашковым. Нам кажется, что надежное установление «полезных сигналов» взрывания путем прямого сопоставления фонометрических и барометрических характеристик существенно повышает технические возможности метода декрепитации и является большим достижением.

Как показано на схеме (рис. 13), установка состоит из датчика (Д) блока усиления (БУ), блока контроля и регистрации температуры, давления и механоакустических импульсов (Р), нагревательного устройства с программным нагреванием (М).

Датчик имеет съемную кварцевую пробирку с плоским шлифовым соединением, платинородиевую термопару (Т), керамический пьезо-

* Такие сопоставления и наиболее совершенное сочетание установок для термозвукового и термовакuumного исследований минералов были проведены К. Элиаш (1968) в Братиславе.

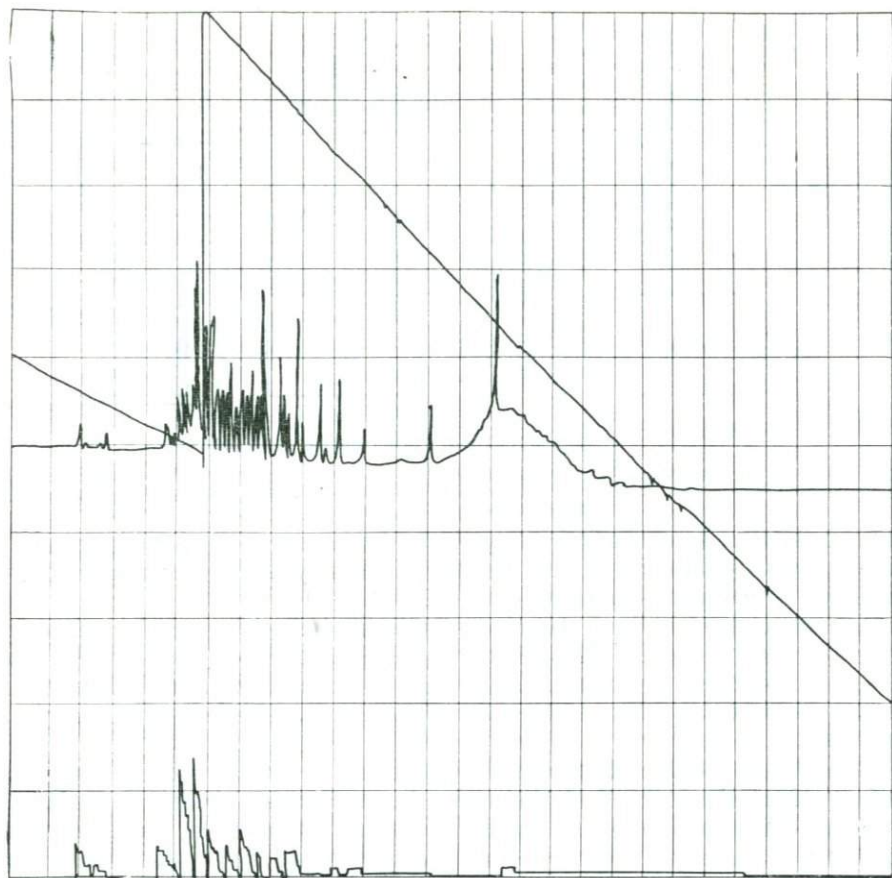


Рис. 14. Декрептобарофонограмма кварца (навеска 50 мг)

кристалл (П), с которым жестко крепится кварцевая палочка с чашечкой для загружаемой навески (Н). Выводы от контактов пьезокристалла и термопары впаяны в стекло. Пьезокристалл и термопара соединены с блоком регистрации. Импульсы, сформированные на пьезокристалле, проходят через электронный блок усиления, позволяющий изменять степень усиления в $1 \cdot 10^3$ раз. Монометрические термопарная и ионизационная лампы также входят в состав датчика. Они стандартно соединены с вакуумметром ВИТ-3, показания которого фиксируются на ленте регистратора. Откачка датчика производится последовательно форвакуумным и диффузионным насосами. Последний представлен баллончиком с активированным углем, погруженным в сосуд Дьюара с жидким азотом. Многоходовые стеклянные вакуумные краны специальной конструкции позволяют свести до минимума объем коммуникаций.

Блок контроля и регистрации температуры, давления и механоакустических импульсов представлен трехканальным самописцем непрерывной записи одновременно по трем независимым каналам, смонтированным на базе КСП-4. Время пробега шкалы равно 1 с, скорость регистрации механоакустических импульсов — не более 50 имп/с.

Электромеханическое (без обратной связи) устройство программного нагрева позволяет изменять температуру навески от 10 до 30°C/мин. Декрептобарофоннический анализ ведется при включенном сорбционном насосе. Масса оптимальной навески колеблется от 50 до 200 мг.

На рис. 14 приведены декрептобарофонограммы кварца, отражающие воспроизводимость результатов из навески 50 мг. Пикообразные импульсы на кривой изменения давления характеризуют момент вскрытия включений. На механоакустической кривой каждому импульсу соответствует приращение определенной величины, независимо от интенсивности. В ходе нагревания происходят набор механоакустических импульсов и сброс их через каждые 20°C. Совпадают общий вид кривых и положение характеристических точек. Некоторые отличия объясняются особенностями распределения включений в исследуемой навеске. Сравнительный анализ механоакустической и барометрической кривых показывает, что на первой в отдельных интервалах фиксируется несколько больше импульсов. Это обусловлено тем, что при разрушении отдельных зерен навесок их частицы могут дать несколько соударений.

Возможность отбраковки механоакустических импульсов, (не связанных с разрушением включений) вызванная различного рода помехами и интервалами газоотделения, легко осуществима.

Декрепитация включений в минералогической термометрии

Несмотря на успехи в развитии техники декрепитации с фонметрической и барометрической фиксацией взрывов газовой-жидких включений, мы еще не можем рекомендовать применение метода декрепитации в области *термометрии минералообразования*, за исключением частных случаев его использования с обязательным сопоставлением результатов с данными метода гомогенизации и визуального способа растрескивания.

Точность регистрации и интерпретации импульсов взрывания ограничивается целым рядом *объективных и субъективных* факторов, на которых мы вынуждены остановиться.

Первая группа факторов связана с относительным временем образования и преобразования включений с такими свойствами герметизированных растворов газовой-жидких включений, как плотность, агрегатное состояние и внутреннее давление, с химическим составом и концентрацией, наличием или отсутствием в них растворенных в разных пропорциях газов (СО₂ и др.), с размерами и формой вакуолей включений и их расположением в глубине или по периферии зерен

испытуемой пробы, а также наличием твердых вclusions посторонних веществ в виде минералов-спутников и др.

К объективным факторам относятся также разнообразные свойства самих включающих минералов и их обломков, в первую очередь прочность на разрыв (хрупкость и вязкость), возможности и характер полиморфных превращений, температурные условия устойчивости минералов, спайность и двойниковатость кристаллов, их природная деформированность и способность к химическому разложению в разных интервалах температур.

Эти «минералогические» факторы могут по-разному влиять на температуры растрескивания зерен минералов в пробах и делают *несопоставимыми* результаты определения температурных точек для минералов разной прочности даже при одинаковых «термобарогеохимических» показателях, связанных с самими включениями.

Из субъективных факторов в первую очередь отметим то, что у декрепитометристов пока еще нет общности взглядов в вопросе о том, какие точки или интервалы температур на объективно полученной декрепитограмме принимать за характеристические, наиболее близкие к температурам гомогенизации или природному минералообразованию.

Преимущества метода декрепитации над методом гомогенизации многие усматривают в том, что первый позволяет использовать непрозрачные, особенно рудные, минералы. Однако эти минералы не дают возможности объективно судить о «термобарогеохимических» факторах, очевидных лишь при использовании визуально-оптического метода декрепитации, сопровождающегося контролем результатов по методу гомогенизации и сопоставлением T_{Γ} и $T_{\text{д}}$.

Все это заставляет нас очень осторожно относиться к методу использования декрепитации в области термометрирования рудных и вообще непрозрачных минералов. Никогда нельзя забывать о том, что даже очень совершенная аппаратура способов фонометрической и барометрической декрепитации для этих минералов *оставляет метод «слепым» и недостаточно объективным.*

Кратко освещенное выше развитие техники декрепитации позволяет рассчитывать на легкое устранение тех или иных аппаратурных и внешних помех, отражающихся на точности фиксации взрывов. Можно регулировать избыточную или недостаточную чувствительность, учитывать микрофонный эффект, потрескивание нагревательной спирали, а соответствующей звукоизоляцией не допускать влияния внешних помех при регистрации декрепитационной активности испытуемых проб при любой форме записей.

Все эти возможные помехи, выявленные в процессе испытаний аппаратуры, легко контролируются.

Однако самые большие вопросы использования метода декрепитации в термометрировании процессов минералообразования связаны с испытаниями непрозрачных минералов. Визуально-оптический метод, который не мог быть оснащен современной аппаратурой, тоже является для них «слепым», технически трудоемким и несовершенным.

Термобарогеохимические факторы ограничения метода. Декрептометристы при интерпретациях технически точных результатов по непрозрачным минералам не могут знать (только предполагают), какие именно включения подверглись растрескиванию в том или ином температурном интервале.

При низких температурах могли взорваться первичные включения с малым газовым пузырьком, законсервированные в конце образования минерала и подающие правильный сигнал, а также вторичные включения, не имеющие отношения к генезису последнего, или включения с очень экспансивной углекислотой. Кроме того, могли взорваться включения первичные ранние, но расположенные вблизи поверхности зерен. Сигнал взрыва в этом интервале могли подать расшнурованные (однофазовые) и даже твердые включения при контактном расположении пробы (на мембране).

В высокотемпературном интервале могли взорваться первичные гидротермальные включения начала кристаллизации с T_r по I типу или более поздние вторичные с T_r по II типу, или же газовой-жидкие включения любого времени консервации, но малого размера и расположенные в центре зерен.

При прочих равных условиях первично-вторичные включения, располагающиеся в залеченных трещинках (т. е. ослабленной зоне кристалла), разорвутся при более низкой температуре нагревания, чем сингенетические им азональные или зональные газовой-жидкие включения. В любом «слепом» декрептофоническом или декрептобарическом методе регистрации эти вопросы решаются субъективно и неоднозначно.

Влияния состава включений (и особенно углекислоты) были исследованы А. И. Тугариновым и В. Б. Наумовым (1970). Для самых распространенных жильных минералов ими установлены следующие соотношения в значениях T_r и T_d : при отсутствии CO_2 в водных растворах включений $T_r (\pm 2^\circ C) = 298-300^\circ C$, а $T_d (\pm 5^\circ C) = 350^\circ C$; при содержании CO_2 во включениях кварца 12,6 вес. % $T_r = 188-203^\circ C$, а $T_d = 155^\circ C$; при 27,6 вес. % ($\pm 1,7$) $T_r = 278-285^\circ C$, а $T_d = 150^\circ C$. Для включений во флюорите, содержащих в водном растворе 25,2 вес. % углекислоты, температура полной гомогенизации составила $220-245^\circ C$, а температура взрыва оказалась равной только $70^\circ C$.

Отношение размеров включений к среднему диаметру зерен пробы в значительной мере определяет температуру декрепитации. Размеры включений, как и их форма, очень разнообразны. Декрептометристы в начале опыта используют определенные фракции зерен минералов обычно 0,25—0,5, реже 0,5—1 мм, однако в ходе каждого опыта эта величина становится переменной и неизвестной из-за прогрессирующего разрушения и измельчения обломков минералов. Изменения в размерах испытуемой фракции могут быть объективно установлены просеиванием через сита только после окончания опыта. Это вносит новые осложнения при интерпретациях кривых растрескивания в отношении температур.

Например, по изучению включений в искусственном кварце (Хетчиков, Дороговин, Самойлович, 1968) T_d возрастает с уменьшением

размеров включений и с увеличением диаметра включающих обломков, а также зависит от изменяющегося расстояния включений от поверхности испытываемых зерен (Хетчиков, Самойлович, 1970).

Визуальным методом ими было установлено, что во всех случаях температура декрепитации всегда повышается с уменьшением размера включений, а по трем образцам для включений с размерами от 0,1 и до 0,5 разница составила 13°C. Газово-жидкие включения примерно одинаковых размеров, отстоящие от поверхности включающих зерен кварца на расстояниях 0,01, 0,24 и 0,40 мм, показали соответственно значения T_d 374, 390 и 409°C, т. е. разницу в 35°C.

По проведенным нами наблюдениям при использовании визуального метода регистрации взрываний было замечено, что газово-жидкие включения равной степени заполнения, примерно одинаковых размеров, но разной формы, разрываются при различных температурах. Включения, имеющие угловато-неправильную форму, разрываются раньше включений округло-правильной или негативной формы, а иногда вообще не дают эффекта взрывания. Жидкость из них спокойно инъецируется в возникающие трещинки вплоть до выхода на поверхность зерен. Аналогичное явление наблюдается и в том случае, когда зерна пробы оказываются трещиноватыми, что чаще связано с дроблением пробы до избранной фракции. Ни наличие углекислоты во включениях, ни их размеры, ни расстояния от поверхности непрозрачных зерен недоступны визуальной фиксации. Однако все они являются *причиной широкой дисперсии* в температурах взрывания включений и отнюдь не могут вызвать удовлетворения результатами простых и технически точных экспериментов по определению температур методом декрепитации. Эти температуры нельзя увязывать с температурами минералообразования, а с температурами гомогенизации их можно сопоставлять только для жильных минералов.

Минералогические факторы, влияющие на положение температурных точек декрепитации. В подавляющем большинстве случаев для обычных включений в гидротермальных минералах температуры декрепитации выше температур гомогенизации и при прочих равных условиях это расхождение увеличивается с повышением прочности на разрыв вещества включающих кристаллов.

Например, для кварца принимается постоянная прочность порядка $(80-85) \cdot 10^6$ Па, что используется для определения не только «истинных» температур (Морозов, 1971), но даже и давлений минералообразования (Наумов, Малинин, 1968). Здесь следовало бы учитывать, что силы сцепления структурных единиц кристаллической решетки (прочность) в отличие от скальвающих усилий в условиях отрыва (разрыва) весьма заметно снижаются с повышением температуры (Пальмова, Диков, 1970).

Это было показано А. В. Громовым, осуществившим испытания прочности на разрыв монокристаллов кварца через каждые 50°C в интервале температур от 20 до 650°C. Эксперимент проводился в лаборатории физики Московского горного института. Оказалось, что прочность кварца на разрыв в направлении, перпендикулярном оси третьего по-

рядка, всегда меньше прочности в параллельном ей направлении. В испытанном интервале температур в первом случае она снижается от $21 \cdot 10^7$ до $3 \cdot 10^7$ Па, а во втором от $495 \cdot 10^6$ до $35 \cdot 10^6$ Па. Чаще всего именно в этом интервале температур проводятся испытания декрепитационной активности измельченных проб кварца и других минералов. Поэтому «узаконить» для термобарометрии определенное значение их прочности какой-либо одной цифрой (850°C отвечает только 450°C П 0001) не представляется возможным. Это указывает на то, как далеко мы отстоим (без испытаний физических свойств минералов) от уверенного определения температур методом декрепитации.

На прочностные свойства кристаллов и декрепитацию большое влияние оказывают разное количество и распределение в них включений, а также другие факторы, связанные с физическими свойствами минералов при разных температурах. Это должно предостерегать нас от теоретизирования в области метода декрепитации и от увлечения проблемой чистой воды, отсутствующей во включениях. Недопустимо приравнивание T_d к температурам минералообразования (T_m) с помощью тех или иных теоретических «поправок», оказывающихся совсем излишними на фоне влияния многих, совсем «прозаических» факторов, связанных со свойствами включенных растворов и самих включающих минералов. Вначале подчеркнем влияние реакций химического разложения, частично имеющих значение при контактовом размещении проб на мембране датчиков и всегда при барометрической регистрации эффектов мнимого растрескивания. В. Б. Наумов (1968) выделил это под названием аномальной декрепитации. Например, он экспериментально доказал, что такая «декрепитация» для пирита, арсенопирита и пирротина (в воздушной среде) начинается с 400°C , для халькопирита и галенита с 300 — 320°C . Кроме того, он указал, что литературные данные по мнимому взрыванию включений в этих сульфидях свыше указанных температур не имеют отношения к консерватам минералообразующих сред, а связаны с началом окисления и разложения самих минералов.

Из нерудных жильных минералов температуры декрепитации кальцита и доломита колеблются от 300 до 550°C , а для барита — от 280 до 420°C и соответствуют интервалам также аномальной декрепитации, независимой от наличия газовой-жидких включений.

Для минеральных парагенезисов и ассоциаций очень важные для T_d данные были получены Л. Г. Пальмовой (1972), которая при температурах 250 и 450°C , давлении $100 \cdot 10^5$ и $600 \cdot 10^5$ Па вырастила кварц, пирит и кальцит.

Для первого опыта оказалось, что температуры декрепитации для них соответственно равны 300 , 280 и 250°C , а для второго опыта — 460 , 380 и 290°C . Выросшие совместно при одних и тех же термодинамических параметрах они показали из-за различий физических свойств разницу в температурах декрепитации, достигающую 170°C .

Сравнение температур декрепитации различных по составу минералов даже в одних и тех же парагенезисах должно быть исключено из научного обихода термобарогеохимиков.

В минералотермометрическом применении, несмотря на внешнюю простоту в его использовании и при наличии надежной аппаратуры, по результатам измерений получают автоматически или строят графики в координатах «температура нагревания—интенсивность растрескивания», определяющиеся количеством взрывов зерен в том или ином температурном интервале.

На простейших декрептограммах взрываемости пробы обычно обнаруживаются три точки: 1) начала массового растрескивания; 2) максимума взрывов (пик) и 3) конца взрываемости.

К сожалению, у нас и за рубежом эти точки сопоставляют по-разному с T_r или минимальными температурами минералообразования. Наибольшей популярностью в определении температур пользуется 1-я точка, а в определении интервалов температур — 1-я и 2-я одновременно. Иногда считают, что весь интервал от 1-й до 3-й точки отвечает температуре минералообразования, а некоторые используют только 3-ю точку. Такой разницей, конечно, недопустим, но внести в него определенность из-за охарактеризованного выше влияния объективных факторов, дать «рецепт» на все случаи просто невозможно. Скорее всего при отсутствии CO_2 во включениях 1-я точка должна ближе других стоять к T_r , по крайней мере для кварца. Дискуссии по этому вопросу на всех пяти Всесоюзных совещаниях выявили недостаток проверочных данных, особенно в отношении непрозрачных минералов, и не привели к определенным выводам.

Пока же рекомендуется не использовать метод декрепитации с целью термометрирования режима минералообразования или же изредка применять, но только с тщательным визуальным контролем. Он очень полезен и надежен для многих других вопросов, не требующих познания истинного уровня температуры процессов.

В пределах одного и того же месторождения декрептограммы можно с успехом использовать в качестве типоморфных признаков минерала, имеющего несколько генераций (Громов, 1968). В геологии они применимы для корреляции немых горизонтов или выявления мест проявления гидротермального метаморфизма, но без претензий на определение его температуры.

На многообразное, объективно полезное использование метода декрепитации в целой серии прикладных вопросов, не требующих знания температур, мы указывали выше. Любой, даже очень точный метод исследований может быть скомпрометирован, если он используется без разумных ограничений и без учета реальных возможностей или не в том направлении, к которому приспособлен на существующем уровне развития техники и методики работ.

§ 9. КРИОМЕТРИЯ

Изучение поведения включений при охлаждении было начато более чем 150 лет тому назад. Х. Дейви (Davy, 1822) нашел и охладил с помощью эфира несколько включений, для которых предполагалось, что жидкость, заполняющая включения, имеет органическое происхож-

дение. Г. Сорби (Sorby, 1958) пытался определить точку замерзания включений с углекислотой, но этому помешали переохлаждения, связанные с метастабильностью растворов во включениях. Первые шаги в исследовании включений с охлаждением были сделаны Г. Дейша (Deicha, 1950) и Н. П. Ермаковым (1949).

Г. Г. Цуринов и В. А. Вольнова (1952) создают комбинированную охлаждающую и нагревательную камеру, работающую на жидком азоте. Первые шаги в создании криометрических установок дали новую интересную информацию и позволили перейти к массовым исследованиям на базе созданных охлаждающих камер (Роддер, 1962; Мельников, 1965, 1968; Базаров, 1966). Стало ясно, что применение глубоких охлаждений жидкостей и газов во включениях позволит определять температуры замерзания, плавления, возгонки, эвтектической кристаллизации и конденсации газов.

На основе зависимости между температурой кристаллизации (плавления) и концентрацией солей в различных изученных водно-солевых системах можно с помощью относительно простых экспериментов, охлаждая включения на столике микроскопа в специальных камерах, получить различные полезные данные о составе и количестве солей в растворе, а также о содержании углекислоты, ее плотности и др. Эти данные, в свою очередь, позволяют определять приближенные значения давлений минералообразования.

Конструкции криометрических установок

Основными препятствиями в создании достаточно удобной установки были следующие: 1) конденсация паров воды из воздуха и замерзание их на оптике микроскопа; 2) регулируемая подача охлаждающей смеси; 3) холодостойкие материалы; 4) надежный контроль темпа охлаждения и измерений.

Из большого разнообразия криометрических камер и установок приведем только одну, в которой, на наш взгляд, все перечисленные трудности устранены с наибольшей пользой для оперативного ведения анализов. Эта установка сконструирована в Институте геологии и геофизики СО АН СССР и работает без существенных изменений уже более 10 лет.

Конденсация паров воды на линзах объектива из большого воздушного объема сведена до минимума с помощью резинового ограничителя. Видимость не ухудшается даже при самых больших охлаждениях. Подача охлаждающей смеси регулируется без каких-либо сложных приспособлений с использованием давления паров жидкого азота и простейшего регулирования клапана. Система регулировки вполне удовлетворительна и позволяет вести эксперимент в любом темпе с временным термостатированием в пределах нескольких градусов. Обычная резина не относится к холодостойким материалам, но при проверке в работе на коммуникациях и ограничителе показывает надежность. Измерения контролируются по различным подобранным эталонам. При сокращенном контроле используют две точки: замерзание чистой воды

и углекислоты. Тщательные проверки, проведенные нами и С. Такеоучи на нашей установке, дали вполне удовлетворительные результаты. Отклонения от температуры тройной точки углекислоты ($-56,6^{\circ}\text{C}$) заключены в пределах $1-2^{\circ}\text{C}$.

Равновесие раствор—чистый компонент. Известны системы, различные по агрегатному состоянию как раствора, так и чистого компонента. Н. С. Курнаковым был разработан метод физико-химического анализа, основанный на изучении диаграмм «свойство—состав».

Любое равновесие можно нарушить, если ввести в него другое вещество. При постоянном давлении температура изменяется таким образом, чтобы восстановить нарушенное равновесие, т. е. препятствует растворению. Если в системе могут быть переменными концентрация раствора, температура и давление, то диаграмма растворимости будет трехмерной. Дифференциальные теплоты плавления и температуры плавления изменяются заметно только при очень больших изменениях давления. При небольших давлениях им можно пренебречь и вести рассмотрение в изобарной плоскости концентрация—температура. Рассмотрим наиболее распространенную для минералообразующих растворов систему $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Компоненты этой системы дают химическое соединение кристаллогидрат, который разлагается ниже точки плавления (рис. 15).

Допустим, что имеется 28%-ный раствор NaCl при $T=160^{\circ}\text{C}$. Начинаем его охлаждать. При температуре 80° (точка L'_1) NaCl начнет кристаллизоваться, а при 0° — будет кристаллизоваться $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$, и постепенно весь выпавший NaCl перекристаллизуется в кристаллогидрат (в эвтектической точке). Любые промежуточные значения на левой ветви кривой будут соответствовать сосуществованию H_2O , NaCl и $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Этот вариант соответствует трехфазовому включению ($\Gamma-\text{Ж}-\text{T}$).

Растворы, которые не характеризуют состояние пересыщения при комнатной температуре, при охлаждении выйдут на левую ветвь графика. При охлаждении процесс будет идти с образованием льда, а в дальнейшем — с образованием кристаллов NaCl и полным замерзанием эвтектичного раствора в эвтектической точке. Таким образом, эвтектика может состоять из кристаллов льда, NaCl и мелкозернистых кристаллов раскристаллизации эвтектичного рассола. Все природные растворы во включениях системы

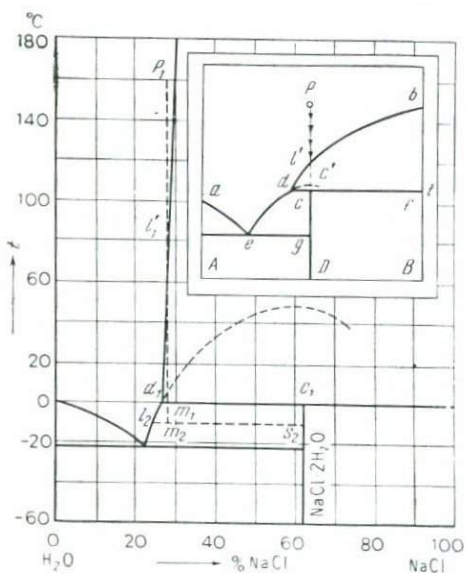


Рис. 15. Система $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$

многокомпонентны. Методом водных вытяжек установлено большое разнообразие солей, растворенных в минералообразующих растворах.

В большинстве случаев встречаются многокомпонентные системы, в которых из катионов преобладают Na^+ и K^+ , а из анионов Cl^- . В таких случаях возможны следующие системы: $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$; $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$; $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$. Эти системы относительно хорошо изучены. В зависимости от содержания главных компонентов концентрации солей можно приближенно рассчитывать через NaCl -эквивалент. По мере уменьшения NaCl и KCl в многокомпонентных системах включений соответствие между ними и NaCl -эквивалентом будет уменьшаться и при малых содержаниях NaCl и KCl среди других солей раствора такое отождествление становится недопустимым. К сожалению, применению NaCl -эквивалента далеко не всегда предшествует определение состава растворов включений методом водных вытяжек. Кроме того, осредненный валовый состав растворов из разных генераций включений не соответствует составу каждого отдельно взятого включения. Расхождения могут быть недопустимо велики. Перечисленные выше трудности привели к изучению возможностей определения солевого состава включений методами криометрии. Первые попытки в этом направлении были сделаны для различения главной соли в многокомпонентных системах (Базаров, Моторина, 1970). Более совершенные работы появились в последние годы. Были проведены исследования по замораживанию искусственно приготовленных карбонатных и хлоридно-карбонатных растворов и установлен ряд признаков, позволяющих диагностировать эти системы (Борисенко, 1975). Все полученные результаты сведены им в табл. 10.

Признаки водно-солевых систем при охлаждении

Среди этих признаков характерна группа карбонатов и бикарбонатов: 1) $\text{Na}_2\text{CO}_3-\text{H}_2\text{O}$; 2) $\text{NaHCO}_3-\text{H}_2\text{O}$; 3) $\text{Na}_2\text{CO}_3-\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$; 4) $\text{NaCl}-\text{NaHCO}_3-\text{H}_2\text{O}$; 5) $\text{Na}_2\text{CO}_3-\text{NaHCO}_3-\text{H}_2\text{O}$. Эти системы отличаются от других эвтектическими температурами замерзания: (1) — $2,1^\circ$; (2) — $2,3^\circ$ и (3) — $3,3^\circ$. Близко к этим температурам подходят сульфаты Na и K . Их можно отличить по свойствам твердых фаз с характерной формой кристаллов, возникающих при охлаждении. От хлоридных систем карбонаты и бикарбонаты отличаются по температурам эвтектической кристаллизации ($-10,6$ и $21,1^\circ$). Смешанные хлоридно-карбонатные системы ($\text{NaCl}-\text{Na}_2\text{CO}_3-\text{H}_2\text{O}$ и $\text{NaCl}-\text{NaHCO}_3-\text{H}_2\text{O}$) имеют близкие температуры эвтектической кристаллизации ($-21,4$ и $-21,8^\circ$) и различаются по анизотропии характерных по форме кристаллов. В остальном эти две системы обладают достаточным набором индивидуальных признаков. Дополнительные признаки можно получить при анализе водных вытяжек и газов из включений.

В основу диагностики главных солей, содержащихся во включениях, положен следующий вывод: *температуры эвтектической кристаллизации водно-солевых систем не зависят от концентрации солевого компонента*. Применительно к включениям в минералах при наличии

Диагностические свойства солей, полученных при

Солевые системы	Температура эвтектики, °C	Свойства	
		Химическая формула	Форма твердых фаз
NaCl—H ₂ O	-21,1	NaCl	Кубические кристаллы
		NaCl·2H ₂ O	Кристаллы моноклинной сингонии
KCl—H ₂ O	-10,6	KCl	Кубические кристаллы
		KCl·H ₂ O	?
NaCl—KCl—H ₂ O	-23,0	NaCl	Кубические кристаллы
		KCl	Кубические кристаллы
		NaCl·2H ₂ O	Кристаллы моноклинной сингонии
NaCl—CaCl ₂ —H ₂ O	-55,0	NaCl	Кубические кристаллы
		NaCl·2H ₂ O	Кристаллы моноклинной сингонии
		CaCl ₂ ·6H ₂ O	?
NaCl—MgCl ₂ —H ₂ O	-35,0	NaCl	Кубические кристаллы
		NaCl·2H ₂ O	Кристаллы моноклинной сингонии
		MgCl ₂ ·6H ₂ O	Кристаллы моноклинной сингонии
NaCl—Na ₂ CO ₃ —H ₂ O	-21,4	NaCl	Кубические кристаллы
		NaCl·2H ₂ O	Кристаллы моноклинной сингонии
		Na ₂ CO ₃ ·10H ₂ O	Ромбовидные таблитчатые кристаллы
NaCl—NaHCO ₃ —H ₂ O	-21,8	NaCl	Кубические кристаллы
		NaCl·2H ₂ O	Кристаллы моноклинной сингонии
NaCl—Na ₂ SO ₄ —H ₂ O	-21,5	NaHCO ₃	Игольчатые кристаллы
		NaCl	Кубические кристаллы
		NaCl·2H ₂ O	Кристаллы моноклинной сингонии
		Na ₂ SO ₄ ·10H ₂ O	Изометрические кристаллы
Na ₂ CO ₃ —NaHCO ₃ —H ₂ O	-3,3	Na ₂ CO ₃ ·10H ₂ O	Ромбовидные кристаллы
		NaHCO ₃	Игольчатые кристаллы
		Na ₂ CO ₃ ·NaHCO ₃ ·2H ₂ O	Кристаллы моноклинной сингонии
Na ₂ CO ₃ —H ₂ O	-2,1	Na ₂ CO ₃ ·10H ₂ O	Ромбовидные кристаллы

охлаждении во включении (по А. С. Борисенко, 1975 г.)

характерных твердых фаз			
Показатель преломления	Двупреломление	Температурный интервал существования	Средний коэффициент растворимости (вс. % °C)
1,544	Изотропное	0	0,015
1,461	0,005	-21,1+0	0,14
1,490	Изотропное		0,16
?	Анизотропное	-6,6+10,6	—
1,544	Изотропное	0	0,015
1,490	"	-23,0	0,16
1,461	0,005	-23,0+0	0,14
1,544	Изотропное	0	0,015
1,461	0,005	-55,0+0	0,14
?	?	-55,0	—
1,544	Изотропное	0	0,015
1,461	0,005	-35,0+0	0,14
1,528—1,494	0,034	-35,0	0,1
1,544	Изотропное	0	0,15
1,461	0,005	-21,4+0	0,14
1,440—1,406	0,034	-21,4+32	1,7
1,544	Изотропное	0	0,015
1,461	0,005	-21,8+0	0,14
1,583—1,377	0,206	-21,8	0,14
1,544	Изотропное	0	0,015
1,461	0,005	-21,5+0	0,14
1,395—1,392	0,003	-21,5+33	1,6
1,440—1,406	0,034	-3,3+32	1,7
1,583—1,377	0,206	-3,3	0,14
1,540—1,414	0,126	21,8	—
1,440—1,406	0,034	2,1+32	1,7

двухкомпонентных систем могут представиться три случая включений: 1) с твердой солевой фазой (очень высокая концентрация); 2) без твердой солевой фазы, но с концентрацией, превышающей концентрацию эвтектической кристаллизации (высокая концентрация), и 3) также без твердой фазы, но с концентрацией соли ниже эвтектической.

В первом случае в системе $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ при охлаждении до выхода на кривую равновесия $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ кристаллик NaCl будет расти. При дальнейшем охлаждении точка следует по кривой равновесия и кроме кристаллика NaCl образуется $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$. По мере движения к эвтектической точке NaCl начнет превращаться в $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Процесс закончится полной раскристаллизацией в эвтектической точке, которая характеризуется одновременным насыщением обоими компонентами. Раскристаллизованными будут вода (лед) и $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Во втором случае рассматриваем ту же двухкомпонентную систему без твердой фазы. При охлаждении соль образует кристаллик (NaCl), и далее процесс развивается, как уже было описано выше. В третьем случае при охлаждении до выхода на левую ветвь кривой двухфазового равновесия (рис. 16) кристаллик соли не образуется, и только после выхода на нее начинает кристаллизоваться лед, а при достижении эвтектики раскристаллизуется насыщенный раствор (лед и NaCl).

Определение концентрации соли в растворе двухкомпонентных систем сводится к фиксации момента и температуры появления первого кристаллика; по температуре определяется концентрация.

Метастабильность часто задерживает появление первых кристалликов соли или льда. Нередко его влияние так велико, что замерзание невозможно и в эвтектической точке. В этих случаях включения переохлаждают до неопределенно низких температур. Там, где удастся получить замерзание, отмечается температура растворения последнего кристаллика и соответствующая ей концентрация. *Способ растворения последнего кристаллика единственно правильный, так как не зависит от постоянного влияния метаустойчивости.*

Используя приведенную табл. 10, можно определять характеристические температуры эвтектической кристаллизации трехкомпонентной системы. Эти температуры находят путем глубокого охлаждения с выходом в область метаустойчивости. Осуществив замерзание содержимого включения, его начинают медленно нагревать до протаивания эвтектики и укрупнения твердых фаз. При дальнейшем осторожном нагревании нужно растворить все кристаллы, за исключением одного (лед или соль), зафиксировать температуру последнего момента существования кристалла и затем, охлаждая, снова наращивать кристалл.

Эту операцию приходится проводить многократно до тех пор, пока не будут выделены и откристаллизованы все компоненты системы от остаточной жидкости эвтектического состава. Подобная работа была проведена для разделения охлаждением конденсированных газов на два кристалла и лед (Долгов, Попова, 1968).

После того, как все компоненты раствора отделены от эвтектической жидкости, последняя кристаллизуется охлаждением, и при этом

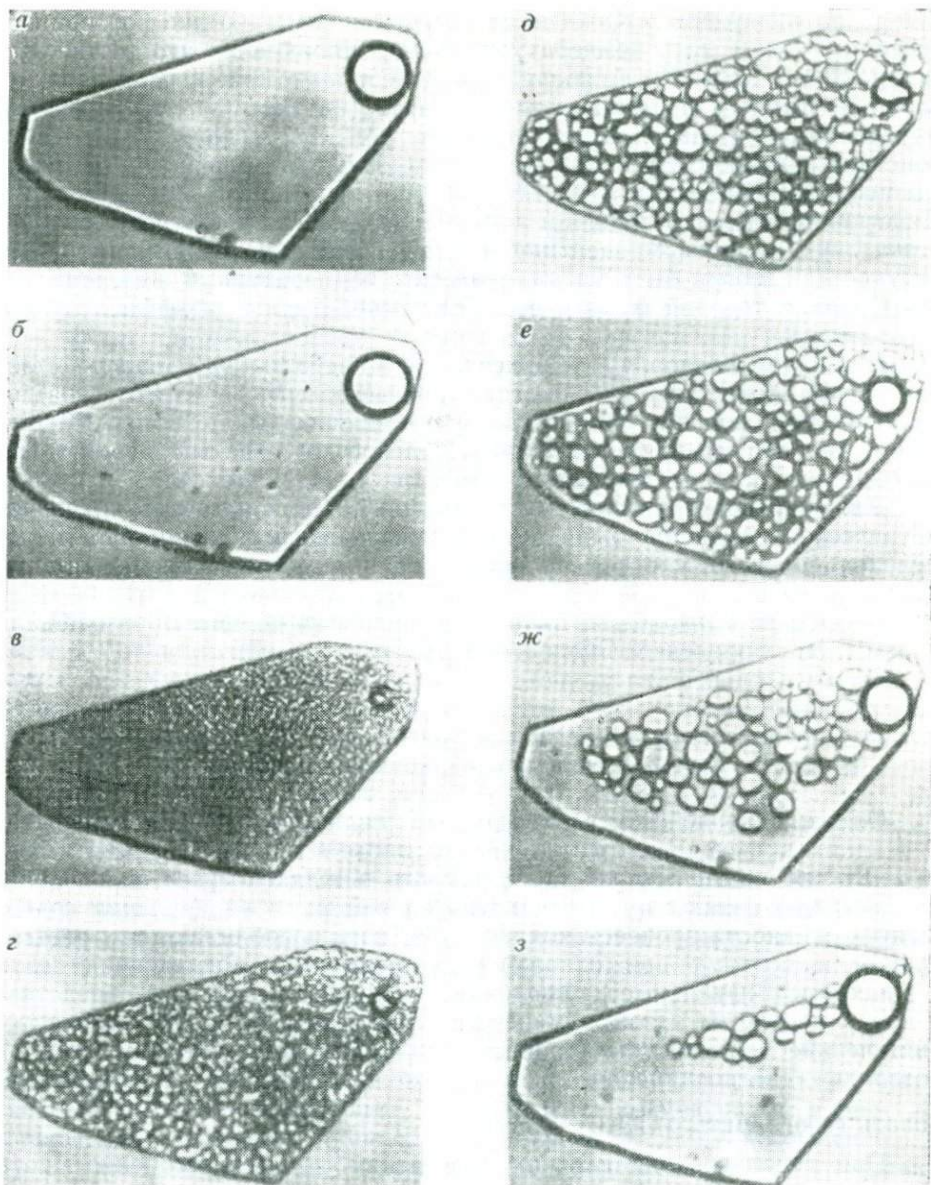


Рис. 16. Замораживание и оттаивание газожидких включений (по Ф. П. Мельникову)

a — при $+20^{\circ}\text{C}$; *b* — при $-34,8^{\circ}\text{C}$; *в* — замерзание при $-37,7^{\circ}\text{C}$; *г* — эвтектика при $-26,1^{\circ}\text{C}$; *д* — оттаивание при $20,3^{\circ}\text{C}$; *e* — оформление газового пузырька при $14,5^{\circ}\text{C}$; *ж* — растворение твердой фазы H_2O при $-8,7^{\circ}\text{C}$; *з* — то же, при $-4,3^{\circ}\text{C}$.

измеряется температура эвтектической кристаллизации солевого раствора во включении. Каждая из обособленных твердых фаз при нагревании может дать температуру своего плавления, что важно для диагностики. Кроме этой процедуры А. С. Борисенко предлагает изучать: 1) оптические свойства твердых фаз (показатели преломления и двупреломления, цвет, знак удлинения, угол $2V$ и другие оптические константы; 2) форму кристаллов твердых фаз; 3) температурный коэффициент растворимости; 4) температурные границы существования. Действуя методом сравнения и исключения, можно близко подойти к составу двух- и трехкомпонентных солевых систем во включениях. Для диагностики могут быть весьма полезны температурный интервал существования твердой фазы и средний температурный коэффициент растворимости.

Как установлено А. С. Борисенко, в минералообразующих растворах преобладают одна или две соли, другие обычно встречаются на порядок ниже и больших ошибок в определении внести не могут. Первые работы по применению диагностики солевого состава включений дали хорошие результаты (Добрецова, 1968).

Для полиметаллических месторождений Алтая на основании криометрического изучения были установлены важные закономерности изменения солевого состава в процессе формирования месторождений (Гибшер, 1975).

Весьма детально были охарактеризованы растворы, образовавшие листвениты (Борисенко, Оболенский, 1976).

Определения углекислоты и воды в газовых включениях и вымораживание низкокипящих газов

Охлаждение действует различно на жидкие и газовые включения. В жидких включениях охлаждение не приводит к конденсации газов, так как оно повышает их растворимость в жидкой фазе включений.

Во включениях с преобладанием газовой фазы и небольшим содержанием жидкости процессы конденсации газов преобладают над растворением и поэтому при охлаждении происходит конденсация газов в жидкость. Визуальные наблюдения над конденсацией дают представление о плотности газовых минералообразующих растворов. Характеристические температуры (тройная точка CO_2 , температура возгонки) позволяют диагностировать газы. В некоторых случаях удается фиксировать газогидраты $(\text{CO}_2 \cdot 5 \frac{3}{4} \text{H}_2\text{O})$.

При использовании плоских включений, которых особенно много встречается в топазе, флюорите, кальците и других минералах с совершенной спайностью, были проведены измерения содержания водно-солевого раствора и углекислоты во включениях в топазе (Долгов, 1968). На основании измерений были вычислены давления воды и углекислоты, а также суммарные давления, соответствующие температурам гомогенизации. Этот метод сохраняет свою актуальность до сих пор, особенно

в связи с интересом к совместным определениям воды и углекислоты. Его ограничения связаны с формой включений у минералов, не обладающих совершенной спайностью (кварц, берилл и др.).

В плоских включениях в топазе, содержащих Ж 10%, Г 90%, были последовательно сконденсированы и заморожены газы. Углекислота конденсировалась вплоть до тройной точки 56,6°C. При последующем охлаждении вблизи температуры возгонки углекислоты мгновенно появились полые кристаллы. Такое заключение вытекает из того, что после замерзания углекислоты давление пара CO_2 над твердой фазой настолько незначительно, что из него не могло выкристаллизоваться большое количество твердой углекислоты. Маловероятно, что другие газы могли дать такое количество не пустых, а плотных кристаллов. Эти полые кристаллы очень чувствительно реагировали на изменение температуры и с удивительной четкостью реагировали на правило Рикке при повышении и снижении температуры. С учетом этого в результате температурных манипуляций удалось собрать и закристаллизовать в два кристалла или монокристаллических агрегата два главных газа, содержащихся во включении. Низкокипящие газы были захвачены (окклюдированы) в эти минеральные массы. Сравнение объемов замороженных газов показало сходство с объемными соотношениями, установленными анализом газов из индивидуальных включений (CO_2 50—70% и сернистых газов 50—30%).

Высокие качества криометрической установки были продемонстрированы при изучении мельчайших (2—3 мкм) включений в минералах метаморфогенного происхождения. Гомогенные включения в дистене из Чуйских белков гетерогенизировались при очень низких температурах (Долгов, и др., 1970), что позволило предположить присутствие во включениях низкокипящих газов. Этим условиям гетерогенизации удовлетворяли несколько кривых двухфазового равновесия: азота, воздуха, окиси углерода, аргона и др. Анализом индивидуальных включений установлено, что в них содержится азот в жидкообразном состоянии. В некоторых случаях температуры гетерогенизации были выше критической для азота. Это означало, что к азоту примешан еще какой-то газ. Анализ таких индивидуальных включений показал, что примесь к азоту было небольшое количество CO_2 . Такая хорошая согласованность продемонстрировала взаимную надежность двух анализов — криометрического и волюмометрического.

В заключение можно отметить, что криометрия стала весьма важным методом, имеющим хорошие перспективы развития для оценки составов солей во включениях, а также и их концентраций в простых и многокомпонентных системах. В недалеком будущем несомненно получит развитие метод изучения процессов, происходящих во включениях при охлаждении с помощью микрофильмирования (Мельников, Фраткин, 1968).

Объединение и анализ наиболее современных приемов криометрии и выработка единой системы диагностики должны обогатить наши представления о составе солевых растворов во включениях, а также повысить надежность определения давлений.

Геолого-минералогические методы оценки давлений

Роль давления в процессах минералообразования может быть представлена конкретно только на основе экспериментальных данных. Предварительное рассмотрение на *PT*-диаграммах конфигураций областей образования различных минералов показывает, что на формирование одних в значительной мере влияет давление, а другие зависят от температуры. Можно выделить два типа таких областей: первая — минерал образуется в широком диапазоне давлений и вторая — минерал образуется в широком диапазоне давлений и узком диапазоне температур. Изменение состава подвижных (жидкостей) и летучих компонент (газов) зависит от напряженности температурного поля и поля давлений. Скорость перемещения подвижных компонент зависит от формы и размеров проводящих путей в твердом минеральном каркасе земной коры, напряженности температурного поля и поля давлений, а также от состава и состояния подвижных компонент.

В земной коре существует два способа развития процессов: эволюционный — медленный, связанный с общей эволюцией земной коры и ее крупных структурных элементов, и быстрый, связанный с флуктуациями (отклонениями) от эволюционного развития. Главным фактором быстрого изменения эволюционной напряженности поля давлений и поля температур являются механические напряжения в земной коре, которые осуществляют перемещение глубинного материала в верхние этажи земной коры.

1. Перемещение твердого материала вверх или опускание вниз относится к области тектонических движений. Эти перемещения связаны со складчатостью, внедрением магматических масс, погружением под давлением осадков. Извечное противоборство факторов эволюционного развития с факторами, нарушающими его, направлено к достижению равновесия напряжений, которые развиваются при возникновении складок и могут характеризоваться горизонтальными давлениями и развитием полосового метаморфизма, при котором возникает градация фаций метаморфизма в горизонтальном направлении (Долгов, Мельгунов, Шугурова, 1970). В отличие от полосового горизонтального метаморфизма вертикальный послойный метаморфизм развивается под действием регионального погружения земной коры и растущей нагрузки вышележащих пород. В обоих случаях минеральные ассоциации, термодинамические расчеты и сравнения с экспериментальными данными позволяют оценить давления. Расчетные данные по давлениям хорошо сопоставляются с данными, полученными по включениям в метаморфогенных минералах (Долгов, 1970).

2. Продвижение интрузивных масс в область верхних этажей земной коры связано с развитием вертикального давления магмы. Эти давления можно рассчитывать только на основе надежной геологической документации (Слободской, 1965).

3. Для эволюционного варианта «нагрузочных» давлений также требуются четкие палеоглубинные геологические данные, и тогда в зем-

ной коре можно рассчитать давление каркаса пород как функцию глубины, если не учитывать срезающие горизонтальные усилия.

Для растворов, перемещающихся в толще земной коры с помощью диффузии в нижних ее слоях или с помощью инфильтрации в верхних (Коржинский, 1953), давление будет различным. В первом случае есть многочисленные указания на то, что с глубиной путей для инфильтрации становится все меньше, и изолированные поры начинают преобладать над системой поровых каналов. С увеличением глубины и роста давлений конденсируются газы (CO_2 , H_2S , CH_4 и др.) и уплотняются жидкости. При комнатной температуре давления внутри включений в метаморфогенных минералах достигают больших величин (Долгов, Макагон, Соболев, 1967). При температурах метаморфизма давление конденсированных газов внутри изолированных включений достигает нескольких тысяч атмосфер. Включения растворов, попадающие в минералы метаморфического происхождения, при соблюдении принципа герметичности будут показывать давления, близкие к условиям метаморфизма.

Для минералов неметаморфического происхождения их собственные (реликтовые) включения в условиях метаморфизма будут уменьшаться в размерах, а их содержимое — уплотняться. Полная передача давления на содержимое включения при перекристаллизации или зернистой перестройке кристаллов будет сдерживаться внутренним трением. По известным экспериментам Бриджмена полости, созданные в минералах и горных породах, выдерживают большие кратковременные давления (5000 и $18\,000 \cdot 10^5$ Па) без изменения формы и объема. При длительном давлении в сотни атмосфер пустоты (горные выработки) способны принимать наивыгоднейшую по отношению к давлению форму, отслаивая породу, находящуюся за границей этой идеальной формы.

В верхней области земной коры (от 7—10 км и выше) существует система связанных пор и трещин с гидродинамическим режимом растворов в них. В этой области земной коры существует два вида давления: петростатическое (литостатическое), которое передается через минеральный каркас породы и гидростатическое для поровых и межзерновых жидкостей. Такое разделение также является упрощенным. Литостатическое (нагрузочное) давление может резко изменяться в пределах первых 10 км земной коры в зависимости от несущих возможностей пластов, изогнутых в арки, куполов, интрузивов, а гидростатическое — от размеров и формы сечения поровых каналов. От уменьшения сечений поровых систем увеличиваются капиллярное воздействие и трение. Этот процесс прогрессирует с глубиной. В этом же направлении уменьшается гидростатическое давление, так как часть его расходуется на преодоление трения. В очень мелких изолированных порах при малых радиусах кривизны могут возникать значительные добавочные молекулярные давления, которые можно вычислить по формуле Лапласа

$$P = \sigma \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right)$$

для несферических поверхностей и для частного случая сферической поверхности ($r_1=r_2=r$)

$$P = \frac{2\sigma}{r},$$

где σ — коэффициент поверхностного натяжения.

Из рассмотрения различных случаев распределение литостатического давления можно считать «мозаичным» в верхней части земной коры. Гидростатическое давление также может быть принято для ограниченных глубин. При достижении некоторой критической глубины в земной коре создаются условия, при которых литостатическое давление сближается с гидростатическим, которое может повышаться под влиянием температуры. Давление летучих в нижних горизонтах земной коры достигает литостатического и зачастую его превышает.

Расчеты с помощью геобарического градиента могут обеспечить самые приближительные результаты, особенно в верхнем этаже земной коры, где концентрируется основная масса доступных месторождений полезных ископаемых (Смирнов, 1965).

Давления для определенных минеральных равновесий можно рассчитать, зная объемный эффект реакций. Наклон линий моновариантного равновесия находится по формуле

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta^n \text{H}_2\text{O} \cdot {}^m \text{H}_2\text{O}}{\Delta V},$$

где $\Delta^n \text{H}_2\text{O}$ — число молей воды (известно из реакции); ${}^m \text{H}_2\text{O}$ — молекулярная масса воды; ΔV — объемный эффект реакций.

Этот расчетный метод вычисления давления по диаграмме $P-\mu\text{H}_2\text{O}$ предложен А. А. Маракушевым (1965). Его следует сравнить с довольно точным методом экспериментального определения давлений при метаморфизме по включениям (Долгов, 1970).

По замеру объемного эффекта образования твердых растворов также намечен путь для определения давлений (Киркинский, Соболев, 1968). Последние два метода могут в будущем показать хорошие результаты и особенно для внутреннего контроля термобарометрических методов.

Измерения давлений по включениям в минералах

Первые попытки определить давления минералообразования были сделаны Г. Сорби (Sorby, 1858). Затем Уард (Ward, 1875) попытался рассчитать давления при образовании кварцсодержащих вулканических пород по методу, разработанному Г. Сорби. В 1888 г. А. П. Карпинский определял давления по включениям углекислоты, вскрытым под слоем ртути. Объем газа был измерен, предположительное давление его $73 \cdot 10^5$ Па.

Эпизодические и весьма ориентировочные расчеты давлений делались редко. Количество определений начало возрастать по мере построения $P-T$ -таблиц для воды. Р. Горансон (Goranson, 1942) свел и пересчитал литературные данные $P-T$ для воды, а недостающий интер-

вал для давлений и температур заполнил вполне квалифицированными экстраполяциями. Позже появились надежные данные (таблицы) термодинамических величин для воды в интервале до 1000°C и $1000 \cdot 10^5$ Па (Вукалович, 1958). Температурные данные, получаемые при гомогенизации включений, выносили на кривую двухфазового равновесия воды и получали давления, соответствующие температуре гомогенизации. Эти давления так же, как и температуры на кривой двухфазового равновесия, были только минимальными давлениями минералообразования при условии, что минералообразующий раствор — чистая вода. Исследователи включений очень давно убедились в том, что *минералообразующий раствор — многокомпонентная система*. Для общегеологических построений с этим строго научным фактом до сих пор еще зачастую не считаются, и многие весьма ответственные генетические построения делаются при допущении чисто водной природы минералообразующих и рудообразующих растворов. Для малоплотных включений, в которых при температуре 20°C присутствует газ в преобладающем количестве, давления, развиваемые при гомогенизации, невелики. С помощью метода гомогенизации и замораживания включений (Долгов, 1968) находим в плоских или трубчатых включениях объем жидкости и ее соленость. При охлаждении конденсируем жидкую углекислоту и при любой (но определенной) температуре замеряем ее объем. В весовых процентах определяем суммарное количество CO_2 ($\text{Ж}_{\text{CO}_2} + \Gamma_{\text{CO}_2} + \text{Ж}'_{\text{CO}_2}$), где $\text{Ж}'_{\text{CO}_2}$ — углекислота, растворенная в водно-солевом растворе. Включение гомогенизируется в газовую смесь, давление которой определяется по закону Дальтона. Извлекая газ из включений при измельчении в вакуумных мельницах, М. М. Элинсон и В. С. Польшковский (1961) определяли давление в объеме пористости кристаллического вещества и осуществляли расчет, как для идеального газа. По формуле $P = P_0(1 + T)$ ими вычислялось давление при температуре гомогенизации. Г. И. Шешулин (1962), изучая включения в сподумене, пришел к выводу о применимости уравнения Бойля для определения давления:

$$P_1 V_1 = P_2 V_2; \quad P_2 = \frac{P_1 V_1}{V_2},$$

где P_1 — атмосферное давление; P_2 — искомое давление; V_1 — удельное газосодержание при $1 \cdot 10^5$ Па и температуре 20°C при массе навески 1 кг измеряется методом обычной газовой вытяжки; V_2 — среднее значение суммарного объема газа первичных включений (в этой же навеске определяется измерениями под микроскопом).

Расчет Y_2 с удовлетворительной точностью выполнить очень трудно. Ненадежным является и разделение на первичные и вторичные включения.

Использование физико-химических систем главных компонент минералообразующих растворов для определения давлений обычно сводится: 1) к разумным упрощениям состава на основе аналитических данных и выбору физико-химической системы; 2) к разработке способов

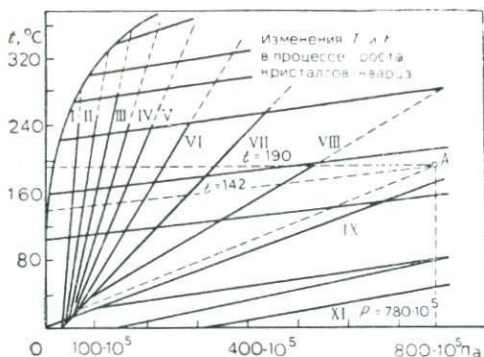


Рис. 17. Определение давлений методом пересечения водных и углекислых изохор

определения плотности растворов; 3) к получению температуры минералообразования.

Используя формулы для вычисления плотности углекислоты в гомогенном жидком и газовом состоянии, можно определить давления, произведя последовательно измерения: 1) объема включения; 2) объема углекислоты при частичной гомогенизации; 3) плотности CO_2 при температуре частичной гомогенизации; 4) температуры сингенетического водного включения и 5) давления на диаграмме чистой CO_2 (Kennedy, 1954) при температуре гомогенизации сингенетического водного включения (рис. 17). Измерения давления таким способом проводились различными авторами (Калюжный, Коптун, 1953; Рахманов, 1968; Пуртов, 1971).

Для водно-углекислых растворов (Долгов, Базаров, Бакуменко, 1968) наибольшие трудности представляет определение количественных соотношений CO_2 и H_2O , которые можно проводить следующим образом: 1) замораживанием водно-солевого раствора и конденсации CO_2 из газовой фазы; 2) измерением объема CO_2 и H_2O до точки частичной гомогенизации с учетом взаимной растворимости. Вода в CO_2 растворяется незначительно и ею можно пренебречь, но растворимость CO_2 в воде с понижением температуры возрастает до 5,5 вес. % при 30°C , до 6,4 вес. % при 10°C и до 7—8 вес. % при 0°C . Количество растворенных солей в воде снижает растворимость CO_2 . Обычно в расчетах это недоучитывается из-за отсутствия данных и вычисляется объем углекислоты, растворенной в чистой воде (при этом, как правило, не учитывается давление, существующее внутри включения). Этот объем прибавляется к объему CO_2 во включении. Объемный эффект растворения CO_2 в H_2O остается неучтенным. Замеры гомогенной фазы CO_2 (жидкой или газовой) производят при температурах частичной гомогенизации, после чего определяют плотность CO_2 . На пересечении полученной изохоры и изотермы температуры полной гомогенизации на диаграмме (Вукалович, Алтунин, 1965; Кеннеди, 1954) находим соответствующее давление.

Могут представиться случаи, осложненные присутствием солей. Метод определения концентраций солей, разработанный А. С. Борисенко, приведен в главе «Криометрия». После того, как концентрация солей определена достаточно точно, оценить давление можно только в случае одновременного растворения солевого кристаллика и исчезновения газового пузырька. Для остальных случаев давление оценивается с помощью проведения изохор из точек растворения твердых фаз. При расчете давлений по углекисло-водным включениям с растворенными

в них солями следует учитывать понижение растворимости CO_2 в них с повышением концентрации солей.

Для расчета давлений в таких системах следует: 1) удовлетворительно определять состав и концентрацию солей (наиболее близок к таким определениям метод, предложенный А. С. Борисенко); 2) выбирать подходящие диаграммы для упрощенных тройных систем (Самойлович, 1969; Takenouchi, Kennedy, 1965); 3) выбрать включения, наиболее удобные по форме для замера фазовых соотношений; 4) при температурах полной гомогенизации — определять давления на диаграммах для включений с соответствующим составом и концентрацией солей.

Для метаморфических минералов и включений в них разработан вариант определения давления в вакуолях, содержащих водно-солевую жидкость и конденсированный газ (углекислоту, азот) (Долгов, Макагон, Соболев, 1967). Определение давлений в таких включениях сводится к нахождению плотности CO_2 при охлаждении и гетерогенизации жидкой CO_2 . Могут представиться различные по составу включения: ожигенные, однофазовые: водные, углекислые, азотные, метановые; двухфазовые: водно-углекислые, водно-азотные, водно-метановые, метаново-углекислые, метаново-азотные и азотно-углекислые. Возможны и более сложные многофазовые включения, но они пока еще неизвестны. Наиболее подходящими для определения давлений являются включения с чистой CO_2 , H_2O , N_2 , так как для них имеются экспериментальные расчетные или экстраполяционные данные. Для двухфазовых включений приходится пренебречь неизвестной взаимной растворимостью конденсированных газов. Порядок работы следующий: 1) включение при охлаждении гетерогенизируется, потом гомогенизируется; 2) на кривой двухфазового равновесия находится плотность (например, CO_2); 3) из экспериментальных данных или других независимых источников определяется интервал температур (или давлений) минералообразования; 4) по найденной точке пересечения изохоры и изотермы находится соответствующее давление.

Как правило, плотность оказывается неизменной характеристичной величиной и поэтому образования таких метаморфических минералов, как дистен, андалузит и силлиманит, получаются сопоставимыми с расчетными и экспериментальными.

Весьма своеобразный метод был предложен Н. Г. Вертушковым (1969). Пробирку с пробой откачивают до 66,66 Па, выдерживают 8—12 ч, нагревают до 100°C , снова откачивают до давления 66,66 Па, сорбируют пары и газы, после чего подготовка пробы к вскрытию включений считается законченной. Пробу нагревают до 800°C со скоростью $10^\circ\text{C}/\text{мин}$ и через каждые 50°C отсчитывают давление P_1 , замеренное при T_1^0 . Температура газа ($T_{\text{газ}}$) над пробиркой (20°C или 293°K) находится из уравнения

$$P_0 = \frac{T_0}{T_{\text{газ}}} \cdot P_1,$$

где P_0 — давление газов и паров в пробирке при $T = 20^\circ\text{C}$. По полученным данным строят PT -диаграмму, которую используют для определения

$P_{\text{гом}}$ по $T_{\text{гом}}$. Метод — валовый со всеми, свойственными ему погрешностям и достоинствами, которые неизбежны для работ, где нужны широкие статистические обобщения.

Метод определения давлений на основе декрепитации и гомогенизации был предложен для включений с CO_2 (Наумов, Малинин, 1968). На основе хорошо изученных трехфазовых включений в кварце Южного Урала были проведены: 1) измерения температуры и давления частичной гомогенизации углекислоты, которые дают положение начальной точки на PT -диаграмме; 2) расчет температуры полной гомогенизации; 3) определение давления массового растрескивания ($850 \cdot 10^5$ Па), полученное авторами экспериментально. Это давление установлено на основе взрывания включений в искусственном кварце. Линия PT -изменений от частичной до полной гомогенизации — прямая и соединяет две точки PT -значений частичной и полной гомогенизации включения. На ее продолжении наносится третья точка, соответствующая температуре полной гомогенизации. Для обоснования этого метода нужны дополнительные эксперименты и оценка возможных ошибок.

Э. Роддер (1967) отмечает, что точные результаты могут дать многофазовые включения, содержащие водно-солевые растворы и углеводороды. Их взаимная растворимость мала, а сжимаемость резко различается. Важным обстоятельством следует считать гетерогенность минералообразующих растворов в момент захвата их во включение.

Поправки на давление

Теория поправок на давление к температуре гомогенизации хорошо разработана на экспериментальной основе (Самойлович, Хетчиков, 1968; Самойлович, 1969). Изучив зависимости между давлением (P), температурой (T), плотностью (F), концентрацией (X) слабо концентрированных хлоридных растворов, авторы построили графики зависимости температурной поправки (ΔT) от давления для пяти слабо концентрированных хлоридных растворов: 40% Cl , 10% Cl , 2% HCl , 10% HCl , 2% CaCl . Были сделаны следующие выводы: 1) изменения концентраций, состава и плотности в значительной мере влияют на температуру гомогенизации (положение начала изохор на линии двухфазового равновесия) и в меньшей мере влияют на величину поправки на давление (наклон изохор); 2) температурная поправка на давление для воды в зависимости от изменения PFT может иметь значения выше, ниже и равные поправкам водно-солевых систем; 3) во многих случаях при гомогенизации растворов хлористых солей поправки значительны только за счет давления и менее существенны за счет плотности и концентрации. Ими при определении температур методом гомогенизации можно пренебрегать, так как они редко и незначительно превышают погрешности измерений.

Идеальные возможности для определения поправок на давление могут осуществляться только при знании динамики изменений давления и температур в процессе становления магматических масс. Оценку таким изменениям можно дать лишь в самом общем виде. Например,

внедрена интрузия при температуре немного более 800°C . Кристаллизация минералов происходила в интервале от 820 до 700°C . Глубина внедрения влияет на скорость теплообмена, так как от нее зависит разница температур (ΔT) между интрузией и вмещающими породами. Отсюда следует, что скорости теплообмена глубинных интрузий замедленные, а близповерхностных — ускоренные. Однако и в том, и в другом случаях скорость теплообмена намного больше, чем скорость изменения давлений. Температурным пределом, к которому стремится интрузия, является температура по палеогеотермическому градиенту. По мере приближения к градиентным значениям скорость теплообмена резко уменьшается по экспоненциальному закону. За короткий промежуток времени нагрузочное давление существенно не изменяется, изменяется лишь температура. До полной раскристаллизации интрузии магматические минералы содержат включения расплава и растворенный в нем газ, а до кривой двухфазового равновесия — только газовые включения. После полной раскристаллизации интрузии остывание ведет к возникновению концентрационных трещин и впоследствии жил. Давление в полостях, трещинах и порах, а также давления в кристаллическом каркасе породы начинают различаться как гидростатическое и литостатическое. Если литостатическое составляло $800 \cdot 10^5$ Па, то гидростатическое в системе сообщающихся пор и трещин может быть рассчитано в зависимости от приращения свободного контракционного объема в процессе остывания интрузивного тела. В этой модели все водно-солевые и углекислые растворы, выделяемые интрузией, необходимо распределять по мере охлаждения в свободном порово-полостном объеме. Значительные мгновенные приращения объема дают адиабатические снижения температур, давлений и плотностей. Давления и плотности восстанавливаются за счет массообмена с вмещающими породами, а температура — за счет теплообмена. В зависимости от глубины становления интрузии гидростатическое давление при данных температурах может быть низким, и тогда газовые включения будут иметь небольшую плотность. Величины температур, давлений и плотностей гомогенизации для жильного и пегматитового кварца бывают весьма низкими. По однородности групп этих включений нельзя признать, что кварц образуется в условиях кипения. Этим объясняется тот факт, что температуры гомогенизации многих газовых включений, их плотность и давление весьма низки и устойчиво характеризуют минералообразование из газовой среды. Расхождение давлений объясняет это обстоятельство и показывает, что хотя пересечение линии литостатических PT -изменений с кривой двухфазового равновесия воды происходит в области высоких температур, литостатическое давление к процессам полостного минералообразования никакого отношения не имеет. При увеличении глубины осуществляется сближение давления литостатического с гидростатическим полостным. Выравнивание этих давлений начинается с момента вырождения системы пор в изолированные включения. Особенно хорошо это можно продемонстрировать на включениях в метаморфических минералах.

При интрузивных вулканических изменениях давлений и температур характерны следующие явления: 1) магма быстро достигает приповерхностных или поверхностных условий; 2) большой тепловой напор обеспечивает быстрый теплообмен, утрату летучих и быструю кристаллизацию; 3) литостатическое давление невелико, а гидростатическое нарушается за счет связи с глубинными магматическими источниками. В основном это представляет собой взрыв и закупорку вулканического канала, связанных с резкими падениями давлений и нарастанием их в моменты закупорок. Здесь нет соответствия между глубиной минералообразования и гидростатическим давлением. Летучие могут приобретать очень высокие давления за счет связи с глубинными магматическими очагами, конденсируясь и оживаясь при этом. Эти две модели должны учитываться при введении поправок на давление.

Большое количество различных приемов определения давлений свидетельствуют о затруднениях в этой области термобарогеохимии. Авторы этих способов определения давлений стремятся восполнить отсутствие основных данных: 1) способов анализа состава включений; 2) физико-химических (РТУХ)-диаграмм хотя бы для главных систем растворов, встречающихся в природе; 3) независимых способов определения температур или давлений минералообразования.

§ 11. ФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА ВКЛЮЧЕНИЙ

Физические методы широко применяются в химико-аналитической работе. Любой химический процесс имеет физическое истолкование. Объекты химии — физические тела с присущими им свойствами. Определенному составу вещества соответствует вполне определенный комплекс свойств. Изменения в составе и структуре вещества приводят к изменению свойств. Свойства изменяются с различной интенсивностью. Именно от этого зависит чувствительность любого измерительного прибора, сконструированного на принципе состав—свойство. Любой измерительный прибор применяется для оценки изменений свойств, а свойства, в свою очередь, указывают на количественные и качественные характеристики вещества. Термобарогеохимия — точная наука, и изучение геологических процессов, изменение геологических объектов должны получать количественную оценку. Наша наука — это химия Земли, изучаемая при высоких температурах и давлениях. Первостепенными по своей значимости являются измерения температур, давлений и составов минералообразующих растворов. Температуры, давления и методы их измерений для процессов минералообразования теперь и в прошлом Земли представляют особый интерес для термобарогеохимии. Исследования в этой области ведут к развитию специальных методов и созданию приборов для измерения температур и давлений, сопутствующих минерало- и рудообразованию в далеком прошлом. Поскольку эти же главные параметры состояния характеризуют напряжения и дислокации в земной коре, то между минералогенезом и тектогенезом существует прямая связь. Когда изучаются параметры минералообразования, близкие к поверхностным, то, определяя их для дна океана или поверхности земли, мы одновременно изучаем среду и условия жизни древних организмов. Такие и подобные им общности параметров убеждают нас в том, что изучаются действительно главные параметры земного состояния и изучаются они по сохранившимся порциям минералообразующей среды. Изучение химических свойств последней — задача чисто химическая, которая решается химическими методами. Специфика заключается в том, что приходится искать пути для выполнения анализа очень малых навесок вещества — газа, жидкости, стекла или минеральных индивидов с сохранением достаточной точности.

Решение этой задачи заставляет использовать любые взаимосвязи между составом и свойством вещества на самых современных физических принципах.

В большинстве случаев разрабатываются методы отбора и ввода вещества в различные аппаратные схемы.

Наша цель — показать, какие методы и аппаратура уже используются, а какие из них перспективны для использования в целях развития термобарогеохимии. Поскольку эти физические методы изучения состава вещества общего назначения и для каждого из них существует своя солидная литература, здесь будут указаны только их физические принципы и существующие результаты применения для термобарогеохимических исследований.

Эмиссионный спектральный анализ — это совокупность методов определения химического состава вещества по наблюдению его эмиссионного спектра. Для возбуждения спектра необходимо анализируемую пробу перевести в парообразное состояние путем нагревания до высоких температур (1000—10000°C). Обычно в качестве высокотемпературного источника используются искра или дуга. Линейчатые спектры обязаны своим появлением переходам электронов между энергетическими уровнями возбужденных атомов или ионов. Положение и число линий в спектре каждого элемента определяются положением энергетических уровней в электронной оболочке его атомов и правилами отбора (Зайдель и др., 1960).

Аппаратура для спектрального анализа включает: источник, спектрограф и устройство для регистрации и оценки относительных интенсивностей спектральных линий. Спектральный анализ может быть качественным, полуколичественным и для отдельных элементов количественным. Для количественного анализа необходимы предварительно изготовленные стандарты и калибровочные графики. Полуколичественный метод представляет собой очень быстрый способ оценки 30—40 элементов в интервале содержаний от $1 \cdot 10^{-4}$ до 1% с точностью около 30%. В лучшем случае способы возбуждения с применением количественных методик в состоянии обеспечить точность 5—10% (Энерглин, Брилли, 1975).

В термобарогеохимии спектральный анализ применяется в двух направлениях: 1) в методе сравнительного спектрального анализа (Ермаков, 1950; Лесняк, 1964), когда сравниваются результаты анализов микрообразцов минерала, не содержащего включений, с частицами того же минерала, но со значительным количеством включений; 2) при анализе сухих остатков водных вытяжек (Рахманов, Хитаров, 1972).

При вскрытии индивидуальных включений для качественных оценок содержания элементов наряду с рентгеноструктурным применялся спектральный анализ (Ляхов, 1966).

Во всех случаях определяется элементный состав анализируемых проб.

Спектральный анализ столь широко распространен, что лишь одно перечисление полученных результатов заняло бы слишком много места.

Микроспектральный анализ в общем аналогичен эмиссионному спектральному анализу. Различие состоит в количестве анализируемого материала. Применяются дополнительные приспособления и методы для анализа микроколичеств исследуемых проб (Арнаутов, 1965; Доломанова, Королев, Рюхин, 1969). Этот способ является продолжением качественных определений минералов-узников во включениях. Кристаллики извлекались из включений и в порошкообразном виде непосредственно наносились на один из микроэлементов. Достаточная плотность возбужденного элемента создавалась при помощи интенсивного искрового разряда. Установка состоит из микроскопа, микроманипулятора и спектрографа ИСП-30.

Использование инертного газа позволило фиксировать линии элементов с высокими потенциалами возбуждения. Положительные результаты были достигнуты в определении галогенов, серы и мышьяка. Диагностированы минералы-узники: мусковит, биотит, алунит, сидерит, фенакит, циркон, ксенотим, топаз и др.

Лазерный микроанализ (эмиссионный). Оптическим эмиссионным спектральным микроанализом (Н. В. Королев, 1949 г.) можно определить состав массы в 10^{-6} г почти на все элементы периодической системы. Применение лазера повысило локальность, универсальность и экспрессность анализа. Применение электрофазоразрядного принципа и оптических квантовых генераторов (лазеров) позволяет получить взрывообразный выброс вещества. Если на него воздействовать высоковольтным импульсным разрядом, то получим оптический спектр возникшей микроплазмы, который регистрируется спектрографом.

В нашей стране используется в основном анализатор МА-1 фирмы «Карл Цейсс», (Йена). Вспышка лазерного луча выжигает в анализируемом материале кратер диаметром около 50 мкм. Эмиссионный спектр выжженного вещества фиксируется.

О возможности применения в исследовании включений лазерного микроспектрального анализа впервые указывается в работе Н. П. Ермакова (1972). При этом намечалось определение элементного состава рудных минералов-узников и использование этого анализа при изучении состава затвердевших микровключений в минералах магматических пород.

Включения затвердевших расплавов исследовались А. В. Павловым (1976) с помощью лазерного микроанализа, результаты которого представлялись в виде приращенного преобразованного почернения линии определяемого элемента и элемента внутреннего стандарта (кремния). Неоднородность состава в пределах отдельных включений и погрешности методики обуславливают необходимость проведения нескольких параллельных определений. Поэтому привлекались статистические методы планирования эксперимента.

Лазерный микроанализ можно также применять при исследовании включений растворов. При этом использовался метод сравнительной спектроскопии. Анализ участка минерала, насыщенного включениями, сравнивался со спектром выжженного чистого минерала. С помощью ЛМА (лазерного микроанализа) изучался состав твердых фаз

затвердевших включений в кварце порфиров Южного Урала (Павлов, Бобоков, Хайретдинов, 1976). Данные по составу первичных расплавленных включений сопоставлялись с результатами силикатного анализа валовых проб. По величине коэффициента корреляции между содержанием элемента во включениях и валовых пробах этих пород установлен следующий ряд подвижности: Al, Ca, Mg, Fe, Ti, Mn.

При исследовании включений растворов в оливинах дунит-пегматитов было выяснено, что растворы включений имеют повышенные концентрации некоторых элементов — Cu, Co (Симонов, 1975).

Лазерная раман-спектроскопия. Спектральный анализ комбинационного рассеяния по раман-спектрам — признанный инструмент для анализа химического состава. Он может регистрировать аналитические качественные спектры отдельных частиц субмикронных размеров. Лазерная раман-спектроскопия имеет большие перспективы при комплексном изучении включений, так как позволяет анализировать определенные фазы внутри включений, не разрушая сам минерал-хозяин и стенки включений (Rosasco, Rödder, Simmons, 1975).

Для анализа газов в пузырьках стекла применялась установка, в которой фокусировался луч аргон-ионного лазера (работавшего на 514,5 Å с мощностью от 10 до 100 мВт). В примененной для исследования включений системе луч аргон-ионного лазера направлялся на приполированную сторону образца и эффективным образом на оптическую систему для сбора раман-излучения, рассеянного на угол в 90° по направлению к падающему лучу. Это рассеянное излучение спектрально анализируется и изменяется стандартной раман-фотоэлектрической двойной монохромной системой. Лазерный луч фокусируют в цилиндрический объем (7 км в диаметре и 250 км в длину).

Изображение цилиндра с помощью оптической системы увеличивают и проектируют на прорезь спектрометра. Любую часть изображения можно выбрать для анализа путем закрытия щели, который сокращает раман-излучение минерала-хозяина и позволяет избирательно анализировать части включения. Этот способ имеет некоторые ограничения в отношении размеров включений. Очевидно, они не должны быть слишком маленькими. Желательно, чтобы включения были плоскими. Кроме того, они должны быть видны с двух разных направлений. Эти весьма тяжелые для обычного микроскопа ограничения затрудняют применение метода, как и высокая прозрачность минерала в видимой части спектра (450—650 Å). Кроме всех перечисленных ограничений содержимое включения должно обладать сильной поглощающей способностью на длине волны возбуждающего лазера. В таком виде метод дает только качественное представление о составе газовой смеси. Авторы приводят несколько результатов раман-спектроскопических определений для включений. Анализ включения во флюорите (Иллинойс) показал четкий пик, характерный для воды. Водный пар содержал также CH_4 . Включения в кварце (Бразилия) содержали углекислоту в жидкой фазе.

Во включении апатита (Шекшка) была определена твердая фаза минерала-узника ангидрита. Можно надеяться, что дальнейшее совер-

шенствование этого метода позволит преодолеть ограничения в его применении и найти путь количественного анализа.

Рентгеноспектральный микроанализ. Система из электронной пушки и электромагнитных линз фокусирует на образце пучок электронов который возбуждает атомы исследуемого вещества и создает рентгеновский спектр. Рентгеновские спектры разлагают излучение в спектр. Счетчики оценивают интенсивность полученных спектральных линий. В сопоставлении с соответствующими линиями эталонов можно получить содержание определяемого элемента. На рентгеноспектральных микроанализаторах можно определять элементы от бора до урана.

Образец и эталоны вставляют в шашку из эпоксидной смолы. Очень тонкой полировкой гомогенизированная и закаленная стеклянная фаза включений выводится на поверхность шашки. Э. Роддер и П. Вейблен (1970) использовали тонкие шлифы на эпоксидных смолах. Микрозонды различных стран (во Франции — MS-46 (Самеса), в Японии — ХА-5, в США — МАС-400, в Англии — ЕММА-4, в СССР — МАР-1) дают погрешность при определении состава до 2% и выше. Относительная ошибка 4—6%.

Анализируя включения, можно снизить качество полученных результатов, применяя неполностью гомогенизированные образцы, слишком мелкие включения, испаряя щелочные металлы и т. д. На анализаторе М/46 выполнены анализы для магматических включений (Панина, Подгорных, 1975).

Рентгеноспектральный анализ использовался для анализа состава твердых фаз в вакуолях газовой-жидких включений (Валяшко, Когарко и др., 1968; Ермаков, 1972). В микрополостях затвердевших включений с помощью электронного зонда были выявлены содалит и калишпат. Е. И. Доломанова, В. В. Лидер и др. (1968) с помощью микрорентгено-спектроанализатора изучили многофазовые включения в морионе Шерловой горы и установили в осадках твердых фаз на стенках вакуолей цинк, медь, железо и хром.

Рентгеноструктурный микроанализ основан на явлении дифракции рентгеновских лучей в кристаллах и на законе их отражения от плоских сеток кристаллов. В основе анализа лежит формула Брэгга—Вульфа. Он применяется для расшифровки кристаллических структур.

Рентгеноструктурный анализ широко используется при качественном и количественном анализе для идентификации веществ и определения состава смесей.

Рентгеноструктурный микроанализ в основном применялся для анализа и определения минералов-узников из крупных включений (Ермаков, 1972; Калужный, Йориш, 1962; Ляхов, 1966).

Этим методом анализировался кремний при ультрамикрочимическом исследовании индивидуальных жидких включений в кристаллах кварца с Памира (Маслова, Морозов, 1968).

Рентгеноструктурным анализом доказано присутствие во включениях $\text{FeCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, эльпасолита, криолита и манганита (Ляхов, 1966).

Главные трудности применения рентгеноструктурного микроанализа включений заключаются в сложности и трудоемкости микроманипуляций с крошечными кристалликами минералов-включений (извлечение, перенос, юстировка и т. д.). Удавалось совмещать рентгеноструктурные исследования с качественным спектральным анализом (Ляхов, 1966). Проверка временем показывает, что эти методы не получают развития, хотя полученные данные уникальны.

Пламенная фотометрия. Общеизвестно, что при поступлении натрия и некоторых других элементов в пламя, излучается свет характерного цвета, интенсивность которого изменяется в зависимости от количества вводимого вещества. На оптическом анализе этой радиации и основывается пламенная фотометрия.

Широкое применение получил метод пламенной фотометрии для анализа катионного состава (К, Na, Са) водных вытяжек (Захарченко, Москалюк, 1968; Хитаров, 1965). При ультрамикрочимическом исследовании индивидуальных включений катионы также определялись пламенной фотометрией (Маслова, Морозов, 1968).

Чувствительность метода различна для разных элементов. Наиболее применим этот анализ для определения концентраций Na, К, Са, Mg. Можно проводить определения и для других элементов. Такая работа начинается с составления эталонировочных графиков: содержание — фотометрический показатель. Дальнейшая работа ведется по определению щелочных и щелочноземельных элементов и соответствующих им содержаний щелочных и некоторых щелочноземельных элементов. Простота и высокая производительность обеспечили широкое применение этому методу. Приборы, выпускаемые нашей отечественной промышленностью и фирмой «Карл Цейсс» (Йена), отличаются надежностью и высокой точностью.

Хроматография — это процесс, основанный на неодинаковой способности отдельных компонентов смеси удерживаться на поверхности адсорбента при поглощении их из потока-носителя или при последующем промывании адсорбента растворителем. Принято классифицировать различные методы хроматографии на две группы: адсорбционную и распределительную хроматографию. Можно выделить также бумажную, тонкослойную, колоночную и парофазную, или газовую хроматографию.

Для анализа включений минералообразующих сред использовалась в основном газовая хроматография. Анализируемый газ из включений извлекался преимущественно двумя способами: нагреванием минерала в результате растрескивания включений и методом деструкции (тонкого помола) минералов. Анализировался валовый состав газов из многих включений в исследуемых минералах. Валовый состав газов изучался этим методом многими исследователями (Элинсон, 1968.; Миронова, 1973; Хитаров, Арман, 1976). Интересные данные были получены при анализе углеводородных газов в породообразующих минералах Хибинского щелочного массива (Икорский, 1967). При помощи хроматографии был установлен существенно водородно-углеводородный состав газов в альпийских гипербазитах (Агафонов, Андреева, 1975).

А. С. Лапуховым (1975) был предложен декрепитационный метод, в котором взрывы включений в минералах фиксировались с помощью хроматографического оборудования.

Наиболее перспективным оборудованием является прибор для анализа газов, выпускаемый в Швеции «Хроммасс» С-М—КВ 2091 с ЭВМ, который может работать с очень малыми концентрациями и представляет собой совмещенные хроматограф и масс-спектрометр.

Атомно-абсорбционный анализ. В основе этого метода, как и эмиссионного, лежит распыление анализируемого раствора в пламя, но измерению подлежит не интенсивность излучения определенного элемента, а степень поглощения атомами исследуемого элемента излучения стандартного источника света. Абсорбционный метод в значительной мере дополняет эмиссионный и обладает рядом преимуществ. Если область применения эмиссионной пламенной фотометрии ограничена относительно низкой температурой применяемых пламен, где могут возбуждаться спектры элементов с низкими потенциалами возбуждения, то в атомно-абсорбционной спектрофотометрии пламя используется только для испарения и диссоциации соединений определяемых элементов. Поэтому метод позволяет определить элементы, не обнаруживаемые по эмиссионному варианту (сурьма, висмут, платина, селен, золото и т. д.). Для некоторых элементов чувствительность этого метода превышает чувствительность эмиссионного (серебро, магний).

Этот очень перспективный метод пока еще редко применяется для анализа включений. Атомной абсорбцией определялись некоторые элементы водных вытяжек из минералов при рассмотрении роли глубинных флюидов в эволюции магматизма и минерализации Тихоокеанского пояса (Моисеенко, Сахно, Малахов, 1976). Очевидно, этот прибор можно приспособить для анализов микроколичеств так же, как микроспектральный.

Квантометрия. Квантометрический анализ основан на фотоэлектрической регистрации эмиссионных спектров сразу по нескольким каналам. Анализируемое вещество переводится в раствор и сжигается в искре. Исследование ведется на фоне одного стандартного элемента. Преимущество этого метода заключается в том, что из одной пробы определяется сразу несколько элементов, как и в спектральном анализе.

При исследовании включений методом квантометрии в основном определялся состав водной вытяжки. Были определены концентрации Са, Fe, Mg, Mn, Al, Ni, Ti, F в растворах включений (Берзина, Сотников, 1968), а также изменения в составе флюоритоносного камерного пегматита (Арнаутов и др., 1965).

Спектроскопия в инфракрасной области. Всем химическим соединениям свойственна способность к избирательному поглощению в инфракрасной области. Устанавливается соотношение между специфическими максимумами колебательных спектров поглощения и атомными группами, вызывающими это поглощение. Инфракрасные спектры двух различных соединений всегда имеют различные кривые поглощения. Методом ИК-спектроскопии в дефект-каналах в кварцах оловоносного гранита, пегматита из месторождений касситерит-полево-

шпат-кварцевой и касситерит-кварцевой формаций были обнаружены многоаллоидные соединения метана (Доломанова, Богоявленская и др., 1975) и наличие углекислоты (Андрианова, Алинев, Валяшко, 1975). С помощью ИК-спектроскопии одновременно определялись (в относительных единицах) CO_2 , углеводороды и вода в кварце. Анализ проводился путем сравнения оптической плотности полос поглощения названных компонентов с оптической плотностью стандартной полосы поглощения 2200 см (Бархударян, Гребенчинов, 1976). Необходимо отметить относительно слабое разрешение метода. Широкие пики не имеют тонкой структуры, которая могла бы облегчить идентификацию.

Весьма активно изучаются изотопы аргона и гелия. Эти исследования хороши тем, что аргон относится к инертным газам и химические реакции не могут нарушать соотношений между экзогенным (легким) и эндогенным (тяжелым) аргоном. На основе этого соотношения делаются некоторые выводы о процессе рудообразования (Толстихин, Прасолов, 1971; Пльвянный и др., 1972).

Существуют две ветви углерода, отличающиеся по изотопному составу. Тяжелый углерод ($\text{C}^{14}=0,7\%$) содержится в богатых углеродом каменных метеоритах и в CO_2 вулканических газов, а легкий углерод ($\text{C}^{13}=2,5\%$), характерный для рассеянного углистого вещества, — в бедных углеродом метеоритах и магматических породах земли.

Битуминозное вещество в изверженных породах имеет C^{13} , близкое к величине 2,9%. Подобное значение изотопного состава углерода наблюдается также для соединений углерода с водородом в метеоритах. Таким образом, облегчение изотопного состава углерода при его соединении с водородом и образовании высокомолекулярных соединений возможно не только в результате биохимического взаимодействия, но и в химических и физических процессах (Мамчур, 1975).

Определение изотопного состава углерода производилось методами масс-спектрометрии в различных породах: гранитах, кальцитах гидротермальных жил и минералах оловорудных месторождений (Носин и др., 1975).

Масс-спектрометрия представляет собой физический анализ вещества, основанный на разделении луча ионизированных частиц по массам в специальном анализаторе (масс-магнитном или электрическом).

Масс-спектрометрия позволяет исследовать спектры масс, уточнять массовые числа атомов и обнаруживать новые изотопы. Этот метод может использоваться для вещества всех агрегатных состояний, для молекул с очень высокими молекулярными числами. Последние модели шведского прибора «Хромасс» С-М — КВ 2091 анализируют вещество с массовым числом до 2000. К таким молекулам можно отнести различные полимеры, углеводороды и т. д. Пока этот метод пригоден только для валовых анализов. Одно и то же вещество будет выражено суммой всех его агрегатных состояний. Чувствительность современных приборов непрерывно повышается, и навески исследуемого вещества уменьшаются, доходя до количества вещества, содержащегося в индивидуальных включениях средних размеров.

Масс-спектрометрия многочисленными исследователями применялась для анализа газовой составляющей включений (Зацха, 1972; Жовтуля, 1975 и др.). В минералах различных типов пород были определены азот, углекислота, водород, CH_4 , NH_3 , CO , Ar и другие газы. Широко применяется масс-спектрометрия при исследовании распределения изотопов углерода в гранитах, вмещающих занорышевые пегматиты (Матвеевко, Мамчур и др., 1975). На масс-спектрометрах высокой чувствительности из включений в кварце определялись содержания рудного компонента (Сущевская, 1968). Кроме того, исследования изотопов и их соотношений проводятся на масс-спектрометрах различными методами радиоактивного анализа. Качественные и количественные определения содержания изотопов в радиоактивационном анализе основываются на зависимости наведенной активности от материнского изотопа, а следовательно, и от материнского элемента.

Работы по изучению изотопных соотношений дейтерия и водорода во включениях начались с исследования включений в сфалерите (Роддер, 1970). Э. Роддер (1967) полагает, что изотопные исследования включений могут содействовать распознаванию процессов, а не режима рудообразования. Изучением изотопов углерода методом масс-спектрометрии установлена возможность изучения геохимических процессов.

Электронный микроскоп и электронография. В самых лучших системах микроскопов со световой оптикой удается получить увеличение объектов до 2—2,5 тыс. раз. Широкие возможности открываются при электронно-микроскопических исследованиях мельчайших газово-жидких и твердых включений в минералах (Труфанов, 1969). Подобное описание электронографии ультрамикрорельефа вакуолей включений и их твердых фаз по материалам многих исследователей (Труфанов, Куршев, 1968; Калужный, Миколайчук, 1968) приведено в книге Н. П. Ермакова (1972). Что касается отечественных исследований включений методом электронографии, то необходимо упомянуть работы по определению химического состава осадков в вакуолях минералов оловорудных месторождений (Доломанова, Баярская и др., 1976). Здесь с помощью сканирующего электронного микроскопа был определен состав минералов-узников: в вакуолях кварца — криолит, хлораргирит, сильвин, хлориды Ca , Fe , Mg , сульфиды Fe ; в вакуолях касситерита — хлориды K , Na ; в вакуолях ферберита — шеелит, касситерит; в вакуолях топаза — хлориды K , Mg , Fe .

Полярoграфия основана на измерении предельного диффузионного тока в данном веществе, который достигается увеличением приложенного напряжения. Предельный диффузионный ток пропорционален концентрации восстанавливаемых (или окисляемых) ионов в растворе. Потенциал полуволны определяет химическую принадлежность иона. В таблицах полярoграфических данных находят вещество, соответствующее измеренному потенциалу.

Практически качественный и количественный анализ основан на явлении поляризации на непрерывно обновляющемся ртутном электроде. Метод предложен Я. Гейровским в 1923 г. Полярoграфический преобразователь состоит из электролитической ячейки, на дне которой

находится ртуть (анод), а также двух ртутных электродов с каплей ртути на конце капиллярной трубки (катод). Катод непрерывно возобновляется. При прохождении тока и его большой плотности на ртутной капле происходит восстановление положительных ионов из раствора, который находится над слоем ртути. При восстановлении на поверхности ртутной капли образуется амальгама восстановленного вещества, имеющего потенциал, характерный для каждого вещества. В полярографах всех систем измеряется характеристическая для любого вещества величина потенциала.

Полярографический метод с успехом может применяться для анализа водных и неводных вытяжек.

Амперометрия. Метод объемного анализа, в котором достижение момента эквивалентности определяют по величине диффузного тока, так же, как и в полярографии, применялся при анализе жидкости из включений (Маслова, 1964).

Вольтамперметрия. С помощью метода инверсионной вольтамперметрии (с применением угольно-пастового электрода) на электроде выделялось интерметаллическое соединение золота с железом. Интерметаллид, растворяющийся при непрерывно изменяющемся потенциале от +0,5 до 1,5 В, повышает чувствительность определения Au до $10^{-9}\%$. Приготовление вытяжки на фоне 0,5 раствора HCl сводит к минимуму сорбцию на кварцевом порошке.

В кварцах золоторудных месторождений найдены концентрации в растворах вытяжек от 10^{-9} до 10^{-9} моль/л.

Термография. Термовесовой анализ вещества — исследование процессов, протекающих с изменением массы при нагревании.

При исследовании включений методом декрипитации отмечается синхронность разрывов газовой-жидких включений, улавливаемых через термозвуковой эффект, с потерями при прокаливании, фиксирующимися на дериватографе, который может являться декрепитографом (Ермаков, 1972). Это было отчетливо показано М. А. Научитель (1968) на мономинеральной фракции касситерита при равномерном нагревании печи. Скачком на дифференциальной весовой кривой (ДТУ) соответствуют на кривой ТУ-дериватограмм ступеньки, фиксирующим потери при прокаливании вследствие испарения содержимого вскрывающихся включений.

Кондуктометрический метод. Сущность метода сводится к определению изменения электропроводности раствора $Ba(OH)_2$ при пропускании через него определенного количества углекислоты. При этом углекислота вступает в реакцию с раствором $Ba(OH)_2$ по формуле: $Ba(OH)_2 + CO_2 \rightarrow BaCO_3 + H_2O$, в результате чего карбонат бария выпадает в осадок, что и вызывает изменение электропроводности раствора.

Определение микроколичеств углекислоты в газовой-жидких включениях в минералах с помощью усовершенствованного кондуктометрического метода (Хитаров, 1965) производится из навесок порядка 0,5 г с одновременной регистрацией приблизительных температур растрескивания включений, выделяющихся CO_2 .

Можно совместить или синхронизировать записи концентраций углекислого газа с декрепитограммой. Имеются кондуктометрические установки для периодических измерений (КУ 02 01) при различных диапазонах концентраций (0—1, 0—10 мг/л) и установка КУ-1 (0—0,8; 0—3 и 0—20 мг/л). Имеется прибор ЭКУ-1М для непрерывных измерений концентраций CO_2 до 0,2%.

Фотоупругий эффект. С большинством случаев коэффициенты термического расширения и сжимаемости кристалла и твердого включения различны. В момент образования минерала-хозяина и захвата им твердого включения оба они находились в одинаковых термодинамических условиях. При изменении внешних условий (температуры, давления) относительные изменения объемов «хозяина» и включения окажутся неодинаковыми. Вследствие этого вдоль границы включения возникнут напряжения. Если они не разрешатся в образовании трещины или пластических деформациях, то выразятся в деформации оптической индикатрисы, например в появлении двупреломления в изотропных кристаллах (Русинов, 1965).

Поместив образец в бомбу или в другую аппаратуру и определяя параметры, при которых исчезает фотоэффект вокруг включения, мы сможем судить о параметрах минералообразования. Однако эти эксперименты очень сложны, а результаты неоднозначны.

Исследуя фотоупругий эффект вокруг мелких кристаллических включений в турмалине, Л. Ш. Базаров (1974) установил, что полное исчезновение окраски осуществлялось при температурах, очень близких к температурам гомогенизаций первичных включений растворов-расплавов ($T_{\text{гом}} = 550\text{—}510^\circ\text{C}$, а $T_{\text{ф.з.}} = 520\text{—}510^\circ\text{C}$).

Флюоресценция (люминесценция). Люминесценция — излучение, возникающее в результате отдачи возбуждением атомами или молекулами поглощенной ими энергии. В зависимости от природы энергии возбуждения различают несколько видов люминесценции: фото-, рентгено-, катодо-, термолюминесценция. Измерение интенсивности флюоресценции (люминесценции) обычно достигается путем облучения раствора пробы монохроматическим светом, а также наблюдения испускаемого излучения под прямым углом по отношению к падающему лучу. Вещества поглощают свет избирательно, и флюоресценция имеет сдвиг в более длинноволновую область.

Методом флюоресценции производилось исследование углеводородов и битумов во включениях в минералах кварц-кальцитовых жил из района г. Тбилиси (Аревадзе, Ярошевич, Кучер, 1975) и в минералах Хибинского щелочного массива (Икорский, 1967). Изучение содержимого включений в свете их люминесценции, возбуждаемой ультрафиолетовыми лучами, осуществлялось на люминесцентном микроскопе МЛ-2 и на поляризационном микроскопе МПН-8 с люминесцентным устройством ОИ-17. Под воздействием ультрафиолетовых лучей включения с битумами люминесцируют беловато-голубым или зеленовато-желтым светом. Судя по цветам люминесценции, в полостях включений имеются как маслянистые (голубоватые цвета свечения), так и осмоленные битумы, люминесцирующие желтоватым цветом.

Использование термобарогеохимических данных в термодинамических расчетах. Для разработки различных вопросов теории гидротермального минералообразования необходимы точные данные о физико-химических условиях образования отдельных минералов и их парагенезисов. Существует несколько способов получения подобной информации: непосредственные экспериментальные исследования, термодинамические расчеты и термобарогеохимический метод исследования газовой-жидких включений. При всех своих достоинствах каждый из этих способов имеет те или иные ограничения. Первый из них включает сложность аппаратуры, трудоемкость исследований, а главное недостаточное количество получаемой информации.

Термодинамический анализ, по данным Г. Р. Колонина и А. Б. Птицина (1974), позволяет достаточно быстро и с высокой точностью рассчитать и перенести известные термодинамические характеристики веществ в область физико-химических условий, где эксперимент затруднен или вообще невозможен. Термодинамический же анализ позволяет достаточно всесторонне охарактеризовать физико-химические условия образования отдельных минеральных парагенезисов. Однако из-за многообразия одновременно действующих факторов равновесия термодинамический метод при реконструкции состава и свойств природных минералообразующих растворов обычно позволяет создать несколько моделей. Выбор наиболее вероятной из них требует привлечения дополнительных сведений о температуре, давлении, составе растворов по газовой-жидким включениям и т. д. (Долгов, Щербань и др.).

§ 12. ХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗОВ ВКЛЮЧЕНИЙ

Имеющиеся обзоры по химическому составу включений весьма немногочисленны, но количество работ в этой области растет с каждым годом. Краткие сведения по химическому составу включений помещены во все вышедшие монографии (Ермаков, 1950; Калужный, 1960 и др.). Специализированными работами по составу включений являются сводки Д. Н. Хитарова (1965) и Э. Роддера (1972). В первом обзоре наиболее поздние из упомянутых работ относятся к 1962 г., а во втором — к 1967 и частично к 1968, 1969, 1970 гг. За последние годы выполнено много новых и интересных работ. Только в нашей стране с 1970 по 1975 г. их более 1500 (Смит, 1956; Леммлейн, 1956; Хитаров, 1965; Богоявленская, Ермаков, Наумов, 1971; Богоявленская, Наумов, 1972; Богоявленская, Наумов, 1973; Богоявленская, Наумов, 1974; Наумов, 1976; Ермаков, 1972; Роддер, 1972; Базаров, Бакуменко и др., 1975). В объеме этой главы невозможно привести даже краткий перечень работ, поэтому целесообразно остановиться лишь на важнейших методических и аналитических достижениях в исследовании состава включений.

В классификации включений учитываются фазы трех агрегатных состояний, на которые и распространяются химические методы исследования вещества включений.

Для твердых труднорастворимых фаз сведения о химическом составе можно получить путем минералогического изучения минералов-

узников (морфология, оптические константы и т. п.). Определения их прямыми химическими методами пока неизвестны. Исследования химического состава труднорастворимых твердых фаз во включениях в большинстве были выполнены физическими методами (Ермаков, 1972).

Водные вытяжки. Для анализа легкорастворимых солей из включений применяют хорошо известный метод водных вытяжек. Растворению сингенетичных минералов из включений обязательно сопутствует вскрытие наибольшего количества включений в монокристалле или поликристаллическом агрегате.

Легкорастворимые соли можно растворить водой. Полнота растворения достигается подогреванием воды, добавлением в нее кислот или щелочей и длительностью растворения. Для этого необходимо провести следующие работы.

1. *Очистка поверхности* — первая операция, предохраняющая водную вытяжку от попадания в нее поверхностных загрязнений кристалла (Захарченко, Москалюк, 1968). Обычно поверхностные и трещинные загрязнения кристаллов удаляются полностью или частично промывками водой, сильными растворителями и т. п. Э. Роддер (1976) для очистки крупных образцов перед помолом применял электролиз. После достижения силы тока, соответствующего чистой деионизированной воде, ионы-загрязнители отсутствуют. Были предложены методы предварительного сепарирования анионов и катионов в электролитической камере с полупроницаемыми мембранами.

2. *Изучение включений* и предварительная оценка генераций включений.

3. Все вскрытые включения, как показали эксперименты, испаряют жидкость мельчайших капель и оставляют *сухой кристаллический остаток*. С этого момента истертая навеска (100 г) состоит из частичек минерала-хозяина, вростков и примесей, твердых кристаллов из включений (легко- и труднорастворимых), солевых кристаллов из испарившихся капелек и некоторого количества вещества, отложившегося на стенках вакуоли включений. Безконтрольно утрачиваются летучие (вода, углекислота, сернистые и иные газы). После истирания получаем измельченную, естественно увлажненную пробу.

4. *Проба заливается бидистиллятом, взбалтывается, подогревается* (60—70°C), *отстаивается* (12 ч) и *фильтруется* (Мязь, Комлева и др., 1968). Среди этих операций большую опасность представляет образование ополесцирующих коллоидных растворов с неизвестным строением мицелл и выведение коллоидного раствора в фильтрат. Таким способом можно вывести некоторое количество и анализируемых компонент.

5. Вытяжки анализируют спектрально.

6. Определяют pH вытяжки.

7. Обнаруживают ионы HCO_3^- , Cl_3^{2-} , Cl^- , $\text{SO}_4^- \text{F}^-$, H_2Si , O_3 , Na^+ , K^+ , L^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} .

8. *Определение ионов* проводят разными методами и по различным схемам.

Проверка точности применяемых методик выполнялась многими исследователями на приготовленных эталонах. Общая концентрация,

в понимании упомянутых выше авторов, характеризуется суммой анионов и катионов. Этот суммарный показатель ниже для низкотемпературных месторождений. Как было установлено, определение завышенных значений иногда создается катионами минерала-хозяина, растворимость которых следует учитывать (Вульчин, 1953; Грушкин, Приходько, 1952; Киевленко, 1958; Захарченко, Москалюк, 1968; Сущевская, 1968). Очень важной операцией является осреднение пробы. Было показано, что от фракционного состава зависит распределение включений и примесей состава минеральной массы минерала-хозяина.

Кристаллы породы и руды, имеющие зональное или неравномерное распределение включений в крупных обломках, нельзя использовать как эталоны для сравнительных анализов. Весь объект должен измельчаться, а гранулометрический состав пробы — осредняться принятыми для этой цели методами и только после этого делиться на навески.

Как показали электронно-микроскопические снимки (Уршев, Труфанов, 1965), а также записи на термобарорегистраторе (Долгов, Серебренников, 1968), при измельчении, которое принято для вытяжек, величина частиц будет более значительной, и они могут содержать не вскрытые включения. Т. М. Сущевская (1968) считает, что при истирании до $-10+48$ меш могут оставаться не вскрытыми до 10% включений (по объему).

Большим недостатком определения концентраций является отсутствие возможности показать то количество солей, которое растворено в минералообразующих водных растворах. Для этого нужно знать количество не только растворенных солей, но и растворителя, в самом обычном случае — воды. К сожалению, до сих пор эта трудность не преодолена.

Исследование при температурах захвата включений и температурное фракционирование растворов в какой-то мере могут быть достигнуты декрепитацией на разных уровнях температуры. Эти исследования можно также проводить на высокотемпературных хроматографах, работающих до температуры 500°C . Полученные порции растворов из включений соответствуют определенному интервалу гомогенизации. Сумма всех интервалов дает общую картину изменения состава растворов в процессе минералообразования (Орлова и др., 1976).

Сравнительно недавно исследовалась величина сорбция ионов истертым минералом (Учелейшвили, Хитаров, 1976). Пропускание искусственно приготовленных растворов через порошки различных минералов показало незначительную сорбцию большинства ионов, содержащихся в растворах. Предполагаемые значительные влияния сорбции заставили некоторых исследователей сделать предположение о замене механического измельчения термическим взрыванием включений. Для этого необходимо установить полностью вскрытия включений.

Единая схема метода водных вытяжек была представлена А. А. Москалюк (1972). После получения достаточной навески вытяжки аналитическая часть может быть выполнена химическим анализом и физическими методами. Общая схема химического анализа вытяжек неодинакова у разных исследователей. Г. Г. Грушкин и П. Л. При-

ходько (1952) выполняли анализ по следующей схеме: 1) химический анализ минерала; 2) спектральный анализ по генерациям, сравнение с полным анализом; 3) микрохимический анализ вытяжек (а — для анионов — объемный и микроколориметрический, б — для катионов — весовой, в — для минерала без включений — контрольный; 4) оценка содержания воды — взрывание включений и конденсация паров в холодильнике, оценка концентраций солей; 5) расчет состава солей и рН.

Большая работа по 15 месторождениям барита была выполнена Н. Е. Учамейшвили и Н. И. Хиатровым (1962). По включениям в кальцитах и урановой смолке было показано, что водные вытяжки имеют кальциево-бикарбонатный состав растворов (Щукин, 1962).

Для исландского шпата химический состав растворов включений изучался многими исследователями (Киевленко, 1959; Андрусенко, Ильин, 1960).

Для месторождений типа Миссисипи состав и концентрация растворов изучались Э. Роддером (1963) и другими американскими геологами. Т. М. Сушевская и В. Л. Барсуков (1965) установили бикарбонатно-хлоридный-натриевый состав растворов для касситерита из оловянных месторождений Дальнего Востока. Интересная обобщающая работа по составу гидротермальных растворов была опубликована И. Л. Ходаковским (1965). В этой работе проведено сравнение более 400 химических анализов водных вытяжек из минералов и сделаны важные выводы о поведении гидротермальных растворов при различных режимах температур и давлений.

Среди подробных рекомендаций по определению компонентов, растворенных в вытяжке отметим лишь две.

Схема определений, которая применяется Н. И. Мязь и Ж. А. Комлевой (1968), следующая: а) титрование соляной кислотой с индикатором (HCO_3^- и CO_3^{2-}); б) титрование в нейтральной или слабощелочной среде раствором нитрата серебра в присутствии хромата калия и этилового спирта (Cl^-); в) весовой метод (SO_4^{2-}); г) колориметрический (F^-); д) фотометрический (Na^+ , K^+ , Li^+); е) перманганатометрический (Ca^{2+}); ж) трилометрическое титрование ($\Sigma\text{Ca}^{2+} + \text{Mo}^{2+}$).

А. А. Москалюк (1971) весьма детально разработала схему получения вытяжек и их анализа. Завершающая химико-аналитическая стадия в этой схеме состоит из следующих определений: Cl^- — аргентометрия, нефелометрия; F^- — фторометрия с арсенозо; SO_4^{2-} — нефелометрия; HCO_3^- — титрование разбавленным раствором HCl ; SiO_2 — (растворимый) — весовым методом и колориметрией; K^+ , Na^+ — фотометрия пламени; Ca^{2+} — фотометрия пламени, колориметрия, объемный оксалатный метод; Mo^{2+} — трилометрия; Fe^{3+} , Al^{3+} — колориметрия; Fe^{2+} — объемный метод; $\text{Li} + \text{Rb}$, Cs^+ — фотометрия пламени; VO_3^{3-} — колориметрия; NH_4^+ — колориметрия.

Спектральный анализ применяется для контроля или открытия отдельных элементов в пределах его чувствительности. Количественные

данные по ионам рассчитываются на возможные моли или отношения ионов $\frac{Cl + F}{SO_4}$; $\frac{Na}{K}$; $\frac{Na + K + Li}{Mg + Ca}$ и т. д.

В. А. Кормушин (1968) предлагает записывать состав минералообразующего раствора следующим образом. Перед каждым катионом в числителе ставится цифра, обозначающая его концентрации (в г/л), в знаменателе — содержания анионов. За дробью записываются содержания летучих, а перед дробью — содержание воды, температура, давление и общая минерализация.

Такие «формулы» — не более чем условная система, которую для легкообозримых сравнений лучше переводить в обычные таблицы. Мономинеральность материала вытяжек и способы надежной очистки, кроме визуальной, — важнейшая проблема неизменности и чистоты растворов из вакуолей включений. Чистота минералообразующих растворов зависит также от бидистиллата, степени растворимости посуды, минералов, чистоты химикатов, загрязненности атмосферы. Неизменность растворов зависит, в свою очередь, от химических (реакции) и физических (дисперсность) факторов.

Для учета растворимости минералов и минеральных примесей Д. Н. Хитаров (1968) предлагает проводить три вытяжки, из которых первая растворяет все легкорастворимые соли из включения. При сливании раствора на растертом образце остается какая-то часть первой вытяжки. Вторая вытяжка обогащена остатками первой, ее растворимыми солями, а также труднорастворимыми компонентами посуды и минеральных примесей. Третья вытяжка состоит только из труднорастворимых компонентов и уже не имеет солей минералообразующего раствора, а только растворенные вещества минерала и примеси в нем. Автор считает, что, вычитая эти величины, можно получить компоненты минералообразующего раствора. Необходимо отметить, что в ограниченном объеме растворителя (воды) трудно создать уверенность чисто отмытого сорбента и сорбента, отражающего растворимость только минерала и примесей, не имеющих отношения к минералообразующему раствору. Регенерация твердой фазы достигается путем промывки сорбента потоком свободной от растворенного вещества жидкости. Остается неясным, достаточны ли количества воды в третьей вытяжке для промывки измельченного минерала (сорбента).

Метод водных вытяжек необходимо совершенствовать, поскольку именно он дает нам наибольшую часть сведений о составе растворов во включениях. Было бы, несомненно, правильным получать вытяжки при температурах захвата минералообразующего раствора во включения. В большинстве случаев минералы образуются в достаточно широких температурных интервалах и, на первый взгляд, дают возможность взорвать включения при нагревании, получив при этом несколько максимумов частоты взрываний.

Следующую параллельную навеску нагревают до первого низкотемпературного максимума и делают первую вытяжку. Затем нагревают до температуры второго максимума и снова делают вытяжку и т. д. А. И. Захарченко и А. А. Москалюк (1968) получили первые резуль-

таты методом дифференциальных вытяжек для зон различных камерных пегматитов. Методические погрешности дифференциального способа водных вытяжек заключаются в трудностях отбора проб в температурных интервалах. Декрепитационный способ более надежен, так как там интервалы приурочены к пикам максимальных взрываний. Другой способ выбора включений по температурам гомогенизации (Базаров, 1975; Базаров и др., 1975) вызывает большие сомнения. Очевидно, авторы такого способа отбора не смогут никого убедить в том, что в случае анализа сподумена генерации располагались через 50°C , а для блокового кварца — через 100°C . Такое «круглое» ограничение температурных интервалов — первый случай в практике термобарогеохимии, не свидетельствующий об обоснованном их выборе.

Второе препятствие на пути осуществления способа дифференцированного извлечения водных вытяжек декрепитацией возникает из-за неопределенности температур перегрева или недогрева включений в противоположность температурам гомогенизации.

В случае перегрева включений их взрывание задерживается после достижения гомогенизации на сотни градусов (Ермаков, 1950, Чайковский, 1951; Долгов, 1975, 1976). Взрывы включений, превышающие сотни градусов температуры гомогенизации, дают значительный дополнительный вклад вещества ранних включений в поздние температурные интервалы и искажают их состав на неопределенную величину. При взрывании включений до достижения гомогенизации происходит вклад неопределенных количеств содержимого поздних включений в общий состав раннего температурного интервала.

Утрата летучих компонентов при вскрытии включений (CO_2^{2-} , SO_4^{2-} может вызывать сдвиги карбонатного равновесия и искаженные содержания бикарбонат-иона, а в случае окисления серы S^{2-} до SC_4^{2-} искажается содержание SO_4^{2-} (Ходаковский, 1965). При утрате летучих изменяется рН водной вытяжки (Пизнюр, 1975).

Смешение включений разных генераций дает возможность получать только валовые пробы по вытяжкам. В такой пробе суммируются составы включений всех генераций, в то время как вклад каждой генерации остается неизвестным. Для того чтобы охарактеризовать генерацию, из соответствующих зон выбирались включения в малой навеске (до 2 г), заведомо не выходящие за пределы генерации.

Следующий шаг, который нужно сделать, это разработать метод анализа жидкостей из индивидуальных включений. Спиртовые вытяжки из включений в солях (валовые и индивидуальные) сделаны в галите, сильвине, лангбейните и карналлите. Этот очень интересный способ позволяет исследовать состав рапы древних солеродных бассейнов (Петриченко, 1973).

Расчеты концентраций. Для расчета концентраций помимо количества растворенных веществ нужно знать количество растворителя. Во включениях, как уже отмечалось, помимо раствора имеются легко- и труднорастворимые твердые фазы, а также летучие компоненты (газы, конденсированные газы).

Растворы труднорастворимых твердых фаз и газов подают в вытяжку в заниженных количествах, и их содержание в ней не отражает первоначальных концентраций во включениях.

В вытяжку попадают все легкорастворимые соли, содержащиеся в минералообразующих растворах включений, и частично растворяются примеси и загрязнения, от которых стремятся избавиться. Некоторые растворимые минералы, содержащиеся внутри включений, могут маскироваться растворением таких же минералов вне включений (прорастания минерала-хозяина, плохо удаленные загрязнения и т. п.).

В других случаях растворения минерала-хозяина прорастаний и загрязнений могут создавать ложные предпосылки для неоправданного усложнения состава растворов из включений. Установленные количества легкорастворимых солей чаще всего относят к массе навески, так как вода из включений не определяется. Иногда соли из включений выражены миллиграммами на какой-либо объем (Хитаров, 1968). Часто на основании аналитических данных, представленных вполне конкретными содержаниями анионов и катионов, делается попытка рассчитать состав гипотетических солей в вытяжках. Эти данные не могут дискредитировать аналитической работы по определению анионов и катионов, как это полагает E. Roedder (1972).

А. А. Москалюк, проводя анализ вытяжек отдельно для высоко- и низкотемпературной генерации кварца слюдоносных пегматитов Карелии, последовательно и отдельно проводила определение количества воды путем поглощения ее ангидритом. Это дало ей возможность представить концентрации в граммах на литр и грамм-эквивалентах.

Весьма приблизительные оценки содержания воды в пробе предлагалось находить расчетным способом, определяя объем вакуолей в обломке минерала. В процессе расчетов нужно каким-то образом осреднить результаты наблюдений по всем включениям, исключить растворенное вещество, газовый пузырек и т. д. Большое количество приблизительных расчетов и допущений ограничивают применение этого метода.

Часто возникает вопрос о воспроизводимости результатов в минерале, содержащем включения различных генераций. В кристаллах сложного генезиса исследователя всегда ждет отсутствие воспроизводимости, если сравниваются части разнородного целого, а также части кристалла, которые имеют различное количество включений неодинакового состава. Поскольку все вытяжки носят валовый характер, материал нужно осреднять в виде порошка или вытяжки и параллельные анализы делать только из осредненной пробы. При этих, единственно правильных условиях воспроизводимость будет всегда хорошей. E. Роддер (1958) прав, определяя всю воду из образца и относя к ней всю сумму солей. При этом он получает осредненную концентрацию валовой вытяжки. По принципу электронейтральности сумма катионов ($\Sigma_{\text{кат}}$) соответствует сумме анионов ($\Sigma_{\text{ан}}$). Отклонения от этого соответствия указывают на погрешности анализа или на неоткрытые ионы. И. Л. Ходаковский (1965) рассчитал погрешности более чем 400 ана-

лизов и нашел, что для 73% их она находится в пределах допустимого ($[X] < 10\%$).

Используя различные способы, можно определять отношения летучих компонент в минералообразующем растворе.

Раздельное определение углекислоты и воды было выполнено на основе планиметрических замеров летучих фаз в плоских включениях кварца, топаза и берилла из пегматитов. На основе этих замеров были рассчитаны содержания воды и углекислоты во включениях, а также давления при температурах гомогенизации (Долгов, 1968). Этим же вопросом на основе $P-T$ -диаграммы молярных отношений H_2O и CO_2 занимались Г. Н. Вертушков, Э. Ф. Емлин, Г. А. Синкевич, Ю. А. Соколов, В. Н. Яншин (1969).

Отношения $\frac{v H_2O}{v CO_2}$, определяемые ими в закрытой трубке, зависели от величины зерна в навеске. Значение водного показателя оказывалось наибольшим для крупных фракций (7—9 мм) и наименьшим для мелких фракций (меньше 0,1 мм). Весьма возможно, что увеличение H_2O происходит за счет повышения содержания H_2O в крупных включениях крупных зерен, но водный показатель может уменьшаться также за счет увеличения $V CO_2$. Третья возможная причина — селективная адсорбция летучих.

Авторы совершенно правильно подчеркнули значение оценки поведения главных летучих компонент для решения генетических и поисковых проблем.

Совместное определение воды и углекислоты проводилось также О. Ф. Мироновой, Г. Б. Наумовым и Е. В. Фроловым (1973) хроматографически. Отношения углекислоты к воде (или воды к углекислоте) служат важнейшим показателем влияния летучих на процессы минералообразования и рудообразования. Изучение природных отношений главных летучих компонентов позволит коррелировать их с признаками рудной локализации и разработать поисковые критерии на локализацию полезных ископаемых (Кузнецова, Кучеренко, 1976; Колтун, Пизнюр, 1976).

Полезные рекомендации по применению методов определения количества газов и воды сделаны М. М. Элинсон, Е. Б. Мацевич, И. Б. Игнатъевой (1973).

В последние годы изучению распределения летучих, связанных с различными рудопоявлениями, посвящено много работ. Разрабатываются аппаратура и методы экспрессных определений углекислоты и воды в полевых условиях (Кузнецова, Кучеренко, 1976).

Анализ жидкой фазы из индивидуальных включений. Выше было отмечено, что дисперсия составов в различных включениях, даже небольших навесок минерала-хозяина, невелика. Химические методы исследований состава жидкой фазы индивидуальных включений возможны только для достаточно крупных включений. Включения, имеющие объем более 1 мм³, встречаются редко.

Исключительная по своему значению находка была описана Л. А. Приказчиковым (1966). Удлиненные полости включений распо-

лагались в кристаллах-гигантах кварца. Кристаллы имеют обычную для Воьлины зональность (серый, бесцветный, прозрачный, дымчатый морион). Крупные включения располагались в одном кристалле параллельно оси C вблизи границы раздела зон серого и бесцветного кварца. Наибольшая полость включения имела длину около 20 см и 3—7 см в поперечнике с общим объемом около 400 см³, вторая полость составляла 150 см³, третья и четвертая — изометрические, с поперечником 3—5 см. Вскрытые включения дали растворы 1,55 (в мл); 2,7; 3,13 и 4,3 мл. Часть жидкости была утрачена при раскалывании кристалла.

На основании химических анализов получены сведения о составе поздних кварцобразующих растворов Воьлины, характерной особенностью которых можно считать высокие содержания HCO_3^- и Ca^{2+} . Растворы относятся к бикарбонат-кальциевому, бикарбонат-натриевому и сульфатно-натриевому типам с переходами между этими типами. Минерализация относительно невысокая — от 30 до 200 мг на 100 мл раствора. П. А. Приказчиков полагает, что концентрации в момент минералообразования были значительно выше, о чем свидетельствуют толстые зональные корки на стенках включений. Все растворы имели рН, близкое к 6, со слабощелочной реакцией.

Большое количество жидкости позволило провести обычные химические анализы и получить концентрации в нормальном химическом выражении. И. Т. Маслова (1961) из включения в воьлинском морионе извлекла около 100 мм³ жидкости, которая была подвергнута ультрамикрoхимическому анализу. Был получен хлоридно-натриевый тип минерализации с небольшой концентрацией солей, равной 61,2 г/л. И. Т. Маслова собрала небольшое количество уникальных включений, но жидкости вскрытых включений не хватило для обычных химических анализов. И. Т. Масловой были разработаны методы и аппаратура для ультрамикрoхимического анализа (кулонометрия, амперометрия и др.). Большая длина включений по направлению главной оси роста свидетельствует о длительном времени существования его в негерметизированном состоянии. При проверке соответствия состава вытяжек из мелких включений составу гигантского включения следует брать материал узкой полосы кристалла вблизи верхнего конца крупного включения.

Анализ крупных включений не получил распространения из-за их уникальности, несмотря на явные преимущества над методом водных вытяжек.

Измерения концентрации водородных ионов. В исследованиях водных вытяжек крупных включений значение рН можно замерить электрометрически с применением различных рН. Однако концентрация водородных ионов имеет рабочее значение, отличное от истинного в силу различных причин (гидролиз метасиликатов, нерастворенное вещество на стенках включений и т. п.). *Главный недостаток этих замеров заключается в том, что они проводятся не при температурах и давлениях минералообразования, а при условиях комнатной температуры и атмосферного давления.* При определении рН из мельчайших капелек вскрытых включений применяют влажную камеру для

сокращения испарения растворителя (Калюжный, 1957, 1961). Для определения рН используется колориметрический метод, разработанный для включений В. А. Калюжным. Им изготовлены индикаторные препараты. Основой этих препаратов служат целлофан, яичная пленка, натуральный шелк и т. п. Эти материалы хорошо впитывают кислотно-щелочные индикаторы повышенной концентрации. Они приводятся в соприкосновение с капельками растворов из вскрытых включений, и пленка-индикатор окрашивается. В зависимости от окраски подбирается буферный раствор с соответствующим значением рН. Даже при комнатной температуре и давлении $1 \cdot 10^5$ Па величина рН будет зависеть от состава и содержания газов, а также от концентрации солей. Для получения истинных значений содержимое включения следует вернуть к температурам и давлениям минералообразования и сохранить его состав. Без этого замеры диссоциации водородных ионов не могут характеризовать условий минералообразования, так как рН является функцией температуры, давления, состава и концентрации минералообразующих растворов.

В соответствии со сказанным выше нельзя представлять рН комнатных растворов включений как эволюцию кислотности и щелочности (Калюжный, 1971). Эти изменения рН являются отражением состава и концентрации растворов при температуре 25°C и давлении $1 \cdot 10^5$ Па до тех пор, пока не будут известны изменения рН солевых растворов в зависимости от давления, температуры, содержания и удаления летучих при вскрытии включений.

Для некоторых видов кристаллов применялись расчетные способы определения рН. С помощью аналитических данных по концентрации HCO_3^- и CO_2 и первой константе диссоциации угольной кислоты для высоких температур были вычислены значения рН (по Б. Н. Рыженко):

$$K_1 = \frac{(\text{H}^+)(\text{HCO}_3^-)}{(\text{CO}_2)_p - p}; \quad \text{pH} = \text{pK} + \lg \frac{[\text{HCO}_3^-]_v \text{HCO}_3^-}{[\text{CO}_2]_p - p},$$

где HCC_3^- — константа диссоциации угольной кислоты; K_1 — коэффициент активности HCO_3^- в растворе (в круглых скобках — активность, а в квадратных — концентрация ионов и молекул).

Анализ газов из включений. Подобно анализу жидкостей из включений существует два способа анализов газов: первый — валовый и второй — анализ газовых смесей индивидуальных включений. Оба эти способа могут дополнять друг друга. Исследования летучих компонент для теоретических обобщений в петрологии общеизвестны. Объем и качество таких исследований непрерывно растут. Еще совсем недавно единственным источником наших представлений о составе и количестве летучих в магматических породах были вулканические эксгаляции, которые давали повод для самых общих идей о поведении летучих в магматическом очаге. Некоторые экспериментальные данные продемонстрировали возможную растворимость воды — главного компонента в большинстве процессов, связанных с кристаллизацией и преобразованием вещества. Вместе с тем о составе и количестве летучих

в плутонических породах, не связанных с вулканической деятельностью, почти ничего не было известно. Исследования включений в прозрачных минералах магматических пород позволили сначала визуально, а потом экспериментально и аналитически показать количество и состав летучих. Работы по изучению включений были перенесены на различные метаморфические породы и минералы ранних стадий седиментации океанических осадков. Только визуальные исследования показали большую роль летучих в этих процессах. Следующим шагом были количественные исследования включений (температуры плавления, количество и состав летучих, давления). В этом комплексе работ большую роль играет изучение летучих, законсервированных во включениях. В последние годы на основании экспериментальных и теоретических исследований появились новые концентрации и модели магматических процессов (Соболев, 1973) и процессов метаморфизма (Соболев, Добрецов и др., 1970). В этих исследованиях большое значение имели многочисленные эксперименты с включениями в магматических и метаморфических минералах.

В пегматитах, гидротермальных жилах, метеоритном, тектитовом и лунном материалах были изучены включения и проанализированы газы в них.

Кинигсберг и Мюллер исследовали газы из кварца альпийских жил (табл. 11).

Таблица 11
Анализ газов из кварца

Газ, %	Бешишток	Аарский массив	Газ, %	Бешишток	Аарский массив
H ₂ O	83,4	85	Ca	0,3	0,3
CO ₂	9,5	5	Cl	1,6	1,5
Na	2,0	2,5	O ₄	0,5	0,7
K	0,7	—	CO ₃	1,8	3,5
Mg	0,2	1,5			

Чемберлин (1908), выделяя газы в вакууме при нагревании до красного каления, получил газовую смесь: H₂, CO₂, CO, CH₄, H₂S и N₂.

Н. И. Хитаров, Е. В. Ренгартен и Н. Б. Лебедева (1958) выпаривали воду из кальцитов в потоке сухого воздуха и, абсорбируя его в трубке, получали объем воды в крупных включениях. Э. Роддер (1958) провел аналогичные эксперименты.

В 1956 г. Баркер предложил вакуумную дробилку.

Э. Роддер и др. (1963) выделяли газы в вакууме путем раздавливания образцов в медной трубке.

Валовые анализы газов из включений. М. М. Элинсон начиная с 1949 г. использовала шаровую вакуумную мельницу для вскрытия включений (1968).

М. М. Элинсон и В. С. Польшковский (1961), а также М. М. Элинсон, Е. Б. Мацкевич и И. Б. Игнатьева (1973) проводили в своих рабо-

тах аналитические определения газов на различных месторождениях и для разных пород. Непрерывно совершенствовались методы извлечения и анализа. Большое развитие получили методы валового анализа газов у З. И. Ковалишина (1965 и др.). Наряду с исследованиями, касающимися методов измельчения, извлечения и анализа газов, много работ им было выполнено и по изучению состава и распределения газов в пегматитах, алунитах, баритах и рудах полиметаллов. Многие работы И. А. Петерсилье (1962) посвящены содержанию газов в различных породах Кольского полуострова. Им устанавливалась генетическая связь углеродных соединений с щелочными компонентами интрузивных пород.

Среди зарубежных исследователей отметим систематическую работу по изучению химического состава газов в различных породах методом дробления их в вакууме, проведенную В. Валер (1956), который выявил влияние результатов дробления на состав газовой смеси и указал на наличие химических реакций при измельчении.

В настоящее время существует хорошо разработанный метод измельчения минерального материала с включениями. При вскрытии включений газы выпускаются в вакуумную камеру, имеющую невысокий уровень остаточных газов. Корпусы мельниц непроницаемы и, несмотря на довольно высокие скорости вращения и вибрацию паров, сохраняют герметичность. Разработаны разные системы отбора газов, извлеченных из включений. Анализ газов проводится различными способами. Однако можно выделить наиболее перспективные — хроматографический, масс-спектрометрический, волюмометрический и адсорбционный. Валовые анализы газов имеют много ценных качеств и прежде всего высокую статистичность анализов. Из навески минерала 100 г можно получить множество включений различных генераций, характеризующих различные *PT*-условия минералообразования. Газовые смеси после вскрытия включений объединяют эти дискретные порции газов различного состава. Остается неизвестным вклад газа по объему в объединенную газовую смесь. Например, известно, что корневые части кристаллов кварца из жил и пегматитов замутнены множеством включений, а головки прозрачны и почти свободны от включений. При осреднении вклад газов из ранних включений очень велик, и газовая смесь носит все черты включений высокотемпературной зоны кварца, в то время как вклад газов из включений поздней зоны мал. Почти всегда отсутствует соответствие между количеством включений и минеральной массой. Обычен сдвиг в высокотемпературную зону, но все же часто возникает необходимость в осредненной газовой характеристике процесса минералообразования, особенно при региональных обобщениях по газосодержанию в разных породах. Построить такую характеристику на анализах единичных включений — задача очень трудоемкая. Наложение поздних процессов минералообразования на ранние также приводит к искажению реальных газовых характеристик, создает их крайнее непостоянство от места к месту, от образца к образцу. Индивидуальные анализы, проводимые совместно с валовыми, визуальное изучение образцов и декрепитация могут существенно помочь создать

представление о распределении включений в образце. Так же, как метод водных вытяжек, валовые анализы имеют свои внутренние источники ошибок, которые зависят, по-видимому, от различия в составе и обработке металла, от отсутствия контроля за степенью измельчения материала. Еще недостаточно изучены и противоречивы сведения о поглощении газов измельченной смесью. Недостаточно изучены возможные реакции при измельчении, хотя значения этих реакций настолько велики, что пришлось выделить целую отрасль химических знаний — механохимию. С помощью сухих и влажных помолов достигают самых удивительных измерений вещества и реакций его с жидкостями и газами. В. Валер (1956) указывает на то, что многие газы получаются из химических реакций (H_2O , CO_2 и др.).

Положение с валовыми анализами напоминает состояние дел с водными вытяжками. Стандартизация мельничных устройств материалов, из которых они изготовлены, а также режимов измельчения и аналитической схемы позволяют учитывать все ошибки и сравнивать результаты разных исследователей. Одно представляется несомненно ясным, что этот метод весьма полезен и валовые анализы газов из включений несут новую и полезную информацию.

Метод, о котором будет сказано ниже, применяется для анализа газов из индивидуальных включений. Он тоже не безупречен, и применение его связано с различными методическими и аналитическими трудностями — большими для одних газов и меньшими для других.

Исследование газов из индивидуальных включений. Необходимость в исследовании мелких и мельчайших объемов газа представляет собой проблему, от решения которой зависят успехи во многих отраслях науки.

А. Крог применил метод исследования мельчайших газовых пузырьков для определения состава газа в трахеях насекомых. Л. Энс (1935), В. В. Поляк (1936) и В. Г. Воано (1937) применили этот метод для анализа газовых пузырьков в стекле на два компонента. В. Г. Славянский и Е. Н. Крестникова (1953) усовершенствовали эту методику, что позволило размер анализируемых пузырьков газа уменьшить до 0,02 мм. Метод в этом варианте используется в лабораториях стекольной промышленности.

В 1961 г. И. Н. Маслова выполнила 15 анализов газовой фазы индивидуальных включений в кварце на два компонента — сероводород и углекислоту. Как выяснилось позднее, за сероводород могли быть приняты и другие компоненты (сероводород мог составлять только небольшую часть поглощенных уксусноокислым кадмием газов). Этот реагент кроме сероводорода поглощает SO_2 , SO_3 , HCl , HF , NH_3 . Легкий запах, исходивший от кварцев при ударе, позволял считать газ сероводородом. В дальнейшем во многих кварцах наблюдалось поглощение, а запах отсутствовал. Начиная с 1965 г. и по настоящее время в Новосибирске проводятся анализы на 7 компонентов. Существовавшая методика была усовершенствована. Кислые газы разделены на две группы: углекислоту и смесь возможных газов, поглощаемых уксусноокислым кадмием (H_2S , SO_2 , HF , HCl , NH_3). Некоторые из этих газов малове-

роятны по общим соображениям. На основе микроманипуляторов фирмы «Карл Цейсс» была усовершенствована аппаратура. Испробовано большое количество вязких жидкостей и масел. Касторовое масло показало хорошие запирающие свойства, но его индифферентность к поглощению газов меняется от партии к партии. Наилучшими свойствами обладает обезвоженный глицерин, насыщенный хлоридами (NaCl, LiCl).

Он умеренно вязок и поглощает газы медленнее, чем все остальные исследованные поглотителем. В основе метода лежат контролируемое раздавливание вакуоли в минерале, выпуск газа в индифферентную жидкость, селективное поглощение, замеры с помощью окуляр-микрометра. Раздавливание осуществлялось с помощью прессика (рис. 18), первая модель которого была представлена А. Крогом, Л. Энсом, В. Г. Воано (1937). Затем прессик был усовершенствован В. Г. Славянским и Е. Н. Крестниковой (1953) и с небольшими изменениями применялся Н. А. Панковой и Ф. Г. Солиновым (1959).

По-видимому, работы русских ученых были неизвестны Дейша (1950), и он независимо от них предложил простое устройство для раздавливания мелких осколочков минералов в капле масла между двумя стеклами. Это приспособление служило только демонстрационным целям обнаружения газа во включениях. После публикации многих наших работ, в которых были использованы данные полученных анализов и описан метод (Ермаков, 1965), Э. Роддер (1970) опубликовал описание усовершенствованного микропресса. Он ничем не отличался от ранее предложенного, кроме изменения важных размеров, исключавших возможность работы пипеткой. Видимо, основная цель этого микропресса была такой же, как у Дейша, а исполнение подобно русскому. Последняя модель нашего пресса, как и первая (Энс, 1936), позволяла осуществлять работу под микроскопом с любым увеличением.

Метод основан на селективном поглощении (рис. 19) специально подобранными поглотителями в определенной последовательности следующих газовых компонент: 1) (H_2S , SO_2 , HF, HCl, NH_3); 2) CO_2 ;

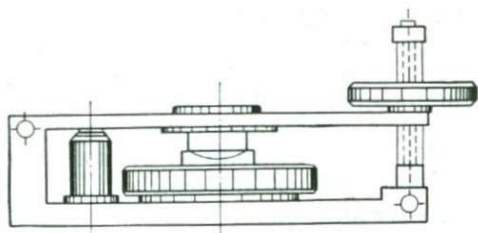


Рис. 18. Пресс для вскрытия включений и извлечения газа в нейтральную жидкость

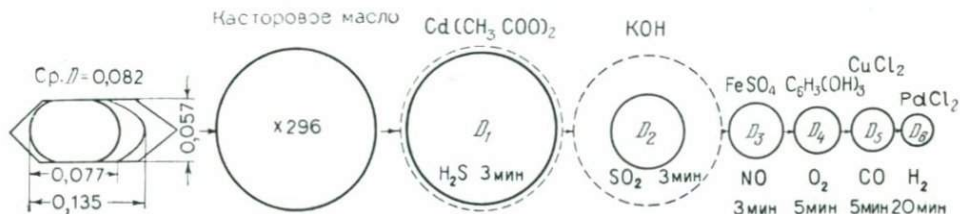


Рис. 19. Схема селективного поглощения газов

3) NO; 4) O₂; 5) CO; 6) H₂; 7) N₂+редкие газы. Последний компонент определяется по остатку; кроме того, бромной водой можно поглощать метан и тяжелые углеводороды. Реакция Несслера дает возможность обнаруживать NH₃. Для селективного поглощения по принципу предыдущий поглотитель не поглощает последующих компонент были подобраны поглотители и установлен порядок поглощения.

Общий ход анализа по Н. А. Шугуровой (1968) представляется в следующем виде: 1) измерение пузырька газа во включении; 2) вскрытие и извлечение газа в запирающую жидкость (глицерин с ZlCl); 3) измерение диаметра пузырька газа; 4) поглощение первой группы газов уксуснокислым кадмием (3 мин); 5) измерение диаметра пузырька; 6) поглощение CO₂, KOH (3 мин); 7) измерение диаметра пузырька; 8) поглощение NO, FeSO₄ (3 мин); 9) измерение диаметра пузырька; 10) поглощение кислорода (O₂) пирогаллолом C₆H₃(OH)₃ (5 мин); 11) измерение диаметра пузырька; 12) поглощение CO CuCl₂ (5 мин); 13) измерение диаметра пузырька; 14) поглощение H₂ PdCl₂ (20 мин); 15) измерение диаметра оставшегося пузырька.

Расчет поглощенных объемов ведется по формуле

$$C = \frac{D_0^3 - D_1^3}{D_0^3} 100\%,$$

где D₀ — диаметр газового пузырька до поглощения; D₁ — диаметр после поглощения; C — концентрация газов в газовой смеси (в об. %).

По поводу газового анализа включений, начиная с наших первых работ (Долгов, Шугурова, 1965), высказывались предположения о растворении пузырьков газа в индифферентной жидкости с поразительной скоростью (Roedder, 1967). Это замечание не вполне правильное, так как различные газы поглощаются с неодинаковой скоростью. Исследования процессов поглощения газов показали, что оно идет быстрее в первые моменты времени, когда перепад в концентрациях между газом и вмещающей жидкостью велик. Поглощение замедляется по мере насыщения оболочки жидкости вокруг пузырька. Это обстоятельство можно использовать для уточнения анализа, рассчитав количество поглощенных газов за период быстрого поглощения. Тогда сумма анализируемых газов состояла бы из газов, поглощенных глицерином и поглотителем. Применение поглотителя обязательно для обнаружения компонентов газовой смеси.

Большую роль в поглощении играет соотношение между объемом запирающей жидкости и объемом газового пузырька. Если объем газового пузырька велик, а количество запирающей жидкости мало, то для насыщения ее нужно незначительное количество газа, и поглощение в этом случае будет небольшим. Наоборот, маленький пузырек поглощается быстрее. Из этих проверочных экспериментов можно рекомендовать для анализа пузырьки газа большого объема, но этот вывод нельзя применять без ограничений. Слишком большие пузыри существенно отклоняются от шарообразной формы и дают ошибку при замере и расчете объема по диаметру шара. Следовательно, эта рекомендация должна носить сбалансированный характер.

Газы с большой скоростью поглощения не оставляют достаточного времени на измерительные процессы. Экспериментальные проверки показали, что только первая группа газов имеет высокую скорость поглощения. Этот недостаток устраняют путем тщательного хронометража. Определив скорость поглощения экспериментально, можно ввести поправку на время нахождения в запирающей жидкости. На скорость поглощения влияет количество газового компонента, находящегося в смеси. Небольшие количества газового компонента из смеси поглощаются медленнее. Можно полагать, что причина заключается в тепловом движении молекул. С уменьшением количества молекул газа уменьшается вероятность быстрого достижения границы фазового раздела. Этим свойством несомненно управляет какой-то общий закон.

Остальные газы, кроме первой группы, по скорости поглощения не внушают опасений. Присутствие воздуха и благородных газов замедляет скорость поглощения некоторых газов. Подготовка образца к анализу проводится следующим образом: просматривается пластинка с включениями, выбирается совокупность включений одного генезиса, характеризующаяся одной степенью заполнения, близкими температурами гомогенизации, одинаковым числом и соотношением фаз. Из пластинки отделяют малую частичку (1—2 мм) с включением. Анализировать можно пузырьки с диаметром 0,001 мм во включении. При вскрытии газовые пузырьки увеличиваются в объеме 50—150 раз и более. Таким образом, для анализа всегда имеются крупные пузыри, за исключением случаев особых составов газовых смесей (отсутствует углекислота). Особенно большие увеличения происходят для ожигенных конденсированных газов во включениях в метаморфических минералах.

Работу с пластинками можно вести двумя способами: в прессике и в кювете. В кювете проводят работу в том случае, когда дробление пластинки нежелательно или включение имеет крупные размеры.

В прессике мелкий фрагмент пластинки с нужным включением юстируют так, чтобы включение стояло точно в центре. Достигнув этого, сжимают специальным винтом линзы, одна из которых вогнутая, а другая выпуклая. Линзы сделаны из кварцевого стекла для большей прочности. При хорошей юстировке трещина проходит через включение,

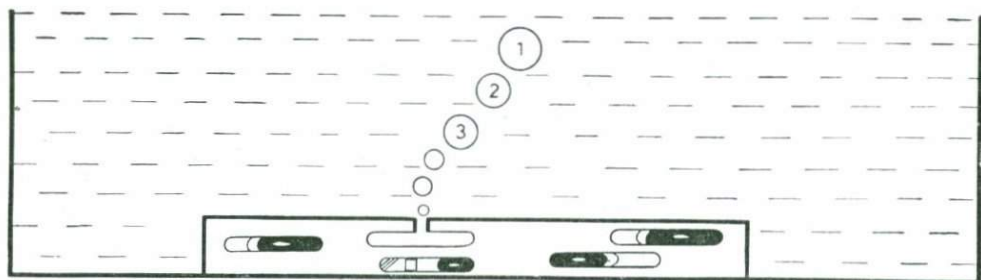


Рис. 20. Сепарация газовой смеси

газовый пузырек целиком или порциями поступает в запирающую жидкость.

За время работы сделано много проверок по эталонным газам. Совпадение было вполне удовлетворительным. На полный анализ требуется около двух часов. Анализу подвергались газы из самых различных включений.

Ниже приведены некоторые данные по анализу газов из включений в минералах магматического происхождения. Более полное количество анализов газов приводится в работе Н. С. Ермакова (1975). Летучие характеризуют физические, химические и минералогические особенности формирования магматических пород. Для вулканических процессов газы являются самым мобильным и чутким индикатором. Они как наиболее подвижная составляющая магмы первыми реагируют на изменение *PT*-условий.

В пегматитах сложная обстановка *PT*-условий определяется адиабатическим процессом, связанным с мгновенным увеличением объема за счет закономерно развивающихся контракционных и тектонических трещин. Минералообразующие растворы, начиная с поздних расплавов, переходных разностей расплавов-растворов силикатных и солевых, газовых и жидких растворов и газовая фаза пегматитов находятся в состоянии многократных изменений физического и химического состояния. Резко изменяются температуры, давления, плотности растворов, а вслед за ними развиваются периоды медленного восстановления равновесий в обновленных условиях.

Увеличение объема за счет развития одного из самых широко распространенных механических явлений в земной коре имеет важнейшие физико-химические последствия за счет массообмена и теплообмена, которые наступают в любой системе с летучими вслед за адиабатическими *PT*-изменениями (Долгов, 1963, 1968). Понимание этих процессов чрезвычайно важно для правильных интерпретаций изменений состава и свойств летучих в системе. И, наоборот, обнаружение изменений в свойствах летучих (плотность, вязкость) и их составе (фугитивность) указывает на развитие адиабатических процессов.

В области гидротермально-пневматолитового минералообразования на все перечисленные явления накладываются дополнительно процессы растворения, испарения, конденсации и сепарации летучих.

С помощью наблюдений и анализов, проводимых с прессиком под микроскопом, удалось увидеть и измерить сепарацию газовой смеси на основе летучести (рис. 20). В нейтральную жидкость через тонкую трещину в топазе газовая смесь выходила отдельными пузырьками. Различная летучесть компонентов газовой смеси привела к тому, что по правилу Льюиса—Рендалла смесь стремилась покинуть сначала наиболее летучие компоненты. Таким образом, в первых пузырьках, вышедших через тонкую щель, должны были преобладать наиболее летучие (кислые) газы. Ясно, что трещинообразование порождает подобие опережающей локальной кислотной волны, которая движется к области пониженного давления (раскрытой трещине) для того, чтобы восстановить его.

Глава V

Исследования включений в эндогенном и космическом минералообразовании

§ 13. УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ

Гомогенизация магматических включений. Большой прогресс в деле изучения главных параметров магматической кристаллизации по включениям был отмечен после освоения новой техники и методов высокотемпературных исследований. Новая высокотемпературная камера (Долгов, Базаров, 1965), сконструированная на основе прототипа камеры Н. П. Ермакова (1950), позволила вести непрерывные наблюдения под микроскопом до температуры 1200° — на простых сплавах (ЭП-190) и до 1600° — с платиновым элементом (Базаров, 1968). Нагревание препаратов с магматическими включениями проводилось в воздушной среде, в инертных газах и в вакууме, который был создан в камере для нормальной работы молибденового нагревательного элемента (Калюжный, 1965, 1973). Вакуумная камера необходима для работы с окисляющимися минералами (оливин, гранат, пироксен, роговая обманка) для того, чтобы избежать потери видимости. Сейчас применяются камеры с нагревателями из платины и силита (Михайлов, Шацкий, 1974) с одноступенчатым и двухступенчатым нагревом. Вакуумная высокотемпературная камера В. А. Калюжного (1965), как и более ранние его среднетемпературные камеры, имела контактный нагрев. Эта конструкция вакуумной камеры никем больше не применялась. Сейчас исследования ведутся камерами на платиновых или силитовых нагревателях.

Инертные газы применяются только способом обдувания нагреваемых поверхностей препаратов. В последнее время неплохие высокотемпературные камеры предлагает фирма «Лейтц» и японская фирма «Optical». Однако они приспособлены для отраженного света. Общая погрешность высокотемпературных измерений оценивается в $\pm 10 - 15^{\circ}\text{C}$ от верхнего температурного предела измерений.

При последовательном нагревании *на первом этапе происходит более четкое обособление летучих* во включении ($G + Z_n + Z_y$). Гомогенизация летучих осуществляется до размягчения стекла или плавления кристаллов и дает полезные сведения о плотности и агрегатном состоянии флюидной составляющей расплавных включений.

Следующий этап — размягчение стекла и плавление кристаллических фаз. Размягчение стекла отмечается вздрагиванием или деформацией газового пузырька. После перехода стекла в жидкое состояние

пузырек с гомогенными летучими начинает уменьшаться за счет объемного расширения расплава. Это приводит к повышению давления внутри пузырька и к полному растворению летучих в расплаве.

Гомогенизация раскristализованных и частично раскristализованных расплавов во включениях является наиболее сложной. Помимо стекла твердая фаза во включениях присутствует в виде силикатов, солей и рудных минералов. Солевые твердые фазы под действием летучих плавятся при температуре на несколько сот градусов ниже, чем силикатные (Роддер, 1970). В процессе нагревания происходят изменение формы газового пузырька, его перемещение, а иногда и появление новых мелких пузырьков. Этому явлению, по-видимому, содействуют расширение минерала (особенно кварца) и вакуоли при нагревании, падение давления и дегазация из капельки расплава. Различное размещение максимальных площадей сечений вакуоли к векторам максимальных расширений минерала может приводить к различному увеличению (уменьшению) объема вакуоли, что, в свою очередь, является причиной различных отношений объема пузырька к объему стекла. В некоторых включениях стекла газовый пузырек отсутствует, и вместо него часто в стекле едва различаются мельчайшие точки. При доведении стекла до расплавленного состояния происходит объединение мельчайших пузырьков в один. Расплавные включения обладают особенностью, которая, вероятно, зависит от малой скорости диффузии летучих компонентов в вязких расплавах. В силу этой причины установление концентрационного равновесия летучих по всему объему расплава стекла (соли) во включении требует значительного времени, т. е. температура полной гомогенизации зависит от времени проведения опыта. Кинетические графики зависимости температуры гомогенизации (гетерогенизации) от времени, построенные И. Т. Бакуменко, А. И. Чепуровым и В. П. Чупиным (1975), указывают на время, в течение которого устанавливаются равновесие и постоянство температур гомогенизации (выполаживание кривых).

Для вязких кислых расплавов требуется более 40 мин для установления равновесия, для наименее вязких ультраосновных и основных расплавов — от 2 до 5 мин. На кривых для кислых расплавов наблюдаются обратные наклоны (рис. 21, а, кривые 4, 5, 6), характеризующие увеличение времени гетерогенизации расплава при снижении температуры. Авторы справедливо отмечают, что это связано с *повышением вязкости* расплавов. Физический смысл явления также сводится к установлению концентрационного равновесия во всем объеме включения.

При охлаждении происходят дегазация капельки расплава и появление одного или нескольких пузырьков. Медленное продвижение летучих к области пониженных давлений приводит в первую очередь к ускоренной дальнейшей дегазации слоев расплава, прилежащих к пузырьку. Вблизи пузырька во включении образуется сферическая зона дегазированного очень вязкого расплава, способного затвердеть раньше, чем расплав, удаленный от пузырька. Такое неравновесное состояние может быть закреплено в процессе снижения температуры. При нагревании размягчение стекла в таких включениях может начаться

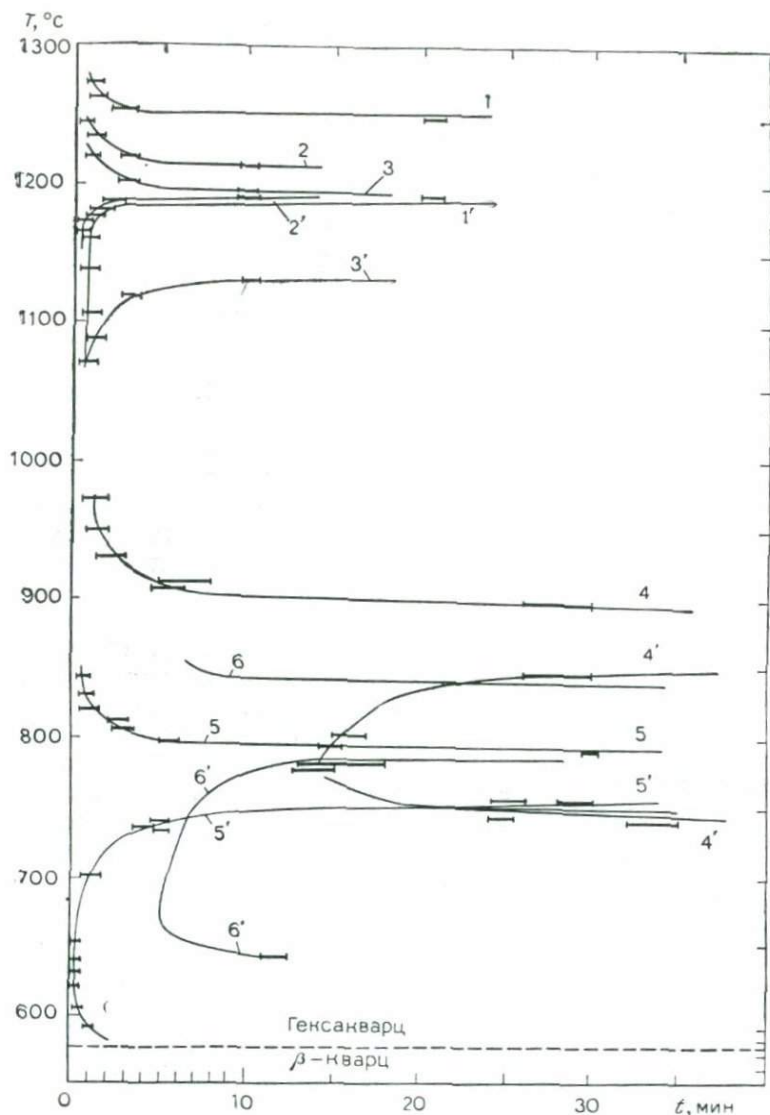


Рис. 21. Сопряженные кинетические кривые гомогенизации магматических включений (1—6) и гетерогенизации (1'—6') по И. Т. Бакуменко и др.

наиболее интенсивно вблизи пузырька. Таким образом, смысл температурной подготовки заключается в стимулировании равномерного распределения летучих по всему объему расплава. Такое состояние фиксируется выполаживанием кинетических кривых, характеризующих скорость приближения к этому равновесию, осуществляемому диффузией

газов в расплаве. И. Т. Бакуменко и др. (1975) отмечают, что с помощью экспериментов по установлению полного концентрационного равновесия летучих по всему объему капли расплава можно выбрать оптимальные режимы нагревания препаратов. Для выявления температуры гомогенизации при установившемся концентрационном равновесии летучих по всему объему капли расплава во включении необходимо снижать темп нагревания в интервале плавления до $1-2^{\circ}\text{C}/\text{мин}$ с остановками и выдержками от 40 до 100 мин, а также с повторными проверками. Эксперименты с включенными расплавами могут занимать 6—12 ч.

При определении температур гомогенизации расплавленных включений и соответствии их температурам захвата необходимо учитывать эффект сжимаемости расплава и кристаллизующегося из него минерала-хозяина, особенно при высоких давлениях. Анализ температурных поправок на давление к температурам гомогенизации расплавных включений проведен В. П. Чупиным и И. Т. Бакуменко (Чупин и др., 1975). Отрицательная температурная поправка на сжимаемость минерала-хозяина суммируется с положительной поправкой на сжимаемость расплава, которая всегда больше первой. Для определения температуры захвата включений получившаяся разница температур прибавляется к температуре гомогенизации. Отрицательная температурная поправка на сжимаемость минерала равна приращению температур, которое необходимо для заполнения расплавом дополнительного объема во включении, появившегося после снятия нагрузки с минерала-хозяина. Так, для расплавленных включений в кварце анатектитов гранулитовой фации Алданского щита эта поправка достигает $(-30)-(-50)^{\circ}\text{C}$. Положительная поправка на сжимаемость расплава в этом случае оценена в $(+30)-(+50)^{\circ}\text{C}$, т. е. обе поправки взаимно компенсируются. Однако, несмотря на целый ряд методических трудностей, для каждого конкретного случая необходимо проводить специальные исследования по выявлению температурных поправок к температурам гомогенизации как газовой-жидких, так и расплавных включений. Введение этих поправок позволит более точно оценивать истинные температуры кристаллизации минералов, а следовательно, и последовательность их выделения.

Важнейшим и основополагающим вопросом всей термометрии включений является герметичность вакуолей, от которой зависит соответствие температур гомогенизации моменту захвата включения. Действительно, утрата летучих из включений любым способом (диффузия, разгерметизация) ведет к изменению состава и свойств расплава во включении. Проверка *соответствия температур гомогенизации температурам образования* была проведена на кристаллах диоксида, выращенных из расплавов разного состава. Расплавы кристаллизовались при температуре 1300°C , а включения гомогенизировались при $1300 \pm 10^{\circ}\text{C}$ (Бакуменко, Коляго, Соболев, 1967). Подобные проверки описаны также в ряде работ других авторов.

Существует довольно много различных мнений и рассуждений о возможностях диффузии через стенки твердого вещества. Для аморфного или скрытокристаллического вещества проницаемость изучалась на

включениях в тектитах (Долгов и др., 1969, 1971). Было установлено, что изученные включения в молдавитах, возраст которых около 15 млн. лет, сохранили в течение длительного времени специфический состав газов в вакуолях.

Отсутствие воздушной составляющей и наличие вакуума включений (давление в несколько тысяч раз меньше атмосферного) показывают, что *натекание воздуха отсутствовало*. Диффузия внутри включений также или отсутствовала, или была ничтожно малой, так как внутри включения сохранились вакуум и относительно значительные количества водорода (до 40%). Водород при высоких температурах растворим в стекле и кварце (Кондратьев, 1943). Можно предположить, что внутренние стенки вакуолей имеют слабопроницаемую оболочку, отличающуюся от стекла, или диффузия настолько мала, что периода в 15 млн. лет для ее осуществления недостаточно.

Конденсированные газы (углекислота, сернистые газы, азот, метан), изолированные в метаморфогенных минералах, развивают высокие давления изнутри включений даже при комнатной температуре. Метаморфические породы имеют возраст, восходящий к докембрию, и тем не менее *газы не диффундируют ни из включения, ни во включение, сохраняя плотность, соответствующую температурам и давлениям метаморфизма*.

В последнее время снова выдвигалась идея о том, что при нагревании водород диффундирует из включений, которые теряют воду, и поэтому расплавные включения не отражают содержания воды в магме, а следовательно, их температуры гомогенизации не соответствуют температурам захвата (Волохов, 1975). Автор не затруднял себя никакими проверками. Проведенная нами экспериментальная работа по проверке (Долгов, Симонов, 1975) показала, что перегретые до температур 1400°C малоплотные включения в кварце свидетельствуют о том, что диссоциация воды незначительна, диффузии H^+ сквозь стенки не существует в такой степени, чтобы оказывать какое-либо влияние на понижение плотности раствора, а следовательно, на изменение температуры гомогенизации, как это предполагает И. М. Волохов.

Вопросы об утечке летучих из включения периодически возникают на страницах печати, но диффузию обычно подменяют *утечками через мельчайшие невидимые трещины*. Все термические операции с расплавленными включениями, особенно закалочные, необходимо проводить с максимальными предосторожностями. Первый краткий обзор результатов исследования магматических включений был сделан Н. П. Ермаковым и Ю. А. Долговым (1970).

Исследования включений в минералах интрузий. Большой объем температурных определений выполнен для щелочных комплексов: ультраосновных — щелочных (карбонатитовых) комплексов платформенных областей, представленных ультрабазитами (меймечитами, дунитами, перидотитами, пироксенитами, меллитовыми породами), щелочными образованиями, магнетит-апатитовыми, форстерит-магнетит-апатитовыми породами, карбонатитами (кальцитовыми, доломитовыми и анкеритовыми).

Даже визуальное исследование агрегатного состояния включений в минералах этих пород имело большое значение в определении их происхождения (магматическое, комагматическое, метасоматическое). На основании изучения включений в минералах важных петрографических разностей зонально-концентрических массивов были установлены температуры кристаллизации в интервале от 1450 ± 30 до 730°C . Агрегатные состояния всех включений от силикатных расплавов (р) к силикатным расплавам-растворам (рр) и солевым расплавам-рассолам (рс) показали, несомненно, магматическое происхождение всех пород.

С понижением температуры остаточный силикатный расплав обогащается водой, углекислотой и солями. От высокотемпературных к низкотемпературным можно расположить породы в гомодромный ряд: меймечиты, оливиниты, перидотиты-пироксениты, щелочные породы — магматит-аплитовые образования, карбонатиты.

Температурные интервалы минералов следующие: форстерит (от 1450°C и ниже), пироксен (1320 — 1260°C), мелилит (1230 — 1210°C), нефелин (1200 — 1180°C), апатит (1200 — 1170°C), карбонаты (выше 730°C).

В пределах достаточно узких интервалов кристаллизации в одном минерале температуры могут слегка изменяться. Эти колебания соответствуют изменению характера расплавов при изменении количества летучих (табл. 12). С увеличением воды включения из расплавов силикатов (р) переходят в силикатные расплавы-растворы (рс) в пределах образования одного минерала. Устойчивость температурных интервалов кристаллизации, по-видимому, свидетельствует об образовании всех пород из одной исходной магмы. Метасоматизация носит кажущийся характер и является отражением реакций, которые могут возникать у расплава с выделившимися минералами. Этому содействуют периодические локализованные изменения состава и количества летучих в подкоровых частях формирующейся интрузии, а также изменения давления.

Исследование включений щелочных пород натриевой и калиевой специализации. Включения в типичных агпайтовых нефелинсодержащих породах Кольского полуострова были изучены Л. Н. Когарко и Б. П. Романчевым (1973). Во включениях диагностированы кристаллические фазы пироксена, содалита, калишпата и вилломита.

Плавление начиналось при температуре около 700°C , гомогенизация происходила при 870 — 980°C . После охлаждения рекристаллизованные включения становятся двухфазовыми (газ + стекло).

В щелочных породах массива Илимаусак (Гренландия) многофазовые включения гомогенизируются при температурах 850 — 1040°C . По мнению Л. Н. Когарко и Б. П. Романчева (1973), агпайтовые расплавы были сухими и зарождались в верхней мантии. По экспериментальным данным Т. Ю. Базаровой и В. С. Шацкого (1975), первичные включения в нефелине Ловозерского массива так же, как и в науяите массива Илимаусак, содержат жидкую фазу. Рассчитанное давление летучих в процессе образования нефелина около $15 \cdot 10^7$ Па. Новые дополни-

Температурные интервалы гомогенизации включений в минералах ультраосновного щелочного комплекса
(по данным Л. И. Паниной и Н. М. Подгорных)

Минерал	Интервал $T_{\text{гом}}$, °C	Фазовый состав до гомогенизации	Агрегатное состояние после гомогенизации
Первичные			
Форстерит	1450—1280 ($\pm 2\%$)	C+Г, C+Kc+Г	p
Пироксен	1260—1040	C+Kc+Kp+Г	p, pp
Меллит	1230—1210	C+Kc+Kp+Г	p
Нефелин	1170—830	Kc(?) + Кл+Ж+Г, C+K+Г	pp
Апатит	1170—1140	C, C+Г	p
Анкерит	730	Кл+Жв+Г	p
Доломит	750—630	Кл+Жв+Г	pc pc
Вторичные			
Форстерит	900—760	C+Г, C+Kc+Г	pp
Пироксен	1210—1080	C+Kc+Kp+Г	pp
Меллит	1180—830	C+Kc+Kp+Г	pp
Нефелин	1190—810	C+Г, C+K+Г	pp, pc
Оливин	1170—790	C, C+Г, Kc+Г	pp, pc

Примечание. p — силикатный расплав; pp — силикатный расплав-раствор; pc — солевой расплав-рассол.

тельные данные (Когарко, Романчев, 1976) указывают на возможность ликвации на заключительных стадиях щелочного магматизма.

Щелочные—габброидные и нефелин-сиенитовые (миаскитовые) породы явились источником материала для изучения расплавных включений в плагиоклазе, пироксене и нефелине. В плагиоклазе включения удлиненно-призматической формы заполнены Г+С+Кт+Кр, начало плавления происходит при температурах 1160—1180°C, а гомогенизация при 1240—1260°C. Газовый пузырек легко перемещается в расплаве малой вязкости. При охлаждении расплав кристаллизуется.

В пироксене изометричные включения Г+С+Кт+Кр имеют начало плавления при 1000°C, а гомогенизации при 1140+1170°C. При охлаждении включение тонко раскристаллизовывается. В нефелине включения Г+Кт+Кр имеют начало плавления при 800—850°C, а гомогенизации при 1040—1100°C.

В чкаловите трехфазовые включения Ловозерского массива и массива Илимаусак имеют одинаковую твердую легкорастворимую (КЛ) фазу. Ее полное растворение — от 330 до 360°C. При температурах 700—800°C жидкости расслаиваются на две, а при дальнейшем нагревании появившаяся фаза исчезает около 800°C. При этой же температуре начинают растворяться стенки включений. Кристаллическая фаза была определена как NaCl. Давление при температуре гомогенизации

Температуры гомогенизации первичных включений в минералах
интрузивных щелочных пород
(по данным Л. И. Паниной, Т. Ю. Базаровой)

Минерал	Интервал $T_{\text{гом}}$, °С	Фазовый состав до гомогенизации	Агрегатное состояние после гомогенизации
Агпайтовый ряд			
Пироксен	1170—1150	Кт+Г	р
Нефелин	1040—810	Кт+Жв+Г	рр
Чкаловит	980—860	Кт+Жв+Г	рр
Миаскитовый ряд			
Пироксен	1170—1140	Кт+С+Г	р
Нефелин	1100—780	К+Г, К+Жв+Г	р, рр
Плагиоклаз	1170—1140	Кт+С+Г	р
Пироксен из микропегматита	980—920	С+Г	р
С высоким содержанием калия			
Пироксен	1200—1180	Кт+Г	
Нефелин	1200—860	Кт+Г, К+Жв+Г	
Калишпат	1050—840	Кт+Г, Кт+Жв+Г	
С повышенным содержанием калия			
Пироксен	1280—1030	Кт+Г	р
Оливин	1280—1250	Кт+Г	р

Таблица 14

Рентгеноспектральные анализы расплавов во включениях

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Плагиоклаз	44,6	1,0	18,2	13,0	1,1	13,7	5,5	0,2
Пироксен	39,7	2,9	12,7	20,6	6,6	10,8	2,9	0,9

достигло $1 \cdot 10^8$ Па. Чкаловит кристаллизовался из хлоридно-силикатного расплава.

На макрозонде был проанализирован расплав, переведенный быстрым охлаждением в стекло (Базарова, Шацкий, 1975).

Обобщенные данные по исследованию щелочных магматических расплавов сведены в табл. 12, 13, 14. Среди щелочных пород калиевой специализации наибольшее значение имеют породы Сынырского плутона (Прибайкалье). Этот сложный комплекс детальнейшим образом обследован в поле, а в лаборатории проведено большое число анализов

(Панина, 1966, 1972; Панина, Костюк, 1973; Панина, Гулецкая, 1970).

Кислые породы (гранитоиды). Вопросу о происхождении гранитов посвящено много работ. Однако еще нет доказательств в пользу сторонников идей трансформистов или магматистов на происхождение гранитов. Большую ценность приобрели экспериментальные исследования искусственных физико-химических свойств систем, относительно близких по составу к гранитным магмам. Термобарогеохимические методы исследований природных высокотемпературных включений кислой магмы в минералах гранитоидов дали много новых данных для решения дискуссионных вопросов. Расплавные включения были впервые обнаружены у нас в минералах гранитов и внешних зон пегматитов (Ермаков, 1950). Работа с этими включениями на новой высокотемпературной камере показала полную объективность получаемых температурных данных, которые выгодно отличались от результатов изучения плавкости искусственных гранитных систем и различных минералогических термометров.

Для гранитов и гранитных пегматитов высокотемпературные исследования начались с газово-жидких включений, которые гомогенизировались при температурах 700—720, 780—880 и 900°C (Соболев, Долгов и др., 1964; Бакуменко, 1965, 1966; Базаров, 1968; Варганова, 1973; Щербакова, 1974). Наиболее крупные раскристаллизованные включения были обнаружены в минералах близповерхностных и среднеглубинных гранитных тел, однако и они были очень мелкими (до 20 мкм). Чаще всего включения были представлены кварц-полевошпатовыми агрегатами с одним или несколькими газовыми пузырьками между зернами или у стенок включений. Постепенно были разработаны рекомендации по режиму нагревания (длительные выдержки и повторные нагревания). Обычно начало плавления наблюдалось около 700°C, а гомогенизация происходит при 700—900°C. В 1969 г. по мелким включениям (около 0,005 мм) в кварце битуджинских гранитов были получены температуры гомогенизации до 890—990°C (Базаров и др., 1969). Несколько более крупные включения (0,01 мм) изометрической формы, содержащие газ и до 8 кристаллических фаз, были исследованы из Хамнигадайского плутона (Бурятская АССР). Подплавление наблюдалось при температуре 700°C, гомогенизация — при 920—950°C, а в апикальных частях при 750—790°C (Бакуменко, Базаров и др., 1976). Наибольшие температуры были получены в кварце сахалинских гранитов (940—1080°C), а еще выше в кварце приконтактных гнейсов (1010—1170°C). Последние данные требуют уточнений. *Высокие температуры свидетельствуют о сухости магм, а смещения в область пониженных температур характеризуют обогащения летучими компонентами.* Образование коры гранитных плутонов и апикальных выступов интрузивов связаны с накоплением летучих и являются наиболее поздним этапом кристаллизации, так как именно там находятся самые низкотемпературные (700—760°C) включения.

Помимо обычных расплавных включений гранитного состава Ф. Г. Рейфом были обнаружены включения кварц-мусковитового

состава (Рейф, 1973, 1976). Начало плавления наблюдалось при температуре 705—750°C, полное растворение газа — при 740—800°C, гомогенизация — при 830—950°C. Ход гомогенизации кварц-мусковитовых включений отличается от такового для обычных стекловатых и кварц-полевошпатовых включений в гранитах. Для кварц-полевошпатовых включений гомогенизация идет по схеме: $Kt+G \rightarrow Kt+G+As \rightarrow As+G \rightarrow As$; для кварц-мусковитовых $Kt+G \rightarrow Kt+G+As \rightarrow As+Kt+As$. Ф. Г. Рейф на основе теоретических данных (Кадик и др., 1971) отмечает, что при охлаждении в вакуоли за счет кристаллизации кварца повышается концентрация воды в расплаве, и при ретроградном кипении резко возрастает водное давление, достаточное для кристаллизации мусковита из расплава.

Происхождение мусковита в этих включениях, по мнению И. Т. Бакуменко (1976), проблематично по целому ряду причин (присутствие подобных кристалликов мусковита без газовой фазы, хорошая огранка мусковита, явный дефицит воды в исходном расплаве и т. д.).

Автохтонные граниты, для которых чаще всего применяют трансформистские концепции гранитизации, показывают в кварце *затвердевшие включения*, которые *совершенно однозначно свидетельствуют в пользу их расплавленного происхождения* (табл. 15).

Исследования газов из индивидуальных раскристиллизованных включений показывают, что хорошо растворимые в силикатном расплаве летучие (в том числе вода) при охлаждении выделяются и обособляются в виде однородной или неоднородной флюидной фазы. В составе газов присутствуют не только хорошо растворимые в расплаве газы, но и плохо растворимые (CO_2 , азот и др.), которые выде-

Таблица 15

Температуры гомогенизации раскристиллизованных включений расплава в кварце анатектитов Алданского щита

Местонахождение	Порода	T_g , °C
Гранулитовая фация		
Низовья р. Чампулы, приток р. Алдана	Мигматиты	850—890
То же	Граниты	860—900
Алдан, междуречье Нимгеркана и Чампулы	„	870—890
То же	„	840—880
Тимптон, федоровская свита	Мигматиты	810—820
Амфиболитовая фация		
Алдан, район пос. Суон-Тиит	Мигматиты	800—830
То же	„	800—820
„	„	790—840
Низовья р. Унгры	„	800±40
Олекма, устье р. Тас-Хайло	„	760—790
Алдан, район пос. Суон-Тиит	Граниты	810±20
Алдан, устье Большого Нимныра	„	800±20

ляются при охлаждении расплава. Несомненно, давление и химический состав расплава также влияют на растворимость газов (Кадик, 1973; Кадик, Луканин, 1973). По последним данным (Наумов, Учайемшвили, 1977) в кварце липаритов Тырныаузского района (Северный Кавказ) *включения содержат магматическую воду (0,5—1 вес.%)*. Ее парциальное давление $250—300 \cdot 10^5$ Па при температуре гомогенизации $830—750^\circ\text{C}$.

Включения расплавов в минералах вулканических и субвулканических пород. Динамика развития режима формирования вулканических и субвулканических пород *характеризуется большой контрастностью значений давления, содержания газов, воды и их состава*.

Температуры лав многих извержений измерялись различными способами, но в основном пирометрически или термометрами (Набоко, 1949; Лучицкий, 1971; Ермаков, 1950). Измеренные температуры колебались в пределах $1000—1250^\circ\text{C}$. Трудности замеров температуры лавы термопарой общеизвестны. Относительно небольшое количество замеров температур лавы, большие сложности, невысокая точность вызывают большой интерес к замерам, проводимым по расплавленным включениям. Замеры температур по включениям имеют преимущества перед другими способами: 1) отсутствие риска; 2) возможность реставрации температур образования для древних вулканических пород; 3) наблюдение истинной системы без утраты газов; 4) возможность замера температур не только в поверхностных слоях лавы, но и по всей толще лавовых потоков; 5) исследование режима газов в зависимости от температуры.

Стекловатые и раскристаллизованные включения могут быть изначально устойчиво гомогенными и характеризовать физико-химическое состояние магмы в вулканических очагах и подводных каналах. Для вулканических процессов характерны также гетерогенные первичные включения, отражающие неустойчивые состояния вскипания и кристаллизации расплавов, накопления и утраты летучих, резкие изменения давления, плотности и сепарации летучих. Обе эти группы включений характеризуют физико-химические особенности взрывно-эффузивной стадии, а также состояний в вулканических очагах и магмоподводящих каналах.

Изучение расплавленных включений в основном проводилось во вкрапленниках. При этом были получены данные о составе, температурах, газовом режиме и особенностях вскипания расплавов в глубинных и приповерхностных условиях (Бакуменко, Попова, Красов, Шугурова, 1976).

Меймечиты по составу близки к исходной щелочной ультраосновной магме (Шейнманн, 1947; Бутакова, 1956; Васильев, Золотухин, 1970, 1971). По облику — это типичные эффузивы. По положению в земной коре — пологие интрузии или дайки. Вкрапленники оливина и пироксена размером до 1,5 см содержат много включений часто изометрической или негативной формы. Содержимое включений — кристаллы (Кт), стекло (С), газ (Г), рудный минерал (Кр). Температуры гомогенизации оливина составляют $1450 \pm 30^\circ\text{C}$, пироксена — $1170—1230^\circ\text{C}$. Дайки

и пологие интрузии имеют общее происхождение, так как температуры гомогенизации включений в оливинах и пироксенах одинаковы (Соболев, Панина, Чепуров, 1972).

Биотитовые периодиты-порфириды. Изучение стекловатых включений в оливине показало полное расплавление кристаллических фаз при температуре 1300°C и гомогенизацию при 1420—1440°C. Аналогичные вторичные включения плавилась при температуре 1050°C и гомогенизировались при 1290—1320°C.

В пироксенах четко выраженные первичные включения (Кт+Кр+С+Г) имеют больший объем газового пузырька, чем во включениях оливинов. Температуры гомогенизации составляют 1220—1285°C. Появление стекла в периферических включениях пироксена свидетельствует об ускоряющемся охлаждении на завершающих этапах кристаллизации (Базарова, Бакуменко, 1975).

Такситовые габбро-долеритовые, габбро-диабазовые и другие представители известково-щелочных пород трапповой формации изучались на примере трапповых интрузий Норильского района (Булгакова, Васильев, Золотухин, 1967). Для такситовых габбро-долеритов гомогенировались включения (Кт—Г) в клинопироксене. Температура подплавления твердых фаз составляла 1180—1200°C, гомогенизация наступала при 1280—1330°C; вторичные имеют гомогенизацию 1150—1180°C. По мнению авторов, трещины в клинопироксене залечивались регенерированным расплавом.

На примере пластового интрузива горы Черной (Норильск) установлено (Булгакова, 1969), что температуры гомогенизации зависят от глубины становления интрузии: в безоливиновых габбро-диабаз — 1220—1230°C, а в нижележащих пикритовых — 1265—1270°C, вторичные включения гомогенизируются при температуре 1120°C.

Изучены и гомогенизированы стекловатые включения в оливинах траппов Курско-Воронежского кристаллического массива (Крестин, Быкова, 1973), которые показали температуры гомогенизации 1280—1300°C.

В дайках долерита есейского карбонатитового комплекса в плагиоклазах и клинопироксенах обнаружены и гомогенизированы стекловатые и частично раскристаллизованные включения.

В плагиоклазе начало плавления твердых кристаллических фаз наблюдалось при температуре 1000—1050°C, а гомогенизация при 1220—1250°C, в пироксенах плавление отмечалось при 900—950°C, а гомогенизация при 1150—1200°C. (Панина, Шацкий, 1973).

Базальты, андезиты и дациты андезитовой формации исследованы весьма детально (Бакуменко, 1970, 1971, 1972).

От базальтов до дацитов одинаковые минералы имеют одни и те же включения: оливин — ранние раскристаллизованные включения и поздние — стекловатые; пироксен — стекловатые и частично раскристаллизованные; плагиоклаз — разнообразные — от ранних раскристаллизованных до стекловатых.

Термометрические исследования базальтов, андезитов и дацитов проведены на породах Камчатки, Курильских островов и Закарпатья.

Вулканические извержения имеют весьма неровный и напряженный режим, особенно по давлениям и содержанию летучих.

Открытые состояния канала вулкана ведут к утечкам (извержениям) газов и силикатных жидкостей и сменяются закрытыми состояниями. Во время периодов покоя в вулканическом очаге и каналах растет давление летучих. Увеличение количества летучих приводит к снижению температур плавления (или кристаллизации). Смены сухих расплавов насыщенными хорошо фиксируются температурами гомогенизации расплавленных включений. Порядок выделения минералов хорошо различается по температурам гомогенизации расплавных включений.

Исследования содержания углекислоты и ее плотности дают возможность при известных температурах гомогенизации определить давления. Имея в виду чрезвычайную неустойчивость давлений в системе очаг—канал—атмосфера, весьма рискованно рассчитывать глубины по барическому градиенту (Базарова, Бакуменко, Панина, 1975). Помимо оценки изменения количества летучих методами микрохимического анализа газовых пузырьков из индивидуальных включений установлено изменение состава газов при изменении температур гомогенизации. По мере подъема расплава к поверхности происходит остывание и обеднение его плохо растворимыми (N_2 +редкие газы) компонентами газовой смеси и обогащение легкорастворимыми (CO_2). Этот порядок изменяется после достижения температуры $1180^\circ C$, ниже которой происходит накопление SO_2 . При истечении лавы появляются H_2 и CO , которые выделяются в составе фумарольных поверхностных газов. Вулкан в процессе извержения действует как водоструйный насос и вовлекает в сферу действия газы и прогретые жидкости, насыщающие поры пород, окружающих канал извержения.

При формировании базальтов (прорыв им. Пийпа) перерывы в извержениях ведут к накоплению азота, а во время извержения, с понижением температуры азот удаляется и содержание его уменьшается (Базарова, Бакуменко и др., 1975). В лерцолитовых модулях андезитов Э. Роддер (Roedder, 1965) обнаружил высокоплотную жидкую углекислоту, гипербазитовые ксенолиты Авачинского вулкана содержали воду. Ксенолиты были захвачены на небольших глубинах. Вторичные включения в ортопироксенах содержали стекло и газ. В состав газа входили углекислота (97,8 вес.%) и кислые газы (2,2 вес.%). Удивительны вторичные газово-жидкие включения. При нагревании ксенолитов во включениях развивалось водяное давление до $(7-8) \cdot 10^8$ Па (Бакуменко, 1972). Дополнительные исследования (Бакуменко, Соболев, 1976) показали, что вода выделялась в процессе десерпентинизации ксенолитов, в то время как андезитовые расплавы были почти сухими.

Кислые эффузивные породы. Обстоятельные исследования (Бакуменко, 1969, 1970; Лапухов, 1971) позволили провести анализы включений из кварца, плагиоклаза и санидина. Интервал температур гомогенизации первичных расплавных включений очень близок с включениями во вкрапленниках в базальтонадах, что указывает на

предполагаемую генетическую связь. Очень часто вкрапленники кварца содержат включения с высокими температурами гомогенизации (1200—1370°C). Гексагональный кварц таких температур может кристаллизоваться только при высоких давлениях. При подъеме по каналу вулкана кварц кристаллизуется в широком температурном интервале (1260—740°C). Такие же особенности кристаллизации кварцевых порфиров были отмечены в других районах: Северный Тянь-Шань — 1320—1030°C, Восточное Забайкалье — 1260—910°C (Наумов, 1969; Наумов, Салазкин, 1973).

Фенокристаллы пемз липарито-дацитового состава из вулкана Хангар представлены: плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой и зернами кварца. Ранние включения в кварце гомогенизируются в большинстве случаев при температурах 1190—1260°C, а поздние — чаще всего в интервале от 1000 до 830°C. Анализ газов из индивидуальных включений показывает уже известную закономерность понижения содержания азота и повышения углекислоты с понижением температуры. Кислые газы сохраняют свое содержание на одном уровне. Трахибазальты, как и прочие представители щелочных базальтов, во всех минералах вкрапленников имеют сходный режим кристаллизации и некоторые индивидуальные особенности (Соболев, Базарова, 1973).

Нефелиновые базальтоиды содержат включения во вкрапленниках оливина, нефелина, пироксена. Раскристаллизованные включения нефелина гомогенизируются в интервале 1250—1290°C.

Первичные включения в центре вкрапленников оливина показали температуры гомогенизации от 1270 до 1290°C.

Лейцитовые базальтоиды фергусит-порфиров лав Везувия и базальтов Б. Анюя представляют большой интерес в связи с проблемой генезиса лейцита и методами его гомогенизации. Установлено, что для различных лейцитсодержащих пород температуры и порядок кристаллизации изменяются и имеют индивидуальный характер для различных представителей лейцитовых базальтоидов. Кристаллизация лейцита происходит в широком интервале температур (1400—1100°C) от вкрапленников до мелкокристаллической основной массы.

Подробные сведения по изучению процессов вулканизма приведены в монографии (Ермаков, 1975). В этой сводной работе показаны колоссальные возможности расплавных включений для решения сложнейших петрологических проблем. Экспериментальные данные по плавлению и кристаллизации пород добываются ценой огромных затрат времени и средств. Расплавные включения представляют собой автоклавы, внутри которых герметизированы природные составы магм и летучих при условиях их природной кристаллизации. Исследованы многие тысячи таких прозрачных автоклавов. Скорость изучения включений на несколько порядков выше, чем громоздкие исследования в автоклавах из металла. Вместе с тем эти два способа петрологических исследований дополняют и взаимно контролируют друг друга. В монографии показано, как далеко ушло изучение генезиса магматических пород с помощью расплавных включений и какие большие перспективы перед этим методом в недалеком будущем.

Измерения температур по включениям являются «наиболее объективным методом оценки температур магмы» (Соболев, 1975).

Полученные высокие температуры кристаллизации и косвенные указания на высокие давления свидетельствуют о поступлении базальтоидной магмы из очагов верхней мантии. Однако включения из лерцолитов пока еще слабо освещают условия кристаллизации в мантии. Возможность существования включений, соответствующих мантии, весьма сомнительна, так как кристаллизация, вероятно, начинается при движении магмы из верхней мантии через промежуточные очаги к поверхности. Пока только косвенные признаки свидетельствуют об изначально верхнемантийном происхождении магм («сухость» магм, сепарация летучих, обогащение летучими при продвижении вверх и т. д.).

Основные задачи, связанные с изучением расплавленных включений, следующие: 1) изучение различных температурных режимов кристаллизации; 2) установление верхних и нижних температурных пределов лаваизвержений; 3) выявление температурной последовательности кристаллизации магматических минералов; 4) исследование состава и количества летучих в магмах; 5) изучение ксенолитов в магмах по включениям, что позволяет разделять их на глубинные (мантийные) и малоглубинные (для глубинных протокристаллов анортита встречены включения азотно-водного состава); 6) изучение газов из включений в минералах пород океанической коры; 7) организация службы контроля за изменением состава газов в периоды приближения извержения (землетрясения) во время и после него для установления характерных изменений состава газов, истекающих из вулкана по включениям.

§ 14. МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ ИЗ ГАЗОВЫХ И ЖИДКИХ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ

Кристаллизация минералов из газовых и жидких растворов уступает по размаху магматической кристаллизации, но с ней связаны локальные скопления рудных минералов и метаморфизм пород. Основные вопросы теории рудообразования связаны с деятельностью постмагматических пневматолитовых и гидротермальных растворов.

Наибольший объем исследований проведен с включениями в минералах, которые кристаллизовались из газовых или жидких минералообразующих растворов. Этому способствовали, во-первых, большое прикладное значение развития теории рудообразования рудных месторождений; во-вторых, превосходные включения в минералах рудных месторождений; в-третьих, разработанная техника и методы исследования газово-жидких включений.

В этой главе будут рассмотрены только *некоторые ключевые проблемы минерало- и рудообразования в свете новых данных, полученных при изучении включений.*

На основании исследований растворимости в газовых и жидких растворах можно показать для главных растворителей в земной коре, что при изменении температур и давлений любым способом, кроме

изохорического, изменяются плотности растворов и растворимость каких-либо компонент. Таким образом, при процессах изотермических, изобарических, адиабатических и политропических *изменяется плотность растворов и в соответствии с ней растворимость*. Агрегатное состояние растворов изменяется скачкообразно при пересечении критической изохоры, а плотность — постепенно и закономерно. На основании первой особенности *PT*-диаграммы чистой воды был сделан вывод о различных свойствах растворимости жидкости и газа и об изменении растворимости скачком. Однако М. А. Стырикович с сотрудниками (1956) на основании просуммированных результатов по растворимости кремнезема хлоридов и сульфатов щелочных металлов, а также борной кислоты в насыщенном паре и в жидкой фазе воды показали, что распределение растворенных твердых веществ изменяется по простому закону в зависимости от плотности:

$$K_d = C_v |Cl| = (\rho_v / \rho_l)^n |,$$

где K_d — коэффициент распределения; C_v — весовая концентрация и плотность фаз; n — константа для данного растворенного вещества.

Приведем следующие значения некоторых констант: Na_2SO_4 — 8,4; CaO_4 — 8,4; CaCl_2 — 5,5; NaCl — 4,4; NaOH — 4,1; LiCl — 3,4; SiO_2 — 1,9; H_3BO_3 — 0,885.

Установлено, что разница в растворимости SiO_2 и Na_2O в газовой и жидкой фазах воды при температуре 400°C и давлении $2,500 \cdot 10^5$ Па незначительна.

Из этих и других данных вытекает, что газовые растворы нельзя считать несравнимыми по величине растворимости по отношению к жидким. Без указания плотности газовых и жидких растворов не может быть правильного представления о растворимости.

Газовые растворы во включениях, как показали исследования последних лет (Долгов, 1974), могут приближаться к идеальным — сильно разреженным (тектиты) — и к жидкоподобным — сильно уплотненным (метаморфиты).

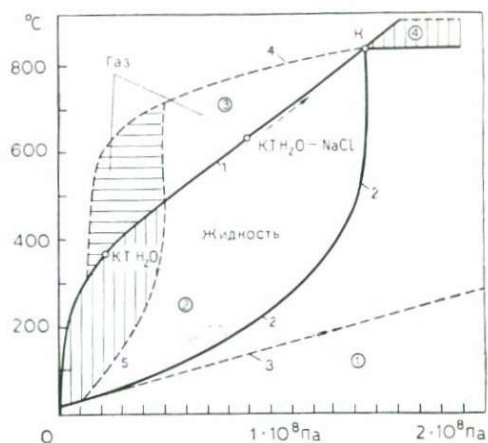
Умеренные степени разрежения газа имеют многие включения в кварце пегматитов. Разрежения возникают при адиабатических расширениях в пегматитовой камере (Ермаков, 1964; Долгов, 1963). Газовые смеси имеют тенденцию к сепарации. На основе правила Льюиса—Рендалла газовую смесь первыми покидают наиболее летучие компоненты (Долгов, 1965). В первых пузырьках газовой смеси, выходящих из трещины, пересекающей включение в топазе, преобладают наиболее летучие компоненты, а в последних они уступают место наименее летучим. Эксперимент и аналитические данные, свидетельствующие о сепарации смеси, могут иметь большое значение в геологии для обоснования фундаментальных положений теории рудообразования и переноса рудных компонентов. *Сепарация газовых смесей в земной коре — важнейший процесс, сопровождающий инфильтрацию.*

Помимо общих причин, порождающих кислотно-щелочную волну первого порядка с эволюцией ее развития, могут возникать локальные возмущения, нарушающие поле концентраций растворов в связи с обыч-

Рис. 22. Схема агрегатного состояния минералообразующих растворов в верхних ярусах земной коры:

1 — кривая двухфазового равновесия воды или водно-солевого раствора определенной концентрации; 2 — параболические кривые изменений PT -условий кристаллизации интрузий; 3 — среднеземной геотермический градиент ($30^\circ\text{C}/\text{км}$); 4 — линия ограничения PT -условий кристаллизации интрузий.

Области (цифры в кружках): 1 — без магматического прогрева; 2 — гидротермальных высоко-, средне- и низкотемпературных растворов; 3 — пневматолитовых растворов; 4 — расплавов $\text{Kt H}_2\text{O}$ — критическая точка чистой воды; $\text{Kt H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ — критическая точка водно-солевого раствора (концентрация NaCl при 30°C)



ным и широко распространенным локальным процессом образования трещин в верхних слоях земной коры.

Трудно говорить о растворении жидкостей в газах. Этот процесс начинает приобретать смысл в областях высоких давлений, где газы и жидкости выступают в одном классе конденсированных веществ, например уже упомянутые выше метаморфогенные включения с ожиженной углекислотой и уплотненным водно-солевым раствором. В процессе гомогенизации таких включений наблюдались явления полной взаимной растворимости, которая имела определенную направленность в зависимости от отношения фаз ожиженного газа и водно-солевого раствора. В случае преобладания во включении по объему ожиженной углекислоты при нагревании и повышении давления водно-солевой раствор в ожиженном газе растворялся и, наоборот, если он преобладал, то в нем растворялся ожиженный газ (Долгов, Макагон, Соболев, 1967).

Растворение твердого вещества в газе было проиллюстрировано многими экспериментальными работами, показывающими значительный перенос и кристаллизацию твердого вещества газовыми растворами. Краускопф (1964) приводит расчетные данные, показывающие, что хлориды — наиболее важные летучие соединения тяжелых металлов.

Теория газового переноса разработана уже давно. «Осаждение из газов» или при помощи газов имеет свою теорию и используется как технологический прием для получения пленок, покрытий порошков и кристаллов, сверхчистых материалов и т. д.

Методы химического и физического осаждения с помощью газовых растворов демонстрируют возможности растворения твердых веществ в газе путем испарения их и смешения (растворения) паров и соединений с любыми газами. Некоторые варианты испарения, переноса и отложения имеют много общего с возможными природными ситуациями (рис. 22).

Теоретические и экспериментальные данные о газовых растворах указывают на области и условия их существования (Долгов, 1963, 1964,

1965), а также на возможность переноса значительных количеств твердого вещества в виде газовых растворов. В. И. Смирнов (1976) на основании анализов ювенильных газов из жидких лав толбачинского извержения, а также анализа газовых конденсатов показал крупные масштабы выноса рудных компонент газами (Fe^{3+} , Al^{3+} , Cu, Pb, Zn, Sn, Ag, As). Отношения этих металлов «строго соответствуют соотношению их в вулканогенных рудах колчеданных месторождений, ассоциированных с инициальным базальтоидным вулканизмом» (Смирнов, 1976).

Высокая концентрация, геологические масштабы времени, огромное количество летучих «в состоянии обеспечить возникновение крупнейших рудных месторождений». Экспериментальные данные минерало- и рудообразования подтверждены действием вулканических моделей и прежде всего широким и закономерным распространением включений, содержание которых имеет малую плотность. В. А. Николаев (1955), оценивая результаты работ Н. П. Ермакова (1952) по изучению включений, писал: «Полученные Н. П. Ермаковым результаты нельзя истолковать иначе, как экспериментальное доказательство глубинного пневматолитового минералообразования».

Ф. Гордон Смит (1954), исходя из своей концепции сиботаксических групп, которая дала повод многим исследователям к выделению неопределенной по агрегатному состоянию и свойствам области флюидов, писал: «Геометрическое место таких точек на *PT*-диаграмме может служить границей между жидкостью и газом в надкритической области». Из этих слов ясно, что автор не разделяет идеи выделения области флюидов с неопределенными свойствами и агрегатным состоянием. Включения из «области флюидов» всегда определены и гомогенизируются в газ или жидкость и только редчайшее состояние, близкое к критической плотности, дает гомогенизацию по III типу и соответствует критической плотности (Ермаков, 1949).

Плотность растворов играет важнейшую роль в растворимости и масштабах переноса минерального вещества. Она связана с главными термодинамическими параметрами — температурой и давлением. *Плотность можно объективно определять во включениях.* Однако достаточно надежных методов для растворов сложного состава пока не существует.

Плотность растворов отмечается как важный показатель природной и промышленной кристаллизации. Вязкость имеет большое значение для оценки масштабов массопереноса и локализации рудного вещества. Знание химического состава газовых смесей, жидких растворов и силикатных расплавов позволяет оценить внутреннее трение и вязкость как функцию температуры. *Вязкость — весьма важный параметр для термодинамики геологических процессов.* Газ, имеющий определенную вязкость, это реальный газ. От газов идеальных можно переходить к газам реальным, вводя в расчеты кроме *PTV*-параметров вязкость.

В основе массопереноса в земной коре лежат диффузия и инфильтрация. По мнению Д. С. Коржинского (1953), массоперенос может осуществляться за счет движения самих растворов «через систему пор и трещин горной породы или жильного выполнения без существенного участия диффузионных явлений».

Такое чисто *инфильтрационное движение минералообразующих растворов подчиняется законам гидродинамики* и, как считает Д. С. Коржинский, играет основную роль при переносе и отложении минерального вещества в процессе метасоматоза и формирования пневматолито-гидротермальных месторождений.

Движущиеся растворы соприкасаются с поровыми растворами вмещающих пород. Между ними предполагается массообмен (за счет диффузии), особенно в зальбандовых зонах, где разность концентраций между трещинными и поровыми растворами выравнивается с помощью диффузии. Для диффузии газов и жидкостей предпосылки создаются всякий раз, когда концентрация компонентов жидкости или газа меняется от точки к точке. По мере затухания пористости и трещиноватости с глубиной уменьшается инфильтрация и возрастает роль диффузии. О циркуляции и пульсации эндогенных растворов можно говорить, только обсуждая вулканические процессы, но переносить действие этой модели в условия плутонических процессов вряд ли будет правильным.

Растворы, как уже было указано выше, могут быть газовыми, жидкими и твердыми. Они представляют собой гомогенную систему не менее чем из двух чистых веществ.

Один из компонентов называют растворителем, если он преобладает, или он жидкий, а другие твердые или газообразные. Такое разделение принято, но оно условно, так как с точки зрения термодинамики все компоненты равноценны.

Большинство постмагматических минералообразующих растворов — *водные и углекислые*. Обнаружены включения с гетерогенными минералообразующими растворами, состоящими из некоторого количества водного раствора и обособленной фазы предельных углеводородов (Икорский, 1964; Гигашвили, Ступка, Плотников, 1975; Мельников, 1975).

Количество вещества слабоминерализованного водного раствора в таких включениях может быть очень малым. Минералообразующие возможности столь редких смесей совершенно не исследованы. Отсутствуют данные и о растворимости минеральных компонент в углеводородах и водно-углеродных смесях, ничего не известно о влиянии, которое оказывают углеводороды на кристаллизацию.

Во включениях минералов, выросших из расплава, могут находиться переохлажденные жидкости в виде стекла силикатного состава. Там же могут присутствовать гели, лишенные возможности дегидратации, и золи (Долгов, 1959; Ермаков, 1972). Во включениях метаморфических минералов, образовавшихся в условиях высоких давлений и температур, встречены сконденсированные до жидкого состояния низкокипящие газы: углекислота и азот (Долгов, Макагон, Соболев, 1967; Долгов, Мельгунов, Шугурова, 1971).

Ограниченные знания о воде и растворах приводят к созданию всевозможных эмпирических уравнений для расчетов и переходов от растворов идеальных к растворам реальным.

Вода обладает широким разнообразием аномальных физических свойств. Теплоемкость и скрытая теплота плавления воды являются наибольшими среди всех известных веществ (кроме NH_3). Кроме того, ей свойственна и наибольшая скрытая теплота испарения и поверхностного натяжения, а также высокая растворяющая способность для большинства веществ. Вода имеет наиболее высокую из всех жидкостей диэлектрическую постоянную и теплопроводность, но у нее очень малая электролитическая диссоциация.

Структура жидкой воды весьма проблематична. Водяной пар, по видимому, бесструктурен и, как уже указывалось, состоит из мономерных молекул воды и редких димеров и тримеров. Количество последних по схеме Ф. Смита (1954) увеличивается по мере приближения к кривой двухфазового равновесия. Давление влияет на структуру чистой воды, но при этом сжатие ее меньше, чем у других простых растворителей, — минимум изотермической сжимаемости лежит в пределах 50°C . Вязкость воды в зависимости от давления изменяется специфически с переходом через минимум, и только после этого она растет, начиная с $500\text{—}10\,000 \cdot 10^5$ Па (как и у всех прочих жидкостей).

Температура влияет на вязкость и указывает на разрушение участков структуры воды. При повышении температуры вязкость уменьшается. Если изменять состояние воды изобарически, то повышение температуры будет неизбежно приводить к уменьшению плотности (и вязкости), а после перехода через кривую двухфазового равновесия наблюдается переход из жидкого в газовое агрегатное состояние, связанное с разрушением ассоциативных полимерных групп воды в мономеры и димеры, характерные для газового агрегатного состояния. Установление изменения вязкости в зависимости от изменения главных термодинамических параметров (T и P) имеет решающее значение для различных областей минералообразования.

Кроме уравновешенного состояния верхних слоев земной коры могут существовать нарушения этих состояний (внедрения интрузий, вулканическая деятельность, связанная с увеличением объема и понижением давления). Такие состояния кратковременны, но чрезвычайно важны для минерало- и рудообразования. Они имеют характер флуктуаций на общем эволюционном фоне развития верхних слоев земной коры. Нарушение прямолинейности геотермических градиентов процессами флуктуации может создавать радикальные изменения агрегатного состояния (Долгов, 1968).

Все вышесказанное позволяет установить следующие *PTV*-режимы воды и ее растворов в земной коре:

1) *эволюционный* — изменения P , T , V в зависимости от хода планетарной эволюции; изменение P , T , V — функция глубины; 2) *флуктуационный* — резкие изменения *PTV*-значений в ходе магматических, вулканических и тектонических процессов; 3) *режим восстановления* *PTV*-параметров (промежуточный между эволюционным и флуктуационным режимами).

В первом виде режима вода и ее растворы в земной коре жидкие, во втором — чаще газообразные и в третьем могут изменяться от газо-

образного до жидкого. Наличие растворенных веществ в воде заметно осложняет не только структуру воды, но и другие свойства, которые связаны со структурой и составом растворенного вещества.

Применение *PTV*-диаграммы для чистой воды *сейчас уже не объясняет большинство дискуссионных минералогенетических положений*, таких, как установление верхней границы деятельности гидротермальных растворов, установление области минералообразующего значения пневматолита, вопрос надкритических флюидов и многое другое. Допущение, что в процессах минералообразования участвует чистая вода, противоречит действительности и опровергнуто анализами многих тысяч включений.

В составе гидротермальных минералообразующих растворов кроме чистой воды содержатся растворенные соли, среди которых важнейшую роль играет NaCl . В состав минералообразующих растворов часто входит в различных количествах и углекислота. Таким образом, важнейшие системы, которые необходимо иметь, кроме чистой воды, это *PTV*-диаграмма чистой углекислоты, диаграммы бинарных систем $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ и, наконец, тройная система $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$.

Из перечисленного минимума физико-химических сведений имеются: исследованные свойства чистой воды до температур 1000°C и давлений $1000 \cdot 10^5$ Па (Букалович, 1958); исследованные и рассчитанные свойства чистой CO_2 до 1000°C и $6000 \cdot 10^5$ Па (Смит, 1968); экспериментально исследованные свойства системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$.

Бинарные системы $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ и многих других солей изучены только в жидкой области. Имеются данные по исследованию системы $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ у М. А. Стыриковича и И. Х. Хайбуллина (1956), у Н. М. Борисова и И. Х. Хайбуллина (1965), а также у Л. А. Самойлович (1969).

По тройной системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ имеются только два варианта диаграмм для 6 и 20%-ного раствора (Takenouchi, Kennedy, 1968).

Определение состава жидкой и газовой фаз во включении еще не может быть проведено с достаточной полнотой и точностью, с другой стороны, еще не существует *PTV*-диаграмм для сложных систем, полностью адекватных природным.

Потеря летучих при вскрытии включений создает препятствие к сохранению неизменной природной системы. Все перечисленные затруднения позволяют иметь только более или менее приближенное представление о составе минералообразующих растворов.

Для выяснения агрегатных состояний минералообразующих растворов большое значение имеют растворенные в воде вещества. Рассмотрим влияние некоторых компонентов, растворенных в чистой воде: углекислоты, хлоридов натрия, калия и других солей на положение кривой двухфазового равновесия, изохор и критической точки. На основании экспериментальных исследований (Olander, Liander, 1950) показано, что в системе вода—хлориды (Na и K) положение кривой двухфазового равновесия чистой воды будет мало отличаться от положения двухфазового равновесия водно-солевых систем. Эти данные впоследствии были подтверждены экспериментами. Линия критических точек в трехмерной диаграмме для системы $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ в координатах показывает,

PT-значения критической точки для определенных концентраций NaCl
в системе H₂O—NaCl

<i>T</i> ^o , C	<i>P</i> , Па	<i>C</i> , вес. %	<i>T</i> ^o , C	<i>P</i> , Па	<i>C</i> , вес. %
374	221·10 ⁵	0	525	670·10 ⁵	13,6
380	234·10 ⁵	0,6	550	760·10 ⁵	15,6
390	260·10 ⁵	1,7	575	845·10 ⁵	17,6
400	285·10 ⁵	2,6	600	922·10 ⁵	19,6
425	356·10 ⁵	5,0	625	1002·10 ⁵	21,5
450	422·10 ⁵	7,1	650	1082·10 ⁵	23,1
475	505·10 ⁵	9,3	675	1163·10 ⁵	24,8
500	590·10 ⁵	11,5	700	1273·10 ⁵	26,4

что по оси концентраций можно построить любое количество сечений для разных концентраций NaCl, параллельных плоскости *PT*. Эти сечения пересекут кривую критического состояния системы, каждая в одной точке. Все эти точки будут единственными критическими значениями для данной концентрации, их можно спроектировать на *PT*-плоскость и получить представление об изменении положения критической точки в зависимости от концентрации водно-солевого раствора. Геометрическим местом критических точек для различных концентраций NaCl будет критическая кривая. Она показывает, что критическая точка и ее *PT*-параметры в бинарной системе H₂O—NaCl для какой-либо конкретной концентрации зависят от нее вполне определенным образом (табл. 16).

Для 30% раствора критическая температура равна 960°C, а давление 2000·10⁵ Па (Леммлейн, Клевцов, 1956).

Повышение концентрации солей способствует переходу из области высокотемпературных гидротермальных растворов в область высококонцентрированных солевых растворов-расплавов. При давлениях, более низких, чем критические, может преобладать область плотных газовых растворов. Резкие скачки давлений могут привести в область существования солевых расплавов.

При повышении концентрации *PT*-параметры критической точки растут. При концентрации NaCl в 20% *T*_{кр} равна 600°, а *P*_{кр} — 1000·10⁵ Па.

Работы по исследованию включений в нефелинах (Базарова, 1969) показали, что существует множество включений, гомогенизирующихся в жидкость в широком диапазоне высоких температур (от 500 до 800°C и выше). Была получена устойчивая картина существования высокотемпературных гидротермальных включений, гомогенизирующихся по первому типу. Солевые концентрации растворов в этих включениях, как это было установлено Л. Ш. Базаровым, криметрически не были очень высокими и не превосходили концентрацию насыщения NaCl при 20°C. Твердые фазы солей отсутствовали. Измеренные концентрации по

NaCl-эквиваленту (Роддер, 1962, 1963) были заключены в пределах 20—24%, что обеспечивает положение критической точки выше 700°C при давлении более $1200 \cdot 10^5$ Па. Эти параметры существенно отличаются от критических параметров чистой воды и близки к обстановке плавления пород. Этот вариант показывает возможность существования гидротермального этапа вслед за кристаллизацией из магматического расплава, без пневмолитового этапа.

Для бинарных систем хлоридов, фторидов и бикарбонатов с водой.

Наблюдается следующая картина взаимодействия их параметров:

1. Изохоры имеют больший наклон к оси температур, чем изохоры чистой воды. Наклон водо-солевых изохор увеличивается по мере увеличения концентрации солей.

2. Проекция критических точек для системы $H_2O-NaCl$ с известными концентрациями NaCl на PT -плоскость показывает, что все критические точки, соответствующие возрастающим концентрациям, проектируются на PT -плоскость очень близко от кривой двухфазового равновесия чистой воды и ее критической изохоры в надкритическом пространстве (рис. 23). Таким образом, повышение концентрации приводит к перемещению критических точек почти вдоль критической изохоры чистой воды. При этом с повышением концентрации на критической изохоре чистой воды возрастает отрезок линии двухфазового равновесия. Увеличение протяженности линии двухфазового равновесия для водно-солевых растворов приводит к тому, что точки пересечения изохор с кривой двухфазового равновесия смещаются в область более высоких PT -значений, так же как и температуры гомогенизации.

3. Увеличение концентрации солей хлоридного и карбонатного состава приводит к переходу от растворения к процессу, который можно назвать плавлением при воздействии летучих компонентов и образованием высокоплотных растворов-расплавов. Высокие концентрации солей в растворах, в свою очередь, понижают температуры плавления многих силикатов.

4. Увеличение концентраций солей в растворе или расплаве вызывает сильное понижение давления паров.

Для диагностики солевого состава помимо аналитических возможностей (вытяжки, индивидуальные анализы) существует метод, который позволяет определять солевые составы без вскрытия включений на основе криометрии и кристаллооптических измерений (Борисенко, 1975).

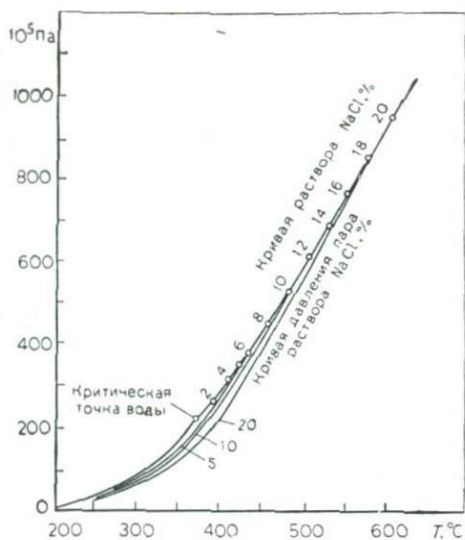


Рис. 23. Проекция критических точек на PT -плоскость для различных концентраций NaCl в системе $H_2O-NaCl$

Построение *РТУХ*-диаграмм для важнейших систем и разработка кри-оптического метода определения состава и концентраций позволят получить важнейшие параметры минералообразования.

В заключение следует обратить внимание на зависимость растворимости от температуры. Первая группа солей растворяется непрерывно до плавления при больших содержаниях солей и незначительном содержании летучего компонента (H_2O). Концентрация насыщения у таких солей весьма высокая. Критические явления наблюдаются в ненасыщенных растворах. Давление пара сначала растет при повышении концентрации, а затем падает и при плавлении соли равно нулю. К таким солям относятся KCl , $LiCl$, K_2CO_3 , $NaCl$ и KF .

Вторая группа солей показывает незначительный рост растворимости при повышении температуры. Затем растворимость убывает, и вблизи критических параметров чистой воды она становится незначительной. Растворимость растет с повышением давления. Насыщенные растворы этих солей хорошо растворяют другие труднорастворимые соли. Растворы солей второй группы имеют две критические точки *P* и *Q*, между которыми может существовать твердая фаза с флюидом (система $H_2O-K_2SO_4$). Ниже и выше этих точек находятся нижняя и верхняя двух- и трехфазная области. В точке *P* концентрации очень низкие, а в точке *Q* — высокие. При повышении давления во флюидной фазе растворимость возрастает и температурный коэффициент растворимости изменяется с отрицательного на положительный. Расслоение растворов (соль + две жидкости + пар или соль + две жидкости) указывает на две жидкости и две критические точки, соответствующие им (табл. 17).

В зависимости от величины главных параметров минералообразования, состава минералообразующих растворов и химических свойств геологической среды углекислота может выступать в различных композициях и различных агрегатных состояниях разнообразных геологических процессов. Углекислота встречается в чистом виде в вулканических стеклах, тектитах, минералах метаморфического происхождения, метеоритах и т. д. В больших количествах углекислота присутствует в гидротермальных растворах. В первых двух случаях она имеет газовое агрегатное состояние. В вулканических стеклах углекислота развивает

Таблица 17

PT-параметры критической точки для различных водно-солевых систем солей второй группы (по М. И. Равичу)

Системы с H_2O	T плавл. чистой соли, $^{\circ}C$	T , $^{\circ}C$	P , Па	C , вес. %
$KLiSO_4$	732	386	$605 \cdot 10^5$	25—35
Li_2SO_4	852	395	$850 \cdot 10^5$	25—35
Na_2SO_4	884	440	$1\,160 \cdot 10^5$	25—35
K_2SO_4	1069	430	$670 \cdot 10^5$	30—40
Na_2CO_3	850—860	480	$1\,600 \cdot 10^5$	30—40
SiO_2	1750	1080	$10\,000 \cdot 10^5$	75

небольшое резко колеблющееся давление и имеет незначительную плотность, которые отражают неустойчивость главных термодинамических параметров вулканического процесса.

Большие разрежения наблюдаются во включениях тектитовых стекол. Состав разреженных газов в них различен, однако многие тектитовые стекла имеют чисто углекислые включения.

Конденсированный и превращенный в жидкость углекислый газ часто встречается в условиях, характерных для метаморфизма. Давления, достаточные для ожигения углекислоты, существуют, начиная с весьма неглубоких областей литосферы и гидросферы, но в чистом виде жидкая CO_2 встречается довольно редко. Включения с жидкой и газообразной углекислотой описываются по существующей PT -диаграмме (Кеннеди, 1954; Смит, 1968). Очень полезным свойством этих включений является возможность с удовлетворительной точностью определять плотность CO_2 при охлаждении. На Земле имеются условия, когда CO_2 существует в твердом состоянии, так как температура в Антарктиде и Арктике часто бывает ниже температуры тройной точки ($-56,6^\circ\text{C}$). Углекислота в твердом виде, по-видимому, наблюдается на Марсе и на других планетах.

Кроме чисто углекислых включений широко распространены включения, где углекислота сосуществует со слабоконцентрированным водно-солевым раствором, а количество иных газов, растворенных в нем, незначительно. В этом случае включения можно рассматривать как водно-углекислые, состояние которых описывается PTV -диаграммой бинарной системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. На основании топологических исследований экспериментальных данных построена $T-P$ -диаграмма в диапазоне температур от -175 до $+400^\circ\text{C}$ и при давлении, равном $0-2000 \cdot 10^5$ Па (Алехин, Жариков, Закиров). Очень часто во включениях CO_2 присутствует только в газовой фазе и не конденсируется в жидкую при охлаждении. Другие включения при охлаждении способны конденсировать жидкую CO_2 . Включения с малой степенью заполнения способны конденсировать углекислоту из газовой смеси в различных и часто значительных количествах. Газовые включения малой плотности конденсируют углекислоту на стенках включений в виде пленок, которые не создают полной оболочки на стенках вакуоли. Малоплотные разреженные газовые смеси с углекислотой не дают видимых конденсатов при охлаждении. Интересно отметить, что при гомогенизации двухфазовых, сильно уплотненных включений в метаморфических минералах давление в них при 20°C достигает $8 \cdot 10^7$ Па и более. В этих условиях углекислота много тяжелее воды, которая всплывает в углекислоте. Соотношения объемов H_2O и CO_2 влияют на растворимость. Компонент, присутствующий во включении в меньшем количестве, растворяется в компоненте, имеющем больший объем (Долгов, Макагон, Соболев, 1967).

Углекислота реже встречается в высококонцентрированных водно-солевых включениях, так как растворимость ее резко падает с повышением концентрации солей. Таким образом, к моменту захвата раствора во включение могут существовать расслоенные растворы, состоящие из

водно-солевого раствора с углекислотой и углекислого — с растворенным в нем водно-солевым компонентом (Такеноучи, Кеннеди, 1965).

Краткое описание свойств газовых и жидких растворов, изучение этих растворов во включениях позволяют сделать некоторые важные для теории минералообразования выводы.

Пневматолитиз на основании многочисленных данных по включениям может существовать при следующих обстоятельствах.

1. В связи с интрузиями (до 5—6 км), залегающими на небольших глубинах по мере увеличения глубины и давления возможности существования газовых растворов сокращаются, а при пересечении критической изохоры водно-солевой системы, где роль углекислоты незначительна, явления пневматолитиза вообще отсутствуют. Постмагматические процессы начинаются сразу с высокотемпературных гидротермальных и развиваются дальше, как гидротермальные с эпизодами пневматолитиза (Ермаков, 1957). Решающим фактором для пневматолитиза является давление или глубина становления интрузий (Долгов, 1963, 1965, 1968).

2. Когда стало трудно отрицать развитие пневматолитиза, была поставлена под сомнение его сколько-нибудь заметная роль в переносе и образовании минерального вещества. Однако сингенетические газовые включения позволяют оценивать количество минеральной массы, отложенной газовыми растворами. Определив по включениям агрегатное состояние растворов, из которых выделяется рудный компонент по сопутствующим минералам, можно дать месторождению однозначное определение — как пневматолитовое гидротермальное или пневматолито-гидротермальное.

Экспериментальные и теоретические данные показывают, что растворимость рудных и нерудных компонент в минералообразующих растворах зависит от температуры, давления, летучих, солевых компонент, а также от плотности растворов. Отсюда ясно, что поздние пневматолитовые и ранние гидротермальные растворы способны растворять и переносить сопоставимые количества минерального вещества. Некоторая недостаточность растворимости для газовых растворов компенсируется их пониженной вязкостью и повышенной проницаемостью в мельчайшие поры и трещины.

3. Попытки подменить пневматолитиз гетерогенным кипящим состоянием не имеют под собой принципиальной основы. Вскипание возможно только при интродировании магмы в приповерхностные условия (Йелостонский парк). В глубинных условиях минералообразования, когда отсутствует незатрудненная связь с поверхностью, кипение — редчайший вариант, который возможен при совпадении PT -параметров тепло-массообмена данного участка земной коры с PT -параметрами линии двухфазового равновесия. Увеличения ограниченных полостных пространств (унаследованное приоткрывание трещин, увеличение объема полостей пегматитов) не всегда ведут к кипению, а являются причиной резкого изменения плотности и быстрого восстановления ее за счет тепло-массообмена.

Длительное кипение возможно только при незатрудненной связи источника гидротермальных вод с атмосферой. Кипение в термальных

источниках будет продолжаться до тех пор, пока существует связь с атмосферой, имеются горячие воды и источник тепла. Вместе с тем между вулканическими и plutonicкими водами наблюдаются промежуточные образования, которые могут показывать эпизоды кипения разной длительности.

Граница гидротермальной деятельности. Уже прошло достаточно много времени с тех пор, когда появились очень важные экспериментальные данные в области физико-химии исследования включений, указывающие на невозможность установления верхнего температурного предела гидротермальной деятельности вблизи критической температуры чистой воды (374°C). Положение критической температуры реального минералообразующего раствора (не чистой воды!) зависит от концентрации и состава растворенных в воде солей и от насыщения ее летучими компонентами (CO₂, NH₃, CH₄, H₂, CO и др.).

Выше уже было рассмотрено, что положение критической точки для распространенного водно-солевого раствора с хлоридами K и Na и с ограниченным содержанием CO₂ зависит от концентрации хлоридов. Как уже было сказано, включения отлично контролируют это положение и указывают на существование высокотемпературных гидротермальных растворов, начиная с ранних этапов кристаллизации интрузии.

Переходная зона между силикатными и водными растворами. Остаточные растворы магматической кристаллизации (если интрузия была насыщена ими) содержат большее или меньшее количество солевых и летучих компонентов. Такая активная смесь способна резко понижать температуры плавления силикатов, задерживая во времени их кристаллизацию. Но все же кристаллизация наступает и растущие кристаллы силикатов захватывают растворы-расплавы солевого, силикатного или смешанного состава с некоторым количеством летучих компонент или без них. Включения показывают большое разнообразие кристаллов-узников силикатов и солей, содержащихся во включениях. Эти включения, как и само состояние раствора, были описаны в 1950 г. Н. П. Ермаковым и названы гидротермальной рапой, а позже (1972 г.) «расплавами-рассолами». Из описания ясно, что автор имел в виду кристаллы не только солей, но и силикатов. Проведено специальное изучение этих включений с кристаллами солей (Кл), труднорастворимых силикатов (Кт), стекол и летучей фазы. Наблюдается следующая тенденция; от расплавов-растворов (pp) к расплавам-рассолам (рс) и к гидротермальным включениям с солями и летучими. В связи с этим мелкие включения, обнаруженные Т. Ю. Базаровой (1969) в нефелине, гомогенизировались при очень высоких температурах по первому типу — в жидкость. Включения не содержали ни стекла, ни кристаллов, так как в них была определена концентрация солей (Базарова, 1968). Возможно, что высокие температуры гомогенизации содействовали растворению стенок минерала-хозяина, однако расплавы-растворов не получилось. При довольно быстром охлаждении включения возвращались в исходное состояние без стекла и без силикатных кристаллов.

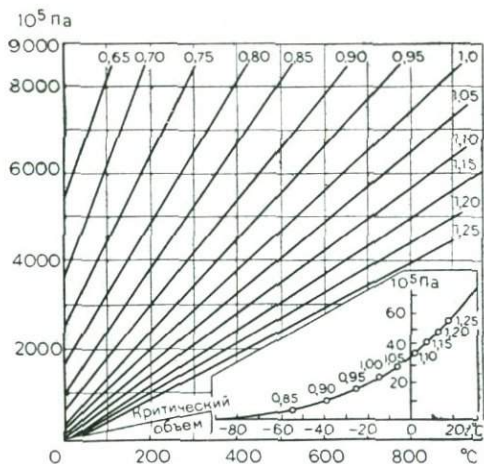


Рис. 24. Кривая двухфазового равновесия углекислоты между тройной и критическими точками

углекислоты между тройной и критической точками. Охлаждая включения с углекислотой, при определенной температуре можно получить двухфазовую гетерогенную систему с газовым пузырьком, а затем постепенно нагревая эту двухфазовую систему, гомогенизировать ее при определенной температуре (рис. 25).

Температуры гетерогенизации и гомогенизации обычно расходятся на некоторую величину за счет работы против поверхностных сил газового пузырька. Среднее значение между температурой гомогенизации — гетерогенизации соответствует определенному значению удельного объема.

Для определения давления образования дистена были учтены температуры кристаллизации дистена при различных экспериментах. Наибольшее количество значений находилось в пределах 500—750°C. Переходя на большую *P**T**V*-диаграмму CO_2 , находим давления на изохоре, соответствующие принятому температурному интервалу. Пересечение найденной изохоры с изотермой 20°C (комнатной температурой) показывает, что давление во включении может достигнуть многих сотен атмосфер.

Полученные данные находятся во вполне удовлетворительном соответствии с теоретическими (Тернер, Ферхуген, 1961), которые для кинит-альмандин-мусковитовой субфации альмандин-амфиболитовой фации характеризуются температурами 550—750°C и давлениями $4\text{—}8 \cdot 10^8$ Па (Добрецов и др., 1974) и $4\text{—}12 \cdot 10^8$ Па. Соответствие давлений избранным температурам возможно только при вполне определенном удельном объеме метаморфизующих растворов.

Многочисленные эксперименты показывают, что удельный объем метаморфизующих углекислых растворов — величина характеристиче-

охлаждались и гетерогенизировались, т. е. выводились на линию двухфазового равновесия. Такие включения можно гомогенизировать и получать однозначно их температуру и плотность на кривой двухфазового равновесия. Наиболее удобными для экспериментов с охлаждением и сжатием жидкости во включениях оказались включения с углекислотой. Диагностика их производится по замерзанию в тройной точке ($-56,6^\circ\text{C}$). Довольно большой возможный диапазон охлаждения до замерзания и высокая сжимаемость углекислоты делают ее весьма удобной для определения плотности.

На рис. 24 приведена кривая двухфазового равновесия для уг-

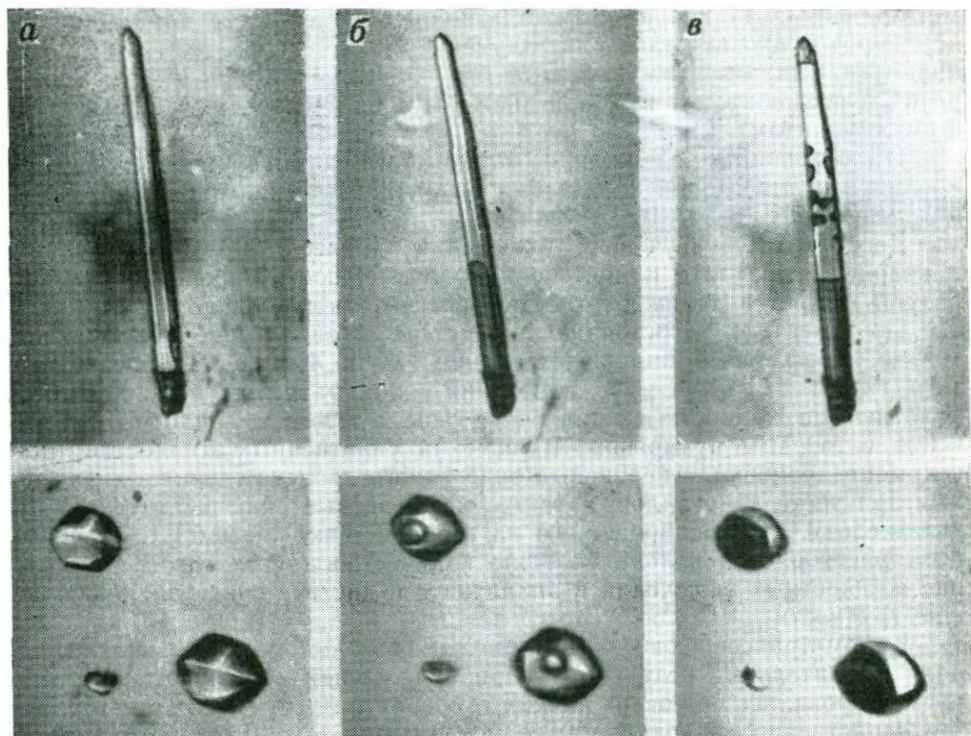


Рис. 25. Гетерогенизация — гомогенизация включений конденсированной углекислоты
(по А. А. Томиленко):
Стадии нагревания: а — 20°C; б — 30°C; в — 60°C

ская и неизменная в замкнутом включении на регрессивной ветви метаморфизма вплоть до поверхностных процессов.

Сохранение этого важного свойства метаморфогенных растворов во включениях — самый удивительный и ценный вывод исследований. Кроме включений в дистене исследовались включения в кварце, находящемся с ним в парагенезисе.

В кварце интервал минералообразования более широк. На метаморфогенный кварц наложены включения в залеченных трещинах, однако отличить их от первичных совсем нетрудно. Первичные включения в кварце показывают одновременность их образования по равенству плотностей растворов.

Полоса метаморфических пород Южно-Чуйского хребта, состоящая из сланцев и гнейсов, принадлежит к высокотемпературной фации дистеновых гнейсов и амфиболитов, переходящей, с одной стороны, в среднетемпературные фации дистен-мусковитовых сланцев, с другой — в более высокотемпературные фации.

В центральной части этой зоны гнейсы представлены следующими минеральными ассоциациями, характеризующими прогрессивный

метаморфизм: 1) кварц-биотит-плагноклаз-ильменит; 2) кварц-биотит-кордиерит-мусковит-плагноклаз-ильменит (часто с гранатом), 2) кварц-андалузит-силлиманит-мусковит-биотит-плагноклаз (иногда с кордиеритом и ильменитом); 4) кварц-дистен-мусковит (иногда с андалузитом и силлиманитом).

На основании содержания железистого компонента в гранате и кордиерите для второй ассоциации были приближенно оценены давления метаморфизма в $(6-7) \cdot 10^8$ Па.

Всестороннее изучение включений (более 200 определений) в кварце, андалузите и дистене дало возможность определить температуры гетерогенизации, плотность и рассчитать давления.

По агрегатному состоянию в дистене и андалузите обнаружены только однофазовые жидкие включения ($Ж_1$ и $Ж_2$), а в кварце, кроме того, ($Ж-G-T$) и ($Ж-G$). Включения можно разделить на две группы: уплотненные жидкости и ожиженные газы, а также малоплотные включения с газовым пузырьком. Включения уплотненных жидкостей (до-седиментационные) — первичные эндогенного происхождения, захваченные при росте кристаллов, а также межзерновые включения содержат углекислоту, диагностированную на тройной точке ($-56,6^\circ\text{C}$). Углекислота растворяет довольно большое количество других газов. Отыскание жидкостных включений в андалузите и дистене представляет большие трудности.

Криометрические исследования однофазовых жидких включений дали удивительные результаты. При охлаждении эти включения гетерогенизировались при очень низких температурах (от -143 до -168°C), что свойственно низкокипящим ожиженным газам. Для азота кривая двухфазового равновесия заключена между критической температурой (-147°C) и температурой плавления (-210°C). Между азотными и углекислыми включениями, по-видимому, существует ряд переходов. В одном криометрическом анализе была получена температура гетерогенизации выше критической для азота (-143°C). Это нашло свое объяснение обнаруженной примеси углекислоты в количестве 5,3%. Жидкоподобный азот имеет плотность $0,45-0,78$ г/см³. По изотерме 600°C определены давления (рис. 26). Изотерма 600°C избрана на основании теоретических расчетов и экспериментальных данных (Добрецов и др., 1969) по температурам тройной точки дистен—силлиманит—андалузит, парагенетическая ассоциация которых была найдена в образцах.

Наибольшую плотность имеет азот во включениях дистена. Давление образования дистена максимальное (более $8 \cdot 10^8$ Па). Андалузит и кварц образовались при более низких давлениях. Кварц сформировался также при низких температурах и давлениях, характеризующих условия фации зеленых сланцев (рис. 27).

Общая реставрированная мощность геологического разреза 5,5—6,5 км не могла создать очень высокие нагрузочные давления. Структуры смятия связаны с высокими боковыми давлениями. Смена фаций метаморфизма обычно идет от центра к периферии и носит полосовый характер.

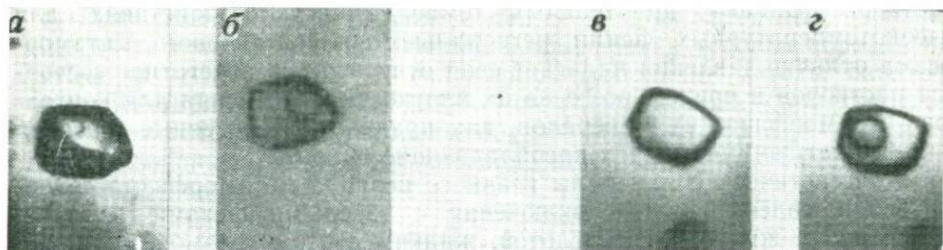


Рис. 26. Гетерогенизация — гомогенизация конденсированного азота (по А. А. Томиленко):

а, в — при 20°C; *б* — температура гетерогенизации — 174°C; температура гомогенизации — 168°C; *г* — температура гетерогенизации — 170°C; температура гомогенизации — 164°C.

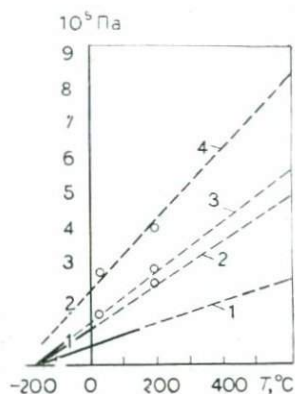


Рис. 27. Экстраполированные изохоры конденсированного азота различной плотности:

1 — $\nu=2,194$ г/см³ (кварц), $p=45 \cdot 10^8$ Па, $t=-149^\circ\text{C}$; *2* — $\nu=1,672$ г/см³ (андалузит), $p=6 \cdot 10^8$ Па, $t=-160^\circ\text{C}$; *3* — $\nu=1,587$ г/см³ (андалузит), $p=62 \cdot 10^8$ Па, $t=-164^\circ\text{C}$; *4* — $\nu=1,280$ г/см³ (дистен), $p=78 \cdot 10^8$ Па, $t=-190^\circ\text{C}$.

Исследование условий минералообразования в области нижних границ метаморфизма и зоны анатексиса было проведено для мигматизированных гнейсовых толщ в пределах докембрийских щитов. Считается установленным, что метаморфиты и мигматиты образовывались в одинаковых или очень близких условиях температур и давлений.

В минералах мигматитов исследовались раскристаллизованные включения силикатных расплавов. Для них были получены температуры гомогенизации, которые и приняты за максимальные при метаморфизме (Долгов, Томиленко, Чупин, 1975; Томиленко, Чупин, 1972; Чупин и др., 1975).

Для гранулитовой фации Алданского щита температуры гомогенизации составляли от 900 до 820°C, а для амфиболитовой — от 830 до 760°C (возможно, до 700°C). По включениям в силлиманите и кварце были определены давления в $(7,1-8,3) \cdot 10^8$ Па, а по включениям в гранате и кварце также для гранулитовой фации верхнеалданской свиты — в $(6,5-6,8) \cdot 10^8$ Па; для амфиболитовой фации той же свиты по включениям в силлиманите и кварце — в $(6,0-6,5) \cdot 10^8$ Па.

Первично-вторичные многофазовые существенно солевые включения являются поздними остаточными солевыми расплавами и расплавами-рассолами, отделившимися при кристаллизации анатектитовых расплавов. В области анатексиса и раннего метаморфизма давление оказывает не меньшее влияние, чем температура, на минералообразующие

растворы. Однако при равных температурных воздействиях для высокотемпературных фаций регионального и контактового метаморфизма отличие давлений налагает свой отпечаток на агрегатное состояние растворов и прежде всего на их плотность. Включения для контактово-метаморфических минералов, как правило, гетерогенные. Газовая фаза может занимать в них преобладающие объемы.

Конгенетические минералы главного периода метаморфизма содержат водно-солевые жидкие включения с твердыми фазами галоидов, включения с жидкой углекислотой, жидким азотом (возможны и другие конденсированные газы), а также всевозможные комбинации этих главных типов. Основной признак главного периода метаморфизма — это высокие давления и отсутствие условий для существования неконденсированных газов. Помимо метаморфогенных минералов в метаморфических толщах имеются реликтовые минералы. Главный из них кварц. Включения в этих минералах также приходят в равновесие с PT -условиями главного периода метаморфизма. Эксперименты показали, что при осевом сжатии мелкозернистого песчаника в условиях всестороннего давления от 5 до $16 \cdot 10^8$ Па и температуре 300—1200°C образцы сокращали первоначальную длину на 4—30%. Такое значительное уменьшение длины (объема) прежде всего зависит от закрытия эффективной пористости.

Деградация эффективной пористости связана с образованием изолированных пор. Давлению подвергаются реликтовые и новообразованные изолированные поры, содержащие различные минералообразующие растворы, но показывающие близкие PT -условия, с которыми они находятся в равновесии.

Трансформация и уменьшение вакуолей протекают в соответствии с правилом Рикке и экспериментами Г. А. Рассела. При всестороннем сжатии синтетических и природных монокристаллов кварца до $15 \cdot 10^8$ Па возникают раздувы, изгибы и новообразования в виде идиоморфных зерен. По-видимому, новообразования группируются вокруг дефектов в кристаллах. Дефектами в кристаллах могут быть включения, которые под действием давления окружаются мельчайшими кристаллическими зародышами новообразований. Внешнее давление по межзерновым плоскостям кристаллических новообразований сближает стенки включений, пока давление внутри включения (P_v) не станет равным литостатическому ($P_{\text{л}}$) и ($P_{\text{л}} - P_v$) = 0. Над мелкозернистыми новообразованиями по правилу Рикке создается повышенное давление. Перенос вещества идет из областей с повышенным давлением в область с пониженным давлением. Вещество кристаллизуется на стенках включения, уменьшая его объем. Сдвигание стенок и отложение вещества внутри вакуоли включения ведут к сокращению объема и уплотнению его содержимого.

Природным объектом, подтверждающим возникновение зернистости в кварце под действием давления, может служить «льдистый» кварц, образование которого или существование в областях высоких давлений несомненно. Н. Л. Добрецов (1963) связывает его с парагенетической ассоциацией жадеит—анальцит—кварц—реликты альбита.

Регрессивный метаморфизм создал свои серии первичных, первично-вторичных и вторичных включений. Расшифровка условий образования метаморфических пород по включениям дополняет методы парагенетического анализа и физико-химические эксперименты. Кроме того, она позволяет дать оценку условиям образования метаморфических и метаморфизованных месторождений полезных ископаемых методами термобарогеохимии.

§ 16. ВКЛЮЧЕНИЯ В КОСМИЧЕСКОМ И ИМПАКТИТНОМ МАТЕРИАЛЕ

Включения стекла в кристаллах оливина (каменные метеориты) были обнаружены еще Г. Сорби (Sorby, 1864). Сравнительно недавно стали изучаться включения с углекислотой в минералах некоторых метеоритов (Ясинская, 1967). Кроме того, в минералах каменных метеоритов были обнаружены и изучались включения в пироксенах и оливине, состоящие из стекла, газа, кристаллов рудного вещества и прозрачных нерудных минералов, которые сочетаются в различных комбинациях в объеме включений. Эти включения аналогичны известным земным включениям, содержащимся в кристаллах минералов, которые возникли при кристаллизации различных магм (Чупина, 1976). Хондры железокремнистых метеоритов также содержат включения со стеклом и раскристаллизованным веществом расплавов. Обломки минералов из пород, доставленных с Луны в процессе выполнения американской программы Apollo и советскими автоматическими аппаратами «Луна-16», «Луна-20», «Луна-24», содержат включения в таких минералах, как пироксены, оливин, полевые шпаты. Эти включения по описаниям американских исследователей представляют собой раскристаллизованные мельчайшие капельки лунного расплавленного субстрата и представлены стеклом, газом, кристалликами рудных и нерудных минералов. Исследования по гомогенизации расплавных включений позволили американским ученым выдвинуть идею о несмесимости рудной и силикатной магм и указать на более широкое распространение этого явления в земных условиях (Roedder, Weiblen, 1970, 1974). Обломочки стекла и стеклянные шарики из лунного грунта также содержат включения.

Менее надежными в смысле своего космического происхождения следует считать тектиты. Тектитовые стекла содержат твердые включения лешательерита, который, в свою очередь, содержит сферические вакуоли, заполненные газом. Стекло имеет не только твердые включения лешательерита, но и сферические, а также эллипсоидальные вакуоли, заполненные газом (Долгов, Шугурова, Погребняк, 1969, 1971).

К достоверному космическому материалу можно отнести также известную часть рыхлого материала (реголита), покрывающего лунную поверхность. Стратифицированные керны вещества лунного грунта доставлены советскими автоматическими станциями и изучаются во многих лабораториях мира. Исследования осколков стекла, сферических шариков различного цвета и разной прозрачности позволили обнаружить в них включения в виде сферических вакуолей, заполненных газом (Долгов, Шугурова, 1974).

Еще один источник космического материала, который в последнее время начал изучаться, это космическая пыль на Земле. Работы по сбору космической пыли представляют известные трудности. Во-первых, не так легко найти относительно стерильные области накопления космической пыли, так как небольшие количества ее, ежегодно выпадающие на поверхность Земли, смешиваются с огромным количеством поверхностных продуктов выветривания, а также с подобными по форме (осколочки и шарики) продуктами вулканической деятельности и продуктами индустриальной деятельности человека. Наиболее благоприятными областями в пределах континентов для накопления заметных количеств космической пыли являются прежде всего области с замедленными процессами выветривания, удаленные от частых и значительных вулканических пароксизмов и регионов с высоким развитием промышленности. Благоприятными местами для накопления космической пыли на континентах можно считать крупные ледниковые покрытия Арктики и Антарктиды, а также крупные ледники в системах высочайших горных цепей. Кроме того, такими местами могут быть районы современных озер с отложением ленточных (сезонных) глин и особенно солеродные озерные бассейны. Террасовые отложения (не древнее, чем третичные) содержат стеклянные шарики, которые без дополнительных исследований их генезиса нельзя отнести к космическим.

Солнечная система со всеми планетами, их спутниками и астероидами проходит свой путь через Вселенную, встречая участки различной степени запыленности. Отсюда ясно, что масштабы выпадения космической пыли на Землю могли изменяться во времени весьма существенно. Хорошо законсервированными объектами являются отложения соляных толщ, относящихся к различным периодам существования Земли. Широта процессов галогенеза и хорошая стратиграфичность позволяют изучать относительные изменения в выпадении космической пыли на Землю в течение длительного промежутка времени.

Вне пределов континентов наилучшими местами сохранения космической пыли являются глубоководные впадины. Большие глубины крупных желобов Тихого океана и их удаленность от берегов позволяют в значительной мере избежать привноса терригенного и органического материала. Однако проблема выявления количества вулканогенного материала, поступающего через атмосферу и в процессе подводных вулканических извержений, сохраняется. В последнее время уделяется все больше внимания сбору и исследованию *космической пыли*: 1) абляционного происхождения, накапливающейся при падении метеоритов; 2) смешанного происхождения, накапливающейся в горных ледниках и ледовых панцирях Арктики и Антарктиды; 3) вулканического и космического происхождения, накапливающейся в галогенных толщах различных этапов развития Земли, а также в глубоководных впадинах океана.

Первое знакомство с включениями в минералах горных пород Луны, в минералах метеоритов, тектитах и космической пыли показывает, что существующий опыт классификации земных включений можно распространить на включения в инопланетном материале.

Используя классификацию земных включений, предложенную Н. П. Ермаковым (1950, 1972), все включения в космическом материале можно разделить по агрегатному состоянию.

Затвердевшие магматические включения. К ним можно отнести включения в минералах горных пород Луны и некоторых метеоритов. Горные породы Луны имеют расплавное происхождение. Многие из них сходны с земными эффузивными породами. Крупные и достаточно прозрачные кристаллы минералов-вкрапленников в этих породах позволили Э. Роддеру и П. В. Вейблену (Roedder, Weiblen, 1970, 1972) наблюдать включения в тонких плоскопараллельных пластинках и получить при этом температуры гомогенизации включений в оливинах, пироксенах и полевых шпатах (1050—1220°C). Эти включения можно отнести к двум первым группам затвердевших магматических включений: аморфным и раскристаллизованным. Третья группа кристалло-газовых включений остаточных расплавов-рассолов не обнаруживается. Включения затвердевшего стекла, диаплектических стекол и раскристаллизованные встречены в импактитах, для которых устанавливается ударно-кометное происхождение.

Газовые включения связаны с расплавами или какими-либо глубинными источниками ювенильных газов. С другой стороны, они связаны также с переплавлением различного материала и превращением его в стекла при быстром остывании в определенной обстановке. В результате переплавления захватывались газы из атмосферы плавления и сохранялись включения, которые содержались в ранних минералах пород. Эти первичные включения характеризуют начальную обстановку кристаллизации породы, а вторичные связаны с захватом газа на пути подъема магмы в вулканическом канале или захватом атмосфер плавления (Долгов, 1976). Кроме этих двух вариантов возможны падения на поверхность планет готовых стеклянных образований различного происхождения в виде осколков и мелких стеклянных шариков (космическая пыль). Таким образом, не всякий осколок стекла или стеклянный шарик на поверхности Луны характеризует лунные условия плавления. Во включениях этих стекол могут содержаться ювенильные газы и газы атмосфер иных планет.

Жидкие включения известны по описаниям А. А. Ясинской (1967). Согласно визуальным определениям, включения содержат жидкую углекислоту. Пока трудно предложить какое-либо объяснение образованию таких включений. Только дополнительные исследования на аналитическом уровне могут что-то прояснить. Необходимо отметить, что еще очень мало имеется аналитических данных по температурам гомогенизации магматических включений в космических объектах и импактитах. Совсем нет водных вытяжек. Несколько лучше обстоит дело с газовыми анализами.

Метеориты. Обычно метеориты представлены обломками пород, которые произошли за счет кристаллизации из расплава. Во время соударения и движения в межпланетном пространстве, а также в атмосфере планеты они также частично расплавлялись или нагревались до значительных температур, иногда они имеют кору плавления, а мелкие

метеориты — чаще только кору закалки. Многие метеориты, расплавляясь с поверхности, теряли поверхностную жидкую пленку расплава, которая вследствие абляции трением об атмосферу в виде мелких жидких капелек формирует светящийся след или темный дымный шлейф, состоящий из мельчайших сферических частиц. Эти сферические частицы являются новообразованием. Они возникли на основе взаимодействия земной (газовой) и космической компоненты. Для сферул характерен захват земной атмосферы плавления в газовых включениях. Такие же явления происходят с мелкими частицами метеоров, попадающих в атмосферу, одни из которых испаряются, а другие только расплавляются.

Следующий этап взаимодействия метеоритов осуществляется с земной поверхностью. Удар метеоритного тела о земную поверхность может привести к распаду метеорита на обломки (иногда это происходит в атмосфере), а также к плавлению земной поверхности. В этом случае кроме сферул дымного шлейфа может образоваться вещество плавления земной коры, которое выбрасывается и рассеивается или остается на месте. Расплавленное вещество захватывает в виде включений воздух, иногда с примесью реактивных газов или обедненный кислородом, который расходуется на процессы окисления при повышении температуры.

В результате плавления поверхности самих метеоритов из них может выделяться небольшое количество газов, содержащихся во включениях. Взаимодействие расплавленного материала метеорита с атмосферой также может дать реактивные газы, но вклад этих газов в земную атмосферу невелик и о них можно говорить как о тонких пленочных атмосферах над расплавленной поверхностью метеоритного вещества. Таким образом, в зависимости от влияния всех перечисленных факторов вклад космических газов в земную атмосферу невелик, но он специфичен по составу и распределению. Среди различных сферул на поверхности земли и на дне океана многие шарики безусловно метеоритного и метеорного происхождения с искаженным составом земной атмосферы во включениях. Метеориты частично превращаются в сферулы. Крупные части метеорита достигают поверхности земли и при воздействии ударной волны и удара самого метеорита формируют кратер и канал, по которому тело метеорита иногда углубляется в толщу земной коры. В процессе взаимодействия ударной волны с поверхностью земли развиваются высокие температуры и давления, образующие импактитные продукты: стекла и различные высокобарические минералы.

При поисках импактитного материала обычно обращаются к большим кратерам, таким, как Нордлингер-Рис (Engelhardt, 1974; Stoffer, 1974).

В упомянутых кратерах найдены различные импактитный материал выплавки, новые высокобарические минералы и структурированные ударом и давлением характерные фрагменты пород. Земные импактитные породы представляют собой специфические метаморфические породы, возникшие за счет взаимодействия космических тел с поверхно-

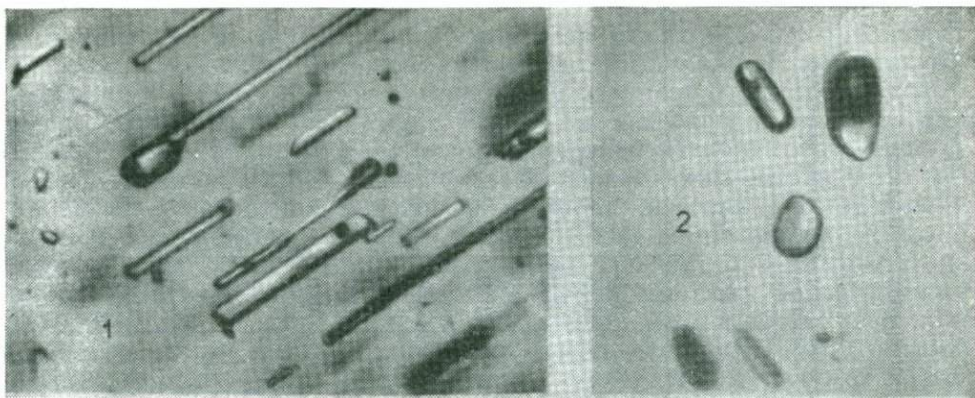


Рис. 28. Включения в метеорите Norton-County (по Л. Ю. Чупиной):

1 — $A_c - A_p$; 2 — C-1

стью земли, но только в Аризонском кратере найден достоверный метеоритный материал.

В большинстве случаев предметом непосредственного изучения обычно становятся сами метеориты, потому что импактное воздействие их зачастую невелико.

Впервые включения в хондрах метеоритов («Саратов», «Оханьск», «Белополье», «Червоный Кут», «Юртук») были изучены А. А. Ясинской (1967). Качественно во включениях была определена жидкая углекислота. Сами метеориты — явление уникальное. Включения, в свою очередь, довольно редко встречаются в прозрачных минералах (оливине, плагиоклазе, пироксенах). Они встречены Л. Ю. Чупиной в трех исследованных метеоритах («Никольское», «Еленовка», Norton County) и представлены следующими агрегатными состояниями: существенно газовые, стекло—газ—кристаллы и стекло—газ. Включения, содержащие газ в стекле (рис. 28), были подвергнуты гомогенизации и определению состава газов (табл. 18). Состав газов указывает на резко восстановительную обстановку (CO , H_2). Обычное содержание водорода, как увидим дальше, характерно для объектов космогенного происхождения. Температуры гомогенизации удалось измерить только для включений стекла с газовым пузырьком. Они оказались высокими ($1400-1420^\circ C$). Диаметры газовых пузырьков во включениях редко превышали 15 мкм. В большинстве случаев газовая смесь находилась во включении под давлением, которое превосходило атмосферное не более чем в 10 раз. Одна треть включений после вскрытия уменьшилась в объеме в 2—3 раза, что указывает на давления газовой смеси внутри этих включений немного ниже атмосферного.

В составе газовой смеси включений в минералах метеоритов есть свои композиционные особенности, которые почти не встречаются во включениях земных минералов эндогенного происхождения (см.

Состав газовой фазы и температур гомогенизации расплавных включений в минералах метеоритов
(по данным Л. Ю. Чупиной)

Название метеорита	Температура гомогенизации, °С	Минерал	Фазовый состав	№ п/п	Диаметр пузырька, взятого для анализа, мм	Пузырь включения, мкм	Состав газовой фазы индивидуальных включений, концентрация, об. %						
							H ₂ S, NH ₃ , SO ₂ , HCl, HF, CO ₂	Углеродороды	O ₂	CO	H ₂	N ₂ +P. г.	
Никольское	—	Оливин	Газ	1	0,014	—1,52	0,0	61,0	—	0,0	2,5	28,0	8,5
	—	"	"	2	0,012	—5,15	0,0	59,5	—	0,0	3,0	25,0	12,5
	—	"	"	3	0,010	1,88	0,0	60,5	—	0,0	2,8	23,0	13,7
	—	"	"	4	0,012	5,36	0,0	63,0	—	0,0	3,5	21,8	11,7
	—	"	"	5	0,017	8,25	0,0	68,0	—	0,0	3,2	19,5	9,3
Еленовка	—	Оливин	Газ	6	0,076	—3,2	0,0	73,0	—	0,0	13,0	14,0	0,0
	—	"	"	7	0,017	—3,05	0,0	72,0	—	0,0	15,0	11,8	1,2
	—	"	"	8	0,005	—1,82	0,0	72,8	—	0,0	12,5	14,0	0,4
	—	"	Стекло + газ + тв. фаза	9	0,012	9,56	0,0	76,0	—	0,0	10,8	6,4	6,8
	1400	Энстатит	Стекло + газ	10	0,010	7,58	0,0	76,4	7,4	0,0	7,9	3,5	4,8
	1410	"	"	11	0,010	6,19	0,0	75,8	6,8	0,0	7,2	4,0	6,2
	1420	"	"	12	0,011	8,89	0,0	68,5	6,5	0,0	7,1	4,09	13,8

Химик-аналитик Н. А. Шугурова.

табл. 18). Во-первых, это присутствие водорода во всех проанализированных включениях. Водород — поистине обязательный космогенный компонент газовых смесей из включений в материале, который достоверно образовался вне Земли. Такая же особенность выявлена для включений в стеклянных частичках и шариках лунного грунта и некоторых тектитов. Вторая особенность состава газов из включений в метеоритах — содержание монооксида углерода, которая для включений в земных минералах является весьма редким компонентом. *Большой неожиданностью является присутствие во включениях в энстатите метеорита Norton County углеводородов.* Сернистые газы, маловероятные NH_3 , HCl , HF , а также кислород отсутствуют. Азот и редкие газы присутствуют почти всегда в количествах, не превышающих 10—15% объема. Состав газовых смесей во включениях минералов метеоритов достаточно своеобразен по отношению к составам газов земного эндогенного минералообразования.

Немного проведено анализов газов во включениях метеоритов, поэтому рано делать какие-либо выводы. Нужно совершенствовать методики и накапливать дополнительный материал по газам в метеоритных расплавах и по атмосферам переплавления космических объектов. Однако некоторые предварительные заключения вполне определены: 1) первичные включения в метеоритах характеризуют эндогенные обстановки каких-либо распавшихся небесных тел; 2) обстановки кристаллизации резко восстановительные; 3) продукты глубинной кристаллизации метеоритных расплавов содержат углеводороды; этот факт подтверждает возможности неорганического происхождения нефти; 4) метеориты почти не привносят газов из космоса в земную атмосферу.

Ясно, что на поверхности земли большинство космических тел взаимодействовало с гидросферой, однако никаких сведений на этот счет мы не имеем.

Тектиты — проблематические образования, происхождение которых еще как следует не объяснено. Одни исследователи приписывают им космическое происхождение, другие — земное.

Эти стеклянные шарики (аэролиты) обнаружены на всех континентах Земли (табл. 19). Им посвящена обширная литература. Наиболее информативными для тектитов являются твердые включения в виде металлических шариков и особенно шарообразные вакуоли, заполненные газами обычно очень малой плотности. Последние привлекли наибольшее внимание (Долгов, Погребняк, Шугурова, 1969, 1971) при сопоставлении с искусственными стеклами и обсидианами.

Предполагать, что разный состав и разные поглощающие свойства стекол, а также температурная и механическая (вибрация) обработка их приводят к уменьшению выделения газов.

Состав газов во включениях тектитов определялся нами адсорбционно-волюмометрическим методом. Приведенные в табл. 20 результаты дают возможность сделать некоторые выводы:

1. Включения в тектитовых стеклах филиппинитов, австралитов, индошинитов помимо идентичного возраста имеют одинаковый состав газов во включениях (100% CO_2). Химический состав дальневосточных

Валовые анализы газов из тектитов

Тектиты	Состав газов, об. %									Авторы
	CO ₂	CO	H ₂	O ₂	H ₂ O	CH ₄	O ₂	H ₂	N ₂	
Биллингтонит	46	47	6,5	—	—	—	0,2	—	Следы	Бек, 1910 г.
Тектит из Ко-лумбии	27,1	24,4	35,3	1,1	—	2,2	—	—	—	
Молдавит	12,6	33,1	41,1	0,6	—	Следы	—	—	—	—
Филиппинит	21	56	6	—	15	—	—	—	—	
Австралит	6	96	1,5	—	Следы	—	—	—	—	Фридман, 1958
очищенный	6	7	0,5	—	86	—	—	—	—	

тектитовых стекол также обладает чертами общности. Эти обстоятельства свидетельствуют и в пользу возможной общности их происхождения. Имеются земные обсидианы, включения которых содержат только углекислоту (см. табл. 20, анализы 45—47).

2. Дарвиново стекло плавилось в земной атмосфере, так как во включениях в качестве атмосферы плавления содержится только воздух.

3. Ливийское стекло и молдавнты имеют содержание водорода до 40%, но различаются по содержанию сернистых газов. Водород и азот содержатся также в некоторых микросферах, связанных с Тунгусским феноменом, и упомянутых выше тектитах.

Эти газовые композиции могли быть результатом смещения кометных газов с воздухом и захватом их в переплавленный материал.

4. Переплавленные тектитовые стекла содержат угловатые, иногда слегка сглаженные и закругленные обломки, состоящие из аморфного кремнезема, иногда содержащие большое количество газовых пузырей. Газы из этих включений содержат кроме углекислоты водород и иногда сернистые газы.

5. Для большинства исследованных включений при вскрытии их в нейтральной жидкости объем газа сокращался от 13 до 5320 раз. Возможно, были и гораздо большие разряжения, которые объясняются сжатием стекла и газа в вакуолях при охлаждении. В искусственных выплавках сокращения объема газов из вскрытых включений при волюмометрических анализах колебались от 525 до 3340 раз.

В ходе экспериментов с тектитовыми стеклами обнаружены любопытные факты: 1) вакуоли сохраняют в течение длительного времени (0,6; 15; 35 млн. лет) газы в сильно разреженном состоянии; 2) вакуоли в метаморфических минералах сохраняют газ, находящийся под давлением $400-800 \cdot 10^5$ Па при 20°C , в течение многих миллионов лет без утечки и диффузионного обмена.

Исследование атмосфер плавления тектитов позволяет сделать заключение о различном их происхождении — от земного до кометно-

Состав газов из включений в тектитах, обсидианах и искусственных стеклах тектитового состава

Образцы	№ п/п	Сокращенные объемы после вскрытия	Состав газов, об. %					N ₂ +P. r.
			H ₂ S, SO ₂ , NH ₃ , HCl, HF	CO ₂	CO	H ₂	O ₂	
Тектиты								
М-1	1	610	4,20	53,02	0,0	40,10	0,0	2,68
	2	999	4,74	62,48	0,0	32,60	0,0	0,18
	3	2980	4,80	69,40	0,0	24,63	0,0	1,17
ЛС	4	1460	2,60	69,20	0,0	22,10	0,0	6,10
	5	2100	0,0	45,50	0,0	22,8	0,0	31,7
	6	1850	0,0	47,0	0,0	28,0	0,0	25,0
ДС	7	2060	0,0	46,0	0,0	25,5	0,0	28,5
	8	13	0,0	21,8	0,0	0,0	16,0	62,2
	9	23	0,0	24,2	0,0	0,0	15,0	60,8
	10	16	0,0	27,8	0,0	0,0	15,0	57,2
	11	30	0,0	25,8	0,0	0,0	15,0	59,2
	12	16	0,0	38,4	0,0	0,0	12,0	49,6
И-1 (3), И-2 (3), Ф-1 (4), А-1 (3), А-2 (3), Б, БСК (3)	13	5320	0,0	90—100	0,0	0,0	0,0	0,0
Искусственные стекла тектитового состава								
	24	525	0,0	12,1	0,0	0,0	17,5	70,4
	25	637	0,0	87,0	0,0	0,0	2,6	10,4
	26	3340	0,0	43,2	0,0	0,0	11,0	45,8
	27	1352	0,0	44,3	0,0	0,0	11,3	44,4
	28	1410	0,0	43,4	0,0	0,0	11,0	45,6
Обсидианы								
	29	1,5—10	0,0	0,0	0,0	0,0	20,80	79,20
	30	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	22,00	78,00
	31	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	20,69	79,31
	32		0,0	22,55	4,7	0,0	15,65	57,10
	33		0,0	100,0	—	—	—	—
	34		0,0	100,0	—	—	—	—
	35		0,0	100,0	—	—	—	—

Аналитик Н. А. Шугурова.

Примечание. 1 — включения в тектитовых стеклах; 2 — включения в неплавленых обломках; М — молдавциты, И — индошиниты, Ф — филиппиниты, А — австралиты, Б — бедиазиты, БСК — тектиты Берега Слоновой Кости, ЛС — ливийское стекло, ДС — дарвиново стекло; в скобках — число анализов.

Результаты количественного анализа состава газовой фазы индивидуальных включений из стеклянных шариков и осколков лунного грунта (Луна-16)

№ п/п	Образец	V газовой пузырька после вскрытия, мл ³	Увеличение (+) или уменьшение (-) объема пузырька	Концентрация, об. %						Сумма	
				H ₂ S, SO ₂ , NH ₃ , HCl, NF	CO ₂	Углеродородов	O ₂	CO	H ₂		N+P.г.
1	1 ш.	0,126	—	15,9	0,0	—	0,0	0,0	74,4	9,7	100,0
2	1 ш.	0,040	—	13,6	0,0	—	0,0	0,0	75,7	10,7	100,0
3	1 ш.	0,042	1,59 (-)	23,0	28,2	—	0,0	0,0	28,4	20,4	100,0
4	1 ш.	0,017	6,90 (-)	53,5	35,5	—	0,0	0,0	11,0	0,0	100,0
5	1 ш.	0,017	—	53,0	35,5	—	0,0	0,0	12,0	0,0	100,0
6	1 ш.	0,029	—	19,3	30,7	—	0,0	0,0	22,8	27,2	100,0
7	2 ш.	0,018	14,80 (-)	11,0	61,7	—	0,0	0,0	Не анализировались		
8	2 ш.	0,035	—	0,0	29,8	—	0,0	0,0	14,9	55,3	100,0
9	2 ш.	0,016	—	52,2	32,2	—	0,0	0,0	15,6	0,0	100,0
10	3 ш.	0,014	16,6 (-)	0,0	4,5	—	0,0	0,0	95,5	0,0	100,0
11	5 ш.	0,084	—	0,0	0,0	—	19,0	0,0	0,0	80,1	100,0
12	1 с.	0,034	14,3 (-)	9,7	21,7	—	0,0	0,0	29,2	39,4	100,0
	1 с.	0,009	17,7 (-)	Не анализировались							
	1 с.	0,013	54,5 (-)	То же							
	1 с.	0,021	4,67 (-)	То же							
13	1 с.	0,005	7,22 (-)	21,0	21,7	—	0,0	0,0	27,7	29,6	100,0
	1 с.	0,006	6,37 (-)	Не анализировались							
14	3 с.	0,156	2,64 (+)	0,0	3,9	—	0,0	0,0	15,4	80,7	100,0
15	3 с.	0,080	2,5 (+)	0,0	3,0	—	0,0	0,0	17,7	79,3	100,0
16	3 с.	0,080	—	0,0	13,0	—	0,0	0,0	10,0	77,0	100,0
17	3 с.	0,004	17,7 (-)	8,0	20,2	—	0,0	0,0	30,5	41,3	100,0
18	3 с.	0,030	20,7 (-)	19,9	45,3	—	0,0	0,0	34,8	0,0	100,0

Аналитик Н. А. Шугурова.

астероидного; кроме того, возможны их поступления с Луны или Венеры, которая проходит углекислый этап планетного развития.

Лунный грунт. С применением адсорбционно-волюмометрического метода нами было проделано 18 анализов газа из индивидуальных включений в частичках стекла лунного грунта размером до 500 мкм. Одна вакуоль имела трещину и содержала только воздух.

Результаты количественного анализа состава газовой фазы индивидуальных включений приведены в табл. 21.

Обобщения по аналитическим данным сводятся к следующему:

1. Газовые смеси во включениях имеют двух-, трех- и четырехкомпонентный состав: CO₂—H₂, CO₂—H₂(N₂+p.г.) или (H₂S, SO₂, NH₃)—H₂—(N₂+N₂+p.г.) и (H₂S, SO₂, NH₃)—CO₂—H₂—(N₂+p.г.).

2. Водород присутствует во всех анализах.

3. Азот и редкие газы присутствуют во всех анализах.

4. Воспроизводимость анализов характеризуется двумя совершенно одинаковыми по объему газовыми пузырьками из одного включения (анализ 465).

Результаты показывают, что при анализах расхождения незначительны.

5. Сокращение объема газа при вскрытии включений незначительно (меньше, чем, например, у некоторых тектитов) и колеблется в пределах 2,32—54,5.

6. Два газовых пузырька (анализ 14, 15) находились под давлением выше земного атмосферного.

Самым неожиданным результатом последних двух анализов является относительно высокая плотность газов, резко отличающаяся от плотности лунной атмосферы. Если лунные стеклянные шарики — результат ударов метеоритов о лунную поверхность, расплавления и разбрызгивания ее в виде капелек, то в процессе расплавления можно ожидать сильнейшую дегазацию расплава в атмосфере Луны. Однако включения в лунных шариках этого не показывают. Можно предполагать, что в лунном грунте накапливались шарики и осколки стекла различного происхождения.

Характерным можно считать присутствие водорода в составе газов из включений всех лунных шариков и осколочков стекла. Некоторые анализы показывают весьма значительные количества углекислоты и группы сернистых газов.

В соответствии с приведенными анализами и разнообразием состава газов можно предполагать различные источники материала лунного грунта.

Заканчивая обобщение по первым попыткам количественной оценки атмосфер плавления космических объектов, мы пришли к выводу о несомненной полезности изучения включений, которые правильно истолковал Н. Фридман (1966).

Импактиты. Аризонский метеоритный кратер, для которого доказано метеоритное происхождение, отличается от кратеров Рис и Попигай находками больших количеств метеоритного железа. Для Аризонского метеорита исследования газов в первичных включениях и во включениях переплавов не производились. Таким образом, эндогенные газы метеорита и атмосферы переплавления не изучались. Такие работы в ближайшем будущем необходимо провести, чтобы подтвердить, что в крупной импактной структуре Аризонского кратера привнос газов за счет метеорита был очень небольшим.

На основании наших совместных работ с проф. Пражского университета Р. Ростом на материалах 10 штуфов зювитов, собранных им на кратере Рис, были обнаружены и изучены включения в стеклах штуфов этих зювитов.

Из импактных стекол зювитов готовились плоскопараллельные полированные пластинки толщиной 0,1—0,2 мм. Предварительное изучение этих пластинок показало, что в большинстве случаев стекла оказались раскристаллизованными в криптокристаллические полупрозрачные агрегаты, и благоприятными для наблюдения были лишь стекла двух штуфов. Они образовали обломковидные округло-удлиненные обособления до 3—5 см и макроскопически выглядят черными или темно-зеленовато-серыми с характерным смолистым блеском; под

микроскопом в проходящем свете они окрашены в буро-желтоватые тона. Стекла сильнопористые, вплоть до губчатых масс. Наиболее крупные поры достигают 1—1,5 см в длину. Визуально наблюдаемые поры уплощены и флюидально вытянуты согласно общему удлинению обособлений стекла. Часть микрокопических пузырьков также обладает флюидально деформированной формой, но многие из них сферические. Иногда наблюдаются пузырьки со следами быстрого расширения в одном или нескольких направлениях подобно «взорванным» включениям из импактитов Попигайской структуры. В стеклах зювитов штуфа Р-2, подвергшихся частичной раскристаллизации, в первую очередь в криптокристаллический агрегат переходят прилегающие к пузырькам участки стекла.

Составы газов в пузырьках из одного и того же обособления стекла существенно разнятся между собой. Обращает на себя внимание постоянное отсутствие O_2 (несмотря на то, что взрыв и полет зювитового материала происходили в земной атмосфере) и CO , а также тот факт, что содержания остальных выделенных компонентов газовых смесей во включениях колеблются в значительных пределах, и ни один из них не является постоянной составляющей всех исследованных пузырьков.

Давления в сосуществующих пузырьках из одного и того же обособления стекла также характеризуется значительными колебаниями. Во включениях с изученным газовым составом замерены давления от 101 325 до 3030 Па при 20°C (табл. 22). Однако в большинстве случаев при вскрытии включений, подготовленных для газового анализа, наблюдалось сокращение пузырьков до размеров ниже пределов разрешаю-

Таблица 22

Состав и давление газов в пузырьках из импактных стекол зювитов Риса

Образец	№ включения	Давление во включении, Па при 20°C	Кислые газы ¹	CO_2	Углеродороды	O_2	CO	H_2	$\frac{P_{H_2O}}{P_{H_2O} + N_2}$
Обособление импактного стекла из штуфа зювитов Р-2	1	6 069,5	—	97,0	2,0	0,0	0,0	1,0	0,0
	2	—	0,0	11,0	8,0	0,0	0,0	11,0	0,70
	3	202,6	—	—	—	—	—	—	—
	4	909,9	—	—	—	—	—	—	—
	5 и 6	Около 1,0	—	—	—	—	—	—	—
Обособление импактного стекла из штуфа зювитов Р-5	1	—	0,0	7,0	0,0	0,0	0,0	0,0	93,0
	2	11 145,7	—	31,0	0,0	0,0	0,0	13,0	56,0
	3	101 325,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	35,0	65,0
	4	17 224,2	0,0	0,0	33,0	0,0	0,0	0,0	67,0
	5	6 069,5	25,0	75,0	—	—	—	—	—
	6	74 970,4	36,0	19,0	0,0	0,0	0,0	18,0	27,0
	7	3 039,7	95,0	5,0	—	—	—	—	—
	8	51 677,7	100,0	—	—	—	—	—	—
	9	—	100,0	—	—	—	—	—	—

¹ H_2S , SO_2 , NH_3 , HCl , HF , SO_3 .

щей способности микроскопа. Исходя из соотношения первоначального объема таких включений и объема минимально различимого пузырька, было вычислено, что в трех включениях давление оказалось менее 202 Па, а в четырех — порядка 1 Па.

Значительные колебания давлений в исследованных включениях из стекол зювитов объясняются вязкостью и закалочным режимом остывания импактного расплава. С одной стороны, быстрое остывание приводит к тому, что в отдельных участках расплавленной силикатной массы успевают запечатываться как барически уравновешенные, так и неравновесные с внешней средой включения. С другой стороны, за счет объемного сжатия в стекле внутренних незатвердевших порций расплава во включениях последнего происходит значительный и неравномерный спад давлений, что неоднократно подчеркивалось как для технических, так и для природных стекол.

Выделения газов в импактных стеклах могут являться продуктами различных физико-химических реакций, протекавших в высокотемпературном импактном расплаве: 1) взаимодействие расплава с флюидами включений исходных минералов; 2) взаимодействие расплава с погруженными в него тугоплавкими обломками минералов и горных пород; 3) взаимодействие неоднородных порций расплава между собой; 4) взаимодействие выделившихся газов между собой. В процессе образования зювитов расплав мог захватывать атмосферу плавления.

Тунгусский феномен. Сейчас многие сомневаются в том, что это метеорит, и считают, что это явление связано с болидом, снежным комом, кометой, ядерным взрывом и даже инопланетным кораблем. Главным препятствием к принятию метеоритной гипотезы для объяснения Тунгусского феномена было прежде всего отсутствие находок метеоритного вещества. Во время многолетних экспедиционных работ были исследованы торфы верховых болот, сложенные мхом, имеющими большое площадное распространение и более или менее постоянный прирост годового слоя. Ботаническими методами был выделен слой 1908 г. По сравнению с предыдущими и последующими слоями этот слой накопил резко увеличенные против фона количества космической пыли и дополнительные количества сферул за счет тунгусского феномена (Васильев и др., 1971, 1973, 1974). В качестве дополнительного вклада к фону были установлены железные и силикатные сферулы: 1) бесцветные и прозрачные; 2) слабоокрашенные голубоватые и сероватые; 3) цветные — буровато-коричневые. Предполагается (Долгов и др., 1971), что только часть этих сферул относится к тунгусскому явлению. Сферулы имели размеры 15—120 мкм. Внутри этих сферул находились включения.

Тунгусские сферулы показали существенно кремнистый состав (70% SiO_2) и высокое содержание щелочей с переменным, но неизменно высоким содержанием Ca_2O (от 1,4 до 14,2%). Такой состав не имеет аналогов среди известных пород и тем более метеоритов.

Газовые включения были исследованы волюмометрическим методом и имеют, как правило, крупный воздушный центральный пузырь с примесью CO_2 , а мелкие пузыри из оболочки состояли из CO_2 с примесью

Состав газовых включений в силикатных сферулах на месте падения Тунгусского метеорита

№ п/п	Сокращение пузыря, число раз	Состав газов во включениях, об.%							Краткая характеристика сферул
		H ₂ S, SO ₂ , NH ₃ , HCl, HF	CO ₂	CO	Углеводороды	H ₂	O ₂	N ₂ +P. г.	
1	—	—	22,6—43,7	—	—	—	6,4—15,5	44,6—61,9	Бесцветный (I тип)
2	4,67	—	78,5	—	?	21,5	—	—	
3	7,7	—	65,8	—	9,65	25,35	—	—	
4	—	—	77,5	—	?	14,3	—	9,2	
5	—	32,5	67,5	—	—	—	—	—	
6	5,42	—	23,4	—	16,4—22,5	—	15,5	61,2	Голубой (II тип)
7	12,5—44,7	—	77,5—83,6	—	16,4—22,5	—	—	—	
8	23—125	4,5—17	83—95,5	—	—	—	—	—	
9	1	—	39,2	—	Не опр.	—	6,5	54,3	Желтый (III тип)
10	7,3	—	91,4	—	—	8,6	—	—	
11	13,5	21,6—34,0	12—27,6	4,1—25	15	—25	—	2,59	Бесцветный (I тип) Голубой (I тип) Бесцветный (I тип)
12	3,3—23,6	100%	—	—	—	—	—	—	
13	3,4	—	39	—	—	—	12	49	
14	6,5	—	78,5	—	7,9	10	—	3,6	
15	2,94	—	46,7	15,9	?	14,85	—	22,55	Бесцветный прозрачный (БП-4)
16	2,5	5,5	57,8	10,3	?	8,6	—	17,9	

углеводородов и водорода в количестве 15—20 об.%. Из опубликованных ранее (Долгов и др., 1971; Долгов, 1974) анализов газовых смесей в тунгусских шариках только часть может быть отнесена к интересующему нас типу: это пробы 622-1 и 666-2в.

Сферулы из окрестностей тунгусского феномена различны по составу и внешнему виду. Из них можно выделить тунгусский тип — бесцветные прозрачные сферулы слоя 1908 г. Для него характерен набор газов с преобладанием CO_2 (65—78 об.%) и примесью H_2 , углеводородов и иногда группы ($\text{N}_2 + \text{p. г.}$). Из всех вариантов именно этот тип шариков, за редкими исключениями, не повторяется в других горизонтах (табл. 23).

Тунгусский феномен содействовал выплавке стекловатых сферул. Анализ газов из включений в этих сферулах, захваченных при плавлении, показывает, что атмосфера выплавки была смешанной, а не чисто земной. Состав атмосферы плавления напоминает газовую смесь, которая могла получиться от смеси кометных газов с земной атмосферой и реактивными газами, возникающими от воздействия ударной волны с земной поверхностью в условиях высокой температуры и давления.

§ 17. О МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Проблемами минералообразования в океане начали заниматься сравнительно недавно, особенно в связи с освоением минеральных богатств. Особое внимание как в теоретическом, так и в практическом отношении привлекают условия аутигенного минералообразования. Некоторые из аутигенных минералов и минеральных агрегатов являются полезными ископаемыми с огромными запасами (фосфоритовые, железо-марганцевые конкреции, известковые илы и т. д.). Аллотигенные минералы песчано-алевролитовых фракций наиболее разнообразны в узкой прибрежной зоне, по мере продвижения к пелагической области минеральный состав обедняется за счет тяжелых минералов.

Как среди прибрежных аллотигенных минералов, так и среди аутигенных минералов пелагической области встречаются минералы наземной и подводной вулканической деятельности, а также фрагментарные частички космической пыли (осколочки стекла, стеклянные шарики).

Наиболее ценными для исследования условий минералообразования по включениям являются аутигенные минералы, так как некоторые из них прозрачны (филлипсит, барит, целестобарит, кальцит, гипс и др.) и включения с жидкостью видны в микроскоп. Можно измерить объем воды во включении, а после вскрытия — объем выделившихся газов. Таким способом можно получить сведения не только о составе, но и о растворимости газов. Для определения растворимости газов необходимы прозрачные аутигенные минералы с хорошо видимыми включениями минералообразующих растворов. Наилучшими были бы включения сферической формы или какой-либо другой, объем которой можно быстро измерить и вычислить. Измерив объем газов, выделившихся из

известного объема минералообразующего раствора, можно найти растворимость газов. Для непрозрачных минералов объем раствора остается неизвестным, поэтому величину растворимости измерить нельзя, но состав газовой смеси определить можно.

Прежде чем перейти к результатам исследований, необходимо отметить, что поводом к исследованиям было отсутствие теоретических данных по растворимости газов в воде в зависимости от общего давления.

Батометрические пробы глубинных вод, поднимаемые на поверхность, всегда осуществлялись с утратой растворенных в них газов. Так, например, парциальное давление углекислоты в Атлантическом океане измерялись непосредственно только для поверхностных вод; для глубинных вод оно вычислялось по номограммам, а в других случаях по формуле Харвея. Зависимость растворимости от общего давления не рассматривалась, в то время как термодинамическое выражение закона Генри указывает на эту зависимость.

От давления зависит сам коэффициент Генри, представляя собой отношение летучести компонента в газовой фазе к его мольной доле в жидкой фазе при мольной доле компонента, стремящейся к нулю.

Зависимость коэффициента Генри от давления можно выразить так: $C = k p$, где k — коэффициент Генри при давлении, равном давлению пара растворителя.

Многие считают, что различие между первоначальной и современной термодинамической формулировкой закона Генри состоит не только в замене парциального давления летучестью, но и в том, что принимается зависимость коэффициента Генри от давлений. Общее давление влияет на величину коэффициента Генри по приведенному выше уравнению, а следовательно, общее давление влияет на растворимость газов.

Помимо теоретических расчетов уже давно имеются надежные экспериментальные данные, которые отчетливо показывают, что растворимость газов зависит от общего давления. Выборка значений и коэффициентов растворимости углекислоты, сероводорода, метана, азота в зависимости от давления для близких изотерм приведена в табл. 24, 25.

В табл. 24, исходя из условий эксперимента, все газы на изотермах при возрастании давления увеличивают растворимость, на изобарах при возрастании температуры некоторые газы повышают растворимость при увеличении температуры (метан, гелий). Более распространенный вариант — уменьшение растворимости в чистой воде с повышением температуры (углекислота, сероводород, азот).

Для расчетов растворимости газов в океанических водах экспериментальные данные отсутствуют.

Для оценки растворимости или парциального давления газов в морской воде применяются различные формулы, в которые не входит общее давление. Этим признается отсутствие его влияния на растворимость.

Имеется большое количество определений парциального давления углекислоты в поверхностных водах. Для глубинных вод преобладают

Растворимость газов в воде при высоких давлениях и температурах
(в см³ при 0°C и 10⁵ Па в 1 г воды)

Давление, Па	Двуокись углерода (CO ₂)				Метан (CH ₄)		
	Температура, °C						
	25	50	100	200	60	100	160
50 · 10 ⁵	27,23	17,25	10,18	—	0,93	0,84	1,24
100 · 10 ⁵	31,75	25,63	17,67	15,2	1,70	1,58	2,39
200 · 10 ⁵	35,03	29,14	25,69	30,7	2,75	2,71	4,10
400 · 10 ⁵	38,62	33,29	32,39	50,4	4,17	4,18	6,70
600 · 10 ⁵	—	—	—	—	5,04	5,18	8,60

Продолжение табл. 24

Давление, Па	Сероводород (H ₂ S)			Азот (N ₂)			Гелий	
	Температура, °C							
	71,1	137,8	171	25	50	100	25	75
50 · 10 ⁵	49,4	29,4	24,7	0,674	0,533	0,516	0,433	0,489
100 · 10 ⁵	—	59,2	55,1	1,264	1,011	0,986	0,849	0,970
200 · 10 ⁵	149,3	149,3	138,1	2,257	1,830	1,822	1,688	1,997
400 · 10 ⁵	—	—	—	3,750	3,125	3,171	3,241	3,66
1000 · 10 ⁵	—	—	—	7,15	6,12	6,25	7,263	8,251

Таблица 25

Коэффициенты растворимости
(в см³ при давлении 101 325 Па в 1 см³ воды)

Газы	Температура, °C		
	25	50	100
Углекислый газ	1,71	0,83	0,53
Метан	0,055	0,033	0,023
Сероводород	2,67	2,58	1,66
Азот	0,023	0,015	0,012
Гелий	0,0099	0,00927	0,00885

расчетные значения парциального давления углекислоты. Прямые определения методом Крюга и Крюга-Реберга весьма немногочисленные, а батометры не рассчитаны на давления глубин отбора пробы. Таким образом, и в прямых определениях, и в расчетной методике комиссии Международного совета по изучению моря не ставилась задача подъема глубинных проб морской воды с сохранением газов, растворенных под действием общего давления. Исходя из этой предпосылки, вытекающей из первой классической формулировки закона Генри, батометры не были достаточно герметичными и не препятствовали значительным давлениям изнутри, которые могли развить газы. Таким образом, глубинные пробы воды, перемещенные из областей с высоким давлением в область низких давлений, теряли растворенные газы. Анализировались дегазированные воды. Именно поэтому парциальные давления углекислоты из глубинных вод, выполненные в предыдущих работах расчетным образом, близки к атмосферному давлению и к давлению в поверхностной пленке океанических вод.

Для проверки данных по растворимости углекислоты были использованы включения в аутигенных минералах, поднятых со дна океана.

Исследовались включения в кристалликах филлипсита. Некоторые из них удалось замерить и определить количество газов, растворенное в порции придонной воды из включений. Другие, непрозрачные аутигенные образования использованы для вскрытия невидимых включений. Растворимость газов в таких включениях определить нельзя, определялся лишь состав газов. Роль глубинных герметичных батометров выполняли включения в аутигенных образованиях. После вскрытия включений под микроскопом с помощью специального приспособления (см. главу «Химические методы») происходило выделение большого количества пузырьков газа из крошечной порции воды. В немногих случаях, когда удавалось измерить объем включения, были сделаны замеры общего объема выделившегося газа. Он часто превосходил объем воды во включениях в 30—60 раз, что соответствует растворимости углекислоты в воде по экспериментальным данным, но не по классической формулировке закона Генри.

Состав газовой смеси во всех случаях был представлен углекислотой, азотом, кислородом. Результаты анализов газовой смеси из включений приведены на графике.

Основные выводы следующие:

1. Содержание CO_2 в самой верхней части океанических осадков в составе газовой смеси изменяется в зависимости от глубины взятия пробы от 30% на глубине 1000 м до 84% на глубине 9000 м.

2. Отношение азота к кислороду, растворенному в придонных водах, несколько выше, чем в воздушной смеси (3,76), из-за понижения содержания кислорода при постоянном содержании азота.

3. Состав растворенных газов в придонных океанических глубинных водах и верхнем слое осадков резко отличается повышенным содержанием углекислоты: ее больше в 1000 раз, чем в воздухе.

4. Измеренная растворимость углекислоты превосходит вычисленную в десятки и сотни раз.

5. Высокая растворимость газов в глубинных океанических водах показывает величину растворимости, зависящую не от парциального давления, а от общего давления в толще океанических вод.

6. Для абиссальной зоны количество растворенной углекислоты может составлять не сотые доли процента, а 5—10 вес. % CO_2 .

Такие высокие содержания CO_2 , растворенной в глубинных водах, существуют за счет подводной вулканической деятельности, масштабы которой на дне океана значительно больше, чем на суше (Лучицкий, 1971).

Подводные вулканические эманации имеют свои особенности отделения углекислоты. В зависимости от общего давления можно выделить три зоны:

1. Зона газовой углекислоты (ГСО_2) — до глубин 500—700 м. Углекислота попадает в океаническую воду из подводных вулканов в газовом состоянии, насыщает ее и дальше отделяется в виде газовых пузырьков, поднимающихся на поверхность.

2. Зона ЛЖ CO_2 — на глубинах от 500—700 до 2500 м. Подводные вулканы изливают жидкую углекислоту, которая легче океанической воды. В виде капель она поднимается до зоны газовой CO_2 . Капли резко увеличивают свой объем, жидкость переходит в газ, который достигает поверхности океана. Там центробежно (от источника) он растекается по поверхности, достигая областей ненасыщенных океанических вод и поглощаемый ими.

3. Зона ТЖ CO_2 — на глубинах более 2500 м в виде жидкой углекислоты изливается из подводных вулканов. Будучи тяжелее воды, она насыщает океаническую воду и после этого отделяется в виде жидкой фазы, занимая депрессии дна океана (Шугурова, Долгов, 1976). Такие скопления тяжелой углекислоты могут существовать неопределенно долго, находясь под воздействием теплового и гравитационного полей. Обычно для низкомолекулярных веществ тепловая энергия превосходит гравитационную, и обособления углекислоты должны рассасываться. С какой скоростью идет этот процесс, пока неизвестно, так как отсутствуют данные о коэффициентах диффузии. Сохранение углекислоты в депрессиях океанического дна может нарушаться течениями, нагреванием и изменением общего давления. Вынос углекислоты из глубинных зон океанических вод может осуществляться медленно (эволюционно) и быстро (катастрофически). Эти следствия, вытекающие из экспериментальных данных, чрезвычайно важны для химической океанографии и экологии планеты и будут подвергнуты тщательным дополнительным проверкам.

Хемогенное отложение галогенов, карбонатов, кремнистых образований, цеолитов, фосфоритов может быть результатом химического изменения среды минералообразования не только под действием прямого привноса тех или иных компонентов, но и косвенного воздействия газовых эманаций.

Пока немногочисленные, но крайне интересные результаты получены при изучении включений в минералах пород океанической коры. Приведенные ниже данные по температурам гомогенизации и составу

газов из вкрапленников плагиоклазов в океанические базальты показывают, что условия образования минералов пород океанической коры весьма своеобразны. Прежде всего это касается эффузивных океанических пород, так как излияния магмы часто происходят на значительных глубинах, где давления резко отличаются от давления на поверхности континентов. Поэтому часто будут встречаться конденсированные газы в минералах марино-литогенной пирокластики. Перспективы работ по изучению включений в минералах пород океана значительны:

1. Изучение минералообразования в придонных областях (температуры, давления, состав вод и количество растворенных газов) одновременно являются условиями минералообразования и жизнеобитания.

2. Изучение специфических условий образования минералов магматических пород океанической коры.

3. Изучение россыпного материала материковых отмелей и материкового склона с оценочными и поисковыми целями.

Глава VI

Поисковые методы термобарогеохимии

Прикладное использование результатов исследований включений минералообразующих сред весьма разнообразно (табл. 26) и требует отдельного рассмотрения.

Здесь мы имеем возможность остановиться только на трех методах *поисковой термобарогеохимии*. Поиски не выходящих на поверхность («слепых») рудных тел пневматолито-гидротермального происхождения основаны на установленных Н. П. Ермаковым (1957₁) ореолах пропаривания пород рудогенерирующими растворами, распространявшимися вверх и в стороны от мест, где образовались рудные залежи. Эти растворы самоконсервировались в виде вторичных газовой-жидких включений в минералах окружающих пород, и границы их распространения наиболее просто выявляются методом декрепитации. Минералы пород, не подвергавшихся воздействию растворов, не обнаруживали повышенной декрепитационной активности при нагревании. Последняя явно усиливается с приближением к рудным телам, вблизи которых увеличивается количество вторичных включений. Именно на этой закономерности был обоснован декрептофонический метод поисков рудных тел (Ермаков, 1966), проверенный и оправдавший себя в разных, но далеко не во всех геологических ситуациях на месторождениях полезных ископаемых. В частности, он испытан для камерных пегматитов Казахстана (Ермаков, Громов) и Украины (Мязь, Корнилов), жильных слюдоносных пегматитов Мамско-Чуйской провинции (Зорин, Громов, Карский) и Карелии (Полин, Карский, Фортунатов), скарнов (Зленко, Мамонтов), гидротермальных месторождений металлов — свинца и цинка Сев. Кавказа (Кузнецов, Ермаков), Красноярского края (Мирошников, Охупкин, Прохоров), Казахстана (Алексеевко, Коломенский и др.), золота (Мязь, Ляхов, Коробейников, Мацюшевский, Гончаров, Сидоров, Шаповалов, Коновалов), висмута (Польковский, Лосев, Лященко), сурьмы и ртути (Корнилов, Мязь, Царцвадзе, Поталов), железа на месторождениях ангаро-селимского типа (Страхов, Черненко) и др.

По гидротермальным неметаллическим ископаемым испытания нового метода касались главным образом месторождений горного хрусталя и плакивого шпата. Их результаты освещали в своих работах В. С. Польковский, Н. П. Ермаков, А. М. Рахманов, Д. Н. Хитаров, П. В. Клевцов и др.

Для целого ряда случаев, особенно по золоту, мусковиту и флогопиту, применение декрептофонического метода и декрептометрической съемки привело к обнаружению «слепых» залежей и обогащенных металлом рудных столбов, что было зафиксировано официальными

**Прикладное использование газово-жидких включений в минералах
(по Н. П. Ермакову)***

Геолого-генетическое изучение эндогенных месторождений**	Поиски и прогнозы наличия скрытых и перекрытых рудных тел и месторождений	Оценка природного кристаллосырья, выращивание кристаллов и синтез новых материалов
<ol style="list-style-type: none"> 1. Использование типов и видов включений в разных генерациях и парагенезисах минералов в качестве кода генетической информации 2. Установление стадийности и пульсаций в процессе рудообразования 3. Синхронизация оруденения и изменений вмещающих пород. 4. Выявление количества внутрирудных подвижек по семействам включений в жильных минералах. 5. Установление связей постмагматического оруденения с материнскими интрузиями. 6. Возрастные соотношения в паре руда—дайка 7. Различия в генетических типах и возрасте существенно кварцевых тел и жил. 8. Вертикальная температурная зональность и выдержанность состава оруденения на глубину. 9. Термометрическое районирование рудных полей и месторождений 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Декрептофонический метод поисков и декрептометрическая съемка рудных полей по ореолам пропаривания 2. «Декрептокаротаж» керна скважин по термозвукограммам взрывов вторичных включений в минералах пород. 3. Декрептометрическое оконтуривание вторичных ореолов рассеяния кварцевого песка и дресвы из разрушавшихся на древнем эрозионном срезе кварцеворудных тел. 4. Термометрическое трассирование и выявление первичных палеотемпературных ореолов минерализации гомогенизацией и декрепитацией включений. 5. Дегидратационное и углекисловодометрическое исследование проб рудовмещающих пород для выявления и оконтуривания ореолов пропаривания*** 6. Шлиховзрывной метод поисков постмагматических месторождений и погребенных россыпей 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Разработка и обогащение природных пьезооптических минералов и оценка кристаллов-самоцветов 2. Использование физико-химических данных по природным «микроавтоклавам» включений при выращивании кристаллов: а) агрегатные состояния растворов и коэффициенты заполнения вакуолей; б) химический состав и реакции растворов включений; в) концентрации расплаво-рассолов и водных растворов; г) оптимальные температурные интервалы (градиенты), выявленные гомогенизацией жидких включений по зонам в кондиционных природных кристаллах. 3. Учет влияния газово-жидких включений в минералах природной шихты на возникновение нежелательных микропримесей в искусственных кристаллах и пузырьков в специальных стеклах. 4. Высокопроизводительный метод оценки пригодности природных кварцев для выплавки оптического и светотехнического стекла по включениям. 5. То же, кварцевых песков для металлургической и строительной промышленности***

* Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. М., «Недра», 1968, с. 14.

** Использование включений в практике изучения нефтегазовых, осадочных и фригидных месторождений в таблице не показано.

*** Испытания эффективности этих методов в 1963 г. еще не были начаты.

актами в геологических управлениях, горнодобывающих предприятиях и экспедициях.

Инъецировавшиеся в породы по микротрещинам и соединенным друг с другом порам рудообразующие водные и водно-углекислые растворы, сохранившиеся во вторичных включениях, как мы убедились, могут выявляться и другими способами поисковых исследований. Например, в направлении к рудным жилам явно увеличиваются потери при прокаливании минералов окружающих пород. Визуальное изучение препаратов из этих пород показало, что с приближением к рудным телам количество вторичных включений растворов разного состава и концентрации прогрессивно увеличивается. Определение этого показателя с помощью дериватографа или торзионных весов приобрело практический смысл и было представлено нами в виде дегидратационного метода детальных поисков.

Если минералообразующие растворы газовой-жидких включений содержат углекислоту, ее количественное выявление также может содействовать открытию рудных тел. Это вещество с низкой критической точкой ($31,1^{\circ}\text{C}$) интенсивно отгонялось в стороны от растворопроводящих каналов, т. е. рудовмещающих трещин, в которых образовались гидротермальные жилы.

Проведенные испытания показали, что содержание углекислоты, за консервированной во вторичных включениях в минералах рудовмещающих пород, увеличивается с удалением от рудных тел. Этот факт, установленный нами на месторождениях Алдана, позволил предложить новый, *углекисловодомерный метод детальных поисков*. Оказалось, что вода и углекислота гидротермальных растворов в ореолах пропаривания пород вокруг рудных тел ведут себя совсем не одинаково. Количественные аналитические проверки их содержания показали обнадеживающие результаты у нас и в Японии (Х. Имаи, С. Такенаучи и др.).

Для отыскания коренных и россыпных месторождений некоторых металлов во всем мире широко используется шлиховый метод поисков. По многим миллионам шлиховых проб определяется наличие (или отсутствие) в них устойчивых в экзогенных условиях рудных минералов. Сингенетические им жильные минералы легкой фракции шлихов почти не используются для поисковых целей. Между тем они (особенно песчинки кварца) содержат очень большую информацию о проявлении или отсутствии в районе поисковых работ гидротермального рудообразования.

Большая информативность легкой фракции шлихов связана с наличием или отсутствием в песчинках газовой-жидких включений растворов — прямых свидетелей гидротермального рудообразования. Содержание песчинок гидротермального кварца в легкой фракции шлихов обнаруживается при ее испытании нагреванием.

Песчинки из минералов гидротермального происхождения взрываются при температурах до $600\text{--}700^{\circ}\text{C}$, в то время как доминирующий кварцевый песок пирогенных гранитов, содержащий включения затвердевших расплавов, не проявляет никакой декрепитационной активности. Чем ближе к источнику гидротермально-кварцевых песчинок, тем

большее количество взрывов фиксирует декрепитограф в стандартной по массе или объему легкой фракции шлиха. Проведенные нами на Алдане и в Средней Азии (Кармазар, Чаткал) испытания позволили предложить *шлиховзрывной метод поисков* (1966₁) с использованием метода и техники декрепитации.

§ 18. ДЕКРЕПТОФОНИЧЕСКИЙ МЕТОД ПОИСКОВ *

Доказательства наличия ореолов пропаривания (просачивания) палеогидротерм в породы, окружающие рудные залежи, впервые были освещены нами на Всесоюзном совещании по минералогии и геохимии в 1954 г. и на первом совещании исследователей включений в 1963 г. (МГУ). Это положило начало применению, развитию и дальнейшему обоснованию нового декрептофонического метода обнаружения скрытых рудных тел (Ермаков, 1957₁, 1966). К тому времени это понятие применялось только к геохимическим методам поисков рудных месторождений, впервые применяемых у нас Н. И. Сафроновым в 1935 г. В данной монографии приводятся только основы практического применения декрептофонического метода и опускаются другие прикладные вопросы использования газовой-жидких включений в минералах, представленные в табл. 28.

По сравнению со множеством ограничений метода и техники декрепитации в отношении термометрических измерений этот поисковый метод учитывает *только относительные температурные интервалы декрепитационной активности пропаренных рудовмещающих пород, фиксирующиеся суммарным количеством взрывов включений* рудообразующих и преобразующих породы глубинных растворов. Однако ареал видимых изменений пород и развитых в них минеральных новообразований («минеральный ореол») значительно уже, чем невидимый ареал инфильтрации и диффузии рудогенерированных растворов, который не может быть установлен визуально. Такой наиболее широкий первичный ареал их распространения мы назвали «ореолом пропаривания» (Ермаков, 1966).

Между внешними границами этих двух ореолов, при наличии в рудообразующих растворах легкоподвижных элементов-индикаторов может быть выявлена промежуточная зона их распространения с помощью спектральных анализов пород. В последних, таким образом, устанавливается первичный ореол рассеяния элементов-примесей, который для краткости назовем геохимическим ореолом (рис. 29).

Для практики детальных поисков из этих трех генетически связанных образований успешно использовались только минеральный и геохимический ореолы.

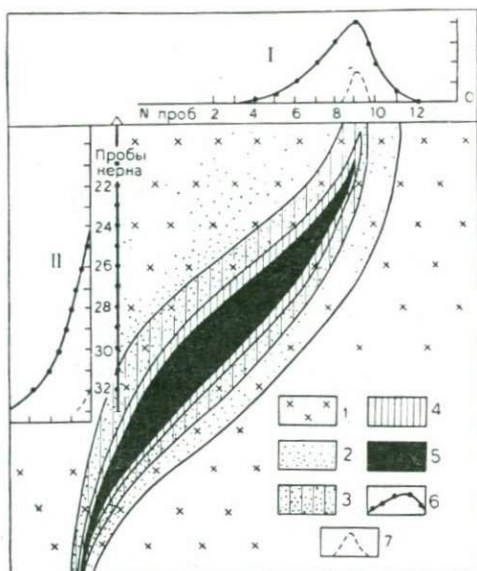
Декрептофонический метод основан на выявлении более широкого сингенетического ореола пропаривания, который не может быть установлен минералого-петрографическими и даже тонкими геохимическими исследованиями окружающих пород.

* Название метод получил от эффекта растрескивания и звучания при вскрытии газовой-жидких включений путем нагревания («фон»—звук).

Рис. 29. Принципиальная схема распространения первичных ореолов вокруг скрытых рудных тел и применения декрепатофонического метода поисков (по Н. П. Ермакову):

1 — гранитоиды; 2 — ореол пропаривания со вторичными газовой-жидкими включениями; 3 — геохимический ореол с элементами-индикаторами; 4 — ореол видимых изменений пород с минеральными новообразованиями; 5 — скрытое гидротермальное рудное тело; 6 — кривая микровзрывов включений; 7 — кривая декрепитационной активности

I — график импульсов взрывания проб, отобранных по поверхности, и содержания элементов-индикаторов; II — график количества импульсов взрывания проб при декрепатокартаже зерна скважины



Принципиальная новизна этого поискового метода обусловлена использованием эффектов, непосредственно не связанных с определениями физических свойств самих минералов, пород и руд или выявлением их химического состава.

Газообразные и жидкие горячие водные растворы, освободившиеся в месте рудообразования от основной массы своего минерального груза, проникают в окружающие породы, вызывая поблизости интенсивные их изменения, вплоть до вкрапленного оруденения в минеральном ореоле. Продвигаясь далее, они теряют остатки рудообразующих и сопутствующих им веществ, фиксирующихся тем или иным путем в геохимическом ореоле.

Будучи, таким образом, «отработанными», они сохраняют в себе еще достаточную энергию для дальнейшего просачивания через тончайшие трещинки и поры в минералах пород, слабо растворения и залечивания их веществом путей своего проникновения. При этом происходит самоконсервация микроскопических капелек этих растворов в виде вторичных газовой-жидких включений. Чем ближе к рудному телу или растворопроводящему каналу, тем интенсивнее воздействовали эти растворы и тем большее количество их включений (на единицу объема) консервировалось в минералах окружающих пород.

К таким вторичным включениям применимы все термобарогеохимические методы и методики исследований, которые используются по отношению к первичным включениям в минералах самих рудных залежей, например ранее разработанный нами (Ермаков, 1950) микротермометрический анализ.

Термометрическое трассирование, перпендикулярное растворопроводящим разломам, показывает, например, увеличение температур

гомогенизации жидких вторичных включений в направлении к рудному телу, так как чем далее от него уходили растворы, тем больше они теряли тепло и снижали свою активность. Однако обычный способ гомогенизации жидких включений нагреванием является трудоемким и может применяться пока только для контрольных испытаний при использовании экспрессного метода декрепитации, на технике и методике которого и основан декрепитационно-фонический метод поисков.

Эта методика базируется главным образом на точной фиксации звукового эффекта микроразрывов включений мелкой фракции минералов при их перегревании сверх температур гомогенизации.

Образцы пород для декрепитации отбираются из естественных обнажений или горных выработок в районе предполагаемого месторождения или же из керна скважин. Каждая испытуемая проба фракции 0,25—0,5 или 0,5—1,0 мм строго определенной массы (от 0,2 до 1 г) нагревается до температуры 700°C, достаточной для взрыва всех или почти всех сохранившихся в ней газово-жидких включений.

Проводившиеся испытания дали наиболее четкие результаты для кварцсодержащих пород, которые являются наиболее благоприятными для термобарогеохимических поисков. В гранитах это связано с наличием кварца, зерна которого после α — β -трансформации сокращаются в объеме, поражаются тончайшей трещиноватостью и легко залечиваются проникающими в них горячими постмагматическими растворами с образованием многочисленных вторичных включений. Как известно, в качестве первичных включений для минералов гранитов характерны затвердевшие включения магматических расплавов, не разрывающиеся при нагревании до 700—800°C. Именно поэтому совсем «свежие» граниты оказываются не «звучащими». Однако даже слабое воздействие растворов, проявляющееся на значительных расстояниях (десятки и сотни метров) от гидротермальных рудных зон и тел, фиксируется взрывами жидких включений.

Проникновение газообразных флюидов происходит в более изометрическом и широком ореоле, а газовые включения, имеющие по сравнению с жидкими малую плотность, обычно взрываются в высокотемпературном интервале нагревания (500—700°C).

Поисковое опробование местности может производиться по параллельным профилям, располагающимся перпендикулярно зонам облегченной циркуляции ювенильных растворов, т. е. тектоническим зонам расланцевания трещиноватости или брекчирования, либо на флангах уже известных рудных тел. Когда нет такой ориентировки, на избранном для детальных поисков участке предполагаемого оруденения должна разбиваться квадратная сеть прямолинейных профилей, из узлов которой отбираются образцы коренных пород или их элювиальных обломков. По одному или двум створам из этих образцов изготавливаются утолщенные шлифы для визуального обнаружения газово-жидких включений под микроскопом, прежде всего в зернах кварца. Даже такой предварительный просмотр может обеспечить ориентацию в пространственном распределении и фазовом состоянии газово-жидких включений или их отсутствие в минералах, не испытанных залечивания растворами.

Из каждого образца ручным дроблением в ступке или иным способом делают протолочку. Полученные полиминеральные или мономинеральные фракции подвергаются далее испытаниям на их взрываемость с автоматической регистрацией каждого взрыва на счетчике импульсов или на осциллографе с учетом температур через 20 или 50°C. Если на месторождении имеется широкое поле пропаривания, этим же способом выявляется и в дальнейшем при интерпретации результатов учитывается декрептометрический фон рудовмещающих пород. Направление увеличения количества взрывов и температур взрываемости указывает на приближение к рудному телу или к растворопроводящему каналу.

Результаты этих испытаний могут быть представлены кривыми разной взрываемости на разрезе скважин или по различиям в количестве взрывов и в избранных температурных интервалах позволяют построить карты изолиний, на которых выявляются центры или зоны их высших, средних, низших и нулевых значений импульсов взрывания. Такая детальная поисковая съемка названа нами декрептометрической (Ермаков, 1968₁).

При проведении этой съемки самым тщательным образом должны выявляться детали геологического строения участка и особенно мест развития повышенной трещиноватости пород и индивидуальных дорудных трещин — возможных проводников растворов. Необходимо также учитывать разный состав пород, наличие экранирующих контактов и т. д. Трещины и экраны для продвижения растворов могут обеспечивать аномальную взрываемость пород, нарушать равномерность ее увеличения по направлению к рудному телу.

Апофизы главных рудных тел даже малой мощности (до 20 см) для флюоритовых месторождений показывают четкую взрываемость вмещающих пород на расстоянии 10—15 м, а при мощности около 40—50 см — на расстоянии 35—45 м от их всячего бока (Ермаков, 1966).

При декрептометрической съемке поверхности в наиболее важных участках территории гидротермальных проявлений следует проверять полученные результаты пространственной термометрией выборочных площадей путем нагревания вторичных жидких включений в минералах рудовмещающих пород.

Наличие ядерных материалов по скважинам, даже не пересекающим рудные тела, может при их проверке на «звучание» (декрептокаротаж) облегчить задачу обнаружения рудного тела на глубине. Граниты Кармазара на расстоянии 50—60 м от всячего бока одной слепой гидротермальной жилы мощностью около 1 м обнаружили ясную взрываемость, быстро увеличивающуюся в интенсивности и частоте по направлению к рудовмещающей трещине — бывшему проводнику растворов (Ермаков, 1966₁).

Поэтому представляется перспективной корректировка данных буровых работ путем применения разных приемов использования вторичных включений минералообразующих растворов и главным образом наиболее производительного декрепитационного метода.

С помощью одного многоканального осциллографа Н-700 отечественного производства (г. Кишинев) могут испытываться на месте

одновременно 11 проб + 1 канал контрольный (без пробы), что обеспечивает проверку на взрываемость 80—90 образцов в одну рабочую смену.

Следует остановиться на комплексном применении декрептофонического и геохимического методов поисков по первичным ореолам. Такое сочетание представляется весьма перспективным при сопоставлении термозвукограмм и спектрограмм, полученных по одним и тем же пробам (см. § 21).

Главные элементы оруденения и их элементы-спутники в рудообразующих средах несомненно фиксируются и во вторичных включениях каждого эндогеохимического ореола. Они утрачивают свое диагностическое значение за пределами последнего (в ореоле пропаривания), где действовали уже «отработанные» растворы. Сопоставление термозвукограмм и спектрограмм в первую очередь позволит выявить границу между этими генетическими однозначными ореолами, которая по существу определяется пределом чувствительности спектрального анализа.

Если в минералообразующих растворах не было «транспортбельных» элементов вокруг рудного тела, новым методом будет фиксирован только ореол пропаривания, что, например, характерно для хрусталоносных жил. Наоборот, при наличии в рудообразующих растворах таких легкоподвижных элементов, как йод, мышьяк и ртуть, геохимический ореол может совпадать с ореолом пропаривания.

Здесь предстоит совместная с геохимиками большая работа по выявлению генетического «лица» всех наложенных ореолов. Их углубленная характеристика и элементы зональности выступают как функция воздействия на породу растворов, разных по составу, состоянию и термодинамическим параметрам. Это позволит значительно более уверенно подойти к решению обратной задачи по интерпретации значения этих ореолов в определении не только вероятного места, но и состава скрытых на глубине рудных тел. При этом детально должна изучаться и геологическая обстановка формирования «надежных» и «ненадежных» первичных ореолов, включая опытные исследования физико-химических свойств и проницаемости пород для растворов разного физического состояния и состава.

Таким образом, установление первичных ореолов не должно превращаться в простую, чисто техническую (декрепитация) или химическую (спектральный анализ) задачу. Поскольку разная по частоте и температурным интервалам взрываемость включений в образцах, взятых на различных расстояниях от рудных тел, дает определенные числовые характеристики, для обработки результатов и более уверенного выявления их значения в развитии декрептофонического метода потребуются привлечение математического аппарата и вычислительной техники.

Для повышения эффективности методов необходимо также углубленное выявление причинных связей через разносторонний учет геолого-геохимических аспектов проблемы, сопровождающийся исследованиями вторичных (в ореолах) и первичных (в рудных телах) включений минералообразующих растворов.

§ 19. УГЛЕКИСЛОДОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД ПОИСКОВ КВАРЦЕВЫХ ТЕЛ И ЗОН ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

К 1970 г. для некоторых геологических ситуаций гидротермального минералообразования была выявлена применимость дегидратационного, а к 1973 г. углекислодометрического методов детальных поисков, впервые доложенных нами на IV совещании по термобарогеохимии процессов минералообразования в г. Ростове-на-Дону.

В подвижных минералообразующих гидротермах углекислота количественно находится на втором месте после воды. Она имеет очень низкую критическую точку ($31,1^{\circ}\text{C}$) и поэтому при более высоких температурах обладает резко повышенной степенью экспансивности. Это содействует ее отделению от воды при формировании ореолов пропаривания.

В качестве технических средств измерения п. п. п. использовались простые торзионные весы «500 мг», выпускаемые Киевским заводом медицинской аппаратуры. Для района месторождения «Первое» было выявлено фоновое значение уровня первичной водонасыщенности кварцитов в 0,2—0,4%, а в 2 м от крупной растворопроводящей трещины, ныне заполненной хрусталеносной кварцевой жилой, п. п. п. составили в среднем 3,29 вес.%. Таким образом, в блоке измененных пород $10 \times 10 \times 10$ м, ближайшей к жиле части ореола пропаривания оказалось законсервировано большое количество палеогидротермальной воды (87 т), что на 76,6 кг превысило ее фоновое содержание. С удалением от жилы, п. п. п. кварцитов постепенно уменьшаются в связи с тем, что просачивание водных растворов с удалением от канала их циркуляции (трещины) затруднялось вследствие снижения температуры и повышения вязкости растворов. Однако даже при визуальном изучении вторичных включений в кварцитах ореола пропаривания обращало на себя внимание увеличение количества водно-углекислых и углекислых включений с удалением от контакта с кварцевой жилой. Происходил отгон CO_2 в стороны от места наибольшего прогревания пород, т. е. от растворопроводящего канала. Оказалось возможным использовать непосредственные изменения в содержаниях H_2O и CO_2 во вторичных газово-жидких включениях кварцитов и для взаимной проверки соединить дегидратационный и углекислотный методы с декрептофоническим методом испытаний пород.

В опытно-методическом порядке это было осуществлено О. Ф. Мироновой по пробам, отображенным по декрептометрическому профилю штольни № 2 «Пятого» месторождения (рис. 30). Ею был использован метод параллельного определения H_2O , CO_2 и других газов с помощью газовой хроматографии для анализа газово-жидких включений в минералах с применением советского «Полисорба Г» в качестве адсорбента. Декрепитация вторичных включений в кварцитах вначале осуществлялась в вакууме кварцевой трубки-печи путем прогревания пробы массой 0,5—1 г сверх температуры гомогенизации. Определения проводились на хроматографе ЛХМ-7А с детектором по теплопроводности — катарометром в токе инертного газа (азот), выносившего пары воды

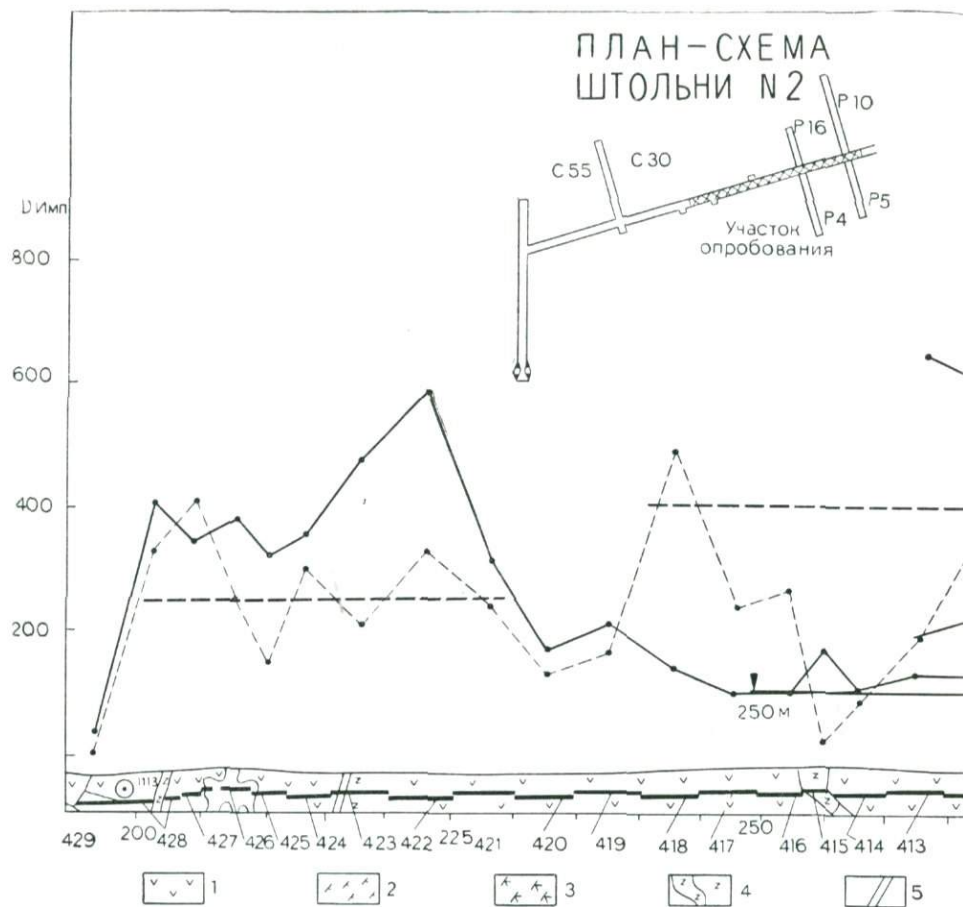
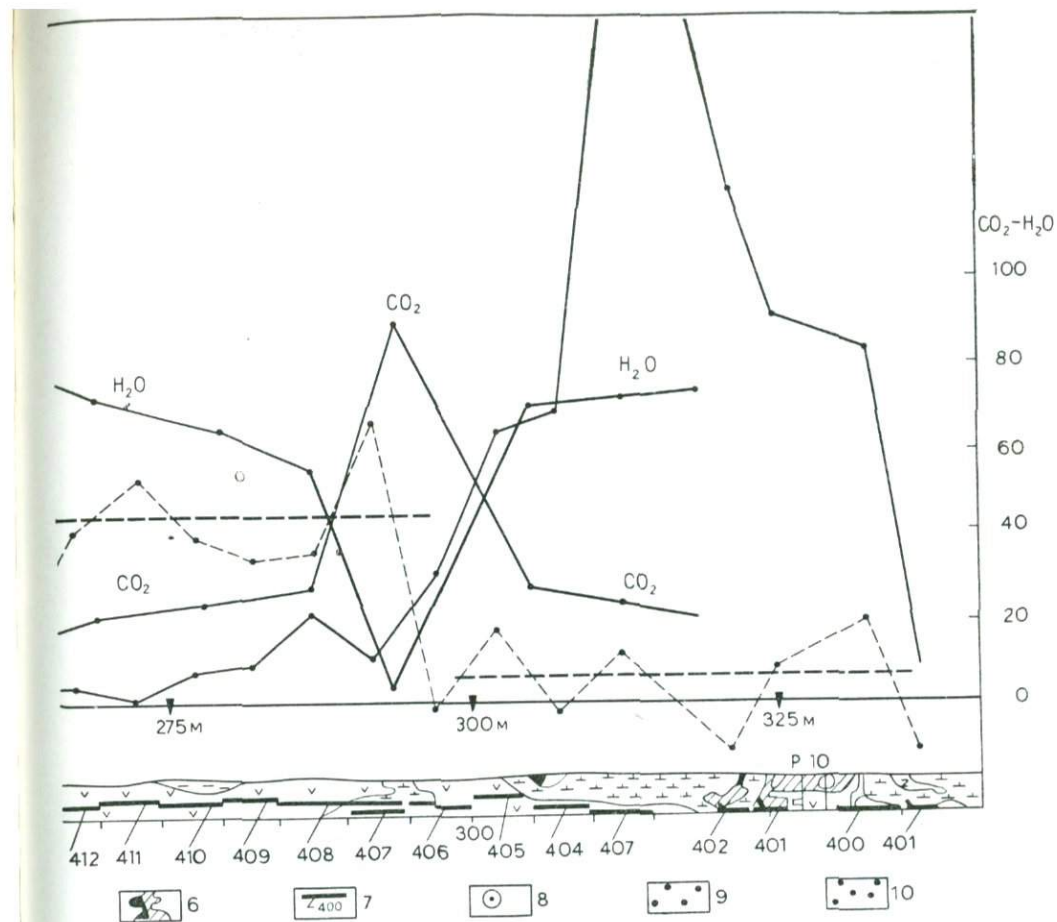


Рис. 30. Результаты испытания углекисловодомерного метода

1 — кварциты; 2 — гнейсы амфиболовые; 3 — гранито-гнейсы; 4 — пегматиты; 5 — тектонические
8 — маркшейдерская точка; 9 — декрептоактивность в интервале

и углекислоту в ячейку с гидридом кальция. Здесь H_2O вымораживалась, а CO_2 пропускалась в кондуктометрическую ячейку с $Ba(OH)_2$ для количественных определений. Выявляющееся этим методом процентное содержание углекислоты в воде имеет относительную ошибку в пределах 3%. Количество анализов за рабочий день составляло 10—15 проб.

Отобранные нами по стенке штольни с «шагом» 5 м 12 пунктирно-бороздовых проб были приурочены к интервалу 60 м, расположенному между кварцевожильной залежью с хрусталеносными полостями и гидротермально измененным телом пегматитов, т. е. между двумя пунктами высокого прогрева пород при процессе минералообразования.



детальных поисков по штольне 2 (по Н. П. Ермакову):

трешины; 6 — жильный кварц с хрусталеносными полостями; 7 — интервал опробования и номер пробы; 300—480°C; 10 — декрептоактивность в интервале 120—300°C

Именно в таких местах метаморфогенные включения с плотной углекислотой подвергались природной декрепитации, а их содержимое отгонялось в стороны от прогретого участка. Углекислота водно-углекислых гидротерм также стремилась удалиться от места минералообразования, хотя часть ее успевала все же герметизироваться во включениях жильного кварца, показывая содержания до 470 г/кг воды. Однако на расстоянии 5—10 м от главного хрусталеносного кварцевого тела ее содержание составило 280—300 г CO_2 в 1 кг воды, а на расстоянии 15—20 м — 350—400 г/кг воды законсервированных гидротерм. Максимальное содержание CO_2 (917 г/кг воды) было установлено на расстоянии 25—30 м от крупного кварцевого тела. Отгону на большие

расстояния, по-видимому, воспрепятствовало встречное ее движение от указанного выше пегматита, что фиксировано пиком CO_2 на профиле (см. рис. 30). Вблизи пегматита содержание углекислоты составило 200 г/кг воды. С удалением от места прогрева на 10—12 м этот показатель равен в среднем 341 г/кг воды, а в 23—28 м — 365—370 г/кг воды. На расстоянии 35 м от пегматита и кварцевого тела уровень содержания CO_2 в гидротермах ореолов пропаривания повысился до 440 г/кг воды и далее поднялся до отмеченного выше пика до 917 г/кг воды.

Приведенные фактические материалы по содержанию углекислоты в ореоле пропаривания оказались важны также для расшифровки природы декрепитации включений в кварцитах в I низкотемпературном (120—300°C) и II высокотемпературном (300—480°C) интервалах по «Пятому» месторождению.

На изготовленном в лаборатории МГУ приборе Б-1 была исследована декрепитационная активность кварцитов, показавшая почти прямую корреляцию между декрепитационной активностью в I интервале и содержанием CO_2 во включениях растворов. Максимум последнего (917 г/кг воды) совпал с высшим пиком (600 импульсов) низкотемпературной декрепитации, а минимумы содержания (200—280 г/кг воды) в пробах показали активность ниже 200—100 взрывов на 1 г пробы.

На кривой импульсов высокотемпературного интервала различия в содержании углекислоты во включениях проб почти никак не сказались, так как такие включения взорвались еще на первом этапе нагревания. В то же время высокотемпературная декрепитационная активность кварцитов в участках образования кварцево-хрусталеносных тел от 600 до 1600 импульсов взрывания на 1 г пробы является показателем близости этих тел. Именно это стало основополагающим мотивом для отыскания последних. Однако кроме увеличения количества взрывов включений водных палеогидротерм в высокотемпературном интервале (II) нужно учитывать и фактические данные взрываемости в низкотемпературном интервале, которые оказались связаны с концентрацией углекислоты в водных растворах.

Приведенные выше аналитические данные по содержанию CO_2 в граммах на 1 кг воды могут быть пересчитаны на весовые проценты того и другого подвижного вещества кварцобразующих растворов путем их суммирования по каждой пробе. В этом случае мы получаем следующие цифровые данные, сведенные в табл. 27.

По этим данным, наложенным в виде кривых содержаний H_2O и CO_2 на декрепитометрический профиль (см. рис. 30) по горизонту штольни № 2, можно наглядно видеть постепенное уменьшение содержания воды во включениях кварцитов на расстоянии до 20 м от хрусталеносного тела и ее резкое снижение к 30 м. То же устанавливается и по отношению к гидротермально измененному пегматиту, по мере удаления от которого относительное содержание палеогидротермальной воды во включениях пород снижается от 83,3 до 70,0 вес.%, а затем на расстоянии 40 м обнаруживается резкий спад ее содержания. Таким образом, в отношении воды устанавливается прямая корреляция — чем ближе к минеральному телу, тем ее содержание в пробах

Содержание воды и углекислоты в исследованных пробах кварцитов

Расстояние, м	H ₂ O, вес. %	CO ₂ , вес. %	CO ₂ , г/кг воды
От кварцевого тела			
5	77,5	22,5	280
12	77,0	23,0	300
20	72,7	27,3	375
30	5,2	94,8	917
От пегматита			
35	70,0	30,6	440
25	73,7	26,3	368
15	74,6	25,4	341
8	83,3	16,7	200

выше. Для углекислоты обнаруживается обратная зависимость. Это экспансивное вещество с очень низкой температурной критической точкой несомненно отгоняется в стороны от мест повышенного прогрева пород около растворопроводящих каналов.

Таким образом, изменения содержания воды и углекислоты в растворах вторичных включений в минералах пород дает основания для развития углекисловодомерного метода детальных поисков, особенно в сочетании с декрептофоническим методом. На примере изученного хрусталеносного тела можно видеть, как резкое снижение декрептоактивности пород в высокотемпературном интервале (300—480°C) совпадает со спадом содержания воды в ореоле пропаривания и резким повышением относительного содержания углекислоты в растворах включений, отвечающего низкотемпературному (120—300°C) пику декрепитации в 600 импульсов. Этот пик декрепитации и повышенный процент содержания углекислоты возникли в результате встречного отгона последней, с одной стороны, от места формирования хрусталеносного тела, а с другой — от места образования и гидротермального преобразования пегматита. Новый углекисловодомерный метод должен быть испытан для нахождения рудных тел для разных гидротермально-пневматолитовых месторождений и различных геологических ситуаций. Однако установленные основы его применения должны иметь общее значение.

§ 20. ШЛИХОВЗРЫВНОЙ МЕТОД ПОИСКОВ

Среди геологических методов поисков рудных месторождений с 1905 г. систематически и успешно применяется шлиховой метод. Однако этот метод, как отмечает В. И. Красников*, «за последние 20 лет почти не развивался и сейчас явно отстал от современных научно-тех-

* Красников В. И. Рациональные поиски рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1959.

нических возможностей и требований производства». Далее он справедливо указывает, что «сейчас речь должна идти о создании нового, комплексного метода поисков рудных месторождений по потокам рассеяния и гидросети, причем этим методом в ближайшие годы необходимо покрыть все площади прежних шлиховых съемок, по крайней мере в наиболее перспективных районах».

В качестве такого комплексного, но не нового метода В. И. Красниковым предлагается сочетание обычного минералогического изучения шлихов с геохимическими анализами донных илов. Однако и такое комплексирование не обеспечит достаточной уверенности в том, что в районах его применения не будут пропущены коренные и россыпные месторождения. Требуется радикальное усовершенствование в использовании того огромного количества шлиховых проб, которое ежегодно отбирается в процессе проведения геологических съемок и иных поисковых обследований рудоносных районов.

Это, по нашему мнению, может быть достигнуто не с помощью улучшения описания шлихов и более тщательной диагностики в них рудных минералов, а принципиально новым методом экспериментального испытания легкой фракции в каждой пробе.

Как известно, в основе шлихового метода находится обнаружение в отмытых шлихах тяжелых, с удельным весом более 3, химически устойчивых полезных минералов. Такие минералы со времен М. В. Ломоносова выступают в качестве прямых показателей наличия соответствующего оруденения выше по течению реки или по склону долины.

подавляющее большинство металлоносных гидротермальных месторождений представлено очень легко разрушающимися в экзогенных условиях сульфидами, не сохранившимися в шлихах, за исключением устойчивой киновари. Однако эти сульфиды, как правило, находятся в ассоциации с кварцем и другими легкими, но очень устойчивыми жильными минералами. От этих минералов-спутников рудных компонентов стремятся освободиться при отмывке шлихов и пока почти не используют их в поисковых целях.

Предлагающийся шлиховзрывной метод поисков, наоборот, в основном базируется на учете и *испытании обломков минералов легкой фракции шлихов*. Среди них такой минерал-космополит, как кварц, имеет наибольшее значение. В новом методе используется не сам минерал, а мельчайшие капельки рудообразующих растворов, законсервированные в нем в виде газово-жидких включений.

Даже в мельчайших обломках — песчанниках кварца и других жильных минералов гидротермального происхождения — содержится большое количество жидких включений, а в пневматолитовых минералах — включения газовых растворов. Эти включения эталонов минералообразующих сред могут наблюдаться и изучаться в песчаной фракции шлихов под микроскопом с применением иммерсионных жидкостей. Именно таким образом во фракции кварцевого песка может быть выявлена генетическая природа каждой песчинки и установлено процентное содержание песчинок гидротермально-пневматолитового кварца в каждой данной навеске по отношению к кварцу иного происхождения.

Однако здесь мы встречаемся с очень трудоемким исследованием, которое может быть заменено автоматической проверкой наличия в обломках минералов газово-жидких включений путем их взрыва при нагревании и регистрации каждого взрыва на счетчике импульсов или на многоканальном осциллографе с высокой производительностью. Для первой общей проверки взрываемости легкой фракции шлиха возможны даже визуальные наблюдения за его частицами, которые при взрывах включений подпрыгивают и перемещаются.

И все-таки для успешного использования метода требуется специальная портативная и лабораторная аппаратура, применяющаяся в минералогической термометрии для термозвукового анализа.

В шливовзрывном методе поисков используются серые или лучше светло-серые шлихи, из которых в тяжелых жидкостях отделяются обломки жильных минералов, в особенности кварца; они подвергаются испытаниям в строго определенной навеске (обычно 1 г). Легкая фракция шлиха не взрывается при нагревании до 700°C, если в ее зернах отсутствуют газово-жидкие включения растворов. Например, широко распространенные кварцы гранитов или порфиров, не подвергающиеся гидротермальному воздействию, не дают эффекта взрыва, так как в них содержатся только затвердевшие включения магматических расплавов — раскристаллизованные в первых и аморфные во вторых (Ермаков, 1957₁). Наоборот, песчинки, попавшие в шлих из разрушавшихся гидротермальных (или пневматолитовых) кварцевых жил, обнаруживают интенсивную взрываемость, так как количество мельчайших газово-жидких включений в них велико и обычно измеряется десятками и сотнями на 1 мм³.

Понятно, что чем ближе к источнику гидротермального кварца был взят испытуемый шлих, тем большее количество взрывающихся песчинок будет обнаружено в его навеске. Иначе говоря, с приближением к коренному месторождению или жиле послемагматического происхождения количество взрывов на одинаковую навеску легкой фракции шлиха будет неизменно увеличиваться, а вблизи месторождения, даже перекрытого наносами, оно достигнет резко повышенного значения (сотни и даже тысячи взрывов на 1 г).

Это показано на принципиальной сводной схеме применения шливовзрывного метода, составленной по фрагментам испытаний в рудных районах (рис. 31). Схема не требует детальных пояснений, и мы перечислим лишь представленные на ней принципиально важные случаи.

В шлихах, взятых от устья центральной речки вверх по течению, не встречалось проб, содержащих рудные минералы, и геолог при обычном минералогическом изучении шлихов мог легко прийти к выводу об отсутствии в ее бассейне рудных проявлений. Между тем начавшаяся еще от устья взрываемость шлихов должна удерживать его от этого заключения. По нижнему левому притоку взрываемость шлихов стала резко повышаться, и мы только в непосредственной близости от подпруженной россыпи обнаружили первый шлих со знаками золота, а затем и золотоносные кварцевые жилы. Обычное шлихование без декрепитации легкой фракции шлихов, а также геохимическое исследование

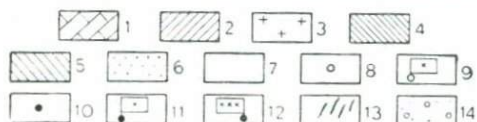
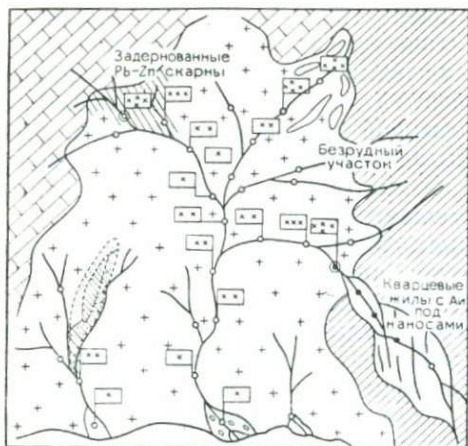


Рис. 31. Принципиальная схема применения шлиховзрывного метода мелкомасштабных поисков месторождений (по Н. П. Ермакову):

1 — известняки; 2 — сланцы; 3 — гранитоиды; 4 — первичный геохимический ореол; 5 — вторичный геохимический ореол; 6 — зона гидротермального пропаривания; 7 — пегматиты камерные и жильные; 8 — шлихи безрудные (пустые), не взрывающиеся; 9 — шлихи пустые с взрывающейся легкой фракцией жильных минералов; 10 — шлихи рудные с полезными компонентами; 11 — шлихи с рудными минералами и взрывающейся легкой фракцией жильных минералов (100 импульсов разрывов в навеске легкой фракции шлиха); 12 — то же, 300 импульсов; 13 — рудные жилы; 14 — конусы выноса

донных илов в этой геологической ситуации не дадут положительного эффекта.

Второй левый приток не обнаружил взрываемости легкой фракции шлихов, так как кварц гранитов не содержит газово-жидких включений, а рудные жилы отсутствуют.

В левой вершине реки в шлихах не встречены рудные минералы, и изучение донных илов не показало повышения содержания металлов. Однако в кварце шлихов вверх по течению обнаруживается все большее и большее количество газово-жидких включений. Такой кварц поступал из безрудных, но хрусталеносных пегматитов эндоконтакта гранитного массива.

В донных илах правой вершины обнаруживается повышенное содержание свинца и цинка. Но шлихи вследствие легкой разрушаемости сульфидов не содержат рудных минералов. Однако в электромагнитной фракции шлихов снизу вверх увеличивается количество пироксенов, амфиболов и гранатов, что указывает на наличие скарнов. Повышающаяся в том же направлении взрываемость кварца указывает на проявление наложенного на скарны гидротермального оруденения. В этом случае все три метода дополняют друг друга и любой из них может привести к выявлению скрытого под наносами полиметаллического оруденения в скарнах.

К востоку от устья реки безрудный шлик, взятый в небольшой балке, содержит много кварцевых зерен, но не обнаруживает их взрывания. К западу от устья в другой балке, пересекающей те же гранитоиды, кварцевые зерна этих пород не сопровождаются рудными минералами, но взрываются. Несмотря на отсутствие в той и другой балке гидротермальных кварцевых жил и других выходящих на поверхности

рудных тел, различия в поведении магматического кварца связаны с наличием в западной балке первичного ореола пропаривания пород над скрытым рудным гидротермальным телом. В этом ореоле тончайшие трещинки в кварце претерпели залечивание, сопровождающееся самоизоляцией микроскопических капелек растворов в виде вторичных газозо-жидких включений. Перегрев их сверх температур гомогенизации обнаруживает тот же, что и для первичных включений рудных тел, эффект взрывания.

Следует отметить недостатки и ограничения в применении ранее известных и нового шлиховзрывного методов.

Обычный шлиховой метод из-за небольшого набора в 25—30 видов и разновидностей минералов, устойчивых в условиях поверхности и обладающих большим удельным весом, позволяет проводить поиски на 14—15 металлов и 7—8 видов неметаллических ископаемых. Геохимические поиски по илам существенно дополняют этот метод по 9—10 металлам, минералы которых не сохраняются в шлихах.

Новый шлиховзрывной метод применим ко всем месторождениям металлов и неметаллических ископаемых постмагматического происхождения, но непригоден для отыскания объектов магматического и осадочного генезиса.

Таким образом, применение этих методов порознь или даже первых двух совместно не дает гарантии открытия всех месторождений, выходящих на поверхность или скрытых четвертичными наносами. Коренное усовершенствование для поисков в перспективных рудных районах по потокам рассеяния материала из разрушившихся месторождений возможно только при комплексном использовании всех трех методов, среди которых шлиховзрывной займет важное место.

§ 21. СОЧЕТАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИХ РУДОПОИСКОВЫХ МЕТОДОВ НА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ САДОНСКОЙ ГРУППЫ

Декрептофонический метод поисков к настоящему времени проверялся на разных рудовмещающих породах: гранитах, гранодиоритах, кварцитах, песчаниках, кислых эффузивах, серицитизированных и окварцованных породах и гнейсах амфиболитовой фации метаморфизма. Им в опытным порядке были охвачены редкометалльные, слюдоносные и хрусталеносные пегматиты и скарновые тела. Однако наибольшую эффективность можно ожидать в отношении гидротермальных месторождений. Об этом говорит опыт использования и проверки метода на месторождениях олова, флюорита, горного хрусталя, полиметаллов и золота.

В настоящий период становления декрептофонического метода особенно важным является сопоставление его результатов с геохимическим методом по первичным ореолам с применением высокочувствительных спектральных анализов. Такая работа была проделана нами по свинцово-цинковым месторождениям Садон и Холст на Северном

Кавказе и дала весьма интересные материалы, освещающиеся детально ниже.

Для проверки применимости декрептофонического метода поисков и созданной для него в МГУ портативной аппаратуры мы воспользовались возможностью использовать его действенность применительно к полиметаллическим и кварцевым жилам, сформировавшимся в разное время по трещинам в гранитах.

Каменные материалы для испытаний по району Садонской группы месторождений оказались наиболее важными потому, что они предвительно были изучены С. С. Куйкиным (МГУ) по геохимическим профилям не обычным, полукочественным спектральным анализом, а высокочувствительным спектральным анализом, разработанным в Ленинграде сотрудниками ВИТРа Е. А. Сергеевым и Л. С. Марголиным (1959).

Это позволило нам осуществить наиболее надежную сверку (по одним и тем же образцам пород) результатов изучения первичных геохимических ореолов рассеяния элементов (Сафронов, 1963; Соловов, 1959) с результатами выявления ореолов пропаривания, полученных с помощью декрептометрических анализов.

Для испытания чувствительности метода к отысканию кварцевых и рудных жил декрептометрически были исследованы породы по двум профилям на поверхности месторождения Холст (восточное месторождение Садонской группы) и по одному подземному профилю Садонского рудника. Кроме того, декрептометрически были изучены фрагменты по некоторым подземным выработкам месторождения Верхний Згид и др.

Анализ металлогении этой группы промышленно важных месторождений был осуществлен В. И. Смирновым (1960), установившим общие закономерности их развития во времени и пространстве и объединившим их в виде Северо-Кавказского полиметаллического рудного пояса, характеризующегося общим тектоно-магматическим развитием. Геологическое строение и минералогия Холстинского месторождения описаны Г. В. Хетагуровым (1961), и поэтому мы не будем останавливаться на их характеристике.

Геолого-декрептометрический профиль II—I был проложен по левобережью р. Кайдон в субширотном направлении для выявления декрепитационной активности пород района месторождения в сопоставлении с порфиридовидными, реже равномернозернистыми палеозойскими гранитами, включающими небольшие жилы шестоватого и молочно-белого кварца. Здесь на расстоянии 100 м выходят на поверхность среди гранитов три кварцевые жилы («Западные» 3, 4, 4¹), имеющие мощность 0,2—0,5 м и падение СЗ 50—60°.

Выше по склону на гранитах залегают покровные альбитофиры лейаса, отделенные по С. С. Куйкину, сбросом от черных глинистых сланцев верхнего лейаса, прослеживающихся также на расстоянии около 100 м.

В такой геологической ситуации на расстоянии около 0,5 км декрептометрически были изучены пробы всех развитых здесь разновидностей

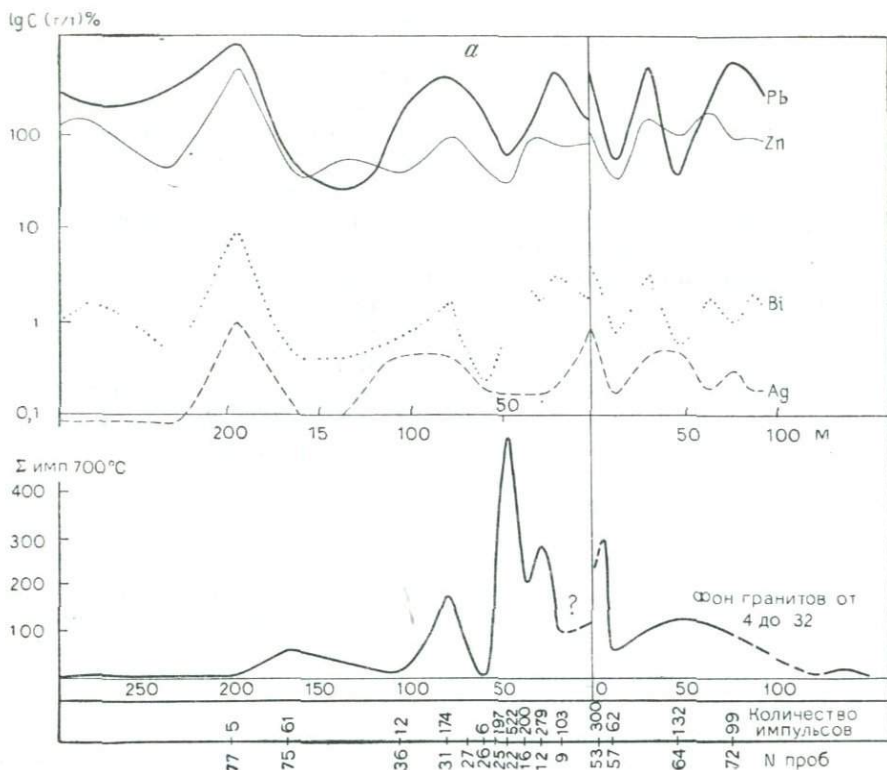
пород, «сгущенные» по гранитам. Фон взрываемости этих пород при постоянном усилении прибора оказался равным 19—20 импульсам, а вблизи кварцевых жил декрепитационная активность гранитов варьировала от 49 до 85 импульсов. Черные сланцы показали активность 4—5 импульсов, а альбитофиры — от 6 до 15. Только верхний покров обнаружил повышенную взрываемость в 48 импульсов, из которых 40 приходится на температуру от 500 до 700°C. Это обстоятельство говорит о взрывании газовых включений, повышено (сверх нормы) насытивших газовыми пузырьками верхний горизонт юрских лав.

Более детальное геохимическое и декрепитометрическое исследование разреза, включающего рудные и кварцевые жилы, было выполнено по профилю I—I, проложенному на поверхности вкост промышленных рудных жил Холстинского месторождения. Последняя с приближением к современному эрозионному срезу примерно на расстоянии 200 м по вертикали расчленяется по оперяющим трещинам на три кварцевые жилы А, Б, В, влияние которых отражено на декрепитометрической и геохимической кривых взрываемости пород и содержании главных ассоциирующихся в жилах элементов (Pb, Zn, Bi, Ag). На указанном расстоянии рудная жила Вертикальная превратилась в существенно кварцевые жилы, однако содержащие с поверхности гидроокислы железа, марганца и свинца. Жила шестоватого кварца имеет мощность 30—50 см и падение СЗ 60—70°. Жила плотного белого кварца Б при субширотном простирании и мощности 40 см имеет падение на север 70°, а жила В, сложенная молочно-белым кварцем, имеет мощность около 20 см. Последняя, по-видимому, является непосредственно продолжением вверх промышленной рудной жилы Вертикальная. Гипсометрически ниже по склону от этих жил среди гранитов обнажаются главная рудная жила Уаллаг-Фантаг и апофизы от жилы Верхняя.

Примерно в 50 м вверх от продолжения жилы Вертикальная (жила В) наблюдается покров нижнеюрских альбитофиров, залегающий на эродированной поверхности гранитов и имеющий в основании базальные конгломераты. В этом покрове установлены также лимонитизированные кварцевые жилы мощностью от 10 до 30 см. Очень интересно нахождение между жилами Б и В останца покровных нижнеюрских альбитофиров.

Результаты проведенных декрепитометрических испытаний пород в этой геологической ситуации оказались очень поучительными (рис. 32). На расстоянии около 0,5 км с юго-востока на северо-запад удалось проследить важные особенности в физико-химической характеристике кислых интрузивных и эффузивных пород в зависимости от наличия в них эпигенетических гидротермальных образований.

В зоне между жилами Верхняя и Уаллаг-Фантаг устанавливается превышение нормального фона взрываемости гранитов (от 4 до 32 импульсов) минимально в 4 раза, но ввиду малого количества проб (3) здесь вырисовывается только один общий «купол» пропаривания, в то время как высокочувствительный спектральный анализ на Pb, Zn, Ag по 8 пробам явно показал на кривых логарифмического содержания этих элементов два «купола», находящихся на расстоянии 20—25 м и



тяготеющих к каждой из упомянутых жил *. По Bi выявилась более сложная логарифмическая кривая распределения. В общем, он показывает повышение содержания в непосредственной близости от этих жил, и если бы не два промежуточных между ними «пика», висмут можно было бы признать в качестве хорошего индикатора полиметаллического оруденения в гранитах.

Основное внимание сопоставлению геохимических и декрептометрических данных высокочувствительного спектроанализа с принятой, средней для нашего портативного декрептографа чувствительностью по профилю I—I было уделено интервалу развития жил Уаллаг-Фандаг и Вертикальная с ее апофизами. Конкретное рассмотрение геологической и декрептогеохимической ситуации на этом участке выявляет следующие факты. В направлении с ЮВ на СЗ в лежащем боку жилы Уаллаг-Фандаг после декрептодепрессии (62 импульсов), начавшей обозначаться на расстоянии 10—20 м, наступает резкое повышение взрываемости до 300 импульсов вблизи жилы, что не менее чем в 10 раз превышает фоновую декрепитационную активность гранитов. После геохимической депрессии также происходит очень существенное повы-

* На геохимических графиках, построенных С. С. Куйкиным, сверху по оси ординат обозначены логарифмы концентрации элементов, а на оси абсцисс, как и везде, — расстояния в арифметическом масштабе.

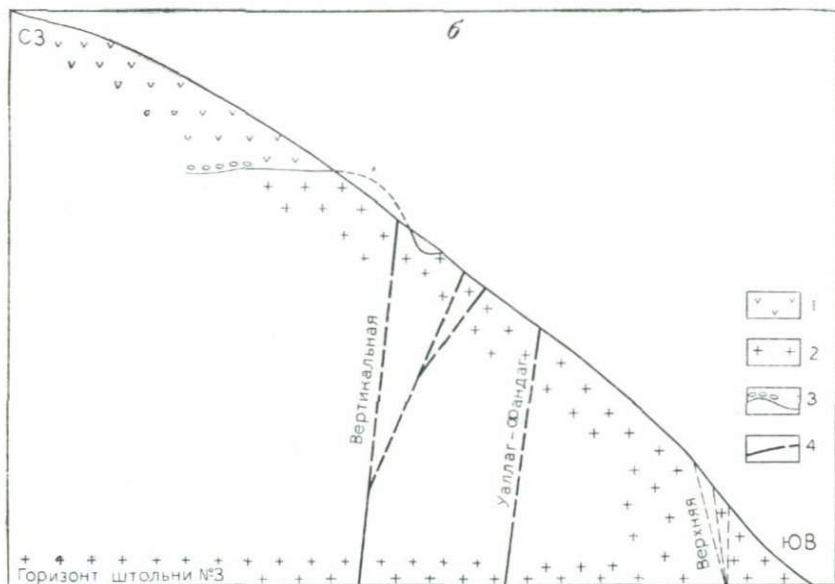


Рис. 32. Геолого-декрептогеохимическое сопоставление декрептограмм и спектрограмм (а) по профилю вкост рудных жил (б) полиметаллического месторождения (по Н. П. Ермакову и С. С. Қуйкину):

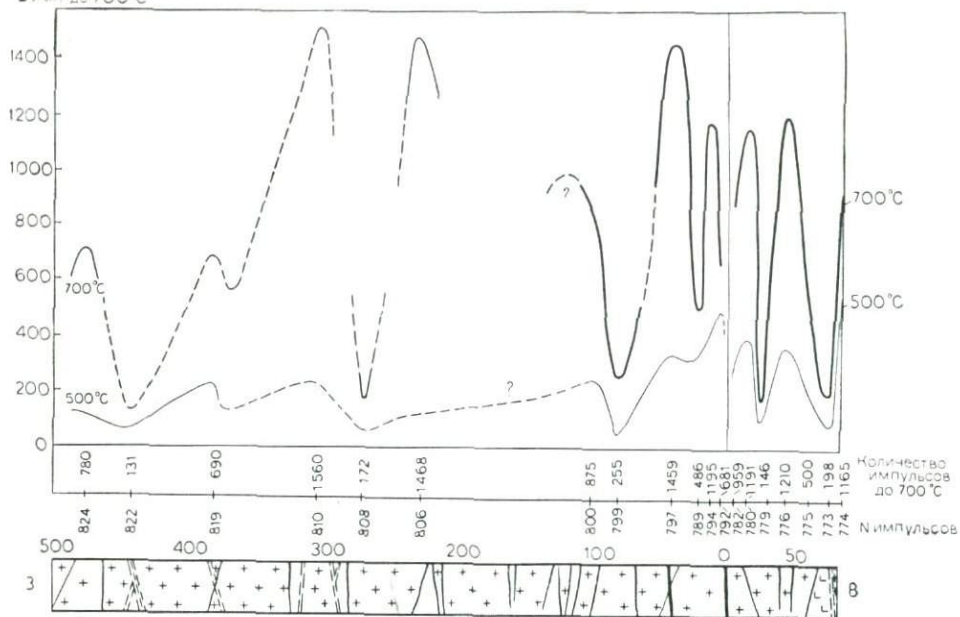
1 — альбитофиры покровные; 2 — гранитоиды; 3 — поверхность доюрской эрозии; 4 — рудные жилы

шение содержания Pb, Zn, Bi, Ag в породах всячего бока жилы на расстоянии около 10 м (рис. 33), т. е. здесь имеет место полное совпадение чувствительности декрептофонического и геохимического методов поисков.

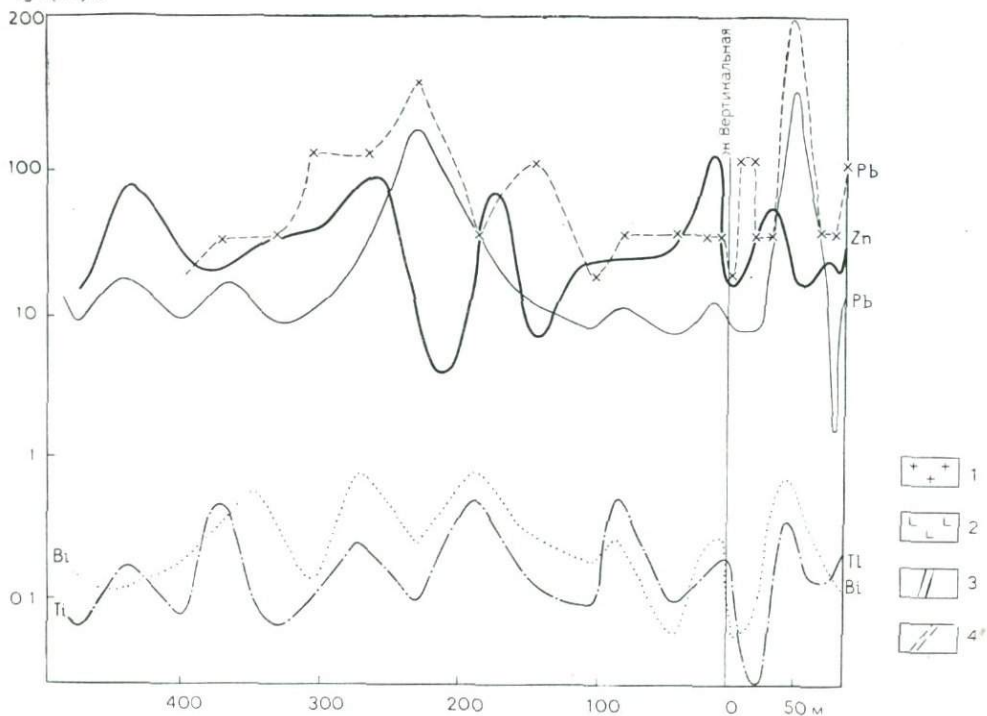
Далее вверх по склону на расстоянии 20—25 м над жилами А и Б выявился декрепитационный пик в 279 импульсов, которому соответствует пик свинца, а по висмуту даже два пика, по-видимому отвечающих каждой из этих жил. На декрептометрической кривой суммарного числа импульсов при нагреве пробы 22 до 700°C обращает на себя внимание очень резкий пик силой в 522 импульсов. Он приурочен к зоне между висячим боком жилы Б и останцом покровных андезитов. Этот пик хорошо ограничен пробамии 18 и 25, имеющими соответственно 200 и 197 импульсов на 1 г навески. Природа этого пика осталась бы неясной без учета температурных интервалов взрывов газовой-жидких включений, из которых только около 10% произошло до 500°C, а остальные приходится на интервал 500—700°C.

Эмпирически установлено, что последний интервал взрываемости при прочих равных условиях наиболее характерен для включений газобразных растворов малой плотности, не способных разорвать стенки вмещающих вакуолей без высокой степени перегрева, сверх температур гомогенизации (Ермаков, 1950). Обычно такие растворы, первыми

Имп до 700°C



lg C(r/r) %



проникающие по разломам в область относительно малых давлений, оказываются предрудными. Здесь их повышенной аккумуляции во вторичных включениях минералов гранитов, обозначенной в виде крупного пика предрудных эманаций, между трещиной жилы Б и покровом лейасовых альбитофиров, содействовало экранирующее влияние последнего. Очень плотные, фельзитового типа альбитофиры почти не подверглись пропариванию и сами обнаружили фоновое для них значение взрываемости (6 импульсов). Кстати, по свинцу, цинку и висмуту этот останец также показал резкий спад содержаний, обозначенный на кривых глубокой депрессией (см. рис. 32).

Несмотря на то что жила Вертикальная выходит на поверхность в виде маломощного (до 20 см) прожилка, она обозначилась в гранитах (на расстоянии 4,5 м от ж. В) четким пиком их взрываемости (174 импульсов), который повторился и на геохимических кривых по Pb, Zn, Bi. Уже в 30 м вверх от этого прожилка граниты приходят к фоновой декрепитационной активности (12 имп.). Последняя в эффузивных альбитофирах, залегающих выше по разрезу, варьирует от 5 до 11 импульсов, но между двумя маломощными кварцевыми жилами выявлено ее повышение до 61 импульса. Таким образом, кварцевые альбитофиры («кератофиры») оказываются чувствительными к воздействию растворов, сохраняют их включения и показывают взрываемость в зонах эпигенетической минерализации. Однако образование указанных кварцевых жил не сопровождалось привнесом металлов, так как даже высокочувствительный спектральный анализ не выявил здесь Pb, Zn, Bi, Ag выше фонового содержания. Природа пика этих металлов в альбитофирах, залегающих выше по склону, пока остается неясной.

Садонское месторождение, эксплуатирующееся с 1847 г., относится к наиболее хорошо изученным и подробно охарактеризованным в литературе рудным объектам. Поэтому здесь мы отметим лишь, что его рудные жилы располагаются в крупных тектонических трещинах равномернозернистых, иногда порфиридных, иногда микроклиновых двуслюдяных гранитов. Нижнепалеозойский массив последних перекрывается с разрывом толщей вулканогенных и осадочных пород нижней юры. Основное внимание мы сосредоточили на восточном районе развития промышленных кварц-пирротин-полиметаллических жил, имеющих падение ЮВ 50—80°.

Высокочувствительному спектральному и декрепитационному анализам подвергались породы по профилю VII—I, отобранные в кварцлагере шахты «Артема» на 5-м горизонте Садонского рудника.

Особенно детально был изучен разрез на запад и восток от крупной жилы Вертикальная на расстоянии до 100 м в обе стороны от нее. Итоги тщательного геохимического и декрепитационного исследований с контрольными проверками результатов представлены в табл. 28.

Рис. 33. Сопоставление геохимического и декрепитационного рудопоисковых методов по профилю вкост жилы Вертикальная — месторождение Садон (по Н. П. Ермакову и С. С. Куйкину):

1 — граниты; 2 — порфиры; 3 — рудные и кварцевые жилы; 4 — разломы

Сопоставление данных декрепитации и спектральных анализов по Садону

Номер пробы	Расстояние от жилы Вертикальная, м	Порода и проявления минерализации	Количество импульсов взрываемости		Содержания элементов ¹ по данным высокочувствительного спектрального анализа (в трубках), в г/т			
			до 500°	до 700°				
	на восток							
782	3	Гранит	329	959	—	—	—	—
780	10	"	312	1191	—/30	—	—	—
779/8	15/20	"	68	146	10	60	0,025	0,08
776	40	"	383	1210	600/1000	15	0,4	1,0
775	60	"	193	500	10/30	30	0,15	0,4
773	80	Дайка альбито-фира	70	198	3/30	20/300	0,15	0,2
774	82,5	Гранит	558	1165	20/100	40/100	0,4	0,15
	на запад							
792	4	Гранит	480	681	—/30	—	—	—
794	10	"	410	1195	—/30	—	—	—
789	20	"	345	910	20/30	150/300	0,15	0,3
797	40	"	375	1459	10/30	40	0,1	0,06
799	80	"	43	255	15/30	30	0,6	0,3
800	100	"	247	875	20/30	30	0,1	0,2
806	220	"	120	1468	300/300	4	0,1	0,3
808	260	"	48	172	40/100	100/100	0,25	1,0
810	300	"	216	1560	15/100	40	0,1	0,15
819	380	"	284	690	20/30	20	0,6	0,15
822	440	"	91	131	20/30	80/100	0,15	0,3
824	480	"	108	710	—/30	—	—	—

¹ В числителе — данные высокочувствительного спектрального анализа (в трубках), в знаменателе — данные обычного полуквантитативного спектрального анализа (для Pb, Zn).

В эту таблицу (с № 14) включены также выборочные пробы в интервале 220—480 м на запад от жилы Вертикальная, где кроме маломощных (0,5—0,8 м) рудных жил и минерализованных трещин в биотитовых и двуслюдяных гранитах развиты более ранние дайки сингенетических с ними древних аплитов и кварцевых жил. Остаточная магма и гидротермальные эманации дали здесь древний палеозойский спектр пропаривания, усложнивший дешифрирование ореолов вокруг молодых, постнижнеюрских рудоносных жил.

Отрезок профиля в районе жилы Вертикальная в этом отношении оказался наиболее надежным для сопоставления геохимических и декрепитометрических данных. Именно поэтому мы и сосредоточили на нем основное внимание.

Симметрично по обе стороны от жилы на расстоянии 35 м при нагревании проб гранитов до 700°C обнаружили два четких пика взрываемости в 1210 и 1459 импульсов, за которыми на восток и запад на расстоянии 80 м выявились по отношению к ним глубокие депрессии в 198 и 225 импульсов.

К востоку от рудной жилы крупному декрепитационному пику (1210 импульсов) и ограничивающим его депрессиям (198 и 146 импульсов) в точности отвечают резкие повышения и спады в содержании элементов-индикаторов оруденения (Pb, Bi, Tl). Такие же полные совпадения относятся к минерализованной зоне трещиноватости между дайкой альбитофиров и гранитами, в которой декрепитационная активность пород поднимается до 1165 импульсов параллельно с повышением содержания для Pb. Однако точность этих совпадений начиная с расстояния 15—20 м от главной жилы Вертикальная уже утрачивается.

Геохимически по данным высокочувствительного спектрального анализа здесь в рудовмещающих гранитах обнаруживаются резкие снижения содержаний всех металлов (отрицательные аномалии) и, в частности, Pb, Zn, Bi, Tl. Однако с приближением к рудному телу в интервале 20—10 м декрепитометрия выявляет второй резкий пик взрываемости до 1191 импульсов с последующим снижением их на расстоянии 3 м до 959 импульсов и ниже. Последнее связано с выщелачиванием кварца гранитов как основного минерала-хранителя вторичных газожидких включений.

Здесь любопытно отметить, что обычный спектральный анализ в указанном интервале также показал существенное повышение содержания свинца, обозначенное С. С. Куйкиным на графике верхней пунктирной линией, а пик цинка как более подвижного компонента оказался смещенным на большее расстояние, совпадающее с декрепитометрической депрессией. Нельзя не отметить, что последняя отвечает интервалу развития «чистых» гранитов, а амплитуда окаймляющих ее пиков, возможно, была усилена наличием в них прожилков дорудного кварца и минерализованных трещин.

Вторая в направлении на восток глубокая депрессия совпала с дайкой плотных альбитофиров меньше, чем граниты, подвергавшиеся пропариванию. Однако, несмотря на все эти осложнения, можно с уверенностью считать, что наличие жилы Вертикальная, точнее генерировавших ее проточных растворов, обеспечило на расстоянии 50 м возникновение ореола пропаривания и аномальной взрываемости рудовмещающих пород.

Как видно из графика, и к западу от рудной жилы вертикальная декрепитометрически была выявлена та же картина взрываемости пород, что и к востоку от нее. Однако на западе резкое увеличение количества взрывов (главный пик — 1459 импульсов) совпало с влиянием нерудных кварцевых жил, обнаруживающихся в гранитах на расстоянии от 35 до 65 м от Главной рудной жилы. Они отразились здесь в существенном дорудном усилении декрепитометрической активности пород, но в то же время не вызвали их обогащения металлами. Что касается ближнего, примыкающего с запада к жиле Вертикальная декрепитометрического пика, то он достаточно точно совпал с пиками по свинцу, цинку, висмуту и таллию и связан только с основным оруденением.

Геохимические и декрепитометрические аномалии, располагающиеся на расстоянии свыше 100—200 м, формировались без участия рудных растворов, фильтровавшихся в стороне от этой жилы. Эти

аномалии связаны с местными условиями древней кварцевой и молодой (рудной) минерализации. С точки зрения последней привлекает внимание интервал кваршлага от 200 до 240 м, где геохимически (по свинцу) и декрепитометрически (1468 импульсов) выявляется четкая положительная аномалия, которая вряд ли может быть связана здесь только с наличием мелких прожилков. Последние могут оказаться апофизами более крупного рудного тела.

Безрудная декрепитометрическая аномалия (1560 имп.), выявленная на расстоянии 300 м от жилы Вертикальная, по-видимому, связана только с древней (палеозойской) кварцевой минерализацией в гранитах. На расстоянии 376 м от жилы Вертикальная наблюдается кварцеворудная жила мощностью 0,8 м. В ее всячем боку (на расстоянии 12 м) обнаруживается подъем декрепитационной активности гранитов до 690 импульсов, что устанавливается с помощью высокочувствительного спектрального анализа на Pb и Tl.

Проба, взятая из зоны «большого сброса» (мощностью 1 м), находящегося на расстоянии 438 м от жилы Вертикальная, обнаружила повышенные содержания Pb, Zn, Tl, но резкий спад декрепитационной активности (131 импульсов) раздробленных и рассланцованных гранитов. Этот сброс, возникший еще в дорудное время, испытывал и послерудные перемещения, механическая энергия которых, переходившая в тепловую, обеспечила значительную природную взорванность вторичных газовой-жидких включений в кварце гранитов, который при искусственном прогреве до 700°C показал низкую декрепитационную активность, близкую к фоновой для этих пород Садонского рудного поля.

Наконец, наблюдающиеся на расстоянии 453—482 м от жилы Вертикальная безрудная кварцевая и рудоносная жилы, имеющие мощность до 0,5 м, проявились в пике декрепитационной активности в 710 импульсов, причем после спада над кварцевой жилой наблюдается повышение в содержании Pb, Zn, Bi, Tl по направлению к жиле, содержащей сульфиды.

По большинству проб на свинец можно видеть удовлетворительные совпадения результатов, если этот металл содержался в породах в относительно больших количествах (выше 20 г/т). Однако, как видно из табл. 25, вариации в его содержании от 3 до 20 г/т по существу не являются обычным спектральным анализом. Поэтому мы проводили сопоставление декрепитационных кривых только с геохимическими кривыми, построенными по данным высокочувствительного анализа.

Малые плотности включений флюидов от высокотемпературных сухих газов до низкотемпературных паров характерны соответственно для раннепневматолитового процесса и позднего пневматолита, иногда возникающих при внутрирудных, часто повторных тектонических открытиях трещин. И газовые, и жидкие водные растворы, проникая в породы, вызывают в них метасоматоз, залечивают микротрещинки в минералах и при этом самоконсервируют себя в виде мнимовторичных и вторичных газовых и жидких включений.

Декрепитационные кривые отражают лишь суммарные количества импульсов взрывов на единицу массы пробы (1 г), и в общем их коли-

чество возрастает с приближением к минерализованной жиле, часто обнаруживая спады лишь в призальбандовых частях, если имели место явления выщелачивания. Разница в сумме импульсов высокотемпературного интервала нагревания (500—700°C) и интервала до 500°C не является случайной и в самом первом приближении может характеризовать некоторые качественные различия на разных участках кривых. Эти различия могут выражаться в виде *отношения количества взрыва низкотемпературных* (до 500°C) *к высокотемпературной взрываемости*, фиксированной прибором в интервале 500—700°C, в котором первый тур декрепитации может быть принят за единицу. Такое отношение можно обозначить в виде коэффициента E , который, например, для гидротермальных пиков, фиксирующих фильтрацию растворов от формировавшейся рудной жилы Вертикальная на расстоянии до 10—40 м, составит менее 4, в то время как другие высокоимпульсные пики характеризуются коэффициентом E от 7 до 12.

Статистических данных по этому вопросу еще недостаточно, и эти наброски в качественных различиях декрепитационных пиков следует рассматривать пока как предположительные. Здесь предстоят еще большие исследования с применением вариационной статистики и использованием вычислительных машин для получения надежных параметров при расшифровке геохимических и декрепитационных положительных и отрицательных аномалий.

К настоящему времени можно полагать, что их количественные и качественные показатели должны анализироваться совместно, так как при отсутствии видимого под микроскопом вкрапленного оруденения во вмещающих породах элементы-индикаторы первичных ореолов рассеяния оказываются представителями геохимических сред, гермитизированных во вторичных включениях минералов рудовмещающих пород. Это особенно хорошо выявляется с помощью сопоставления результатов высокочувствительного спектрального и декрепитационного анализов.

Кроме детального сопоставления основных геохимических и термобарогеохимических методов для проверки намечающихся в поисковых целях других возможностей термобарогеохимии отбирались пробы вмещающих гранитов на разных расстояниях от рудных тел (от 1 до 300 м) по 10 профилям вкрест простирания рудных зон месторождений Садон и Эгид.

Вторичные включения в минералах вмещающих гранитов образовались в результате проявления гидротермальных процессов полиметаллической минерализации. Было установлено, что с приближением к рудным телам *температуры гомогенизации постепенно и последовательно возрастают* (от 210 до 310°C). Температуры гидротермальных растворов, изменявших вмещающие породы, обычно на 25—40°C ниже, чем температуры рудообразования.

При декрепитации проб было установлено, что по направлению к рудным телам *температуры максимумов растрескивания также возрастают* (от 225 до 400°C) и прогрессивно повышается декрепитацион-

ная активность кварца вмещающих гранитов при нагревании проб до 700°C.

Изучение многочисленных декрептограмм позволило нам выделить на Садонском и Згидском месторождениях *внешний ареал «пропаривания»* (оконтуривающий рудные тела месторождений), в котором декрепитационная активность кварца измененных гранитов в 5—7 раз превосходит фоновую декрепитационную активность неизмененных гранитов. Вблизи рудных тел четко фиксируется *внутренний околорудный ареал* интенсивного «пропаривания», в котором средние показатели декрепитационной активности в 2—5 раз выше декрепитационной активности внешнего ареала пропаривания и в 15—20 раз выше фоновой декрепитационной активности неизмененных пород. Установлено, что в условиях Садонского месторождения внешние ареалы пропаривания вмещающих пород по своей площади примерно в 2—4 раза превышают *геохимические ареалы рассеивания*, установленные по элементам-индикаторам. Проведенные в препаратах визуальные подсчеты показали, что по мере приближения к рудным телам в кварце вмещающих гранитов резко возрастает количество вторичных включений (от 330 до 2510 на 1 мм² на интервале 200 м). При испытаниях на торзионных весах оказалось, что в направлении к рудным телам на этом же интервале постепенно возрастают потери массы при прокаливании кварца вмещающих пород от 0,02 до 0,23%.

Под микроскопом визуально наблюдается также *увеличение количества вторичных многофазовых включений* с минералами-узниками (примерно в 5—10 раз на 100 м). При криометрии растворов включений были получены следующие осредненные значения температур полного замерзания растворов во включениях: в 200 м от рудных тел — 35,1°C, в 100 м — 38,6°C, в 25 м — 41,3°C и в 1 м от рудных тел — 46,8°C, также свидетельствующие о *повышении концентраций минералообразующих и преобразующих растворов по направлению к рудным жилам*.

Таким образом, исследованием включений в кварце вмещающих пород полиметаллических месторождений Садонского рудного узла методами термобарогеохимии было выявлено, что по мере приближения к рудным телам постепенно и последовательно возрастают: 1) температуры гомогенизации и декрепитации вторичных включений; 2) декрепитационная активность пород; 3) общее количество включений; 4) потери при прокаливании кварца гранитов; 5) концентрация гидротермальных растворов, преобразовавших вмещающие породы.

Первые опыты по комплексному изучению этих параметров показывают, что выявление направления изменения этих показателей может и должно быть использовано при поисках скрытых рудных залежей гидротермального происхождения. Конечно, эти опыты еще нуждаются в проверке для разных геологических обстановок развития пневматолито-гидротермальных месторождений металлов и неметаллических ископаемых, с применением все более совершенствующейся техники и методик подобных исследований геохимических систем включений, сохранившихся в минералах руд и пород.

Глава VII

Развитие термобарогеохимии и внедрение ее результатов в науку и практику

Наша монография имеет главной целью содействовать дальнейшему развитию термобарогеохимии путем разносторонних исследований включений растворов и расплавов. Планы ее развития были рассмотрены на V юбилейном Всесоюзном совещании по термобарогеохимии в г. Уфе (сентябрь, 1976 г.) и одобрены*. Поэтому авторам показалось уместным поместить их в заключение книги.

В нашей молодой отрасли геолого-минералогических наук, имеющей подготовленные кадры исследователей по всей стране, появилась возможность пятилетнего и долговременного планирования ее развития и эффективного применения результатов исследований в народном хозяйстве. Рассмотрение и одобрение этих планов стало важной задачей V Всесоюзного совещания. Они соответствуют историческим решениям XXV съезда КПСС и основным направлениям развития народного хозяйства СССР на десятую пятилетку, в которых говорится о расширении изучения земной коры и исследования процессов формирования месторождений полезных ископаемых.

С помощью использования наших разнообразных методов физических испытаний и анализов минералообразующих и преобразующих сред, герметизированных во включениях, мы можем и должны принять активное участие в осуществлении этих решений.

Прикладные аспекты термобарогеохимии в десятой пятилетке. Уже сейчас имеются реальные возможности внедрения результатов исследований газовой-жидких включений:

1) в практику геологоразведочных работ путем выяснения новых объективных позиций генезиса и закономерностей формирования руд, что позволяет определять более рациональные и эффективные пути их поиска, разведки и оценки;

2) в проведение детальных термобарогеохимических поисков на «слепые» гидротермальные рудные тела по ареалам пропаривания вмещающих их пород;

3) в поиски коренных залежей и богатых россыпей, перекрытых наносами с помощью шлиховзрывного метода, а также по легкой фракции шлихов в отмытых из делювия, аллювия и осадков шельфа;

4) в геологоразведочные работы и детальные поиски промышленных участков и блоков на рудных месторождениях гидротермального и

* Ермаков Н. П. Двадцатипятилетие термобарогеохимии и планы ее развития в последней четверти XX века. [Ротапринт]. М., 1976.

пегматитового генезиса, использования экспрессной оценки металлогенетической продуктивности кварцевых жил в обширных рудных полях и метасоматических зонах, декрептокаротажа керна скважин и специальных, принципиально новых видов детальных съемок и декрептометрического опробования;

5) в промышленность огнеупорных материалов с использованием новых критериев оценки песков и жильного кварца в карьерах, а на заводах путем искусственного улучшения их свойств. Это поможет сократить брак на ряде производств и даст значительный экономический эффект;

6) в производство дефицитного неметаллического кристаллосырья с использованием природной рецептуры и оптимальных физико-химических параметров выращивания, выявленных в результате разносторонних исследований включений растворов и расплавов в минералах. Учет этих данных существенно сократит сроки разработки лабораторной и промышленной технологии, что уже было доказано на примере выращивания горного хрусталя.

Для научно-методического обоснования термобарогеохимических методов детальных поисков нужно обеспечить дальнейшее развитие, совершенствование и взаимное сочетание традиционных геохимических и новых термобарогеохимических методов поисков «слепых» рудных тел в разных геологических ситуациях формирования пегматитовых и гидротермальных месторождений. Необходимо сосредоточить внимание на возможностях выделения с помощью этих методов наиболее перспективных редкометальных участков в метасоматических зонах грейзенов и альбититов, а также обогащенных рудных столбов и гнезд в крупных гидротермальных жилах.

По ряду обширных по площади зон это дало положительные результаты и привело при научно обоснованной разведке к обнаружению ряда ранее не известных рудных тел и участков наиболее богатого оруднения.

В научно-геологическом аспекте для развертывания термобарогеохимических исследований в наступившем пятилетии наши коллективные усилия следует сосредоточить на решении и развитии следующих важнейших направлений научных поисков, открывающих новые возможности для теории рудо- и породообразования в земной коре и для практики поисково-разведочных работ:

а) выявление термобарогеохимических параметров образования метаморфических пород разных фаций глубинности по различным регионам СССР с учетом древнейших процессов рудообразования;

б) разносторонний учет подвижных соединений водорода, кислорода и углерода, сохранившихся во включениях минералов докембрия, с применением хроматографического и масс-спектрального анализов и выявлением их значения для познания древнейших геохимических процессов образования и преобразования древнейших пород и полезных ископаемых;

в) определение условий интрателлурической кристаллизационной вкрапленности древних и недавних извержений на территории СССР,

возможности классификации и точной номенклатуры регионально и локально метаморфизованных докембрийских, палеозойских и мезозойских эффузивов путем лазерно-микроспектрального электронно-зондового рентгеноспектрального анализа элементного состава затвердевших включений магмы во вмещающих вулканогенных породах для выявления ее металлогенической специализации;

г) характеристика главных промышленно-генетических типов эндогенных рудных месторождений земной коры, связанных с кислым, щелочным и основным магматизмом в свете данных термобарогеохимии по включениям в минералах;

д) взаимоотношение стадийности рудообразования и сингенетических локальных изменений вмещающих пород при образовании пневматолито-гидротермальных месторождений металлов и неметаллических ископаемых по первичным, мимовторичным и вторичным включениям рудогенерирующих и породопреобразующих растворов;

е) статистическое выявление значения палеотемпературных интервалов («температурных барьеров») образования руд разных металлов при формировании эндогенных месторождений и роли температурных скачков и эпизодов пневматолита в гидротермальной деятельности;

ж) термодинамическая оценка данных, полученных по природным микроавтоклавам включений, при составлении моделей эндогенного рудообразования для разных классов месторождений в увязке с искусственными системами;

з) возникновение углеводородов и углекислоты, консервирующихся во включениях минералов, выявление их значения при образовании подвижных соединений;

и) расчленение и корреляция «немых» песчаных пород нефтегазоносных районов;

к) выяснение агрегатного состояния и состава придонноокеанических газов по включениям в аутигенных минералах;

л) термобарогеохимическое исследование керновых материалов по сверхглубоким скважинам.

Часть этой исследовательской тематики будет расширяться и углубляться в последующих пятилетках, при этом, несомненно, должны будут совершенствоваться методы термобарогеохимических исследований и их техническое оснащение, а также теоретические разработки, особенно в физико-химии включений и их декрепитации. При этом необходимо шире использовать ЭВМ при воссоздании типовых моделей глубинных процессов и явлений минералообразования.

В научно-организационном отношении для практической реализации поставленных выше задач необходимо расширять и укреплять контакты с министерствами геологии, черной и цветной металлургии, увеличить объемы хозяйственных взаимоотношений лабораторий с их предприятиями и организациями, всемерно помогать организации и совершенствованию их в направлении развития новых методов. Плодотворность такого непосредственного взаимодействия обеспечит наш вклад в поднятие эффективности производства.

Нужно объединить действия геологов различных специальностей и активно участвовать в разных научных совещаниях.

Долговременное планирование. В аспекте долговременного планирования перечислим следующие проблемы и задачи, разрешение которых методами термобарогеохимии представляется реальным:

а) внедрить точные методы в генетические исследования эндогенных месторождений всех классов и промышленных типов с доказательствами их связей с конкретными интрузиями или мантией Земли, металлогеническую специализацию магм по включениям расплавов, оценку причин выдержанности оруденения на глубину, на выявление палеотемпературной стадийности, ритмичности и зональности в рудогенерирующих процессах;

б) по всем главным промышленно-генетическим типам рудных месторождений создать эталонные термобарогеохимические модели их образования с тщательным учетом сингенетических изменений в конкретных геологических обстановках и последовательности кристаллизации минералов руд;

в) внедрить ЭВМ для распознавания промышленных и непромышленных объектов на основании обобщения признаков, выявляющихся на месторождениях по всем трем каналам генетической информации (обнажения — парагенезисы — включения), с опорой на числовые термобарогеохимические характеристики параметров оруденения этих месторождений;

г) показать плодотворность широкого внедрения идей и семантики термобарогеохимии для решения фундаментальных генетических задач в едином фронте исследовательских работ; обеспечить разработку новых принципов и методов наиболее эффективных прогнозно-металлогенических построений, основанных на геологии и генезисе месторождений разных металлов и неметаллических ископаемых, выявленных методами термобарогеохимии;

д) на основе данных по изотопному составу различных элементов включений в минералах месторождений и в кернах сверхглубоких скважин выявить надежные критерии распознавания рудообразующих мантийных, магматических, метаморфических, реликтивно-океанических и метеорных вод земной коры;

е) распространить методы термобарогеохимии на исследования внеземных образований, импактных пород древних кратеров, а также полезных ископаемых разных участков дна Мирового океана;

ж) подключить термобарогеохимические исследования к глобальным проектам по изучению процессов в континентальной и океанической коре.

Намеченные проекты термобарогеохимических исследований будут под силу нашему обширному научному объединению, если исследователям включений удастся ввести в планы своих академических или ведомственных учреждений те или иные пункты научной программы и поставить на вооружение советских геологов весь арсенал методов и техники термобарогеохимии.

Термобарогеохимические исследования имеют также идеологическое значение, так как они далеки от статически-формальных подходов в изучении эндогенного минералообразования. Они раскрывают в динамике былых глубинных процессов и явлений весьма тонкие генетические нюансы и противоречивость становления макро- и микрообъектов земной коры.

Нужно установить прочные мосты непосредственных связей и взаимного обогащения термобарогеохимии с физикой и химией, с экспериментальной геохимией и минералогией, термодинамической петрологией и геокристаллохимией, вулканологией и геофизикой для разработки подходов и осуществления фундаментальных исследований в области глубинного минералообразования и преобразования минералов руд и пород.

Тесные контакты наук о Земле с точными науками должны привести к возможности коллективного создания термобарогеохимической и петрологической моделей земной коры и верхней мантии планеты. Они будут основаны на познании, сопоставлении и интерпретации фактов мерой и числом в их абсолютных и относительных значениях, раскрывающих былую динамику эндогенных геохимических процессов.

Список литературы

Агафонов Л. В., Андреева Т. А. Исследование газовой составляющей гипербазитов методом деструкции.— В кн.: *Методология и методика геологических и геофизических исследований в Сибири.* Новосибирск, 1975, с. 94—97.

Андреанова С. И., Алиев В. Б., Валяшко Л. М. К вопросу о роли углекислоты в формировании золоторудного месторождения Ленского района.— В кн.: *Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования.* Львов, 1975, с. 99—100.

Андрусенко Н. И. Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. М., Недра, 1971. 227 с.

Аревадзе Д. В., Ярошевич В. З., Кучер М. И. Исследование газовой жидких включений с углеводородами в минералах кварц-кальцитовых жил из района Тбилиси.— В кн.: *Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования.* Львов, 1975, с. 59—60.

Арнаутов Н. В. Микроспектральный анализ в атмосфере инертных газов.— В кн.: *Количественный анализ минералов и горных пород физическими методами.* Новосибирск, 1965, с. 16—21.

Базаров Л. Ш. Установка для замораживания включений в минералах.— В кн.: *Материалы по генетической и экспериментальной минералогии.* Т. 4. Новосибирск, 1966, с. 231—234.

Базаров Л. Ш. Микротермокамера для высокотемпературных исследований включений в минералах.— *Геология и геофизика*, 1968, № 8, с. 140—142.

Базаров Л. Ш. Первичные кристаллические включения и фотоупругий эффект в турмалине.— В кн.: *Минералогия эндогенных образований.* Новосибирск, 1974, с. 134—137.

Базаров Л. Ш. Генезис сподуменов редкометальных пегматитов.— В кн.: *Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах).* Новосибирск, 1975, с. 155—160.

Базаров Л. Ш., Моторина И. В. Изучение включений в минералах методом замораживания.— В кн.: *Проблемы петрологии и генетической минералогии.* Т. 2. М., 1969, с. 282—292.

Базаров Л. Ш., Суржко А. С., Орлова Л. М. Химический состав водной фазы включений растворов-расплавов в сподуменах.— В кн.: *Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах).* Новосибирск, 1975, с. 81—92.

Базарова Т. Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелин-содержащих пород. М., Наука, 1969. 111 с.

Бакуменко И. Т. О первичных включениях в магматогенных минералах и начальных экспериментах с ними.— В кн.: *Минералогическая термометрия и барометрия.* М., Наука, 1965, с. 100—106.

Бакуменко И. Т. Закономерные кварц-полевошпатовые срастания в пегматитах и их генезис. М., Наука, 1966. 172 с.

Бакуменко И. Т. Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах.— В кн.: *Проблемы петрологии и генетической минералогии.* Т. 2. М., 1970, с. 259—271.

Бакуменко И. Т., Базаров Л. Ш., Моторина И. В. Включения в минералах гранитондов.— В кн.: *Генетические исследования в минералогии.* Новосибирск, 1976, с. 68—74.

Бакуменко И. Т., Коляго С. С., Соболев В. С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях.— *Докл. АН СССР*, 1967, т. 175, № 5, с. 1127—1130.

Бакуменко И. Т., Попова Н. М., Красов Н. Ф. Изучение процессов вулканизма по включениям.— В кн.: *Генетические исследования в минералогии.* Новосибирск, 1976, с. 75—85.

- Баркударян Н. Б., Гребенчиков А. М.* ИК-спектры CO_2 углеводородов и воды в кварце.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии (тезисы докладов). Уфа, 1976. 177 с.
- Берзина А. П., Сотников В. И.* О физико-химических особенностях рудообразующих растворов Сорского месторождения.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., 1968, с. 338—344.
- Билибин Ю. А.* Избранные труды. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958. 432 с.
- Бирюни Абу Райхан.* Собрание сведений о познании драгоценных минералов. Ташкент. Изд-во АН УзССР, 1963. 290 с.
- Богоявленская И. В., Ермаков Н. П., Наумов В. Б.* Включения растворов и расплавов в минералах. М., Изд-во МГУ, 1971. 181 с.
- Богоявленская И. В., Наумов В. Б.* Включения растворов и расплавов в минералах. М., 1972. 71 с.; 1973. 32 с.; 1974. 61 с.
- Борисенко А. С.* Определение карбонатов и бикарбонатов натрия в растворах газо-жидких включений методом криометрии.— В кн.: Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). Вып. 2. Новосибирск, 1975, с. 98—105.
- Борисенко А. С., Оболенский А. А.* Минеральные типы лиственитов и физико-химические условия и образования (на примере Алтае-Саянской складчатой области и Монголии).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 9. Новосибирск, 1976, с. 193—206.
- Борисов Н. П., Хайбуллин И. Х.* Летучесть компонентов и коэффициент распределения в двухфазовой системе $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ при высоких температурах. Физическая химия, 1965, т. 39, № 6, с. 15—28.
- Варафтик Н. Б.* Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М., Наука, 1972. 720 с.
- Васильев Н. В., Демин Д. В., Журавлев В. К.* Силикатные сферулы в торфах района падения Тунгусского метеорита.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 6, с. 1400—1402.
- Васильев Н. В., Львов Ю. А., Вронский Б. И.* Поиски мелкодисперсного космического вещества в породах района падения Тунгусского метеорита.— Метеоритика, 1973, вып. 32, с. 141—146.
- Васильев Н. В., Иванова Г. М., Гришин Ю. А.* Новые данные о предполагаемом веществе в районе Тунгусской платформы.— Проблемы космической физики, 1974, вып. 9, с. 79—83.
- Воано В. Г.* Изменение методики Энса анализа газов, заключенных в пузырьках в стекле.— Оптико-механическая промышленность, 1937, № 2, с. 38—45.
- Воларович М. П.* Исследование физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., 1962, с. 132—148.
- Волохов И. М.* К оценке точности термобарогеохимических реконструкций условий образования магм и магматических минералов.— Геология и геофизика, 1975, № 1, с. 12—19.
- Вукалович М. П.* Термодинамические свойства воды и водяного пара. М., Машгиз, 1958. 245 с.
- Вукалович М. П., Алтунин В. В.* Теплофизические свойства двуокиси углерода. М., Атомиздат, 1965. 455 с.
- Вульчин Е. И.* Материалы к изучению кварцобразующих систем.— Уч. зап. Львовского гос ун-та, т. 23, сер. геол., 1953, вып. 6. 76 с.
- Вульчин Е. И., Ермаков Н. П.* О влиянии концентрации растворов включений на точность термометрических определений и о диаграммах УТХ-системы силикат—вода.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 95—99.
- Гибшер Н. А.* Исследования рудообразующих растворов Среднего полиметаллического и Зареченского барит-полиметаллического месторождений Рудного Алтая (по включениям в минералах).— В кн.: Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). Вып. 2. Новосибирск, 1975, с. 67—69.
- Гигашвили Г. М., Ступка О. С., Плотников А. М.* Условия миграции и эволюция углеводородов в гидротермальных минералах Горного Крыма.— В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Львов, 1975, с. 6—8.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г.* О глубинах образования гранитных пегматитов.— Геология рудных месторождений, 1960, № 1, с. 45—54.

- Громов А. В. Выявление генераций рудных минералов путем декрепитационного анализа.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., 1968, с. 230—234.
- Грушкин Г. Г. Газово-жидкие включения как минералогический манометр.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1953, ч. 82, № 2, с. 125—137.
- Грушкин Г. Г., Приходько П. А. Методики микрохимического анализа состава газово-жидких включений во флюоритах.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1952, ч. 81, № 2, с. 120—126.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., Недра, 1972. 285 с.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., Недра, 1974. 328 с.
- Добрецова И. Л. Определение солевого состава жидких включений методом криометрии.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 64—69.
- Долгов Ю. А. Роль коллоидов в образовании кварца колчеданных месторождений Среднего Урала.— Проблемы геохимии, 1959, вып. 1, с. 280—295.
- Долгов Ю. А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 2. Новосибирск, 1963, с. 113—165.
- Долгов Ю. А. Геологическая интерпретация температур и давлений при минералообразовании.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 72—80.
- Долгов Ю. А. Минералообразование в камерных пегматитах.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, ч. 94, вып. 1, сер. 2, с. 41—48.
- Долгов Ю. А. Развитие техники и условия применения метода взрывания включений.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Л., 1965, с. 142—146.
- Долгов Ю. А. Давление и температуры в процессе формирования камерных пегматитов.— Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 5, с. 1171—1174.
- Долгов Ю. А. Эволюция и флуктуация термодинамических параметров в полостном эндогенном минералообразовании.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 125—136.
- Долгов Ю. А. Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 2. М., 1970, с. 272—281.
- Долгов Ю. А. Исследование состава газов из включений в тектитах и космической пыли.— Метеоритика, 1974, вып. 33, с. 121—129.
- Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 118—122.
- Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш., Бакуменко И. Т. Метод определения давления во включениях с помощью совместного применения гомогенизации и криометрии.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 9—17.
- Долгов Ю. А., Васильев Н. В., Шугурова Н. А. Химический состав силикатных шариков из торфов района падения Тунгусского метеорита.— Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 1, с. 201—204.
- Долгов Ю. А., Макагон В. М., Соболев В. С. Жидкие включения в дистене из метаморфических пород и пегматитов Мамского района (Сев.-Вост. Забайкалье).— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 2, с. 444—447.
- Долгов Ю. А., Мельгунов С. В., Шугурова Н. А. Термодинамические условия формирования метаморфических пород Южно-Чуйского хребта (Юго-Восточный Алтай).— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 4, с. 892—895.
- Долгов Ю. А., Погребняк Ю. Ф., Шугурова Н. А. Состав и давления газов во включениях тектитов.— Геохимия, 1969, № 5, с. 603—609.
- Долгов Ю. А., Погребняк Ю. Ф., Шугурова Н. А. Состав и давления газов во включениях некоторых тектитов и силикаглассов.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 1, с. 202—205.
- Долгов Ю. А., Попова Н. М. Криометрический метод определения газов во включениях.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 61—64.
- Долгов Ю. А., Райхер П. Д. Автоматический термозвукорегистратор.— Минералогич. сб. Львовского геол. об-ва, 1953, № 7, с. 259—271.

Долгов Ю. А., Серебренников А. И. Техника и результаты термобарометрических исследований температур по включениям растворов.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 34—37.

Долгов Ю. А., Симонов В. А. Исследование газовой-жидких включений при нагревании выше температур гомогенизации.— В кн.: Термобарогеохимия и генетическая минералогия. Новосибирск, 1975, с. 121—128.

Долгов Ю. А., Томиленко А. А., Чушин В. П. Включения солевых расплавов-расплавов в кварце анатектитов западной части Алданского щита.— В кн.: Термобарогеохимия и генетическая минералогия. Новосибирск, 1975, с. 5—16.

Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. Исследование состава индивидуальных газовых включений.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 4. Новосибирск, 1966, с. 173—181.

Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. Результаты исследования газов из включений в лунных стеклах.— В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М., 1974, с. 356—362.

Долгов Ю. А., Шугурова Н. А., Погребняк Ю. Ф. Газовые включения в тектитах (молдавитах).— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 6, с. 1405—1408.

Доломанова Е. И., Боярская Р. В., Борисовский С. Е. Химический состав осадков в вакуолях минералов оловорудных месторождений по данным электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии (тезисы докладов). Уфа, 1976, с. 76—77.

Доломанова Е. И., Богоявленская И. В., Боярская Р. В. Форма нахождения углерода в минералах оловорудных месторождений.— В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Львов, 1975, с. 18—19.

Доломанова Е. И., Лидер В. В., Рожанский В. Н. Рентгеноспектральное изучение элементного состава ультрамикрорекристаллических фаз в газовой-жидких включениях кварца.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., 1968, с. 281—290.

Ермаков Н. П. Температуры образования месторождений оптических минералов Средней Азии.— Советская геология, 1944, № 1, с. 28—45.

Ермаков Н. П. Определение температур образования гидротермальных минералов исследованием жидких включений.— Докл. АН СССР, 1944, т. 45, № 5, с. 217—219.

Ермаков Н. П. Происхождение и классификация жидких включений в минералах. Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, 1948, № 3, с. 53—73.

Ермаков Н. П. Критерии познания генезиса минералов и среда рудообразования.— Книга прилож. к «Минералог. сб.», 1949, № 3, с. 82—94.

Ермаков Н. П. О первично-вторичных включениях в минералах.— Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, 1949, № 3, с. 23—27.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950. 460 с.

Ермаков Н. П. Методика термометрического анализа минералов из гидротермальных месторождений. Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, 1950₁, № 4, с. 45—70.

Ермаков Н. П. Метод растрескивания в минералогической термометрии. Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, 1950₂, № 4, с. 125—132.

Ермаков Н. П. Значение исследований включений в минералах для теории рудообразования и учения о минералообразующей среде. Труды ВНИИП, 1957, т. 1, вып. 2, с. 3—24.

Ермаков Н. П. Включения маточных растворов в минералах и их значение для теории и практики.— Труды ВНИИП, 1957, т. 1, вып. 2, с. 173—175.

Ермаков Н. П. Состояние и деятельность флюидов в пегматитах камерного типа.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., 1965, с. 158.

Ермаков Н. П. Термометрия глубинных процессов рудообразования.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 7—23.

Ермаков Н. П. Природа включений в минералах, их диагностика и классификация.— Вестник МГУ, 1965₂, № 6, с. 18—30.

Ермаков Н. П. Использование включений минералообразующих растворов в теории рудообразования, практике поисков и при выращивании минералов.— В кн.: Исследование минералообразующих растворов. М., 1966, с. 5—26.

Ермаков Н. П. Методы использования газовой-жидких включений при поисках и разведке постмагматических месторождений и слепых рудных тел.— Советская геология, 1966₁, № 9, с. 77—90.

Ермаков Н. П. Выбор названия новой отрасли науки, базирующейся на генетической информации по включениям минералообразующих сред, и основные направления ее развития.— В кн.: Тезисы докл. III Всес. совещ. по минер. термометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов [Ротапринт]. М., 1968, с. 269—278.

Ермаков Н. П. Микровключения в минералах — источник научной информации о физико-химических условиях глубинного рудообразования.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., 1968₁, с. 13—28.

Ермаков Н. П. Проблема развития физико-геохимических методов поисков скрытых и закрытых пневматолитово-гидротермальных месторождений.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., 1968₂, с. 189—198.

Ермаков Н. П. Стадийность рудообразования, изменение пород и явление березитизации.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 2. М., 1970, с. 229—234.

Ермаков Н. П. Термобарометрическая геохимия эндогенных процессов рудообразования.— В кн.: Проблемы геологии на XXIII сессии МГК. М., 1971, с. 118—127.

Ермаков Н. П. Место термобарогеохимии в геолого-минералогических науках, ее главные ответвления и направления развития.— В кн.: Включения растворов и расплавов в минералах. М., 1971, с. 2—8.

Ермаков Н. П. Включения минералообразующих растворов и расплавов в минералах и их типоморфное значение.— В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., 1972, с. 76—83.

Ермаков Н. П. Геохимические системы включений в минералах. М., Недра, 1972, 375 с.

Ермаков Н. П. Поисково-оценочное значение газово-жидких включений и опыт сочетания декрепитационного и геохимического рудопроисковых методов на жильных месторождениях Садонской группы.— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., 1972₂, с. 5—14.

Ермаков Н. П. Геокосмохимическая классификация включений в минералах.— В кн.: Сб. докладов советских геологов на 24 сессии МГК. М., 1972₃, с. 145—153.

Ермаков Н. П. Температура гомогенизации и декрепитация включений в познании динамики процессов глубинного минералообразования.— В кн.: Термобарогеохимия минералообразования. Ростов, 1976, с. 5—13.

Ермаков Н. П. Двадцатипятилетие термобарогеохимии и планы ее развития в последней четверти XX века. [Ротапринт]. М., 1976. 17 с.

Ермаков Н. П., Калюжный В. А. О возможности выявления истинных температур минералообразующих растворов.— Труды ВНИИП, 1957, т. 1, вып. 2, с. 3—24.

Ермаков Н. П., Калюжный В. А., Мязь Н. И. Результаты минералотермометрических исследований некоторых кристаллов морюона с Вольни.— Труды ВНИИП, 1957, т. 1, вып. 2, с. 3—24.

Ермаков Н. П., Мязь Н. И. Влияние жидких и газовых включений на величину потерь при прокаливании минералов.— В кн.: Исследования минералообразующих растворов. Т. 2, вып. 2, 1957, с. 151—154.

Ермаков Н. П., Вульчин Е. И. О влиянии концентрации растворов включений на точность термометрических определений и о диаграммах УТХ-системы силикат—вода.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 7—23.

Ермаков Н. П., Рахманов А. М. Криометрические исследования включений в кристаллах горного хрусталя и пегматитов Южного Гиссара.— Труды ВНИИСИМС, 1971, т. 14, с. 153—156.

Жариков В. А., Дюжикова Т. Н., Максакова Э. М. О фильтрационном эффекте в растворах электролитов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 10, с. 81—91.

Жильный кварц восточного склона Урала. Вып. 58, ч. 1. Авт.: Г. Н. Вертушков, Э. Ф. Емлин, Г. А. Синкевич и др.

Жовтуля Б. Д. К распределению эндогенной CO₂ в магматических породах Вышковского района.— В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Львов, 1975, с. 49—50.

Зайдель А. Н., Калитеевский Н. И., Линис Л. В. Эмиссионный спектральный анализ атомных материалов. Л.—М., Физматгиз, 1960. 686 с.

Захарченко А. И., Москалюк А. А. О химических анализах газово-жидких включений в минералах методом водной вытяжки.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., 1968, с. 326—332.

Зацеха Б. В. Постмагматическая минерализация гранитов Каменных Могил (Приазовье).— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., 1972, с. 178—185.

Икорский С. В. Органическое вещество в минералах изверженных пород. Л., Наука, 1967. 120 с.

Кадик А. А. Физико-химические условия, определяющие поведение воды и углекислоты в магмах основного и кислого состава при их движении к поверхности земли. [Автореф. докт. дис.]. М., 1973. 61 с.

Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., Наука, 1971. 265 с.

Калюжный В. А. Жидкие включения в минералах как геологический барометр.— Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, 1955, № 9, с. 64—84.

Калюжный В. А. Усовершенствованная микротермокамера для анализа жидких включений.— Труды ВНИИП, 1968, т. 2, вып. 2, с. 43—49.

Калюжный В. А. К вопросу о герметичности жидких включений.— Труды ВНИИП, 1958₁, т. 2, вып. 2, с. 113—119.

Калюжный В. А. К изучению состава минералов-узников многофазовых включений.— Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, 1958, № 12, с. 116—128.

Калюжный В. А. Методы вивчення багатofазових включень у минералах. Кнів, Видавництво Академ наук Укр. РСР, 1960. 168 с.

Калюжный В. А. Исследование минералообразующих сред по включениям в минералах. Материалы комиссий по минералогии и геохимии. 1961, № 1, с. 159—173.

Калюжный В. А. Оптические и термометрические исследования включений стекла в фенокристаллах гналодацитов Закарпатья.— Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 2, с. 438—441.

Калюжный В. А. Методы и результаты геобарометрии по газовой-жидким включениям.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 24—36.

Калюжный В. А., Йорши З. И. О рентгенометрическом исследовании микроколичеств минералов.— Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, 1962, № 16, с. 403—407.

Калюжный В. А., Колгун Л. И. Некоторые данные о давлениях и температурах при образовании минералов Нагального кряжа (Донбасс).— Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, 1953, № 7, с. 67—74.

Калюжный В. А., Миколайчук Н. А. Определение содержания твердых фаз солей в сухом остатке раствора микровключений с помощью электронографии.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 72—76.

Карпинский А. П. О нахождении в минеральных веществах включений жидкого угольного ангидрида.— Горный ж., 1880, т. 2, № 4—5, с. 96—117.

Киевленко Е. Я. Опыт изучения жидких включений в исландском шпате месторождений Сибирской платформы.— Труды ВНИИП, 1958, т. 2, вып. 2, с. 55—61.

Киевленко Е. Я. Исландский шпат в траппах Сибирской платформы.— Труды ВНИИП, 1959, т. 3, вып. 1, с. 119—125.

Киркинский В. А., Соболев В. С. Зависимость смесности в твердых растворах от давления в связи с вопросами геотермометрии и геотермобарометрии.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., 1968, с. 28—33.

Клевцов П. В., Леммлейн Г. Г. Физико-химический анализ жидких включений в кварце, содержащих кристаллики галита и кальвина.— Зап. Всесоюзн. минералог. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 1, с. 47—52.

Клевцов П. В., Леммлейн Г. Г. Влияние концентрации на температуру гомогенизации систем, состоящих из водных растворов солей.— Зап. Всесоюзн. минералог. об-ва, 1956, ч. 85, № 3, с. 310—320.

Клевцов П. В., Леммлейн Г. Г. Поправки на давление к температурам гомогенизации водных растворов.— Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 6, с. 1250—1253.

Ковалишин З. И. К методике извлечения и исследования газовых компонентов жидких включений в минералах.— В кн.: Материалы по геологии и геохимии полезных ископаемых Украины. Киев, 1962, с. 73—79.

Ковалишин З. И. Результаты исследования газовых компонентов включений в минералах пегматитов Волини.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 237—240.

Когарко Л. И., Романчев Б. П. Температурный режим кристаллизации апатитовых магм.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 4, с. 957—960.

Колтун Л. И., Пизнюр А. В. Исследование минералообразующих растворов для поисков и разведки рудных тел.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии (тезисы докладов). Уфа, 1976, с. 133—134.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в изучении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953, с. 332—452.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955, с. 220—234.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 12, с. 3—12.

Кормишин В. А. О способе выражения концентрации минералообразующих растворов.— В кн.: Тезисы докл. III Всесоюз. совещ. по минер. термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., 1968, с. 246—427.

Кроль О. Р., Каратанов В. А., Найденов Б. М. Гидротермальное минералообразование по изотопам аргона.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии (тезисы докладов). Уфа, 1976, с. 82—85.

Кузнецов А. Г. О возможности использования газово-жидких включений для поисков скрытых полиметаллических тел (на примере Содонского рудного поля).— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. 1. М., 1968, с. 199—203.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1968, с. 365.

Кузнецова С. В., Кучеренко Е. В. Практическое применение экспресс-определения CO_2 из ГЖВ.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии (тезисы докладов). Уфа, 1976, с. 134—135.

Куршев С. А., Труфанов В. Н. Опыт изучения газово-жидких и твердых включений в минералах под электронным микроскопом.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 112—118.

Лазько Е. М. О возможности использования жидких включений в минералах для определения давления при процессах минералообразования.— Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, 1949, сер. 2, № 4, с. 259—264.

Лапухов А. С. Декрептометрия включений в минералах с помощью газового хроматографа.— В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск, 1975, с. 105—109.

Леммлейн Г. Г. О соотношении современного и первоначального объемов жидких включений в минералах.— Докл. АН СССР, 1950, т. 72, № 4, с. 775—778.

Леммлейн Г. Г. Дополнения по отечественной литературе о жидких включениях в минералах и о геологической термометрии.— В кн.: Геологическая термометрия по включениям в минералах. М., 1956, с. 123—148.

Леммлейн Г. Г., Клия М. О., Островский И. А. Об условиях образования минералов в пегматитах по данным изучения первичных включений в топазе.— Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 1, с. 18—24.

Лесняк В. Ф. Основы анализа физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах. М., 1964. 219 с.

Лисицын Л. Е. Способ приготовления водных вытяжек из минералов, содержащих жидкие и газовые включения.— Бюлл. научно-техн. информ., 1961, № 3, с. 3—7.

Луцицкий И. В. Основы палеовулканологии. М., Наука, 1971. 863 с. Т. 1. Современные вулканы. 480 с.; Т. 2. Древние вулканы. 383 с.

Ляхов Ю. В. Минеральный состав многофазовых включений в морионах из пегматитов Волины. Труды ВНИИСИМС, 1966, т. IX, с. 92—100.

Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск, Наука, 1975. 231 с. Авт.: Т. Ю. Базарова, И. Т. Бакуменко, В. П. Костюк и др.

Мамчур Г. П. Геохимия стабильных изотопов углерода в эндогенных условиях.— В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Львов, 1975, с. 110—111.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., Наука, 1965. 327 с.

Маслова И. Н. Ультрамикрхимическое исследование состава жидкой и газовой фаз двухфазовых включений кварцев Волины.— Геохимия, 1961, № 2, с. 169—173.

- Маслова Н. Н., Морозов С. А.* Ультрамикрхимическое исследование индивидуальных жидких включений в кристаллах кварца с Памира.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., 1968, с. 302—308.
- Матвиенко А. Д., Мамчур Г. П., Бурлаков В. Н.* Некоторые особенности распределения эндогенной CO_2 и изотопный состав ее углерода в гранитах, вмещающих занорышевые пегматиты.— В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Львов, 1975, с. 36—37.
- Мельников Ф. П.* Предварительные результаты криометрических исследований минералообразующих растворов во включениях.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1965, с. 129—134.
- Мельников Ф. П.* Криометрический метод исследования включений образцов минералообразующей среды.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2, М., 1968, с. 56—61.
- Мельников Ф. П.* Включения углеводородов, нефти и битумов в эндогенных минералах.— В кн.: Термобарогеохимия минералообразования. Ростов-на-Дону, 1976, с. 38—46.
- Мельников Ф. П.* Методы исследования газовой-жидких включений в минералах.— В кн.: Лабораторные методы исследования минералов, руд. и пород. М., 1975, с. 109—164.
- Мельников Ф. П., Фраткин О. С.* Кинематографический метод исследования процессов, происходящих во включениях минералов при изменении температуры.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. 2. М., 1968, с. 98—102.
- Миринова О. Ф.* Газохроматографический анализ включений в минералах.— Ж. аналитической химии, 1973, т. 28, № 8, с. 1561—1564.
- Михайлов М. Ю., Шацкий В. С.* Силитовый нагреватель для высокотемпературной микрокамеры.— В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск, 1974, с. 109—110.
- Мсхсеенко В. Г., Сахно В. Г., Малахов В. В.* Роль глубинных флюидов в эволюции магматизма и минерализации Тихоокеанского пояса.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии (тезисы докладов). Уфа, 1976, с. 123—124.
- Москалюк А. А.* Применение метода водных вытяжек к изучению состава включений в минералах.— Труды ВНИИСИМС, 1971, т. 14, с. 102—106.
- Москалюк А. А.* Исследование минералообразующих растворов методом водных вытяжек. (Методическое руководство). Л., 1970, 26 с.
- Мязь Н. И., Симкив Б. А.* Условия термозвукового анализа на усовершенствованной установке.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 43—45.
- Мязь Н. И., Комлева Ж. А., Руденко А. Ф.* О методике проведения и обработке результатов водных вытяжек.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 83—86.
- Наумов В. Б.* К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 37—42.
- Наумов В. Б.* Включения в минералах (библиография русской литературы за 1975 г.). М., 1976. 41 с.
- Наумов В. Б.* Включения в минералах (библиография иностранной литературы 1954—1974 гг.). М., 1976. 72 с.
- Наумов В. Б., Учайейшвили Н. Е.* Термометрические исследования включений в минералах магматических пород Тырнаузского района (Сев. Кавказ).— Геохимия, 1977, № 4, с. 525—532.
- Научитель М. А.* О контроле метода декрепитации и использования термовесового анализа для сравнения условий образования касситеритов.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 255—260.
- Носик Л. П., Долманова Е. И., Грошенко А. Р.* CO_2 , O_2 , H_2O из вакуолей минералов оловярудных месторождений по данным масс-спектрометрии. В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии (тезисы докладов). Уфа, 1976, с. 195—196.
- О'Киф Дж.* Происхождение тектитов.— В кн.: Тектиты. М., 1966, с. 236—263.
- Овчинников Л. Н.* Об участии газов в постмагматическом рудообразовании. Прага, 1965, с. 493—496.

Орлова Л. М., Аргамаков И. Г., Базаров Л. Ш. Связь температуры и состава жидкой фазы включений в процессе кристаллизации блокового кварца редкометалльного пегматита.— В кн.: Термобарогеохимия и генетическая минералогия. Новосибирск, 1975, с. 95—100.

Павлов А. В. Лазерный микроскопический анализ состава включений затвердевших расплавов.— В кн.: V Всесоюзн. совещ. по термобарогеохимии (тезисы докладов). Уфа, 1976, с. 175—181.

Пальмова Л. Г. О соотношении температур образования и декрепитации искусственных кварцев, кальцитов и пиритов.— Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1972, № 3, с. 46—49.

Пальмова Л. Г., Диков Ю. П. О теоретическом обосновании декрепитационного анализа.— Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1970, № 12, с. 64—69.

Пашков Ю. Н., Элинсон М. М. К методике декрепитационного изучения включений с термометрической регистрацией.— Труды ВНИИСИМС, 1971, т. 14, с. 156—159.

Пашков Ю. Н., Тимофеев А. В., Котов Е. И. Анализ возможных ошибок при измерении температур гомогенизации.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 236—243.

Пегерсилье И. А. О происхождении углеродных газов и рассеянных битумов Хибинского щелочного массива.— Геохимия, 1962, № 1, с. 27—34.

Пизнюр А. В. Основы термобарогеохимии. (Конспекты лекций) [Ротапринт]. Львов, 1973. 106 с. 1973—82 с. 1975—132 с. 1976—94 с.

Польвянский Э. Я., Найденов Б. М., Боголепов В. Г. Аргон газовой-жидких включений кварцев слюдоносных и керамических пегматитов.— Геохимия, 1973, № 12, с. 1881—1886.

Полыковский В. С., Ройзенман Р. М., Максарева Т. С. К методике определения давления по включениям в кварце.— Труды МГРИ, 1963, № 39, с. 87—91.

Поляк В. В. Практикум по контролю производства стекла. М., 1936. 172 с.

Приказчиков Л. А. О химизме кварцобразующих растворов в пегматитах Вольны.— Труды ВНИИСИМС, 1966, т. 9, с. 101—112.

Пуртов В. К. К методике определения температуры и давления кристаллизации минералов по газовой-жидким включениям.— Геохимия, 1971, № 4, с. 387—393.

Рахманов А. М. Условия образования кристаллов кварца в полостях пегматитов между речья Кафингон—Варзоб (Южный Гиссар).— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 201—212.

Рахманов А. М., Хитаров Д. Н. Физико-химические особенности процессов гипогенной минерализации во флюорит-полиметаллическом месторождении Такоб (Южный Гиссар).— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., 1972, с. 156—164.

Рейф Ф. Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1976. 86 с.

Роддер Э. Флюидные включения как реликты рудообразующих флюидов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, 1970, с. 428—478.

Русинов В. Л. Применение фотоупругого эффекта вокруг твердых включений для оценки PT -условий образования некоторых минералов.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 61—67.

Самойлович Л. А. Зависимость между давлением, температурой и плотностью водно-солевых растворов. М., 1969. 36 с.

Самойлович Л. А., Хетчиков Л. Н. О соотношениях между давлением, температурой и плотностью в водных растворах хлористого натрия и хлористого калия.— Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 6, с. 1423—1426.

Самойлович Л. А., Хетчиков Л. Н. О температурных поправках на давление к температуре исчезновения газовой фазы водных растворов некоторых солей.— Геохимия, 1968, № 12, с. 1462—1469.

Самойлович Л. А., Новошилова Ш. В. Соотношение термодинамических параметров PT для водных растворов хлористых солей при высоких давлениях и температурах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 67—71.

Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Ч. 2. Л., 1963. 280 с.

Сергеев Е. А., Марголин Л. С., Степанов П. А. Высокочувствительный спектральный анализ метасоматических проб на халькофильные элементы.— Труды ВИТР, 1959, вып. 13, с. 31—34.

Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М., 1975. 115 с.

Симонов В. А. Пегматиты базит-ультрабазитовых массивов гор Чемодан—Становой хребет Кузнецкого Алатау.— В кн.: Исследования по геологии и геофизике Сибири. Новосибирск, 1975, с. 77—80.

Славянский В. Т. Газы в стекле. М., Оборонгиз, 1957. 142 с.

Слободской Р. М. Определение величины интрузивного давления при формировании субвулканических гранитов на примере плутонов района Кавказских Минеральных Вод.— Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 2, с. 439—442.

Смирнов В. И. Некоторые черты металлогении Б. Кавказа.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Т. 2, с. 7—27.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1963. 590 с.

Смирнов В. И. Рудообразующие элементы ювенильных газов вулканов Толбачика.— Геология рудных месторождений, 1976, № 6, с. 82—85.

Смит Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах. М., Изд-во иностр. лит., 1956. 122 с.

Смит Г. Физическая геохимия. М., Недра, 1968. 475 с.

Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. Чтения им. В. Н. Вернадского. М., Наука, 1973. 34 с.

Соболев В. С., Базарова Т. Ю. О температуре кристаллизации дистена в пегматитах.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4, с. 920—922.

Соболев В. С., Бакуменко И. Т. Физико-химические условия глубинного петрогенеза.— Геология и геофизика, 1970, № 4, с. 24—35.

Соловов А. П. Основы теории и практики металлотермических съемок. Алма-Ата, 1959. 315 с.

Суцневская Т. М. Недостатки метода водных вытяжек при анализе состава включений.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 80—83.

Суцневская Т. М., Барсуков В. Л. О составе включений в кварце некоторых сульфидно-каситеритовых месторождений.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 219—226.

Такуноучи С., Кеннеди Дж. К. Бинарная система H_2O-CO_2 при высоких температурах и давлениях.— В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., 1968, с. 110—136.

Тернер Ф., Фрхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.

Толстихин И. Н., Прасолов Э. М. Методика изучения изотопов благородных газов из микровключений в горных породах и минералах.— Труды ВНИИСИМС, 1971, т. XIV, с. 86—98.

Труфанов В. Н. Минералогия и термодинамика хрусталеносных полостей гранитных пегматитов. Ростов, 1969. 169 с.

Тугаринов А. И., Наумов В. Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования.— В кн.: Междунар. геохим. конгресс. Тезисы докл. Т. 1. М., 1971, с. 304—306.

Уайт Д. Е., Уоринг Г. А. Вулканические эманации.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965, с. 9—48.

Учамейшвили Н. Е., Хитаров Н. И. О химическом составе жидких включений в баритах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 227—232.

Учамейшвили Н. Е., Хитаров Д. Н. Влияние сорбции на состав водных вытяжек.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии (тезисы докладов). Уфа, 1976, с. 177—178.

Фридман Н. Физические свойства и содержание газов в тектитах.— В кн.: Тектиты. М., «Мир», 1966. 303 с.

Хетагуров Г. В. Тектоника и условия образования Холстинского полиметаллического месторождения на Северном Кавказе.— Тр. Сев.-Кавк. горно-металлургического ин-та, 1961, вып. 16, с. 21—32.

Хетчиков Л. Н., Дороговин Б. А., Самойлович Л. А. Зависимость поправки к температурам гомогенизации и взрывания газово-жидких включений в минералах

от давления, плотности и состава растворов.— Геол. рудных месторождений, 1968, № 3, с. 10—14.

Хетчиков Л. Н., Самойлович Л. А. К вопросу о возможностях метода декрепитации в термометрии минералов.— Изв. АН СССР. Сер. геолог., 1970, № 7, с. 92—99.

Хитаров Д. Н. Определение микроколичеств углекислоты в газовой-жидких включениях в минералах с помощью усовершенствованного кондуктометрического метода.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., 1965, с. 135—142.

Хитаров Д. Н. Изучение состава и других особенностей газовой-жидких включений в минералах на современном этапе.— В кн.: Минеральные микровключения. М., 1965, с. 74—249.

Хитаров Д. Н. Результаты исследования химического состава газовой-жидких включений во флюоритах из грейзенов.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., 1965, с. 212—219.

Хитаров Д. Н. Некоторые методические вопросы определения химического состава газовой-жидких включений в минералах с помощью водных вытяжек.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 76—80.

Хитаров Д. Н., Арман О. П. Газы минералообразующих растворов, формировавших редкометалльные месторождения различных типов.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии (тезисы докладов). Уфа, 1976, с. 204—205.

Хитаров Н. И., Малинин С. Д. Экспериментальная характеристика части системы H_2O-CO_2 .— Геохимия, 1956, № 3, с. 18—27.

Хитаров Н. И., Малинин С. Д. О равновесных фазовых отношениях в системе H_2O-CO_2 .— Геохимия, 1958, № 7, с. 678—679.

Ходаковский И. Л. Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газовой-жидких включений в минералах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., 1965, с. 174—293.

Холмский В. В. Некоторые данные о температурных условиях формирования богатых железных руд из железистых кварцитов Гостищевского и Яковлевского месторождений КМА.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., 1965, с. 279—280.

Цуринов Г. Г., Вольнова В. А. Универсальный столик к микроскопу для исследований при высоких и низких температурах.— Заводская лаборатория, 1952, № 10, с. 1253—1255.

Чепуров А. И., Похиленко Н. П. Микротермокамера с инертной средой для высокотемпературных исследований включений в минералах.— Геология и геофизика, № 6, 1972, с. 139—141.

Чупин В. П. Расплавные включения в кварце анатектитов Алданского щита и условия генерации гранитоидных расплавов.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 3, с. 710—713.

Чупин В. П., Томиленко А. А., Бакуменко И. Т. Раскристаллизованные включения в кварце автохтонных гранитов и мигматитов алданского метаморфического комплекса и их петрологическое значение.— В кн.: Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). Новосибирск, 1975, с. 14—27.

Чупина Л. Ю. Включения в минералах метеоритов.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии (тезисы докладов). Уфа, 1976, с. 126—130.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955. 670 с.

Шапошников А. А., Ермаков Н. П. О величине расхождения температур гомогенизации газовой-жидких включений с истинными температурами кристаллизации консервирующего их искусственного кварца.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., 1968, с. 95—102.

Шипулин Ф. К. О значении газовой-жидких включений для расшифровки интрузивного процесса.— Докл. АН СССР, 1953, ч. 89, № 1, с. 9—14.

Шешулин Г. И. Методика количественного расчета давления внутри первичных включений в минералах.— Бюлл. НТИИ МГИОН СССР, 1962, № 7, с. 6—10.

Шугурова Н. А. Химические обоснования метода газового анализа индивидуальных включений в минералах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., 1968, с. 18—23.

Шукин С. А. О формах переноса урана при образовании месторождений карбонатно-смолковой формации.— Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 3, с. 342—349.

- Элинсон М. М. Методика исследования состава газов в малых образцах минералов и горных пород.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., Наука, 1968, с. 251—255.
- Элинсон М. М., Мацкевич Е. В., Игнатъева И. Б. Методика изучения состава газовой фазы и количества воды в газовой-жидких включениях, в минералах и горных породах.— В кн.: IV регион. совещ. по термобарогеохимии процессов минералообразования. Ростов, 1973, с. 295—296.
- Элинсон М. М., Полюковский В. С. Некоторые особенности процесса формирования хрусталеносных пегматитов по данным изучения газового состава включений в минералах и горных породах.— Геохимия, 1961, № 10, с. 881—891.
- Энергин У., Брилли Л. Аналитическая геохимия. Л., Недра, 1975. 296 с.
- Энс И. Анализ газов, содержащихся в пузырьках стекла.— Оптико-механическая промышленность, 1935, № 2, с. 126—132.
- Amagat E. H. Sur la détermination de la densité des gaz liquéfiés et de leurs vapeurs saturées. Elements du point critique de l'acide carbonique. Comptes Rendus, Acad. Sic., 1892, 114, p. 1093—1098.
- Brewster D. On the existence of two new fluids in the cavities of minerals which are immiscible, and possess remarkable physical properties, Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 10, 1—14, 1823.
- Davy H. On the state of water and aeriform matter in cavities found in certain crystals.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 367—376, 1822.
- Deicha G. Essai de manométrie minéralogique.— Bull. Soc. Française Min. et Crust., 1950, 73, 55—62.
- Deicha G. Observations préliminaires sur une recherche pétrographique systématique des inclusions carboniques. Soc. Geol. France Compte Rendu Sommaire, 1950₁, p. 57—59.
- Deicha G. Dispositif expérimental pour l'observation directe de la décrepitation des inclusions liquides d'origine hydrothermale. Bull. Soc. Française, Min. et Crust. 75, 237—245, 1952.
- Deicha G. Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Paris, Masson et Cie, p. 126, 1955.
- Deicha G., Taugourdeau P. Etude microcinématographique des inclusions fluides, Soc. Geol. France, Compte Rendu Sommaire, 213—215, 1952.
- Döring T. H., Stutzer O., Centralbl. Mineralog. Geol. und Pal. Abt. A, 35 (1928).
- Engelhardt W. V. Ries meteorite crater, Germany. I. The Ries structure and its impact formations. Fortschr. Miner. 1974, v. 52, p. 103—122.
- Goranson R. W. Temperature—pressure volume and phase relations of water. Handbook of Phys. Constants, 1942, 203—212.
- Holden E. F. The cause of color in smoky quartz and amethyst. Am. Min., 1925.
- Ingerson E. Liquid inclusions in geologic thermometry. Am. Min., 1947, 32, 375—388.
- Johnsen A. Über die Paragenese d—Quartz und Kohlensäuresitz. Bayer Akad. Wissenschaften, Math.—Phys. Klasse, 1920, 321—328.
- Kennedy G. C. Pressure—volume—temperature relations in CO₂ at elevated temperatures and pressure. Am. J. Sci., 1954, 252, 225—241.
- Königsberger J., Müller J. W. Über die Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz alpiner Mineralklüfte, Centralblatt für Min. 72—77, 1906.
- Krauskopf K. The possible role of volatile metal compounds in ore genesis. Econ. Geol., 1964, 59, p. 22—45.
- Lämmlein G. G. Sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralien.— Z. Kristallogr., 1929, Bd. 71, H. 3, S. 237—256. Am.; 1951, N 19, p. 111—148.
- Nacken R. Welche Folgerungenergeben sich aus dem Aufschließen in Mineralien.— Centralblatt für Min. 1921, etc. 12—20, 35—43.
- Nawhouse W. H. The temperature of formation of the Mississippi Valley lead—zinc deposits, Econ. Geol., 28, 744—750, 1933.
- Olaunder A., Liander H. The phase diagram of sodium chloride and steam above theoretical point. Acta Chemica Scandinavica, 1950, 4, 1437—1445.
- Peach P. A. Geothermometry of some pegmatite minerals of Hybla, Ontario. Journ. Geol., 59, 32—38, 1951.
- Phillips J. A. The rocks of the mining districts of Cornwall and their relation to metalliferous deposits. Journ. Geol. Soc. London, 31, 319—345, 1875.

- Skinner B.* Some consideration regarding liquid inclusions as geologic thermometers.—Econ. Geol. V 48, N 7, 1953.
- Smith F. G.* Review of physico-chemical data on the state supercritical fluids. Econ. Geol., 1953, 48, p. 14—38.
- Smith F. C., Peach P. A.* Recent advances in the laboratory study of ore. Canadian Mining and Metallurgical Bull., 1949, p. 351—353.
- Smith F., Paach P.* Apparatus for recording of decrepitation in minerals. Econ. Geol. 44, 1949, p. 449—450.
- Sorby H. C.* One same peculiarities in the microscopical structure of crystals, applicable to the determination of the aqueous or igneous origin of minerals and rocks. Phil. Mag., 1857, ser. 4, 15, pp. 152—154.
- Sorby H. C.* On the microscopical structure of crystals indicating the origin of minerals and rocks. Journ. Geol. Soc. London, 1858, 14, Pt. I, pp. 453—500.
- Sorby H. C.* On the microscopical structure of meteorites. Proc. Roy. Soc. 1864, London, 13, pp. 333—334.
- Stoffler D.* Cratering mechanics, impact metamorphism and distribution of ejected masses of the Ries structure—An introduction. Fortschr. Miner., 1974, 52, pp. 109—117.
- Spezia G.* Sulle inclusioni di anidride carbonica liquida nella calcite di Traversella. Atti R. Accad. Sci. Torino, 42, 261—269, pl. I, 1907.
- Twenhofel W. S.* The temperature of crystallization of a fluorite crystal from Luna County, New Mexico.—Econ. Geol. 42, 78—82, 1947.
- Roedder E.* Studies of fluid inclusions. I: Low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage. Econ. Geol., 1962, v. 57, N 7, p. 1045—1061.
- Roedder E.* Studies of fluids inclusions. IIa: Freezing data and their interpretation. Econ. Geol., 1963, v. 58, N 2, p. 167—211.
- Roedder E.* Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts basalts. Amer. Mineralogist, 1965, v. 50, N 10, p. 1746—1782.
- Roedder E.* Fluid inclusions as samples of ore fluids. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 1967, Carter 12, New York, 515—574.
- Roedder E.* Composition of fluid inclusions. Data of Geochemistry, 6th. ed. US Geol. Surv., Prof. Pap., 1972, 164p.
- Roedder E.* Technique for the extraction and partial chemical analysis of fluid-field inclusions from minerals. Econ. Geol., 1958, v. 53, N 3, pp. 235—269.
- Roedder E., Weiblen P. W.* Lunar petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 rocks. "Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 2, 1970, v. 1, pp. 507—528.
- Roedder E., Weiblen P. W.* Silicate liquid immiscibility in lunar magmas, evidenced by melt inclusions in lunar rocks. Science, 1970, v. 167, N 3918, p. 641—644.
- Roedder E., Weiblen P. W.* Silicate melt inclusions and glasses in Lunar soil fragments from the Luna 16 core sample. Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, v. 13, N 2, p. 272—285.
- Rosasco G. L., Roedder E., Simmons J. H.* Laser-Excited Raman Spectroscopy for Nondestructive Partial Analysis of Individual Phases in Fluid Inclusions in Minerals. Sciens, 1975, v. 190, pp. 557—560.
- Takenouchi S., Kennedy G. C.* The Solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures. Am. Journ. Sci., 263, N 5, 1965.
- Vogelsang H.* Philosophie der Geologie und mikroskopische Gesteins studien, Cohen, Bonn, 1867.
- Wahler W.* Über die in Kristallen eingeschlossenen Flüssigkeiten und Sase. Seochem et Cosmochim Acta. v. 9, 105—135, 1956.
- Ward J. C.* On the granitic, granitoid and associated metamorphic rock of the Lake-District, Pt. I, Journ. Geol. Soc., 1875, London, 31, 568—589.
- Yermakov N. P.* Importance of inclusions in minerals to the Theory of ore genesis and study of the minerals forming Medium. International Geology Review, vol. 3, N 7, 1961, p. 575—585.
- Yermakov N. P.* State and activity of fluids in chambered granitic pegmatites. Rept 22nd Sess. Internat. Geol. Congr., 1964, part. 6, New Delhi, 85—115, 1964.
- Yermakov N. P.* Research on the Nature of Mineral-forming Solutions. Pergamon Press. Oxford. London. Edinburgh, New York, Paris, Frankfurt, 1965, p. 348.

Yermakov N. P. Inclusions of mother liquors in minerals and their Significance in theory and practice. Ynt. series monographs in Earth Sciences, vol. 22, 1965, p. 555—558.

Yermakov N. P. The principal trends of the development of thermobarogeochemistry of the endogenous processes of mineral formation. "Proc. IMA-IAGOD Meetings. Tokyo—Koto, 1970. IAGOD Vol. Spec. Issue N 3. Int. Assoc. Genesis Ore Deposits". Tokyo, 1971, 319—320.

Yermakov N. P. Correlation of stages of veined oreformation and alterations of host rocks (as indicated by gas-liquid inclusions). "Proc. IMA—IAGOD Meetings. Tokyo—Kyoto, 1970. IAGOD Vol. Spec. Issue No 3, Int. Assoc. Genesis Ore Deposits". Tokyo, 337—339, 1971.

Yermakov (Ermakov) N. P., Kuznetsov A. S. The use of thermobarogeochemistry metods in the search for hidden ore deposits Fluid inclusion Research. Procealings of COFFY, Washington, C. C. Vol. 4, 1971, p. 122—125.

Предметный указатель

Агрегатные состояния вкл.	19	Двухступенчатая гомогенизация	27
Агомогенные вкл.	19	Дегидратационный метод поисков	227
Азот во вкл.	103	Декрепитация вкл.:	
Азональные вкл.	32	аппаратура	107—110
Аморфные вкл.	20	способы фиксации взрывов	101
Акустическая регистрация взрывов вкл.	107—109	ограничения метода декрептограммы	116—118
Аномальные вкл.	18	Декрептофонический метод поисков	118
Аэрозоли во вкл.	20, 24	Диаграммы:	222—226
Аэрогели во вкл.	20	состояния и хода гомогенизации	87, 88
Битумы во вкл.	27	температурного режима	78
Вакуоли включений	14	Дефекты методов:	
Виды включений	22	декрепитации при опред. температур	113—118
Визуальная регистрация разрывов вкл.	102—106	определения химического состава индивидуальных вкл.	155—156
Информационные ряды вкл.	14	валовых определений химического состава жидкой фазы	149—153
Водные вытяжки из вкл.	149—153	валовых определений химического состава газовой фазы	157—160
Воздушные вкл.	15	Диффузионные вкл.	44
Волюмометрический метод анализа вкл.	160—164	Динамическая фазометрия	86—100
Вулканические стекла во вкл.	20—22	Дочерние вкл.	44, 86
Вулканические газы	25	Залечивание трещин в кристаллах	33
Газовые включения	65	Затвердевшие вкл.	20—23
Газовый пузырек во вкл.	48, 65	Зональные вкл.	32
Газовый состав существенно газовых вкл.	24	Азональные вкл.	32—33
Газово-жидкие вкл.	74	Импактиты с вкл.	209—210
Герметичность вкл.	82—85	Интерферометрия	46
Гетерогенизация вкл.	60	Информационные ряды вкл.	17
Гомогенизация вкл. нагреванием:	49	Искусственно полученные вкл.	69, 73
основные положения	64	Кислотность и щелочность содержимого вкл.	156—157
постулаты метода	79	Классификация вкл.:	
Гомогенизация вкл.:		генетическая	28—36
по I типу	89	по составу и состоянию	19—28
по II типу	90	Коллоидно-водные вкл.	26
с точкой инверсии	91		
с критической точкой	92		
с вскипанием растворов	94		
Гомогенность вкл.	18—19		
Давление по вкл.	130—133		

Концентрация растворов вкл.	153—155	Постгомогенные вкл.	18
Криометрия вкл.:	118—127	Потери при прокаливании минералов с вкл.	227—228
аппаратура	119—120	Псевдоаномальные вкл.	18, 41
определения СО	126	Пузырьки прилипания	41, 42
вымораживание газов	127		
обнаружение низкокипящих газов	127	Размеры вкл.	14
Криогидратная точка	124	Расплавно-акцессорные вкл.	41
Кристалло-флюидные вкл.	23	Растрескивание вкл. при нагревании	44
Кристаллически-зернистые вкл.	22	Растрескивание при замораживании вкл.	44
Кривые гомогенизации вкл.	87	Расшнурованные вкл.	19, 42
Космические минералы с включениями	199—209	Расчлененные вкл.	42, 43
		Регенерационные вкл.	35
Магматические вкл.	20—23	Секреционные вкл.	35
Метаморфизованные вкл.	28	Сингенетические вкл.	
Метаморфогенные вкл.	27	Синтетический кварц, вкл. в нем	69—75
Метаморфные вкл.	27	Совещания по включениям	9—11
Метеоритные вкл.	201—205	Совокупности вкл.	19, 39
Мнимовторичные вкл.	33	Стадийность минералообразования	100—101
		Сообщества вкл.	38
Нагревание вкл.:		Сопутствующие вкл.	17, 39
методы	49—55	Состав вкл.	
микротермокамеры	51—63	Сохранность объема вкл.	80—82
Напряжения вокруг вкл.	147		
Ореолы пропаривания	47	Тектиты с вкл.	205—207
Органические вещества во вкл.	26	Термокамера Ермакова	51—53
Охлаждение вкл.	48	Термобарическая регистрация взрывов вкл.	110—113
Охладительные камеры (криокамеры)	119—120		
		Углекислые вкл.	93
Перенаполнение вкл.	19, 43	Углекисловодометрический метод поисков	227—231
Плавление вкл.	45	Утечка из вкл.	

Физические методы исследования вещества включений

Амперометрия	146	Пламеннофотометрический анализ	142
Атомно-абсорбционный анализ	143	Полярография	145
Вольтамперметрия	146	Рентгеноспектральный анализ	141
ИК-спектроскопия	143	Рентгеноструктурный микроанализ	141
Квантометрический анализ	143	Термография	146
Кондуктометрический анализ	146	Фотоупругий эффект	147
Криометрия	118—127	Хроматографический анализ	142
Лазерный микроанализ	139	Электронография	145
Лазерная спектроскопия	140	Эмиссионно-спектральный анализ	138
Люминесцентный анализ	147		
Массспектрометрический анализ	144		
Микроспектральный анализ	139		

Химические методы анализа газово-жидких включений

Водно-солевые вытяжки из вкл.	149—153	творов	153—155
Валовые анализы газов вкл.	157—160	pH включений	156—157
Волюмо-адсорбционный анализ вкл.	160—164	Шлиховзрывной метод поисков	231—235
Жидкая фаза индивид. вкл.	155—156	Щелочность — кислотность вкл.	156—157
Концентрации солевых рас-		Эксцентричные вкл.	44
		Электронуграфия вкл.	145

Принятые сокращения

Вакуоль Вк	Редкие газы Р. г.
Включения стекла ВС	Силикатно-солевые (РС)
Вторичные вкл. Вв	Силикатные расплавы Р
Газовая фаза Г	Силикатные расплавы-растворы (РР)
Газово-жидкие включения ГЖВ	Солевые расплавы Сл Р
Гетерогенизация вкл. ГТЗВ	Стекло С
Гомогенизация вкл. ГЗВ	Труднорастворимые силикаты Кт
Жидкая фаза Ж	Твердая фаза К
Затвердевшие вкл. расплавов ЗВР	Твердая легкорастворимая фаза КЛ
Микрофотография м/ф	Температура гетерогенизации Т гет
Мнимовторичные вкл. Мв	Температура гомогенизации Т г
Первичные вкл. Пв	Температура декрепитации Т д
Расплавные включения РВ	Температура истинная Т и
Расплавы-рассолы РРс	Температура кристаллиз. Т кр

Оглавление

	Стр.
Предисловие. <i>Н. П. Ермаков</i>	3
ГЛАВА I. РАЗВИТИЕ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ В СССР И ВСЕСОЮЗНЫЕ СОВЕЩАНИЯ. <i>Н. П. ЕРМАКОВ</i>	5
ГЛАВА II. ИСТОЧНИКИ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ. <i>Н. П. ЕРМАКОВ</i>	14
§ 1. Общие данные и информационные ряды включений	14
§ 2. Агрегатные состояния, состав и генетические показания содержимого вакуолей	19
§ 3. Относительное время и способы консервации включений минералообразующих сред	28
§ 4. Гомогенность минералообразующих сред и степень информативности сопутствующих включений в минералах	37
ГЛАВА III. МЕТОДЫ И ТЕХНИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ	46
§ 5. Физические эксперименты с включениями и предыстория методов. <i>Н. П. Ермаков</i>	46
§ 6. Гомогенизация нагреванием и термометрирование по включениям. <i>Н. П. Ермаков</i>	49
Развитие техники экспериментов	49
Теоретические аспекты и испытания метода гомогенизации	64
Основные положения и постулаты метода гомогенизации газовой-жидких включений растворов (семантика термобарогеохимии)	79
§ 7. Динамическая фазометрия и выяснение агрегатных состояний по включениям. <i>Н. П. Ермаков</i>	86
Назначение фазометрии и методика испытаний	86
Типы и виды гомогенизации газовой-жидких включений	89
§ 8. Метод декрепитации (растрескивания) включений. <i>Н. П. Ермаков</i>	101
Визуально-оптический способ регистрации взрывов	102
Акустический (термозвуковой) анализ включений	107
Термобарический (термовакuumный) способ регистрации взрывов включений	110
Декрепитация включений в минералогической термометрии	113
§ 9. Криометрия. <i>Ю. А. Долгов</i>	118
Конструкции криометрических установок	119
Признаки водно-солевых систем при охлаждении	121
Определения углекислоты и воды в газовых включениях и вымораживание низкокипящих газов	126
§ 10. Барометрия. <i>Ю. А. Долгов</i>	128
Геолого-минералогические методы оценки давлений	128
Измерения давлений по включениям в минералах	130
Поправки на давление	134

	Стр.
ГЛАВА IV. ИССЛЕДОВАНИЯ СОСТАВА ВКЛЮЧЕНИЙ. Ю. А. ДОЛГОВ	137
§ 11. Физические методы определения вещества включений	137
§ 12. Химические методы анализов включений	148
ГЛАВА V. ИССЛЕДОВАНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЭНДОГЕННОМ И КОСМИЧЕСКОМ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ. Ю. А. ДОЛГОВ	165
§ 13. Условия кристаллизации магматических минералов	165
§ 14. Минералообразование из газовых и жидких водных растворов	179
§ 15. Метаморфогенное минералообразование	192
§ 16. Включения в космическом и импактитном материале	199
§ 17. О минералообразовании в Мировом океане	213
ГЛАВА VI. ПОИСКОВЫЕ МЕТОДЫ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ. Н. П. ЕРМАКОВ	219
§ 18. Декрептофонический метод поисков	222
§ 19. Углекислородометрический метод поисков кварцевых тел и зон гидротер- мальных изменений	227
§ 20. Шлиховзрывной метод поисков	231
§ 21. Сочетание геохимических и термобарогеохимических рудопоисковых ме- тодов на полиметаллических месторождениях Садонской группы	235
ГЛАВА VII. РАЗВИТИЕ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ И ВНЕДРЕНИЕ ЕЕ РЕЗУЛЬТАТОВ В НАУКУ И ПРАКТИКУ. Н. П. ЕРМАКОВ	247
Список литературы	252
Предметный указатель	266

ИБ № 1610

НИКОЛАЙ ПОРФИРЬЕВИЧ ЕРМАКОВ

ЮРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ ДОЛГОВ

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ

Редактор издательства *Л. Г. Китаенко*

Переплет художника *Э. Д. Меджитовой*

Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*

Технический редактор *Л. Н. Шиманова*

Корректор *М. П. Курылева*

Сдано в набор 01.06.78. Подписано в печать 09.01.79. Т-02412. Формат 70×90^{1/16}. Бумага № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 17,0. Усл. п. л. 19,89. Уч.-изд. л. 19,73. Тираж 1700 экз. Заказ 348-6551-2. Цена 3 р. 30 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская типография № 8 «Союзполиграфпрома»
при Государственном комитете СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли,
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

2747

31 324