

ГЛУБИННЫЕ ФЛЮИДЫ ЗЕМЛИ

Ф.А. Летников

Феликс Артемьевич Летников, академик РАН, заведующий лабораторией петрологии и рудогенеза Института земной коры Сибирского отделения РАН (Иркутск). Руководитель проектов 93-05-09236 и 96-05-64744.

Земля, как Солнце и другие планеты, образовалась за счет конденсации из облака пылевидных и газовых частиц. В любом минерале Земли, Луны, Марса, метеоритов, доступных нашему изучению, исследователи обнаруживают воду и целый набор различных газов. Даже в кристаллах алмаза, образовавшихся при высоких температурах и давлениях в глубинах литосферы, всегда присутствуют рассеянные в объеме газовые компоненты.

Согласно космологическим концепциям, формирование Земли как космического тела произошло в сравнительно короткий промежуток — примерно в течение 100 млн. лет. Тем не менее, она накопила огромное количество газов, которые вот уже более 4,5 млрд. лет продолжают выделяться из ее недр.

Твердая оболочка нашей планеты, именуемая литосферой и особенно ее более глубокие слои сложены преимущественно силикатами и оксидами, в которых от 60 до 80% объема занято кислородом. Иными словами, по сути, это кислородная оболочка, в которой кислород большей частью входит в структуру минералов. Если вслед за В.И. Вернадским полагать, что в центре Земли рас полагается гидридное ядро, то переход гидридов в металлы должен сопровождаться отщеплением водорода и миграцией его к поверхности.

Планета Земля представляет собой открытую самоорганизующуюся динамическую систему, сформированную преимущественно за счет эндогенных процессов, обусловленных действием источников внутри Земли, среди которых глубинные газы занимают ведущее место.

В основе циклического развития эндогенных процессов лежит механизм пульсационной дегазации, выражающийся в периодических проявлениях вулканизма, магматизма, метаморфизма и рудообразования. И, конечно же, в ходе дегазации сформировались атмосфера и гидросфера.

Продукты глубинной дегазации объединяются под общим названием «флюиды». Поскольку существование собственно водных растворов и паров H_2O возможно только в самых верхних горизонтах земной коры, то в своей преобладающей массе флюиды литосферы представляют собой не растворы, а газовые смеси. Поэтому любой флюидный тепло и массоперенос по разрезу литосферы протекает в существенно газовых средах.

Таким образом, флюид — существенно водная, водно-газовая, паровая или газовая среда, заключенная или переносимая в массе горных пород литосферы. Компоненты флюида соединяются с петрогенными, рудными и иными элементами. Флюидная система — совокупность флюидных компонентов, представляющих стационарную систему с граничными физико-химическими параметрами. Флюидный режим — совокупность физико-химических параметров, характеризующих состояние флюидной системы.

Состояние проблемы

По данной тематике многими исследователями получены результаты фундаментального характера. Заметную роль играли и труды нашей лаборатории, которая, начиная с 1970 г., занималась изучением флюидного режима эндогенных процессов литосферы. Результаты этих работ были изложены в 17 монографиях и многочисленных статьях.

Усилиями большого числа исследователей заложена концептуальная основа изучения флюидов в геологических средах. Среди важнейших результатов можно выделить следующие:

— данные физико-химической петрологии позволили оценить роль флюидной составляющей в формировании минеральных ассоциаций при процессах магматизма, метаморфизма, метасоматоза и рудообразования в широком диапазоне T и P ;

— путем термодинамических расчетов и многочисленных экспериментов по уравнениям состояния определено изменение объемов газов и их физико-химических характеристик с ростом T и P и усложнением составов флюидных систем;

— экспериментально определена растворимость H_2O и газов в магматических расплавах в широком P — T диапазоне и оценено влияние состава магм;

— стала понятна экстрагирующая роль флюидов различного состава по отношению к рудным компонентам и их способность к транспортировке, концентрированию и осаждению рудного вещества;

— разработаны аналитические методы определения состава флюидов, заключенных в минералах и горных породах.

Вместе с тем нерешенными оказались многие задачи:

- геохимическая типизация флюидных систем литосферы;
- выяснение механизмов транспорта флюидов и рудного вещества и их взаимодействие с горными породами при различных температурах и давлениях;
- изучение процессов самоорганизации во флюидно-магматических и собственно флюидных рудоносных системах;
- определение глубины зарождения и оценка энергетических параметров таких систем.

Их решению и были посвящены наши исследования по двум грантам РФФИ в 1993—1998 гг.

Для определения состава флюидных компонентов, заключенных в минералах, рудах и горных породах, нами была разработана методика газового хроматографического анализа H_2O , CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , N_2 и H_2S . Кроме того, проводились детальное петролого-геохимическое изучение природных объектов, экспериментальные исследования и физико-химическое моделирование.

Вынос флюидов из глубин

Все многообразие эндогенных процессов в литосфере связано с переносом флюидов. Уже давно стала очевидной роль глубинных разломов в качестве активных проводников высокоэнергетичных флюидов, инициирующих процессы формирования горных пород и руд. Движущая сила переноса — громадные градиенты давления (в десятки и даже сотни километров между глубинами и поверхностью Земли).

Многообразие моделей переноса флюидов по разрезу литосферы в общем виде сводится к двум.

Миграция флюидов в зонах разломов по трещинам и порам. С глубиной трещиноватость исчезает. Хрупкие деформации сменяются пластическими, и порода переходит в состояние вязкопластического течения. Как же флюид преодолевает эту зону, лишенную пор и трещин?

Проведенные нами эксперименты на установках высокого давления привели к открытию интенсивного движения флюидов по сланцеватости метаморфических, сильно раздробленных

пород — тектонитов, — слагающих зону глубинного разлома. Оказалось, что по массоемкости этот механизм на несколько порядков превосходит объемный флюидный перенос по зонам трещиноватости и заключается в скольжении пленок флюида вдоль плоскостей расщепления почти на субмолекулярном уровне. Стало очевидным, что зона тектонитов — путь универсального и интенсивного массопереноса породообразующих, флюидных и рудных компонентов по разрезу литосферы. Чем выше зрелость тектонита (степень его расщепления), тем значительнее его «массопроводность», т.е. чем больше в породе плоскостей расщепления, тем выше ее способность к переносу вещества. Такой подход позволил объяснить ведущую роль глубинных разломов в транзитном переносе флюидных и других компонентов из мантии к верхним горизонтам земной коры. Этот механизм универсален и реализуется по всему разрезу литосферы. Лишь в самых верхних частях разломов, где пластические деформации переходят в хрупкие, изменяется характер флюидов — из пленочных они становятся существенно объемными, мигрируя по системе крупных пор и трещин. Соответственно этому меняется их взаимодействие с породами и формы отложения минералов.

Возникновение тектонической ослабленной зоны и внедрение флюидизированного расплава. По мере снижения T и P растворимость флюидов в расплавах падает, и это приводит к появлению самостоятельных флюидных систем, генетически связанных с конкретной магматической системой. Эта схема вполне может быть реализована в верхних горизонтах земной коры. Но многочисленные геологические факты указывают, что масштабы флюидной переработки горных пород и оруденения не сопоставимы с размерами магматического тела, с которым генетически связаны данные флюидные системы.

Таким образом, наиболее универсальные пути флюидного массопереноса по разрезу литосферы — зоны глубинных разломов и в меньшей степени протяженные вертикальные магматические колонны.

Участие мантийных флюидов в формировании структурно-вещественных комплексов зон глубинных разломов часто просто декларируется. В этом плане особого внимания заслуживают подобные зоны с графитовой минерализацией. При помощи изотопных исследований доказана мантийная природа углерода, который в зависимости от глубины представлен следующими фазами (снизу вверх): графитом и тонкодисперсным алмазом (месторождение Кумды Куль, Казахстан), графитом (Баракчинская зона, Прибайкалье), тонкодисперсным графитом и скрытокристаллическими антраксолитом и керитом (Восточный Саян). Установлено, что тонкодисперсный алмаз на месторождении Кумды Куль образовался в метаморфических породах — бластомилонитах — под воздействием восстановленных флюидов в условиях стресса (направленного давления).

В одном из разломов Восточного Саяна выявлен новый тип концентрирования золота и платины — углеродистые тектониты с различными формами самородного углерода. Максимальные содержания тонкодисперсного (не более 0.05 мм) золота и платины фиксируются в наиболее углеродистых породах. Полученные данные подтверждают возможность переноса золота восстановленными глубинными флюидами.

Зона глубинного разлома — самоорганизующаяся геологическая система периодического действия. Каждый предшествующий этап готовит проявление последующего. Так, расщепление создает единую флюидопроводящую систему, что обуславливает широкое развитие метасоматических процессов, которые выравнивают составы пород и подготавливают их к рождению магматических очагов. В зависимости от сочетания различных факторов все три стадии развития разлома могут проявиться в разной степени или не проявиться вообще.

Энергетика флюидов

Главным энергоносителем в создании и деструкции литосферы выступают флюиды. Сжимаемость их при высоких T и P приводит к формированию высокоплотных систем, энергоемкость которых прямо пропорциональна P , а, следовательно, глубине зарождения. Поэтому

му более глубокий флюид не сет по разлому в верхние горизонты коры больше тепловой энергии, чем флюид такого же состава, но «стартовавший» с меньших глубин.

Судя по экспериментальным данным, с ростом T и P растворимость во флюиде большого числа порообразующих и рудных компонентов увеличивается. Следовательно, глубина зарождения флюидных систем, с одной стороны, предопределяет их высокую энергоёмкость, а с другой — аномальную массеёмкость. В результате формируются высокотемпературные массеёмкие флюидные системы, на базе которых в верхних горизонтах литосферы образуются очаги плавления, зоны регионального метаморфизма, автономные рудоносные системы.

Исключительно велика функция глубинных флюидных систем в формировании региональных геологических структур. Любая тектоническая зона повышенной флюидопроводности в дальнейшем становится самоорганизующейся системой. И если на первом этапе очевидно значение тектонического фактора, то на последующих этапах жизни таких структур роль флюидных систем определяющая. Именно они представляют собой силы, взламывающие и деструктурирующие литосферу уже после того, как влияние тектонического импульса прекратилось.

Термодинамические свойства газов и их смесей могут быть легко рассчитаны с помощью современных уравнений состояния. Однако прямое сопоставление термодинамических свойств при заданных T и P возможно только для элементарных газов, тогда как для сложных — такое сопоставление не корректно и допустимо только при реакциях образования или разложения. Кроме того, надо учесть, что при сравнении энергетики газов в литосфере и мантии Земли следует принимать во внимание непрерывное изменение термодинамических параметров (температуры, давления, агрегатного состояния), зависящих от глубины и состава литосферы.

В первом приближении решение проблемы сравнения энергетических характеристик газов в недрах Земли состоит в следующем. Выбираются типичные для земной коры и мантии геотермы (континентальная и океаническая). Для них с некоторыми допущениями рассчитываются температура, давление и все необходимые термодинамические функции индивидуальных газов при заданных температурах и давлениях. Поскольку прямое сопоставление невозможно, воспользуемся следующим приемом. Будем сравнивать изменения термодинамических функций (энергии Гиббса, энтальпии и энтропии) от некоторой отсчетной величины (в нашем случае 200 км) до любой другой. Теперь мы можем говорить о количестве энергии, которое несет с собой единичный объем или один моль газа при подъеме от отсчетной глубины до некоторой другой. Эти изменения зависят от индивидуальных свойств газа, а также (хотя и в гораздо меньшей степени) от выбранного уравнения состояния, т.е. они могут оценить «энергоёмкость» отдельного газа и позволяют проводить сопоставление его энергетических характеристик на разных глубинах.

Главные компоненты флюида литосферы — газы системы C—H—O, меньшую роль играют кислотные соединения F, Cl и S с участием азота и благородных газов. Нами была рассмотрена система C—H—F—Cl—S—N—Ar—O, дополненная наиболее летучими соединениями кремния (SiF₄, SiCl₄). Все расчеты проведены с помощью специальных процедур, реализующих уравнения состояния различных газов и данные, включенные в базу TERMINEOS.

Как следует из сравнительного анализа 19 газов на уровне 170 км по континентальной геотерме, наиболее энергоёмки восстановленные H₂, C₂H₆, HCl, CH₄ и NH₃, CO, на долю которых приходится почти 55% выделившейся энергии. Непосредственно к ним примыкают окисленные H₂O, Cl₂, H₂S, N₂, затем следуют SO₂, SO₃, HF, CO₂, F₂ и замыкают ряд малоэнергетические Ar, O₂, SiF₄, SiCl₄. Несколько другая очередность наблюдается на том же самом уровне океанической литосферы: C₂H₆, H₂, HCl, CH₄, NH₃ (на их долю также приходится около 55% тепловой энергии), а вот в ряду окисленных газов более энергоёмкими становятся окислы серы. По мере приближения к поверхности океанической литосферы до 40 и 20 км доля выделенного тепла увеличивается только у H₂, H₂O и H₂S, причем у водорода эта тенденция прояв-

ляется особенно сильно. Общий вклад в выделяющейся тепловой энергии шести восстановленных газов (в расчете на 1 г) на глубинах 170—20 км соответственно составляет 59—63% по океанической и 60—63% континентальной геотермам. Таким образом, повсеместно отмечается четкая тенденция значительно большего теплосодержания (тепловыделения) у восстановленных газов по сравнению с окисленными.

Теперь становится понятной установленная нами ранее для всех эндогенных процессов Земли инверсия флюидного режима с восстановительного на окислительный на рубеже раннего и позднего архея (а иногда архея и раннего протерозоя). Именно на этом рубеже и произошло необратимое изменение стиля всех эндогенных процессов (главным образом магматизма и метаморфизма). На смену площадным восстановительным проявлениям гранулитового метаморфизма или глобального мантийного магматизма, протекающих под воздействием восстановленных флюидов, пришли менее энергетичные и локализованные вдоль линейных зон процессы амфиболитовой фации метаморфизма и рассеянного мантийного и корового магматизма с преимущественно окисленными флюидными системами. С этих позиций, очевидно, что широкомасштабное плавление пород в коре и мантии в последующие геологические эпохи должно быть обусловлено эквивалентным ему по масштабам прорывом мощных долгоживущих флюидных потоков из мантии (или ядра), состоящих преимущественно из водорода и других восстановленных газов.

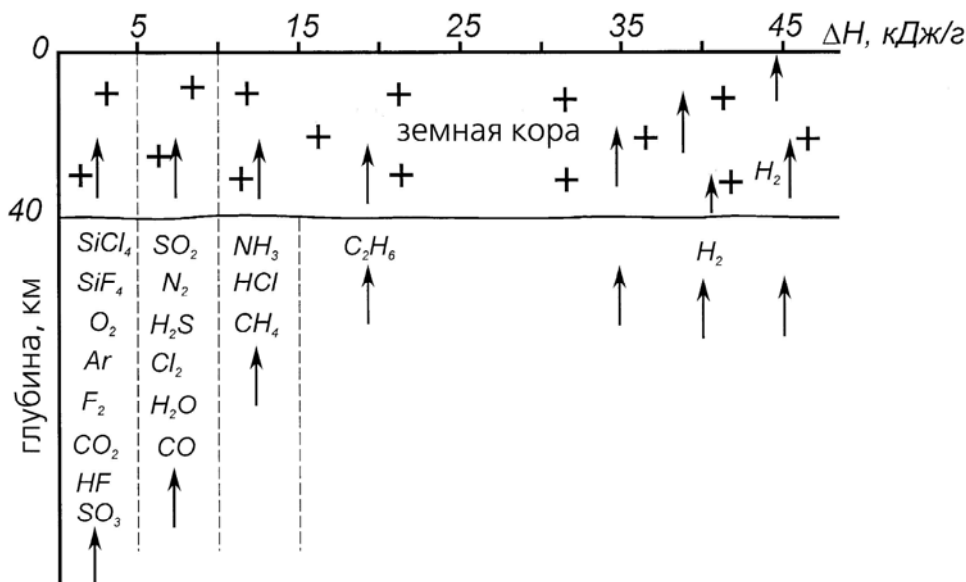


Рис.1. Способность компонентов глубинных флюидов к переносу тепловой энергии.

Все флюидные компоненты по способности к переносу тепловой энергии разделились на несколько групп (рис.1): низкоэнергетические — SiCl₄, SiF₄, O₂, Ar, F₂, CO₂, HF, SO₃ (1—5 кДж/г); среднеэнергетические — SO₂, N₂, H₂S, Cl₂, H₂O, CO (5—10 кДж/г); высокоэнергетические — NH₃, HCl, CH₄ (10—15 кДж/г); сверхвысоко энергетические — H₂ (35—45 кДж/г).

Таким образом, водород как глубинный теплоноситель — вне конкуренции. Если же учесть, что реакции его взаимодействия с минералами горных пород экзотермические, то роль водорода в качестве главного «топлива» для эндогенных процессов в литосфере универсальна.

Проблемы рудоносности флюидов

В результате обобщения полученных нами с разных глубин более 30 тыс. анализов проб пород и руд появилась возможность создать схему размещения флюидных фаций в континентальной литосфере.

Наиболее древние и глубоко погребенные под архейскими плитами в астеносферном слое флюидные системы с высоким содержанием углерода ($C > H$) — С-системы (рис.2). Самые молодые и залегающие на сравнительно небольших глубинах ($H > C$) — Н-системы. Интересно, что даже по фрагментарным данным такая же зависимость отмечается и для океанической литосферы.

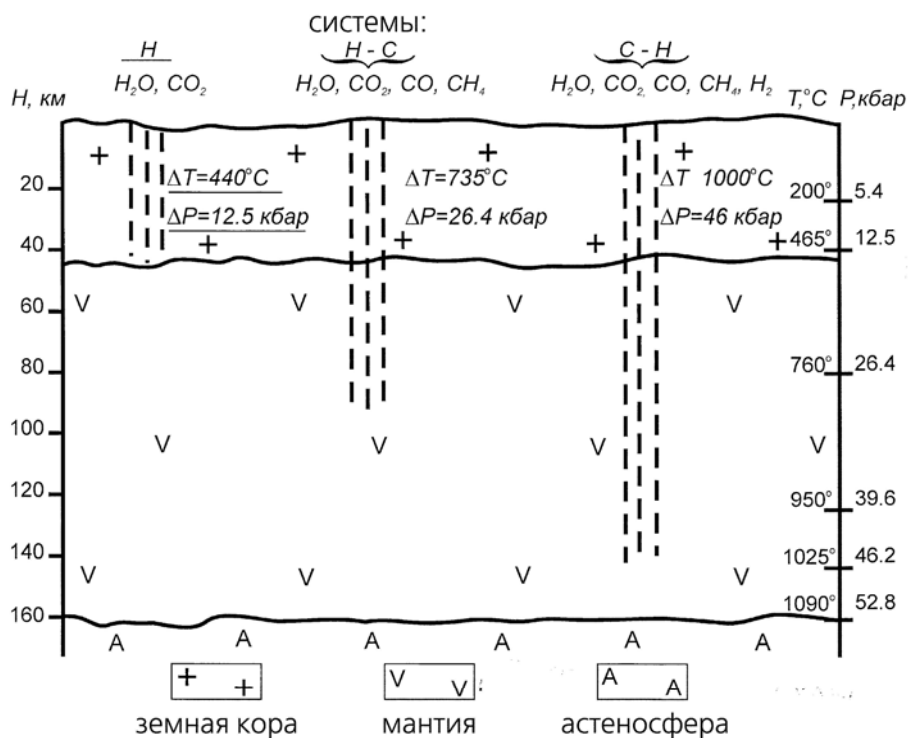


Рис.2. Физико-химические параметры глубинных С- и Н-систем литосферы.

С вычленением в литосфере С и Н флюидных систем выделяются С и Н глубинные зоны повышенной проводимости, относимые иногда к разломам. Высокая флюидопроводность таких зон несомненна, и их дренирующая по отношению к астеносфере роль очевидна. С-структуры характеризуются широким распространением углеродсодержащих минералов (карбонатов, карбидов, графита, алмаза) и газов. Им соответствуют зоны, вмещающие массивы кимберлитов, карбонатитов, ультраосновных щелочных пород, с широко развитыми процессами карбонатизации, графитизации и битумизации. К таким структурам обычно тяготеют месторождения алмазов, редких, благородных и цветных металлов. Н-структуры характеризуются высокой активностью H_2O и большим набором водородсодержащих минералов — амфиболов, слюд и других гидросиликатов. С этими структурами связаны зоны гранитизации, амфиболизации, ослюдинения и других типов метасоматоза. Здесь размещается подавляющее число рудных гидротермальных или метаморфогеннометасоматических месторождений.

В обобщенном виде вышеизложенное отражено на рис.3, где выделяется главная зависимость: чем глубже размещаются рудоносные флюидные системы, тем более они обогащаются элементами с высоким сродством к кислороду и фтору.

Иными словами, по мере роста T и P и снижения парциального давления кислорода во флюид из основной (базитовой) или ультраосновной матрицы будут переходить элементы с все большим сродством к кислороду и фтору.

Несомненно, что схема может видоизменяться в зависимости от конкретных условий, особенно для шовных зон, когда в формировании рудоносных систем участвуют флюиды из астеносферы двух соседствующих блоков. В еще большей мере эта закономерность наруша-

ется, если под действием флюидов в коре возникают очаги плавления, из которых в свою очередь выделяются новые флюидные системы.



Рис.3. Обогащение флюидов рудными компонентами в зависимости от глубины их зарождения. I — незрелая океаническая литосфера, изначально обедненная многими некогерентными компонентами; разломы проникают на глубину 40—50 км; флюиды выносят преимущественно S, халькофильные и благородные элементы с очень низким сродством к кислороду. II — более зрелая литосфера; образование гранитогнейсового слоя; разломы проникают до глубины 80—100 км; во флюидах и флюидно-магматических системах в земную кору поступают S и элементы, характеризующиеся низким сродством к кислороду. III — зрелая литосфера с хорошо развитым гранитогнейсовым слоем; разломы проникают до глубины 120—140 км; флюиды выносят S, F, Cl и рудные элементы с высоким сродством к кислороду. IV — наиболее зрелая литосфера с мощным гранитогнейсовым слоем; разломы проникают до глубины 160—180 км; флюиды выносят F, B и элементы с очень высоким сродством к кислороду и фтору.

Многие исследователи неоднократно подчеркивали роль глубинных разломов в формировании в осадочном чехле платформы месторождений углеводородов. Крайние точки зрения на генезис нефти и газа отдают предпочтение органической или неорганической гипотезам. Скорее всего, истина лежит посередине.

В формировании залежей углеводородов ведущую роль играет глубинный водород, а само их накопление в значительных масштабах возможно лишь при сочетании экзогенных и эндогенных факторов. Здесь проявляется синергетический эффект, когда каждый из отдельных факторов (экзогенный или эндогенный) не может привести к ожидаемому результату без воздействия другого.

На Сибирской платформе была установлена связь скоплений урана и других металлов с нефтяными залежами, источником которых были восстановленные флюиды зон глубинных разломов. В данном случае явление синергизма заключалось в том, что обогащенная органикой высокоуглеродистая субстанция в осадочной толще не окисляется, а трансформируется в скопление углеводородов за счет восстановительного, существенно водородного, флюидного потока из мантии. В свою очередь восстановительная углеродистая среда осадочной толщи предохраняет мантийный поток от окисления и обеспечивает длительное функционирование совокупной восстановительной флюидной системы. Сложение органического углерода из осадочных пород и мантийного водорода приводит к образованию скоплений углеводородов. В данном случае каждая из систем, взятая отдельно, при тех же физико-химических условиях углеводородных скоплений не генерировала бы. В равной мере подобная ситуация характерна и для образования стратиформных месторождений Au, U, Cu и других металлов на мелководных, с повышенным содержанием органики геохимических барьерах. И если в осадочных

толщах, богатых органическим веществом, изначально накапливаются рудные компоненты, то образование месторождений происходит только в тех случаях, когда область осадконакопления располагается над зоной влияния глубинного разлома, по которому поступают восстановленные и частично металлоносные флюиды. Сложение этих двух рудоносных систем бывает в итоге очень продуктивным — например, месторождения в районе реки Миссисипи (США), Мурунтау (Узбекистан), Джезказган и Каратау (Казахстан).

Самоорганизация флюидных систем

В ходе изучения природных и экспериментальных открытых неравновесных флюидизированных систем мы особое внимание уделяли синергетическим аспектам их развития. Образование магматогенных и рудных месторождений протекает в открытых неравновесных динамических системах, обменивающихся с окружающей средой веществом и энергией. Характерная черта развития таких систем — самоорганизация, наиболее полно проявленная в условиях возрастающей неустойчивости. Следствие необратимых процессов саморганизации — образование пространственно-временных структур, фиксируемых геологами на различных иерархических уровнях изучения месторождений. Нами были установлены основные закономерности развития природных неравновесных систем — в равновесной, неравно весной линейной и неравновесной нелинейной областях.

Проведенные экспериментальные исследования с гранитными флюидизированными расплавами показали, что процессы самоорганизации в них определяются в неравновесных условиях величинами градиентов (силами) и скоростями флюидной декомпрессии (потоками). Среди природных объектов были выделены различные формы самоорганизации флюидизированных магматических систем в неравновесных условиях (рис.4).

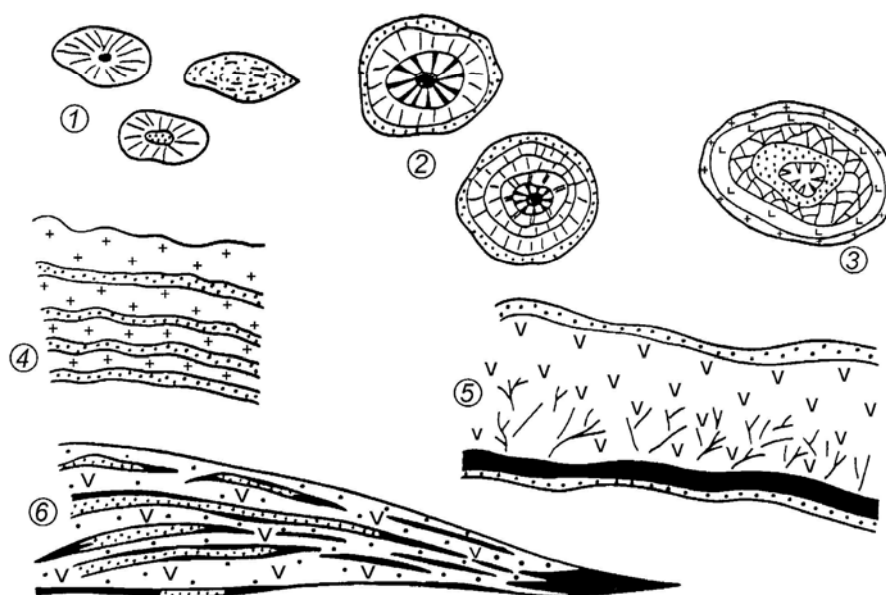


Рис.4. Примеры самоорганизации природных неравновесных флюидизированных силикатных расплавов. 1 — сферолиты; 2 — овоиды; 3 — шлировые пегматиты; 4 — ритмическизональные структуры на контакте гранитов; 5 — коматиты (ультраосновные вулканические породы, черным закрашены сплошные сульфидные руды); 6 — обособления обогащенных магнетитом прослоев на выклинивании базальтового потока (закрашены сплошные магнетитовые руды).

Процессы самоорганизации в гидротермальных системах были рассмотрены с позиций функционирования пространственно-временных и временных структур. Мы описали наиболее типичные ситуации перехода гидротермальных систем при инверсии флюидного режима от окислительной к восстановительной обстановке: в квазиравновесных, линейно-неравновесных

и нелинейно-неравновесных условиях. Один из вариантов более высоких уровней самоорганизации в гидротермальных системах — переход к конвективным ячейкам в градиентном $T-P$ поле — представлен на рис.5.

Возникновение и развитие рудно-магматических систем — следствие кооперативных эффектов в сложных динамических неравновесных условиях. На всем своем эволюционном пути такие системы проходят через несколько стационарных состояний, находящихся в подвижном равновесии, со специфическим комплексом управляющих физико-химических параметров и геохимических характеристик. В каждой рудно-магматической системе проявляется стремление, как можно дольше сохраниться в данном положении, и лишь когда все механизмы его поддержания исчерпаны, она скачком пере ходит в новое стационарное состояние, характеризующееся новыми физико-химическими и геохимическими параметрами.

Иными словами, это системы, степень самоорганизации которых есть функция многих переменных, но главное условие их длительного существования — подвод из внешнего источника вещества и энергии. Только при накачке энергии и вещества в систему, возможно ее длительное развитие и «вызревание» в режиме термостатирования. В таких рудно-магматических системах при соблюдении необходимых условий развиваются автоколебательные процессы. Введение в теорию термодинамики неравновесных процессов в качестве независимой переменной фактора времени позволяет при построении геохимических моделей этих систем оценить время функционирования конкретных объектов в различных стационарных состояниях.

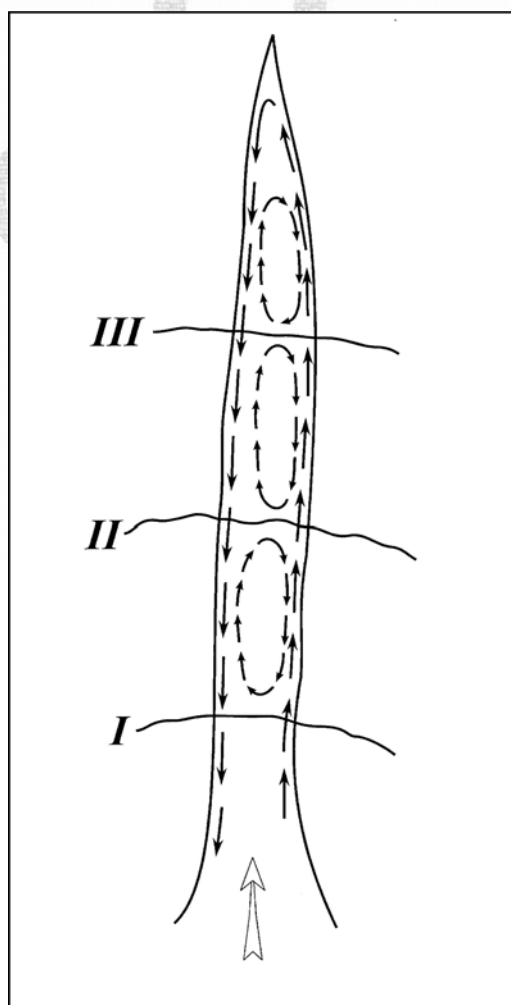


Рис.5. Конвективная модель гидротермальной неравновесной системы. I — высоко, II — средне, III — низкотемпературная область минералообразования. Распад единой системы на автономные подсистемы.

Рудно-магматические системы — это диссипативные системы, т.е. пространственно-временные структуры, возникающие вдали от равновесия в не линейной области. Степень диссипации энергии в них в итоге определяет геохимический тип — потерю одних компонентов и накопление других. В еще большей мере удаление от равновесия определяет состав руд и морфологию рудных тел, отражая в итоге уровни самоорганизации сложных при родных образований.

Неизбежным следствием воздействия на открытую систему извне будет ее стремление адекватно отреагировать на внешнее возмущение за счет процессов в самой системе и не выйти из стационарного состояния.

Новые синергетические подходы к анализу природных флюидов позволяют перейти на принципиально иной путь изучения, учитывающий всю совокупность факторов, влияющих на их развитие. Изложенные результаты получены впервые и существенно расширяют наши познания о сложном многоликом мире флюидных систем литосферы.

