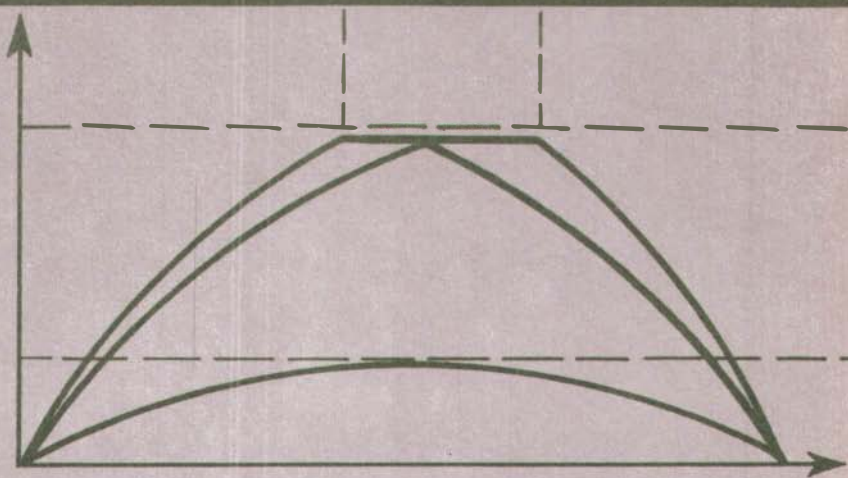


В. Н. ШАРАПОВ

РАЗВИТИЕ ЭНДОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ



«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ПРОГРАММА „ИЗМЕНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА”

В.Н. ШАРАПОВ

РАЗВИТИЕ ЭНДОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

Ответственный редактор

кандидат физико-математических наук *В.Н. Доровский*



НОВОСИБИРСК

"Н А У К А"

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

1992

Развитие эндогенных флюидных рудообразующих систем /
В.Н. Шарапов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. –
144 с.

ISBN 5-02-030030-6.

В монографии рассмотрены основные методологические проблемы выделения и списания моделей развития эндогенных флюидных рудообразующих систем (ЭФРС). Приводятся краткая сводка физических характеристик, необходимых при решении задач динамики тепломассопереноса в ЭФРС, классификация структурно-динамических типов ЭФРС, особенности синергетики (структурирования) открытых и закрытых по массе эндогенных систем, виды начальных и граничных условий взаимодействия ЭФРС с окружающей средой, типы термодинамических режимов развития ЭФРС.

Книга предназначена для специалистов, изучающих эндогенные процессы в литосфере, явления тепломассопереноса в магматогенных системах.

Табл. 10. Ил. 52. Библиогр.: 159 назв.

Рецензенты

доктора геолого-минералогических наук О.П. Иванов,
В.И. Сотников

Утверждено к печати

Объединенным институтом геологии, геофизики и минералогии
СО РАН

Любая наука, изучающая природные явления, тела или вещества, по мере накопления, систематизации, обобщения и истолкования знаний о предмете исследований проходит ряд естественных этапов развития: 1) классификации фактических данных; 2) формулировки и экспериментальной проверки гипотез, объясняющих природу веществ или явлений; 3) создания качественных, а затем и количественных моделей явлений, составляющих теоретический аппарат данной науки.

Если с этой точки зрения оценить существующую ситуацию в эндогенной геологии, то современная картина представится достаточно пестрой. Но несомненно, что эта наука переживает бурное и интересное время появления в ней аппарата динамических моделей магматических и магматогенных процессов. Его становление и развитие протекают существенно труднее и болезненнее, чем проходившее широкое внедрение в ее аппарат лет 15–20 назад идей и методов равновесной термодинамики, физической химии и статистических методов обработки наблюдений. Существующая сейчас ситуация, по-видимому, объясняется определенным качественным разрывом между уже ставшими привычными для геолога равновесными подходами и методами этих наук и неравновесной линейной (а тем более нелинейной) термодинамикой, где приходится в генетическом анализе использовать совершенно иной уровень детерминированных математических моделей, весьма большой набор идей физики макромира и физической химии. При этом их спектр для количественного описания конкретного геологического явления бывает столь широк, что количественное моделирование становится под силу лишь коллективу разных специалистов. При попытках освоить эту новую теоретическую область перед геологом встает достаточно сложная задача, если ориентироваться на статьи и специальные монографии, где рассматриваются проблемы тепломассообмена в эндогенных явлениях. В них авторы заботятся скорее о строгих постановках задач, чем о разъяснении существа дела геологам; обсуждение результатов вычислений или анализа также ведется на языке и в манере, далеких от привычных для традиционных геологических работ. При этом используется специальная терминология; заимствованная в соответствующем разделе физики, химии и т.п.

Поэтому большинство работ, посвященных описанию динамики эндогенных явлений, "непонятны", их результаты, судя по характеру

цитирования, принимаются часто "на веру" и используются "механически". Инициатор такого рода исследований в СССР Г.Л. Поспелов полагал, что невозможно при математическом моделировании динамики геологических процессов "прямо" использовать для этих целей аппарат краевых задач математической физики. По его мнению, необходимо строить некие промежуточные терминологически "сопрягаемые" системы моделей, которые позволяли бы "стыковать" физические идеи и специфику мышления геологов, а также их понятийный багаж.

Ранее я не разделял эту точку зрения /Теплообмен..., 1972/, но со временем убедился, что в таком взгляде на ситуацию, существующую в теоретической эндогенной геологии, есть рациональное зерно. Во всяком случае, вероятно, сейчас необходимы специальные работы, в которых без использования или при минимальном сопровождении формализованными подходами, излагались бы основы или существо теории динамики эндогенных процессов. Об этом мне неоднократно говорили коллеги-геологи. Очевидно и то, что адаптация развивающихся методов термодинамики открытых систем для геологических приложений не сводится просто к "стыковке" понятий, но должна предлагать этой теории свои требования, вытекающие из специфики геологических явлений.

Учитывая пожелания Г.Л. Поспелова и коллег, автор попытался обсудить вопросы, возникающие при построении моделей динамики эволюции эндогенных рудообразующих систем, в указанном ключе. Тем более, что в настоящее время развиваются подходы /Голубев, 1981; Стратанович, 1985; Пригожин, 1985; Моисеев, 1987/, позволяющие с единой точки зрения термодинамики открытых систем описывать любые процессы развития реальных систем.

Сейчас ни для кого не является секретом, что формирование эндогенных рудных месторождений есть динамический процесс концентрирования рудных элементов в твердой фазе на поверхности земли или в трещинах и порах пород земной коры в виде различного рода скоплений, залежей, жил и т.п. при протекании обменных реакций между водными растворами, газовыми смесями с минералами горных пород, в результате пересыщения эндогенного флюида при охлаждении и снижении давления в его потоках, кристаллизации магмы и ряда сопутствующих ей явлений.

Вроде бы очевидно, что каждому виду такого рудообразующего процесса соответствует свой генетический тип рудных месторождений или рудная формация как собирательный образ наиболее существенных черт месторождений сходного генетического типа. Как будто бы естественно предположить, что каждому обобщенному образу рудообразующих явлений может соответствовать динамическая картина процесса, которая, в свою очередь, может получить количественное описание эволюции параметров состояния с численной оценкой той или иной стороны эволюции системы (изменение температуры, давления и т.п. в пространстве со временем). Это есть количественная модель рудообразования, являющаяся элементом рудообразующей системы. Их набор с соответствующим соподчинением по общности может сос-

тавить теоретический аппарат учения об эндогенных рудообразующих процессах.

Предлагаемый в данной работе подход к построению моделей развития эндогенных рудообразующих систем может считаться и тривиальным, и дискуссионным. Тривиальным потому, что это определенная адаптация известных уже в термодинамике открытых систем идей и методов к количественной характеристике природных феноменов. Некоторым "оправданием" нашей неоригинальности может служить лишь то, что вообще физическая геохимия по существу является адаптацией "физических" и "химических" теорий к явлениям, протекающим в недрах планет земного типа. Оригинальность работ такого рода заключается, с одной стороны, в мере формальной адаптации, а с другой – в глубине количественного описания каких-то конкретных явлений. В нашем случае это скорее самый первичный этап поисков возможностей и путей адаптации необратимой термодинамики для описания развития геологических систем, которая уже успешно начата и развивается В.С. Голубевым /1990; Голубев, Беус, 1986; Голубев, Теняков, 1984/. Дискуссионность предлагаемого нами пути состоит в том, что он по ряду существенных моментов не совпадает как с традиционным мышлением, характерным для классических работ по физической геохимии /Смит, 1968; Николаев, Доливо-Добровольский, 1961/, так и с пионерскими исследованиями термодинамики эволюции геологических систем В.С. Голубева /1990; 1989; Голубев, Теняков, 1984/.

В чем мне видятся как философские, так и практические аспекты различий в традиционно используемых (в том числе и В.С. Голубевым) подходах и нашем подходе в построении моделей эволюции эндогенных систем.

Само понятие "эволюция" содержит в себе некоторое ограничение в толковании характера развития, поскольку изначально в геологии данное понятие употреблялось в противовес теории катастроф (катаклизмов) и толковалось как медленное (постепенное) изменение, например накопление осадков, формирование складок, развитие биоты и т.п. Именно эта ситуация и "заложена" в формализмах, используемых В.С. Голубевым /1981, 1989/. Им эволюция геологических систем понимается как такое необратимое стремление существующей системы к равновесию, при котором на всем пути перехода отклонения в ней от равновесия малы, а в локальных точках имеется "мозаичное" равновесие.

Это развитие известного подхода Д.С. Коржинского /1955, 1969/, применившего формализм Гиббса для описания метасоматической зональности. Суть этой теории состоит в том, что гетерогенные взаимодействия флюид – порода протекают "мгновенно", но равновесно, а "мгновенно" же возникающая микроскопическая колонка зон со временем равномерно (как "гармошка") растягивается по пространственной координате.

Таким образом, при незнании реальных механизмов локального гетерогенного тепломассообмена можно в "нулевом" приближении предложить феноменологическую теорию развития метасоматической зо-

нальности для одного из случаев замещения – воздействия кислого раствора на горную породу произвольного многоминерального состава. Познавательные “издержки” данной теории состоят в том, что в принципе нельзя описать механизм возникновения и разрастания зон. Такой подход в последующем оказался столь “удобен”, что привел к появлению подмены понятий, как в работах Д.С. Коржинского и его последователей – формальный прием в описании явления стал толковаться как закон развития процесса (метасоматоза) – медленность и квазиравновесность. Позднее эта идеология стала явно или неявно стереотипом при термодинамическом анализе других эндогенных процессов. Отсюда понятна отмеченная термодинамическая трактовка эволюции, принятая в работах В.С. Голубева. Иными словами, вводится представление об обязательности одного типа термодинамического режима развития эндогенных систем – ординарного.

Если с общепарадигматической точки зрения проанализировать данный подход в адаптации необратимой термодинамики к моделированию эндогенных систем, то очевидными являются следующие его постулаты:

1. “Системы” существуют изначально, а не возникают, “живут” и “умирают” со временем; они лишь “стремятся” к равновесию при некоторых внешних возмущениях.

2. Внешние возмущения, вызывающие эволюцию, не приводят к проявлению “новых”, т.е. диссипативных структур в существующих системах, которым присуща “имманентная” структурная устойчивость (стационарность).

Полевой опыт изучения следов эндогенных процессов заставляет меня усомниться в достаточности этих постулатов для описания возможных видов развития эндогенных систем. Ниже будут приведены примеры, которые явно противоречат такому пониманию развития данных систем.

Поэтому мною “эволюция” эндогенных систем понимается шире, чем указанное выше классическое толкование, и мыслится как “любый” вид направленного развития системы. Оно включает возникновение ее как “геологического тела” с вполне определенной структурой, его существование какое-то время в определенных пространственных границах и “полное” исчезновение при сохранении в геологическом предании некоторых структурно-вещественных “следов” взаимодействия среды (горных пород) и потоков энергии и массы. При этом темп изменения параметров состояния систем, в принципе, может быть “любым”, в том числе и “катастрофически быстрым”. Задача моделирования при этом состоит в том, чтобы реставрировать термодинамический режим системы, а не априорно приписывать ему обязательно медленный квазиравновесный переход от начального (возмущенного) состояния к равновесному. Ясно, что в случае эндогенных систем достижение “равновесия” в них означает исчезновение системы. Отсюда мною предлагается анализировать динамику развития рудообразующих систем.

Таким образом, построение динамических моделей рудообразующих систем является основным направлением развития теории эндогенного рудообразования. Это первый тезис, исходя из которого бу-

дет излагаться материал в данной работе. Второй состоит в том, что основной научной задачей полевых и лабораторных исследований рудных месторождений являются выделение и типизация рудообразующих систем, выявление их пространственной и временной структуры, определение начальных и граничных условий их развития.

Сформулированный тезис отличается от принятых в современных работах генетических понятий тем, что он нацеливает структурно-геологические работы не столько на изучение рудных тел и месторождений (это обязательный элемент генетических работ), сколько на выявление вида целостной рудообразующей системы и закономерностей ее эволюции (развития) на основе определения условий и места ее зарождения, изменения термогидродинамических параметров в пространстве и времени, а также "работы" разных типов геохимических барьеров, ответственных за рудообразование, вида кривой распределения рудной массы при проявлении того или иного геохимического барьера. На основе такого рода данных строятся физические и математические модели рудообразующих процессов. Пока же теоретический аппарат геологии эндогенных рудных месторождений состоит преимущественно из качественных генетических схем, в которых много не только нестрого или интуитивно введенных элементов, но и просто физически несостоятельных высказываний, заблуждений и различного рода произвольных оценок. Поэтому мы развиваем и отстаиваем – а это тоже, к сожалению, пока приходится делать – следующий тезис:

основным направлением в развитии теоретического аппарата геологии эндогенных рудных месторождений следует считать: а) формулировку физических и математических моделей динамики тепло- и массообмена для выявленных рудообразующих систем; б) получение численных оценок параметров состояния гетерогенных сред; в) определение вида и количественных характеристик кривых распределения рудных компонентов в твердой фазе, соответствующих проявлениям того или иного геохимического барьера или их комбинации в рудообразующих системах.

Если взглянуть на историю вопроса формирования фундамента указанного направления, то, с моей точки зрения, было три узловых момента в развитии теоретического аппарата учения об эндогенных рудных месторождениях:

1. Выход в свет специального выпуска журнала "Economic Geology" с критической статьей Грейтона /Graton, 1940/ и ответами на нее, которые были опубликованы позже на русском языке /Природа..., 1946/.

2. Публикация в конце 50-х и начале 60-х годов серии статей Ю. Шимазу /Shimazu, 1959-1961/ по необратимой термодинамике магматических процессов.

3. Создание вслед за этим работ Г.Л. Поспелова /1962, 1963, 1971; Поспелов, Лапухов, 1971/, посвященных структурно-динамическим типам рудообразующих флюидных систем и принципов их моделирования.

Хотя до появления указанных работ или в это же время были

выполнены другие интересные и важные для понимания динамики рудоотложения исследования, в них освещались наиболее существенные аспекты этой проблемы.

1. Дано замкнутое качественное описание физики переноса массы и механизмов ния компонентом при фазовых переходах.

2. Рассмотрена линейная неравновесная термодинамика магматического процесса и предложена замкнутая система уравнений, описывающая тепло- и массообмен в магматогенных и магматических системах.

3. Появилась ясная трактовка структурно-динамических типов флюидных рудообразующих эндогенных систем и места в них областей концентрирования рудных компонентов и были разработаны методологические подходы в разработке нового направления.

Как общая научная проблема, проблема динамики и кинетики геохимических процессов была поставлена в СССР /Голубев, Гарибянц, 1971/, а несколько позже - в США /Kinetics..., 1981/. В последнее время эволюция эндогенных систем описывается с учетом идей синергетики и нелинейной термодинамики /Беляев, 1983; Merino, 1984; Доровский, 1987/. Как некое направление, моделирование динамики магматогенных (в том числе и рудообразующих) процессов начало развиваться с середины 60-х годов в ИГиГ СО АН СССР по инициативе Г.Л. Поспелова. Хотя с тех пор были проведены несколько Всесоюзных симпозиумов и совещаний /Кинетика..., 1976; Динамические модели..., 1982; Генетические модели..., 1983; Динамические и физико-химические модели..., 1983; Построение..., 1987/, общее признание оно получило сравнительно недавно, когда появилась общесоюзная программа построения генетических моделей рудных формаций. За рубежом моделированию эндогенных рудообразующих процессов уделяется много внимания с конца 70-х годов, а в настоящее время в рамках ЮНЕСКО существует специальная программа /Strong, 1981; Program JUQS, 1987; Mineral..., 1986/.

Теория динамики эндогенных процессов (рудоотложения как их частного элемента) начинает развиваться быстрыми темпами. Направленности этого процесса в учении о рудных месторождениях альтернативы нет. Поэтому его прогресс будет во многом определяться тем, насколько быстро геологи-рудники, геохимики и петрологи перейдут на новые рельсы в своих теоретических исследованиях, используя в них аналитические и численные методы решения задач математической физики, описывающих эндогенные явления, а экспериментаторы будут накапливать необходимый опытный материал в отношении как моделирования элементов динамики реальных процессов, так и определения параметров, диаграмм состояния систем и физических констант, применяемых в расчетах.

Этим мы завершим краткий экскурс в методологию и историю становления направления в эндогенной геологии, которое может быть обозначено как "Создание динамических моделей развития рудообразующих систем".

Сориентировать читателя в довольно большом теперь числе ма-

тематизаторов геологии достаточно трудно потому, что нет ни зарубежных, ни отечественных специализированных журналов, в которых последовательно освещались бы интересующие нас проблемы. Статьи по данному вопросу рассеяны в различных геологических, геохимических и геофизических журналах. Широко применяемые в геологических исследованиях математическая статистика, теория распознавания образов, экспертные системы и т.п. имеют к ней не большее отношение, чем любой другой метод накопления и обработки полевой и лабораторной информации. Если учесть также, что пока не созданы учебные руководства для обучения физике геологических эндогенных явлений, нам остается, руководствуясь широко известным лозунгом "спасение утопающих – дело рук самих утопающих", приобщиться к интересному и еще мало разработанному миру превращения блестящих геологических интуитивных догадок, озарений и гипотез в строгие физические модели с четко сформулированными и проверяемыми генетическими следствиями.

Мне хотелось посвятить эту работу тем отечественным и зарубежным геологам, которые сыграли выдающуюся роль в превращении учения о рудных месторождениях из разрозненных толкований эмпирических рудничных наблюдений о структуре рудных тел, описания минералогии руд и околорудных пород в стройное замкнутое учение об эволюции процессов оруденения и природе рудных формаций как обобщенной картине этих явлений. Она не могла бы появиться без участия или дискуссий с коллегами, как активно работающими по обсуждаемой проблеме, так и использующими динамические модели рудообразования в практических приложениях: Ю.А. Аверкиным, В.Т. Беликовым, А.Ф. Белоусовым, В.С. Голубевым, В.Н. Доровским, О.П. Ивановым, А.С. Калининым, И.А. Калугиным, И.Н. Кигаем, А.Г. Кирдяшкиным, М.П. Мазуровым, В.А. Нарсеевым, А.Л. Павловым, А.Н. Черепановым.

Работа выполнена в рамках Государственной программы "Изменение природной среды и климата" по проекту "Эволюция рудных формаций и эндогенных рудообразующих систем в развитии литосферы, их моделирование и прогноз рудоносности".

ЧАСТЬ I

ЭНДОГЕННЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ

Глава 1

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТЕЛА

Будем считать, что в фундаментальных монографиях и учебных пособиях по геологии рудных месторождений /Обручев, 1929; Шнейдерхен, 1958; Смирнов, 1982; и др./ с необходимой полнотой и детальностью освещены проблемы геологии, классификации и генезиса магматогенных рудных месторождений, а история становления генетических представлений о них изложена в специальных обзорах /Вольфсон, 1969; Котляр, 1970; Синяков, 1986; Овчинников, 1988/. Эти сведения знакомы читателю. Поэтому ниже мы зафиксируем лишь самые необходимые моменты геологии эндогенных рудных месторождений как геологических тел, которые понадобятся в последующих построениях динамических моделей эндогенного рудообразования, а также фациальные условия их появления. При этом изложение литературных данных, их комментарии будут вестись под углом зрения проявления тех механизмов переноса тепла и массы, что лежат в основе физико-химической гидродинамики и физики гетерофазных превращений.

§ 1. Понятия "рудное месторождение", "рудное тело" и выделение их границ

Основой любых теоретических построений являются понятия. От того, как они характеризуют объекты исследования, во многом зависят успехи или неудачи при построении модели явлений. Естественно, основой для нашей работы должно быть понятие "рудное месторождение". В цитированных выше руководствах и иных работах имеются свои определения. По-видимому, наиболее четкой и последовательной для модельных построений можно считать формулировку В.И. Смирнова /1982/, которая с небольшими добавлениями и используется нами: "участок земной коры, где имеются минеральные вещества, количество и условия залегания которых пригодны для промышленной добычи" или утилизации продуктов добычи на определенный момент технического развития общества, локальной или глобальной экономической конъюнктуры (мое добавление). Считается, что месторождения состоят из "рудных тел". Это понятие не имеет столь определенных толкований, как месторождение.

Наиболее ясным и последовательным из высказываний специа-

листов на этот счет, по нашему мнению, является определение С.С. Лапина /1976/, которым мы будем пользоваться: "минерализованный участок земной коры с любым типом распределения полезного компонента, содержание которого выше фоновое в окружающей геологической среде". ("Фон" – кларк элемента в рассматриваемой геологической среде.)

Месторождение может состоять из одного рудного тела или их структурно связанной системы. Кроме указанных выше, имеется еще одно важное свойство месторождений – они образуют в различных регионах мира устойчивые по минералогическим и структурным характеристикам сообщества, которые теперь называют рудными формациями /Кузнецов и др., 1976/.

Таким образом, наиболее важными свойствами месторождений как геологических тел являются следующие: 1) концентрация полезных веществ в них выше, чем в окружающей геологической среде; 2) они имеют характерную структурную связанность элементов (рудных тел, вида распределения рудных и нерудных минералов и т.д.), обладают устойчивыми соотношениями этих свойств и отношений в разных местах земной коры (но только там, где имеется сходная "геологическая обстановка"). О природе этих свойств мы будем говорить ниже. Здесь же необходимо остановиться на следующем весьма важном моменте. Поскольку "месторождение" не только геологическое тело, но и экономическая категория, то всегда при их изучении вводились количественные характеристики – содержания металлов или полезных веществ в руде.

Но в таком случае необходимо иметь способы определения его границ. Это тем более существенно, что при математическом моделировании нужно проводить эту операцию единообразно и недвусмысленно, так как при всех физико-химических расчетах приходится иметь дело с количествами веществ (или различными массами и т.п.) и их распределениями в пространственных координатах (концентрационные кривые) или/и изменениями концентраций в каких-то участках и пространстве. Следовательно, определение "границы" как переходной области от "нерудной" породы к "рудной" (руде) существенно. Геологи различают много видов границ рудных тел: резкие, постепенные, обрывные, "естественные", "экономические" и т.п. Часто используются понятия "геохимический фон", "первичный геохимический ореол" в "руде" по отношению к тем же объектам. Все эти и другие понятия, определяющие отношение "руда – безрудная область", можно выразить совершенно однозначно, если воспользоваться физико-химическими определениями, описывающими распределение компонентов при гетерогенных химических превращениях или синтезе твердых веществ в реакторах /Бенедик, Ласло, 1970; и др./.

Последовательно в геологических приложениях эта проблема освещена В.С. Голубевым /1981/. Поэтому мы зафиксируем здесь самое необходимое.

Если, по известным правилам /Дэвис, 1977; Дубов, 1974/, обработанные данные химического или иного опробования перехода от

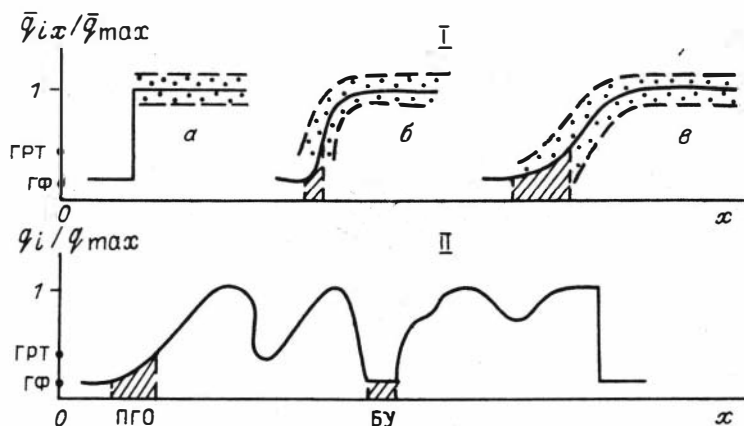


Рис. 1. Типы границ рудных тел (I) и распределение рудных компонентов в рудном теле (II). Пояснения в тексте.

рудного тела к вмещающим породам нанести в определенном масштабе на бумагу, то будет получена "кривая" содержаний рудного (ых) компонента (ов). На рис. 1 показаны наиболее распространенные виды одномерных концентрационных кривых, которые включают практически все основные элементы кривых распределений концентраций рудных компонентов, встречающихся в практических приложениях при изучении рудных тел [Лапин, 1976]. Рисунок отражает как виды границ (а, б, в), так и характер внутреннего строения кривых распределения (КР). Здесь приняты следующие обозначения: $\bar{q}_i$, x - текущая "средняя" концентрация рудного компонента в породе (руде), $\bar{q}_{max}$ - статистическая оценка максимальной концентрации полезного компонента в руде, ГРТ - граница рудного тела (экономическая), ГФ - геохимический фон, ПГО - первичный геохимический ореол, БУ - безрудный участок. Точками обозначен доверительный интервал оценки средних концентраций полезного компонента по пространственной координате.

Если данные химического или минералогического опробования, полученные при разведке или обработке рудных месторождений, соотнести с пространственными координатами (x , y , z), получится объемная фигура рудного тела (месторождения). В таком случае можно говорить о концентрационном или геохимическом "поле", имеющем свою морфологию и внутреннюю структуру.

§ 2. Морфология, внутренняя структура и размеры РМ

Существует два классификационных подхода при описании морфологии и внутренней структуры РМ. С определенной долей условности их можно назвать "формально-геометрическим" и "генетически-морфологическим" [Крейтер, 1957; Вольфсон, 1969; и др.]. Первый

Таблица 1. Предполагаемые причины движения рудообразующих флюидов

Автор	Год	Истолкование причин движения флюидов
Линдгрэн, Феннер, Росс, Эммонс, Мори и др.	1932— 1937	Движение гидротермальных растворов определяется давлением магматических газов, отделяющихся от интрузива в процессе его кристаллизации (этот фактор главный по мнению всех авторов, считающих источником рудоносных флюидов кипение магм при снижении давления и кристаллизации)
Грейтон, Смит, Матц и др.	1940— 1950	Литостатическое давление пород на поровые флюиды, разгружающиеся на поверхности земли при гидростатическом давлении; иногда этот механизм называют "фильтр-прессингом" (он часто привлекается в тех случаях, когда трудно связывать "избыточное давление" с ретроградным кипением магмы)
Бетехтин	1952	Движение флюидов связано с дренированием трещинами при разрядке термоупругих напряжений поровых или "остаточных" флюидов. Эта идея широко использовалась в отечественной литературе для объяснения образования жил выполнения (Барабанов), камерных пегматитов (Долгов), штокверкового редкометалльного оруднения (Шерба и др.), а также для толкования многими другими авторами природы плутогенных рудных месторождений
Германов, Овчинников и др.	1955	Движение нагретых флюидов в пластах горных пород связано с наличием разности напоров в области питания и разгрузки пластово-трещинных вод (идея была чрезвычайно популярна при объяснении природы "вулканогенных" гидротермальных месторождений)
Банвелл, Уайт, Чекалюк и др.	1957— 1965	Движение флюидов связано с нагревом поровых пород интрузивными телами, при котором возникают адвективные или замкнутые конвективные ячейки (идея широко используется в последнее время для объяснения природы вулканогенных гидротермальных месторождений)

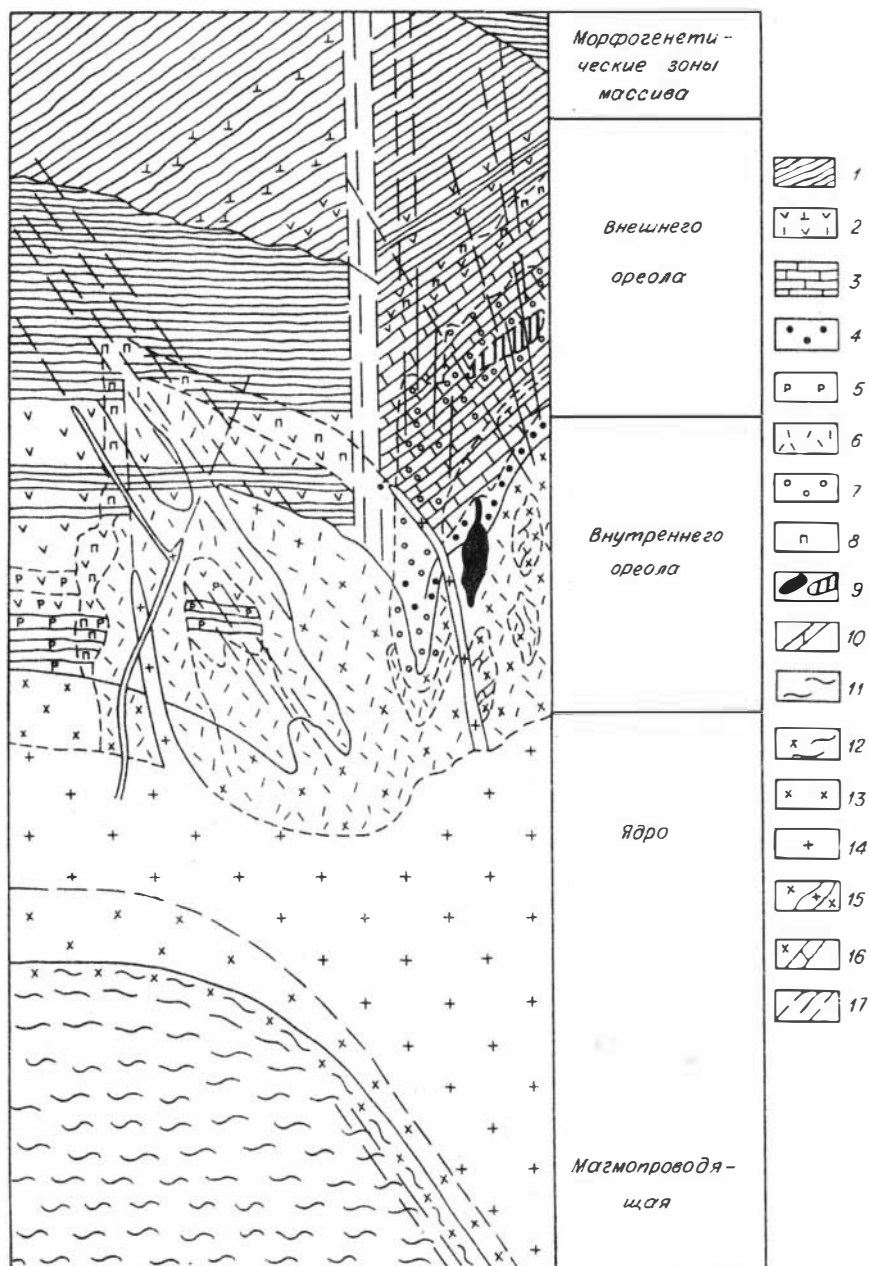


Рис. 2. Положение плутогенных рудных месторождений в морфогенетических зонах интрузивов /по Шарапову, Аверкину, 1990/.

1 - осадочные породы; 2 - эффузивные породы; 3 - доломиты, доломитизированные известняки и известняки; 4 - магматические

магнезиальные скарны; 5 - роговики и ороговикованные породы; 6 - фельдшпатолиты и фельдшпатизированные породы; 7 - скарны известковые, водно-силикатные метасоматиты; 8 - пропилиты и пропилитизированные породы; 9 - метасоматические руды магматической (залиты) и постмагматической стадий; 10 - жилы с околожильными изменениями; 11 - метасоматические породы; 12 - гранитизированные породы "фундамента"; 13 - изверженные породы внутреннего ореола интрузивов; 14 - изверженные породы ядра интрузивов; 15 - дайки; 16 - "теньевые" ксенолиты и ксенолиты; 17 - разломы.

характеризуется тем, что при изучении рудных тел основное внимание уделяется их морфологическим характеристикам, тогда как генетические аспекты являются сопутствующими. Во втором морфологические характеристики рудных тел устанавливаются для предварительно выделенных генетических классов и т.п. рудных месторождений. Каждый преследует свои цели и имеет для них необходимые преимущества. Для нас, поскольку далее будут обсуждаться генетические аспекты рудных месторождений, более полезен второй. При этом известные генетические классификации эндогенных РМ целесообразно дополнить или некоторым образом переформулировать в дальнейшем с точки зрения: 1) источников энергии и массы, 2) механизмов переноса тепла и массы, 3) механизмов формирования рудных тел.

По первому признаку геологи выделяют магматогенные и метаморфогенные рудные месторождения. Нами будут обсуждаться в основном первые из них. По способам переноса тепла и массы при формировании рудных тел из рудообразующих флюидов в первом приближении разграничиваются три класса объектов:

1. Напорное неизотермическое течение "рудных жидкостей" по открытым трещинам (каналам) - "рудные" магмы, рассолы и тому подобные жидкости, при охлаждении которых формируются руды.

2. Неизотермическое течение по открытым трещинам флюидов, из которых при пересыщении выпадают на стенках каналов минеральные вещества (жилы выполения).

3. Неизотермическая фильтрация флюидов в трещиновато-пористом массиве пород, в процессе которой или из-за химического взаимодействия с минералами (метасоматоз), или из-за изменения T и P из растворов выпадают минеральные вещества.

Перечисленные механизмы переноса тепла и массы проявляются обычно совместно, но нередко преобладает какой-то один из перечисленных видов. При этом имеется ряд сопутствующих массообменных явлений (диффузия, сорбция, кипение, конденсация и т.д.), о которых мы будем говорить при рассмотрении конкретных процессов.

Отметим наиболее характерные морфологические особенности эндогенных рудных месторождений, появившихся при реализации указанных процессов тепло- и массообмена.

Размеры, структура и морфология проницаемых зон, вмещающих эндогенные рудные месторождения, определяют особенности размещения и строения рудных тел и их взаимное расположение. Это же можно сказать и об околорудных породах. На основании исследования

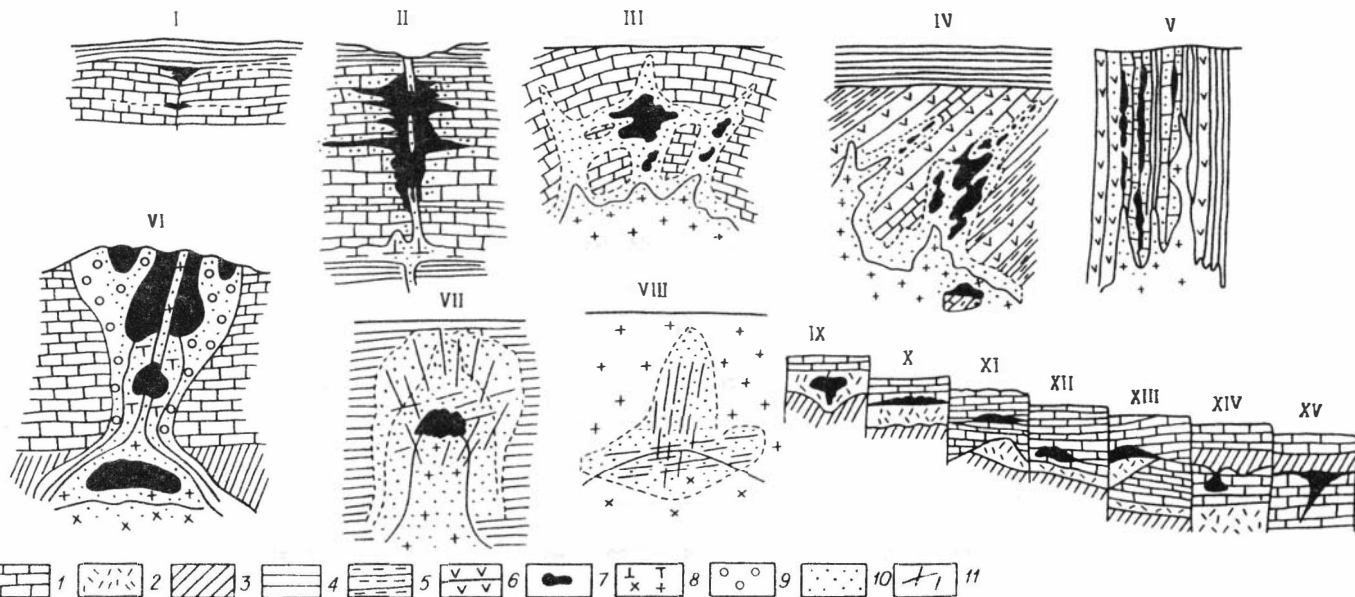


Рис. 3. Структурные позиции в размещении эндогенных рудных месторождений (I-XV) – эпитермальных и плутогенных.

1 – карбонатные породы; 2 – песчаники; 3 – осадочные породы; 4 – песчаники, алевролиты, флишoidные отложения; 5 – туфы, туффиты, сланцы; 6 – эффузивы; 7 – руды; 8 – изверженные плутонические породы (базиты, гранитоиды, граниты и их субвулканические фации); 9 – эксплозивные брекчии; 10 – околорудные изменения; 11 – жилы выполнения.

структуры рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел создаются структурные модели рудообразующих систем. Поэтому здесь мы весьма кратко отметим те аспекты этого вопроса, которые в дальнейшем будут приняты во внимание при построении моделей эндогенных флюидных рудообразующих систем.

Для плутоногенных рудных месторождений их структурная позиция может быть охарактеризована рис. 2, где суммированы данные изучения многочисленных месторождений различных рудных формаций.

Эндогенные рудные месторождения, если в подобном же ключе обобщить данные изучения размещения руд в структурах осадочных, эффузивно-осадочных и изверженных породах, могут быть представлены рис. 3. Причины движения рудоносных флюидов в них достаточно разнообразны (табл. 1).

§ 3. Рудные тела и околорудные изменения

Традиционно в геологии рудных месторождений старатели, штейгеры, а позднее геологи-рудники извлекали, искали и изучали прежде всего руды, местоположение которых нередко оценивалось по минералам или породам-спутникам. Отсюда и возникло понятие об "околорудных породах". Но, вообще говоря, понятие это достаточно неконкретное, поскольку так и не были сформулированы представления о том, насколько "близко" или "далеко" начинаются (кончатся) от руд "околорудные породы", как по объему площадей должны соотноситься руды и околорудные породы, как представлять их формирование во времени относительно друг друга и т.п. Фактически фиксировался эмпирический факт: руды сопровождаются определенным изменением состава вмещающих их пород. Теперь к околорудным породам (изменениям) относят практически все "наложенные" на первичные породы минеральные изменения, образующие структурно-сопряженные участки в пределах месторождений, соотношения которых позволяют построить закономерную последовательность событий, в которых оруденение занимает определенное место: 1) скарн – руда – послерудные изменения, 2) фельдшпатолиты – грейзен – руда – послерудные изменения и т.п.

Кроме качественных морфоструктурных соотношений, показанных выше, имеются данные о протяженности рудных зон и площадях их проявления.

На поверхности морского дна или земли площади эндогенных рудных выходов или отложений составляют от сотен до десятков тысяч квадратных метров. В разрезе земной коры вертикальный размах оруденения от нескольких десятков метров до нескольких километров. Эти характеристики весьма различны для разных рудных формаций. Отметим некоторые характерные данные*: 1) месторождения молибдена: $l \sim 400-500$ м, $S \sim 0,3-1-2$ км²; 2) месторождения олова: $l \sim$ от сотен метров до 1200-1700 м, $r \sim 400-1500$ м; 3) медно-

* Обзор заимствован из работы В.Н. Шарапова, Ю.А. Аверкина /1990/.

молибденовые трубчатые: 1 ~ от 200–700 м до 2,5 км; 4) месторождения вольфрама: 1 ~ от десятков метров до 1500 м (жильные), от десятков метров до ~1700 м (скарновые); 5) метасоматические магнетитовые: 1 ~ до 200 м.

§ 4. Достаточна ли информация, получаемая при разведке и отработке месторождений, для построения генетической модели процесса рудообразования ?

Даже беглое знакомство с толкованиями природы крупных месторождений металлов, одни из которых эксплуатируются десятки лет, а другие имеют даже вековую историю, позволяет заключить, что обычно существуют если не альтернативные, то довольно различные ее трактовки. Естественно, возникает вопрос, почему складывается такая ситуация: или это имманентное свойство природных объектов, или это просто недостаток информации о них (как и наших знаний о реальных рудообразующих процессах). На этот счет также существуют разные представления. Одно из них восходит к философско-методологической работе Г.Л. Пospelova /1963/, который обсуждал конвергенцию (сходство форм и признаков) геологических тел, возникших разными способами. Им было отмечено широкое проявление конвергенции среди следов эндогенных процессов, в частности среди рудных месторождений, но последовательно не обсуждены пути раскрытия конвергентных неопределенностей. Работа сыграла как позитивную, так и негативную роль в изучении природы рудных месторождений в СССР. Ее положительная роль состояла в том, что было обращено внимание на это явление, ранее не рассматривавшееся как отражение совпадения следов деятельности сложных геологических систем, в которых имеются сходные элементы тепло- и массообмена. Недостаток работы заключается в том, что Г.Л. Пospelov, уделяя много внимания парадоксам форм геологических тел /1973/, не развил последовательно ни теоретического подхода в их классификации, ни путей разрешения конвергенции; этого не было сделано и другими геологами. Более того, в поздних работах, где рассматриваются генетические процессы рудообразования /Смирнов, 1982; Синяков, 1986; Овчинников, 1988; и др./, не только констатируется факт наличия конвергенции рудных месторождений, но и утверждается, что месторождения, имеющие совпадающий набор свойств, возникают разными путями. Правда, не ясно, как это может случиться с точки зрения раскрытия механизма явления: если два объекта совершенно тождественны по признакам, то нет оснований для их разделения в классификационных генетических построениях. Это типичный "познавательный тупик".

Попытаемся разобраться в существе дела. При изучении месторождений получение информации направлено на две цели: 1) сбор данных, позволяющих судить об экономической выгоде эксплуатации месторождения на основе сформулированных требований к методике разведки известного класса рудных объектов; 2) сбор геологических данных, на основании которых планируются горные работы (система

очистных, эксплуатационных выработок и т.д.). При этом вопросы раскрытия генезиса оруденения встают, как правило, на поисковом или предварительном этапе разведки объектов, т.е. тогда, когда информация о месторождении минимальна. При эксплуатации (отработке) месторождения эти проблемы уже мало кого волнуют – в это время решаются чисто экономические задачи.

Проблема генезиса рудного объекта в основном решается на начальном этапе – по небольшому набору признаков (структурная позиция, минеральные ассоциации руд и околорудных пород) по аналогии объект относится к тому или иному генетическому классу (формационному типу). Генетические суждения, естественно, строятся на отрывочной информации. Ее достаточность для получения того или иного заключения с точки зрения "взвешивания" отдельных наблюдений не определена и, вообще говоря, достаточно произвольна. Действительно, к какому классу объектов относить, допустим, месторождение меди, если по отдельным наблюдениям среди околорудных пород имеется 10 % известковых скарнов, 2 % (очень редкие реликты) магнезиальных, а вся остальная масса представлена возможно апоскарновыми ассоциациями? Для одного исследователя это будет достаточным основанием для классификации месторождения как магнезиально-скарнового, для другого – как известково-скарнового и т.д.

Дальнейшая работа по накоплению информации будет направлена на определение промышленного контура рудных тел, оценку распределения металла в рудных телах и т.д. Но может оказаться (и это бывает довольно часто), что сведения, более глубоко раскрывающие природу объекта, лежат за пределами этого контура. Следовательно, при изучении месторождения в силу экономической необходимости получаемая информация о рудной зоне будет давать представление лишь о части рудообразующего процесса. Далее, она уменьшается количественно примерно в геометрической прогрессии относительно возрастания глубины. Обычно те области эндогенных месторождений, которые наиболее интересны с точки зрения раскрытия природы объекта, оказываются наименее изученными или вообще не освещенными геологическими данными. Поэтому при генетических построениях приходится прибегать к "мозаично-блочной" системе построения генетического здания – оно собирается из кусочков мозаики или блоков, которые выявлены для всего формационного типа при изучении ряда аналогичных объектов. Поэтому уже в характере изучения рудных месторождений заложены многозначности генетических трактовок, а, согласно требованиям построения моделей /Веников, 1976/, накопленная информация может считаться удовлетворительной только для выделения формационных типов.

Таким образом, раскрытие конвергентных неопределенностей о генезисе руд лежит в плоскости углубления генетических моделей и создания количественных моделей динамики, в которых появляются численные оценки "значимости" отдельных физических эффектов и оценивается влияние того или иного фактора рудоотложения.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ СОБЫТИЙ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РМ

Динамика рудообразующих процессов есть не что иное, как вид и последовательность протекания эндогенных событий в некоторой области земной коры, характер которых необратимо меняется в каждой точке геологического пространства со временем. Но при изучении рудных месторождений геолог сталкивается не с процессами, а с геологическими телами, их структурой и структурными взаимоотношениями тел. Следовательно, последовательность и направленность событий в появлении и формировании могут быть установлены только из изучения соотношения геологических тел и их структуры путем построения суждения о характере протекания процесса (последовательности событий) и оценки длительности отдельных эпизодов и всего процесса рудообразования инструментальными методами или путем теоретических расчетов. Попытаемся рассмотреть приемы восстановления последовательности событий при изучении РМ.

§ 1. Правило "пересечения границ"

В геологических науках при генетических построениях используются общие законы естествознания и обычно не возникает даже вопроса о существовании "геологических законов". Наличие специфического предмета исследования определяется данной отраслью геологии (магматизм, метаморфизм, рудообразование и т.п.), но в чем состоит особенность методологии этой отрасли — понять из руководства не просто. По-видимому, общей задачей генетических исследований могут быть названы определение специфики и реставрация последовательности событий. При попытках реставрации процессов (событий) по их следам, зафиксированным в геологическом предании в виде или геологических тел, или их свойств, возникает специфическая задача установления последовательности геологических событий во времени.

Стратиграфы пользуются в таком случае фундаментальным законом последовательности напластований /Мушкетов, 1932; Воронин, Еганов, 1972/. В эндогенной геологии также есть подобный закон или правило "последовательности пересечения границ геологических тел": если имеется "секущая" граница между двумя телами, равно как и фрагменты одного содержатся внутри другого, то секущее тело образовалось позже рассеченного. При этом понятие "граница тела" предполагает не только "резкие" или "обрывные" контуры (например, дайка в интрузивном массиве), но и случаи "постепенных границ", которые обычны для зон рудоотложения и гидротермальных изменений. Интересно, что при просмотре основополагающих работ по геологии рудных месторождений и в современных руководствах по этому вопросу я не нашел специальных разделов по этой

важной проблеме. Лишь в монографии Г.Л. Поспелова /1973/ имеются некоторые указания на этот счет в отношении трактовки понятия "граница" и типов границ геологических тел. По-видимому, это правило считается очевидным или само собой разумеющимся, так как без него любые генетические построения при изучении рудных месторождений становятся практически бессмысленными.

Если с помощью указанной процедуры удалось установить последовательность событий при формировании данного рудного месторождения, то далее необходимо составить суждение о том, как протекал процесс на месторождении в целом и в отдельных его участках. Обычно рассуждения в таком случае ведутся в двух направлениях: 1) выявляется "интенсивность" пространственного проявления гидротермального изменения, распределения рудного вещества; 2) выявляется направленность во времени изменения интенсивных параметров (чаще всего температуры). При этом используются специальные термины – соответственно "прогрессивная стадия (направленность)", если фиксируется увеличение параметра, и "регрессивная стадия" при его уменьшении.

Собственно этим исчерпывается специфика геологической методологии при реставрации эндогенных геологических рудообразующих процессов. Используемые при этом приемы оценки температур при формировании руд или околорудных пород основаны на упоминавшихся выше физических или физико-химических закономерностях, которые открыты в физике конденсированных сред, неорганической химии или термодинамике. При этом не создано пока, к сожалению, формализованных и единообразных процедур (алгоритмов) такого рода исследований, не сформулированы требования к проведению отдельных операций и т.п. Именно эта ситуация приводит нередко к многозначности трактовок, генетическим альтернативам, существующим и поныне при попытках истолковать природу рудных месторождений, изучающихся уже десятки лет.

В этом отношении представляется интересным обратиться к вопросу о "стадийности", "этапности", "прерывистости" и "непрерывности" гидротермальных процессов и понять, каковы причины этой полемике и насколько беспредметен ряд ее аспектов.

При изучении рудных жил, прожилков и зон гидротермально измененных пород устанавливался по отмеченному выше правилу пересечения границ относительно короткий или длинный ряд последовательных эпизодов отложения рудных и нерудных минеральных масс. Масштабы этих процессов в отношении их "повсеместности" в пределах месторождения, равно как и относительные или ненормированные объемы, как правило, оставались неизвестны. При этом чаще всего просматривались в таких последовательных рядах определенные соотношения в изменении состава минералов, а также структурная и "временная" сопряженность с внедрением даек, штоков и т.п.

Отсюда были сделаны выводы о прерывистости и направленности в эволюции рудообразующих процессов в месторождениях, ассоциирующих с массивами изверженных пород или вне ореольных зон интрузивных массивов. Отдельные эпизоды назывались "стадиями", "эта-

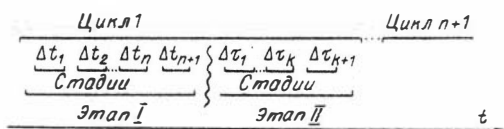


Рис. 4. Последовательность и периодичность в эволюции эндогенных рудообразующих систем по существующим представлениям.

t – временная шкала; $\Delta \tau, \Delta t$ – стадии эндогенных процессов – “элементарные акты”.

мами”, “периодами” и т.д. При этом в русской геологической литературе произошла некоторая унификация в отношении соотношения масштабов и длительности эпизодов – мелкие стали называть “стадиями”, более крупные – “этапами”, а их совокупности – “циклами”. Однако никаких количественных критериев или правил установления границ между ними не было сформулировано. Но в целом схема часто выглядела аналогичной рис. 4.

При изучении зон метасоматически измененных пород исследователи обращали внимание на ряд их характерных свойств: границы между отдельными их участками, сложенными устойчивыми минеральными сочетаниями, имели резкие или постепенные границы, а в пространстве такие участки закономерно следовали один за другим. Вначале эти соотношения толковались как результат проявления “стадийности” гидротермальных процессов. Но Д.С. Коржинский /1955/ предположил и теоретически показал (потом это предположение получило экспериментальное подтверждение), что такого рода тела могут являться продуктами протекания “одновременных”, но последовательно сменяющих друг друга гетерогенных химических реакций флюида и пород, через которые перемешаются его компоненты. Следовательно, заключил он, нет причины считать гидротермальные процессы прерывистыми, в них нет пульсаций, но существует непрерывный поток флюидов с меняющимися в “источнике” физико-химическими свойствами и температурой. По его потоку со временем последовательно развиваются отдельные “одновременно” зародившиеся зоны изменения пород и отлагаются руды. Границы же между зонами изменений должны быть резкими, их наблюдающаяся постепенность связана со структурными неоднородностями замещаемых пород. Несколько десятков лет продолжается дискуссия между крайними сторонниками указанных точек зрения, несмотря на то, что И.Н. Кигзай /1966/ сформулировал компромиссное толкование. Попробуем понять причины этой полемики и беспредметность ряда ее аспектов.

Как и все понятия в “эмпирических науках”, представления о прерывистости и направленности магматогенных гидротермальных рудообразующих процессов складывались постепенно, по мере накопления полевой и экспериментальной информации. При этом последовательной ревизии понятийной базы на протяжении сотни лет никем не приводилось. Каждая возникшая вновь концепция с точки зрения понятийной полноты и строгости определений также была весьма далека от совершенства. При этом используемые творцами понятий физи-

ческие и химические процессы, которым приписывалась природа того или иного свойства геологических тел, в отношении действительного их проявления в природе экспериментально последовательно не проверялись (или из-за конструктивных трудностей, или просто невозможности, или из-за "очевидности"). Уже в этой ситуации заложены определенные и вполне понятные причины, обусловившие эмоциональную сторону дискуссии. Объективные трудности разрешения альтернатив связаны с недостаточностью информации и спецификой построения геологических теорий. Действительно, любые построения такого рода начнутся явно или неявно с принятия двух постулативных допущений: 1) любой геологический процесс имеет некоторую достоверно неизвестную продолжительность, 2) от начала и до конца его свойства определенным образом меняются. Если на шкале времени отложить изменение изучаемых характеристик геологического тела (тел), которые являются зафиксированными в геологическом предании следами исследуемого явления, то появится некий тренд (направленность). Однако протяженность отдельных эпизодов на этой шкале определяется не полевыми наблюдениями, а посредством цепочки теоретических операций, в которой правдоподобность любого звена неоднородна, а нередко и неоднозначна. Уже только по этой причине вопрос соподчиненности "этапов", "стадий" и тому подобных называемых эпизодов весьма непросто*. Далее, при построении тренда для какого-либо параметра на шкале времени трудностей существенно меньше (например, изменение температуры), но любая оценка изменения его градиента – операция еще более сложная для нестационарного процесса, чем оценка длительности эпизодов. Укажем, что до сих пор не разрешены трудности получения количественного описания изменения интенсивных и экстенсивных параметров состояния эндогенных систем. Эта проблема будет обсуждаться ниже.

Отметим еще один важный, но, к сожалению, также пока не разрешенный аспект изучения границ геологических тел. Любое геологическое тело состоит из агрегата зерен минерала или нескольких минералов. Границы между зернами легко определяются визуально или с помощью оптических увеличительных устройств. Если масштабность границы геологического тела определяется размером минеральных зерен, то говорят о "резкой", обрывной границе переходов и т.д. Например, граница между дайкой и известняком, песчаником, другой изверженной породой. Если в пограничной области геологические тела сопрягаются через зону, где на каком-то их отрезке минеральные агрегаты представляют собой смесь индивидов, из которых состоят соседствующие тела, то предполагаются "постепенные" границы. Но вот степень их постепенности пока не определена. Если изучается стратиграфическая последовательность осадочных пород, ситуация

* Возможности радиологического датирования динамики процессов рудообразования крайне ограничены из-за низкой чувствительности и малой точности методик.

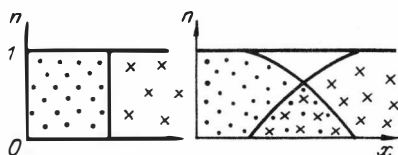


Рис. 5. Структурные типы границ эндогенных геологических тел.

х - пространственная координата; n - относительное число элементов вмещающей среды (точки) и новообразованного тела (крестики).

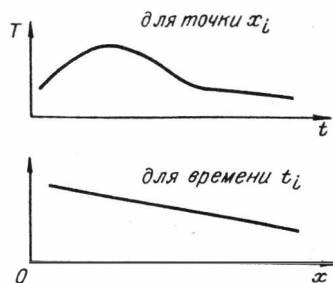
такого рода не вызывает особых теоретических проблем, но она становится предметом специальных исследований, теоретических разногласий и дискуссий в эндогенной геологии. Приведем два часто встречающихся случая: 1) резкость и постепенность границ между метасоматическими зонами; 2) резкость и постепенность границ внутри тел метасоматических пород и между магматическими телами и вмещающими их массивами пород (рис. 5). Возникающие проблемы здесь столь сложны, что существуют и "парадоксы", и "антижилы", и "антидайки" [Поспелов, 1973]. Поэтому задача определения последовательности пересечения тел остается нетривиальной проблемой рудной геологии.

§ 2. О направленности и последовательности событий при формировании РМ

Работами геологов-рудников, петрологов и геохимиков установлены фундаментальные особенности последовательности событий при формировании эндогенных рудных месторождений - устойчивость повторяемости характерных эпизодов, а также минеральных ассоциаций руд, окolorудных и гидротермальных пород, возникающих при их проявлении. Они были сопоставлены с температурами и давлениями в разных участках рудообразующих систем. Таким образом удалось обозначить характерные температурные границы их формирования (рис. 6). Кроме того, во многих случаях нашлись возможности приближенно установить состав флюидов, физико-химические условия и их эволюцию от эпизода к эпизоду, а также агрегатное состояние флюидов. Распределение в пространстве продуктов отдельных эпизодов флюидных процессов относительно каких-то характерных для изучаемой системы границ показывает обычное проявление их зонального расположения. Суммирование основной структурной, физико-химической, термобарометрической, а в последнее время "изотопной" информации позволило создать довольно полную картину эволюции процессов рудообразования в магматогенных флюидных системах. В обобщенном структурном виде они представлены на рис. 2.

Если сопоставить известные сведения о последовательности событий (табл. 2), несложно видеть, что для рассматриваемого класса эндогенных месторождений имеется качественно сходная последовательность событий в отношении температурных интервалов последовательных эпизодов эволюции рудообразующих систем, агрегатного

Рис. 6. Типы изменения параметра состояния ЭРС (температура) в зависимости от выбора координат.



состояния флюидов, перемежаемости отдельных эпизодов с поступлениями порций магматических расплавов, состава метасоматических пород при изменении сходных по составу субстратов /Смирнов, 1982; Реддер, 1987/.

В зависимости от структурных условий, места формирования оруденения (камерные пегматиты, кварцевые жилы в экзоконтакте интрузивов, скарны), а также фашиальных условий их образования (субвулканическая, гип- или мезоабиссальная магматические фашии глубинности) в рассматриваемых последовательностях появляются или выпадают наиболее высокотемпературные, наиболее ранние эпизоды или они проявляются в данной фашии в форме относительно низкотемпературных гидротермальных продуктов.

§ 3. Что такое динамика процессов формирования РМ

Понятие "динамика эндогенного рудообразования" связано с развитием такого подхода в теории рудообразования и физической геохимии, который предполагает количественное описание формирования рудных тел, предложенное В.С. Голубевым /Голубев, Шарапов, 1974; Голубев, 1981/. Он был привнесен им из методов описания хроматографических процессов /Панченков, Лебедев, 1961/. Мною разделяются и используются эти идеи. Но следует указать, что последовательно понятийная база в отношении основных определений, используемых при постановке задач или качественных генетических построениях, в работах В.С. Голубева осталась несформулированной. В современных генетических построениях она представляет сейчас, по существу, пеструю смесь терминов формальной кинетики, геохимических понятий, гидромеханики и теории теплообмена. Поскольку процессы образования рудных месторождений весьма сложны и в них переплетаются и сопрягаются явления, изучаемые в различных разделах физики конденсированных сред, гидродинамики и химии, то заимствование понятий и определений этих наук для описания эндогенных процессов оправданно и целесообразно. Но нельзя сказать, что одни и те же слова, употребляемые в этих науках, обозначают одно и то же. В геологических задачах также проявляется определенная их трансформация без четкой формулировки и последовательной трактовки области приложений. В геологической литературе можно встретить примеры их вульгаризации и путаницы.

Поэтому есть определенный резон в обсуждении понятия "динамика процессов формирования рудных месторождений". В.С. Голубев /1981/ полагает, что основная задача теории динамики рудообразования заключается в нахождении на основе определенной модели рудообразующей системы распределения рудных концентраций в про-

Таблица 2. Временные соотношения между последовательностью зонах крупных интрузивов

Последовательность охлаждения магмы в интрузивной камере	Процессы тепло- ореольных зонах
	Внутренняя зона
Начальный магматический этап	Ассимиляция пород кровли и ксенолитов, дестилляция избыточных газов, начало развития гетерофазной зоны, токов свободной конвекции
Формирование контактовой (краевой) фации изверженных пород	Продвижение фронта солидуса внутрь массива при максимальном изменении скорости кристаллизации магмы, проявление термотоков, инъекции расплава в усадочные трещины изверженных пород
Затвердевание основной массы расплава при квазистационарной скорости движения фронта солидуса	Развитие токов свободной конвекции и термотоков в гетерофазной зоне, проявление ретроградного кипения, развитие площадного раннепостмагматического метасоматоза изверженных пород, внедрение даек или "новых" фаз интрузии
Кристаллизация остаточных жидкостей	Прекращение ретроградного кипения, развитие термотоков, инъекций в трещины контракции, испарение летучих на фронте солидуса в усадочные поры и трещины. Гидротермально-метасоматические процессы в области зон трещиноватости
Охлаждение раскристаллизованного массива	Дренаживание остаточных магматических флюидов трещинными зонами, развитие свободноконвектирующих токов поровых флюидов в зону выравнивания давления во флюидах

странстве и времени. Это определение, которое в той или иной модификации фигурирует в его и наших совместных публикациях, является частным и относится только к тому этапу генетических иссле-

охлаждения магмы в камере и появлением оруденения в ореольных

и массообмена в интрузивов	Процессы рудообразования
Зона внешнего ореола	
Ороговикование вмещающих пород, метасоматические изменения, связанные с фильтрацией поровых вод и дестиллирующих из магмы летучих. Инъекции расплава в возникающие трещины	Формирование сопутствующего магматическим магнезиальным скарнам оруденения
Ороговикование вмещающих пород, инъекции расплава в контрактационные трещины	Перекристаллизация "первичных" руд во вмещающих породах
Метасоматические высокотемпературные изменения "ранне-постмагматической" стадии (фельдшпатизация, фенитизация и т.п.), инъекции расплава в виде даек, мелких штоков из недр массива	Формирование метасоматических руд, перекристаллизация руд магматической стадии, выщелачивание (отбеливание) орогоговикованных пород
Гидротермально-метасоматические процессы в области проницаемых трещиноватых зон, заполнение открытых трещин жильными минералами из циркулирующих растворов, инъекции даек аплитов и аляскитов	Формирование метасоматического и жильного оруденения
"Низкотемпературные" гидротермальные потоки вдоль проницаемых зон и в разломных структурах, рассекающих массив	Низкотемпературное "позднее" оруденение в кварц-кальцитовых жилах

дований, когда решается задача количественного описания сформулированной модели явления. Но при построении модели процесса рудообразования геолог должен располагать некоторой совокупностью по-

ятий, которые позволили бы ясно представлять как проблему в целом, так и последовательность шагов в ее разрешении в рамках той отрасли геологии, предметом которой является процесс концентрирования и рассеивания химических элементов в геосферах, – физической геохимии. При этом они определенным образом должны соотноситься с фундаментальными понятиями физики конденсированных сред и химии. Но выполнение этого очевидного требования не столь просто, как может показаться на первый взгляд. Обратимся к достаточно часто употребляемым в модельных построениях геохимиками и геологами-рудниками словам "динамика" и "кинетика".

В современной механике можно выделить два основных раздела: статика и динамика систем локализованных степеней свободы /Физический энциклопедический словарь, 1984/.

В механике динамика занимается изучением движения материальных тел под действием внешних приложенных к ним сил на основе законов механики Ньютона.

В механике сплошных сред существуют также понятия "приближений", в которых описываются процессы переноса – равновесного и неравновесного. Для их учета развиты соответствующие методы. Так, с помощью физической молекулярной кинетики рассматриваются процессы переноса энергии, импульса и вещества в статистически неравновесных системах. Физическая кинетика исходит из представления о молекулярном строении веществ, силах взаимодействия между частицами, на основе которых можно определить кинетические и физические характеристики сплошных сред. Это приближение используется в случае, когда имеются существенные различия времен релаксации в неравновесных процессах.

В процессах, с которыми сталкивается геохимик (перекристаллизация, диффузия в твердых телах и флюидах, неизотермическая фильтрация газов и жидкостей и т.п.), достаточно для количественного описания переноса энергии, импульса и вещества так называемого гидродинамического приближения. В нем предполагается, что в микроскопически малых объемах при существующих градиентах потенциалов "мгновенно" устанавливается локальное термодинамическое равновесие с температурой, химическим потенциалом и гидродинамической скоростью, соответствующими рассматриваемому объему.

Если процессы переноса протекают чрезвычайно медленно и обратимо, можно использовать приближения равновесной термодинамики (термостатики), позволяющей исследовать возможные состояния системы при разных температурах и давлениях. В таком случае не рассматривается скорость перехода состояний в системе ни в локальных ее точках, ни во временном отрезке существования систем. Кинетика химических процессов рассматривается в рамках гидродинамического приближения. Однако в химии гетерогенных химических процессов эти соотношения не определены столь четко, как в молекулярной механике. Действительно, химическая кинетика – это учение о механизме и скоростях химических превращений, происходящих со временем в любой точке изучаемой системы. При этом описание процесса сосредотачивается главным образом вокруг обсуждения тран-

спортных явлений к поверхности раздела взаимодействующих сред, внутри твердой фазы, самого акта химического взаимодействия и отвода продуктов реакции из зоны реакции с точки зрения стадии, лимитирующей скорость процесса взаимодействия. В химических реакторах области транспорта реагентов и выхода продуктов реакции достаточно близко сопряжены с зоной реакции. В рудообразующих системах /Поспелов, 1962/ ситуация совершенно иная: в них "зона реакции", где образуются руды в каждый момент времени, занимает незначительное место по отношению к протяженности области существования системы. Поэтому и появилась необходимость ввести представление о динамике рудообразования в системе как более общем физико-химическом процессе, чем только кинетика рудоотложения.

Учение о генезисе рудных месторождений является разделом физической геохимии /Смит, 1968/, изучающим условия образования аномальных концентраций полезных для человека компонентов в земной коре. Соответственно динамика рудообразования является той частью учения, которая анализирует количественные закономерности этих явлений в пространстве со временем в области существования рудообразующей системы.

Есть еще одна фундаментальная особенность процессов рудообразования – их направленность или развитие в рамках существования рудообразующих систем. Она выражает общее свойство несамопроизвольно протекающих природных процессов – усложнение структуры материи при общем возрастании энтропии в системе /Николис, Пригожин, 1979; Пригожин, 1985/*/. Если учитывать этот важнейший аспект рудообразования, то необходимо вводить более общее понятие, чем динамика рудообразования, – динамика развития рудообразующих систем. Суть ее в том, что рудообразующие системы развиваются во времени и пространстве необратимо и при этом усложняется первичная структура геологической среды: перестраивается химический состав отдельных участков толщ пород, изменяются их физические характеристики, происходит концентрирование отдельных химических элементов в одних областях системы и обеднение ими или рассеивание – в других. О существовании этих явлений с точки зрения теории тепло- и массообмена мы будем говорить ниже. Здесь же лишь зафиксировано содержание указанных выше понятий физической геохимии, которые отражают обсуждаемые в данном разделе свойства рудных месторождений.

* Специально проблема развития обсуждается в последнем разделе работы.

ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Эндогенные рудные месторождения возникают в горных породах, сами руды после их формирования являются горными породами. Эти объекты имеют характерные физические свойства, как и флюиды, вызвавшие появление руд. Без знания физических свойств тел, участвующих в процессах рудообразования, нельзя понять причины и выявить особенности механизмов концентрирования полезных компонентов, слагающих рудные тела эндогенных рудных месторождений. Совершенно нельзя дать какую-либо количественную характеристику процессам переноса тепла и массы в рудообразующих процессах без задания физических свойств взаимодействующих сред. Поэтому в данном разделе будут суммированы и кратко прокомментированы известные сведения о тех физических свойствах горных пород и рудообразующих флюидах, необходимых при решении задач динамики тепло- и массопереноса в эндогенных явлениях, с которыми связано формирование рудных месторождений.

§ 1. Физические свойства горных пород, руд, околорудных пород и водного флюида

Как следует из данных изучения газово-жидких включений в минералах околорудных пород и руд /Реддер, 1987/, флюиды, из которых они образуются, являются чаще всего водными растворами солей или газовыми смесями, состоящими главным образом из воды*. Изучение вулканических газов /Макдональд, 1975/ приводит к тому же заключению. Следовательно, при описании процессов формирования эндогенных рудных месторождений необходимо учитывать физические свойства воды, водяного пара и водных растворов, содержащих растворенные соли и некоторые газы. Изучение этих характеристик показывает, что при относительно невысоких содержаниях солей водные растворы по своим физическим свойствам близки к таковым чистой воды /Мельник, Мельников, 1968; Варгафтик, 1972; Рид, Шервуд, 1971/. К сожалению, экспериментально физические свойства воды исследованы в недостаточном широком для задач физической геохимии диапазоне давлений /Кутателадзе, 1970; Пар..., 1950; Варгафтик, 1972; Вукалович, 1958/. Тем не менее имеющиеся сведения о теплоемкости ($c_{p, v}$), плотности (ρ), теплопроводности (λ), вязкости (μ), коэффициенте сжимаемости (β), коэффициенте теплового

* Полагаем, что замечания Ю.К. Воробьева /1988/ справедливы, это некоторые смещенные оценки T и состава рудообразующей среды.

Рис. 7. Зависимость плотности водного флюида (кг/м^3) от РТ-условий (обозначена цифрами у изолиний).

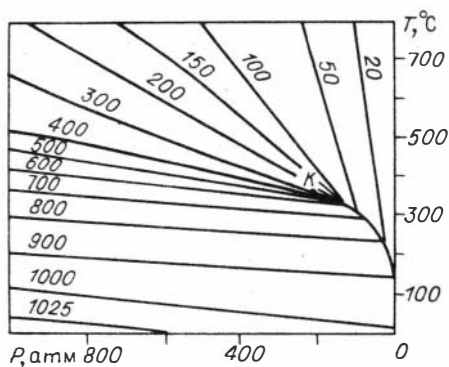


Рис. 8. Зависимость коэффициента сжимаемости для $T < T_{\text{кр}}$ в интервале давлений 1-1000 атм.

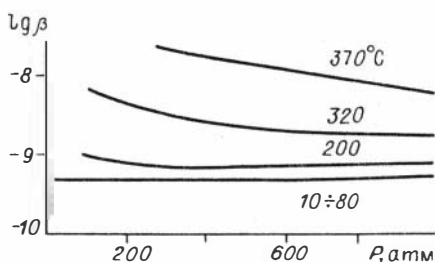
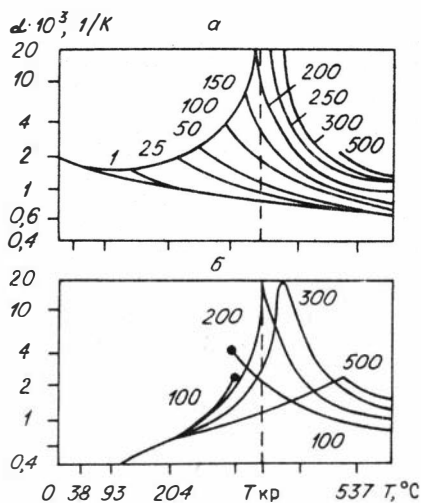


Рис. 9. Зависимость коэффициента теплового расширения от РТ-условий (водный флюид).

а - для идеального газа;
б - для жидкости, отмечена также область закритического флюида. Цифры у изолиний - давление, атм.



расширения (α) позволяют исследовать необходимый для геологических приложений процесс конвективного теплопереноса. Эти сведения, заимствованные из справочных руководств, приведены на рис. 7-12. Они постоянно использовались при получении количественных данных о динамике теплообмена в случае описания процессов фильтрации гидротермальных растворов и течения в открытых

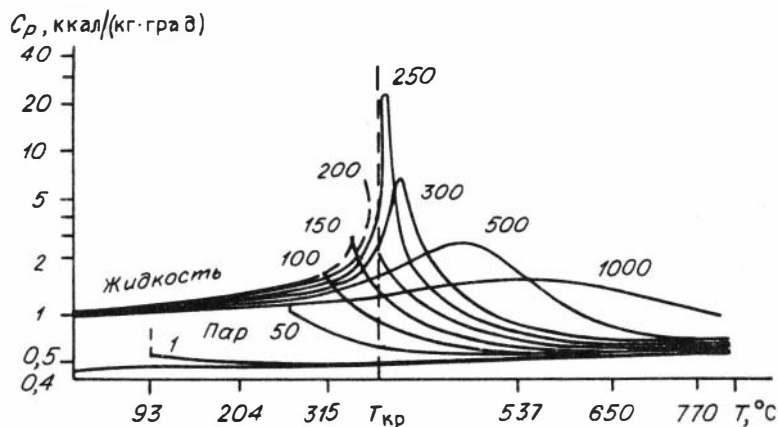


Рис. 10. Зависимость теплоемкости водного флюида от РТ-условий.
Цифры у изолиний – давление, атм.

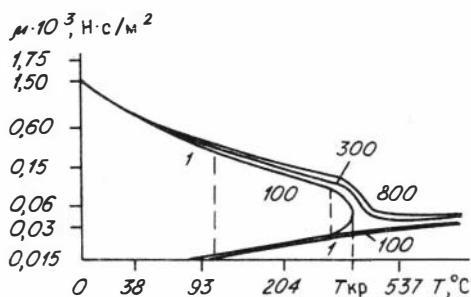
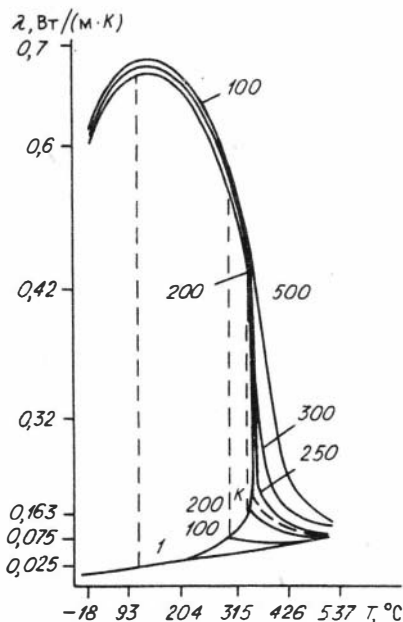


Рис. 12. Динамическая вязкость водного флюида как функция РТ-условий.

Цифры у изолиний – давление, атм.

Рис. 11. Теплопроводность водного флюида как функция РТ-условий.

Цифры у изолиний – давление, атм.

трещинных полостях /Голубев Шараров, 1974; Шараров, Аверкин, 1990/. Физические свойства сложных флюидов строго определить пока затруднительно.

Определенные физические свойства горных пород также должны быть известны исследователю, хотя бы в некоторых рамках их варьирования, если он пытается разобраться в количественной стороне

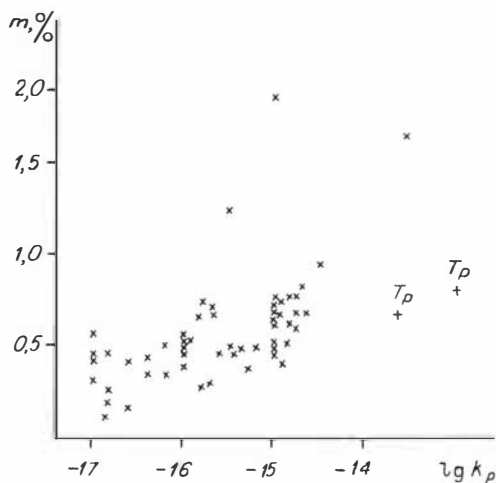


Рис. 13. Соотношения между эффективной пористостью (m) и проницаемостью пород (k_p).

T_p - образцы, содержащие микротрещины /по Пэку, 1968/.

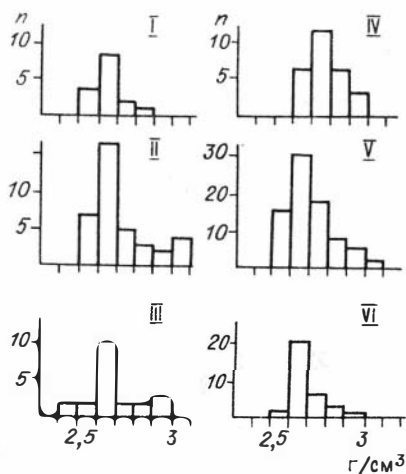


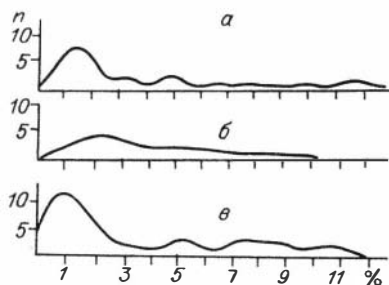
Рис. 14. Плотности горных пород рудных полей Алтае-Саянской области /по Дудареву, 1975/.

I - граниты; II - эффузивы; III - околорудные породы; IV - гранитоиды; V - кристаллические сланцы и роговики; VI - осадочные породы.

явлений эндогенного рудообразования. Кроме перечисленных выше физических характеристик рудообразующего флюида, нужно иметь представление об открытой (эффективной) пористости ($m_{\text{эф}}$), проницаемости (k_p), сжимаемости (β) как функциях T и P . Основной объем такого рода экспериментальных данных накоплен пока для осадочных пород нефтегазоносных регионов мира, а также изверженных пород. Различные руды и околорудные породы с точки зрения характеристики их физических свойств изучены очень мало. Но некоторый объем такого рода сведений, позволяющий ориентировочно

Рис. 15. Эффективная пористость горных пород рудных районов /по Любимову, Носенко, 1978/.

а - эффузивные породы;
б - карбонатные породы; в - алевролиты и песчаники.



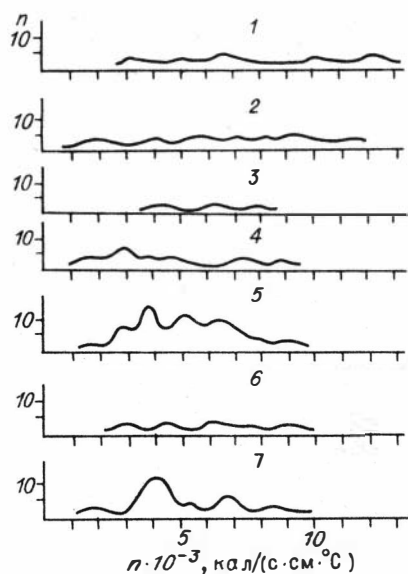
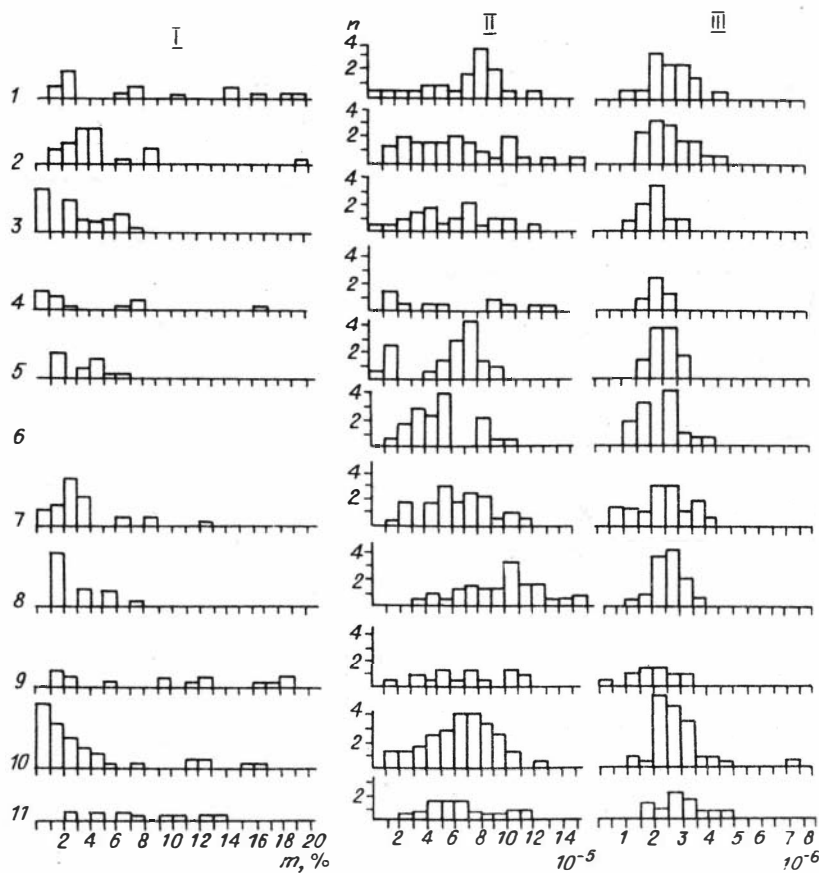


Рис. 16. Теплопроводность горных пород рудных полей Алтае-Саянской области.

1 - граниты; 2 - гранитоиды; 3 - базиты; 4 - гранитогнейсы; 5 - кристаллические сланцы и роговики; 6 - метасоматические породы; 7 - осадочные породы.



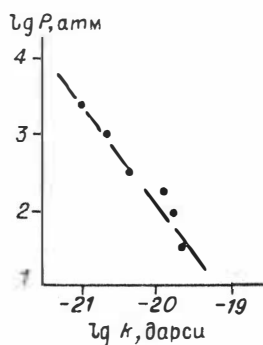


Рис. 18. Изменение проницаемости гранита с увеличением давления ($T = \text{const}$).

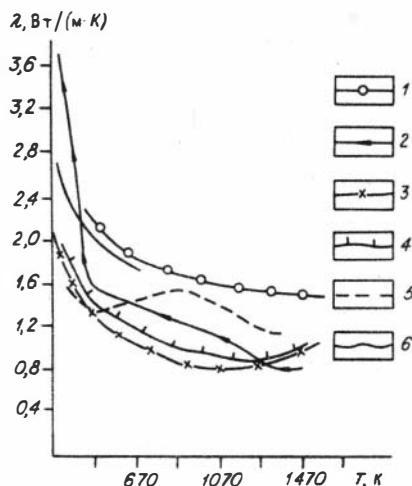


Рис. 19. Зависимость теплопроводности изверженных пород от температуры /Моисеенко и др., 1970/.

задавать нужные для расчетов физические характеристики, имеется /Теплофизические свойства..., 1987; Моисеенко и др., 1970; Freez, Cherry, 1979; Любимов, Носенко, 1978; Дударев, 1975/. На рис. 13-19 приведены данные изучения петрофизических свойств горных пород,

руд и околорудных пород, полезные при получении численных оценок параметров процессов эндогенного рудообразования. В табл. 3 также содержатся сведения о некоторых из этих характеристик. Очевидно, что накопленный объем информации пока невелик, но и он еще плохо используется в генетическом анализе.

1 - эклогит; 2 - габбро; 3 - гранит; 4 - анортозит; 5 - долерит; 6 - обсидиан.

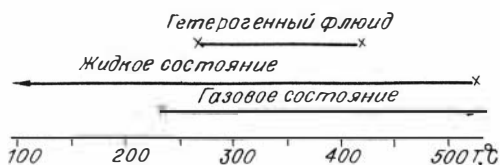
Рис. 17. Петрофизические характеристики пород и руд горно-рудных районов СССР /Любимов, Носенко, 1978/.

I - эффективная пористость; II - модуль упругости; III - коэффициент Пуассона. 1 - магнетитовые и гематитовые руды; 2 - скарны; 3 - кристаллические сланцы; 4 - амфиболиты; 5 - гнейсы; 6 - сиениты, граниты, гранитоиды; 7 - палеотипные эффузивы; 8 - базиты и ультрабазиты; 9 - кварциты; 10 - известняки и мраморы; 11 - доломиты.

Таблица 3. Коэффициенты температуропроводности пород и руд, их теплоемкость /Физические свойства..., 1984/

Порода	λ , Вт/(м·К)	$\bar{\alpha}$, 10^{-7} м ² /с	$\bar{c}$, Дж/(кг·К)	
Пироксенит	4,33	12,8	1005	Извер- женные породы
Перидотит	4,37	13,26	1006	
Габбро	2,41	9,72	1005	
Диорит	2,2	6,38	1136	
Кварцевый диорит	3	7,8	1214	
Гранит	2,42	9,62	936	
Гранодиорит	2,18	5,15	1057	
Сиенит	2,26	6,3	-	
Дунит	1,47	7,8	717	
Диабаз	2,5	9,44	860	
Базальт	1,3	6,29	887	
Порфирит	2,12	8,81	920	
Андезит	2,28	6,31	817	
Базальтовое стекло	1,52	4,68	1143	Метаморфи- ческие породы
Обсидиан	1,46	5,64	1047	
Сланец	2,34	9,46	982	
Гнейс	2,02	7,32	979	
Амфиболит	2,22	6,69	1134	
Мрамор	2,56	11,03	857	
Кварц-карбонатная порода	2,71	9,03	1210	
Кварцит	5,26	18,08	1046	
Гнейсогранит	2,0	7,24	1113	
Роговик	3,39	14,54	1480	
Серный колчедан	4,19-4,17	10,0-9,9	836-1327	Руда
Медный колчедан	4,21	10,3-10,4	862-858	
Мартитовая джес- пилитовидная	4,94	25,3	536	
Роговик магнетито- мартитовый	4,17	22,5	601	
Вкрапленная пирит- кварцевая	3,36	13,6	607	
Апатит-форстерит- магнетитовая	3,0-4,7	8,6-14,1	-	
Магнетитовая	2-2,7	-	-	

Рис. 20. Агрегатное состояние эндогенных флюидов при разных температурах /по Реддеру, 1987/.



§ 2. Агрегатное состояние рудообразующего флюида в его источнике и зоне рудоотложения

Об агрегатном состоянии рудообразующего флюида шли горячие дискуссии, пока не был изобретен "прямой" инструментальный метод изучения включений в минералах*. К настоящему времени накоплен обширный материал изучения состава включений, который охватывает практически весь температурный диапазон существования эндогенных флюидов от момента их отделения от кристаллизующегося расплава до выхода на поверхность земли горячих термальных вод /Реддер, 1987/. На рис. 20 обобщены эти сведения, указывающие на то, что в интервале температур от ~ 1000 до ~ 230 °C флюиды могут иметь газообразное состояние; от ~ 430 до ~ 270 °C – гетерогенное; до ~ 520 – 530 °C – жидкое. Состояние определяется давлением и содержанием солей. Наиболее высокотемпературные жидкости представляют собой, по существу, рассолы хлоридов, а низкотемпературные газы – смесь воды и CO_2 .

§ 3. Температуры и давления во флюидах при рудообразовании, их эволюция в пространстве и времени, соотношения между температурой и составом измененных пород

Эндогенные рудные месторождения формируются в широком интервале температур – от десятков до 500 – 600 °C. Об этом свидетельствуют данные изучения гомогенизации газово-жидких включений в минералах руд и окolorудных пород (рис. 21, 24). Солевой состав водных флюидов также варьирует в довольно больших пределах – от слабосоленых водных растворов с суммарной солевой концентрацией 1–2 % по весу до крепких рассолов (30–40 % по экви-

* Здесь не рассматриваются проблемы интерпретации изучения включений в минералах /Воробьев, 1988/. Мы полагаем, что это "смещенные" оценки, позволяющие составить определенное представление о среде рудоотложений и температуре в случае неаномальных включений.

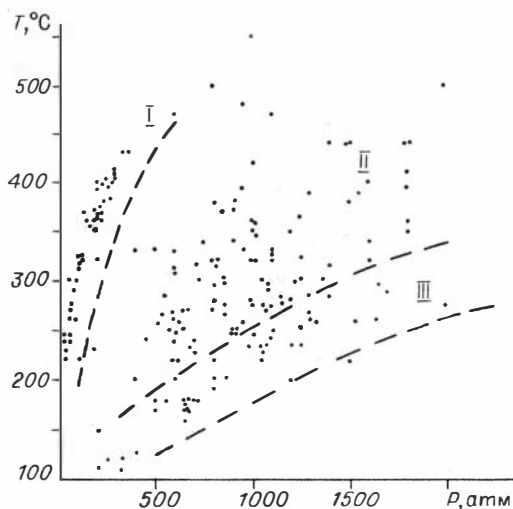


Рис. 21. Соотношение температур гомогенизации флюидов и давлений в них по данным термобарометрии.

I - жилы выполнения месторождений субвулканической и гипабиссальной фаций глубинности; II - редкометалльные месторождения гип- и мезоабиссальной фаций глубинности; III - полиметаллические месторождения субвулканической и гипабиссальной фаций глубинности.

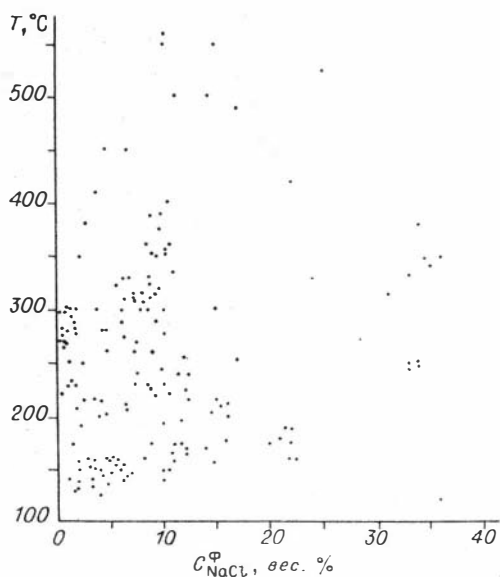
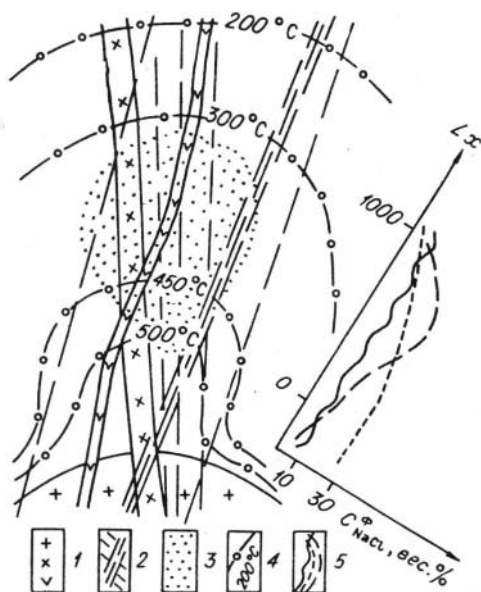


Рис. 22. Соотношения температуры гомогенизации и содержания солей во флюиде (по эквиваленту NaCl).

валенту NaCl) (рис. 22). Пространственное распределение T и $C_{\text{соли}}$ в месторождениях также бывает весьма различным. На рис. 23 приведены такие данные /Говоров и др., 1972/ по месторождениям олова Приморья. Аналогичные сведения известны и в других формационных типах рудных месторождений мира /Реддер, 1987; Наумов, 1988; Шарапов, Аверкин, 1990/. Следовательно, рудные месторождения, связанные с эволюцией ЭФРС, формируются из гидро-

Рис. 23. Соотношение температур и "солености" флюидов в разрезе оловорудных месторождений Приморья /по Говорову и др., 1972/.

1 - изверженные породы; 2 - трещинные зоны; 3 - область оруденения; 4 - изотермы; 5 - "соленость" флюида.



термальных растворов, солевые концентрации которых в фильтрующихся потоках флюидов могут уменьшаться с удалением от "источника", сохранять приблизительно на одном уровне или существенно возрастать.

Во времени для большинства эндогенных месторождений выявлена весьма характерная направленная температурная эволюция растворов - смена высокотемпературных минеральных ассоциаций отно-

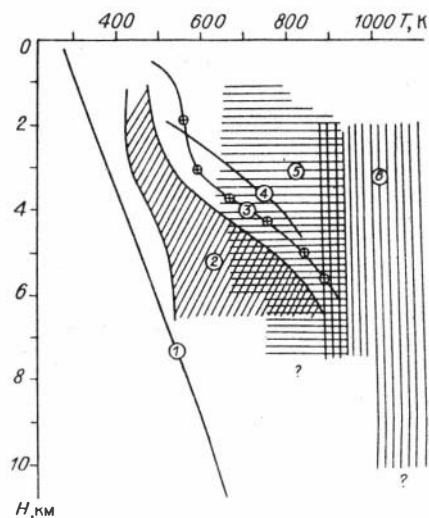


Рис. 24. Фашиальные условия формирования эндогенных рудных месторождений.

1 - "среднее" изменение температуры с глубиной в материковой коре и коре переходного типа; 2 - поле температур формирования редкометалльных штоков и жильных месторождений; 3 - профиль "средних" температур формирования медно-порфировых месторождений; 4 - профиль средних температур формирования оловорудных месторождений; 5 - поле температур образования железных руд известково-скарновых формаций; 6 - поле температур образования железных руд магнезиально-скарновой формации.

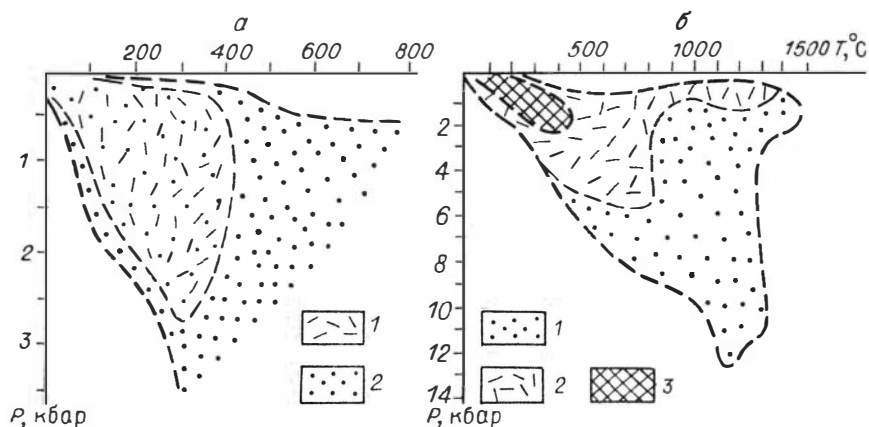


Рис. 25. РТ-условия развития магматогенных флюидных систем /по Наумову, 1988/.

а – РТ-области проявления рудоотложения (1) и гидротермальных явлений (2); б – РТ-области проявления газовых безводных флюидов (1), водных флюидов (2) и рудообразования в жилах выполения (3).

сительно более низкотемпературными. При этом отмечаются следующие особенности плутогенных рудных месторождений: 1) пульсационный характер проявления потоков флюидов, 2) превышение температуры отклонения минералов в начале последующей стадии (волны флюидов) над температурой формирования минералов предыдущей, 3) "газовое" агрегатное состояние флюида ранних порций в отдельных волнах или в раннем этапе формирования месторождений.

Температурные особенности формирования флюидогенных рудных месторождений обобщены на рис. 24–25. Они позволяют оценить фациальные условия формирования флюидогенных месторождений.

Весьма важен вопрос о том, насколько генетические реставрации соответствуют реальным процессам рудообразования в гидротермальных системах. Известные материалы изучения существующих в настоящее время гидротермальных систем свидетельствуют о хорошем совпадении наблюдений и палеореконструкций в отношении описания конвективного теплопереноса.

Обратимся к обсуждению рис. 26, где представлены материалы изучения сульфидоносной гидротермальной системы в депрессии Тауто (Новая Зеландия). Хорошо выражена температурная и литологическая зависимость формирования адуляра и хлорита, отложение кварца и кальцита связано с относительно высокопористыми породами. Весьма показательна смена в разрезе термальной системы отложения сульфидов оксидом железа. На рис. 26 показаны распределения температур в гидротермальной системе Салтон Си (Калифорния). Данные изучения этой системы интересны тем, что в ней чет-

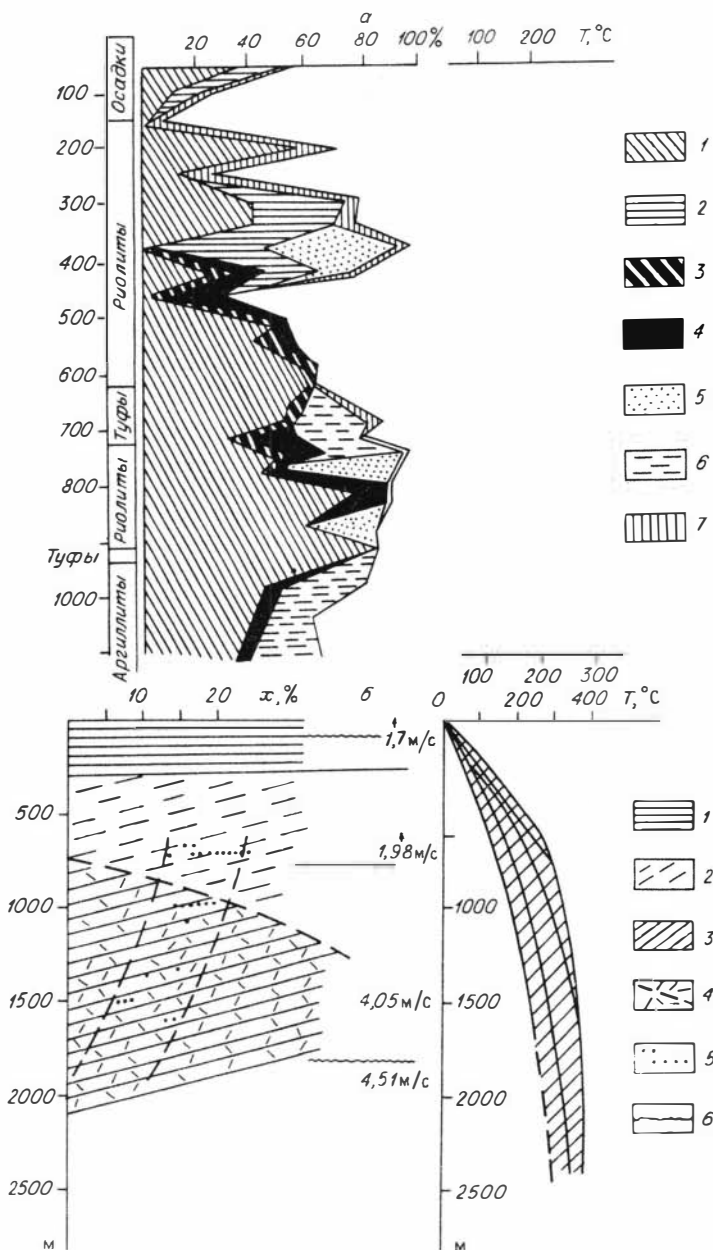


Рис. 26. Изменение температуры и состава измененных пород в термальных системах.

а - Таупо (Новая Зеландия /по Browne, 1969/): 1 - кварц, 2 - андезит, 3 - калышит, 4 - хлорит, 5 - адуляр, 6 - альбит,

7 - гематит; 6 - Салтон Си (Калифорния, США /по Younker et al., 1982/): 1 - неконсолидированные илы, пески, гравелиты и богатые ангидритом осадки (кондуктивный тепловой поток), 2 - породы слабо измененного "термального резервуара": глинистые сланцы, глины, пески, песчаники, алевролиты и т.п. (конвекция в утри пористых слоев), 3 - сильно измененные породы с обилием кальцита, эпидота и т.п. (конвекция в трещинах), 4 - границы гидротермально измененных пород (крап), 5 - интервал изменения пористости пород (5-20 %) по изученным глубинам, 6 - границы изменения скорости фильтрации флюидов в разрезе системы.

ко просматриваются два важных элемента теплообмена: 1) увеличение роли трещин с глубиной в переносе тепла через слоистую толщу из-за уменьшения эффективной пористости, 2) развитие вдоль водопроводящих слоев продольной фильтрации с локальными колебаниями градиента температур в пределах нескольких десятков метров по вертикали. Если сопоставить эти данные с рассчитанными Р-Т-х кривыми /Шарапов, Аверкин, 1990/, можно видеть удовлетворительное согласование наблюдений и теоретического расчета.

Таким образом, материалы палеореконокструкций термальных условий рудообразования позволяют получить как необходимую качественную картину тепловой эволюции рудообразующих систем со временем, так и вид распределения температур по потоку в отдельные этапы рудообразования.

§ 4. Трещиноватость и пористость горных пород

Фильтрация флюидов в горных породах осуществляется через связанную систему пустот и трещин, разбивающих пласты и массивы толщ земной коры. В горных породах выделяют два рода пронизываемых для флюида каналов: 1) "естественные" - поры и каверны, 2) эпигенетические трещины. Поры (мельчайшие и мелкие пустоты) и каверны (течение флюида в них лишь частично определяется взаимодействием со стенками) появляются в горной породе в процессе ее образования и преобразования (пески — песчаники; глины — глинистые сланцы — аполелитовые метаморфические породы; лава — изверженная порода и т.п.). В каждой породе имеется определенная доля пустот, которые совместно с минералами и формируют ее реальную структуру. Характер пустотной структуры пород играет решающую роль во флюидном теплообмене в недрах земной коры (нефтяные и газовые месторождения, термальные системы, эволюционирующие ЭФРС). Поэтому данный параметр с возможной полнотой изучается в подземной гидромеханике. Основные понятия пустотности пород и системы физических величин, характеризующих ее, приведены в табл. 4. Из физических характеристик пород, влияющих на развитие в них флюидных потоков, основной является проницаемость. Очевидно, что это макроскопическая характеристика, которая определяется геометрией пористости пород. Имеет-

Таблица 4. Физические параметры пород, характеризующие процесс фильтрации флюида в породах

Параметр	Определение	Размерность и обозначение
Пористая среда	Твердое тело, содержащее в некотором количестве пустоты, характерный размер которых мал в сравнении с характерным размером рассматриваемого физического тела	
Поры	Пустоты (см. выше) различают: упорядоченные и неупорядоченные; сообщающиеся и несообщающиеся (эффективные, активные); микро- и макропоры (каверны)	
Пористость	Доля общего объема тела, приходящаяся на поры	$m, f, \varphi, \kappa, x, m = V_{\pi} / V_0$
Эффективная или активная пористость	Объем сообщающихся пор, отнесенный к общему объему	
Удельная поверхность пористого тела	Площадь внутренней поверхности пор, приходящаяся на единицу объема пористого тела	Σ, W_S, m^{-1}
Проницаемость пористого тела	Способность пористого тела пропускать через себя флюид под действием приложенного градиента давления	$k = q \mu / [S \left(\frac{\Delta P}{l} \right)] \text{ дарси,}$ q – объемный расход, μ – динамическая вязкость флюида, S – сечение, пористого тела, l – длина пути фильтрации, ΔP – перепад давления на длине

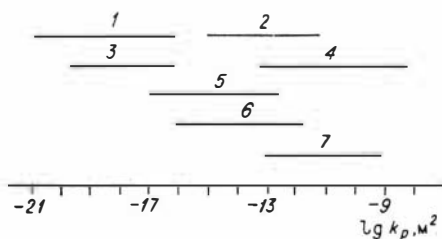


Рис. 27. Значения проницаемости пород /Freez, Cherry, 1979/.

1 - изверженные и метаморфические тонкопористые породы; 2 - трещиноватые изверженные породы; 3 - сланцы; 4 - базальты; 5 - песчаники; 6 - известняки и доломиты; 7 - карстовые известняки.

ся много попыток найти (описать) функциональную зависимость проницаемости от величины пористости и геометрии поровых каналов. Наиболее известной является формула Козени /Коллинз, 1964/:

$$k_p = C m^3 / \Sigma^2,$$

где C - множитель, зависящий от поперечной формы пор (круг - 0,5; квадрат - 0,662; треугольник - 0,5974). Многочисленные исследования зависимости k_p от структурных характеристик пористости показали, что проницаемость существенно зависит от распределения пор по размерам и их "извилистости".

Данные о пористости и проницаемости горных пород приведены в табл. 4 и на рис. 28.

Весьма существенным вопросом для геолога является определение зависимости проницаемости от давления и температуры в каком-то участке ЭФРС. Диапазон изменения T и P в эндогенных рудообразующих процессах чрезвычайно широк (T - от нескольких до 1000 °C,

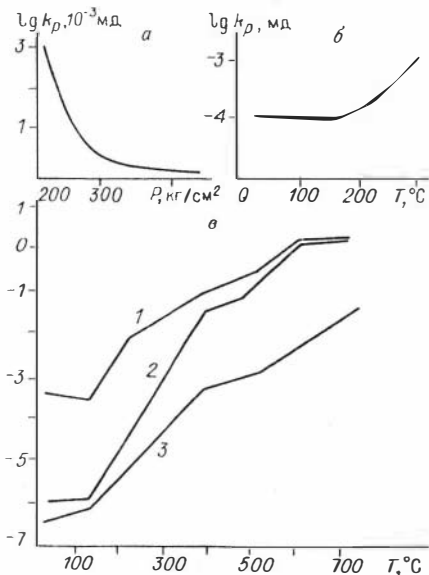


Рис. 28. Изменение проницаемости пород при различных P (а) и T (б) /по Белевцеву и др., 1972/, характер изменения проницаемости пород в широком интервале температур (в) /по Зарайскому, Балашову, 1983/.

1 - мрамор; 2 - гранодиорит; 3 - габбро-долерит.

Таблица 5. Классификация трещин в горных породах /по Рацу, 1968/

Виды нарушений сплошности	Описание	Линейные размеры
Дефекты зерен	Трещины отдельности, спайности в минералах	
Микротрещины	Разрывы отдельных зерен, небольшие участки пород	0,01 мм - 10 см
Макротрещины	Разрывы или отрывы в породах, картируемые в обнажениях и керне	10 см - 100 м
Крупные нарушения	Нарушения в крупных массивах пород	100 м - 19 км
Региональные разломы	Крупные тектонические разрывы в земной коре	Более 10 км

Примечание. В рудной геологии и тектонике подразделения нарушений несколько иные, но для описания проницаемости горных пород данная классификация удобна.

P - от десятков до 1,5-2 тыс. атм). Зависимость k_p от T и P , хотя и изучается достаточно продолжительное время, получила пока довольно слабое для целей эндогенной геологии освещение в отношении как количества, так и качества экспериментальных данных. Наиболее полно изучена зависимость $k_p = f(P)$. На рис. 27 показаны некоторые экспериментальные данные на этот счет. Более сложна и менее изучена зависимость $k_p = f(T)$. Основные экспериментальные данные имеются для диапазона $T = 0-300$ °C. Весьма мало сведений получено для больших температур и повышенных давлений /Зарайский, Балашов, 1983; Николаенко, Индутный, 1978/ (см. рис. 27, 28). Обращает на себя внимание наличие явно не согласующихся с полевыми наблюдениями за характером развития высокотемпературных метасоматических процессов с изменениями "остаточной" проницаемости в работе Г.П. Зарайского и В.Н. Балашова /1983/. Характерны такие два момента в поведении функции $k_p = f(T, P)$:

- 1) наличие температурного минимума на кривой $k_p = f(T)$,
- 2) связь k_p с характером нагружения системы - $k_p = f(\Delta P_{эф})$.

Еще более сложной должна быть зависимость k_p от характера трещиноватости, т.е. раздробленности пород из-за разрядки напряжений, которым они подвергаются при воздействии тектонических и магматических процессов. Изучению трещиноватости горных пород

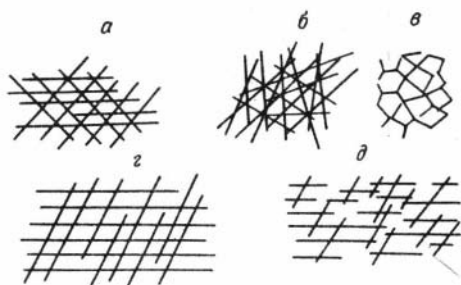


Рис. 29. Типы трещиноватости горных пород /по Рацу, Чернышеву, 1970/.

а - системная, б - хаотическая, в - полигональная, г - непрерывная система трещин, д - прерывистая.

посвящена обширная литература, из которой мы выберем ту информацию, которая существенна для описания фильтрационных свойств толщ горных пород /Ромм, 1966; Желтов, 1975; Добрынин, 1970; и др./.

Трещиноватостью горных пород называют связанную систему механических нарушений первичной структуры пород в виде разрывов участков со смещениями или без таковых. По систематике М.В. Раца /Рац, Чернышев, 1970/, имеются следующие категории трещин (табл. 5). При изучении пористости микротрещины размером менее сантиметра попадают практически в категорию "пор". Макротрещины, размер которых много меньше характерного размера ЭФРС, в расчетах также рассматриваются как своеобразная "пористость" толщ земной коры, где роль "зерен" играют нетрещиноватые блоки пород, а роль пор приписывается трещинам. Иногда такие толщи рассматриваются как бипористые, в них основная флюидопроницаемость обеспечивается трещинами, которые гидротермически некоторым образом взаимодействуют с блоками пород.

Основными факторами флюидопроницаемости трещиноватых пород являются: 1) раскрытость трещин, 2) интенсивность разрушенности пород, 3) ориентировка трещин в пространстве. Под раскрытостью трещин понимается расстояние между их стенками. Согласно Е.С. Ромму /1966/, уже при раскрытости трещин $> 100 \mu\text{к}$ основной флюидопоток определяется трещиноватостью. На умеренных глубинах (до нескольких километров от поверхности Земли) раскрытость трещин составляет обычно $\sim 10\text{--}40 \mu\text{к}$. Объемная трещиноватость ("плотность" трещин) горных пород зависит от многих факторов. Для эффузивных и осадочных пород в нефтеносных районах величина этого параметра составляет порядка $20\text{--}70 \text{ л/м}$.

По форме трещины разделяют на прямолинейные, криволинейные, волнистые и другие. В отношении вида поверхности стенок трещин геолог обычно имеет дело с гладкими и шероховатыми. Это весьма существенные элементы при изучении динамики формирования жил выполнения.

Если иметь в виду характер объемной трещиноватости, то необходимо учитывать следующие типы систем трещин (рис. 29). В зависимости от того, как расположена система трещиноватости к на-

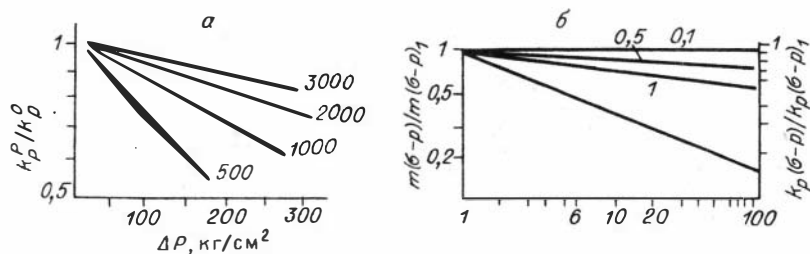


Рис. 30. Обратимые изменения проницаемости трещиновато-кавернозных пород /по Добрынину, 1970/.

а - обратимое упругое изменение коэффициента проницаемости в зависимости от падения пластового давления ΔP в коллекторе при данном P и $T = \text{const}$; б - максимально обратимое упругое изменение пористости от соотношения эффективных напряжений: σ - среднее нормальное напряжение, P - пластовое давление. $(\sigma - P) \sim \sim 0,14 H (м)$; $(\sigma - P)_1$ - эффективное напряжение.

правлению движения потока, раскрытости трещин отдельного направления в системе, проницаемость толщи оказывается анизотропной, и это следует учитывать в расчетах. Существуют специальные методы учета этого обстоятельства в гидромеханических построениях. Для нас наиболее существенна зависимость проницаемости трещиноватых пород от глубины их залегания. На рис. 30 приведены имеющиеся на этот счет данные, которые следует учитывать в модельных построениях.

Глава 4

ЧТО ТАКОЕ "РУДООБРАЗУЮЩАЯ СИСТЕМА", СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

Может возникнуть естественный вопрос - зачем выделять и изучать какие-то "рудообразующие системы", если практически геолог ищет и изучает рудные месторождения? Заметим, что этот вопрос не тривиален. Например, в англоязычной литературе этого понятия, по-видимому, вообще нет. В "Толковом словаре английских геологических терминов" /1979/ оно отсутствует. В генетических построениях там обычно употребляется понятие "модель", когда рассматривается образование какого-либо генетического типа рудных объектов. В отечественной литературе ситуация в этом отношении более запутана.

Трудно сказать, кто именно сформулировал понятие "рудообразующая система", но в последнюю четверть века (особенно в последние годы) оно широко используется в генетических построениях геологов-рудников. В СССР данное понятие стало употребимым и ходовым,

Таблица 6. Определение понятия "рудообразующая система"

Автор	Год	Определение
М.П. Мазуров	1985	Совокупность геологических тел, явлений и процессов, в результате взаимодействия которых происходит формирование рудных залежей
А.С. Лапухов и др.	1986	Такая совокупность структурно-вещественных (статических) и флюидогенных (динамических) элементов геологического пространства, взаимодействие которых приводит к формированию месторождений полезных ископаемых
В.И. Сияяков	1986	Совокупность взаимодействующих элементов: источника энергии и вещества, транспортирующих агентов, механизма и путей транспортировки рудного вещества, среды рудонакопления, процессов минералообразования и других, определяющих формирование месторождений
Б.М. Чиков	1987	Совокупность структурно-вещественных и флюидных элементов, взаимодействие которых в определенном пространстве (современного или геологического прошлого) обуславливает образование высоких концентраций рудного вещества

по-видимому, после публикации серии статей Г.Л. Поспелова /1962, 1971/. Так или иначе оно превратилось в расхожий термин и усложнилось (например, "рудно-магматические системы" и т.п.).

Г.Л. Поспелов /1971/ показал, что явление рудообразования можно понять лишь в рамках эволюции более общих и масштабных процессов, чем отложение руды, т.е. некоего целостного взаимосвязанного комплекса тел и явлений – рудообразующей системы (РС).

Однако, дав подробное описание структуры РС и соподчинения их функциональных зон, Г.Л. Поспелов тем не менее не привел собственного определения этого понятия, сочтя, по-видимому, его само собой разумеющимся из материалов описания типов ЭФРС. Позднее такие определения были даны разными авторами. Так, в "Геологическом словаре" /1973, т. 2/ понятие "рудообразующая система" толкуется, по Д.В. Рундквисту, как физическая система, объединяющая источники рудного вещества, пути его миграции и места локализации оруденения*. Позднее появились иные, хотя в некоторых элементах близкие этому, определения (табл. 6).

* Официальное определение.

Несложно видеть, что все эти определения страдают одним общим недостатком – не определяя области существования системы, они не раскрывают причины появления орудения в системе. Иными словами, в них отмечаются элементы организации (структуры) системы, но не определяется ее специфика. Использовать их ни для классификации, ни, тем более, для описания динамики эволюции процессов рудообразования нельзя. Следовательно, необходима формулировка определения ЭФРС с точки зрения термодинамики необратимых процессов.

§ 1. Определение понятия ЭРС с позиции термодинамики необратимых процессов

Поскольку нами ставится цель количественно описывать динамику эволюции эндогенного рудообразования, то в дальнейшем в формулировке генетических понятий при описании явлений рудообразования целесообразно базироваться на определениях термодинамики. В термостатике под системой понимают реальное макроскопическое тело (их совокупность), выделенное из материального пространства по некоторому важному для целей его изучения признаку и совокупности термодинамических параметров, однозначно фиксирующих его термодинамическое состояние (признаки). Процедура выделения системы подразумевает указания ее границ, на которых она определенным образом взаимодействует с окружающим миром /Трайбус, 1970/. В термодинамике необратимых процессов /Гуров, 1978; Голубев, 1981; Пригожин, 1985; Стратанович, 1985/ система, кроме указанных характеристик, обладает еще рядом фундаментальных свойств: 1) наличием дополнительных степеней свободы, связанных с термодинамической неравновесностью (скорость течения и т.п.); 2) наличием термодинамических необратимых потоков, обуславливающих крупномасштабную неравновесность; 3) необратимой диссипацией энергии, направленным изменением своей структуры; 4) наличием сопряженных с общей диссипацией энергии массообмена процессов, которые могут протекать с локальным уменьшением энтропии. Последнее обстоятельство специально исследовано В.С. Голубевым /1983, 1989/, который доказал, что именно с этим свойством эволюции эндогенных флюидных систем связано рудообразование.

Последнее свойство присуще только открытым эволюционирующим системам, для которых формулируются следующие важные принципы /Моисеев, 1987/: 1) в эволюционирующей системе процесс развития протекает с минимумом производства энтропии; 2) из множества возможных состояний в устойчиво эволюционирующей системе реализуется то, в котором минимальна диссипация энергии.

Показано /Гуров, 1978/, что открытая система развивается устойчиво таким образом, чтобы максимум энергии в ней использовался не на "рассеивание", а на "производство работы". В нашем случае – на концентрирование рассеянных элементов, т.е. формирование руд. Эволюция системы протекает в рамках некоторой структуры, постоянной во всем интервале устойчивого существования системы. Нарушение структуры неизбежно приведет к исчезновению системы.

Эти общие принципы развития открытых систем должны быть конкретизированы для рассматриваемых нами явлений.

Попытаемся выяснить, какие наиболее общие специфические свойства явлений эндогенного рудообразования должны быть учтены при формулировке понятия "эндогенная рудообразующая система". Из того, что было изложено в предыдущем разделе, а также общепринятых генетических построений /Смирнов, 1982/ можно сделать вывод, что образование эндогенных рудных месторождений связано с диссипацией (рассеиванием) эндогенной энергии*, переносимой из верхней мантии Земли к ее поверхности магмами и горячими флюидами. Перенос энергии и массы происходит в локальных проницаемых зонах ("глубинные разломы" и сопряженные с ними разрывные нарушения). В земной коре непосредственным источником флюидов и рудных элементов в них нередко бывают перемещенные из мантии или возникшие в недрах коры магмы. В других случаях магмы могут быть только генераторами энергии и небольшого количества флюидов, а основная их масса является поровыми растворами, возбуждаемыми к движению тепловой энергией магматических тел. Таким образом, эндогенное рудообразование связано с направленным перемещением к поверхности Земли потоков горячих флюидов, фильтрующихся от места их генерации по проницаемым зонам. Внутри этих потоков или на их границах из-за охлаждения или массообмена с породами, а также поровыми водами окружающих пород происходят процессы рудоотложения.

Состав и температура флюидов со временем в области их генерации направленно меняются; в породах, где фильтруются флюиды, проходят минералогические и химические преобразования. При этом в пространстве вдоль потока возникает характерная последовательность изменений первичных пород. Аномальные концентрации полезных компонентов в пространстве занимают определенное место в этой фильтрующейся колонне флюидов, причем и во времени существования потока флюида рудообразование занимает определенный отрезок. Иными словами, аномальные концентрации полезных компонентов в потоках горячих флюидов возникают как закономерный результат эволюции всей "системы". По-видимому, перечисленные свойства являются общими для всех видов эндогенного рудообразования. Они и должны быть отражены в понятии "эндогенная рудообразующая система" – область в литосфере, где происходят процессы генерации, переноса к поверхности Земли и рассеивание горячих флюидов, в которой в результате диссипации энергии и сопряженного с ней массообмена в каком-либо участке этой области формируются аномальные скопления полезных компонентов.

Таким образом, мы указали физические тела, с которыми связано существование эндогенной системы, определили пространство, ко-

* Под эндогенной энергией в дальнейшем будем понимать поток энергии, который генерируется в недрах планеты.

торое она занимает; отметили, что рудоотложение определяется термодинамической открытостью системы.

Как следует из описания геологии эндогенных рудных месторождений /Смирнов, 1982/, имеются устойчивые реализации структурных ситуаций их появления и видов массообменных процессов, формирующих рудные тела. Следовательно, можно ожидать и существование специфических структурно-динамических типов ЭРС. Действительно, исследователи рудных месторождений предполагают, что, если учесть соотношения источников энергии и флюида, характер "зон проводимости" потоков флюидов, особенности их рассеивания и взаимодействия с окружающей средой, то можно предложить удобную для дальнейшего генетического анализа классификацию ЭРС.

§ 2. О необходимых и достаточных условиях выделения (построения) ЭРС

При переходе от общих положений относительно обсуждения свойств и характеристик ЭРС к конкретному генетическому анализу возникает естественный вопрос о достаточности имеющейся предметной информации для выделения (построения) некоторой интересующей исследователя "системы".

Очевидно, что самое существенное в этой работе – аппроксимация ее границ и выявление условий тепломассообмена на них. Естественно, что эта процедура должна быть связана с картированием геологических тел. На этом этапе построения ЭРС должны быть указаны положения "границ" эндогенной рудообразующей системы. Они могут быть сформулированы из описанного выше способа установления "границы рудного тела", если считать, что за границу существования ЭРС в первом приближении могут быть приняты зафиксированные в толщах горных пород следы воздействия горячих флюидов на минеральный и/или химический состав "первичных пород". Другого "инструментального" критерия аппроксимации границ ЭРС, по-видимому, нет. Очевидно, что "истинные" границы системы могут быть аппроксимированы только в результате решения задач динамики переноса энергии импульса и массы.

Если таким способом установлены границы систем, то затем может быть выявлена и ее внутренняя структура. Использование правила "пересечения границ геологических тел" позволит определить последовательность геологических событий в рамках контура системы и в ее окружении. Следующим необходимым требованием для построения "системы" является установление источников тепловой энергии и флюидов. Если этот вопрос не решен – "система" не может быть построена. Подчеркнем, что этот этап построения ЭРС является ключевым. Не выполнив его, невозможно будет описать развитие ЭРС, какими бы подробными структурными и иными данными ни обладал исследователь, изучивший характеристики структуры и состава геологических тел внутри ЭРС.

Другим необходимым условием изучения динамики эволюции ЭРС

является оценка условий (механизмов) обмена теплом и массой ЭРС с окружающей средой. Этот этап можно отнести к наиболее сложным и пока наименее разработанным операциям в количественном анализе динамики эволюции ЭРС.

При изучении внутренней структуры области существования ЭРС необходимо определить направление переноса массы в системе и область рассеивания горячих флюидов. Если выполнены перечисленные условия, то можно построить структурно-динамическую схему ЭРС, а по набору составляющих их элементов и пространственному соотношению данных элементов – классифицировать ЭРС по типам, которые удобны для количественного анализа динамики эволюции ЭРС.

Таким образом, в "системном" анализе процессов эндогенного рудообразования ясно просматриваются два начальных этапа: 1) окончание границ ЭРС, исследование их внутренней структуры и состава, а следовательно, и последовательности событий; 2) после привлечения дополнительных сведений о возможных механизмах переноса тепла и массы в системе, оценки закономерностей обмена теплом и массой с окружающей средой построение качественной структурно-динамической схемы ЭРС. Именно такие процедуры были выполнены Г.Л. Пospelовым /1962, 1971/, а позже и другими исследователями при конструировании указанных схем ЭРС.

Таким образом, необходимым условием выделения ЭФРС является наличие информации об области ее существования и ее внутренней структуре. Если при геологических исследованиях не удалось получить эти сведения, система не может быть выделена, а следовательно, невозможно будет проводить какие-либо количественные оценки динамики ее развития. Однако выполнение указанного условия еще не означает достаточности информации для построения ЭФРС. Оно должно быть дополнено условиями об обмене теплом и массой с окружающей средой или определением характера внешних потоков на границах, а также сведениями о законе эволюции источников энергии и массы (флюида), как и о начальном распределении анализируемых параметров состояния системы (температура, давление) и т.д.

§ 3. Структурно-динамические типы ЭФРС

В основополагающей работе Г.Л. Пospelов /1962/ выделил 11 структурно-динамических типов ЭРС, подразделив их на два класса: 1) эндогенные системы; 2) экзогенно-эндогенные системы. К первым были отнесены такие, в которых источники флюида и тепловой энергии пространственно и по времени совмещены (интрузивы, области генерации магм, локальные зоны регионального метаморфизма). Отдельные типы таких флюидных систем разделялись по месту рассеивания флюида и относительным размерам "зоны проводимости" флюида. Условняющим элементом этого класса систем считалось соприкосновение нескольких эндогенных источников флюида и неоднородности в строении проводящей флюид структуры. Массообмен с окружающей систему средой не учитывался, поскольку в это время было очень

мало достоверных сведений о характере обмена массой с вмещающей ЭРС толщей пород на ее боковых границах.

Класс экзогенно-эндогенных систем выделялся по наличию и структурным видам областей смешения эндогенного флюида с пластовыми видами. По этому признаку выделялось /Поспелов, 1962/ 5 типов ЭРС. Если учесть современное состояние изучения эндогенного рудообразования, то очевидно, что эта классификация Г.Л. Поспелова устарела по ряду важных моментов: 1) теперь нельзя делить системы на эти два класса, поскольку практически все ЭРС относятся к одному "семейству" эндогенно-экзогенных (во всех есть элементы массообмена на границах ЭРС с поровым флюидом); 2) были открыты неизвестные ранее типы массообмена: а) различные виды свободного конвектирования поровых флюидов у локальных тепловых аномалий в земной коре (солевые купола, интрузивы) /Banwell, 1963; Norton, Knight, 1977; White et al., 1971/, б) термодиффузивные токи при наличии градиента влажности в окрестностях малоглубинных интрузивных тел /Дударев, Сотников, 1982/.

Следовательно, необходима новая классификация структурно-динамических типов ЭРС, в которой должны быть учтены как новые данные, так и рациональные и непротиворечащие им построения Г.Л. Поспелова. На рис. 31 приведена такая предлагаемая автором классификация ЭРС. Она построена исходя из учета пространственного расположения источников флюидов тепловой энергии, а также соотношения зон генерации и рассеивания горячих флюидов. К предложенной классификации необходимы следующие комментарии: она не содержит ограничений на состав флюидов и их агрегатное состояние (в классификации Г.Л. Поспелова /1962/ рассматривались лишь гидротермальные); в ней не конкретизируются механизмы смешения и генерации флюидов (они весьма многообразны). Эта операция должна реализовываться при решении конкретных задач динамики. В остальных принципах мы следовали построениям Г.Л. Поспелова в цитированных работах и, как было сделано в них, кратко опишем предполагаемые типы ЭРС с указанием возможного их адреса в конкретных генетических построениях.

Тип I может быть отнесен к флюидным рудообразующим системам, которые формируются и исчезают вблизи источника тепловой энергии и флюида. К таковым могут быть отнесены купольные части интрузивных массивов, где образуются камерные пегматиты, эндо- и экзоконтактные зоны базитовых и ультрабазитовых массивов, где располагаются "позднемагматические" титаномагнетитовые, хромитовые и другие рудные обособления, формирующиеся из "остаточных" магм, ликватов или газовых эманаций, поступающих из тех участков плутона, где еще проходят процессы кристаллизации и разделения компонентов при гетерогенизации магмы на твердую, жидкую (жидкие) и газовую фазы. Перемещение флюидных фаз (жидкости и газовые смеси) происходит локально в пределах "первичного" контура теплового источника (интрузива и самых ближайших его окрестностей). Наличие локальной тепловой аномалии у боковых границ интрузива и над ним вызывает развитие токов свободной конвекции во

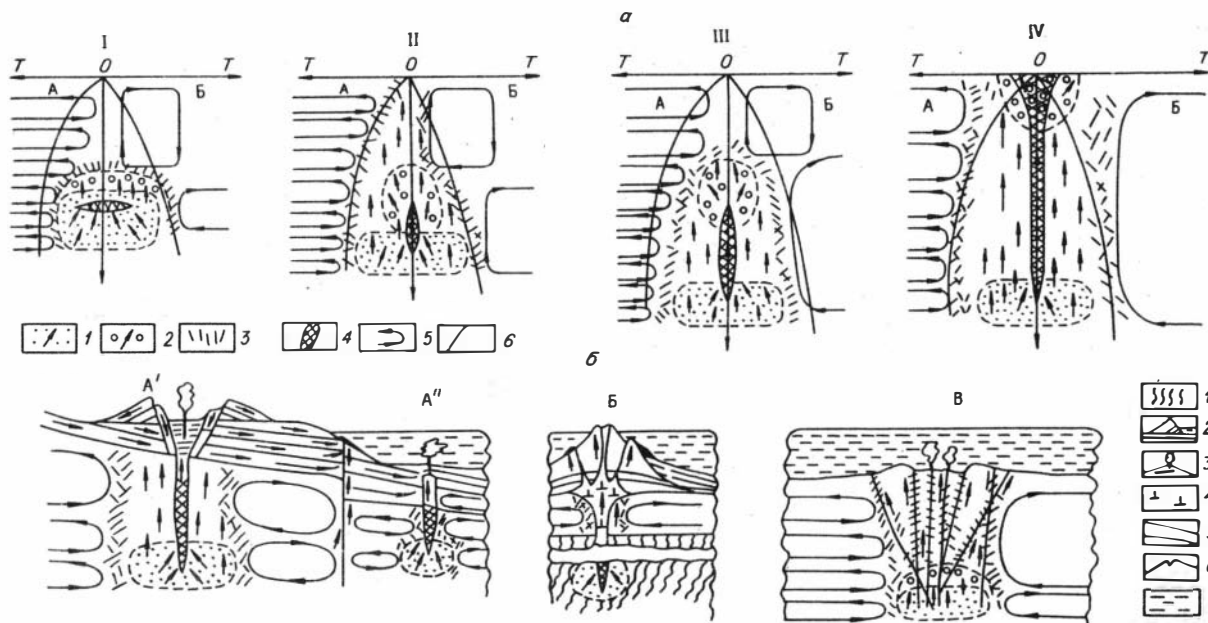


Рис. 31. Структурно-динамические типы ЗРС.

а - выделяемые по сопряженному положению источников энергии и различным источникам энергии и флюида: 1 - зона генерации флюида; 2 - зона рассеивания эндогенного флюида; 3 - зона смешения эндогенного и порового флюидов; 4 - зоны дренирования флюида и ствовой зоны фильтрации флюидной колонны между зонами 3 и 5; 5 - направления токов свободной конвекции в окружающей ЗРС толще литосферы; 6 - распределение температур по глубине, поле замедленной нисходящей фильтрации эндогенного флюида. А - случай высоких градиентов Т или повышения солёности поровых растворов с глубиной; Б - случай небольших градиентов Т и малой солёности поровых флюидов.

б - вулканогенно-гидротермальные системы. 1 - фундамент вулканических островных дуг; 2 - стратовулканические постройки с кальдерами; 3 - выходы горячих источников с отложением руд; 4 - изверженные породы; 5 - толщи проницаемых эффузивно-осадочных пород; 6 - подводные вулканические горы и хребты; 7 - толща морских вод. А' - ЗРС наземных областей активного вулканизма; А'' - ЗРС шельфов, лагуны и внутренних морей; Б - ЗРС морских вулканических дуг; В - ЗРС средних хребтов и трансформных разломов.

вмещающих породах. По мере охлаждения массива поровые флюиды проникают в него, при этом над интрузивным массивом выделяющиеся из магматического тела газы смешиваются с конвектирующими поровыми флюидами.

Тип II. Системы такого типа связаны со становлением интрузивных массивов, в эндоконтакте и ближайшем экзоконтакте которых (зона внутреннего ореола, внутренняя часть внешнего ореола интрузивов /по Поспелову, 1960/) формируются метасоматиты "магматической", "раннепослемагматической" стадий из газовых и солевых флюидов, отделяющихся от кристаллизующихся расплавов внутри интрузивного массива. В изверженных породах и экзоконтакте массива при этом возникают незначительные по протяженности локальные зоны флюидопроводимости, обязанные своим появлением процессам усадки. С такого рода системами связаны магнетиально-скарновые, редкометалльные и другие жильные, жильно-штокверковые и метасоматические месторождения. Элементы массообмена с вмещающей средой близки типу I.

Тип III достаточно распространен. Это многие плутогенные месторождения, формирование которых связано с ортомагматическими флюидами по П. Ниггли /Niggli, 1929/: скарновые, жильно-штокверковые, грейзеновые и т.д., в которых источник флюида и зона рудоотложения разделены относительно протяженной зоной "флюидопроводности". Область рассеивания эндогенного флюида и смешения с поровыми флюидами нередко является и верхней границей рудообразования, развитие которого происходит в зоне флюидопереноса из-за проявления различных "термодинамических" геохимических барьеров или в благоприятных литологических горизонтах пород. "Рудными" флюидами могут быть "остаточные магматические жидкости", солевые растворы, газовые смеси. Развитие данного типа ЭРС должно вызывать формирование мощных термоконвекционных зон во вмещающих породах и образование "вторичных" флюидных систем над областью рассеивания эндогенных флюидов, которые могут разгружаться на поверхность земли.

Тип IV считался Г.Л. Поспеловым /1962, 1971/ наиболее распространенным среди гидродинамических рудообразующих систем. По-видимому, он характерен для месторождений медно-порфировой формации /Попов, 1977; Кривцов, 1983/, многочисленных жильных и метасоматических месторождений, формирующихся при становлении "вулканоплутонических магматических комплексов". Для ЭРС данного типа должны быть характерны значительные масштабы смешения с поровыми флюидами, конвектирующими во вмещающих систему породах. Этим системам свойственно развитие "концентрированной" термогидроколонны в пределах зоны повышенной проницаемости, сопровождающего ее ореола замедленной фильтрации магматогенного флюида, смешивающегося со свободноконвектирующими поровыми растворами.

Г.Л. Поспелов /1962/ для этого типа выделил три зоны: 1) конус сбора, где происходит дренирование флюида; 2) динамический ствол системы с режимом проходного напорного флюидного

потока, который венчается 3) конусом рассеивания у или на поверхности земли.

В разные моменты эволюции систем описанных структурно-динамических типов смещения "магматических" и "пластовых" флюидов будут различны. Они минимальны в начальные моменты их существования и максимальны в конечные.

Типы ЭРС, в которых тепловой источник и области генерации флюида различны (Б, В), в настоящее время столь широко описаны в литературе /Нортон, Кетлс, 1982/, что, по-видимому, не требуют специального разъяснения.

В начале данного раздела мы уже говорили, что термин "рудообразующая система" пока не является общепринятым, его обсуждения специально не проводилось. Предложенное нами его термодинамическое толкование построено только для целей создания количественных моделей динамики эволюции рудообразующих систем. Возникает естественный вопрос, что такое "генетическая модель рудной формации", "генетическая модель рудообразования" и т.п. и как они соотносятся с понятием "рудообразующая система"? Изобилие сходных терминов, соотношение которых недостаточно ясно, свидетельствует скорее об отсутствии ясной теории познания и слабой систематизации фактов, чем о богатстве понятийной базы в учении об эндогенном оруденении. Учитывая сложившуюся ситуацию в данном вопросе, мы сочли полезным осветить проблему методологии построения количественных моделей в эндогенной геологии, последовательно изложив точку зрения инициатора этих исследований.

Глава 5

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПРОБЛЕМЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ЯВЛЕНИЙ

Специфика создания и анализа количественных геологических моделей неотделима от общей специфики построения геологического знания (не накопление наблюдений и фактов, а научное объяснение природы явлений), поскольку построение модели – единственный способ его появления. По ряду фундаментальных аспектов путь достижения научных истин при создании моделей явлений в геологических науках существенно отличен от такового в биологии, химии и физике. Их необходимо зафиксировать, чтобы в последующих обсуждениях не возвращаться к далеко не очевидным, но тем не менее неизбежным трудностям геологических исследований.

В Предисловии было упомянуто, что благодаря усилиям инициатора этих исследований в СССР Г.Л. Поспелова были заложены методологические принципы построения динамических моделей эндогенных рудообразующих систем. Сейчас такого рода работы становятся обычными в генетических исследованиях, в них вовлекаются широкие

слои геологов-рудников и геохимиков. Судя по материалам прошедших совещаний /Динамические и физико-химические модели..., 1983; Рудообразование..., 1988/, некоторые авторы при попытках построения моделей допускают методологические ошибки, которых не было бы, если бы они знали разработки Г.Л. Поспелова по этому аспекту. Поэтому я счел целесообразным привести ниже с некоторыми сокращениями его основополагающие построения и идеи относительно моделирования геологических процессов.

§ 1. Специфика построения "истинных" моделей в геологических науках

Специфика построения геологических знаний состоит в том, что в геологических исследованиях нередко выдвигается требование построить "истинную" модель явления по его зафиксированным в геологическом предании следам (геологические тела, их свойства и отношения), т.е. продуктам явлений, которые невозможно наблюдать или воспроизвести в физическом эксперименте, или найти их полные аналоги, наблюдаемые в новейших геологических процессах. В распоряжении геолога для выполнения этой, прямо скажем, недостижимой цели имеется весьма ограниченный набор логических конструкций и выбор путей получения знаний: 1) суждения по аналогии с экстраполяцией в прошлое; 2) построение правдоподобных суждений, "степень" достоверности которых усиливается подтверждением следствий; 3) фундаментальный постулат о справедливости всех открытых законов природы в ненаблюдаемом прошлом. Последнее является пресловутым "принципом актуализма", без которого невозможно получение никаких знаний о ненаблюдаемых геологических явлениях. При этом для установления последовательности событий геологи пользуются или законом "последовательности напластований" /Мушкетов, 1932; Белоусов, 1961/, или упомянутым выше правилом "пересечения границ геологических тел".

Весьма кратко зафиксируем обычный путь получения знания в геологических исследованиях и последовательность суждений при построении модели явления, когда изучается генезис эндогенных рудных месторождений. Как уже говорилось, геолог в такой работе имеет дело с геологическими телами некоторой формы, размеров, внутренней структуры, определенного состава и отношений между собой. Начальная стадия работы предполагает сбор фактов (наблюдений) о свойствах тел и их отношениях; они классифицируются по выбранным признакам в форме таблиц или табличного описания. Эта информация может быть названа базой данных. Допустим, объем ее "достаточен" и от решенных вопросов что? где? можно перейти к раскрытию следующих – когда? почему? каким образом?

Предположим, что на вопрос когда? также удалось ответить по известным правилам датировок геологических событий.

На вопросы почему? и каким образом? можно ответить лишь путем мысленного конструирования динамического образа явления, зафиксированные следы которого были изучены. Создать такой образ

можно только суждениями по аналогии или по отношению отдельных элементов наблюдаемых совокупностей свойств геологических тел и их отношений или относительно всей базы данных. По статическим структурным соотношениям выстраивается динамическая картина событий. Все геологические знания об эндогенных процессах состоят практически из отдельных логических структур, содержащих некоторые устойчивые "стереотипы" вида /Пойа, 1957/:

Если А, то В. (1)

Например, в разрезе эффузивной толщи встречены коматииты. Полагается, что источником расплава этих лав является верхняя мантия. Такого рода суждение считается "истинным", поскольку оно не противоречит всей известной "базе данных". Но строго говоря, оно не выходит за рамки правдоподобного суждения вида /Пойа, 1957/:

А аналогично В,

В истинно . (2)
А правдоподобно

Действительно, суждение (1) построено только на том факте, что химический состав коматиитов близок составу жидкостей, выплавляемых в физическом эксперименте из пород, которые по составу считаются аналогичными породам верхней мантии.

Но в этом случае мы имеем суждение типа:

из А следует С,

С истинно . (3)
А правдоподобно

"Степень правдоподобия" суждения можно увеличить, но строго доказать истинность суждения (1) все-таки нельзя. Всегда останется вероятность того, что оно может быть ложным.

Собственно из таких суждений и состоят геологические знания о природе эндогенных рудных месторождений, а генетические дискуссии и отражают указанную ситуацию – в альтернативе указывается не учтенная ранее аналогия или нераскрытая конвергенция форм и свойств геологических тел. Тем не менее нет иного пути в углублении знаний о природе эндогенных процессов, кроме увеличения степени правдоподобия не столько путем усиления формализации процедур получения суждений по аналогии, сколько посредством "количественного взвешивания" достоверности указанных суждений и построения на их основе количественных моделей как отдельных явлений, так и их совокупностей, описывающих эволюцию ЭРС. Рассмотрим кратко и эту сторону проблемы получения геологических знаний.

Ранее я уже обсуждал методологические проблемы моделирования процессов дифференциации магм и теплообмена в магматогенных процессах /Теплообмен..., 1972; Шарапов, Черепанов, 1986; Шарапов, Аверкин, 1990/, поэтому здесь рассмотрим их только в отношении описания эволюции ЭРС.

При получении знания на основе качественного и количественно-

го моделирования ЭРС следует помнить, что в принципе мы нигде при этом не выходим за пределы суждения (2), а увеличение формализованности науки и возрастание "метрологичности" моделей позволяют работать в пределах конструкции (3).

Очевидно, что данные, изложенные в главах 1, 2, являются "базой данных", на основе которых построено понятие "эндогенная рудообразующая система" посредством использования постулата об адекватности законов природы в настоящем и прошлом. Рисунки являются моделями предполагаемых структурно-динамических типов ЭРС. Каким образом и в какой последовательности происходит превращение базы фактических данных в модель рудообразующего явления в рамках эволюционирующей ЭРС? Мне кажется полезным обсудить это в двух плоскостях: 1) как это представляется автору данной работы; 2) как эту проблему представлял себе Г.Л. Поспелов, сформулировавший подход, развиваемый нами. Это интересно и полезно потому, что (как легко будет видеть) конкретные пути получения новых знаний отнюдь не стали пока в геологических науках однозначными или уже вполне ясными. Их так или иначе проходил или будет проходить каждый геолог при построении собственных качественных и количественных моделей эндогенных явлений.

Моделью в естественных науках считается структура или образец, которые в удобной для восприятия форме представляют состояние изучаемой системы /Веников, 1976/ (см. рис. 31). Правильно построенным моделям присуще наличие структуры, которая подобна реальному явлению. Таковы, например, пространственные соотношения зон генерации, переноса и рассеивания, а также положение границ обмена теплом и массой с окружающей средой (см. рис. 31).

Иными словами, цель моделирования – получение знания путем отображения геологических событий, существенных для целей конкретного исследования, в виде некоторой свертки базы данных в наглядной и доступной для научных операций форме. В ней фиксируются только те свойства, признаки и отношения геологических тел, которые важны именно для данной конкретной задачи.

Модель и реальное явление подобны, но не тождественны, поскольку при построении модели в нее не включаются известные, но не существенные для поставленной цели свойства и отношения геологических тел.

Очевидно, что все генетические схемы эндогенных рудных месторождений являются моделями процессов рудообразования. Одновременно они являются и "гипотезами", поскольку, согласно конструкциям (2), (3), все генетические суждения в той или иной мере гипотетичны и не могут быть иными.

Однако на проблему "гипотеза – модель" можно взглянуть с точки зрения глубины и последовательности аналогий, их правдоподобия и т.п. Тогда можно предложить следующую цепочку построений /Шарапов, Черепанов, 1986/: 1) гипотезой можно считать некоторое качественное объяснение на основе аналогий или предсказание при наличии ограниченной базы данных. Гипотеза на основе некоторой физической или химической идеи позволяет провести согласование

фактических данных и наметить пути усиления правдоподобия предлагаемого суждения; 2) дальнейшее введение некой "меры" достоверности причинно-следственных отношений в рассматриваемой системе, углубление и развитие аналогий позволяют перейти к "модели" сперва качественной, а затем и количественной.

Генетическая гипотеза является некоторым "портретом" событий, качественная модель интерпретирует причины его появления, а количественная предлагает возможность их численной характеристики и четко указывает прогностические следствия. Конкретный путь построения моделей ЭФРС был указан нами ранее в специальных методических реконструкциях для геологов-практиков. По-видимому, основное из изложенного в них полезно привести и здесь. Построение моделей ЭФРС, как уже говорилось, разбивается на ряд последовательных этапов, суть которых сводится к следующему.

1. Начальный этап моделирования – создание классификаций рудообразующих явлений и продуктов их деятельности (месторождения, рудные поля и провинции и т.д., рудные формации и т.п.). На этом этапе производится выделение (обособление) процессов (месторождений) по однородным признакам, указание взаимосвязей или взаимодействия классифицируемых объектов, т.е. отмечаются наиболее важные качественные групповые свойства. В таких построениях обычно еще не учитываются метрика пространства и времени, последовательность событий и физические свойства геологической среды. Примерами этого рода моделирования могут быть генетические классификации эндогенных месторождений или рудных формаций.

2. Базовый этап моделирования – формулировка качественных динамических моделей ЭФРС (геолого-физические модели по Г.Л. Поспелову, см. ниже). Формулировка качественной динамической модели ЭФРС есть не что иное, как создание "генетической схемы", дополненной некоторыми необходимыми, но нечасто встречающимися в "генетических схемах" условиями.

Основой для формулировки качественной динамической модели являются результаты геологического, минералого-петрографического и геофизического изучения конкретной группы рудных месторождений, которые выделены в генетической классификации по какому-то существенному признаку (магматические, флюидогенные и т.д.).

Как уже говорилось, формулировка модели обязательно требует указания геометрических особенностей ЭФРС: ее размеров, внутренней структуры, последовательности событий при ее эволюции и определении условий взаимодействия ЭРС с окружающей средой (см. главы 1-3).

Подобие геометрии ЭФРС и ее модели геологи получают путем построения карт и разрезов или объемных фигур. Для конкретных целей моделирования они обычно упрощаются и сводятся к некоторым геометрическим схемам, сохраняющим тем не менее основные особенности геометрии ЭФРС. Внутренняя структура ЭФРС также отображается известными всем геологам условными обозначениями, как и последовательность событий (стадии рудоотложения, фазы внедрения интрузивов и т.п.). Они часто и кодируются в виде парагенетических схем и т.п.

Термодинамические условия оцениваются с помощью термобарометрических методов или сопоставления минеральных парагенезисов с данными физического эксперимента.

Обязательным элементом создания качественной динамической модели является определение физических свойств пород и руд, их химического состава. Чем больше собрано информации о перечисленных особенностях ЭФРС, тем глубже в модели могут быть раскрыты и прогнозированы масштабы и локальные черты рудоотложения. При этом широко используются методы математической статистики и т.д. для обработки результатов наблюдения и установления связей между элементами системы.

Модельные исследования ЭФРС сопряжены с большими объективными трудностями, которые необходимо иметь в виду. Любая ЭФРС является некоторой геологической единицей, характеризующейся полным циклом эволюции в пределах области ее существования. Следовательно, при определении геометрии и структуры флюидогенной ЭФРС желательно описать область ее зарождения, зону миграции флюида к поверхности земли и участок его рассеивания, т.е. пространство в литосфере от места зарождения до места ликвидации как самостоятельной динамической системы. Определение такой области может быть основано на выделении самого существенного в таких системах – переносе тепла и массы в ЭФРС. Тогда целесообразно выделить в ней три основные зоны: источника энергии и флюидов (область зарождения), стволую область направленного переноса тепла и массы, рассеивания (область рассеивания флюида или ликвидации системы). При этом оруденение может формироваться в любой из этих зон.

Во флюидных рудообразующих системах эти зоны существуют обязательно, хотя их размеры ("геометрия"), взаиморасположение (особенно двух первых) могут существенно варьировать.

В геологических исследованиях степень изученности отдельных зон резко неравнозначна и уменьшается с глубиной от области рассеивания к зоне зарождения. Естественно, что фактическое обоснование геометрии, структуры ЭФРС убывает в том же направлении. Очевидно, что эта ситуация сохранится в обозримом будущем и может восприниматься как объективная, хотя и негативная, особенность построения динамических моделей ЭФРС.

Итак, при некотором уровне изучения ЭФРС удастся построить качественную динамическую модель (генетическую схему), где выяснены размеры и форма системы, физические характеристики, временные условия, характеризующие начало развития явления, перенос тепла и массы в виде потока, а также его взаимоотношения с другими явлениями или процессами на границах рассматриваемой системы. В рамках этих построений обычно удастся сформулировать предположения о характере и причинах рудоотложения и установить его место в системе. Им соответствует некоторый уровень информации, который характеризуется применением аппарата равновесной термодинамики, математической статистики и теории распознавания образов и т.д.

Проделанный комплекс исследований позволяет перейти к дальнейшему углублению модели путем описания количественной связи между потоком вещества и энергии, термодинамическими условиями существования системы на ее границах и рудоотложением.

Математически это можно сделать на основе соотношений неравновесной термодинамики путем использования уравнений математической физики, где рассматриваются процессы, аналогичные предполагаемым при эволюции ЭРС. В таком случае каждый процесс или их совокупность замещается его аналогичной схемой – уравнением или системой уравнений. Решение системы уравнений, учитывающих условия на границах системы, позволяет показать временные и пространственные особенности эволюции ЭРС или их элементов, т.е. количественно описать динамику.

§ 2. Методологические вопросы и задачи геолого-физико-химического и физического моделирования рудообразующих и магматических процессов*

Решение вопросов физики и физикохимии в рудообразующих и других геологических процессах связано с необходимостью некоторого отвлечения от собственно геологического их содержания. Это обусловлено тем, что геологические (в явном виде пока не сформулированы) и физические законы относятся к различным уровням конкретности, имея разные пределы действия, и требуют для своего познания методов, соответствующих этим уровням. Переход от геологического познания к физическому представляет не только переход от менее точного знания к более точному, но и переход от одной категории точности к другой, переход от законов, определяющих поверхности (суть этого понятия осталась нерасшифрованной) сложного явления, к законам, определяющим внутреннюю сущность механизма его развития. Одно не заменяет другого**.

Законы внешних уровней конкретности являются законами групповых взаимодействий. Они определяют индивидуальность конкретного явления как целого, лежащего на скрещении многих законов и представляющего собой групповой результат множества событий и процессов. Мысленная зеркальная описательная модель, которая отражает данное явление на этом уровне, имеет обобщенную "комплементарную" форму, фигурируя в науке в виде собственно геологических, биологических и других понятий и законов. (Это замечание весьма

*Ниже кратко излагаются постановочные идеи Г.Л. Поспелова /1962, 1971, 1973/, с которых начались в СССР исследования по анализу моделей динамики рудообразующих систем. Наши комментарии даны в скобках или сносках. Текст работ приводится с сокращениями. При необходимости читатель может обратиться к оригиналам.

** Но содержит существо геологического процесса – в этом суть перехода "геология – физика".

точно характеризует суть отображения полевой информации в геологии.) Специфика последних определяется спецификой объекта. По мере углубления в сущность объекта законы его строения и развития приобретают все более обшематериальную форму, отражая внутреннюю взаимосвязанность и взаимообусловленность всех протекающих в мире процессов. Специфические понятия – магматизм, рудообразование и т.д. – выражены здесь посредством таких обшематериальных понятий, как температура, давление, концентрация и др. Это сопровождается известным отвлечением от сложной индивидуальности геологического объекта в наших физических представлениях о нем. Геология переходит в физику и химию. (Это ключевой момент.)

Познание реальной индивидуальности в ее комплементарном виде идет через распутывание сложного узла специфических связей, в то время как на глубоких уровнях оно переходит в ту обширную область всеобщих связей, в которой ее специфические черты начинают расплываться. Поэтому анализ реальной индивидуальности требует разностороннего ее познания, соблюдения единства законов, находящихся на разных уровнях конкретности. При переходе на более глубокий уровень познания зеркально-описательная геологическая модель реального явления должна быть расчленена на такие элементы, которые можно подвергнуть обшему физическому или химическому исследованию. При этом необходимо соблюсти минимум два условия. Во-первых, эти элементы должны быть такими, чтобы можно было изолировать их по всей исследуемой реальной системе с помощью измерительных приборов, специальных методов и т.д.; без этого нельзя получить исходные данные для строго физического и физико-химического анализа. Во-вторых, построенная с помощью такой элементаризации и изоляции модель должна отражать специфические черты реального объекта, т.е. быть одновременно и геологической, и физической*.

Однако и такая геолого-физическая модель будет недостаточно элементаризованной, так как геологические элементы в ней, являясь по содержанию многосложными, несут с собой потенциальное многообразие, затрудняющее строгий физический анализ или даже делающее его невозможным. Поэтому ее необходимо сузить, расчленить на серию условных моделей собственно физического характера, приспособленных уже для решения собственно физических задач, при котором приходится пользоваться множеством различных условностей, вводимых с методическими целями для получения практически решаемых уравнений и т.д. **

Таким образом, геолого-физическая модель имеет, по существу, переходный характер, являясь тем типом модели, который позволяет

* Большинство известных ошибок или заблуждений в моделировании ЭРС связано с несоблюдением этого требования.

** Однако данный важнейший элемент моделирования ЭРС пока наименее разработан.

на геологической основе ставить физические задачи, а на физической – геологические. Модель служит тем связующим звеном между геологией и физикой, которое дает возможность вести анализ, не отрываясь от индивидуальных свойств данной конкретной реальности, и в то же время выражать ее внутреннюю сущность через общие свойства материи, расчлененные на отдельные составляющие.

Как известно, в гносеологическом смысле моделирование представляет собой, с одной стороны, построение моделей различных объектов в форме определенных понятий, с другой – исследование объектов на их моделях*. В основе теории подобия как учения о количественных методах исследования лежит идея физического подобия. Подобными считаются явления, которые имеют подобные друг другу "условия однозначности" и описываются одной системой дифференциальных уравнений. "Условия однозначности" ограничивают дифференциальные уравнения некоторыми дополнительными условиями (геометрия, граничные условия и т.д.), характеризующими конкретный объект и условия его взаимодействия с окружающей средой. Они задаются при формулировке модели в зависимости от конкретной задачи. Это открывает широкие возможности для такого экспериментального моделирования процессов, при котором конкретный объект замещается другим, ему подобным, т.е. его моделью (физической, математической и др.). Геологическое подобие определяется системой условий, которые можно параллелизовать с "условиями однозначности" и которые выражают соответствие геологической модели объекта самому объекту. Здесь имеются в виду требования геометрического, в том числе структурного, подобия объекта при построении карт, разрезов, зарисовок, соблюдения соотношений масштабов деталей, сходства последовательности событий, условий взаимосвязей каждого объекта с окружающей средой, подобия описательных характеристик вещественных особенностей объекта его реальным характеристикам и т.д. Иными словами, построение исходной геологической модели требует геологической работы и геологической формы отображения ее результатов в виде конкретного описания данного объекта (района) с помощью различных геологических понятий и начертаний, выраженных словесно, графически, математически и т.п.

Описательная геологическая модель реального объекта обычно бывает неполной, так как отражает определенный этап развивающегося знания. С другой стороны, необходимость возможно полного развернутого отображения этой моделью реальности через соотношения выделенных в ней свойств ведет к тому, что развернутая общая модель по мере развития исследований превращается в некоторую систему обобщенных моделей, выраженную, например, в умножении типов геологических и геофизических карт и разрезов одного и того

* Для более глубокого понимания проблематики желательно знакомство со специальными работами. Для геологов, по-видимому, наиболее полезна из известных мне книга В.А. Веникова /1976/.

же района или объекта. Его геологическая карта превращается в целый атлас карт. Описания и изображения вещественного состава пород и руд по обобщенным показателям приобретают характер систем таблиц, графиков, формул и т.д.*.

Таким образом, развитие собственно геологического моделирования конкретных объектов восходит в истории развития геологических знаний ко все более обобщенным и вместе с тем все более нагруженным информацией формам выражения геологической действительности в виде все более широкой системы тесно взаимосвязанных друг с другом моделей. Это ведет к усилению значения математических, в особенности логико-математических, средств обобщенного выражения свойств и закономерностей геологической реальности. Одним из важных и быстро развивающихся направлений в этом отношении является логико-математическая формализация геологических понятий – моделей с логико-математическим выражением их взаимосвязей друг с другом.

Важную форму обобщенного моделирования геологических объектов представляют их классификации**. Результатом моделирования через классификацию являются прежде всего определенные классификационные ряды, разветвления рядов, решетки и т.д., отражающие взаимоотношение, взаимосвязи и взаимодействия классифицируемых объектов между собой. Естественно, что такая классификация, если рассматривать ее как некоторую групповую модель, не может иметь произвольного характера, должна основываться на принципах подобия и, следовательно, обладать прогнозными геологическими возможностями***.

Поскольку каждый факт характеризует пересечение множества законов, любая рабочая модель реального объекта отражает лишь некоторую часть таких пересечений. Поэтому приближение к действительности включает многосистемное моделирование, многосистемные классификации, в которых один и тот же объект раскрывается через систему пересечений различных законов. Отображение реального объекта через какую-то одну понятийную модель – классификацию – требует соблюдения условия однозначности его классификационного места. Однако многосложность реального объекта не позволяет раскрыть его с помощью одной какой-либо модели, в которой он отражен однозначным образом. Для этого необходима некоторая

* Здесь и далее все, по существу, база или методы обработки наблюдений, а не "динамическая" модель. Г.Л. Поспелов, как мне кажется, не различал вопросы "свертки" информации и построение моделей динамики, а это существенно разные аспекты построения моделей динамики. Во многих современных работах приходится сталкиваться с указанным обстоятельством.

** Это, вообще говоря, свертка информации по генетическим понятиям.

*** Сомнительный тезис – пока мне не известна ни одна генетическая классификация, где использовались бы критерии подобия.

система однозначностей, охватывающая ту область пересечения различных законов, на которую распределяются все факты, характеризующие данный объект. Поэтому один и тот же объект или одна и та же группа объектов определенного класса могут и должны присутствовать в целой серии классификаций, занимая в каждой из них однозначное место (очевидно, что эти требования зависят от цели моделирования). Стремление некоторых исследователей создать "наиболее полные" и совершенные классификации тех или иных объектов, например рудных месторождений, различных геологических формаций и т.д., которые имели бы своего рода универсальное значение и заменили бы собой все другие классификации, по существу, утопично*.

Таким образом, классификационные геологические модели позволяют связать друг с другом различные явления, процессы, свойства по однотипным показателям и вести сравнительный их анализ по координатам классификации, отражающим подобную однотипность. Например, все внутрикоровые эндогенные рудные месторождения можно классифицировать по их отношению к проявлениям внутрикорового магматизма (связанные или не связанные с магматизмом того или иного геохимического профиля, ассоциирующие с контактными интрузивами или лишь с районами концентрации многосложной магматической деятельности, располагающиеся в контактах интрузивов или не зависящие от них) и т.д. Это позволяет наметить по данным параметрам обобщенные модели, на основе которых можно осуществить переход к более частным моделям физического или физико-химического характера. Что для этого необходимо?

Прежде всего для этого необходимо, чтобы кроме закономерностей, характеризующих групповые свойства геологического объекта через собственно геологические понятия, в исходных геологических моделях нашли себе место и закономерности, отражаемые через физические и химические показатели**.

Рассмотрим, например, такое понятие, как "контакт интрузива". Морфологически он обозначает резко выраженную границу интрузива с вмещающей его толщей. Но этого достаточно только для формальных геологических построений. Для диагностики контакта в определение этого понятия необходимо включить другие его показатели, позволяющие однозначно отличать контакт интрузива от границ размытого интрузивного тела с перекрывающей его толщей, от границ тектонического происхождения, от границ, образовавшихся между разными породами на промежуточных стадиях развития интрузива, и т.д. Для этого, кроме вещественных, структурных и исторических показателей, в определение должны быть включены также физические и химические показатели, характеризующие как смену свойств пород

* Важная и пока плохо осознаваемая геологами сторона моделирования.

** Дальнейший текст весьма четко разъясняет суть дела, которая нередко вульгаризируется.

и структур на контакте (смену химических показателей, закономерные изменения пористости, плотности, теплофизических свойств пород и т.д.), так и особенности той физической и химической обстановки, которая обусловлена появлением контакта. В частности, в понятие "контакт интрузива" должно входить определение его как зоны резких градиентов энергии, в особенности тепловой, и активного теплообмена между интрузивом и вмещающей толщей. Включение подобных физических понятий в определение данного геологического понятия совершенно необходимо, если мы подходим к нему как к моделирующему понятию реального явления. Это создает то связующее звено, опираясь на которое можно построить мост между геологическими и физическими методами исследования собственно геологических объектов.

Но одного такого звена, введенного в понятийную модель, мало. Необходимо еще создать удобную для анализа промежуточную геолого-физическую модель, позволяющую исследовать с ее помощью данное геологическое явление по отдельным показателям и разным их комбинациям. Иными словами, нужен переход от одного типа моделирования – понятийного к другому – исследованию объекта на его модели. Построенная с этой целью переходная модель должна включать в себя одновременно элементы зеркально-описательной геологической модели и физической модели, "организованной" в целях геологического исследования. Для этого в геологическом объекте необходимо выделить физический элемент, который мы хотим исследовать, изолировав его от других элементов, не нужных для данного исследования или усложняющих его в такой мере, что решение становится невозможным при существующем уровне знаний и техники. Естественно, что это должно сопровождаться переходом к приближенным методам решения. Так, простейшая переходная от геологической к физической модель контакта интрузива может быть представлена в виде схемы, показывающей границу, с одной стороны которой находится "интрузив", а с другой – "вмещающая толща". За каждым таким понятием кроется широкий набор определяющих его показателей.

Если поставленная для физического исследования задача заключается в изучении распределения тепла в ходе формирования контакта, то мы должны сузить ее содержание. Например, область, обозначенную термином "интрузив", можно определить через физическую характеристику "горячее", а область "вмещающая толща" – через "холодное". Далее, для постановки собственно физической задачи теплораспределения модель "организуется", трансформируется в зависимости от метода исследования в собственно физическую модель. Например, контакт интрузива можно условно представить с этой целью в виде мгновенно возникшей границы между горячим и холодным (т.е. предположить мгновенное вторжение), что облегчает определение граничных условий. При этом, если для облегчения решения задачи горячую и холодную области принять за бесконечные и, кроме того, рассматривать температурное поле не как трехмерное, а как более простое одномерное поле (по линии, проведенной поперек к контакту), то задача еще более упростится.

Теплопередачу в тех же целях можно выразить лишь через теплопроводность, исключив теплоперенос флюидами. Все такие упрощения контролируются путем сравнений модели и расчетов с геологической обстановкой, для чего нужны дополнительные геологические расшифровки тех частей модели, которые обозначены как "интрузив" и "вмещающая толща", поскольку эти геологические понятия означают не только "горячее" и "холодное". Возможно, что упрощенная модель даст удовлетворительный результат. Но если намечается серьезное несоответствие, то вводится серия усложнений. Например, учитывается скрытая теплота кристаллизации и перекристаллизации магмы и метаморфизируемых в контакте пород через изменения теплофизических свойств, происходящих при этом; вместо линейного температурного поля вводится объемное температурное поле, вместо бесконечности горячей и холодной масс берутся условия их конечности (например, решается задача для дайки, штока определенных размеров и т.д.). В ходе расчетов опять делается сравнение с геологической обстановкой (геологическая модель при этом еще больше усложняется, конкретизируется), намечаются серьезные несоответствия и вводятся новые усложнения (например, учитывается постепенное нарастание горячей массы — нагнетание магмы, теплообмен через массоперенос флюидов от интрузива во вмещающие породы, из нижних частей интрузива в верхние и т.д.). Поскольку "вмещающая толща" и кристаллизующаяся магма являются пористыми средами, а в условиях градиентов температур в пористых средах тепло-массоперенос может протекать во встречных направлениях (термодиффузия смесей, пристеночное тепловое скольжение), то производится учет этих факторов с проверкой их геологических последствий. В результате подобного усложнения исследований, произведенных путем разложения исходной геолого-физической модели на серию элементарных собственно физических моделей, получается система некоторых физико-математических и графических выражений той закономерности теплопередачи и теплораспределения, которая свойственна определенному случаю контакта интрузива.

Для обратного перехода от общей физической модели к конкретной геологической необходим возврат от "организованных" физических моделей через переходные геолого-физические к описательной геологической модели. Это производят на основе подобия, путем сравнения вариантов с геологическими показателями и расшифровки исходных параметров и коэффициентов. По разным признакам, в основном косвенным и приближенным, устанавливаются вероятные температуры магматического тела и вмещающей толщи в момент становления интрузива, исследуются коэффициенты теплопроводности, теплоемкости пород, оцениваются возможные объекты, физические и химические свойства флюидов, выделившихся из интрузива.

Эти показатели, введенные в численный расчет, дают результаты, позволяющие осуществить некоторый прогноз вероятной динамики развития конкретного физического поля вокруг интрузива в период его становления и вывести из нее геологические следствия. Последние проверяются в практике геологического исследования дан-

ного объекта путем исследования деталей распределения метаморфических фаций, метасоматических зон, рудных месторождений, расположенных вокруг интрузива, зональности и стадийности их развития и т.д.

Одним из главных типов переходных геолого-физических и геолого-физико-химических моделей являются кинетические модели, отражающие те или иные физические и физико-химические стороны естественных геологических процессов. Если рассматривать процессы минералообразования, протекающие в результате деятельности флюидов, с точки зрения типов массопереноса вещества в различной геолого-физической и физико-химической обстановке, то, опираясь на геологические данные и на данные физики основных типов массопереноса, можно выделить целую серию типов таких механизмов, представив их в виде соответствующих классификаций. В частности, в капиллярно-пористых средах эти механизмы можно разделить по основным типам массопереноса (фильтрационному и диффузионному, т.е. молярному и молекулярному) и условиям нарушения химического равновесия флюидов в результате его физикозволюции (например, изменений $\text{pH} - \text{Eh}$ раствора и т.д.). В ходе миграции флюида можно учесть встречу с химически активной породой, взаимную встречу различных растворов, наложение фильтрующегося или диффундирующего потока на закрепленный в порах и пленках флюид другого состава. В результате получается система кинетических моделей, переходных от геологических к физико-химическим, на основании которых можно ставить различные, в том числе экспериментальные, исследования по ряду конкретных физических и физико-химических вопросов минералообразования.

Одной из важнейших и вместе с тем наиболее трудных задач кинетического* моделирования геолого-физических систем является моделирование не отдельных их деталей, а системы в целом как геологической единицы, характеризующейся полным циклом развития**. Таковы, например, интрузивная магматическая кинетическая система, взятая в целом и включающая как области ее зарождения и миграции вещества, так и область конечной консолидации в виде интрузивов. К этой же группе динамических флюидных систем относится рудообразующая флюидная динамическая система, охватывающая пространство от места ее зарождения до места ликвидации как самостоятельной динамической системы. В отличие от деталей таких систем сами системы почти не поддаются непосредственному наблюдению в целом и должны реконструироваться так же, как это делает-

* Проще, нагляднее и глубже данная проблема излагается в химии гетерогенных реакций /Дельмон, 1972; и др./.

** Соотношения "кинетики" и "динамики" в моделировании эволюции ЭРС разъяснены выше. Г.Л. Поспелов, по-видимому, ясно их не осознавал, судя по изложенному, у него они иногда синонимы. Здесь видна несоподчиненность "кинетики" и "динамики".

ся при воссоздании древних геологических событий, геолого-исторических разрезов земной коры. При разработке моделей таких систем большую роль играют различные гипотезы, логические посылки и т.д., а также выбор тех основных параметров, которые кладутся в основу общего представления о них. В частности, если в основу представления о рудообразующей системе, в пределах которой формируются гидротермальные рудные месторождения, положить особенности энергомассопереноса, то ее можно выразить в виде следующей трехчленной модели: корневая зона – область зарождения самостоятельной динамической системы из другой или других динамических флюидных систем; стволовая зона – область энергомассопереноса, характеризующая данную динамическую флюидную систему как самостоятельную единицу; зона рассеяния – область рассеяния или вообще ликвидации данной динамической системы как самостоятельной единицы с приобщением ее флюидов к другим динамическим системам. Такая схема зональности позволяет перейти к физической характеристике разных зон динамической системы, обладающих разными газогидродинамическими* и энергетическими режимами и разными сочетаниями отдельных типов флюидопроводности флюидопроводников. Поскольку в пределах таких динамических флюидных систем флюидопроводники испытывают различные воздействия со стороны мигрирующих сквозь них флюидов, они приобретают меняющуюся флюидопроводность, становясь "динамическими флюидопроводниками" (по нашей классификации).

Энергомассоперенос во флюидной динамической системе через кинетику** взаимоотношений флюидов с флюидопроводниками может привести к появлению качественно новых динамических систем, например систем, миграция флюидов в которых в основном происходит по тепловым флюидопроводникам. Высоконагретые, пропитанные флюидами пористые массы обладают особыми свойствами флюидопроводности. В такие "тепловые динамические флюидопроводники" могут превращаться интрузивы в период своего становления в тех участках, где в них еще на ранней стадии развития сформировались сквозные потоки летучих. Аналогичным изменениям подвергаются определенные зоны фильтрующих гидротерм, приобретающие высокоэффективную теплофлюидопроводность***.

Подобная модель флюидной динамической системы в земной коре, учитывающая не только динамику флюидов, но и динамику изменения под их влиянием флюидопроводности флюидопроводников, имеет большие возможности для перехода от геолого-физического моделирования к моделированию собственно физических динамических систем

* Совершенно излишний и "путающий" термин.

** Непонятный элемент анализа, см. выше – "кинетика" – "динамика".

*** Это утверждение нуждается в глубокой теоретической и экспериментальной проверке. Его правдоподобие не очевидно.

как систем с конечным числом степеней свободы. Состояние такой системы, совокупность всех ее движений и преобразований так называемого фазового пространства могут быть описаны системой определенных дифференциальных уравнений. При этом с помощью качественных математических методов можно исследовать такие вопросы, как поведение всей системы при возрастании или снижении температуры давления и т.д. Вводя в анализ геологических систем методы анализа физических динамических систем и топологических их особенностей, можно исследовать и такие вопросы их поведения, которые ранее в геологии вообще не рассматривались*.

Однако анализ геологических флюидных динамических систем со стороны энергомассопереноса и динамических преобразований ее "фазового пространства", "точками" которого служат отдельные ее состояния, конечно не исчерпывает задачи анализа реальных динамических флюидных систем земной коры. Такой анализ требует создания ряда моделей, основанных на различных параметрах и определенным образом связанных между собой. В частности, представление о рудообразующей флюидной динамической системе требует рассмотрения ее продуктивности, что включает вопросы мобилизации, переноса и отложения продуктивного вещества. Динамическая флюидная система, взятая в тех пределах, в которых она зародилась как продуктивная и потеряла свою продуктивность путем отложения продуктивного вещества, представляет не что иное, как общую флюидную систему энергомассопереноса, с которой она связана. Ее основные зоны могут совпадать с последней, но могут и не совпадать. "Корневая" зона мобилизации продуктивного вещества может располагаться в "корневой" зоне динамической флюидной системы (например, в очаге остаточного расплава). Но такая мобилизация может произойти и в стволовой ее части, и в зоне рассеяния, например у выхода горячих минеральных вод, где они интенсивно перерабатывают высокопроницаемые породы, вынося из них металлы. Она может располагаться во всех зонах общей динамической флюидной системы и дополняться или не дополняться зоной отложения. В последнем случае потенциально продуктивная по составу флюидов система может оказаться практически непродуктивной, если она вынесет все металлы в зону общего рассеяния или отложит их в рассеянном виде. Зависимость процессов накопления продуктивного вещества в месторождениях от состояния динамической системы ставит образование месторождений в прямую связь с устойчивостью динамической системы, со способностью ее к саморегуляции как физической, так и физико-химической, с ее пространственной, термической, физико-химической стабилизацией. В связи с этим открывается возможность для анализа продуктивных флюидных динамических систем как устойчивых, саморегулирующихся динамических систем, характеризующихся определенными типами преобразований физических и физико-химиче-

* См. работу /Шарапов, Аверкин, 1990/, где подробно освещены эти проблемы.

ских состояний пространства системы, определенными типами зарождения, развития и отмирания ее основных зон*. Комплексирова термодинамические и кинетические методы исследования, можно поставить изучение таких систем на почву количественного анализа и получить при этом важные для геологического прогнозирования данные численных расчетов***.

Разработка геолого-физических моделей флюидных динамических систем и на их базе – моделей собственно физических и физико-химических динамических систем представляется как одно из весьма перспективных, хотя и очень трудоемких направлений развития геолого-физических и физико-химических исследований тех состояний и процессов, которые свойственны геологическим динамическим системам.

Однако наличия хороших переходных геолого-физических моделей и удачной трансформации их в систему собственно физических и физико-химических моделей еще недостаточно для того, чтобы вопросы физики и физикохимии процессов рудообразования и других геологических процессов развивались успешно***.

Чтобы решать конкретные геолого-физические и физико-химические задачи, необходимы конкретные знания многочисленных коэффициентов, потенциалов и т.д. К сожалению, геологи, занимающиеся этим, нередко вынуждены ограничиваться общими постановочными исследованиями, так как для конкретных расчетов они не располагают значениями соответствующих коэффициентов. В различных физических и физико-химических справочниках в основном приведены коэффициенты для тех веществ и материалов, с которыми имеет дело техника и почти не встречается геология. При этом соответствующие их значения приводятся обычно для условий низких температур и давлений. Поэтому перед геологией встала задача: получить необходимые ей коэффициенты путем большой экспериментальной и определительской деятельности на геологических материалах с применением давлений, температуры, флюидов и т.д., подобных геологическим. Такая работа в геологии еще разворачивается и ей должно быть отведено почетное место в планах физических и физико-химических исследований геологов. Но этого мало. Приступив к подобным исследованиям, геологи обнаружили, что многие из тех разделов физики и физикохимии, которые особенно необходимы для геологии сегодня, теоретически разработаны еще недостаточно****. Это, в частности, относится к

* Отсюда ясно, что Г.Л. Поспелов предвосхитил некоторые идеи синергетики. См. часть II.

** Очевидно, что это область приложения неравновесной термодинамики открытых систем.

*** Это чрезвычайно существенное замечание, его суть часто неполно понимается геологами.

**** Вообще говоря, эта ситуация мало изменилась за прошедшее время.

диффузии, роль которой в энергомассопереносе внутри земной коры, по-видимому, весьма велика.

Вообще теория энергомассопереноса в капиллярно-пористых средах, получившая значительное развитие за последние годы, все еще находится в состоянии, ограничивающем ее применение к сложным геологическим системам*. Даже решение сравнительно простых задач по эволюции теплового поля в ходе формирования и эволюции магматических тел сталкивается с такими методическими физико-математическими трудностями, которые заставляют ограничиваться пока решением лишь относительно примитивных задач и случаев, откладывая до будущего решение таких кардинальных вопросов, как, например, тепломассоперенос при гранитизации**.

Особенно широкие задачи встают в настоящее время перед геологами в области термодинамических и молекулярно-физических исследований***.

Как известно, термодинамика является первичным фундаментом всей физической науки. Так называемые начала термодинамики характеризуют общие закономерности превращения энергии в системах, состоящих из большого числа частиц – атомов или молекул. Поэтому на основе термодинамики можно производить самые широкие физические и физико-химические обобщения, не привлекая для этого какие-либо гипотезы относительно строения материи. В настоящее время наиболее разнообразной областью геологических приложений термодинамики является термодинамический анализ минеральных парагенезисов. Умножается число достаточно точных термодинамических расчетов полей устойчивости минералов при определенных изменениях термодинамических параметров в динамических флюидных системах, что расширяет возможности приложения термодинамических методов к вещественному анализу геологических систем. Это помогает отыскивать эффективные пути для моделирования саморегулирующихся в физико-химическом отношении динамических флюидных систем и определения их физико-химических типов, продуктивных на определенные минеральные парагенезисы. В последние годы начинают использовать термодинамику и для решения более общих задач геологии, в частности таких, как конечное направление развития сложных термодинамических геологических систем. Делается попытка разработки общих классификаций геологических явлений и процессов на термодинамической основе и т.д.

Однако, опуская при термодинамическом анализе молекулярный механизм процессов и его влияние на свойства геологических систем, геологи не освобождаются от необходимости как-то учитывать

* Справедливо и в настоящее время.

** Эта задача динамики уже решена /Шарапов, Голубев, 1976/.

*** Дальнейший текст является ярким свидетельством непонимания некоторыми геологами сути неравновесной термодинамики и ее соотношений с термостатикой, а также места в моделировании эволюции ЭРС.

эти механизмы при построениях исходных моделей. В самом деле, если не учитывать особенности молекулярной физики переноса компонентов, их сорбции, гетерогенный характер химических процессов и т.д., смешать показатели разных процессов, разных их стадий, разных физико-химических систем, то на этой искусственной основе можно пустить машину феноменологического термодинамического анализа на холостой ход, она отлично сработает, а конкретный результат анализа будет лишен реального содержания*.

Следует заметить, что молекулярная физика оказалась наиболее отстающим разделом в физических и физико-химических исследованиях геологических систем. Особенно это касается молекулярной физики граничных фаз, развивающихся в условиях влияния свободной поверхности энергии. Земная кора в целом (и особенно ее верхние зоны) представляет капиллярно-пористое тело, суммарная внутренняя поверхность которого колоссальна. Двумерное поле поверхностной энергии в ней огромно и по площади, и по величине. Никакие эндогенные геологические процессы, протекающие на молекулярном уровне, не обходятся без его влияния, которое особенно велико в области господства микро- и ультрамикрочапилляров. К сожалению, молекулярная физика граничных фаз долгое время оставалась почти незамеченной геологами и лишь в последнее десятилетие на нее обратили более или менее серьезное внимание. Поставленные в связи с этим экспериментальные исследования открыли некоторые новые для геологии явления; фильтрационный эффект, бестрещинное жиллообразование, нетектоническое дробление пород, сорбционный метасоматоз и др. Этими открытиями была намечена новая обширная область исследований, представляющая особый интерес для теории рудобразования и магматического замещения**.

Таким образом, развитие модельных представлений в геологии раскрывает широкие перспективы приложения к решению собственно геологических задач физико-математических и физико-химических методов исследования. Быстрый рост числа работ в данной области свидетельствует о том, что в геологии открывается новая страница знаний, характеризующаяся более тесным, чем ранее, взаимопроникновением геологических и физических наук. Это усиливает роль физического и физико-химического поиска в решениях геологических вопросов и вместе с тем повышает требования к методам геологии, в частности к методам геолого-физического моделирования. Наступают такие времена, когда геологам нужно переосмыслить многие факты, собрать новые, на которые ранее не обращали внимания.

* Автор здесь вполне последователен в своих заблуждениях, о которых я говорил выше.

** Типичное заблуждение, связанное с непониманием соотношений равновесной и неравновесной термодинамики.

§ 3. Некоторые особенности строения и развития рудопродуктивных магматогенных динамических флюидных систем

В этом разделе изложены представления Г.Л. Поспелова /Поспелов, Лапухов, 1971/ о классах ЭФС, которые изображены на рис. 31. Приведенный ниже текст мне представляется весьма показательным для дальнейшего анализа со следующих точек зрения: 1) он неплохо характеризует ситуацию в понимании проблематики на момент зарождения учения об эволюции ЭФС; 2) учитывая изложенное ниже, несложно увидеть успехи, достигнутые в его развитии за прошедшее время; 3) особенно наглядны заблуждения многих геологов, строящих генетические модели, но представляющих физику процессов тепло- и массообмена или довольно смутно, или весьма упрощенно. К сожалению, в последнее время в работах по моделированию эндогенного рудообразования общий уровень понимания проблематики оказывается не выше, чем в постановочных исследованиях Г.Л. Поспелова. Авторы этих моделей явно не знакомы с его работами, но до сих пор повторяют его заблуждения (см. цитированные материалы совещаний). Поэтому здесь и приводятся его соображения об эволюции ЭФС. Их лучше изложить в оригинале, чем заниматься пересказом, как часто делается при цитировании. В таком случае теряются многие важные моменты или остаются за бортом основания выдвижения того или иного тезиса (далее текст из работы /Поспелов, Лапухов, 1971/).

"Фильтрующая динамическая система флюидов обладает определенной гетерогенностью, которая может проявиться в форме струевого обособления в динамической системе некоторой фазы, обладающей наибольшей подвижностью (например, газовой). Процесс может развиваться даже в виде внутренней динамической дифференциации этих струй по плотности и составу фильтрующихся флюидов на систему сопряженных струй. Для того чтобы в гетерогенной динамической флюидной системе произошел пространственное обособление смешанных фаз*, отличающихся друг от друга по составу и состоянию, требуются определенные условия. В частности, необходим некоторый избыток определенных компонентов смеси по сравнению с тем, при котором процессы турбулентно-фильтрационного и диффузионного выравнивания составов аннулируют результаты процессов агрегации выделяющихся микрообъемов новой фазы. Такие условия, благоприятствующие струевой агрегации новых фаз, могут проявиться в ходе эволюции самой магматической динамической системы при изменении термодинамической обстановки. Они могут проявиться также и в результате "продувания" этой системы высокоподвижными флюидами, посту-

* Здесь строго следует говорить о флюиде, имеющем различные физические свойства (плотность, вязкость, температуру и т.п.) в локальных участках системы, а не "фаз" в нем, т.е. гетерогенном флюиде. Дальше эта неточность встречается в тексте Г.Л. Поспелова часто.

пающими из некоторого глубинного источника. В последнем случае процесс компактного струйного обособления этих компонентов внутри фильтрующейся колонны магматизирующих флюидов значительно облегчается. Он происходит раньше и ведет к развитию более устойчивых в пространстве и времени и более мощных "производных" конвективно-диффузионных динамических систем. Такие системы, представляющие более мелкие специализированные фильтрующиеся колонны внутри более крупных фильтрующихся колонн магматизирующих флюидов, могут играть роль тех "очагов", которые поставляют "постмагматические растворы". Образование таких колонн возможно и на ранней стадии развития собственно магматической колонны (т.е. жидкой магмы), вторгшейся снизу, путем ее "продувания" газами. Но условия для их возникновения в этом случае хуже, так как струйное обособление флюидов одного состава в объеме флюидов другого состава происходит в данном случае без участия пленочных эффектов и вообще кинетики пограничных фаз на границах флюид - твердое тело, что имеет место в фильтрующемся потоке*.

На магматическом этапе развития магматизирующей колонны флюидов, когда их энергия находится на уровне собственно магматического процесса, завершающегося образованием изверженных горных пород, участие струевых обособлений фаз, состоящих из высокоподвижных флюидов, может внести некоторые особенности в состав и структуру формирующихся изверженных пород и пород зоны контактового метаморфизма (например, обогатить их щелочами и кремнекислотой, привести к развитию такситовых или крупнопорфировых структур и т.д.).

После завершения магматического этапа - в "позднемагматическую" и "автометаморфическую" стадии, когда общий уровень энергии опускается ниже собственно магматического и когда заканчивается образование изверженных пород, начинается этап становления фильтрующейся колонны высокоподвижных и достаточно еще горячих флюидов в самостоятельную систему**. Последняя развивается внутри области развития бывшей фильтрующейся колонны магматизирующих флюидов, "выродившиеся" остатки которых принимают участие в этом процессе. Данная область представляет в это время нагретую капиллярно-пористую среду с порами, заполненными флюидами, наибольшее количество которых содержится в районе развития зародившейся еще в магматический этап и оформившейся к ее окончанию

* Обычное заблуждение - "граничные" взаимодействия фаз протекают всегда, когда есть фазовая граница.

** Толкование "этапов" в духе Р.Ниггли /Niggli, 1929 / явно не соответствует реальной динамике эволюции интрузивов /Шарапов, Аверкин, 1990/. Второе заблуждение - "уровень энергии" (т.е. той части, что тратится на "работу" системы) вовсе и не обязательно выше в "магматическую" стадию.

фильтрующей колонны высокоподвижных "послемагматических" флюидов. Остаточные поровые флюиды этой колонны не только трассируют путь сквозь изверженное тело к глубоким его горизонтам, но и образуют зону сквозной повышенной флюидопроводности – "тепловой флюидопроводник". Повышенные флюидопроводящие свойства последнего обусловлены динамическим состоянием пор (т.е. меняющейся во времени пористостью), высокой связанностью поровой системы, низкой вязкостью горячих флюидов и активизированной благодаря высокой температуре диффузией. Дальнейшее развитие системы породы флюидов сопровождается пленочным растеканием, диффузией и сорбцией поровых и межзерновых флюидов или их стягиванием по активным динамическим флюидным струевым системам. При этом в последних развивается по ходу движения флюидов определенная зональность*.

В нижней динамической системе, где происходит ее стягивание и концентрация флюидов в компактную струю, формируется ее корневая зона. В средней части развивается стволовая зона, где динамическая флюидная система четко индивидуализируется и где по ходу движения флюидов режимы стволового стягивания и растекания могут сменять друг друга или могут выдерживаться устойчивые режимы проходного потока. Вверху динамическая флюидная система рассеивается или вливается в региональную систему подземных вод, постепенно теряя свою индивидуальность. Это – зона рассеяния фильтрующей колонны**.

При динамической дифференциации такой фильтрующей колонны на систему соподчиненных и более концентрированных струй производные динамические системы также приобретают зональность. В них развиваются свои корневая и стволовая зоны и зона рассеяния. В результате возникает зональность как в поперечном сечении, так и по ходу движения динамической флюидной системы по типу "струя в струе". Плотность потока в такой системе увеличивается снизу вверх, в этом же направлении увеличивается роль структурного контроля, особенно со стороны хорошо развитых канальных флюидопроводников – трещинных зон, пористых толщ и т.д. На выходе из "теплого флюидопроводника" – предрудного интрузива – слабые участки фильтрующихся колонн рассеиваются, а более плотные струи продвигаются по эффективным флюидопроводникам в глубь вмещающей толщи. При этом они могут мобилизовать встретившиеся на пути подземные воды, в результате чего образуются более многоводные, но не менее нагретые потоки. В результате динамическая флюидная система может приобрести эндогенно-экзогенный характер. При соответствующем отношении режимов тепло- и массопереноса фильтрующаяся термогидроколонна может сохранить свою индивидуальность в ареале развития подземных вод вплоть до

* Решение задачи динамики конвективного плавления /Шарапов, Голубев, 1976/ показывает, что предлагаемое толкование должно быть существенно откорректировано.

** О видах верхнего граничного условия подробнее см. в гл. 3.

выхода на поверхность, о чем, в частности, свидетельствуют некоторые особенности развития современных гидротерм в вулканических областях*.

Продуктивная флюидная динамическая система представляет собой прежде всего такую систему, которая путем естественного отбора приобрела устойчивость, обусловленную в меняющихся физических и физико-химических условиях сложным механизмом ее саморегулирования. Одной из важных предпосылок, содействующих такой устойчивости, является пополнение массы ее за счет глубинных источников горячих флюидов, обеспечивающих длительную жизнь корневой зоны и сквозной характер системы, заложенный еще в магматическую стадию ее развития. Отмирание сложной многоструйной динамической системы начинается с корневой ее зоны и с наименее плотных и малоподвижных потоков, характеризующихся рассеянным распределением флюидов. Осевые, "ядерные" струи таких систем, обладающие наибольшей плотностью и устойчивостью, отмирают в последнюю очередь**.

Геохимическая потенциальная продуктивность системы, т.е. ее металлоносность, получается флюидами из разных источников. Такими могут быть глубинные источники, обеспечивающие дополнительное энергетическое и вещественное глубинное питание динамической системы; остаточные флюиды от колонны магматизирующих флюидов, мобилизующие рудное вещество, принесенное этими флюидами из глубины в магматический этап или унаследованное от замещаемой толщи ("металлогеническая специализация магм"). Металлы могут быть получены флюидной системой также в стволовой ее части, за пределами интрузива, путем мобилизации их из вмещающей толщи при ее переработке, особенно в этой толще имелось повышенное их количество. Таким источником могут служить также более древние рудные месторождения, регенерированные магматизирующими или немагматическими флюидами. Данная флюидная динамическая система может иметь какой-либо один источник металлов или несколько их источников — главных и второстепенных.

Однако одного наличия металлов в такой системе недостаточно для реализации ее продуктивности. Металлы могут отложиться в рассеянном виде, в результате чего образуются не месторождения, а первичные ареалы рассеяния, в которых металлов обычно содержится не меньше, а даже больше, чем в промышленных месторождениях. Такая реализация продуктивности динамических флюидных систем — явление достаточно распространенное, может быть даже более распространенное, чем реализация ее в виде рудных месторождений. При этом металлы могут быть вынесены динамической флюидной системой в динамическую систему пластовых подземных вод и могут дать

* Работы В.Т. Беликова /1988/, Хенли и Мак-Набба /1978/ или В.Н. Шарапова, Ю.А. Аверкина /1990/ позволяют считать, что нарисованная схема весьма далека от реальности.

** Существо такого "саморегулирования" систем обсуждается ниже в ч. II, главах 1 и 3.

начало пластовой минерализации, которую обычно бывает очень трудно отличить от гидротермально-регенерированных первично-осадочных скоплений рудных компонентов. Если стволовая зона магматогенной продуктивности флюидной динамической системы непосредственно выходит на поверхность, где и находится ее зона рассеяния, то она может дать начало эндогенно-экзогенным скоплениям руд, если рудные компоненты не рассеются. В таких случаях образуются месторождения вулканогенно-осадочного типа, характерные для районов развития вулканоплутонических комплексов.

Для того чтобы потенциальная продуктивность динамической флюидной системы была реализована с образованием эндогенных рудных месторождений, необходимы некоторые, благоприятствующие этому, условия*. К ним относятся прежде всего условия, при которых наиболее концентрированные металлоносные флюиды фазово обособляются в пространстве с образованием внутри динамической флюидной системы собственно рудоносных струй. Такое фазовое расслоение, в частности обособление более концентрированных растворов как фазы, отделенной межфазной границей от менее концентрированных растворов, наиболее эффективно проявляется в капиллярно-пористых средах за счет особенностей физики граничных слоев, представляющих особые динамические двумерные микросистемы, развивающиеся на границах флюид – твердое тело и жидкость – газ**. Так как формирование рудоносных струй внутри динамической флюидной системы требует времени, причем для геологических масштабов значительного, такие струи появляются не сразу, а на некотором этапе развития динамической системы. По-видимому, в первую очередь этим обусловлен тот почти универсальный факт, что процессы рудообразования развиваются в области формирования месторождений не с самого начала, а на некотором этапе, которому предшествует нерудный этап (скарнирование, раннее окварцевание, ранняя альбитизация, серпентинизация, хлоритизация, пропилитизация и т.д.).

Поздним развитием струевых обособлений собственно рудообразующих потоков в динамической системе во многом обуславливается и та известная самостоятельность месторождений, которая проявляется в рудных полях в виде случаев обособленного распределения гидротермально измененных безрудных пород – различных метасоматитов и собственно зон повышенного оруденения. Безрудные метасоматиты могут слагать самостоятельные тела, отдельно расположенные от рудных тел. Но здесь же по соседству они могут составить "рубашки", иногда довольно мощные, которые окружают рудные тела или включают в себя систему рудных тел. С другой стороны, "рудные метасоматиты" могут почти не сопровождаться безрудными ме-

* Подробно эта проблема обсуждена количественно В.С. Голубевым /1981/.

** В гидромеханике предполагаемые эффекты пока не изучены. Обычно "фазовое расслоение" рассматривается в динамике флюидов как ликвидирование, пузырение, испарение. Выше уже говорилось, как мы оцениваем эти тезисы Г.Л. Поспелова.

тасоматитами, образуя тела сливных или вкрапленных руд, почти лишенных оторочек околорудных пород^{*}.

Повышенная концентрация металлов в собственно рудообразующих струях в динамической флюидной системе имеет не абсолютное, а относительное значение. Это могут быть слабоконцентрированные растворы, продуктивная рудоносность которых требует длительного существования динамической продуктивной системы и длительно устойчивых режимов ее существования. Но это могут быть и высококонцентрированные растворы типа "рудных магм" Сперра или кристаллогидратных растворов, в которых растворенные компоненты и растворитель количественно почти сравниваются друг с другом. Такие растворы получены в последнее время не только экспериментально, но и из подземных источников. Высокоплотные растворы все более привлекают к себе внимание геологов, занимающихся проблемами рудообразования, и в некоторых случаях представления о них берутся в качестве основы для общих теоретических концепций промышленного рудообразования^{**}.

Процессы рудообразования из высококонцентрированных металлоносных растворов могут протекать достаточно быстро. Но это не значит, что жизнь продуктивной динамической флюидной системы может быть столь же короткой, за исключением предельных случаев, как при "выпрыскивании" таких растворов через трещины из некоторых гипотетических очагов, где они предварительно формируются и накапливаются. Образование струй высококонцентрированных растворов в многоструйной динамической флюидной системе может потребовать достаточно много времени.

Условия образования в динамической флюидной системе локализованных и устойчивых в пространстве и времени струй металлоносных растворов являются лишь предваряющими для развития эндогенных рудных месторождений. Они не исчерпывают необходимых для этого предпосылок. Такие струи могут выйти в зону рассеяния и рассеяться там, не приведя к образованию рудных месторождений. Для того чтобы такие месторождения сформировались, необходимы некоторые дополнительные условия как динамического, так и физико-химического характера. К динамическим условиям относится прежде всего условие локальной остановки и накопления, "нагромождения" металлоносных флюидов с развитием областей, имеющих застойные и полужастойные гидродинамические режимы при одновременном сохранении массообмена таких малоподвижных участков с динамическими участками струйной флюидной системы (с "рудопроводящими" структурами). Застойный и полужастойный режимы являются важной предпосылкой рудообразования, особенно метасоматического. Это связано с тем, что в основе метасоматоза лежат гетерогенные хи-

^{*} Дело скорее не в "струях", а в природе флюида – газы, солевые растворы, расплавы и т.п.

^{**} См., например, /Павлов, 1986/.

мические реакции, для которых лимитирующей стадией чаще всего является стадия диффузии, обеспечивающая подвод к точке реакции компонентов и отвод продуктов реакции*.

Физико-химические условия, при которых нарушается устойчивость раствора с образованием из него, путем кристаллизации или в результате его взаимодействия с твердыми или другими растворами, твердой фазы, т.е. рудных минералов. Такие условия многообразны, хотя и включают в себя сравнительно немного наиболее общих элементарных механизмов. К ним относятся: вступление растворов, мигрирующих градиентов температур и давлений, встречи их с химическими или каталитически активными породами или растворами другого состава; изменение химического состава движущихся флюидов в результате динамической дифференциации содержащихся в них компонентов под влиянием сорбционных, фильтрационных и других эффектов и т.д.

Условия, благоприятные для рудоотложения, могут появиться в любой морфогенетической зоне продуктивной фильтрующей динамической системы. Они могут возникнуть в зоне рассеяния, примеры чему уже приводились выше, или в корневой зоне. Последний случай имеет место прежде всего в рудно-магматических системах, формирующих позднемагматические или близкие к ним по виду месторождения, в которых магматическая и флюидно-рудная гидротермальная стадии развиваются в наиболее тесной физико-химической и пространственно-временной связи. Однако и в таких рудообразующих системах можно выделить свои корневые, стволовые зоны и зоны рассеяния. Тем не менее имеются системы месторождений, из которых одни развиваются в "корнях" общей динамической флюидной системы, а другие – в стволовой ее области, в удалении от корневых магматических тел.

Наиболее продуктивной по эндогенным месторождениям является стволовая зона фильтрующей колонны. Это относится как к положению месторождений относительно общего ствола многоструйной зональной динамической системы, так и стволовой части формирующейся внутри нее собственно рудообразующей флюидной системы, имеющей корни и ствол в ее верхах, т.е. в пределах общего ствола фильтрующей колонны. При этом максимальная продуктивность, вероятно, чаще всего развивается в зоне стволового растекания струевой колонны рудоносных флюидов. Такое растекание может произойти в результате ряда причин. Это может явиться следствием вступления потока в область более проницаемых пород, растекания его в стороны от главных флюидопроводящих систем в результате тектогенных гидроразрывов, натекания потока на флюидоупоры или "экраны", замедления движения и в результате фазовых расслоений с образованием "защемленных" пузырьков газов и капелек растворов, что ве-

* Об ошибочности этой трактовки мы уже говорили подробно /Шарапов, Аверкин, 1990/, количественно теория процесса конвективного рудоотложения разрабатывалась В.С. Голубевым /1981/ и В.Т. Беликовым /1988/.

дет к торможению фильтрации (эффект Жамена). Такие фазовые рас- слоения могут произойти в местах резких перепадов градиентов тем- ператур и давлений, при встрече растворов с химически активными породами и другими растворами, в результате которой происходит массивное выделение газов и т.д. При этом, если газов образуется много, они могут, с одной стороны, проталкивать растворы, а с дру- гой – вызывать так называемую фазовую проницаемость, при кото- рой, в частности, поровые растворы могут оставаться почти непод- вижными, а перемещаться будет в основном газ. Что касается само- расширения флюидной струи как основы, на фоне которой развивают- ся струи, сходящиеся на один или несколько корней рудного поля, то такое поведение газовой-жидкой системы в капиллярно-пористых средах возможно только при некоторых сравнительно узких парамет- рах, поскольку "фазовая проницаемость" может привести к отдель- ному движению в таких средах жидкостей и газов, как это хорошо известно из практики газовой-нефтяных месторождений. По-видимому, для большинства рудообразующих систем, создающих метасоматиче- ские и штокерково-вкрапленные месторождения, характерны зоны стволового растекания, обусловленные некоторой суммой однонаправ- ленных причин. Что касается брекчий, довольно часто встречающих- ся в пределах таких зон, то многие из них связаны с брекчирова- нием коры при внедрении магм или являются метасоматическими псевдобрекчиями, так что взрывное саморасширение флюидов при их бурном фазовом расслоении в зоне рудообразования возникает в масштабе только в особых случаях, в частности при наличии сквоз- ных выходов системы на поверхность.

Зоны стволового растекания рудообразующих флюидов, связан- ные с наложением однонаправленно действующих причин, вызываю- щих многоструйное рассеяние динамической системы (без ликвида- ции ее целостности и геохимической активности), могут возникать в значительном отдалении от корневых зон. Но они могут развиваться почти непосредственно вслед за корневыми зонами*.

Таким образом, в отличие от классической "очаговой" концеп- ции (рудоотложения флюиды поступают в уже готовом для рудоот- ложения виде из некоторых "остаточных" и других очагов, эволюция которых вместе с переменной тектонических режимов рудопроводящих трещинных путей определяет стадийность рудообразующего процесса) концепция продуктивных динамических флюидных систем исходит из идей общего зонального, стадийного и длительного развития. Для магматогенных систем заложение и развитие рудообразующих флюид- ных струй тесно связаны с общим процессом развития магматичес- кой системы, включая ее очаговые зоны. При этом оно многова- риантно и многоформно и характеризуется не только однонаправлен- ными, но и встречно направленными и перекрестными формами дви-

* Динамика рудоотложения на геохимических барьерах подробно рассмотрена в работах /Голубев, 1981; Шарапов, Аверкин, 1990/.

жений флюидов в таких системах*. Такая система появляется в результате сложного отбора, при котором выживают наиболее устойчивые системы, достигшие состояния саморегулировки. Потенциальная продуктивность таких систем и ее реализация зависят от сочетания целого ряда условий. Поэтому компактные минералообразующие динамические термогидросистемы образуются реже, чем неустойчивые, рассеивающиеся динамические системы, а собственно рудообразующие среди них проявляются еще реже. При этом возможности для вариаций в строении и развитии таких систем создают предпосылки к тому, что каждое месторождение в группе однотипных, в том числе сингенетичных, является индивидуальным. В результате в рудных полях часто имеются наборы месторождений, рудопроявлений и зон гидротермального метаморфизма, значительно различающихся между собой, несмотря на их тесные генетические связи. С другой стороны, обособленные друг от друга в рудном поле месторождения часто характеризуются не только общими свойствами, но и закономерными связями, свидетельствующими об участии в их образовании общей, объединяющей их динамической флюидной макросистемы".

По тексту цитированных работ Г.Л. Поспелова я был вынужден сделать замечания или разъяснительные сноски в случаях, когда сформулированный тезис противоречит современным результатам, полученным в проведенных физических или численных экспериментах. В некоторых моментах утверждения Г.Л. Поспелова связаны с заблуждениями, вызванными недостаточным знакомством с известными теперь результатами линейной и нелинейной неравновесной термодинамики (часть которых выявилась после его смерти). Впрочем, этим дефектом страдают и современные обзоры /Синяков, 1987; и др./ и специальные монографии, где рассматривается генезис эндогенных месторождений /Овчинников, 1988; и др./. Мне хотелось бы обратить внимание геологов на более осторожное употребление "утвердительного наклонения" и отличать "мнения" от подтвержденных в физическом или численном эксперименте физических эффектов, влияющих на локализацию или интенсификацию рудоотложения, о которых говорится в работе. Нужно подчеркнуть и то, что многие такие замечания стали возможными после проведения в последние 15 лет большого объема теоретических работ и анализа физических экспериментов, выполненных физиками уже после публикации цитированных статей Г.Л. Поспелова. Отметим также, что лишь в последние годы в результате специальных усилий физиков появляется теоретическая база для анализа эволюции рассматриваемых эндогенных систем /Беликов, 1988; Аверкин, Доровский, 1989/.

* Весьма сомнительное утверждение. Подробнее возможные ситуации обсуждаются во второй части работы (см. раздел о граничных условиях эволюции ЭФС).

Флюидные рудообразующие системы являются частным случаем открытых магматогенных систем. Поэтому в данном разделе мы обсудим существующие подходы в описании эволюции магматогенных систем, уделив больше внимания специфике флюидных.

Глава 1

ОБ ОБЩИХ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗВИТИЯ МАГМАТОГЕННЫХ СИСТЕМ

Изложенное выше позволяет утверждать, что геологи начинают осознавать существо развития эндогенных явлений не только как пространственно-временную функциональную связь, описывающую систему термодинамических переменных, но и как вполне определенную смену в спектре структурно-упорядоченных вещественных изменений, обусловленных диссипативными процессами, протекающими в геологически термодинамических открытых системах. Именно со сменой таких структур связывают эволюции магматогенных систем /Генетические модели..., 1983, т. 1, 2; Динамические и физико-химические модели..., 1983; Построение..., 1987/. Важно отметить, что при этом предполагается принципиальная возможность количественного описания динамических процессов, приводящих к причинно-следственным связям в развивающейся системе.

Мы уже говорили ранее, что исследования в таком направлении сопряжены с рядом существенных трудностей. Основу их составляют следующие обстоятельства. Геолог занимается конструированием развития системы только по сохранившимся следам ее существования. При этом никогда точно не известно, какой комплекс физических и химических явлений привел к выявленной при картировании горных пород структурно-вещественной реализации развития конкретной эндогенной системы. Вторая сложность генетического анализа состоит в зависимости теоретических исследований от уровня развития фундаментальных наук, поскольку для построения генетической модели явления геолог всегда пользуется накопленной в физике и химии экспериментальной информацией и развитым в этих науках теоретическим аппаратом. Наконец, при геологическом моделировании важно иметь унифицированный метод описания, который одинаково применим к ана-

лизу эволюции любой (произвольной) эндогенной системы. В качестве такого аппарата нами выбран феноменологический термодинамический подход /Теплообмен..., 1972; Голубев, Шарапов, 1974; Шарапов, Голубев, 1976; Шарапов, Черепанов, 1986; Шарапов, Аверкин, 1990/, который, как правило, и используется геологами по мере его совершенствования и развития для описания конкретных систем /Коржинский, 1955; Николаев, Доливо-Добровольский, 1961; Смит, 1968; Shimaizu, 1959-1961; и др./. Более того, часто геологический объект можно выделить таким образом, что для описания его развития с точки зрения термодинамики необратимых процессов достаточно приближения так называемых открытых термодинамических систем. В таких системах возможны стационарные неравновесные состояния, которые характеризуются постоянными потоками. Как известно /Гуров, 1978; Николис, Пригожин, 1979/, для этого достаточно, чтобы окружающий термодинамический резервуар был "достаточно емкостительным". Последнее обстоятельство гарантирует необходимую медленность изменения "входящих" в рассматриваемую систему внешних потоков. Такой подход позволяет выявлять возникающие в развивающихся системах диссипативные структуры, зафиксированные следы которых, собственно, и исследуются геологами. С другой стороны, в последние годы в необратимой термодинамике возникло новое направление – синергетика, связанное с генетическим анализом возникновения и эволюции аналогов диссипативных структур открытых термодинамических систем. Геологи уже начали использовать в качестве генетических построений ее идеи и подходы /Беляев, 1983; Merino, 1986; Доровский, 1987; Шарапов, Доровский, 1990/. В связи с этим представляется важным обсудить ряд аспектов построения количественных моделей эволюции и синергетического подхода в магматогенных системах, что мы и попытались сделать /Шарапов, Доровский, 1990/. Здесь из проведенного анализа отметим лишь самое существенное для дальнейшего изложения.

§ 1. Вводные пояснения и замечания

Поскольку в дальнейшем употребляются не ставшие еще в эндогенной геологии общепринятыми термины и понятия, мы вынуждены сделать необходимые замечания и пояснения.

Ниже открытой эндогенной системой будем называть область в недрах Земли, в которой происходят процессы диссипации энергии, переноса тепла и массы, а также продуцирования энтропии. И что наиболее существенно – продуцирование энтропии происходит в условиях, когда из внешней среды к системе подводятся ненулевые внешние потоки. Такие процессы сопровождаются в границах выделенной области необратимыми изменениями структуры и состава пород.

Иными словами, магматогенная открытая система является особым построенной целью "естественной единицей" развития направленного преобразования вещества коры и верхней мантии Земли.

Все открытые магматогенные системы имеют единообразную

структуру: зону переноса тепла и массы, а также область энергетической диссипации /Shimazu, 1959-1961; Поспелов, 1962, 1971/. Каждая магматогенная система имеет свой термодинамический режим эволюции, обусловленный видом внешних потоков энергии и вещества, которые сопровождаются формированием устойчивой или меняющейся со временем структурой системы. По характеру изменения термодинамических параметров режимы эволюции могут быть: нестационарными (термодинамические параметры непостоянны со временем в произвольной точке системы) и стационарными (установившимися, не изменяющимися со временем).

Нестационарные режимы могут быть ординарными, периодическими или носить характер так называемых режимов с обострением. Последние, следуя терминологии ряда авторов /Змитриенко, Михайлов, 1988; Курдюмов и др., 1988/, будем называть S-режимами. Стационарные режимы, в свою очередь, могут быть как устойчивыми, так и неустойчивыми.

Мы уже говорили, что при построении количественных моделей эволюции магматогенных систем приходится учитывать существующий в настоящее время уровень развития теоретического аппарата термодинамики открытых систем. В частности, существующая сейчас теория открытых систем /Гуров, 1978; Стратанович, 1985; и др./ рассматривает системы в приближении, когда постоянная времени изменения внешних по отношению к системе потоков много больше характерных времен изменения внутренних термодинамических переменных рассматриваемой системы. Собственно, этими приближениями и может располагать геолог при количественном анализе развития ЭРС.

Отмеченное обстоятельство позволяет в качестве первого шага при количественном анализе исследовать выделенную геологическую систему в стационарных внешних условиях. На следующем этапе исследований, зная возможные состояния системы для стационарных условий, можно проследить за ее динамикой в условиях медленно меняющихся внешних потоков.

Очевидно, что случаи развития, характеризующиеся иными соотношениями системы и окружающей среды, должны иметь другой метод описания. В общем случае для систем, характеризующихся сосредоточенными параметрами A_a , динамические уравнения можно свести к виду /Стратанович, 1985/

$$\frac{dA_a}{dt} = f_a[A_1, A_2, \dots, A_S; I^{\text{ext}}(t)], \quad (1)$$

где $I^{\text{ext}}(t)$ - внешние потоки. В стационарных условиях

$$I^{\text{ext}}(t) = I_0^{\text{ext}} = \text{const}$$

имеем

$$\frac{dA_a}{dt} = f'_a(A_1, A_2, \dots, A_S; I_o^{ext}). \quad (2)$$

Из уравнения (2) видно, что в системе возможны стационарные неравновесные состояния с $A_a = A_a^0 = \text{const}$, удовлетворяющие уравнению

$$f'_a(A_a^0; I_o^{ext}) = 0. \quad (3)$$

Для примера обсудим простейшие случаи эволюции открытой системы. Может случиться, что стационарные состояния могут достигаться одномерностью выделяющих открытую систему границ, например поток тепла сквозь жидкость, заключенную между двумя бесконечно протяженными плоскостями, отстоящими друг от друга на расстоянии "1" (рис. 32, а). Деформируем плоскости так, чтобы получить "гофрированную" форму (см. рис. 32, б). В таком случае структура решения аналога уравнения (3) полностью отразит полученную геометрию границ. В этих случаях небольшое возмущение внешних границ системы приводит только к небольшому возмущению в области В распределения внутренних параметров. При этом можно говорить о существовании некоторой ординарной "термодинамической ветви" эволюции открытой системы, для которой имеется устойчивое решение типа (3). Это весьма продуктивный подход, развивающийся на современном этапе анализа эволюции эндогенных систем.

Собственно в рамках такого рода решений были получены все имеющиеся в эндогенной геологии описания тепловой эволюции магматогенных систем /Jager, 1956-1961; Shimazu, 1959, 1961; Schneiderhön, 1934; Голубев, Шапов, 1974; Динамика..., 1988; и др./. На ней базируются постулаты теории метасоматической зональности, динамики дифференциации магм и описания контактового и регионального метаморфизма /Reverdatto et al., 1970, 1972; Коржинский, 1963; Шапов, Черепанов, 1986; и др./.

Вернемся к обсуждению возможных ситуаций для системы (см. рис. 32). Будем увеличивать значения I_o^{ext} до I_{*}^{ext} . Существующие в системе термодинамические флуктуации в условиях $I_o^{ext} < I_{*}^{ext}$ затухают, обеспечивая тем самым одномерной структуре устойчивость. В условиях $I_o^{ext} > I_{*}^{ext}$ могут оказаться неустойчивыми флуктуации с выделенным характерным размером. В результате возникает пространственная диссипативная двумерная структура. При этом мелкомасштабные флуктуации носят устойчивый характер, т.е. постоянно возникают во времени и затухают. Такая структура будет существовать в некотором интервале $I_{**}^{ext} < I_o^{ext} < I_{*}^{ext}$, после чего существующая устойчивая ячеистая структура разрушится и в системе могут возникнуть нестационарные колебательные движения флюида.

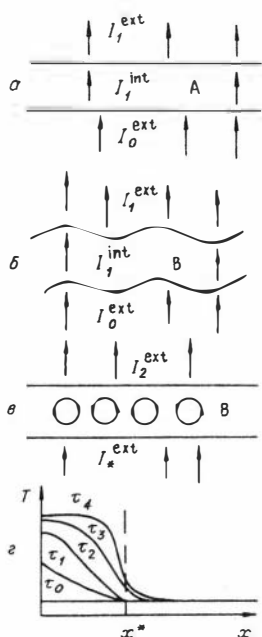


Рис. 32. Типы структурирования в открытых системах в зависимости от характера потоков энергии, подводимых к ним.

а – устойчивость внутренней начальной структуры при докритических потоках и постоянстве морфологии границ системы; б – устойчивость внутренней структуры при докритических величинах потоков и слабой деформации границ; в – изменение внутренней структуры в системе после потери устойчивости начальной структуры; г – формирование со временем "стоячей" тепловой волны при развитии режима с обострением.

В случае, представленном на рис. 32, в, говорят о существовании "периодической термодинамической ветви" решений (3). В магматогенных явлениях наглядными примерами такого рода диссипативных структур могут служить расслоенные интрузивы /Шарков, 1980; Уэйджер, Браун, 1970/, ритмически-зональные скарновые и иные метасоматические рудные и нерудные образования /Коржинский, 1953; Лапин, 1976; Нарсеев, 1973; Шабынин, 1974; и др./. Количественное описание динамики формирования ритмической зональности изверженных пород предложено для квази-эвтектик и котектик /Шарапов, Исаенко, 1977; Шарапов, Черепанов, 1986/. В общем плане появление такого рода структур обсуждал Е. Мерино /Merino, 1986/, а для формирования руд – А.А. Беляев /1983/.

Наиболее сложные случаи, когда развитие диссипативных структур происходит на фоне больших значений амплитуд. Такие значения A_α возникают на нестационарном самоускоряющемся фоне. Характерная особенность таких процессов состоит в следующем. При некоторой реализации потоков $I_o^{ext} = \text{const}$ временные или пространственные (для случая распределенных параметров) производные A_α в некоторых точках системы за конечное время t_x могут обратиться в бесконечность /Змитриенко, Михайлов, 1988; Курдюмов и др., 1988; Курдюмов, Малинецкий, 1988/. Весьма наглядным примером такого рода является случай нагрева среды, в которой при определенной температуре происходят объемные химические реакции с поглощением или выделением тепла (см. рис. 32, г). Необходимо обратить внимание на то, что в таком режиме формируется "стоячая" температурная волна. В ней со временем возрастает температура при весьма незначительном оттоке тепла из области разогрева. К обсуждению возможности проявления S-режима при эволюции магматогенных систем мы вернемся позже. Возможность проявления

данных режимов в магматогенных системах (в том числе и ЭФРС) – совершенно новое обстоятельство, которое требует особого внимания при изучении структуры магматогенных систем.

В настоящее время появление той или иной устойчивой структуры в открытой магматогенной системе полезно анализировать с точки зрения как вида потоков энергии и массы, так и вида сопряженных процессов структурирования в эволюционирующей системе. С этих позиций мы прокомментируем особенности эволюции некоторых уже достаточно полно количественно изученных случаев развития магматогенных систем. В отношении вида потоков они четко подразделяются на два специфических класса, имеющих резко различные особенности синергетики.

§ 2. Развитие и синергетика закрытых по массе магматогенных систем

В данном разделе обсуждаются черты эволюции магматогенных систем, с которыми обычно имеет дело геолог при полевых исследованиях. Из их числа будем иметь здесь в виду лишь те, которые не сопровождаются интенсивным ретроградным кипением магмы, а их воздействие на вмещающие породы отвечает "изохимическому" контактовому метаморфизму /Ревердатто, 1970/. Изучение такого рода систем с точки зрения синергетики сводится в основном к выявлению природы и динамики формирования зональности контакто-метаморфизованных пород и дифференциации магмы в интрузивных телах /Shimazu, 1961/. При этом в толковании природы фаций контактового метаморфизма пока не имеет удовлетворительного теплодинамического объяснения термодинамический режим образования спуррит-мервенитовой и пироксен-роговиковой фаций, породы которых формируются в интервале температур от 600–700 до 1000 °C /Ревердатто, 1970/. Заметим, что при ординарном режиме контактового воздействия магматического тела на вмещающие породы в условиях гипабиссальной или субвулканической магматических фаций глубинности прогрева такого рода температуры во вмещающих породах возникать не должны /Голубев, Шарапов, 1974; Шарапов, Аверкин, 1990; Reverdatto et al., 1970, 1972/. Учитывая сказанное, можно предположить, что в ряде случаев при охлаждении магмы в камере может возникать S-режим прогрева вмещающих пород.

На рис. 33 приведены теоретические кривые температурных фронтов при ординарном и S-режиме изохимического контактового метаморфизма. Учитывая условия развития S-режима /Курдюмов и др., 1988/, приходим к заключению, что его проявление при контактовом метаморфизме вполне вероятно при соблюдении следующих условий: 1) магма должна иметь максимально возможную температуру солидуса и широкий интервал температур ликвидус–солидус; 2) объемные метаморфические реакции должны протекать с высокой скоростью; 3) разность температур между начальной температурой магмы и вмещающих пород должна быть велика; 4) зависимость теплопроводности пород от температуры в данном интервале должна быть существенна; 5) время прогрева не может быть "велико".

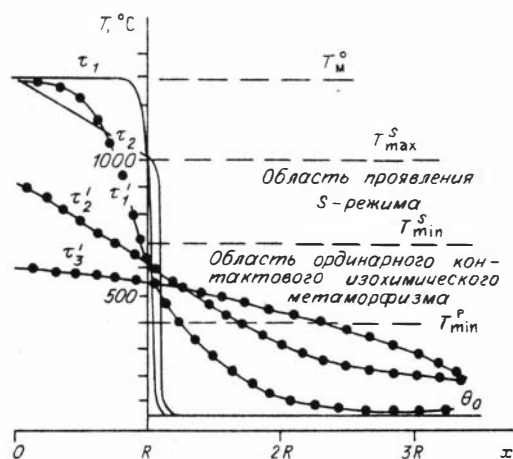


Рис. 33. Характер проявления температурных волн при ординарном контактовом метаморфизме (кривые с точками) и развитии режима с обострением (гладкие кривые).

τ - фиксированные моменты охлаждения интрузивного тела; T_M^0 - начальная температура магмы; $T_{\max}^S$ - максимальные величины температур, развивающихся на контакте вмещающих пород

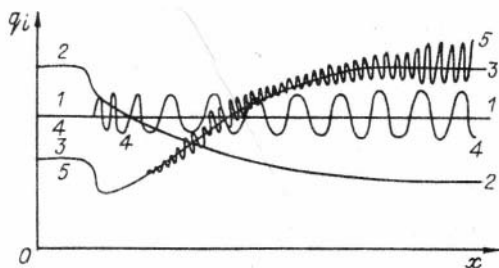
при затвердевании магмы ($T_{\min}^S \rightarrow T_M^S$ - температура солидуса); $T_{\min}^S$ - минимально возможные температуры на контакте вмещающих пород при ординарном режиме охлаждения интрузива; $T_{\min}^P$ - минимальная температура реакции метаморфизма; θ_0 - начальная температура вмещающих пород; 0 - R - полуширина интрузивного тела.

Для рассматриваемого случая контактового метаморфизма перечисленные условия как будто бы соблюдаются, отсюда следует предположение о реализации S-режима при формировании указанной фации пород.

Обсудим возможные виды диссипативных структур, возникающих при кристаллизации тел изверженных пород в термодинамических условиях различных магматических фаций глубинности. На рис. 34 приведены типы концентрационных кривых распределения петрогенных компонентов в изверженных породах /Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 1980/. Решенные уже задачи динамики дифференциации магм позволяют дать последовательное термодинамическое истолкование наблюдаемой синергетики магматических тел /Шарапов, Черепанов, 1986; Динамика..., 1988; Shimazu, 1961; White et al., 1971/.

Если исключить из рассмотрения известные в изверженных породах "наложенные" изменения их первичного состава и структуры, то в магматических телах (в зависимости от размера, глубины охлаждения, формы и положения тела к горизонту, а также состава жидкости, заполнившей камеру) в первом приближении можно указать пять предельных типов кривых распределения содержаний компонентов в породе /Шарапов, Исаенко, 1977/: 1) при бездиффузион-

Рис. 34. Типы диссипативных структур в массивных интрузивных телах в зависимости от начального состава расплава, размеров и морфологии тела, термодинамических условий его охлаждения.



1 - однородная концентрационная кривая при бездиффузионном режиме кристаллизации; 2 - квазиравновесная кривая изменения состава пород при направленной кристаллизации анхизвтекติก; 3 - квазиравновесная кривая изменения состава пород при кристаллизации котектических магм в уплощенных горизонтально залегающих телах; 4 - ритмическая кривая изменения состава при кристаллизации квазиэвтекติก в диффузионной области направленной кристаллизации; 5 - ритмическая кривая кристаллизации котектических магм в диффузионной области направленной кристаллизации.

ном режиме направленной кристаллизации появляется распределение типа 1 (см. рис. 34); 2) кристаллизация квазиэвтектики в диффузионной области направленной кристаллизации дает распределение типа 4, а в равновесной - типа 1; 3) кристаллизация котектики в квазиравновесной области без сегрегации ранних "плотных" минералов приведет к появлению распределения типа 2; 4) кристаллизация котектики при наличии сегрегации ранних минералов приведет к кривой 3, а при наличии концентрационного переохлаждения - к кривой 5.

Особенно сложные ситуации возможны при кристаллизации котектик. Число реализаций диссипативных структур может быть больше числа случаев, показанных на рис. 34. Действительно, реальный вид концентрационных кривых зависит от соотношения скоростей движения фронтов ликвидуса и солидуса в охлаждающемся магматическом расплаве. Дополнительное усложнение состава пород может быть также связано с так называемым "двойным диффузионным" разделением магм /Chen, Turner, 1980/, которое является типичной диссипативной структурой. Усложнение состава пород проявляется еще и при проявлении термоконвекционных токов /Шарапов, Черепанов, 1986/ и ряда других гидродинамических эффектов, влияющих на локальные изменения состава кристаллизующейся жидкости /Динамика..., 1988; Шарапов, Черепанов, 1986/. Отметим, что обобщенно синергетика развития закрытых по массе магматических систем пока количественно не описана, хотя имеется много качественных описаний /Динамика..., 1988; Шарков, 1980/.

§ 3. Синергетика открытых по энергии и массе магматогенных систем

В настоящее время предполагается существование двух структурно-динамических типов для открытых по энергии и массе магматогенных систем /Овчинников, 1988; Смирнов, 1982; Шарапов, Черепанов, 1986; Шарапов, Аверкин, 1990; White, 1957, 1971/: 1) смешанно-флюидных, 2) рещиклинговых. Синергетика вторых подробно обсуждена в ряде широко известных работ /Нортон, Кетлс, 1982; Norton, Knight, 1977/, поэтому мы не нашли нужным специально обращаться к этому вопросу. Случай эволюции и синергетика смешанно-флюидных систем пока не имеют замкнутого количественного описания, хотя качественные синергетические схемы их эволюции уже обсуждались /Поспелов, 1962, 1971/.

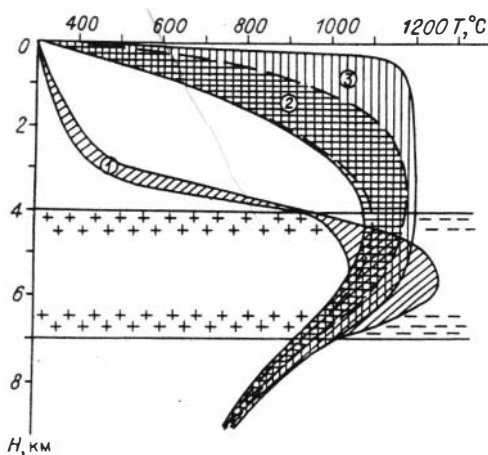
Количественно в первом приближении рассмотрена динамика эволюции лишь ретроградного кипения магм в горизонтальных плоских гранитоидных интрузивах /Averkin et al., 1989/. На основе проведения численных экспериментов удалось установить ряд термодинамических режимов эволюции плутонов, которые относятся к двум термодинамическим ветвям – ординарной и периодической. На рис. 35 показаны различные типы тепловых волн для предельных по масштабам и типам ретроградного кипения случаев в магматических телах. Примечательно то, что при периодическом режиме кипения имеются малые изменения в температурной кривой прогрева вмещающих пород. Характерно, что при конвективном прогреве пород динамика температур характеризуется отсутствием режима с обострением. Следовательно, в данном отношении магматогенные системы, открытые по массе, существенно отличаются от закрытых. Однако в магматогенных флюидных системах проявляется иная, чрезвычайно сложная синергетика в "массовых потоках", когда происходят гетерогенные химические взаимодействия флюидов и пород в области неизотермической фильтрации.

В отношении изменения концентраций компонентов при эволюции флюидных систем проявляются практически все типы термодинамических режимов, о которых говорилось выше. Динамика образования ординарных концентрационных кривых детально исследована В.С. Голубевым /1981/ практически для всех типов кинетики взаимодействия флюидов и пород. Им показано, что в случае взаимодействия с породами недосыщенных флюидов по потоку образуется подвижная концентрационная волна "растворения – отложения", амплитуда и вид которой определяются кинетикой реакций. В случае формирования стационарного температурного фронта возможно проявление S-режима концентрации.

Условия развития ритмических "диффузионных" текстур при метасоматозе или реакции взаимодействующих поровых флюидов исследованы А.И. Васильевой /1970/. Модель брасселятора ко времени проведения этих экспериментальных работ еще не была известна, поэтому наблюдаемые результаты были истолкованы с точки зрения формальной волновой интерференции с хорошим согласованием тео-

Рис. 35. Динамика температурного поля в системе при проявлении ретроградного кипения магмы в горизонтальном плоском теле /Шарапов, Аверкин, 1990/.

1 - начальное содержание воды в магме 1 мас. %; 2 - начальное содержание воды в магме 2,5 мас. %; 3 - начальное содержание воды в магме 3,5 мас. %. Крестиками отмечены изверженные породы, прерывистыми линиями - расплав.



рии и эксперимента. Естественно, теперь эти явления более последовательно могут описываться на основе модели брюсселятора /Николис, Пригожин, 1979; Пригожин, 1985/. Отметим, что модель А.А. Беляева /1983/ формально также может быть использована для описания этого процесса при условии раскрытия кинетики реакций.

Заметим, что наиболее "большим" аспектом описания динамики массообмена в рудообразующих системах является очень слабое экспериментальное изучение реакций растворения, отложения и замещения минералов в процессах взаимодействия "флюид - порода". Собственно, этим, с одной стороны, объясняются слабые приложения развитых теорий тепломассообмена в трещинно-пористых средах для целей описания эволюции эндогенных рудообразующих систем, а с другой - разработанностью проблемы задания начальных и граничных условий эволюции ЭРС.

Глава 2

НАЧАЛЬНЫЕ И ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ЭНДОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

Мы уже неоднократно говорили о том, что ЭРС, в том числе и ЭФРС, возникают при определенных термодинамических условиях в литосфере к моменту зарождения системы. Их в задачах динамики эволюции систем принято называть "начальными" (распределение температуры, давления, физические свойства тел и их структура). Указывалось также, что ЭФРС занимает определенное пространство со своей геометрией, т.е. имеет границы, на которых она обменивается с окружающей средой теплом и массой.

Эти условия эволюции ЭФРС называют "граничными". Определение начальных и граничных условий эволюции ЭФРС является нетривиальной, а часто специальной задачей моделирования развития эндогенных систем. Ситуации, которые типичны для постановок задач динамики развития ЭФРС, будут обсуждаться в данном разделе, поскольку этот вопрос стал актуальным в связи с развитием численного моделирования эволюции ЭФРС. При этом рассматриваются лишь те ситуации, физика которых достаточно ясна.

§ 1. Виды начальных и граничных условий, рассматриваемых в задачах динамики развития ЭФРС

В соответствии с характером взаимодействия системы с окружающей средой, "изолированной" от нее границами, в теории тепло- и массообмена рассматривается несколько видов граничных условий, которые конкретизируются в соответствии с тем, какого рода потоки анализируются (тепла, массы, импульса). Наиболее обычный и распространенный случай - описание теплообмена между системой и средой. В этом случае для описания переноса тепла внутри системы с помощью уравнений переноса энергии, массы и импульса в любой момент времени после начала теплообмена между системой и средой необходимо, кроме геометрии системы, знать распределение температуры внутри системы в начальный момент (начальное условие) в обмене энергией и закон теплового взаимодействия между окружающей средой и системой на ее границах (граничное условие /Гуров, 1978; Стратанович, 1985/).

Строго граничные условия получают посредством интегрирования уравнений переноса внутри системы по ее граничным контурам. Во многих практических приложениях, в том числе и известных решениях задач динамики тепломассообмена ЭРС, часто такая операция так или иначе совершается не из соображений учета реального вида процессов, а скорее умения исследователя решать ту или иную задачу. За небольшую еще историю решения таких задач уже тем не менее создались определенные "штампы", которые без достаточных оговорок "кочуют" из одной работы в другую. Поэтому полезно обсудить наиболее важные случаи задания начальных и граничных условий эволюции ЭРС.

Обсудим этот вопрос на примере наиболее часто рассматриваемой в эндогенной геологии задачи теплообмена - охлаждения интрузивного тела после заполнения камеры в относительно холодных породах земной коры. Возьмем наипростейшую ситуацию - трещина в полимиктовых песчаниках "мгновенно" заполнилась базитовой жидкостью на небольшой глубине от поверхности земли. Ширина магматического тела $2b = 1$ м.

За начальный момент времени в анализе динамики охлаждения этого интрузивного тела примем окончание движения жидкости в вертикальном трещинном канале. По нормали к его поверхности распределение температур во вмещающей среде без существенной погрешности может быть принято постоянным, а T - отвечающей T_{Π} по-

род на рассматриваемой глубине $(T_0 + \Delta T_{h,p})$, где T_0 - температура на поверхности земли, $\Delta T_{h,p}$ - приращение температуры пород на глубине h от поверхности земли. Задание температуры магмы (T_M) в момент времени t по сечению дайки - задача существенно более сложная, поскольку распределение температуры в потоке жидкости в канале зависит от динамики интрузии. Положим, что заполнение трещины было столь стремительным, что при прекращении движения температура магмы на границе с породой очень мало отличается от T_M в остальном объеме тела. Это наиболее часто встречающееся допущение из-за незнания динамики интрузии. Тогда, выбрав начало координат в центре магматического тела, можем записать следующие начальные условия для рассматриваемой системы и окружающей среды:

$$\left. \begin{aligned} T_M|_{x=0,b} &= T_M^0 = \text{const}; t = 0, \\ T_{\Pi}|_{x>b} &= T_{h,\Pi}^0 = \text{const}; t = 0. \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

Для решения задачи описания изменения температуры в магматическом теле и вмещающей среде (если имеется и в этом необходимость) следует дополнительно указать условие теплообмена на границе интрузива $x = b$ со временем, а также на "большом" удалении от контакта интрузива. Для рассматриваемого нами случая возможно несколько способов его задания: 1) можно указать закон изменения температуры (граничное условие "первого рода"): $T_{b,t} = f(t)$; 2) можно определить (задать) плотность теплового потока (граничное условие "второго рода"): $q_{b,t} = f(t)$.

Для описания динамики прогрева вмещающих пород при охлаждении дайки необходимо определить, как ведет себя температура или тепловой поток со временем на таком удалении от контакта, где тепловое возмущение от охлаждающейся дайки практически не сказывается: $t > 0$; $T_{\Pi}|_{x \rightarrow \infty} = T_{h,\Pi}^0 = \text{const}$ - граничное условие первого рода на "бесконечности"; $t > 0$; $\frac{\partial q}{\partial t}|_{x \rightarrow \infty} = 0$ - граничное условие

второго рода на "бесконечности".

В задачах описания динамики теплообмена в эндогенных системах имеются случаи, когда приходится рассматривать теплообмен между движущимся потоком горячей жидкости (например, магмы в трещинной плоскости) и вмещающих пород.

Обратимся к уже описанному случаю. Допустим, что заполнение трещины магмой было не столь быстрым, чтобы мы могли пренебречь ее теплообменом для задания "начального" распределения температур в поперечном сечении дайки к моменту прекращения движения магмы в трещинном канале. Тогда нам необходимо решить дополнительную задачу о динамике теплообмена потока магмы со стенками

магмовода. При задании закона теплообмена на границе потока со стенками магмовода необходимо учесть характер конвективного теплообмена между движущейся и покоящейся средой в простейшем случае при постоянном тепловом потоке (граничное условие "третьего рода"). Физика теплообмена между такими средами весьма сложна, поэтому в теории теплообмена ее характеризуют некоторой эффективной величиной, которую называют коэффициентом теплообмена (α):

$$q = \alpha (T_M - T_P). \quad (5)$$

α численно равен количеству тепла, отдаваемого (получаемого) единицей площади теплообмена между средами в единицу времени при разности температур между ними в один градус. Обычно α определяется экспериментально. Для некоторых случаев теплообмена величины q и α могут быть вычислены по полуэмпирическим уравнениям, а суть связи q с движением жидкости можно показать из известных нам соотношений /Кутателадзе, 1970/:

$$q = -\lambda_M \left(\frac{\partial T_M}{\partial x} \right)_b \cdot \ln \frac{-\lambda_M (T_M - T_P) \cdot \ln}{\delta} = \alpha (T_M - T_P), \quad (6)$$

где δ - условная толщина "пограничного слоя" магмы. Величина α зависит от скорости течения магмы и ее физических свойств. Следовательно, коэффициент теплоотдачи существенно зависит от скорости перемещения жидкости в канале. Отмеченные виды граничных условий, наиболее часто встречающиеся в задачах описания динамики теплообмена в эндогенных системах, рассмотрены подробнее в ряде работ /Кутателадзе, 1970; Крестьянинова, 1968; Мугалиев, 1968; Эккерт, Дрейк, 1961; и др./. Заметим, что граничное условие третьего рода употребляется для описания условий теплообмена между лавовыми озерами и атмосферой, потоками лавы и морской воды при подводных излияниях и т.п. Для ЭФРС о виде граничных условий теплообмена мы будем говорить ниже специально.

Сходным образом задаются граничные условия для потоков массы и импульса, где вместо температуры, коэффициента теплоотдачи вводятся "свой" потенциалы и характеристики. Необходимый минимум физических параметров, используемых при решении задач динамики эволюции ЭФРС, приведен в табл. 6 и рисунках в главе 3 (часть II).

§ 2. Граничные и начальные условия развития ЭФРС с сопряженными источниками тепла и массы

При описании динамики эволюции ЭФРС задание начальных и граничных условий, адекватных или близких реальным процессам, в первую очередь зависит от глубины и последовательности генетической ("геолого-физической") модели рассматриваемого типа систем /Шарапов, 1988, 1989; Шарапов, Доровский, 1990/. В предельных случаях среди генетических типов ЭФРС, классифицированных по нали-

Таблица 6. Физические параметры и некоторые их величины, используемые при решении задач динамики эволюции ЭФРС

Параметр	Обозначение и размерность	Величина (см.гл. 3)
1	2	3
Площадь ЭФРС	$S; \text{м}^2; \text{м}^2$	$10^3 - 10^5$
Вертикальная протяженность ЭФРС		
а) коровые	$\Delta h; \text{м}; \text{м}$	$10^3 - 2 \cdot 10^3$
б) мантийные	$\Delta h; \text{м}; \text{м}$	$2 \cdot 10^3 - 6 \cdot 10^3$
Вертикальная протяженность базитовых интрузивов	$\Delta h; \text{м}; \text{м}$	$10^2 - (4-7) \cdot 10^3$
Вертикальная протяженность гранитовых и гранитоидных массивов	$\Delta h; \text{м}; \text{м}$	$10^3 - (5-8) \cdot 10^3$
Плотность базитовых магм	$\rho_{\text{м}}, \text{кг/м}^3$	2700
Плотность гранитоидных магм	$\rho_{\text{м}}, \text{кг/м}^3$	2400
Плотность базитовых пород	$\rho_{\text{п}}, \text{кг/м}^3$	2900
Плотность гранитоидных пород	$\rho_{\text{п}}, \text{кг/м}^3$	2600
Средняя теплоемкость изверженных горных пород	$C_p, \text{Дж}/(\text{г} \cdot \text{К})$	
Теплопроводность гранитоидных пород	$\lambda_{\text{п}}, \text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$	
Теплопроводность базитовых пород	$\lambda_{\text{п}}, \text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$	
Теплопроводность кислого стекла	$\lambda_{\text{м}}, \text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{град})$	
Теплопроводность основного стекла	$\lambda_{\text{м}}, \text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{град})$	
Теплопроводность вмещающих пород	$\lambda_{\text{п}}, \text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{град})$	
Теплоемкость вмещающих пород	$C_p, \text{Дж}/(\text{г} \cdot \text{К})$	
Коэффициент усадки при затвердевании магмы	$\epsilon, \text{об. \%}$	5-10
Теплоемкость флюида	$C_p^{\text{ф}}, \text{Дж}/(\text{г} \cdot \text{К})$	
Температуропроводность флюида	$\lambda_{\text{ф}}, \text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$	

Окончание табл. 6

1	2	3
Динамическая вяз- кость флюида	μ , Н/(м·с)	
Коэффициент сжимаемости флюида	$\beta_{\text{ф}}$, кг/м ³	
Кинематическая вязкость флюида	ν , м ² /Н	
Коэффициент фильтрации пород	$k_{\text{ф}} = k_{\text{р}} \rho / \mu$, м/с	
Проницаемость породы	$k_{\text{р}} = \mu k / \rho = \nu k / g$, м ²	
Пьезопроводность породы	$a_{\text{п}} = k_{\text{р}} / \mu \beta^*$; м ² /Н	
Коэффициент упруго- кости пород	$\beta^* = \kappa \beta_{\text{ф}} + (1 - \kappa) \beta_{\text{п}}$, м ² /Н	
Модуль линейного сжатия (растяжения) породы	$E_0 = 1 / \beta_{\text{п}}$, Н/м ²	
Коэффициент линейного сжатия (растяжения) по- роды	$\beta_{\text{п}}$	
Пористость пород	κ , %	
Эффективная (открытая) пористость пород	κ , $m_{\text{эф}}$, %	
Удельная поверхность породы	$\omega_{\text{с}}$, м ⁻¹	

чению совмещения источников энергии и флюида, можно выделить следующие /Шарапов, 1989/: 1) метаморфогенные, 2) ортомагматические, 3) мантийно-магматогенные. Задание начальных условий для них по смыслу процедуры более или менее одинаково – для “начального момента” времени в эволюции системы для конкретного вида разреза литосферы задаются условия первого или второго рода (см. выше). Их выбор осуществляется на основе имеющейся суммы знаний об условиях и характере процессов тепло- и массопереноса для структурно-фациальных зон континентов или морфоструктур океанического дна и строения литосферы. Они так или иначе описаны и широко обсуждаются в работах, посвященных геодинамике, физике земных недр и т.п. /Любимова, 1968; Артюшков, 1979; Земля..., 1974; и др./. Обратимся к наиболее общему случаю структуры ЭФРС (см. рис. 31, а, IV) /Шарапов, 1989/. Для него можно предвидеть, исходя из существующего генетического знания об отмеченных выше видах ЭФРС, ряд ситуаций в задании граничных условий.

Для контактово-метаморфогенных и метаморфогенных ЭФРС сложность задания граничных условий (пока отвлечемся от обсуждения характера тепло- и массообмена на боковых границах системы) относительно переноса тепла и массы состоит в том, что они существенно различны для начальных и конечных моментов эволюции метамор-

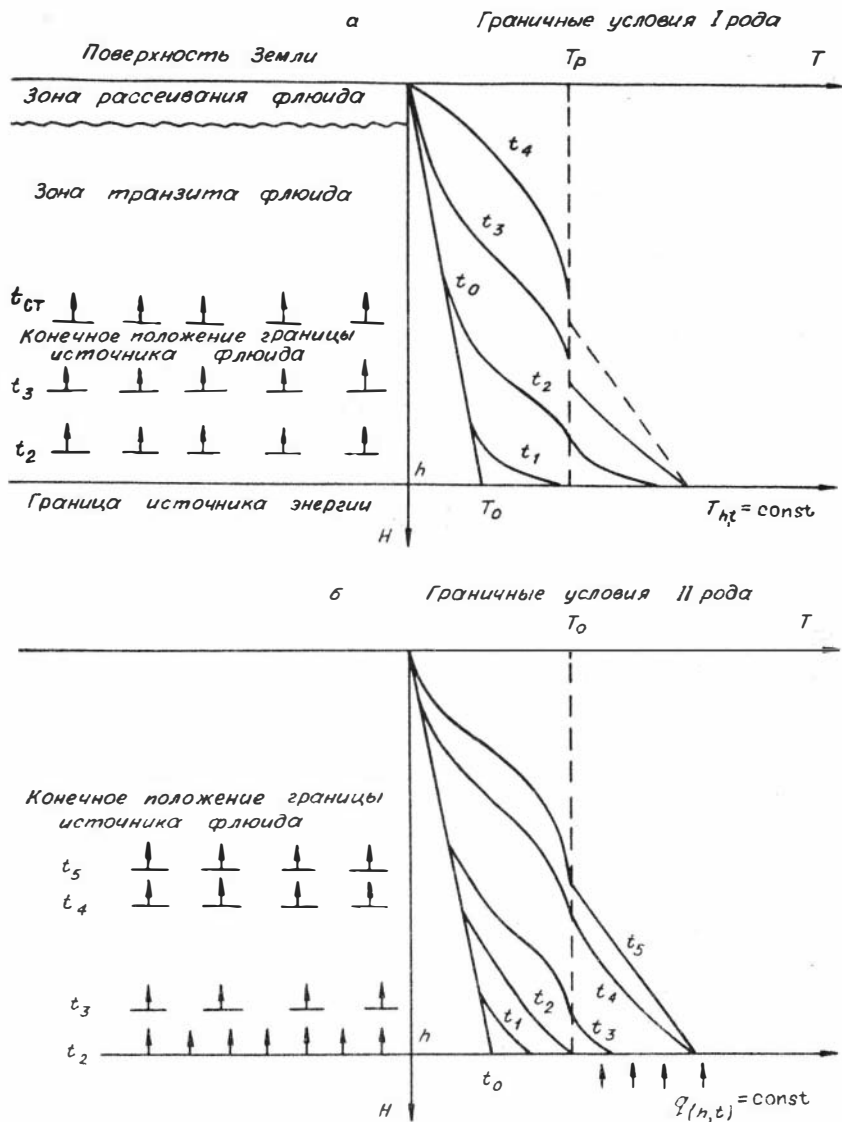


Рис. 36. Начальные и граничные условия эволюции мезоморфогенных флюидных систем.

а – на нижней границе системы задан закон изменений температуры; б – на нижней границе системы задан тепловой поток.

фогенной ЭФРС. Обратимся к случаю задания граничных условий первого рода (задаются температуры). На рис. 36, а приведена возможная картина относительного положения в пространстве со временем

границ источников тепла и массы, а также обязательной реализации четырех этапов эволюции такого рода систем: 1) начального – есть источник энергии, но нет источника флюидов; 2) нестационарного – проявляется источник флюида (движущий фронты реакций дегидратации, декarbonатизации), перемещающийся от границы источника энергии вверх по разрезу земной коры; 3) стационарного – достижение границы реакции “предельного” положения в данной системе в разрезе земной коры, затухание выделения “метаморфогенного” флюида; 4) конечного нестационарного – охлаждение недр после истощения ресурсов источника энергии.

Задание граничных условий второго рода (тепловые потоки и их плотности) при описании развития системы приведет, естественно, к качественно сходной картине процесса. Иным будет лишь изменение температуры со временем на границе источника энергии (см. рис. 36, б).

Следовательно, основной проблемой задания граничных условий при описании эволюции метаморфогенной ЭФРС является значение зависимости реакции дегидратации или иной реакции выделения летучего при метаморфической перекристаллизации в результате нагрева породы известного состава от температуры и давления. На основе рассмотренных условий можно записать уравнения сохранения тепла и массы в системе. Уравнение сохранения импульса может быть получено из рассмотрения “работы” источника флюида и физических свойств пород в разрезе коры над источником. Для решения задачи динамики переноса флюида в породах необходимо указать или давление в выделяющемся флюиде, или его расход (удельную скорость) при выходе из “источника”, т.е. на границе прекращения реакции. Автору пока не известны теоретические работы, в которых указанные проблемы задания граничных условий в метаморфогенных флюидных системах были корректно решены. Имеющиеся попытки качественного описания динамики эволюции метаморфогенных ЭФРС /Белевцев и др., 1972; и др./ полезны, но еще далеки от требований теории подобия.

Эволюция ортомагматических ЭФРС обсуждается давно, но для полноценного описания динамики их развития еще предстоит преодолеть достаточно много сложностей в задании граничных условий тепло- и массообмена. Основная проблема здесь состоит в том, чтобы количественно описать отделение флюида от магмы при ее охлаждении после заполнения магматической камеры. В этом процессе может быть несколько случаев в зависимости от начального состава магмы и вмещающих пород /Соболев и др., 1967 и др.; Смит, 1968; Николаев, Доливо-Добровольский, 1961/: 1) внедряются насыщенные летучими “перегретые” магмы (T_0 магмы много больше T ликвидуса при давлениях в жидкости в момент заполнения камеры); 2) недосыщенные летучими магмы внедряются в карбонатные (солеродные, сульфатсодержащие и т.п.) толщи и ассимилируют некоторый объем карбонатных пород и другие содержащиеся в них летучие, что вызывает пересыщение расплава в эндоконтактной области CO_2 и другими летучими. Недосыщенные летучими магмы охлаждаются в интрузивной камере без существенной ассимиляции вмещающих пород.

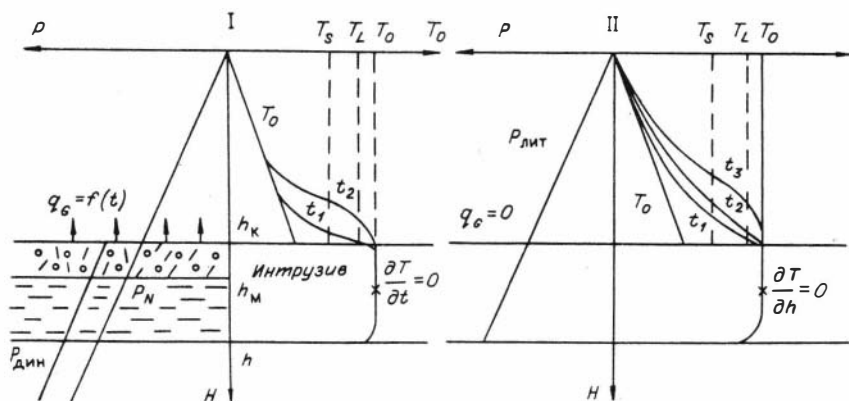


Рис. 37. Начальные и граничные условия температурной эволюции магматической системы при пересыщении расплава летучими после заполнения камеры или ассимиляции (I) или барботирования магмы летучими ("сквозьмагматические флюиды" по Коржинскому) (II).

Для каждого из этих случаев характер зарождения и развития ЭФРС окажется неодинаковым в начальные моменты, а следовательно, и задание граничных условий необходимо проводить в соответствии с различиями физики тепло- и массоотдачи от "источника", т.е. интрузивного тела. Отметим наиболее важные аспекты для обозначенных случаев.

Задание граничных условий для случая охлаждения и кристаллизации интрузива, магма которого после прекращения движения оказалась пересыщенной летучими при "снятии" динамического напора и установления гидростатического равновесия в резервуаре, — достаточно сложная задача. Очевидно, можно предвидеть ряд этапов развития ортомагматической флюидной системы, связанных со становлением такого рода массивов (рис. 37): 1) начальный — отделение от расплава флюида в форме пузырьков в зоне от h_N до h_K , где расплав оказался пересыщенным; 2) охлаждение интрузива у верхнего контакта без кипения, когда весь "избыточный" против P_N флюид в области кипения покинул интрузив, а температура на верхнем контакте массива еще не достигла температуры ликвидуса (T_L), но поток пузырьков от нижнего фронта кристаллизации не достиг верхнего контакта; 3) кристаллизация и ретроградное кипение у верхнего и нижнего фронта T_L с развитием второй волны магматического флюида; 4) смыкание фронтов T_S и прекращение ретроградного кипения.

Для каждого из отмеченных этапов эволюции источника энергии и флюида в ЭФРС необходимо задавать свои граничные условия первого или второго рода.

Задание граничных условий при наличии ассимиляции сходно с уже показанным на рис. 37. В данном случае область пересыщения

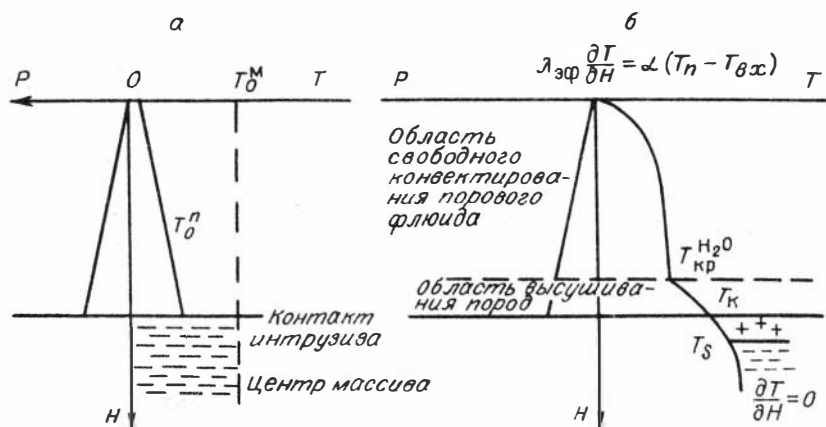


Рис. 38. Начальные (а) и граничные (б) условия температурной эволюции "контактово-метаморфических систем" в отсутствие ретроградного кипения магмы.

будет совпадать в первом приближении с зоной поглощения карбонатных или иных пород, содержащих малорастворимые в магме летучие. Этапы эволюции "источника" тепла и флюида аналогичны таковым массивов, расплав которых оказался к моменту прекращения движения флюида пересыщенным летучими.

По-видимому, наиболее распространен тип эволюции источника флюида и энергии в ортомагматических флюидных системах: охлаждение интрузивов, магма которых после заполнения камеры недосыщена летучими (рис. 38–40). Интерпретация этих ситуаций изложена в монографии В.Н. Шарапова и Ю.А. Аверкина /1990/. Поэтому здесь, вероятно, нет необходимости подробно комментировать цитированные выше схемы. Обсудим вопрос о задании граничных условий эволюции ЭФРС на боковых и верхней границе области их существования.

Следует с сожалением указать, что до сих пор проблема задания граничных условий взаимодействия ЭФРС с окружающей средой не решена даже на качественно-физическом уровне, что заставляет при решении задач динамики прибегать к далеко идущим упрощениям и допущениям.

Обратимся к рис. 31, где показаны структурно-динамические типы ЭФРС. Здесь для боковых границ зафиксированы качественные виртуальные (возможные) виды взаимодействия ЭФРС с окружающей средой при их эволюции в отношении характера обмена на боковых границах теплом и массой. Однако показать действительную реализацию из числа возможных с описанием механизма смешения магматогенного и порового флюидов нельзя, поскольку не ясна физическая картина этого процесса для горных пород. Поэтому при решении задач динамики используется два приема: 1) рассматриваются одно-

The diagram shows a horizontal beam of length \$H\$ with a triangular load \$T_0\$ acting downwards. The load intensity is zero at the left end \$B\$ and increases linearly to \$T\$ at the right end. The beam is supported by a fixed support at \$B\$ and a roller support at the right end. The internal forces are calculated at sections \$T_3\$, \$T_2\$, and \$T_0\$.

Section	Normal Force (\$N\$)	Shear Force (\$Q\$)	Bending Moment (\$M\$)
\$B\$	0	0	0
\$T_3\$	+	+	+
\$T_2\$	+	+	+
\$T_0\$	+	+	+

The table also includes a section labeled "расчет" (calculation) with a sign convention for bending moment: positive for compression on the top and tension on the bottom, and negative for tension on the top and compression on the bottom.

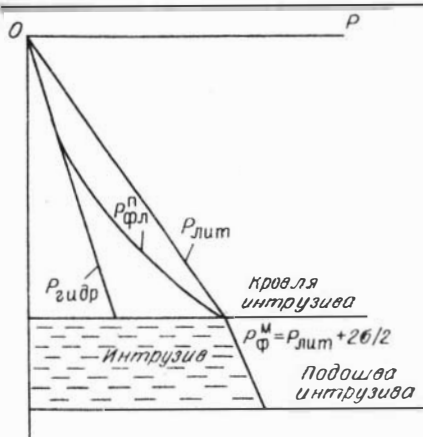


Таблица 7. Термодинамические условия разгрузки термальных

Модель	Геологические условия в зоне разгрузки	Граничные условия
1	Система активного водосбора – сточные озера, ручьи, реки. Активно обтекающий термальные площадки водный (атмосферный) поток	I рода (T)
2	Отсутствие активного обтекания. Относительно "неподвижные" и стратифицированные водоемы со слабыми стоками, грифоны, кратерные озера, пробуживающие источники	I рода (T)
3	Разгрузка мощных газовых фумарол и паровых струй в атмосферу. Скорость потока флюида сравнима с таковой внешней среды. Класс самых высокотемпературных термопроявлений	II рода
4а	Зоны смешения глубинного потока флюида с водоносным горизонтом, большими мощностью и расходом. Структуры типа газового плюмажа фазовыми переходами по его контуру. Область максимальных градиентов всех термодинамических и физико-химических параметров	I рода (T)
4б	То же, при мощном тепломассопотоке, когда возможно "пробивание" фазовой границей всей мощности водоносного горизонта	III и II рода

образования на геохимических барьерах. Поэтому Ю.А. Аверкиным /1989, 1990/ был специально проанализирован этот вопрос (табл. 7). Им выделено четыре "предельные" модели "разгрузки" (рассеивания) ЭФРС.

1. Разгрузка ЭФРС на поверхности в зоне активного водосбора поверхностных вод (ручьи, озера, проточные болота и т.п.). В таком случае флюидный поток, выходящий из трещиновато-пористых пород, обтекается ("смывается") холодным потоком поверхностных вод. При этом реализуется граничное условие третьего рода, для которого оценивается коэффициент теплообмена α .

2. При отсутствии на поверхности земли активного водосбора на поверхности образуются термальные площади с испарением в атмосферу из грифонов, термальных луж, кипящих ("прыгающих") источ-

Коэффициент теплообмена, Дж/(м ² ·с·град)	Физическая модель	Ссылки на физические эксперименты
$10^3 \div 10^4$	Турбулентный пограничный слой со вдувом равной интенсивности. "Пленочная теория"	Мугалиев, 1968; Кутателадзе и др., 1988; Крестьянинова, 1968, 1973
$5 \cdot 10^2 \div 2,5 \cdot 10^3$	Естественная конвекция в сплошной среде с турбулентным теплообменом в отсутствие интенсивной вынужденной конвекции	Лжалурия, 1983; Гершуни, Жуховицкий, 1972
При 10^{-2} м/с	Турбулентный пограничный слой с очень интенсивным вдувом (предельная ситуация модели 1)	Мугалиев, 1968
$10^{-2} \div 5$	Естественная конвекция в насыщенных пористых средах различной геометрии с нижней нагревающей поверхностью и наличием фильтрации через нее высокотемпературного флюида	
$10^{-3} \div 0$	То же, когда тепловой поток вдуваемого флюида достаточно велик	

ников и т.п. При таком виде разгрузки в зависимости от скорости течения флюида на выходе из пород может реализоваться широкий спектр значений α . Для некоторых случаев удается получить "разумную" его оценку, но в целом определение α лежит в плоскости полевых наблюдений и эта задача еще далека от решения.

3. Разгрузка флюидного потока проходит на поверхности в форме выходящих струй (фумаролы, "курильщики" и т.п.), рассеивающихся в воздухе или воде. Теоретическое описание такого типа разгрузки чрезвычайно сложно, нет и удовлетворительных полевых наблюдений. Поэтому в конкретных случаях приходится прибегать к упрощенным постановкам (задание граничных условий первого или второго рода), основываясь на некоторых опытных данных о расходах флюида и его температуре на устье паровых и тому подобных потоков из трещин или скважин.

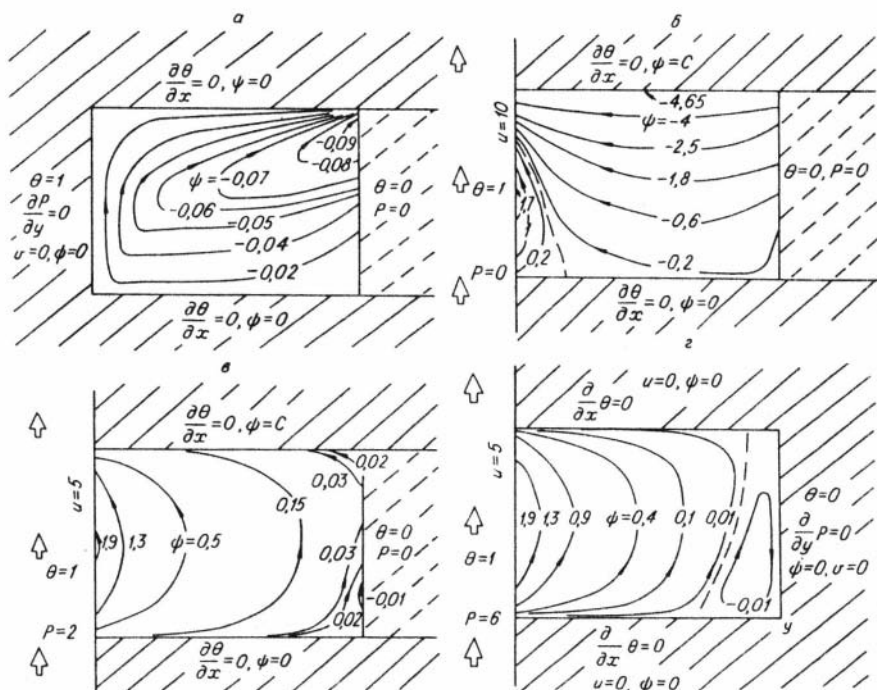


Рис. 41. Изменение характера токов свободной конвекции в слое при изменении граничных условий.

а – вид линий тока (ψ) в поровой жидкости в проницаемой толще, нагреваемой непроницаемой магматической дайкой с безразмерной температурой контакта θ ; v – скорость фильтрации; P – давление; y , x – пространственные координаты; б – вид линий тока в поровом флюиде ($-\psi$) и область во вмещающих породах, куда “заходит” напорный поток магматогенного флюида (ψ) из флюидопроводника (стрелки); в – область проникновения магматогенного потока флюида в слой проницаемой вмещающей породы ($\psi > 0,02$); г – вид линий тока в проницаемом слое вмещающих пород магматогенного (ψ) и порового ($-\psi$) флюидов, примыкающем к флюидопроводящей зоне, где поток магматогенного флюида имеет указанные на рисунке параметры: u – скорость течения в проводящей зоне, P – “избыточное” безразмерное давление, θ – безразмерная температура.

4. Смешение магматогенного и порового флюидов в трещиновато-пористых породах при наличии напорного потока порового флюида. Физическая картина этого процесса, как и его теплообменные характеристики, лишь начинают анализироваться. В этом плане следует отметить работу Ю.А. Аверкина /1990/. На рис. 41 показан характер тепломассообмена на границе потока магматогенного флюида и

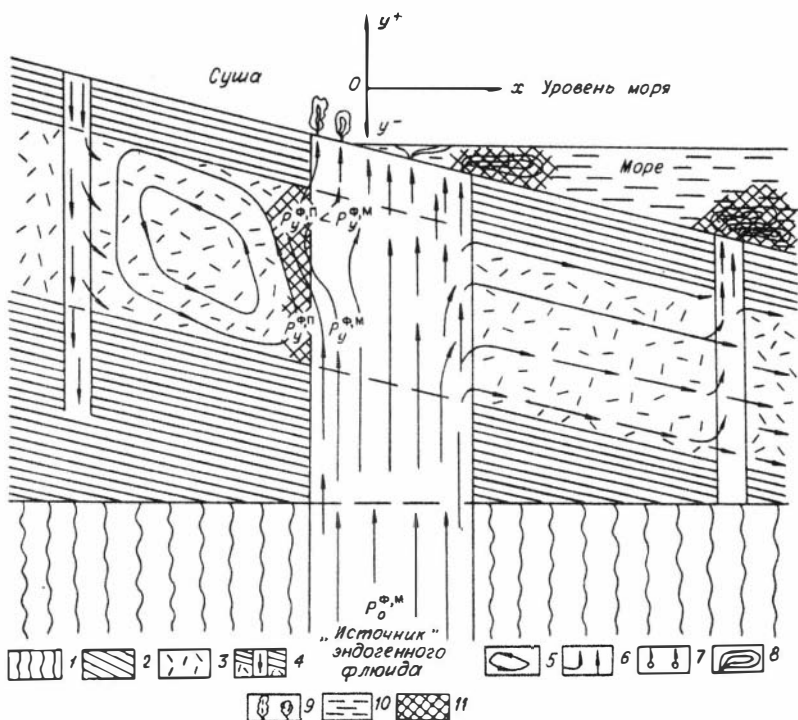


Рис. 42. Возможные виды взаимодействия потока эндогенного флюида, фильтрующегося из "источника" к поверхности земли через слоистый разрез верхней земной коры по разлому.

1 – породы кристаллического фундамента; 2 – слоистые слабо проницаемые породы верхней коры; 3 – проницаемые толщи верхней коры; 4 – флюидопроводящие зоны (разломы); 5 – токи свободной конвекции порового флюида; 6 – направление токов поровых флюидов; 7 – направление токов магматогенных флюидов; 8 – выходы термальных источников на морском дне; 9 – выходы термальных источников на поверхности земли; 10 – толщина морских вод; 11 – области смешения флюидов; $P_y^{ф, п}$ – давление в поровом флюиде; $P_y^{ф, м}$ – давление в магматогенном флюиде; $P_y^{ф, м} > P_y^{ф, п}$.

разогретых поровых вод. Анализ полученных численных данных заставляет сомневаться в больших масштабах массообмена на боковых границах магматогенных флюидных систем с поровыми водами (флюидами).

Ю.А. Аверкиным /1990/ показано, что в зависимости от соотношений скорости течения флюида по проводящей зоне и разницы давлений формируются достаточно разнообразные взаимодействия порового раствора и эндогенного флюида. Если отсутствует напорный

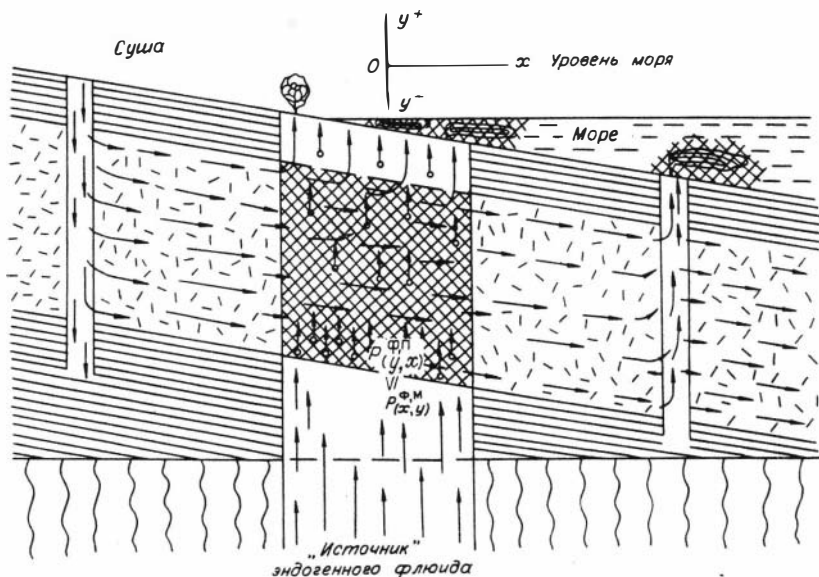


Рис. 43. Характер развития термальной системы при условии

$$p^{\text{ф, м}} < p^{\text{ф, п}}.$$

Усл. обозн. см. на рис. 42.

поток (см. рис. 41, а), но флюидопроводящая зона нагрета, в проницаемом пласте формируется конвекционная ячейка. При наличии напорного неізотермального потока во флюидопроводящей зоне и близкой к нулю разнице давлений между поровым раствором и потоком флюида развивается узкая зона "входящего" потока в пласте, сопряженная с крупной конвекционной ячейкой разогретого порового раствора (см. рис. 41, б). Если давление в потоке эндогенного флюида выше, чем в поровой жидкости, в проницаемом пласте образуются различной ширины области "входящего" потока и сопряженные с ней конвекционные ячейки порового раствора (см. рис. 41, в, г). Во всех случаях возможные зоны смещения в однородно-проницаемой среде чрезвычайно малы. Это, по существу, области диффузионного обмена. Соответственно и их роль в рудоотложении должна быть скромной.

Обобщение уже полученных экспериментальных данных [Кирдяшкин и др., 1989] и результатов указанных численных экспериментов позволяет указать следующие возможные виды смещения или граничного взаимодействия поровых и магматогенных флюидов (рис. 42–45).

На рис. 42 обобщены типичные ситуации "разгрузки" гидротермальных систем на суше и морском дне и взаимодействия магматогенного флюида с поровыми растворами. Имеется два таких крайних случая: 1) давление в магматогенном флюиде выше, чем в поровом, и в наклонных от флюидопроводящей зоны пластах (слоях) происходит полное вытеснение поровых растворов с формированием "побочной" тер-

Рис. 44. Возможные области смешения флюидов при $R^{\Phi, M} > R^{\Phi, П}$.

Усл. обозн. см. на рис. 42.

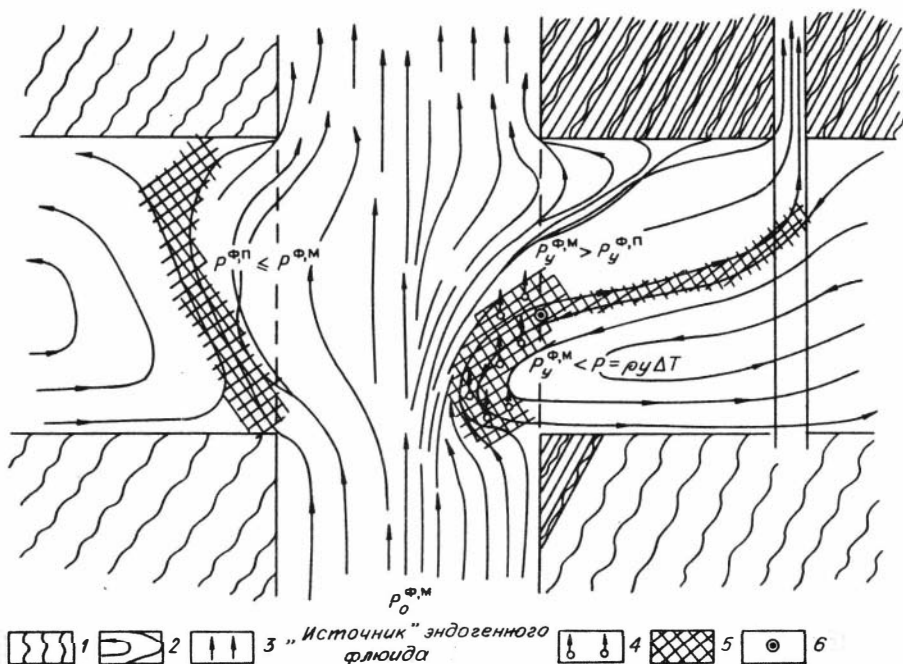
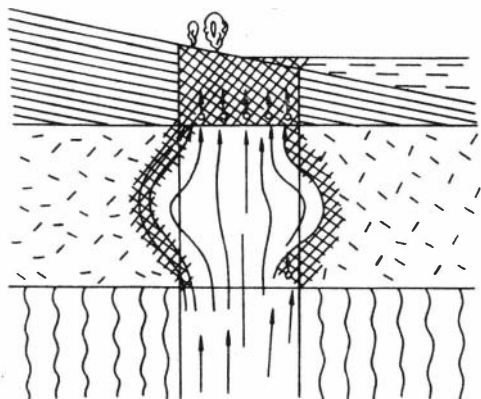


Рис. 45. Возможный вид функций тока при различных соотношениях величин $R^{\Phi, M}$, $R^{\Phi, П}$.

1 - непроницаемые породы; 2 - линии тока свободно конвектирующих поровых флюидов; 3 - линии тока магматогенного флюида; 4 - участки барботирования эндогенного газа через поровый раствор; 5 - области смешения флюидов; 6 - точка "инверсии" на границе потока магматогенного флюида, $R^{\Phi, M} \equiv R^{\Phi, П}$.

мальной системы; 2) образование рециклинговой ячейки (ячеек) в проницаемой сложной толще и вытеснение на некотором расстоянии от напорного потока во флюидопроводящей зоне поровых растворов. Область смешения весьма мала.

На рис. 43 зафиксирована ситуация, которая обычно предполагается для многих термальных систем областей современного вулканизма. Она была довольно популярна до появления работ, где рассматривалась модель рециклинга. Строго говоря, это единственно возможный случай "полного" смешения магматических газов и поровых вод.

Комбинации пропорций тех и других могут быть различными. По современным оценкам на основе анализа изотопных отношений, доля "ювенильных газов" в термальных водах считается малой (не более 10 % по массе). Отметим, что реальные соотношения их могут, естественно, быть существенно иными. В этом отношении весьма любопытна трансформация представлений о природе термальной системы Салтон Си /White, 1957; Younker et al., 1982/ по мере накопления разведочных данных, равно как и Лардорелло /White et al., 1971/.

Рис. 44, 45 уточняют возможные виды граничных взаимодействий между потоком магматогенного флюида и порового (пластового) раствора на основе результатов физических /Кирдяшкин и др., 1989/ и численных экспериментов /Аверкин, 1990/. Они существенно отличаются от толкований, которые пока распространены в геологической литературе. По-видимому, геологам при формулировке генетических схем придется в дальнейшем больше считаться с физикой конвективного теплообмена, чем это было до сих пор.

§ 3. Граничные и начальные условия развития ЭФРС с разобобщенными источниками флюидов и энергии

Представления о виде начальных и граничных условий развития ЭФРС с разобобщенными источниками флюидов и энергии черпались геохимиками и геологами-рудниками из материалов бурения термальных систем в областях активного вулканизма. Исходными при этом были построения У. Банвелла /Banwell, 1963/ и Д. Уайта /White, 1957, 1971/. Суть их сводится к тому, что такого рода системы возникают при разогреве пластовых вод интрузивными телами или солевыми диапирами, внедряющимися в слоистые толщи эффузивно-осадочных и осадочных пород на глубину несколько километров от поверхности земли. Следовательно, задание начальных условий для подобных систем не вызывает особых трудностей. Давление в поровой жидкости распределяется в первом приближении гидростатически, имеющиеся напоры в ней определяются положением области питания грунтовыми водами (если таковую можно построить для палеоусловий). Поскольку ретроградное кипение в магме не учитывается (полагается, что расход магматического флюида отсутствует или пренебрежимо мал), то для интрузивного тела распределение давления не рассматривается.

Распределение температуры к начальному моменту эволюции системы также весьма просто – квазилинейное увеличение T в породах согласно "геотермическому градиенту", а в магме может быть принята первоначально однородная температура, соответствующая какой-то величине выше температуры ее солидуса.

Задание граничных условий в рассматриваемой системе при попытках решения задачи динамики переноса тепла и массы может быть и простым, и весьма сложным делом в зависимости от постановки (приближения). В начальных вариантах этой модели У. Банвеллом /Banwell, 1961/ обсуждалась такая ситуация (собственно, как и Д. Уайтом /White, 1957/): 1) пусть охлаждается интрузив, из которого не поступает воды больше чем 5 % от объема содержащейся в поровом пространстве вмещающих пород; 2) вокруг интрузива сформируется зона "сухих" пород с температурой от $T_{кр}$ до $\sim T_{H_2O}$ при данном давлении; 3) выше T_{H_2O} разовьется область свободного конвектирования поровой воды и сформируется термальная система, которая по отдельным трещинам будет сообщаться с поверхностью земли. По ним будут поступать горячие водные растворы, формирующие термальные поля на поверхности земли. Граничные условия для такой системы показаны на рис. 38.

В современных постановках /Norton, Knight, 1977; Нортон, Кетлс, 1982; и др./ рассматривается более сложная ситуация – после кристаллизации интрузива поровые флюиды проникают и в массив, а над ним образуются трещины при разрядке термических напряжений. Принципиально задание граничных условий в этой постановке не отличается от указанных выше. Здесь, собственно, имеются в виду лишь два этапа становления интрузивного массива: 1) кристаллизация магмы; 2) охлаждение интрузива после затвердевания (кристаллизации).

Имеется еще один возможный случай образования гидротермальной системы, который рассматривался А.Н. Дударевым и В.И. Сотниковым /1983/, – термоосмотический "подсос" порового водного флюида к контактам малоглубинных интрузивов и формирование над ними гидротермальных систем при наличии градиента влажности. Такого рода процессов в литературе пока не предложено, поскольку возможности задания граничных условий для такого рода системы глубоко не изучены даже экспериментально.

§ 4. Изменение граничных условий в развивающихся ЭФРС

Существенно затрудняет описание динамики ЭФРС изменение в них граничных условий со временем. В этом отношении в ЭФРС в первом приближении можно выделить три стадии: 1) начальную, нестационарную, 2) основную, квазистационарную, 3) завершающую (конечную), нестационарную.

Обсудим предполагаемую последовательность эволюции ЭФРС на наиболее простом примере приповерхностной термальной системы (рис. 46). В ее эволюции проявление указанных стадий вполне очевидно. Первая будет проходить до момента начала поступления эндогенного газа (флюида) в водоносный горизонт до установления теплового равновесия в области вертикальной фильтрации смешанного гидротермального раствора, изливающегося на поверхность земли в форме горячих источников, фумарол и т.п. Квазистационарная будет

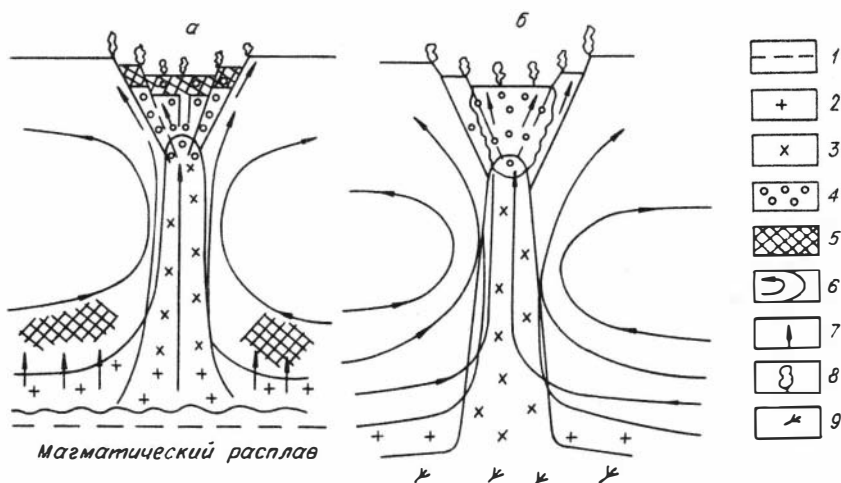


Рис. 46. "Активный" (а) и "пассивный" (б) этапы тепловой эволюции магматогенной ЭРС в "порфировых" месторождениях.

1 - область жидкой магмы; 2 - корка изверженных пород; 3 - порфировый шток; 4 - надынtruзивная зона развития флюидной магматогенной рудообразующей системы; 5 - области смешения флюидов; 6 - линии тока свободной конвекции порового флюида; 7 - поток магматического флюида; 8 - выходы терм на поверхности в кальдерах; 9 - изверженные породы, возникающие после полной раскристаллизации массы.

иметь продолжительность, отвечающую устойчивому поступлению эндогенного газа и сохранению проводимости в вертикальной области повышенной проницаемости.

При уменьшении расхода эндогенного газа, снижении его температуры и прекращении его подвода к водоносному пласту начнется заключительная, нестационарная, стадия эволюции системы, когда в ней начнет снижаться температура раствора. Далее система отомрет.

В реальных геологических условиях нарисованная идеальная картина нарушается из-за изменения интегральной проницаемости проводящей зоны (изменение напряжений в массиве пород, самозакупорка системы из-за отложения минералов в трещинах, питания водой водоносного горизонта и т.п.). По-видимому, обычно и изменение расхода магматического газа может быть описано осциллирующей кривой. Именно такую картину в эволюции вулканогенных систем можно нарисовать, учитывая материалы изучения термальной активности в областях современного андезитового вулканизма.

Геологические эндогенные системы в отличие от технических сооружений или физических тел, которые обычно рассматриваются в термодинамике, обладают рядом специфических особенностей. Их следует иметь в виду при моделировании. Наиболее важным обстоятельством является то, что "источник" тепловой энергии имеет меняю-

щиеся со временем границы, величину и даже способ передачи энергии в систему (кондукции, конвекция). Допустим, что рассматривается плутоногенная гидротермальная система, подобная представленной на рис. 46. В ней положение границы "источника" тепловой энергии, как и величина теплового потока, будет определяться составом расплава в интрузиве, а также моментом окончания кристаллизации магмы.

Все здесь определяется тем, что в зависимости от состава магмы ("квазиэвтектика", "котектика" и т.п.) продолжительность кристаллизации тел одинакового размера и формы различна, как различно и положение фронта квазистационарной температуры в породах до конца конвектирования порового флюида во вмещающих породах. После завершения кристаллизации фронт конвектирования начнет "наползать" на интрузивное тело, охватит его, а затем конвекционная система исчезнет совсем после охлаждения интрузива до температуры окружающих толщ пород земной коры. Соответственно границы всей гидротермальной системы будут существенно меняться по мере эволюции источника энергии, поскольку конфигурация и размеры флюидных конвекционных ячеек изменятся в зависимости от температуры нагревания пород и положения фронта нагревания порового флюида. Уже из весьма беглой фиксации установленных особенностей развития "простой" гидротермальной системы становится понятной необходимость решения (при попытках получения количественного описания развития ЭФРС) задачи, где рассматривается эволюция источника энергии, обеспечивающего ее существование.

Далее, в ЭФРС положение боковых границ и условия тепло-массообмена с окружающей средой лишь в частных случаях остаются неизменными (например, слабопроницаемые породы в стенках открытых трещин). В общем случае положение границ системы в толще пород меняется по мере эволюции системы, как изменяются и условия массообмена на них. Условия на верхней границе ЭФРС, если ее разгрузка проходит на поверхности морского дна или на суше, относительно устойчивы, хотя, естественно, величины тепло- и массопотоков будут зависеть от таковых в недрах системы.

Изложенное здесь находится в вопиющем контрасте с тем, что можно увидеть в большинстве постановок задач динамики тепло- и массообмена, которые имеются в геологической литературе, где обычно обсуждаются случаи с постоянными граничными условиями.

Существующая ситуация объясняется не тем, что исследователи не понимают существа дела, — пока нет возможностей адекватной реализации задач динамики с точки зрения наличия экспериментальной информации, а также глубины предметного изучения геологических объектов. Тем не менее известные приближения чрезвычайно полезны для углубления знания о характере изменения параметров состояния систем на основе получения "предельных" оценок и их варьирования в пространстве и времени. Геологические знания в настоящее время совершенствуются путем углубления постановок задач динамики на основе учета все большего числа параметров состояния систем.

АНАЛИЗ РАЗВИТИЯ ЭФРС НА ОСНОВЕ ПОДХОДОВ НЕРАВНОВЕСНОЙ ТЕРМОДИНАМИКИ ОТКРЫТЫХ СИСТЕМ

В предыдущих разделах мы обсуждали различные стороны создания моделей эндогенных флюидных рудообразующих систем. Кратко были изложены подходы неравновесной линейной и нелинейной термодинамики, которые привлекаются для количественного описания динамики тепломассообмена при построении количественных моделей рудоотложения. Такое введение полезно, по-видимому, для создания количественной теории развития рудообразующих систем, которая может быть сформулирована с помощью подходов, развивающихся в последние 10–15 лет в необратимой термодинамике открытых систем. Наиболее важные (с точки зрения автора) идеи науки целесообразно кратко изложить здесь в качестве исходных для конкретного их применения при построении генетических моделей эволюции ЭФРС. При этом неизбежны повторения изложенных выше идей, но в новом контексте.

§ 1. Развитие эндогенных систем и рудообразование в них

В первой части работы было показано, что понятие "рудообразующая система" явно или неявно основывалось на его термодинамическом толковании. Несложно показать, что любая эндогенная рудообразующая система – частный случай эндогенных систем, причем такой, в котором более полно проявлен процесс концентрирования полезных человеку металлов. Поэтому уместно рассматривать развитие эндогенных систем с общей точки зрения их развития и выявлять существо специфики некоторых из них (рудообразующих).

Поэтому с учетом всего изложенного выше попытаемся дать понятие развивающихся эндогенных систем и отметим их наиболее важные для построения моделей динамики характеристики с точки зрения необратимой термодинамики. Мы уже говорили, что любая попытка количественного описания явлений переноса энергии и массы в литосфере, структурных и минералогических превращений в породах и их толщах в эндогенных процессах неизбежно приводит к необходимости выделения неких "естественных структурно-связанных областей" в коре и мантии Земли. Такие области и являются "эндогенными системами". Если при этом имеются некоторые представления о последовательности событий в них, в виде процессов переноса энергии и массы, а также длительности таких процессов, то можно составить представление об эволюции системы. Иными словами, это выявленная направленность развития процессов, структурно-вещественных изменений в указанных областях коры и/или мантии Земли. Математическая модель такой направленности позволяет количественно описать динамику развития системы.

Ясно, что основным термодинамическим свойством развивающихся эндогенных систем (магматических, метаморфических, тектонических) является необратимое рассеивание тепловой энергии и наличие ее потоков. С последними могут быть сопряжены "механические" движения масс пород, разрушение их сплошности (разрывы), течение флюидов (магмы, растворы, газовые смеси).

Изучение термодинамики развивающихся систем /Николис, Пригожин, 1979; Пригожин, 1987; Голубев, 1981, 1990; Гуров, 1978; Стратанович, 1985; Хакен, 1980, 1985/ позволило сформулировать ряд их общих свойств: 1) наличие необратимой диссипации (рассеивания) энергии; 2) существование направленного во времени и пространстве изменения структуры и состава; 3) проявление сопряженных с диссипацией энергии процессов; некоторые из них могут протекать с локальным уменьшением энтропии.

Особым классом необратимых систем являются так называемые "открытые" системы, т.е. такие, к которым подводятся из внешней среды ненулевые потоки энергии и массы, имеющие произвольные знаки. Если вмещающая среда много больше "системы", а потоки устойчивы, то последняя при эволюции "саморегулируется" или "выбирает" такое состояние из всех возможных, в котором минимальна диссипация энергии. Такое состояние или является, или близко к стационарному распределению параметров состояния системы, при котором максимально устойчива внутренняя структура системы. В стационарных открытых системах максимум энергии тратится на "производство работы", а не на ее диссипацию. Одним из видов "работы" открытых эндогенных систем является перераспределение в ней компонентов, в частности их концентрирование (рудообразование). Существенно то, что "работа" в открытых эволюционирующих системах не является самопроизвольным процессом – она всегда сопряжена с подводными потоками тепловой энергии. Сопряженный процесс является "естественной" реакцией системы на внешнее возмущение, посредством которого она минимизирует диссипацию подводимой энергии и сохраняет устойчивость своей структуры.

Учитывая сказанное, в дополнение к уже изложенному выше можно сформулировать термодинамическое понятие эндогенной развивающейся системы и уточнить специфику рудообразующих. Эндогенной развивающейся системой предполагается называть область в литосфере, где происходят процессы генерации энергии, перенос к поверхности Земли энергии и массы, при котором диссипация тепловой энергии сопровождается сопряженными процессами необратимого изменения состава и структуры толщ пород. Соотношения предлагаемых в нашей работе определений ЭС представим следующим образом:

Общее понятие открытой эндогенной системы (ОЭС)



Открытая эндогенная система

Область в недрах Земли, в которой происходят процессы

диссипации энергии, переноса тепла и массы, а также продуцирования энтропии



Эволюционирующая эндогенная система (ЭЭС)

Область в литосфере, где происходят процессы генерации энергии, перенос к поверхности Земли энергии и массы, при котором диссипация тепловой энергии сопровождается сопряженными процессами необратимого изменения состава и структуры толщ пород



Эндогенная рудообразующая система (ЭРС)

Область в литосфере, где происходят процессы генерации, переноса к поверхности Земли и рассеивания горячих флюидов, в которой в результате диссипации энергии и сопряженного с ней массообмена в каком-либо участке этой области формируются аномальные скопления полезных компонентов.

Итак, к рудообразующим открытым системам относятся те эволюционирующие ЭС, в которых сопряженными процессами являются геохимические барьеры /Голубев, 1981, 1989/. В таком случае можно ввести понятие "КПД эндогенной рудообразующей термодинамической машины" /Голубев, 1981, 1990/ как отношение энергии "полезных" сопряженных процессов к общим энергетическим затратам. Это и есть термодинамическая продуктивность эндогенной флюидной рудообразующей системы. Рассмотрим классификацию эндогенных систем с предлагаемой точки зрения.

§ 2. Классификация ЭС на основе типов сопряженных процессов

Эндогенные палеосистемы могут быть выделены лишь на основе изучения тех необратимых изменений в структуре и составе толщ земной коры, которые были зафиксированы в них и сохранились. А это и есть следы проявления сопряженных процессов, сопровождающих перенос и рассеивание тепловой энергии в системах. В эндогенной геологии в этом смысле выделены специфические явления: метаморфические, магматические, флюидные (деятельность газов и капельных растворов, главным образом водных).

Изучен широкий спектр механизмов главных сопряженных процессов: перекристаллизация, плавление, сжижение, течение флюидов, гетерогенные химические реакции (метасоматоз) и т.д. На базе полученных результатов можно предложить геологическую классификацию ЭС (табл. 8) и указать "геологический эквивалент" каждому типу эволюции эндогенного явления и сопряженных с ним процессов тепломассообмена /Шарапов, 1989/.

Если этот подход развить с учетом типов структурно-функциональных зон открытых эндогенных систем (см. ч. II, гл. 2), то можно уточнить вид потоков тепла и массы, механизмы переноса и движущие силы: для потоков тепла и массы на границах систем (табл. 9).

Таблица 8. Основные типы сопряженных процессов в ЭС

Потоки	Фазовые переходы I рода и гетерогенные химиче- ские реакции	Геологические типы ЭС		
		мета- мор- фиче- ские	магма- тиче- ские	флюид- ные
Кондуктивные	Перекристаллизация пород	+	+	+
	Гетерогенные реакции			
	Флюид + порода	+	+	+
	Плавление пород	+, -	+	+, -
	Расслоение жидкость - жид- кость	-	+, -	+, -
	Испарение жидкости	-	-	-
	Кипение раствора	-	-	-
	Кристаллизация раствора	+	+	+
Конвективные	Перекристаллизация пород	+	+	+
	Гетерогенные реакции			
	Флюид + порода	+	+	+
	Плавление пород	+, -	+	+, -
	Расслоение жидкость - жид- кость	-	+, -	+, -
	Испарение жидкости	-	+	+, -
	Испарение раствора	-	+	+
	Кристаллизация раствора	+	+	+
	Смешение растворов	+	+, -	+
	Конденсация раствора	+	+	+, -

Самым существенным при построении количественных моделей эволюции открытых эндогенных систем является установление видов потоков тепла и массы и связанных с ними сопряженных процессов в указанных выше геологических телах эндогенных систем. Существующая генетическая информация позволяет в первом приближении провести необходимое их сопоставление (табл. 10).

Для флюидных рудообразующих систем возможна более общая структурно-термодинамическая трактовка, чем рассмотренная выше на основе указанных ранее подходов неравновесной термодинамики. Она приведена на рис. 47. Легко видеть, что из приведенных на этом рисунке четырех типов открытых эндогенных систем могут быть получены все известные их структурно-динамические типы (см. рис. 31). Здесь наглядны общность и мощность методов неравновесной термодинамики для анализа эволюции рудообразующих систем. Кратко охарактеризуем наиболее развитый для геологических приложений подход этой науки.

Таблица 9. Основные виды потоков тепла и массы в структурных

Движущая сила	Механизм переноса	Специфичность потока тепла или массы
Разность давлений	Вынужденная конвекция	Фильтрация по связанной системе пор и трещин в массиве пород, течение по макроканалам магмы, капельных или газовых растворов летучих
Разность концентраций (химических потенциалов)	Диффузия	Диффузионный перенос компонентов через поровый флюид или в магме
Разность температур	Кондукция	Кондуктивная передача тепла в массивах пород
Разность плотностей	Свободная конвекция	Течение объемов жидкости или газа в магматических резервуарах, в трещинах или связанном поровом пространстве толщ пород

Характер проявления потока в структурных зонах ЭС		
Внутренняя (стволовая) зона ЭС	Боковые граничные зоны ЭС	Верхняя зона рассеивания потоков (ликвидация) ЭС
Восходящая фильтрация: магмы, капельных или газовых растворов летучих от источника к поверхности земли; восходящее течение магмы (интрузия) по магмоводу; восходящая фильтрация капельных или газовых растворов летучих по открытым трещинам	Дренаживание проницаемой стволовой зоной флюидов из окружающего ее массива пород; инфильтрация флюидов из стволовой зоны во вмещающий массив пород; незначительные инъекции магмы от магмовода в наклонные и горизонтальные трещины вмещающих магмовод массивов пород	Развитие смешанных течений магматических и поровых флюидов, рассеивание потоков флюидов в массиве пород земной коры, в водных бассейнах на поверхности Земли или в атмосфере. Формирование и заполнение магматических камер в земной коре или вулканических аппаратов на морском дне или суше
Основной вид переноса массы в отсутствие конвективных потоков в "метаморфических" ЭС	Основной вид массообмена между вмещающими толщами пород и внутренней зоной при отсутствии дренаживания или инфильтрации	Основной вид рассеивания потока массы при отсутствии конвективных потоков флюида в "метаморфических" и "магматических" системах
Самый общий вид переноса тепла, проявляющийся во всех типах систем, по плотности подчинен конвективному или сопоставим с ним в зависимости от скорости движения флюидов из источника	Основной вид диссипации энергии в системе в отсутствие инфильтрации	Основной вид диссипации энергии при отсутствии конвективных токов
"Диапировый" подъем массы из источника, подъемные и опускные течения флюидов в порах и трещинах	Горизонтальные поступательно-возвратные ячеистые потоки флюидов, развитие смешанных течений в области сопряжения напорных фильтрационных потоков флюидов	Восходяще-нисходящие токи поровых флюидов под зоной рассеивания (смешанных течений) магматических флюидов; ретиклинговые системы в окрестностях интрузивов, конвектирование придонных вод в морских и иных бассейнах над участками разгрузки магматических флюидов

Таблица 10. Геологическая классификация ЭС, основанная на сопряженного процесса

Типы эндогенных явлений	Механизмы главных сопряженных процессов
Метаморфические	1. Перекристаллизация минералов горных пород 2. Выделение или поглощение летучих в процессе перекристаллизации, частичное подплавление пород без их сжижения
Магматические	Плавление горных пород с развитием сжижения или полным переходом твердой фазы в жидкость, течение жидкостей, кристаллизация жидкостей с проявлением ретроградного кипения

Флюидные Фильтрация флюидов по трещинам и порам, конденсация паров (газов), вскипание жидкости, выпадение твердой фазы из раствора, растворение твердой фазы во флюиде, гетерогенные химические реакции между флюидом и породой

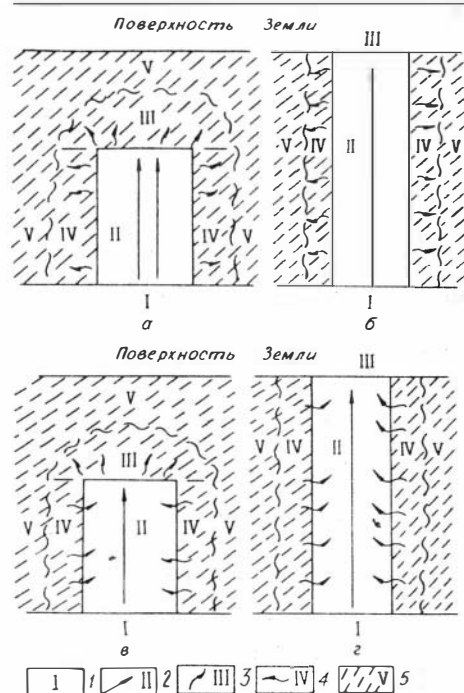


Рис. 47. Структурно-термодинамические типы ЭС.

а - ЭС, располагающаяся в недрах земной коры и/или мантии Земли. Энергия диссипирует через боковые и верхнюю границы. б - ЭС, выходящая на поверхность Земли. Энергия теряется через боковые и верхнюю границы. в - ЭС, располагающаяся в коре Земли и/или мантии. Какая-то часть перемещающейся в системе массы поступает через боковые границы. Энергия и масса в системе "теряются" через верхнюю границу. г - ЭС, выходящая на поверхность Земли. Какая-то часть перемещающейся в ней массы или она целиком поступает в систему через боковые границы.

Причины развития сопряженных процессов	Геологическое название системы
Возрастание температуры и/или давления	1. Изохимическая метаморфическая 2. Неизохимическая метаморфическая
Возрастание температуры, разность давлений или плотностей, снижение температуры	Диapiroво-магматическая Интрузивно-магматическая Интрузивно-флюидно-магматическая Флюидно-интрузивно-магматическая (конвективно-магматическая), наличие "магматического замещения"
Разность температур, разность давлений, уменьшение температуры и/или давления, пересыщение или недосыщенность флюида, химическая неустойчивость твердой фазы в контакте с флюидом	Интрателлурическая мантийная или мантийно-коровая Корová магматическая Вторично-магматогенно-коровая Вторично-диapiroгенно-коровая Вторично-флюидогенно-коровая

§3. Важнейшее термодинамическое свойство рудообразующих флюидных систем

Привлечение методов неравновесной термодинамики для выявления особенностей развития рудообразующих флюидных систем может позволить выявить как наиболее общие их свойства, так и индивидуальные особенности отдельных рудных формаций. Было показано, что можно ввести термодинамический критерий "рудной продуктив-

1 – источник энергии в системах типа а, б и массы; 2 – внутренняя или стволовая зона ЭС, где потоки массы и энергии направлены к поверхности Земли; 3 – зона ликвидации потоков энергии и массы (смешения и рассеивания горячих флюидов, кристаллизации магмы в камерах или вулканических сооружениях); 4 – область рассеивания тепловой энергии и флюидов, поступающих через боковые границы во вмещающие толщи пород (системы а, б). В системах типа в, г – область дренирования; 5 – вмещающие не затронутые взаимодействиями с системой толщи пород.

ности". Но проблема выявления общей причины высокой "продуктивности" одних и низкой других заключается в раскрытии характера развития, а не в фиксации величины отношения энергетических затрат в системе /Сафронов, 1971; Сафронов, 1966/. Тем не менее они могут подсказать весьма содержательные следствия при наличии статистических данных о КПД одно- и разнотипных ЭФРС.

Теория эволюции открытых систем /Стратанович, 1985/ указывает, в каком направлении следует искать наиболее общие свойства максимально продуктивных ЭФРС. Ход рассуждений при его выявлении достаточно очевиден. В однотипных ЭФРС орудение тем больше в отношении как локальных концентраций, так и их пространственных масштабов, чем больше КПД (т.е. величины "полезной работы") и чем дольше сохраняется это состояние системы. Отсюда следует необходимость выявить, каким состоянием развивающихся флюидных систем отвечают эти характеристики, и уяснить, какими динамическими характеристиками обладают в них изучаемые системы. Из общих соображений легко предположить, что рудопродуктивные системы должны быть структурно-устойчивыми, т.е. обладать мало меняющимися со временем параметрами состояния. Из теории тепломассопереноса /Гуров, 1978/ следует, что такими свойствами обладают стационарные системы, т.е. те, в которых потоки массы и тепла в локальных точках систем постоянны во времени.

Выше мы говорили, что открытые развивающиеся системы имеют свойство "выбирать" такие состояния, которые характеризуются минимумом производства энтропии. Но минимум производства энтропии присущ стационарным открытым системам /Стратанович, 1985; Пригожин, 1985/. Следовательно, именно стационарной или квазистационарной стадии развития ЭФРС отвечает максимум рудоотложения.

Следуя этой логике, необходимо выявить, в каких структурно-динамических типах ЭФРС возможно достижение квазистационарных состояний. Очевидна и другая сторона термодинамического анализа такого рода состояний ЭФРС – какие этапы развития присущи каким структурно-динамическим типам ЭФРС.

В данном отношении весьма важной становится проблема определения начальных и граничных условий эволюции ЭФРС, о которой довольно подробно говорилось выше. Действительно, если известны размеры системы и проводящие свойства ее сред, начальные и граничные условия ее эволюции, можно оценить и вероятность достижения стационарного состояния в цикле развития. Знание типа сопряженного процесса или нескольких процессов (геохимических барьеров) позволит оценить и возможные масштабы максимального рудоотложения в данной системе.

Если воспользоваться результатами уже решенных задач динамики эволюции некоторых типов ЭФРС, то можно получить некоторые характеристики систем, в которых возможны квазистационарные состояния. Обратимся к работе, где рассмотрено развитие ортомагматических флюидных систем /Илларов, Аверкин, 1990/. Из анализа данных математического моделирования динамики тепломассопереноса вытекают следующие заключения. Квазистационарная стадия воз-

можно во флюидных системах, разгружающихся на поверхности земли, морского дна или смешивающихся в верхних горизонтах с поровыми флюидами. Она может реализоваться в том случае, если в "источнике" флюидов продолжительное время поддерживались постоянные температура и расход флюида. Далее, чем выше флюидопроводность толщ пород в ЭФРС, тем выше вероятность стационарного состояния и тем скорее оно может быть достигнуто.

Если учесть, что эти особенности эволюции должны быть общими для однотипных эндогенных систем, то полученные результаты могут характеризовать в указанном отношении все структурно-динамические типы ЭФРС. Естественно, полученное заключение не может ничего прояснить при попытках оценить реальный масштаб оруденения или соотношение "продуктивности" разных типов ЭФРС.

Из проведенного анализа вытекает ряд выводов, полезных при генетических построениях или для получения количественных характеристик развивающихся ЭФРС. При проведении расчетов обычно возникает вопрос об оценках величины того или иного параметра состояния системы. Более всего геолога интересуют максимальные градиенты температуры, давления во флюиде или их постоянство во времени. Для ЭФРС эта задача связана с расчетом изменения температуры в напорных потоках флюидов. Очевидно, что постоянное распределение температуры возможно при постоянной величине расхода флюида и его температуры. Тогда существенно упрощаются расчеты положения температурных фронтов, фронтов фазовых переходов во флюиде (кипение, конденсация, испарение).

Из сформулированного положения вытекает еще одно существенное заключение: в стационарных ЭФРС безусловно выполняется соотношение Онзагера /Гуров, 1978/, а следовательно, могут быть оценены сопряженные потоки тепла и массы в локальных участках систем.

§ 4. Термодинамические свойства флуктуирующих ЭФРС, внешние и внутренние факторы их устойчивости

Изучение реальных ЭФРС показывает, что процесс формирования рудных месторождений является прерывистым или стадийным /Смирнов, 1982/. Причем по характеру проявления стадии не равнозначны – одни из них мало отличаются друг от друга по пространственным масштабам, значениям термодинамических параметров, другие локальны или мелкомасштабны, а третьи характеризуются заметно иными значениями величин термодинамических параметров и масштабов проявления, чем предшествующие или последующие. Однако при этом устанавливается эволюционный тренд изменения термодинамических параметров состояния системы (T , P , состав флюидов). В термодинамике эволюционирующих открытых систем такого рода пульсации, стадии потоков тепла и массы называют флуктуациями /Пригожин, 1985; Гуров, 1978; Стратанович, 1985; и др./. Для анализа подобных явлений разработаны специальные методы исследования.

При изучении явлений переноса тепла и массы в неравновесных системах различают два основных рода флуктуаций: 1) микро- или маломасштабные и 2) макромасштабные. К первым относят те, пространственные масштабы которых существенно меньше общих размеров системы, а время существования много меньше времени ее эволюции. При математическом описании процесса переноса такими флуктуациями можно пренебречь, учтя их путем введения средних значений в известном интервале варьирования рассматриваемого параметра. К.П. Гуров /1978/ следующим образом разъясняет этот продуктивный метод неравновесной термодинамики. Если использовать указанное упрощение, то можно ввести понятие о "гидродинамической" пространственной координатной системе x, y, z и гидродинамической шкале времени t , которые являются представителями локальных областей системы и интервалов времени, характеризующихся одним общим значением каждого параметра – плотностью ρ ; выбранные средние значения параметров будут характеризовать те временные и пространственные флуктуации, которые "съедаются" принятым формализмом. Такие объемы в системе называют "элементарными". Это и есть гидродинамическое приближение в описании динамики переноса.

Полученные указанным способом осреднения позволяют при решении конкретных задач описывать с "достаточной" точностью реальные процессы тепломассопереноса в горных породах. Если бы не был разработан описанный подход, количественное изучение эндогенных явлений, развивающихся в открытых системах, было бы трудноразрешимой проблемой. Однако его реализация является далеко нетривиальной задачей, которой посвящены специальные исследования /Нигматуллин, 1978; Беликов, 1986; и др./. В эндогенной геологии указанный подход нашел различные выражения. Одним из них является широко известная идея Д.С. Коржинского о локальном молекулярном равновесии при протекании метасоматических процессов, а конкретным развитием подхода в анализе динамики – разработки В.С. Голубева /1981/. Последовательно эта проблема в отношении гидродинамики для многофазных систем проанализирована в работах Ю.А. Аверкина и В.Н. Доровского /1989/ и В.Н. Доровского, Ю.В. Перепечко /1989/.

Если при переходе от одного к другому элементарному объему нет сильных изменений рассматриваемого параметра, то допустимо представлять процесс переноса или изменения потенциала в дифференциальной форме, а пространственные координаты и время гидродинамического масштаба полагать непрерывными величинами. Это, в свою очередь, позволяет рассматривать их как непрерывные функции пространственных координат и времени (скорость течения флюида, изменения концентрации раствора и т.п.) и описать производство энтропии в системе.

Все известные решения задач динамики тепломассообмена в трещиновато-пористых породах основаны на изложенном принципе. Следует при этом особо подчеркнуть, что для модели каждого реального геологического процесса (реальной системы) должно быть свое опре-

деление "параметра осреднения", а нахождение его значения требует в ряде случаев разработки специального формализма, физического экспериментирования или изучения физических характеристик пород. Успешное решение конкретных задач динамики тепломассопереноса в эволюционирующих ЭФРС существенно зависит от полноты данных о реальной структуре толщ пород, их физических характеристик как "локальных", так и "осредненных" (см. ч. II, гл. 3). Именно эти "внутренние" характеристики определяют масштабы и характер микрофлуктуаций в рудообразующих системах. Отсюда очевидна важность статистических характеристик физических свойств горных пород и руд, а также их пространственного распределения.

К "внешним" факторам проявления локальных флуктуаций параметров состояния ЭФРС в первую очередь, по-видимому, можно отнести колебания расхода флюидов во внешнем источнике и механические возмущения (землетрясений, различные типы "дрожания" пород), изменения времен года на поверхности Земли и т.п. Учесть (предвидеть) их при решении задач динамики тепломассообмена практически невозможно, хотя, вероятно, не всегда ими следовало бы пренебрегать. Во всяком случае, пока не видно конструктивного способа "осреднения" такого рода мелких возмущений. Поэтому теория эволюции ЭФРС в этом смысле всегда будет неполной.

§ 5. Устойчивость и катастрофы (макрофлуктуации) в развивающихся ЭФРС, возможные типы S-режимов

В данном параграфе мы весьма кратко коснемся важных, но пока мало исследованных и понятых элементов развития ЭФРС, которые в необратимой термодинамике открытых систем называют макрофлуктуациями, т.е. такими "внезапными" или "быстрыми" изменениями параметров состояния систем или физических характеристик среды в ЭС, которыми нельзя без существенных потерь в содержательной информации об эволюции пренебречь при рассмотрении модели развития систем. Такие крупные возмущения могут быть "внешними" по отношению к данной ЭС или связанными с особенностями сопряженных процессов.

К "внешним" можно отнести: 1) перестройку регионального плана деформации толщ пород, вмещающих ЭС, 2) внедрение глубинных магм, 3) "наложение" глубинного потока флюидов и т.п. Внутренними причинами макрофлуктуации в ЭС могут быть явления обрушения, эксплозий, "самозатягивание" путей фильтрации флюидов из-за отложения из растворов, формирование зон осолонения флюидов под горизонтом испарения воды и т.д. /Шарапов, Аверкин, 1990/.

Если для учета микрофлуктуаций уже разработаны теоретические методы /Стратанович, 1985/, то для количественного описания макровозмущений в системах, подобных тем, с которыми имеет дело геолог, по-видимому, такого рода подходов в необратимой термодинамике открытых систем еще не создано.

Вероятно, для ряда случаев, когда изменения параметров не слишком сильно отличаются от равновесных или квазистационарных,

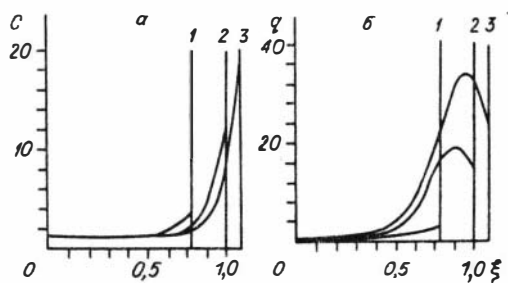


Рис. 48. Динамика концентрирования SiO_2 на фазовой границе конденсации.

Концентрация в растворе – в безразмерных единицах ($C = 1$ соответствует начальной концентрации C_0), в твердой фазе – q ; скорость фильтрации ($Pe'_{ж} = 8$) больше

скорости движения фазовой границы для моментов времени $Fo = 0,068$ (1), $Fo = 0,179$ (2), $Fo = 0,23$ (3); $Pe' = vx/D$;

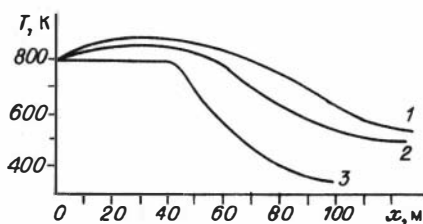
$Fo = at/x^2$ (a – коэффициент температуропроводности; t – время; v – скорость фильтрации; x – протяженность зоны фильтрации; D – коэффициент диффузии). ξ – пространственная безразмерная координата ($\xi = x/x_0$).

можно использовать подходы линейной термодинамики, о которых мы говорили. В случае же весьма резких или скачкообразных изменений температуры, давления или состава системы в ее макроучастках (внедрение магм) пока можно использовать лишь весьма упрощенные подходы при попытках “не потерять” хотя бы оценку тенденции в дальнейшей эволюции ЭС. Такие события можно относить к “катастрофическим”, когда внутренняя структура ЭС и направление ее развития могут измениться и стать иными, чем до рассматриваемой макрофлуктуации. Некоторые идеи описания такого рода ситуаций содержатся в работе И. Пригожина /1985/, но к описанию ЭС они не адаптированы.

Однако и в случае отсутствия макрофлуктуаций, как уже говорилось выше, режимы развития рудообразующих флюидных систем могут быть чрезвычайно сложны. Суть этой проблемы состоит, по-видимому, в том, что даже в случае ординарного режима изменения температуры в системе из-за нелинейной зависимости массообменных характеристик от температуры, а также физических характеристик сред наиболее “обычными” режимами концентрирования компонентов на геохимических барьерах будут неординарные и, в частности, S -режимы. Особенно в случае конвективной диффузии, когда велика “накачка массы”, а также вероятно проявление “барьеров” по пространственным координатам.

Рассмотрим этот вопрос на примере наиболее постоянно проявляющихся барьеров в потоках магматогенных флюидов. Показано /White et al., 1971/, что в гидротермальных растворах на небольших глубинах обычны процессы испарения или кипения (выделение газов). Динамика массообмена в таких случаях весьма характерна /Шарапов, Аверкин, 1990/. На рис. 48 показаны соотношения концентраций у фазового барьера SiO_2 во флюиде и в твердой фазе. Если сопоставить типы кривых по рассматриваемому параметру

Рис.49. Распределение температуры по потоку флюида в случае реакции $6\text{FeCl}_2 + 6\text{CaCO}_3 \rightarrow 6\text{CaCl}_2 + 6\text{CO}_2 + 2\text{Fe}_3\text{O}_4$ с тепловым эффектом $Q: 1.89 \cdot 10^4$; $2.89 \cdot 10^2$ ккал/моль; $v = 10^{-7}$ м/с; $D = 10^{-10}$ м²/с.



для S-режима /Курдюмов и др., 1988/ и полученные в цитированной работе, то выясняется, что они аналогичны.

Случай динамики отложения на температурном барьере исследован достаточно подробно /Голубев, 1981; Шарапов, Аверкин, 1990/. Можно показать, что даже в одномерном приближении вероятно появление кривых содержания компонентов в твердой фазе, аналогичных S-кривым. Подобная ситуация может возникнуть на стационарном фазовом барьере при выкипании из водного раствора CO_2 или других газов. Похоже, что и в случае геохимических роллов /Голубев, 1981/ вероятно проявление S-режима.

Интересно то, что в случае метасоматических процессов развитие S-режимов, похоже, нехарактерно. Это вытекает из изучения динамики неизотермического метасоматоза в неоднородно проницаемых средах /Шарапов, Чернова, 1990/. На рис. 49 показан случай весьма высокой величины теплового эффекта реакции Q и его "нормального" значения. Ясно, что ни в отношении изменения T , ни q не формируется кривых, аналогичных таковым при S-режиме.

Если учесть, что процессы тепломассообмена во флюидных ЭРС протекают в "ограниченных" зонах с неоднородными петрофизическими характеристиками, то синергетика (структурирование) в эволюционирующих системах в условиях локального развития S-режимов может быть очень сложной. Сказанное можно проиллюстрировать на примере простейшей "модельной системы" /Шарапов, Аверкин, 1990/.

На рис. 50 показана область отложения SiO_2 в двумерном потоке флюида, фильтрующегося в проницаемой зоне при диффузионном обмене с вмещающими породами.

При "достаточно долгом" процессе отложения могут возникнуть локальные области развития S-режима в отношении q . Похоже, что по мере углубления изучения динамики эволюции ЭФРС будут открываться более разнообразные типы S-режимов концентрирования компонентов при развитии гетерогенных неизотермических процессов массообмена. Отметим, что раскрытие природы гигантских и уникальных месторождений редких и благородных металлов связано, возможно, именно с проявлением S-режимов, поскольку для ординарного режима эволюции трудно ожидать неординарного концентрирования рассеянных элементов.

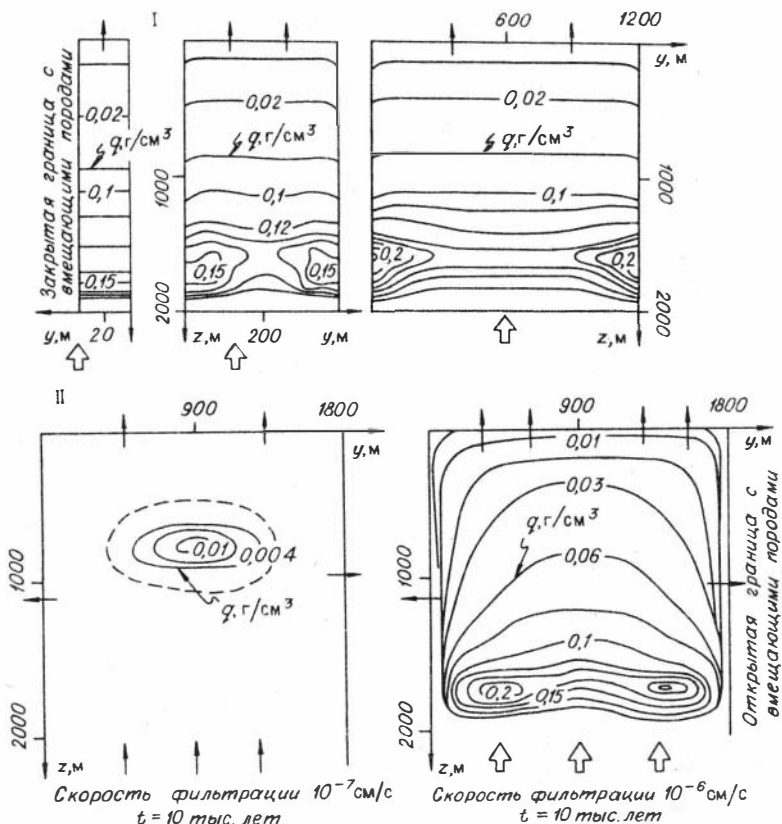


Рис. 50. Распределение концентраций SiO_2 , выпадающего из неизо-термического потока флюида, фильтрующегося в проницаемой зоне протяженностью x ($x = 2000$ м) и шириной y ($y = 20\text{--}1800$ м).

I – структура зоны отложения в зависимости от ширины проницаемой зоны; II – структура зоны отложения в зависимости от скорости фильтрации флюида.

§ 6. О некоторых дискуссионных вопросах количественного описания развития эндогенных систем

Из изложенного выше следует, что среди исследований в вопросе количественного описания развития эндогенных процессов, в том числе и эволюции эндогенных систем, имеется ряд существенных разногласий, о которых упоминалось в Предисловии. Суть их состоит как в разном понимании достаточности для этих целей того или иного термодинамического приближения (см. подходы Д.С. Коржинского /1955, 1969/, В.С. Голубева /1981/ и А.А. Беляева /1983/),

так и в общем понимании характера развития (эволюции) геологических систем (см. работы В.С. Голубева /1981, 1989, 1990/, Lechtner /1985/ и др. и предложенный выше подход). В истории становления термодинамического метода анализа в эндогенной геологии и борьбе идей в нем заключаются глубина и последовательность развития феноменологического метода для количественного описания протекания эндогенных процессов. Например, в отношении рудообразования его канва представляется автору в следующем виде: 1) работа Н.И. Сафронова /1966/, которая позволила подойти к пониманию "энергетики" концентрирования рассеянных элементов при рудообразовании; 2) применение второго начала термодинамики к анализу эволюции рудообразующей системы позволило ввести понятие КПД "геохимической машины" /Голубев, 1981, 1990/ в открытых системах; 3) исследование идей нелинейной термодинамики привело А.А. Беляева /1983/ к формулировке модели "брюсселятора" для описания периодичности зон рудоотложения; 4) мы попытались показать, что в развитии эндогенных явлений возможно проявление неординарных термодинамических режимов с обострением /Шарапов, Доровский, 1990/.

Если на эту проблему взглянуть с позиции более общих феноменологических подходов, то ситуация может быть представлена в несколько ином свете. В начальный момент развития термодинамического подхода Д.С. Коржинским скорее интуитивно было использовано "чисто" гидродинамическое приближение в описании переноса массы для стационарного состояния системы, в котором не было нужды учитывать ни производство энтропии, ни механизм гетерогенного взаимодействия флюид - порода. В дальнейшем В.С. Голубев начал учитывать в рамках линейной необратимой термодинамики сопряжение потоков тепла и массы, а также гетерогенное взаимодействие флюид - порода введением соотношений формальной кинетики. Производство энтропии в системе могло быть учтено опосредованно путем оценки КПД "геохимического барьера" (сопряженного процесса). Хотя им и было введено понятие открытой системы, но в этом случае не исследовалось строго в том же гидродинамическом приближении производство энтропии при переносе тепла, импульса и массы. При этом самое важное обстоятельство - "термодинамическое существо" работы геохимического барьера как диссипативного элемента развития открытой системы в форме химических взаимодействий - оказалось за рамками количественного анализа. Попытка учета нелинейности в задаче неизотермического переноса тепла и массы, как это было сделано в работе А.А. Беляева /1983/, практически ничего не добавила к раскрытию этого существа. Собственно, и в подходе И. Пригожина /1985/ содержатся попытки скорее "угадывания" возможного вида структурирования в системе, но не раскрытия механизма этого процесса.

Наибольшая сложность в раскрытии механизмов структурирования в развивающихся открытых эндогенных системах состоит, по-видимому, в том, что необходимо исследовать характер локального производства энтропии при фазовых переходах и взаимодействии фаз в

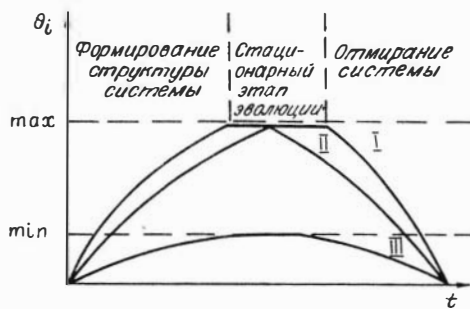


Рис. 51. Возможные предельные типы циклов эволюции (развития) эндогенных систем.

I – полный цикл эволюции системы; II – неполный цикл эволюции системы; III – вырожденный цикл эволюции: сопряженные процессы лишь зарождаются или не проявляются вообще

в геологически фиксируемой форме. θ_i – параметры состояния системы; t – время.

переменном поле давлений и температур, а также вид диссипативных структур в зависимости от вида внешних потоков. Похоже, эта проблема только начинает осознаваться и появляются первые попытки строго рассмотреть термодинамику многофазной фильтрации при наличии фазовых переходов /Доровский, Перепечко, 1989; Аверкин, Доровский, 1989/.

Если с этой точки зрения взглянуть на проходившую ранее и продолжающуюся до сих пор дискуссию об описании динамики метасоматических процессов /Жариков, 1972; Калинин и др., 1972; Веригин, 1972; Голубев, Шарапов, 1971/, то станет ясна ее бесплодность, поскольку без четкой фиксации позиций сторон в указанном ключевом моменте трудно понять состоятельность предложений разных исследователей. К сожалению, он пока ими, судя по содержанию известных мне публикаций, не осознан. Зарубежные авторы, похоже, также следуют формальному пути адаптации краевых задач математической физики для описания эндогенных процессов /см. Lechtnier, 1985; и др./.

Вероятно, дискуссии были бы более плодотворны, если бы удалось разграничить "технические" вопросы разработки "приближений" в количественном анализе динамики. Иными словами, следует четко различать существующие "умение" и "возможность" сделать что-то в нем реальное в текущий момент, а также методические аспекты проблемы в смысле различий общего понимания возможного вида и термодинамических режимов развития эндогенных систем. Если рассматривать развитие (эволюцию) открытых эндогенных систем с обобщенной точки зрения изменения в них параметров состояния θ_i со временем при существовании внешних потоков, то проявление диссипативного структурирования и цикл эволюции можно схематично представить в виде рис. 51. Все вновь появляющиеся в системе структуры (рудные тела, метасоматические зоны, метаморфическая зональность, дифференцированность интрузива и т.п.) имеют диссипативную природу, являясь структурно-вещественным откликом среды (горных пород) на воздействие внешних потоков. Если возмущение

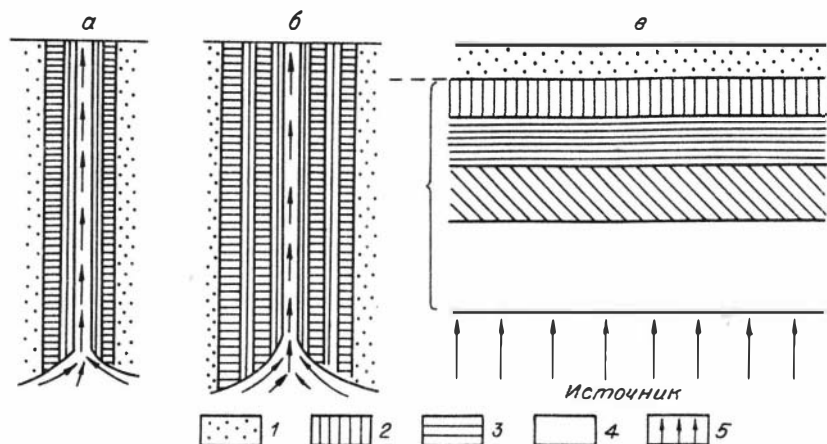


Рис. 52. Типы структурирования во флюидных эндогенных системах. а - симметричный; б - периодический; в - асимметричный. 1 - исходные породы; 2-4 - зоны изменения первичных пород; 5 - область флюидопроводности и "источника" флюида.

системы мало (см. рис. 32), то в ней вообще не будет протекать сопряженного процесса. "Локальная энергия рудообразования" может быть учтена при выявлении всех паев процессов переноса и обмена между фазами:

$$dE = TdS + PdV + \lambda d\xi + \dots + \lambda_n d\xi,$$

где dE - локальное изменение энергии в системе; члены: TdS - учитывающий теплоту, pdV - "работу" процессов переноса, $\lambda d\xi$ - энергию, связанную с наличием λ_n - термодинамических степеней свободы.

В цикле развития ЭФС (см. рис. 51) в зависимости от величин $I_j^{ext}(t)$ можно предвидеть ряд возможных реализаций с различными масштабами рудообразования.

Действительно, при $I_j^{ext} < I_j^{ext*}$ возможен лишь "рудоподготовительный этап" /по Намову, 1988/. Диссипативное структурирование в системе лишь начинает проявляться в виде локально рассеянного перераспределения рудных элементов. В системе не проявляется направленное и устойчивое структурирование.

При достижении $I_j^{ext} > I_j^{ext*}$ в ЭФС формируется направленное "достаточно устойчивое" структурирование. При этом можно предвидеть три предельных типа его проявления (рис. 52). Очевидно, что если имеется возможность оценить интегральную величину КПД системы (η) в отношении масштабов концентрирования (рудоотложения), то будет получен очевидный ряд величин: $\eta_1 < \eta_2 < \eta_3$,

в котором η_1 отвечает случаю $I_j^{ext} < I_{\#}^{ext}$; η_2 соответствует $I_{\#}^{ext} > I_{min}^{ext}$, а η_3 - случаю проявления стационарного этапа или "полному циклу" развития ЭФРС.

Несложно видеть, что эти формализмы следуют из построений, изложенных в предыдущих разделах работы. Заметим, что типы структурирования (см. рис. 52) соответствуют и определенным термодинамическим режимам развития ЭФРС.

В изложенной схеме автор видит наиболее рациональный путь адаптации методов неравновесной термодинамики открытых систем к количественному описанию развития эндогенного рудообразования.

Структурно-динамический подход в описании процессов эндогенного рудообразования в форме выделения типов флюидных систем, предложенный в 1962 г. Г.Л. Пospelовым, оказался продуктивным по следующим причинам: а) он позволяет получить (построить) целостную картину развития весьма сложного явления концентрирования рассеянных металлов при теоретических построениях, а практикам дает возможность при разведке месторождений наглядно представить не только характер распределения рудных масс в рудном поле, но и четко соподчинить структурные элементы месторождений; б) этот подход отвечает магистральной линии развития естественных наук, в которых "система" (в термодинамическом понимании) является "естественным кирпичиком" здания теоретического аппарата, описывающего реальные процессы переноса тепла и массы.

Естественно, что применение этого подхода выдвигает существенно иные требования к геологической полевой и лабораторной информации и требует развития более общего способа количественного описания природных явлений, чем использованные прежде в теории эндогенного рудообразования.

В таком случае применения методов равновесной термодинамики (главным образом химической термодинамики) становится недостаточно, как и появления разрозненных и несогласованных по месту и времени моделей, рассматривавших теплообмен при охлаждении plutonov и термодинамику перемещения флюидов в порых и трещинах горных пород, ограниченных только рассмотрением ординарных режимов в рамках линейного приближения.

Собственно требование комплексного количественного описания эндогенных систем вызвало зарождение и развитие новой науки - "физической геохимии", которая теперь превращается в еще более общую науку эндогенной геологии - "эволюцию эндогенных систем". Ее основой в обозримом будущем неизбежно станет аппарат линейной и нелинейной необратимой термодинамики открытых систем. Переход теории геологии эндогенных явлений на эти рельсы только начинается. Поэтому кроме содержательных проблем в ней имеются и задачи совмещения и стыковки разных "языков", на базе которых развивались эти весьма разные отрасли естествознания. С этой точки зрения, возможно, и имеется некоторая польза от работ, подобных предложенной. Конкретные аспекты использования термодинамических подходов должны быть предметом дальнейшего углубления исследований как в специальные разделы геологии рудных месторождений, так и в используемые в ней задачи математической физики, рассматривающие явления тепломассопереноса в открытых системах.

- Аверкин Ю.А. Термодинамические условия разгрузки гидротермальных систем // Геология и геофизика. - 1989. - № 1. - С. 50-57.
- Аверкин Ю.А. Режимы смешанной конвекции при взаимодействии магматогенных и метеорного потока флюидов // Геология и геофизика. - 1990. - № 5. - С. 44-54.
- Аверкин Ю.А., Доровский В.Н. Уравнения термодинамики процессов макроскопической объемной кристаллизации // Геология и геофизика. - 1989. - № 11. - С. 51-61.
- Артюшков Е.В. Геодинамика. - М.: Наука, 1979. - 299 с.
- Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Николаенко В.И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. - Киев: Наук. думка, 1972. - 230 с.
- Беликов В.Т. Некоторые вопросы флюидного тепло-массопереноса в земной коре. - М. - 1986. - С. 145. - Деп. в ВИНТИ 4.04.86, № 2426-1386.
- Белоусов В.В. Структурная геология. - М.: Изд-во МГУ, 1961. - 207 с.
- Беляев А.А. Нелинейная модель гидротермальной системы // Скарны и руды. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - С. 23-29.
- Бенедик П., Ласло А. Научные основы химической технологии. - Л.: Химия, 1970. - 366 с.
- Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. - М.: Изд-во АН СССР, 1953. - С. 125-275.
- Бурдун Г.Д. Единицы физических величин. - М.: Изд-во стандартов, 1963. - 180 с.
- Варгафтик Н.Б. Справочник по физическим свойствам газов и жидкостей. - М.: Наука, 1972. - 720 с.
- Васильева А.И. Морфогенетические особенности ритмических текстур и их роль в выяснении условий рудообразования. - М.: Наука, 1970. - 119 с.
- Веников В.А. Теория подобия и моделирования. - М.: Высш. шк., 1976. - 470 с.
- Веригин Н.Н. О метасоматическом описании геохимических процессов // Геология руд. месторождений. - 1972. - № 6. - С. 104-107.
- Вольфсон Ф.И. Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. - М.: Наука, 1969. - 321 с.
- Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Фашии и формации. Парагенезис. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972. - 120 с.
- Вукалович М.П. Термодинамические свойства воды и водяного пара. - М.: ГНТИ; Берлин: ФЭБ, 1958. - 245 с.
- Генетические модели эндогенных рудных формаций. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - Т. 1. - 184 с.
- Генетические модели эндогенных рудных формаций. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - Т. 2. - 160 с.

- Геологический словарь. Т. 2. – М.: Недра, 1973. – 448 с.
- Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М. Конвективная неустойчивость несжимаемой жидкости. – М.: Наука, 1972. – 392 с.
- Говоров И.Н. и др. Геохимические типы рудоносных гидротерм Дальнего Востока // Рудообразующая среда по включениям в минералах. – М.: Наука, 1972. – С. 24-39.
- Голубев В.С. Динамика геохимических процессов. – М.: Недра, 1981. – 200 с.
- Голубев В.С. Модель эволюции геосфер. – М.: Наука, 1990. – 95 с.
- Голубев В.С. Рудообразование как сопряженный процесс в эволюции эндогенных систем // Геология и геофизика. – 1989. – № 11. – С. 83-88.
- Голубев В.С., Гарибянц А.А. Информация о работе Первого семинара по кинетике и динамике геохимических процессов // Геохимия. – 1971. – № 5. – С. 632-634.
- Голубев В.С., Беус А.А. О возможной термодинамической эволюции литосферы // Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 286, № 3. – С. 701-703.
- Голубев В.С., Теников В.А. Термодинамическая модель геохимической и био-геологической эволюции // Геология и геофизика. – 1984. – № 9. – С. 49-56.
- Голубев В.С., Шарапов В.Н. О равновесном и неравновесном термодинамическом подходе при аналитическом и физическом моделировании процессов метасоматоза // Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971. – С. 56-74.
- Голубев В.С., Шарапов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. – М.: Недра, 1974. – 270 с.
- Гуров К.П. Феноменологическая термодинамика необратимых процессов. – М.: Наука, 1978. – 126 с.
- Гухман А.А. Применение теории подобия к исследованию процессов тепло-массообмена. – М.: Высш. шк., 1974. – 326 с.
- Дельмон Б. Кинетика гетерогенных химических реакций. – М.: Мир, 1972. – 554 с.
- Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. – М.: Наука, 1988. – 204 с.
- Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. – 173 с.
- Динамические модели физической геохимии. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. – 172 с.
- Добрынин В.М. Деформация и изменение физических свойств коллекторов нефти и газа. – М.: Недра, 1970. – 230 с.
- Доровский В.Н. Образование диссипативных структур в процессе необратимой передачи импульса литосферы // Геология и геофизика. – 1987. – № 6. – С. 108-117.
- Доровский В.Н., Перепечко Ю.А. Теория частичного плавления // Геология и геофизика. – 1989. – № 9. – С. 56-65.
- Дубов Р.И. Количественные исследования геохимических полей поисков рудных месторождений. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. – 247 с.
- Дударев А.Н. Анализ геолого-физических условий эндогенного рудообразования. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. – 166 с.
- Дударев А.Н., Сотников В.И. Термоосмотическая фильтрация растворов в горных породах. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. – 104 с.
- Дэвис Дж. Статистика и анализ геологических данных. – М.: Мир, 1977. – 563 с.
- Жариков В.А. О динамической теории метасоматоза // Геология руд. месторождений. – 1971. – № 5. – С. 113-116.
- Жариков В.А. Основы физико-химической петрологии. – М.: Изд-во МГУ, 1976. – 411 с.

- Желтов Ю.П. Механика нефтегазоносного пласта. - М.: Недра, 1975. - 297 с.
- Зарайский Г.П., Балашов В.Н. Горные породы как среда транспорта гидротермальных растворов // Геол. журн. - 1983. - Т. 43, № 2. - С. 29-38.
- Земля (введение в общую геологию). - М.: Мир, 1974. - Т. 1, 2. - 824 с.
- Змитриенко Н.В., Михайлов А.П. Явления инерции тепла // Компьютеры, модели, вычислительный эксперимент. - М.: Наука, 1988. - С. 137-168.
- Иодер Х. Образование базальтовых магм. - М.: Мир, 1979. - 298 с.
- Калинин Д.В., Шведенков Г.Ю., Шурупов Ю.В. О динамическом анализе метасоматических процессов // Геология руд. месторождений. - 1971. - № 5. - С. 117-121.
- Кигаи И.Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения // Вопросы генезиса и зональности решения эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1966. - С. 28-29.
- Кинетика и динамика геохимических процессов. - М.: ВИМС, 1971. - 242 с.
- Кинетика и динамика геохимических процессов. - М.: ВИМС, 1976. - 120 с.
- Кирдяшкин А.Г., Шарапов В.Н., Лобов А.Г. Массообмен между трещиной и вмещающими породами при лапорном течении флюида // Геология и геофизика. - 1989. - № 4. - С. 86-94.
- Коллинс Р. Течение жидкостей через пористые материалы. - М.: Мир, 1964. - 350 с.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении магматогенных рудных месторождений. - М.: Изд-во АН СССР, 1953. - С. 335-453.
- Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - С. 220-234.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. - М.: Наука, 1969. - 111 с.
- Котляр В.Н. Основы теории рудообразования. - М.: Недра, 1970. - 458 с.
- Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. - М.: Госгеолтехиздат, 1957. - 302 с.
- Крестьянинова Н.С. Турбулентный пограничный слой со вдувом на пластине в сжимаемой жидкости // Тепло-массоперенос. - М.: Энергия, 1968. - С. 49-57.
- Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. - М.: Недра, 1983. - 256 с.
- Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематики // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. - 236 с.
- Курдюмов С.П. и др. Структуры в нелинейных средах // Компьютеры и нелинейные явления. - М.: Наука, 1988. - С. 5-43.
- Курдюмов С.П., Малинецкий Г.Г. Синергетика - теория самоорганизации идеи, методы, перспективы // Компьютеры, модели, вычислительный эксперимент. - М.: Наука, 1988. - С. 79-136.
- Кутателадзе С.С. Основы теории теплообмена. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1970. - 658 с.
- Лапин С.С. Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. - 225 с.
- Лапухов А.С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. - 264 с.
- Лубимов Н.И., Носенко Л.И. Справочник по физико-механическим свойствам горных пород рудных районов. - М.: Недра, 1978. - 285 с.

- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. - М.: Наука, 1968. - 258 с.
- Мазуров М.П. Генетические модели скарных железорудных формаций. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - 170 с.
- Макдональд Г. Вулканы. - М.: Мир, 1975. - 407 с.
- Мельник Ю.П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. - Киев: Наук. думка, 1978. - 150 с.
- Мельник Б.Д., Мельников Е.Б. Краткий инженерно-физический справочник по технологии неорганических веществ. - М.: Химия, 1968. - 423 с.
- Модели рудных формаций. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - Т. 1. - 174 с.; Т. 2. - 169 с.
- Моисеев Н.И. Алгоритмы развития. - М.: Наука, 1987. - 298 с.
- Моисеенко У.И., Соколова Л.С., Истомин В.Е. Электрические и теплофизические свойства горных пород. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1970. - 59 с.
- Мугалиев В.П. Исследование теплообмена и характеристик турбулентного пограничного слоя на пористой поверхности // Тепло- и массоперенос. - М.: Энергия, 1968. - Т. 1. - С. 32-38.
- Мушкетов Д.И. Основы геологии. - М.; Л.: ГНТИ, 1932. - 156 с.
- Нарсеев В.А. Эндогенная зональность золоторудных месторождений Казахстана. - Алма-Ата, 1973. - 237 с.
- Наумов Г.Б. Геохимический аспект учения о полезных ископаемых // Геохимия. - 1988. - № 2. - С. 246-258.
- Нигматуллин Р.И. Основы механики гетерогенных сред. - М.: Наука, 1978. - 336 с.
- Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. Основы теоретических процессов магматизма и метаморфизма. - М.: Госгеолтехиздат, 1961. - 338 с.
- Николаенко В.И., Индутный В.Ф. Влияние термодинамических факторов на проницаемость гранитоидов // Физические свойства горных пород. - Баку, 1978. - С. 29-30.
- Николис Г., Пригожин Н. Самоорганизация в неравновесных системах. - М.: Мир, 1979. - 354 с.
- Нортон Д., Кетлс Л. Термальные аспекты рудоотложения // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: Мир, 1982. - С. 481-495.
- Обручев В.А. Рудные месторождения. - М.; Л.: ГИЗ, 1929. - 564 с.
- Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. - М.: Недра, 1988. - 252 с.
- Овчинников Л.Н., Шляпников Д.С., Шур А.С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании // Проблемы генезиса руд (материалы МГК, XXII сессия). - М., 1964. - С. 29-35.
- Панченков Г.М., Лебедев В.П. Химическая кинетика и катализ. - М.: Изд-во МГУ, 1961. - 350 с.
- Пар высокого давления в энергетике. - М.; Л.: Госэнергоиздат, 1950. - 734 с.
- Пойа Л. Математика и правдоподобные рассуждения. - М.: Изд-во иностр. лит., 1957. - 526 с.
- Попов В.С. Геология и генезис молибден-меднопорфировых месторождений. - М.: Наука, 1977. - 203 с.
- Поспелов Г.Л. О морфологической зональности интрузивов // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. - М.: Госгеолтехиздат, 1960. - С. 706-709.
- Поспелов Г.Л. Строение и развитие фильтрующих гидротермальных рудообразующих систем // Геология и геофизика. - 1962. - № 11. - С. 28-40; № 12. - С. 54-67.
- Поспелов Г.Л. О проблеме конвергенции в петрографии и геологии // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - С. 260-271.

- Поспелов Г.Л. Методологические вопросы и задачи геолого-физико-химического и физического моделирования рудообразующих и магматических процессов // Физико- и физико-химия рудообразующих процессов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971. - С. 3-16.
- Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. - 302 с.
- Поспелов Г.Л., Лапухов А.С. Строение и развитие рудообразующих флюидных динамических систем с полиморфной зональностью (на примере Салаирского рудного поля) // Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971. - С. 8-55.
- Построение моделей рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. - 236 с.
- Пригожин И. От существующего к возникающему. - М.: Наука, 1985. - 311 с.
- Природа рудообразующего флюида. - М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1946. - 184 с.
- Пэк А.А. О динамике ювенильных растворов. - М.: Наука, 1968. - 136 с.
- Рац М.В., Чернышев С.Н. Трешиноватость горных пород. - М.: Недра, 1970. - 147 с.
- Реввердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. - М.: Недра, 1970. - 170 с.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. - М.: Мир, 1987. - Т. 2: Использование включений при изучении генезиса пород и руд. - 632 с.
- Рид Р., Шервуд Т. Свойства газов и жидкостей. - Л.: Химия, 1971. - 702 с.
- Ромм Е.С. Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. - М.: Недра, 1966. - 271 с.
- Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. - 334 с.
- Рудообразующие системы колчеданно-полиметаллических месторождений зон сжатия. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. - 178 с.
- Сафронов Н.И. Основные термодинамические закономерности изучения энергии рудообразования // Зап. Ленинград. горного ин-та. - 1966. - Т. 50, вып. 2. - С. 17-31.
- Сафронов Н.И. Основы геохимических методов поиска рудных месторождений. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971. - 216 с.
- Сняжков В.И. Общие рудогенетические модели эндогенных месторождений. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. - 232 с.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. - М.: Недра, 1982. - 669 с.
- Смит Г. Физическая геохимия. - М.: Недра, 1968. - 439 с.
- Соболев В.С. и др. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1967. - С. 170-182.
- Стратанович Р.Л. Нелинейная неравновесная термодинамика. - М.: Наука, 1985. - 480 с.
- Стырикович М.А., Хайбуллин М.Х. Общие закономерности растворимости веществ в водяном паре // Внутрикотловые физико-химические процессы. - М.: Изд-во АН СССР, 1957. - С. 11-28.
- Теплообмен в магматогенных процессах. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972. - 123 с.
- Теплофизические свойства горных пород. - М.: Недра, 1957. - 152 с.
- Толковый словарь английских геологических терминов. - М.: Мир, 1979. - Т. 3. - 465 с.
- Трайбус М. Термостатика и термодинамика. - М.: Энергия, 1970. - 498 с.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. - М.: Мир, 1970. - 529 с.

- Файф У., Прайс Н., Тимпсон А. Флюиды в земной коре. - М.: Мир, 1981. - 436 с.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. - М.: Недра, 1984. - 448 с.
- Физический энциклопедический словарь. - М.: Сов. энциклопедия, 1984. - 928 с.
- Хакен Г. Синергетика. - М.: Мир, 1980. - 350 с.
- Хакен Г. Синергетика иерархии неустойчивостей в самоорганизующих системах и устройствах. - М.: Мир, 1985. - 420 с.
- Чиков Б.М. Структурный метод оценки перспектив оруденения в зонах смятия // Геология и геофизика. - 1987. - № 11. - С. 19-237.
- Шабунин Л.И. Рудные месторождения в формациях магнезиальных скарнов. - М.: Наука, 1974. - 287 с.
- Шарапов В.Н. Структурно-динамические типы эндогенных рудообразующих систем // Геология и геофизика. - 1988. - № 12. - С. 61-68.
- Шарапов В.Н. К выделению эндогенных систем и количественному описанию их эволюции // Геология и геофизика. - 1989. - № 6. - С. 54-62.
- Шарапов В.Н., Аверкин Ю.А. Динамика тепло-массопереноса в ортомагматических флюидных системах. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. - 157 с.
- Шарапов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магмы с породами. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. - 192 с.
- Шарапов В.Н., Доровский В.Н. Эволюция и синергетика магматогенных систем // Геология и геофизика. - 1990. - № 4. - С. 3-14.
- Шарапов В.Н., Исаенко Л.И. Динамика дифференциации базитовой магмы в камере // Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - С. 34-54.
- Шарапов В.Н., Милова Л.В. Третий симпозиум по кинетике и динамике геохимических процессов // Геология и геофизика. - 1979. - № 7. - С. 149-150.
- Шарапов В.Н., Черепанов А.Н. Динамика дифференциации магм. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. - 173 с.
- Шарапов В.Н., Чернова Н.М. К динамике неизотермического метасоматоза при рудообразовании // Геология и геофизика. - 1990. - № 7. - С. 61-69.
- Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1980. - 120 с.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. - М.: Изд-во иностр. лит., 1958. - 474 с.
- Экерт Э., Дрейк Р.М. Теория тепло- и массообмена. - М.; Л.: Госэнергоиздат, 1961. - 680 с.
- Averkin Y.A., Sharapov V.N., Cherepanov A.N. Dynamics of retrograde magma boiling and the evolution of the ortomagmatic fluid system // Modern Geology. - 1990. - V 14. - P. 223-237.
- Banwell C.L. Thermal energy from the Earth crust // New Zealand J. Geol. and Geophys. - 1963. - V. 3, N 5. - P. 585-593.
- Browne P.R. Sulfide mineralization in a Broadlands geothermal drill Holl, Taupo volcanic zone, New Zeland // Econ. Geol. - 1969. - V. 69. - P. 156-159.
- Chen C.F., Turner J.B. Cryctallization in a double diffusive system // J. Geophys. Res. - 1980. - V. 85, N 5. - P. 2572-2598.
- Freeze R.A., Cherry J.A. Groundwater. - Printice Hall. - Englewood Cliff. - N.Y., 1979. - P. 250.

- Graton L.O. Nature of ore-forming fluid // *Econ. Geol.* - 1940. - Suppl. to N 2. - P. 197-358.
- Jager J.C. Temperature in the neighbourhood of a cooling intrusive sheet // *Amer. J. Sci.* - 1956. - V. 254. - P. 433-446.
- Jager J.C. Temperature outside of cooling intrusive sheet // *Amer. J. Sci.* - 1959. - V. 257. - P. 44-55.
- Jager J.C. The cooling of irregularly shaped igneous bodies // *Amer. J. Sci.* - 1961. - V. 259. - P. 721-734.
- Jager J.C., Joplin G. The magmatic properties and differentiation of dolerite sill // *Amer. J. Sci.* - 1957. - V. 25. - P. 28-34.
- Kinetics of Geochemical processes // *Mineral. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy.* - 1981. - 398 p.
- Lechtner P.C. Continuum model for simultaneous chemical reaction and mass transport in hydrothermal system // *Geochem. et Cosmochem. Acta.* - 1985. - V. 49. - P. 779-810.
- Merinon E. Survey of geochemical self-patterning phenomena // *Chem. Res. Worksnop Austrin, Tex., 14-18 March, 1983.* - Dondrecht, 1984. - P. 305-328.
- Mineral deposits // US Government printing office. - Washington, 1986. - 348 p.
- Niggli P. Ore deposits of magmatic origin. - London; New York: Thomas Murby, 1929. - 83 p.
- Niggli P. Rocks and mineral deposits. - San Francisco: Freeman, 1954. - 530 p.
- Norton D., Knight J. Transport phenomena in hydrothermal system: cooling plutons // *Amer. J. Sci.* - 1977. - V. 77, N 8. - P. 937-982.
- Origin of laering // NATO ASJ Series. - Series C. - Mathematical and physical sciences: V. 196. - Dordrecht - Boston - Lancaster - Tokyo, 1987. - 656 p.
- Programm JUQS UNESCO // *Episodes.* - 1987. - V. 10, N 3. - P. 197-200.
- Reverdatto V.V., Sharapov V.N., Melamed V.G. The control and selected peculiarities of origin contact metamorphism // *Contrib. Mineral. and Petrol.* - 1970. - V. 29. - P. 310-337.
- Reverdatto V.V., Sharapov V.N., Slobodskoy R.M. Some questions of analytical simulation of contact metamorphism // *Contrib. Mineral. and Petrol.* - 1972. - V. 36. - P. 195-206.
- Rove O.N. Some physical characteristics of certain favourable and unfavourable ore horizons // *Econ. Geol.* - 1947. - V. 17, N 1. - P. 57-77; N 2. - P. 161-193.
- Schneiderhöhn H. Time-temperature curves in relation to mineral association in cooling intrusions // *Econ. Geol.* - 1934. - V. 29, N 5. - P. 471-480.
- Shimazu Y. A physical interpretation of crystallization differentiation of Scaergaard intrusion // *J. Earth Sci. Nagoya Univ.* - 1959. - V. 7. - P. 91-97.
- Shimazu Y. Physical condition and contamination and fractionation of basaltic magma // *J. Earth Sci. Nagoya Univ.* - 1960. - V. 8. - P. 72-85.
- Shimazu Y. Physical theory of generation, upward transfer, differentiation and explosion of magma // *J. Earth Sci. Nagoya Univ.* - 1961. - V. 9. - P. 185-223.

- Strong D.F. A model for granophile deposits // Geosc. Can. - 1981. - V. 8, N 8. - P. 155-161.
- Structure and dynamics of Partially solidifical systems // NATO ASJ series. - N 125. - Martinus Nijhoff Publishers. - Dordrecht - Boston - Laucaster, 1987. - 465 p.
- White D.E. Thermal waters of volcanic origin // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1957. - V. 68. - P. 1637-1658.
- White D.E., Muffler L.J., Truesdull A.H. Vapour-dominated hydrothermal system compared with hot-water system // Econ. Geol. - 1971. - V. 60. - P. 75-97.
- Whitney J.A. Vapour generation in a quartz monzonite magma // Econ. Geol. - 1975. - V. 70. - P. 346-358.
- Younker L.W., Kasameyer W., Tewhey J.D. Geological, geophysical and thermal characteristics of the Salton Sea geothermal field, California // J. Vol. Geotherm. Res. - 1982. - N 12. - P. 221-258.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<u>Часть I. Эндогенные рудообразующие системы</u>	<u>10</u>
Глава 1. Рудные месторождения как геологические тела	-
§ 1. Понятия "рудное месторождение", "рудное тело" и выделе- ние их границ	-
§ 2. Морфология, внутренняя структура и размеры РМ	-
§ 3. Рудные тела и околорудные изменения	17
§ 4. Достаточно ли информация, получаемая при разведке и от- работке месторождений, для построения генетической мо- дели процесса рудообразования?	18
Глава 2. Последовательность событий при формировании РМ	20
§ 1. Правило "пересечения границ"	-
§ 2. О направленности и последовательности событий при фор- мировании РМ	24
§ 3. Что такое динамика процессов формирования РМ	25
Глава 3. Физические условия формирования рудных месторожде- ний	30
§ 1. Физические свойства горных пород, руд, околорудных пород и водного флюида	-
§ 2. Агрегатное состояние рудообразующего флюида в его источ- нике и зоне рудоотложения	37
§ 3. Температуры и давления во флюидах при рудообразовании, их эволюция в пространстве и времени, соотношения между тем- пературой и составом измененных пород	-
§ 4. Трещиноватость и пористость горных пород	42
Глава 4. Что такое "рудообразующая система", структурно-динами- ческие типы эндогенных рудообразующих систем	47
§ 1. Определение понятия ЭРС с позиции термодинамики необра- тимных процессов	49
§ 2. О необходимых и достаточных условиях выделения (пост- роения) ЭРС	51
§ 3. Структурно-динамические типы ЭФРС	52
Глава 5. Методологические вопросы построения геологических зна- ний и связанные с ними проблемы моделирования эндо- генных рудообразующих явлений	56
§ 1. Специфика построения "истинных" моделей в геологических науках	57
§ 2. Методологические вопросы и задачи геолого-физико-химиче- ского и физического моделирования рудообразующих и магма- тических процессов	62

§ 3. Некоторые особенности строения и развития рудопродуктивных магматогенных динамических флюидных систем	75
Часть II. Развитие открытых эндогенных систем	84
Глава 1. Об общих особенностях развития магматогенных систем	-
§ 1. Вводные пояснения и замечания	85
§ 2. Развитие и синергетика закрытых по массе магматогенных систем	89
§ 3. Синергетика открытых по энергии и массе магматогенных систем	92
Глава 2. Начальные и граничные условия развития эндогенных флюидных рудообразующих систем	93
§ 1. Виды начальных и граничных условий, рассматриваемых в задачах динамики развития ЭФРС	94
§ 2. Граничные и начальные условия развития ЭФРС с сопряженными источниками тепла и массы	96
§ 3. Граничные и начальные условия развития ЭФРС с разобобщенными источниками флюидов и энергии	110
§ 4. Изменение граничных условий в развивающихся ЭФРС	111
Глава 3. Анализ развития ЭФРС на основе подходов неравновесной термодинамики открытых систем	114
§ 1. Развитие эндогенных систем и рудообразование в них	-
§ 2. Классификация ЭС на основе типов сопряженных процессов	116
§ 3. Важнейшее термодинамическое свойство рудообразующих систем	121
§ 4. Термодинамические свойства флуктуирующих ЭФРС, внешние и внутренние факторы их устойчивости	123
§ 5. Устойчивость и катастрофы (макрофлуктуации) в развивающихся ЭФРС, возможные типы S-режимов	125
§ 6. О некоторых дискуссионных вопросах количественного описания развития эндогенных систем	128
Заключение	133
Список литературы	134

4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.