

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

*Препринт № 4*

А. Ф. Белоусов

**К ОБЩЕЙ КОНЦЕПЦИИ  
ГОРНОЙ ПОРОДЫ**

НОВОСИБИРСК 1987

Белоусов А.Ф. К общей концепции горной породы. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. — 52 с. (Препринт / Институт геологии и геофизики СО АН СССР; № 4).

В работе намечены возможные направления дискуссии по концептуальной и методологической увязке разных разделов петрографии. Вводятся или уточняются ряд общепетрографических понятий. В основу взята фазовая природа горных пород. Определено понятие горнопородного индивида, первичной формой которого является слой. Петрогенетическое обоснование горнопородных индивидов проводится с позиций обобщенной модели воспроизведения. Показано, что управляющими структурными элементами систем воспроизведения горных пород являются фазовые поверхности. Рассмотрены масс-энергетические отношения между управляющей поверхностью растущего горнопородного индивида и средой. Обсуждается структурно-энтропийный аспект порообразования. Показана возможность онтологического и экологического изучения горных пород.

Работа представляет интерес для всех исследователей, занимающихся образованиями горнопородного уровня.

Приходится отмечать, что современная петрография утрачивает черты единой науки, распавшись на ряд специализированных дисциплин с обособленными подходами и своими понятийно-терминологическими арсеналами /Белюсов, 1985/. Разобщены петрографии осадочных, магматических, метаморфических пород, импактитов, твердых углеводородов, петрографическое изучение природных солей, различных руд, льда, метеоритов, техническая петрография и др. Несмотря на то, что изучаемые образования относятся к заведомо одному уровню организации вещества, несопоставимы их систематики, отсутствует явно сформулированная общая база классификации.

Названные петрографические дисциплины, безусловно, различаются предметными областями – типами изучаемых структурно-вещественных объектов и формирующих их процессов, что и является объективным оправданием специализации. Но специализация, как и во многих других науках, уже успела здесь породить вполне ощутимые негативные последствия – снижение междисциплинарной культуры петрографов, узость методологической и концептуальной платформ, трудности обслуживания "лоскутной" петрографией исследований обобщающего плана (например, геолого-формационных), трудности обучения основам петрографии. Для сегодняшней петрографии настоятельно необходимы теоретические разработки, которые были бы направлены на поддержание ее междисциплинарной интеграции.

В собственно петрографическом плане нельзя не заметить, что в применяемых структурно-вещественных классификациях несистематично и недостаточно используются общие основания, предоставляемые современной физикой, химией и физикохимией для понимания отношений химических и фазовых составляющих горных пород. Не лучше обстоит дело и в петрологии, где, по-видимому, еще не осознана сама необходимость разработки обобщенной модели поро-

дообразования, которая основывалась бы на универсальных принципах. Такие принципы могут быть заимствованы прежде всего из механики, физикохимии и термодинамики, математического моделирования систем и из естественных наук (например, генетической биологии).

Пока же генетические модели породообразования строятся, как правило, лишь в узкопрофессиональных терминах, таких как терригенная, биогенная седиментация, магматические, тектонические, импактные и т.п. петрогенные процессы, климатические факторы породообразования и т.д. В этих терминах в принципе нельзя вывести исследование процессов породообразования на междисциплинарный уровень и тем самым на общепетрологические модели.

Разработка общей концепции горной породы, очевидно, должна включать в себя выявление инвариант, присущих любой горной породе. Один из парадоксов современной петрографии, как и любой стихийно дифференцирующейся науки, состоит в том, что ее специалисты, занятые спецификой своих объектов, утрачивают интерес к этим инвариантам. Основной вклад в поиск общих принципов вносят те петрографы, которые рассматривают петрографические объекты с междисциплинарных позиций физики, физикохимии, термодинамики, логики, системного подхода, математической обработки данных, геолого-формационного анализа и т.д. Общая концепция горной породы — это некоторая система инвариант, относящихся к любой горной породе. Пока можно претендовать лишь на формулировку грубой схемы и фрагментов этой концепции, однако надо попытаться учесть и структурно-вещественные, и петрогенетические общие свойства горных пород.

Фактом является отсутствие в настоящее время достаточно мотивированного и конструктивного общего определения понятия горной породы.

### Определение горной породы

Определений понятия горной породы, как и любого другого объекта исследования, может быть много, в соответствии с возникающими разными целями и аспектами изучения. Нас сейчас интересуют не частные аспекты, а наиболее общие. Их три — вещественный

и структурный (являющиеся предметом петрографии) и генетический (предмет петрологии). Классическая трактовка горной породы как природного минерального агрегата выражает все три названных аспекта и с этой точки зрения может считаться системно состоятельной. Но без дополнительной расшифровки она мало конструктивна в смысле актуальной ориентации петрографических и петрологических исследований и выбора их методов.

Следует уточнить, что любая горная порода состоит из природных минеральных веществ в широком смысле, включая твердые вещества и примесные к ним флюидные. Минералами принято считать природные кристаллические фазы твердых веществ. В отдельный класс наряду с ними в последние годы выделяются минералоиды — природные твердые аморфные фазы (вулканические, импактные, фульгуритовые стекла, твердые гели и т.п.) и жидкие (вода, нефть и др.), которые тоже содержатся в горных породах. Заметим, что для уточнения вещественных составляющих горной породы нам сразу потребовалось перейти к характеристике фазовых составляющих.

Практика исследований в последние десятилетия показала петрогенетическую важность флюидных фаз (жидких, газообразных) — бывших флюидных сред минерало- и пороодообразования, включенных в твердые фазы, а также поровых и капиллярных вторичных флюидов, удерживаемых в соответствии с коллекторскими свойствами горных пород. С вторично включенными флюидами связаны разнообразные изменения пород. Достаточно очевидна целесообразность рассмотрения этих вещественных составляющих как элементов горной породы.

Наконец, в последние же десятилетия в связи с развитием высокоразрешающих методов исследования (электронная и рентгеновская микроскопия, микроспектральный анализ и др.) пристальное внимание привлекают фазовые границы в горных породах. Со времен Дж.Гиббса эти границы по причине появления на них особых физикохимических свойств часто приравниваются к фазовым составляющим. На этих границах, в частности, осуществляется адсорбция химических компонентов, не образующих отдельных фаз, но дающих здесь высокие концентрации, вплоть до рудных. Фазовыми границами (физическими поверхностями) разделяются фазовые

индивидуальности. Таким образом, постепенно проясняется весь ряд фазовых составляющих, на которые должны быть ориентированы современные петрографо-петрологические исследования.

Теперь мы можем констатировать, что любая горная порода в принципе гетерофазна и представляет собой твердофазный в основе агрегат. Этим подчеркивается обязательное наличие твердотельного отношения между частицами в горной породе. Оно в механике означает такое отношение, при котором частицы не меняют положения относительно друг друга и вся их совокупность способна перемещаться как целое.

Мы подходим к выводу о том, что основная сущность горной породы в вещественно-структурном смысле состоит в ее фазовой композиции, т.е. в фазовых составляющих и их отношениях. Принципиально важно не упускать из виду фундаментальный момент, состоящий в том, что горные породы, как и составляющие их фазовые индивидуальности, относятся к макрофизическому уровню организации вещества, который как раз и отличается от микрофизического появлением феномена фаз и фазовых поверхностей.

Таким образом, в общем понятии горной породы следует учитывать еще, что это — природный макрофизический объект уровня, стоящего над фазовыми индивидуальностями, представляющий фазовый агрегат, в основе твердотельный.

На макрофизическом уровне частицы вещества непосредственно связаны лишь относительно дальнедействующими силами — силами электромагнитного и гравитационного фундаментальных взаимодействий.

Следует отметить, к сожалению, что в геолого-минералогических науках недостаточно акцентируется, а то и вообще четко не осознается, что собственной предметной областью этих наук является именно макрофизический уровень косных природных образований на планетах. Именно из этой предпосылки вытекает насущное значение для геологии макрофизических принципов механики, кристаллофизики, общей физикохимии и термодинамики, химической термодинамики, физикохимии макромолекул и т.д. Эти принципы должны сыграть связующую роль в междисциплинарной интеграции внутри петрографии и в вопросах тесной увязки ее с минералогией и дру-

### Фазовая структура горной породы

Составляющими горных пород являются химические компоненты (в контексте – просто компоненты, как принято в физикохимии) и петрографические ингредиенты (в контексте – ингредиенты). Первые охватывают составляющие атомно-молекулярного уровня и являются объектом петро- и геохимического изучения горных пород, вторые – составляющие макрофизического (фазового) уровня – объект минералого-петрографического изучения.

Ингредиенты горной породы охватывают довольно сложный набор объемных макрофизических составляющих, от фазовых (простых однофазных) и видов – зерен или блоков внутри них, флюидных включений, до сложных их сростаний, которые будем называть субагрегатами. В субагрегатах, как в агрегате в целом, каждый твердый фазовый индивид контактирует не менее чем с одним другим твердым индивидом.

В горных породах давно привлекают внимание такие субагрегаты, как обломки горных пород, цемент осадочной породы, бобовины, слойки, биоморфные остатки, гломеропорфировые выделения, основная масса породы, миндалины, сложные рудные включения и т.п.; таким образом, горная порода может быть агрегатом, состоящим из субагрегатов. Критическое структурное значение для скальной (литифицированной) горной породы имеет субагрегат, являющийся ее прочностным каркасом. В литифицированном каркасе между контактирующими твердофазными индивидами имеются значительные электромагнитные силы притяжения.

В рыхлых породах (рыхлых осадках) электромагнитные взаимодействия между твердофазными индивидами слабы, и последние удерживаются гравитационным притяжением; здесь можно говорить о нелитифицированном каркасе. Рыхлые породы склонны к осыпанию, осплыванию и т.д. Далее, в горной породе часто бывает целесообразно выделить подсовокупности разрозненных, но родственных в чем-то между собой индивидов минералов или минераловидов – минеральные фракции, порфировые выделения, порфироблас-

ты, интерстициальные стекловатые фазы, вкрапленники рудного минерала и др. Те или иные минеральные фракции рассматриваются в качестве составных частей пород, в том числе руд, при минерально-парагенетическом и генетическом анализе последних.

Динамически переход от одной фазы к другой, согласно термодинамическому определению, необходимо характеризуется внезапным изменением свойств. Так называемые фазовые переходы первого рода, наиболее важные для минералогии и петрографии, характеризуются одновременно скачками изменения плотности и энтропии. В остальных фазовых переходах — второго рода — плотность не меняется скачком, но фиксируется перегиб кривых плотности и энтропии. Изменение энтропии сопряжено со сменой структуры фаз, при переходах второго рода — с так называемыми упорядочением и разупорядочением структуры.

Наблюдаемая статическая картина фазовых границ в любых агрегатах фазовых индивидов отражает отмеченные переходы.

В минералогии и петрографии, как известно, выделение фазовых индивидов производится по широкому спектру признаков, выражающих компонентный (химический) состав, а также по кристаллооптическим и другим физическим признакам, отражающим внутреннюю структуру фаз. Внезапные изменения значений этих признаков, так или иначе сопряженных с плотностью и энтропией, позволяют выявить фазовую структуру горных пород. Градиенты количественных признаков на границах фаз претерпевают разрыв или излом, перегиб со сменой знака, а качественные признаки сменяются. Индивиды в агрегате одноименных твердых фаз (т.е. одного минерала) выделяются по скачкообразному изменению ориентировки внутренней структуры, выраженной кристаллооптическими или другими признаками.

Кристаллические индивиды в горных породах известны в разном виде — ксеноморфных мономинеральных зерен, кристаллов, дискретных зон в зонарных кристаллах, индивидов в двойниках, ультрамикроскопических блоков в кристаллах.

Изложенная вещественно-структурная детализация категории горной породы позволяет точнее очертить предметную область современного описательно-петрографического исследования, в которую должны входить фазовый состав агрегата, его структура и текстура, характер и морфология граничных слоев твердых фаз и морфология их

поверхностей, структура и выполнение порового пространства.

Фазовая акцентировка принципиально важна для общего определения горной породы. Именно структура определяет наиболее конструктивную ориентацию вещественно-структурного и, как будет видно ниже, генетического изучения горных пород.

Конечно, остается фактом альтернативная химическая трактовка горных пород и руд (петрохимическая, геохимическая). Ее, при всей ее полезности, в принципе следует рассматривать как частную, вспомогательную, поскольку в ней не берется в основу структура, отличительная для образований макрофизического уровня, куда относятся горные породы. Накопленный опыт показывает, что истолкование химических данных применительно к горным породам оказывается наиболее успешным там, где эти данные увязываются с фазовой структурой и фазовыми механизмами (фазовыми переходами).

#### Обобщенная модель воспроизведения

Формулировку общей модели происхождения горной породы, по-видимому, будет целесообразно связать прямо с выяснением стержневого вопроса о том, что же в принципе необходимо и достаточно, чтобы могла появиться горная порода любого существующего типа. Весьма конструктивной в этом смысле представляется обобщенная модель воспроизведения (тиражирования), уже длительное время апробируемая автором на геологических и других природных образованиях /Белоусов, 1974, 1976, 1979а,б, 1985, 1986а, б; Белоусов и др., 1982; Белоусов, Красавчиков, 1986).

В формализованном виде система воспроизведения может быть записана как кортеж  $S = \langle K, \Theta_0, f, I_0 \rangle$ , где  $K$  - дискретный стандартный управляющий (кодовый) элемент со свойствами  $X_1$ ;  $\Theta_0$  - среда в критическом интервале состояний, на которые способен откликаться элемент  $K$ ;  $I_0$  - идеальный индивид, характеризующий устойчивыми (видовыми фенотипическими) признаками  $Y_i$ ;  $f$  - некоторый закон композиции системы, который можно интерпретировать как функцию считывания кода или физический оператор.

В произвольных условиях среды  $\Theta$  будем иметь значения

$$\text{Функции} \quad f(K, \theta) = \begin{cases} I_0, & \text{если } \theta = \theta_0, \\ \emptyset, & \text{если } \theta \neq \theta_0, \end{cases}$$

где  $\emptyset$  — пустое множество. То есть, индивид  $I_0$  в первом случае возникает, во втором — нет.

От традиционной научно-познавательной двучленной схемы "объект-среда" рассматриваемая система отличается тем, что в ней вычленяется еще третий элемент — посредник между формируемым объектом (индивидом) и средой. Новизна этой трехэлементной познавательной схемы состоит в установке на выяснение не одного, а двух влияющих на объект  $I_0$  факторов  $K$  и  $\theta$ , из которых один — среда.

Элемент  $K$  как код находится в логически однозначном отношении с видовым фенотипом индивида  $I_0$ , который можно рассматривать как результат декодирования кода  $K$  в процессе воспроизведения.

Совокупность индивидов  $I_0$ , формирующихся на основе стандартных элементов  $K$ , является идеальной видовой популяцией  $P_0$ ; значения одноименных признаков, принадлежащих к ней индивидов, как уже отмечено, совпадают. Для реальных индивидов  $I$  реальной популяции  $P$  не исключено совпадение значений некоторых признаков  $Z_i$ , в число которых входят признаки  $Y_i$ , а в общем случае для  $P$  следует ожидать наличия глобально устойчивых мод (максимумов) в статистическом распределении значений некоторых признаков; к этим модам должны тяготеть значения соответствующих признаков реальных индивидов  $I$ . Обособляющиеся устойчивые моды, таким образом, можно использовать для выявления видовых популяций.

Локальная популяция  $P_1$  — часть популяции  $P$ , дискретно обособленная в пространственных координатах  $R^3$  и (или) во времени  $t$ , либо имеющая обособленную моду в пространстве значений признаков  $Z_i$ .

Под популяцией  $P$  можно подразумевать и популяции с расширенным управляющим элементом, и, как широко принято, просто совокупности близкосходных индивидуализированных образований. Более подробную запись модели см. в работе А.Ф.Белюсова /1986a/.

Необходимо содержательное уточнение элементов модели воспроизведения для случая горных пород.

Подход к горным породам с позиций обобщенной системы воспроизведения, на который наталкивает прежде всего так называемая "повторяемость" горных пород, требует решения вопроса о горнопородном индивиде. Вопрос этот нетривиален. Более того, сама его постановка вступает в противоречие с распространенным взглядом на совокупность горных пород как на предметный континуум. Петрография в связи с ориентацией на состав и внутреннюю структуру пород не имела внутреннего стимула к разработке проблемы горнопородного индивида /Белоусов, 1986а, б/.  
Версия горнопородного континуума укоренилась благодаря довольно ограниченному истолкованию количественно-минералогических и петрохимических данных.

Правомерно попытаться выделить в качестве горнопородного индивида некоторое элементарное горнопородное тело. Проблема горнопородных тел (именуемых обычно геологическими телами) была всегда актуальна за пределами петрографии – в общей и структурной геологии, стратиграфии, геолого-формационном анализе, в методике геологического картирования, геологии месторождений полезных ископаемых. В последние годы, особенно в дискуссиях о применении структурно-системного подхода (Геологические тела..., 1986; Системный подход..., 1986) выявилось приоритетное понимание геологического (горнопородного) тела как реально индивидуализированного объекта, т.е. как тела с выявляемыми дискретными границами.

Пространственные границы горных пород, как и любых других макрофизических образований, могут быть, с гносеологической точки зрения, двух видов: номинальные (искусственно, условно задаваемые исследователем) и неноминальные (природные, выявляемые исследователем). Онтологический статус их совершенно различен, так же как и познавательная роль.

Номинальная граница может задаваться произвольно в трехмерном пространственном континууме (пример – произвольная граница опробуемой части обнажения) либо фиксировать в нем поверх-

ность равных, условно выбранных значений количественного признака. Изоповерхность — широко используемая разновидность номинальной границы; она разделяет горные породы с разными, четко фиксированными интервалами значений количественного признака; градиент изменения значений признака на такой границе не имеет разрыва, излома или перегиба (смены знака).

Номинальная граница характеризуется скачком изменения значений количественного признака разделяемых сред (градиент изменения на границе терпит разрыв — переход через нуль или в бесконечность), переломом кривой значений признака, сменой качественного признака; это всегда дискретная граница.

Строгое, формализованное представление о дискретной границе в случае изменений количественного признака может быть обосновано с помощью понятия о точках разрыва кусочно-непрерывной функции.

В горной породе как фазовом агрегате дискретные границы, как правило, совпадают с фазовыми. На границах между дискретными субагрегатами или телами пород к внезапному изменению признаков фаз может добавляться такое же изменение суммарных признаков минерального (фазового) и химического состава субагрегатов или тел и смена их петрографической структуры. Необходимое геометрическое свойство межпородной границы как поверхности — связность, — однозначно характеризуемая тем, что из каждой ее точки можно перейти в любую другую ее точку по траектории, лежащей на этой поверхности. При этом граница — поверхность может быть как угодно сложно изогнута, пориста, иметь "окна", сложные боковые контуры, разную симметрию.

В твердофазном агрегате обычно имеется огромный, трудно-обозримый набор связанных границ, которые можно протрассировать, следуя границам сменяющих друг друга фазовых индивидов; но существенный познавательный интерес имеют лишь некоторые из них. Это прежде всего те границы между агрегатами и субагрегатами, которые характеризуются упорядоченным скачком или переломом изменения количественных или сменой качественных признаков. Упорядоченность здесь означает, что характер изменения (знак изменения количественного параметра, направление спада значений кусочной функции, последовательность смены качественных признаков) от первого агрегата ко второму выдерживается вдоль

границы. Именно такие дискретные межпородные границы принято называть контактами пород. Упорядоченностью изменения признаков эти контакты аналогичны границам (контактам) фазовых индивидов.

Межпородные контакты относятся к важнейшим объектам геологических наблюдений, корреляций и картирования. Выявленные контакты помогают определить степень сложности и форму геологических тел, стадийность и последовательность формирования тел горных пород либо субагрегатов в породе.

Межпородные контакты – весьма интересный объект для детальной классификации. Пока они классифицируются в основном укрупненно, в целях геологической съемки.

Кроме межпородных контактов, очевидно, существуют фазовые границы горных пород с флюидной средой (вода, атмосфера) или с вакуумом (например, на Луне) – так называемые свободные поверхности. Как те, так и другие могут быть динамическими и статическими. Динамические границы связаны с продолжающимся процессом роста тела горной породы либо его продолжающейся деструкцией, а статические – с его консервацией (состояние равновесия, захоронение). Выявление дискретных границ горных пород важно для выяснения перерывов в аккумуляции пород, а также процессов их разрушения. Эти границы оказываются, в частности, бывшими контактами новообразуемой породы со средой ее сборки (сuspензией, водным раствором, расплавом и т.д.) либо бывшими контактами ранее сформированной породы со средой ее разрушения или участком деформации.

Во всех случаях (кроме пары вещество–вакуум) фазовая граница может быть представлена как пара поверхностей, одна из которых ограничивает одну из фаз, другая – другую. То же остается в силе для свободных поверхностей горных пород и межпородных контактов. Двойная поверхность очевидна в случае механического контакта твердых фаз (две стенки трещины и т.п.). Она имеет определенный физический и генетический смысл и в случае физикохимической связанного межпородного контакта. При наличии физикохимической (электромагнитной) связи двойная граница между конденсированными фазами соответствует двойному электрическому слою. Поверхность контакта метасоматической породы с исходной является для исходной породы деструктивной поверхностью, а

для новообразованной породы – границей сборки и аккумуляции; последнюю правомерно назвать агрегационной границей.

Погребенная впоследствии свободная поверхность породы может быть маркирована тонкой, но связной пленкой адсорбированных, дезинтеграционных, окисленных и т.д. продуктов, которые можно рассматривать как отдельный субагрегат породы.

Восстановление бывшей первичной фазовой границы формирующейся горной породы со средой аккумуляции радикально продвигает решение вопроса о горнопородном индивиде: горная порода в процессе образования всегда индивидуализирована такой границей. Вторичная (деструкционная) граница со средой разрушения (денудации) или участком деформации тоже индивидуализирует горную породу или субагрегат, сохранившийся в виде остатка.

Свободная аккумулятивная поверхность при последующем захоронении может маркироваться характерной собственной формой – гладкой для тонких осадков (иловых, коллоидных и т.п.), плоскогранно-кристаллической (при кристаллизации или гравитационной отсадке кристаллов), неровной со специфическими выпуклостями (при отложении псефитового материала). Характерная гладкая форма часто отличает бывшие свободные вторичные (денудационные) поверхности, стенки разрывных смещений пород. Таким образом, межпородная дискретная граница может распознаваться не только как поверхность со скачком, сменой знака или изломом функции изменения признаков между породами разграничиваемых тел, но и по собственным морфологическим признакам.

С учетом сказанного, горнопородным индивидом будем считать любое элементарное горнопородное тело, отделенное природной свободной поверхностью либо дискретным межпородным контактом и лишенное таких контактов внутри. Принцип этого определения близок принципу определения понятия простого геологического тела (Геологические тела..., 1986). Полная граница горнопородного индивида может быть гетерогенной – частью аккумулятивной, частью деструктивной и т.д.

Для определения понятия горнопородного индивида, как можно

видеть, выше использованы в основном вещественно-структурные предпосылки. Далее будет показано, что газовая поверхность между новообразуемым горнопородным индивидом и средой выполняет особо важную роль управляющего структурного элемента системы воспроизведения горной породы. Горнопородный индивид удается связать с определенным механизмом воспроизведения.

Категория горнопородного индивида (элементарного горнопородного тела) может естественным образом связать петрографическое исследование с изучением более сложных горнопородных тел — комплексов геолого-формационного уровня.

Как горнопородный индивид можно с одинаковым правом рассматривать и дискретно ограниченный малый субагрегат, и крупное простое, дискретно ограниченное тело горной породы. Различаясь размерами, такие объекты качественно равноценны; они могут быть подразделены лишь номинально. Это порядковое подразделение горнопородных индивидов на дискретные субагрегаты и дискретные горнопородные тела оправдывается лишь традицией петрографии, в которой никогда строго не ограничивались размеры (а также и сложность) изучаемых объектов. Отмеченная традиция сама не содержит в себе ничего драматического. В рамках петрографического изучения описываются как малые горнопородные индивиды, так и фрагменты крупных. Дискретно ограниченный субагрегат весьма интересен тем, что его можно рассматривать как "зародышевую" форму горнопородного индивида — начальную ступень в его онтогенезе.

Введение категории горнопородного индивида помогает выполнить существенное методическое требование к отбору горнопородных проб (количественно-минералогических, химических и др.), состоящее в том, что проба, отбираемая на лабораторный анализ, по возможности, не должна быть смесью горных пород. Познавательной и практически наиболее ценной, многоцелевой пробой обеспечивается в случае, когда объем ее не выходит за границу горнопородного индивида. Для выяснения этого опробованию должно предшествовать изучение структуры и текстуры пород, с выявлением дискретных межпородных контактов. Валовой анализ горнопородной смеси имеет более узкоцелевой интерес.

Мы рассмотрим в основном управляющие функции и фазовых поверхностей.

При описании функционирования систем в последние десятилетия начинают широко использоваться понятия программирования, кодирования, памяти, наследования, управления. Эти понятия все шире применяются к природным системам, когда какая-либо подсистема воздействует на другую, предопределяя ее структуру и функционирование. Показательна макромолекула ДНК, которая рассматривается как структурный элемент (код), управляющий синтезом клетки. Клеточный уровень рассматривается как базис, на котором запрограммированы строение и биологические функции тканей и органов организма и т.д. Важны работы, в которых проблема кода и управляющих элементов в природных системах ставится в обобщенном виде (см. например, Амосов, 1983).

Идея управления образованием природных объектов как частной формы причинной зависимости не нова. Опыт геологии и других естественных наук показывает, что имеется в виду, как правило, управление "сверху" — со стороны иерархически более высокой системы либо со стороны среды. Так, локальное породообразование рассматривается как результат влияния источников вещества и энергии, внешних физикохимических, климатических и т.д. факторов. Здесь мы имеем подход, который можно назвать масс-энергетическим. Без потока массы и энергии невозможно никакое новообразование. Однако принципиально важно здесь то, что изменение массы и энергии, обеспечивающих процесс, еще мало говорит о том, каков характер возникающего новообразования. Иное дело, когда процесс управляется "снизу" — со стороны элементов предыдущего структурного уровня, из которых создается новообразование.

При нетрадиционном подходе "снизу" мы выделяем некоторый структурный (физический или вообще субстратный) управляющий элемент системы. Его свойства и будут элементами кода, на которых запрограммированы структура и возможные функции новообразуемой системы (подсистемы, индивида и т.д.). В процессах породообразования, как будет видно дальше, контроль "сверху" ведет в основном масс-энергетическим обеспечением процесса, определяя, произойдет или нет породообразование вообще. А контроль

"снизу" определяет, какие именно виды пород и тел будут образованы, т.е. реализует существенно структурно-информационные предпосылки.

В последние два десятилетия, по-видимому, не без влияния идей управления (кибернетики) и теории информации в минералогии, петрологии, науках о месторождениях полезных ископаемых, геоморфологии вызревает признание фундаментальной роли фазовых границ как структурного элемента, непосредственно контролирующего образование минералов, горных пород и руд, форм поверхности земной коры.

Примечательна методологическая работа М.Ю.Поваренных, В.И.Оноприенко /1986/, где обосновывается сущностный статус фазовой поверхности (либо граничного слоя) минерального индивида; отмечается особо важная функциональная роль этого структурного элемента в минерогенезе. В топохимии /Болдырев, 1976; Горбачев, Шаврин, 1985/ и в работах по синтезу искусственных минералов на кристаллических подложках /Дерягин, Федосеев, 1977 и др./ рассматривается образование кристаллических соединений под контролем твердофазных поверхностей. Здесь фазовая поверхность управляет электромагнитными кристаллохимическими взаимодействиями. Этот механизм, очевидно, распространяется не только на фазовые индивиды, но и на образование агрегатов твердых фаз. Функциональная роль граничного слоя подчеркивалась для метасоматоза /Поспелов, 1973/.

В новейшем литологическом руководстве /Лидер, 1986/ акцентирована особо важная роль донных форм рельефа в образовании тел и текстур природных механических осадков и впервые последовательно проанализировано контролирующее влияние на седиментогенез поверхности раздела между опорной твердофазной массой и средой (водой, воздухом). Проанализированы также пороговые (критические) условия потоков, поставляющих исходную твердофазную взвесь. Таким образом, показано, что формирование тел механических осадков, связанных с гравитационно-инерционными взаимодействиями, контролируется твердофазной поверхностью.

В проблемной статье В.О.Таргульяна /1985/ подчеркнута ключевая роль контактов между средами разной фазовой природы в универсальной модели экзогенеза. Сюда относятся образование геоморфологической поверхности и экзогенный минерало- и литогенез - образование реголитов, кор выветривания, почв, поверхностных осад-

ков, зон катагенеза и т.д. В формировании экзосферы Земли особенно важны поверхность коры и граница ее с водной оболочкой. Экзогенез на планетной коре начинается с момента контакта ее твердофазной поверхности с любой средой.

В недавно вышедшей книге Ю.М.Миханкова, Б.Г.Федорова /1984/ подчеркнуто, что сама существующая поверхность рельефа, воздействуя на энергомассопоток среды, изменяет вектор импульса частиц в нем и новообразуемая поверхность формируется уже под воздействием результирующего вектора. Уклоном поверхности существенно определена динамика процесса в гипергенном потоке. Вершинные линии задают противоположно направленные векторы потока частиц. Озерная котловина имеет свойство ловушки для твердых осадков, выравнивающих дно. Речная долина одномерно направляет гипергенный поток и т.д. Отмечается, что в структуре рельефа закодировано дальнейшее поведение геоморфологической поверхности. Поверхности и формы рельефа приравниваются соответственно к знакам, кодирующим сигналы, и сообщениям, которые определяют направление процесса морфогенеза.

В петрологии, по-видимому, до недавнего времени прямо не использовались принципы воспроизведения, управления и кода при анализе породообразования. Этому посвящен ряд работ автора /Белоусов, 1979 а, б, 1985 а, 1986 а, б; Белоусов и др., 1982; Белоусов, Красавчиков, 1986; Белоусов, Кривенко, 1983/.

Рассмотрим образование слоя твердофазного осадка. Очевидно, что для аккумуляции слоя необходима контролирующая поверхность конденсированного тела. Такие поверхности в основном твердофазны, иногда они жидкофазны. Так, слой льда может первоначально возникнуть на поверхности воды при всплывании частиц льда из шуги (суспензии), флотационный слой легких кристаллов - на поверхности озера высокоплотной лавы. Аккумулируемый на конденсированной поверхности слой тоже в принципе может иметь любое агрегатное состояние - твердое, жидкое и даже газообразное (примеры - гидросфера и атмосфера планеты).

Для тектонитов дробления и течения, разрастающихся путем деструкции и оттеснения фазовой границы жесткого, прочного смежного тела, как и для любых других горных пород, очевидно, тоже должно быть принято во внимание контролирующее действие этой границы и может быть применено понятие слоя. При этом следует

иметь в виду строго установленное положение реологии, состоящее в том, что участок пластического течения необходимо должен граничить с жестким участком /Реология ..., 1962/. Контроль имеющимися фазовыми поверхностями (или граничными слоями) и послышное нарастание новообразований устанавливается во всех метаморфических и аналогичных им процессах, связанных с химическими реакциями внутри масс горных пород.

По-видимому, можно считать, что управляющая роль природных макрофизических (фазовых) поверхностей проявлена в процессах воспроизведения любых конденсированных макрофизических тел, начиная с уровня фазовых индивидов. Теперь мы получаем возможность обобщить понятие слоя на любые типы горнопородных образований, ограничиваемых наблюдаемой или скрытой первичной границей.

Горнопородный слой — это любой твердофазный в основе природный агрегат, формирующийся непосредственно под контролем поверхности уже существующего конденсированного, обычно твердого тела. Природа исходной управляющей поверхности конденсированного тела безразлична — эта поверхность может быть первичной, вторичной, природной, техногенной.

При аккумуляции горнопородного слоя через механические (гравитационно-инерционные) взаимодействия агрегатное состояние этого слоя (и, следовательно, характер его внешнего ограничения) никак не зависит от агрегатного состояния управляющей поверхности; оно задано фазовым состоянием среды. Но при физикохимических (электромагнитных) взаимодействиях свойства управляющей поверхности (такие как смачиваемость, способность к коалесценции, адгезионная способность, адсорбционные свойства, способность стимулировать коагуляцию коллоидов и эпитаксиальную кристаллизацию) определяют формирование нового слоя предпочтительно в виде конденсированной же фазы, т.е. слоя с дискретной свободной границей. Таким образом, в физикохимических процессах формирования горных пород (как агрегатов) управляющая фазовая поверхность несет существенную информацию о фазовом характере этих тел и их первичных границ. Особенно это касается кристаллизации. Здесь исходная твердофазная поверхность (а точнее — ее пограничный слой) своими свободными связями ближнего и дальнего порядка вызывает

образование твердой же фазы. Последняя может относиться к тому же минеральному виду, что и вещество под исходной поверхностью, либо быть другого вида. В последнем случае образование нового минерала может контролироваться не полной кристаллической решеткой пограничного слоя подложки, а только анионной или катионной ее подрешеткой, или какими-либо иными фрагментами решетки подложки.

Ф о р м и р о в а н и е слоя означает прежде всего его рост — наиболее очевидное проявление онтогенеза слоя. По отношению к горнопородному слою как макрофизическому объекту во многих случаях правомерно и целесообразно говорить о непрерывном росте, поскольку здесь дискретностью процесса, связанной со сборкой фазовых индивидов (и тем более химических компонентов) можно пренебречь.

Обобщение категории горнопородного слоя, которая обычно приписывалась лишь осадочным породам, на любые непрерывно аккумуляруемые (непрерывно растущие) горнопородные образования должно стимулировать тонкое текстурное исследование горных пород и в то же время их углубленное генетическое осмысление. Для детального анализа текстур агрегатов представляется полезным понятие минимального слоя горной породы, под которым можно понимать идеальный слой толщиной в один фазовый ингредиент агрегата (в одно кристаллическое зерно или в одну терригенную частицу). Таким образом, это — наименьший дискретно ограниченный субагрегат слоя, сохраняющий слоевую природу. Минимальные слои можно связать с планарной и другими предпочтительными ориентировками слагающих частиц и использовать для реставрации положения бывших свободных поверхностей осадка либо внутripородных управляющих фазовых поверхностей. Минимальный слой можно использовать как идеальный элементарный ингредиент при детальном анализе роста слоя. Горнопородный слой в его расширенном понимании обогащает концепцию горной породы и помогает выявить существенные черты первичной текстуры и первичной формы горнопородного индивида и его первичного онтогенеза (онтогенеза роста).

Следует отметить, что понятие онтогенеза уже довольно широко используется для минералов.

Итак, с учетом самых общих петрогенетических предпосылок,

сформулированных с помощью модели воспроизведения, нам удалось определить понятие горнопородного слоя, который и является универсальным новообразуемым, первичным горнопородным индивидом.

Выше уже отмечалось, что наблюдаемая дискретная граница горной породы (свободная либо захороненная) далеко не обязательно является первичной, то есть не обязательно является организменным атрибутом отделяемого ею макрофизического тела. Возможность неорганизованной, случайной границы связана со свойствами обобщенной системы воспроизведения (см. выше), поскольку исход  $(K, \theta) = \emptyset$  при  $\theta = \theta_0$  равносителен отмене механизма генерации индивида  $(K, \theta) = I_0$ , отвечающего состоянию среды  $\theta = \theta_0$ . С точки зрения обобщенной модели воспроизведения первичной границей горнопородного индивида является такая, которая имеет видовые фенотипические признаки, однозначно выводимые из свойств структурного элемента  $K$ , в нашем случае — исходной фазовой поверхности. В связи с этим первой ("нижней") организменной границей новообразуемого индивида и будет эта исходная поверхность. Другая организменная граница должна завершать рост индивида. Критерии ее организменной природы состоят в том, что она отражает свойства исходной фазовой границы и в то же время представляет конечный результат ее непрерывных, однонаправленных, положительных (в сторону среды) перемещений. Это существенно зависит уже от обеспечения состояний среды  $\theta = \theta_0$ .

Другими словами, вторая ("верхняя") организменная граница новообразуемого горнопородного индивида — это его свободная граница с флюидной средой или граница с горной породой, выступающей в качестве среды породообразования. Нетрудно видеть, что организменную целостность в процессе воспроизведения горной породы представляет собой слой, который вместе со своими первичными границами и является специфическим целостным индивидом горнопородного уровня. Первичные границы рассматриваемого слоя — исходную и завершающую — правомерно назвать агрегационными; термин подчеркивает их функциональную сущность в процессе созидания агрегата.

Первичная граница осадочного слоя при непрерывно продолжающемся накоплении захороняется и, таким образом, сохраняется в разрезе. При этом, если в среде (флюиде, потоке вещества) нет внезапных макрофизических изменений состояния, бывшая свободная поверхность слоя захороняется в скрытом виде, теряя видимую дискретность. Здесь мы сталкиваемся с частичной потерей информации. Слой, представляющий собой в геометрическом отношении след перемещения аккумулятивной поверхности, может обнаруживать лишь недискретные, так называемые градационные, изменения свойств в поперечном к контакту направлении. При эпизодическом прекращении активного накопления слой может некоторое время сохранять свою первичную поверхность (в равновесном состоянии) и затем (оставаясь равновесным либо метастабильным) быть захороненным. Если при непрерывно продолжающемся накоплении внезапно меняется состояние среды (вторжение нового потока, появление материала нового состава, переход среды через критические точки конденсации вещества и т.д.), то бывшая свободная поверхность может быть захоронена как дискретная (межпородный контакт). При задержке накопления свободная поверхность слоя может быть четко маркирована тонкой адсорбционной пленкой, выветрелой пленкой, шлифованной поверхностью и т.д., а при захоронении тоже сохранится как дискретная. Этому способствует и практически неустранимая разница состояний среды до и после перерыва в отложении, имеющего конечную продолжительность. В огромном числе случаев периоды непрерывного накопления сменяются (после стадии равновесного состояния поверхности осадка или минуя эту стадию) дезинтеграцией слоя, уничтожением первичной поверхности. Уничтожение первичных аккумуляционных границ – вторая важная причина потери информации о них. Вместе со "стиранием" свободной границы осадка или породы при непрерывной аккумуляции это неблагоприятное обстоятельство, по-видимому, было в числе причин, которые мешали распространить понятие слоя на различные типы горных пород и породообразования.

Вторичные границы – поверхности механической эрозии, растворения, плавления, химического разложения, деформационные границы и т.д. правомерно назвать деструктивными. В отличие от агрегационных поверхностей, деструктивные захороняются всегда в дискретном виде, и в этом смысле информация о них теряется меньше.

Воздействия фазовой границы на механическую и физикохимическую аккумуляцию материала горной породы можно суммировать пока следующим образом: I) эта граница задает локализацию сборки слоя, пространственно-временные координаты воспроизведения слоя; 2) определяет непрерывность роста индивида (как потока); 3) задает в основных чертах морфологию (форму, симметрию) воспроизводимой фазовой границы определяемого ею аккумулятивного тела; 4) на ней при фазовых переходах I рода имеют место излом кривой свободной энергии и скачок ее первых производных – энтропии и плотности, а при фазовых переходах 2 рода – иные внезапные изменения энтропии и плотности, чем контролируется направление энергетического потока у границы; 5) она реорганизует структуру флюидной среды в своей окрестности – переориентирует на себя градиент поля концентраций, преобразует направление потоков вещества; 6) своими одномерными деталями локализует ростовые кромки минимального слоя (примеры: ребро отрицательного двугранного угла на фазовой поверхности – кристаллохимическая, электростатическая и механическая ловушка частиц; положительное ребро поверхности рельефа, отделяющее аккумуляционную поверхность от денудационной и определяющее тем самым направление разрастания слоя вдоль поверхности границы); 7) задает ближний порядок агрегируемых частиц, упорядочивает ориентировку аккумулируемых неизометрических ингредиентов – твердофазных частиц, новообразуемых кристаллов, минеральных биогенных остатков и т.д.; 8) в физико-химических и биохимических процессах аккумуляции горных пород предопределяет конденсированное состояние и дискретный характер свободной поверхности слоя, а при кристаллизации – и его минеральный состав; 9) катализирует реакции кристаллизации, окисления-восстановления и другие, способствуя формированию определенного состава минерала или новой горной породы, в связи с наличием активных центров со свободными электромагнитными связями; 10) выступает как поверхность собирательной кристаллизации за счет растворения более мелких кристаллов того же минерала в прилегающем слое среды; 11) характеризуется (как двумерный дефект кристаллического зерна) повышенной скоростью диффузии вдоль граничного слоя, что способствует равномерному распределению кристаллизующегося вещества вдоль границы; 12) по той же причине способствует прилипанию твердофазных частиц и адсорбции; 13) у фазовой границы в ростовой среде кристалла или

агрегата устанавливается стационарный диффузионный поток, ортогональный к границе. Фазовые поверхности проявляют и другие специфические функциональные свойства при аккумуляции материала. Преобразуя направление потока флюидной среды с твердыми частицами, свободная поверхность твердофазного тела организует свое истощение и шлифовку при образовании денудационных поверхностей и т.д.

Граница дискретного твердофазного тела контролирует распределение напряжений и деформаций в теле, разлагая вектор приложенных внешних или преобразуя тензор внутренних механических сил.

Так, при контракции и растрескивании в результате усыхания, дегидратации и т.д. трещины растяжения ориентируются в основном ортогонально и параллельно поверхности илового или колломорфного осадка. На контактах горных пород разрешаются касательные напряжения в виде согласных трещин скола; упорядоченную ориентировку при этом получают также трещины скола, отвечающие второй системе плоскостей максимальных скалывающих напряжений. Вдоль имеющихся границ геологических тел (блоков, слоев) ориентируются плоскости пластического течения и образуются соответствующие упорядоченные текстуры.

Обратим внимание на то, что перечисленные управляющие функции фазовой поверхности имеют в основном структурно-морфологическую направленность, определяя форму и упорядоченную пространственно-временную структуру собираемого (агрегируемого) индивида — слоя.

Вещественный состав новообразуемой породы контролируется фазовой поверхностью тоже лишь в отношении фазовой и химической структуры отлагаемого вещества, через рост кристаллов, эпитаксиальную кристаллизацию, топохимический катализ реакций конденсации, адсорбцию. Здесь действует кристаллохимическая (стереохимическая) структура граничного слоя управляющей фазовой поверхности.

Возникает необходимость в обобщающем термине, который охватывал бы любые процессы и механизмы соединения и пересоединения любых частиц в макрофизический агрегат. Таким термином может быть агрегация. Агрегация охватывает явления, называемые конденсацией, аккрецией, аккумуляцией, сборкой, а также входит в процессы образования деформированных и любых других изме-

ненных тел. Суть агрегации состоит в образовании нового агрегата, отличающегося новой структурой и часто новым составом, не существовавшего в данной части пространства раньше.

Теперь мы можем сказать, что имеющиеся фазовые границы управляют агрегацией макрофизических тел, создавая агрегационные слои разной природы (в соответствующем контексте — просто слои).

Как отмечено, фазовые поверхности сохраняют управляющую роль и в процессах дезинтеграции ("антисборки") макрофизических тел, т.е. рассматриваемые закономерности общи для любых природных макрофизических образований и всех тех, которые рассматриваются в геологии. Геологу во многих случаях приходится решать задачи, связанные с выяснением формы и структуры уничтоженной части минеральных и горнопородных тел. В этих случаях целесообразно использовать понятие исчезнувшего, деструктивного слоя, который может быть денудационным (эрозионным, абразионным, дефляционным и т.д.), деформационным, реакционно замещенным.

С учетом характера сохранившихся (захороненных) управляющих поверхностей можно интерпретировать форму и структуру аккумулятивных тел, а также судить об утраченных частях этих тел.

Если порообразование идет внутри горнопородного массива (метаморфизм и другие вторичные изменения), то управляющую функцию выполняет контакт между новообразуемой и реликтовой породой. Этот контакт при росте тела (слоев) метаморфита отесняется путем химической либо механической деструкции реликтовой породы. Деструкция захватывает горную породу послойно; продвижение фронта деструкции контролируется в каждый момент положением контакта и ориентировкой связанных с ним изопотенциальных поверхностей воздействия (сил), вызывающих деструкцию. При этом для исходной породы эта граница является деструкционной, а для новообразуемой — агрегационной.

При так называемом структурно-вещественном подходе к изучению макрофизических объектов в минералогии и петрографии фазовая поверхность воспринимается лишь как морфологический элемент, и ее фундаментальная, функциональная роль ускользает. Поэтому дискретные макрофизические поверхности нужно рассматривать не только как морфологический, структурно-вещественный феномен, но и

как важнейший генетический фактор. Обе эти стороны неразрывно связаны.

### Энтропия в породообразовании

Выявление и изучение управляющего структурного элемента породообразующей системы должно стимулировать интерес к структурно- и информационно-энтропийным проблемам породообразования, которые в петрологии пока почти не затронуты.

Любой процесс породообразования в принципе неравновесен, и это влечет за собой неустрашимое изменение энтропии при образовании и изменениях горных пород. Петрогенез, как любой макрофизический процесс, в строгом смысле необратим /Бриллюэн, 1966; Пригожин, 1985/.

Если образование горной породы идет с изменением теплосодержания  $\Delta q$  (например, при магматической или гидротермальной кристаллизации, химическом выветривании), то изменение энтропии  $\Delta S$  определяется уравнением  $\Delta S = \Delta q/T$ , где  $T$  — абсолютная температура. Суммарная энтропия возрастает, если в системе не достигнуто равновесие (при равновесии энтропия остается постоянной,  $\Delta S = 0$ ).

По своему физическому смыслу энтропия — это мера обесценивания энергии /Бриллюэн, 1966/, т.е. мера перехода ее из работоспособной (кинетической, свободной) формы в потенциальную, "замороженную". С приближением системы к абсолютному нулю возможный тепловой градиент в неравновесной системе, делающий ее работоспособной, склонен уменьшаться, поскольку  $\Delta q = T \Delta S$ . Энтропия позволяет определить для системы свободную энергию  $\Delta G = \Delta q - T \Delta S$  и вместе с тем направление процесса. Связь между  $\Delta G$  и  $\Delta S$ , как видно, обратная.

Энтропию, записанную указанным выше уравнением, иногда называют термодинамической. Она выражена только через тепловые параметры. При более широком подходе /Бриллюэн, 1966/ энтропия связывается с разными видами энергии и со структурой вещества.

Абсолютную температуру системы в знаменателе термодинамического выражения энтропии допустимо трактовать как меру степени

свободы тепловых движений частиц.

Энтропию, как и энергию, можно рассмотреть для общего случая изменений системы, с учетом структурной энтропии и энергии связи между атомно-молекулярными частицами внутри фаз и между фазами в фазовых агрегатах.

Изменения внутрифазовой структурной, или конфигурационной, энтропии отражают степени свободы частиц, связанные с их конденсацией (расстоянием между атомами, плотностью упаковки), координатой (числом непосредственных ближайших соседей) и ориентацией связей между ними (симметрия кристаллической решетки и др.; Пригожин, Дефэй, 1966; Бобылев, Анфилогов, 1986; Методологические проблемы ..., 1985). Для случая кристаллизации из расплава полную внутреннюю энергию  $E$  и энтропию  $S$  системы можно представить суммой составляющих

$$E = E_{\text{пост.}} + E_{\text{вр.}} + E_{\text{конф.}} + E_{\text{кол.}} + \dots,$$
$$S = S_{\text{пост.}} + S_{\text{вр.}} + S_{\text{конф.}} + S_{\text{кол.}} + \dots,$$

отражающих вклад отдельных степеней свободы микрочастиц — поступательной, вращательной, конфигурационной, колебательной и др. /Самойлович, 1983/. Конфигурационная составляющая взята здесь без расчленения. Перечисленные степени свободы "замораживаются" последовательно в ходе кристаллизации. То же справедливо для агрегации твердых макрочастиц.

В кристаллических фазах тепловая энергия и амплитуда колебаний частиц (атомов, молекул) в среднем не превышают энергии связи и равновесных расстояний между частицами. Ясно, что здесь большей составной частью энтропии является структурная энтропия фаз. Структурная энтропия имеется в жидких фазах (аморфных жидкостях, их потоках, жидких кристаллах), а также в потоках газов. Но в жидкостях и особенно газах преобладает тепловая составляющая энтропии, связанная в основном с энергией броуновского движения частиц.

При сборке любых частиц в твердый агрегат или твердую фазу частицы теряют степени свободы, связанные в основном с кинетической (тепловой, механической) энергией, а при деструкции агрегата или твердой фазы приобретают их. В обоих случаях в твердом теле уменьшены по сравнению с флюидной средой кинетические составляющие энергии и энтропии. В соответствии с услови-

ем  $\Delta S \geq 0$  для изолированной системы (второе начало термодинамики) вблизи равновесия (где  $\Delta S = 0$ ) при этом оказываются пониженными структурные составляющие энтропии новообразованного либо реликтового твердого агрегата или твердой фазы. Таким образом, выявляется структурно-энтропийный аспект рассматриваемой системы. Энтропия оказывается мерой структурной упорядоченности. Часто для этой цели вводят величину энтропии с отрицательным знаком, называемую негэнтропией /Бриллюэн, 1966/.

Негэнтропия как величина, сопряженная со структурной упорядоченностью рассматриваемой части системы, несет определенную информацию о ее структуре, и здесь вскрывается структурно-информационный аспект системы. Структура – носитель информации. Увеличение негэнтропии соответствует возрастанию структурной упорядоченности и количества информации. Структура дает познавательную экспериментальную информацию о рассматриваемой системе, информацию относительно характера определенной части системы, содержащуюся в другой ее части и т.д. При анализе процессов воспроизведения важно выяснить, какая информация о характере возможного будущего индивида заключена в управляющем структурном элементе системы. В нашем случае важно выявить свойства исходной фазовой поверхности или граничного слоя, которыми может быть предопределено появление в неравновесной порообразующей системе упорядоченной новой ее части – горнопородного индивида (слоя).

При анализе порообразования придется иметь в виду энтропию двух структурных уровней – кристаллохимическую (стереохимическую) внутри фаз и структурно-петрографическую, или текстурную, для фазовых агрегатов. У твердых фазовых агрегатов против фазовых индивидов появляются дополнительные энтропийно-структурные свойства, связанные с агрегированностью, формой, координацией и ориентацией слагающих макрофизических частиц. Подобными дополнительными свойствами обладают потоки твердых частиц в флюидной среде при отсадке (либо флотации), а также твердофазные поверхности, которые контролируют накопление слоя.

Фазовая поверхность (граничный слой) как двумерный структурный элемент задает относительно низкую (плоскую, круговую)

симметрию новообразуемого горнопородного слоя. Одномерные морфологические элементы этой поверхности (положительные и отрицательные ребра), если они имеются, дополнительно уменьшают число степеней свободы для роста новообразуемого слоя и понижают его симметрию. В случае участия в аккумуляции механических сил наклоненная исходная поверхность определяет направление потока и линейную ориентировку частиц – дополнительное понижение симметрии слоя. Так или иначе, горнопородный слой приобретает повышенную структурную упорядоченность.

Среда может представлять собой раствор компонентов или смесь фаз – тонкодисперсных, твердоаморфных, жидких, газообразных. Так, при последовательной кристаллизации из магмы вначале высаживается фракция избыточного минерала (которая может образовать слой), затем – относительно простые минеральные котектики. Остаточный расплав потенциально всегда представляет собой более сложную высокоэнтропийную котектику в смеси с избыточными летучими компонентами. В остатке возможен высокоэнтропийный флюидный раствор. Принцип максимума энтропии для растворов, используемый в химической термодинамике, должен учитываться для природных флюидных сред породообразования.

Таким образом, выясняется негэнтропийная роль фазовых поверхностей, на которых идет агрегация; эти поверхности определяют относительно упорядоченное агрегатное состояние и структуру агрегируемых слоев. Исходные фазовые границы (либо граничные слои) несут в себе наибольшую информацию о рассмотренных характеристиках новообразуемых слоев. Среда обеспечивает в основном массово-энергетические, а не информационные предпосылки породообразования. Достаточно очевидна информационно-энтропийная неравноценность частиц потока (макрофизических или атомно-молекулярных), с одной стороны, и фазовой поверхности, на которой происходит их сборка, с другой. Частицы потока содержат гораздо меньшую информацию относительно структуры будущего слоя осадка, чем агрегирующая поверхность (или точнее – граничный слой).

Таким образом, возможна фундаментальная структурно-энтропийная (или структурно-информационная) трактовка управляющих структурных элементов и механизма воспроизведения минералов и горных пород. Именно энтропийно-структурный фактор ориентирует систему на порождение стабильных минеральных и горнопородных индивидов.

Энтропия горной породы как сложной, гетерогенной системы отражает баланс энтропий входящих в нее ингредиентов, поэтому оценка ее не проста и может быть сделана обычно лишь в качественном или порядковом плане. Так, если при метаморфизме породы в ней образуется в виде вкрапленников новый стабильный минерал, он будет характеризоваться пониженной термодинамической энтропией, в то время как увеличится суммарная энтропия рассматриваемой метаморфизованной породы. Упорядоченность в новом агрегате может снизиться при изменениях ранее существовавшей породы с введением дополнительной энергии или вещества (подплавление, увлажнение, грануляция, хаотическое растрескивание, физическое выветривание, тектоническое перетирание, диффузионное или механическое перемешивание и т.п.). Значительный вклад в рост энтропии вносит энтропия смешения, разупорядочивающего систему. Смешанные горные породы часто метастабильны, склонны к превращению в более устойчивые, упорядоченные агрегаты и служат средой для их образования.

Тенденцию к образованию упорядоченных горных пород (слоев) и минеральных ингредиентов в них следует учитывать при анализе процессов фракционирования вещества в петрогенезе. Последние приводят, в частности, к накоплению руд.

По отношению к новообразующемуся агрегату или его ингредиенту среда (в которую может входить и исходная горная порода) всегда имеет избыток свободной энергии. Процесс агрегации либо деструкции горной породы стремится минимизировать свободную энергию.

С другой стороны, для огромного ряда систем образования и изменения горных пород, сопровождаемых диссипацией теплоты ( $-\Delta q$ ), принцип общего увеличения энтропии определяет необратимость, асимметрию процесса /Пригожин, 1985 и др./. С учетом энтропийной предпосылки можно полнее понять многие глобальные петрологические факты, выражающие эту необратимость. Таковы предпочтительное развитие высокоэнтропийных магматических котектик с приблизительно равными долями главных компонентов (базитовые, гранитоидные, сиенитовые котектики); обеднение флюидными компонентами более глубинных горных пород и обогащение ими менее глубинных; повышение роли смешанных силикатно-солевых и флюидно-силикатно-солевых систем породо- и рудообразования сни-

зу вверх в разрезе литосферы; нарастание в том же направлении разнородности ингредиентов в горных породах; максимум смешанных горных пород в экзосфере (терригенные массы); эволюция состава магматических систем от раннего докембрия к фанерозою с уменьшением доли пород, близких к мономинеральным (ультрамафитов, пироксенитов, анортозитов); максимум разнообразия и общей численности минеральных и геохимических концентраций (месторождений) полезных ископаемых в земной коре, приуроченный к глубинам их формирования не более десятка километров от поверхности Земли.

Вещественная и энергетическая структуры среды минерало-  
и порообразования и воздействие среды на управляющую  
поверхность

Акцентируемая нами особая роль фазовых поверхностей (пограничных слоев) в генетических процессах макрофизического уровня, в том числе их управляющая функция, связана с тем достаточно очевидным фактом, что именно эти поверхности представляют собой фронт взаимодействия среды с формирующимся или разрушающимся индивидом (в нашем случае минеральным, горнопородным). Среда имеет дело с индивидом непосредственно на фазовой поверхности. В топохимии это — так называемый фронт реакции образования твердой фазы.

Выше уже отмечалось, что наличие фазовых поверхностей приводит к изменению в их окрестности структуры среды.

Конденсация твердой фазы и аккумуляция твердофазного агрегата характеризуются, очевидно, остановкой потока конденсируемых или аккумулируемых частиц относительно твердофазной поверхности во флюидной среде (или вакууме). Поток конденсируемых или механически собираемых на твердофазной поверхности частиц представляет собой некоторую часть общего массопотока и фундаментальный фактор среды минерало- и порообразования. Другой фундаментальный фактор этой среды — энергия, обеспечивающая движение отмеченных потоков частиц. На макрофизическом уровне это теплота и механическая энергия (энергия гравитационно-инерционных сил). Если энергия проявлена в кинетической форме (теплота, энергия механического движения), принято говорить о потоках энергии.

Массопоток как макрофизический объемный объект имеет границу, фиксируемую как граничная поверхность с нулевой скоростью относительно окружения потока. Особо интересными элементами этих границ являются те части, где скорость потока имеет нормальную к границе компоненту перемещения; для этих частей применяется название фронтов потоков. Фронт может находиться в стадии прогрессивной (экспансия, наступление фронта) либо регрессивной. На фронтах потока в сплошной среде конечная скорость потока вырождается в нулевую; на боковых поверхностях потока может иметь место скачок (разрыв) в изменении скорости.

При анализе процессов минерало- и породообразования приходится иметь дело с массопотоками диффузионными (потоки частиц атомно-молекулярного уровня) и фазовыми (потоки дискретных тел или иных макрофизических, фазовых порций вещества).

Для растущего минерального индивида или горнопородного агрегата относительная нулевая скорость его ростового потока означает просто остановку роста, которая в этот момент запечатлена первичной поверхностью минерального зерна или агрегата, т.е. фазовой границей индивида.

Массопоток, если он не сводится к тривиальному твердотельному движению, имеет некоторое неслучайное поле значений плотности и концентрации частиц. Вблизи граничной поверхности фронта потока с ее положением, формой и скоростью перемещения ее точек согласованы некоторым определенным образом изоповерхности поля плотности и концентраций в потоке. Если в минералах или горных породах сохраняются вещественные или структурные следы указанных границ и изоповерхностей, можно по крайней мере качественно или в порядковых оценках восстановить градиенты изменения плотности и концентраций и направление массопотока.

Таким образом, при исследовании среды минерало- и породообразования важна и в значительной мере осуществима структурная расшифровка массопотоков и полей характеризующих их свойств.

Столь же актуально исследование энергетических факторов среды. Однако их расшифровка с точки зрения структуры энергетического потока и энергетического поля встречает большие затруднения информационного плана. Оказывается, что обычно нет достаточно прямых свидетельств о границах энергетических потоков

и их структуре, и к их восстановлению приходится идти через выявление фазовых границ и реставрацию тесно связанной с ними структуры потоков вещества. Этот вынужденный познавательный приоритет, по-видимому, отражает "логику вещей" самого процесса минерало- и породообразования, а именно информационную и управляющую роль существенных структурных элементов — фазовых поверхностей.

При механической отсадке слоев имеется фронт взаимодействия гравитационной, архимедовой или инерционных сил с поверхностью опорного тела. В процессах образования деструкционных границ это — фронты механического разрушения, реакций растворения, плавления, химического разложения и т.п.

Можно говорить о фронтах минерало- и породообразующих реакций, которые совпадают с границами новообразуемых фаз или агрегатов; реакции могут быть разнообразными реакциями конденсации (кристаллизации и др.) и замещения. Резкие фронты замещения характерны для метасоматоза /Поспелов, 1973; Голубев, 1981; Коржинский, 1982/, гранитизации.

При образовании дислокационно метаморфизованных горных пород — тектонитов либо импактитов — на фронте механического возмущения (передаваемого импульса, напряжения) всегда имеется разрыв либо перелом функции состояния на границе с твердотельно движущейся или покоящейся массой и, следовательно, этот фронт представляет собой границу, аналогичную фазовой. Механическое усилие всегда прилагается к реальной граничной (фазовой, псевдофазовой) поверхности, и с этой поверхностью совпадает фронт деформаций — трещинообразования, течения.

Можно показать, что управляющими поверхностями для объемных макрофизических новообразований иногда служат аналогичные межфазным границы в жидких и даже газовых средах, разделяющие участки со скачкообразно меняющимся состоянием. Так, в устойчивых вихрях (тропические циклоны, торнадо) управляющим элементом служит поверхность центральной части вихря, отличающейся квазитвердотельным вращением.

Фазовые или псевдофазовые поверхности согласуют массо- и энергопотоки. С учетом положения и формы этих поверхностей удается с тем или иным приближением восстановить направление энергетиче-

ческих векторов — векторов силы тяжести, градиента давления, притока или отвода тепла, изменения химического потенциала, потенциала активации хрупкого разрушения или течения и т.д.

Вне зон влияния фазовых границ в сплошной конденсированной среде фронт диффузии тепла обычно опережает фронт диффузии вещества (массы). Фронт теплового возмущения предпочтительно обгоняет и фазовый поток (движущиеся твердофазные частицы, инфильтрационный поток флюида). Однако это опережение тормозится реакциями на твердофазной поверхности (термоупругость). Около этой поверхности фиксируется отступающий фронт охлаждения в связи с тепловыделением кристаллизации и других экзотермических реакций; также фиксируется и наступающий фронт подобного возмущения, в случае поглощения тепла в эндотермических реакциях обмена, разложения, плавления и т.п. на фазовой поверхности.

При механических взаимодействиях, создающих дислокационно-метаморфизованные породы, фазовые или аналогичные им границы с дискретным изменением состояний влияют на ориентировку изопотенциальных поверхностей главных (нормальных) и максимальных касательных напряжений /Реология, 1962; Седов, 1970, 1973; Введение в механику ..., 1983; Климова, 1985; Шерман и др., 1985/.

Весьма важно, что во всех случаях минералов — и порообразовании (имея в виду и первичные, и метаморфические минералы и породы) энергетический поток можно охарактеризовать вектором наибольшего изменения энергетического потенциала. Этот вектор направлен вкост первичной фазовой поверхности — бывшей поверхности разраставшегося минерального индивида или агрегата. Это может быть потенциал силы тяжести, архимедовой силы, инерционной силы, теплосодержания, химический потенциал, потенциал активации хрупкого разрушения, течения, плавления и т.д. Указанные потенциалы обеспечивают свободную аккумуляцию вещества либо прирост вторичного минерала или агрегата на имеющейся фазовой поверхности. Энергетические потоки в принципе могут быть охарактеризованы, кроме того, соответствующими эквипотенциальными поверхностями.

Форма и положение первичных и вторичных границ минеральных и горнопородных индивидов в процессах их образования должны подчиняться принципу минимума свободной энергии.

При агрегации (конденсация из жидкости и пара, сборка макрочастиц) минимум свободной энергии достигается тем, что вос-

производимая свободная поверхность слоя стремится занять положение поверхности наименьшего и равного потенциала сил, обеспечивающих агрегацию. Так, верхняя поверхность слоя механического осадка в поле силы тяжести стремится выположиться и приобрести самое низкое горизонтальное положение. Поверхность живой микроводорослевой пленки и поверхность осаждаемого ею строматолитового минерального слоя стремятся занять ближайшее к уже занимаемому более высокое положение, касательное к эквипотенциальной поверхности освещенности. В этих случаях фазовая поверхность слоя не может переориентировать соответствующий потенциал на себя и вынуждена переориентироваться сама. В разнообразных процессах конденсации (конденсация жидкости из пара, кристаллизация, адгезия и т.д.) поверхность конденсированного тела переориентирует в своей окрестности потенциалы действующих электромагнитных сил на себя, и эквипотенциальные поверхности становятся параллельными или концентричными фазовой. Свободная поверхность растущего кристаллического слоя, подчиняясь минимуму свободной поверхностной энергии, стремится сохранить или принять гладкую форму (исключая случаи закалки). Проявлена тенденция образовать свободные поверхности с бесконечной сферической или осевой (цилиндрической, конической) симметрией; исключение составляют конечно-симметричные плоскогранные свободные поверхности твердых кристаллов, конечно-симметричные сложные поверхности биологических организмов, где особая форма поверхности предусмотрена свойствами управляющего элемента (кода).

Вторичные поверхности минеральных и горнопородных индивидов обязаны процессам деструкции в широком смысле (частичное механическое разрушение, деформации, химическое разложение, реакции замещения и т.д.). Деструкционные взаимодействия прилагаются к имеющейся фазовой поверхности минерала или горнопородного агрегата. Если эта поверхность свободная (контакт с флюидной средой), то при любом деструкционном преобразовании ее форма и положение будут стремиться ориентироваться вдоль эквипотенциальной поверхности. Ею может быть гравитационный базис эрозии, ошлывания, оползания осадка; изопотенциальная поверхность подъемной силы при тектоническом поднятии; адиабата, изотерма или изобара при плавлении и растворении; изоповерхность кислотности, определяющая растворяющую способность среды и т.д.

При механических деформациях горной породы, если граница твердых фаз несвободна, но оказывается ослабленной поверхностью, на ней локализуются хрупкая деформация (трещины отрыва скола) либо пластическое течение (поверхности сдвига).

В тектонитах границы горнопородных индивидов (участков какталаза, милонитизации, течения) прямо наследуют существовавшие границы минеральных зерен и агрегатов, в основном те, ориентировка которых приближается к эквипотенциальным поверхностям максимальных напряжений отрыва и тангенциальных напряжений. Стремление к минимуму свободной поверхностной энергии здесь проявляется в относительно гладкой форме деформационных поверхностей, особенно сдвиговых. Упорядоченные и гладкие поверхности сдвига и ламинарного течения задают возможную ориентировку движений при дальнейших деформациях, а также направления продольного и поперечного разрастания зоны тектонита.

Таким образом, основной закон связи между исходными фазовыми поверхностями и воспроизводимыми под их контролем первичными и вторичными границами горнопородных индивидов (аккумулятивных слоев, зон-слоев тектонитов) состоит в том, что эти границы стремятся ориентироваться в пределах двугранных углов между указанными первичными поверхностями и эквипотенциальными поверхностями сил, обеспечивающих порообразование либо деструкцию. Локализация же границы минерального или горнопородного индивида в каждый последующий момент тесно связана с положением исходной фазовой управляющей поверхности. В связи с таким обстоятельством иногда говорят об инерционности, наследственности или памяти системы минерало- и порообразования. Наследственность как отражение деформационной предыстории и структуры рассматривается в механике твердых тел /Работнов, 1977/. "Забытие" в связи с ростом энтропии отмечается для термодинамических систем /Пригожин, 1985/.

В земной коре минерало- и порообразование в наибольших объемах осуществляется с участием флюидных сред. На земной поверхности это - водная и воздушная среды, внутри масс горных пород - капиллярные и поровые водные растворы. Большая роль в порообразовании принадлежит магматическим силикатным расплавам, гораздо меньшая - солевым расплавам, жидким углеводородам, подземным газам.

Флюидная среда минерало- и порообразование (расплавы, растворы, газы смешанного состава, смеси их с дисперсными твердыми фазами) – структурно явно низкоупорядоченная часть системы, быстро проходящая метастабильные состояния, легко сбрасывающая свободную энергию и, как уже отмечено, производящая энтропию.

Довольно характерны высокоэнтропийные среды в процессах образования остаточных пород коры выветривания. Здесь в состав среды помимо флюидов входят компоненты и фазы тонкого разрушения наименее стойких минералов. Последние оказываются в основном фазами с относительно слабой кристаллической связью, что и способствует их разложению и диспергированию. В метастабильном слое выветривающейся горной породы под нижней границей зрелого профиля коры выветривания возникает сильно дисперсная, обычно полиминеральная смесь с низкой структурной упорядоченностью. Аналогична картина во внешнем метастабильном слое зоны гидротермального метасоматоза /Поспелов, 1973; Голубев, 1981; Коржинский, 1982/.

При твердофазном преобразовании исходной породы именно она оказывается средой, в которой растут новые минеральные и горнопородные индивиды.

В твердофазных состояниях идут отчасти процессы метаморфического образования пород – наиболее глубинных метаморфитов, некоторых тектонитов, импактитов дробления, продуктов полиморфного превращения и распада минералов, высокотемпературных реакций между минералами при контактовом и ударном метаморфизме и др. В земной коре новые агрегаты формируются при этом обычно в сравнительно небольших объемах, но вкрапленные новообразования в породах весьма распространены. Сюда относятся пертиты и антипертиты, распад титаномagnetита на ильменит и гематит, расстеклование безфлюидных природных стекол, образование импактных минералов внутри безфлюидных минеральных зерен и т.п. Мощное развитие твердофазных превращений предполагается в высокотемпературной и высокобарической мантии Земли.

В химии твердых фаз установлено /Булгакова, 1972 и др./, что на границе реагирующих твердых веществ возникает тонкий, толщиной в небольшое число молекул, высокодефектный (с пониженной плотностью) слой особой метастабильной фазы. Она предс-

твaляет собой нестехиометрическую смесь молекул исходных веществ и молекул конечного (стабильного) и промежуточных составов. Этот слой облегчает диффузию и является наиболее активно функционирующим элементом среды; поперек слоя организуются концентрационный градиент и массоперенос. В результате диффузии на границе с одной из исходных фаз собирается мономолекулярный слой стабильного соединения, который затем нарастает молекулами этого соединения в сторону другой исходной фазы. Теперь твердофазная диффузия, вынужденная идти через этот новообразованный слой, затрудняется, и реакция самотормозится. Подобные особенности макрофизической структуры твердофазной метаморфической системы и малая скорость диффузии в стабильных твердых фазах ограничивают толщину образуемых слоев.

Существенную роль в фазовых превращениях внутри кристаллических фаз играют внутрифазные границы слоев (пакетов) кристаллической решетки и концентрирующиеся на них дислокации, а также границы разноориентированных доменов (кластеров) и блоков внутри кристалла. Ими может локализоваться возникновение зародышей новых кристаллических фаз, которые затем разрастаются уже под контролем своей поверхности. Примечательно, что граница кристаллических фаз как поверхностный дефект, в отличие от точечных дефектов внутри кристаллической решетки, по своему энергетическому состоянию неравновесна и поэтому имеет высокие значения энергии образования. Признаки грануляции и в горных породах (продуктах физического выветривания, гиалокластитах и контактовых роговиках, тектонитах и импактитах дробления) свидетельствуют о том, что в твердофазной породообразующей системе на некотором этапе имел место существенный рост свободной энергии. В дальнейшем энтропия метаморфита может быть уменьшена за счет сброса поверхностной энергии при собирательной перекристаллизации и т.д.

Спад свободной энергии минерало- и породообразующих систем с химическими реакциями возможен при повышении и понижении температуры и давления, а также при положительных и отрицательных изменениях параметров, связанных с концентрациями химических компонентов (главных компонентов, водородных ионов, кислорода и т.д.). При механическом породообразовании термобарические изменения тоже могут вызвать существенное изменение свободной энер-

гии системы (влияя на плотность, вязкость, пластичность и другие свойства твердых и флюидных фаз); например, отсадка частиц может смениться их всплыванием и т.д. Однако при всем этом для возникновения и роста минерала или горнопородного агрегата требуется, чтобы свободная энергия среды оказалась выше, чем в новообразуемом индивиде; этим определяется общее направление процесса. Свободная энергия системы минимизируется путем увеличения энергии связи нового минерала или агрегата либо путем гравитационного перераспределения масс.

Энергетическая структура среды при образовании горнопородного индивида обычно сложна. Уже при механической седиментации к гравитационной силе присоединяются архимедова и инерционные силы. В других процессах породообразования механические взаимодействия сочетаются с электромагнитными. При этом особо важны критические соотношения величин разных и разнонаправленных сил, при которых меняется направление процесса в сторону притяжения (агрегации) либо отталкивания (деструкции). Горнопородный уровень воспроизведения – интереснейший объект, на котором может быть раскрыта роль всех этих взаимодействий в комплексе.

Выше мы сталкивались с тем, что структура среды образования горной породы (гидродинамический поток, концентрационный и энергетический градиенты, ортогональный и поверхностный диффузионные потоки) несет некоторую информацию о структуре формируемого горнопородного индивида (параллельная или косая слоистость, сглаженная свободная поверхность слоя, плотностная анизотропия поперек слоя и т.д.). Эти феноменологические особенности слоя непрерывно варьируют и не являются фенотипическими видовыми.

Важно отметить, однако, что под влиянием среды могут в заметной степени стираться видовые фенотипические признаки, т.е. теряться информация, связанная с управляющим, кодовым элементом системы воспроизведения. Частичная потеря информации относительно последующих положений свободной поверхности слоя вызвана тем, что эта поверхность, как уже отмечено, может отклоняться от исходной фазовой поверхности. Таким образом, флуктуации состояния и изменения структуры среды снижают память системы о ее управляющем элементе. Это, по-видимому, было еще одной причиной, мешавшей сформулировать проблему структурного

управляющего элемента в генезисе геологических объектов и вообще в системе воспроизведения макрофизических тел.

### Возникновение структур горных пород с позиций неравновесной динамики

Воспроизведение макрофизических объектов – процесс в принципе неравновесный. Горнопородный уровень воспроизведения весьма интересен тем, что на нем раскрываются взаимодействия разнообразных видов энергий.

Макрофизические структуры в последние десятилетия широко интерпретируются как результат развития состояний системы, удаленных от равновесия /Николис, Пригожин, 1979; Пригожин, 1985 и др.). Такие структуры названы диссипативными. Для их возникновения критически необходимы некоторые определенные начальные возмущения – флуктуации среды, имеющие место в более малом масштабе, на более низком структурном уровне, чем новообразуемые структуры. Флуктуационно-диссипативная модель применима к появлению новых макрофизических структур при любом агрегатном состоянии, в процессах сборки структуры или образовании ее путем деформаций или иных изменений среды. Этой модели удовлетворяют фазовые переходы /Николис, Пригожин, 1979/ и, следовательно, должно также удовлетворять появление горнопородных индивидов (слоев) с той или иной специфической структурой.

Что касается флуктуаций, при первоначальном зарождении кристаллов во флюидной среде твердофазная поверхность возникает путем спонтанного объединения некоторых химических кластеров, дающих зародыш, а при первоначальном зарождении фазового агрегата – путем спонтанного объединения фазовых индивидов. Если сборка идет на уже имеющейся фазовой поверхности, последняя для растущей фазы или агрегата является независимым, случайным возмущением среды. Во время роста индивида (фазы, слоя) эта фазовая поверхность постоянно воспроизводится, уже как элемент индивида.

Сама диссипация (расходование) энергии в рассматриваемой модели, естественно, касается не только тепловой, но и других видов кинетической энергии – механической, дальнедействующих

электромагнитных сил и излучений. При диссипации теряется кинетическая и уменьшается общая энергия системы, формируются новые, причем стабильные, макрофизические структуры с повышенной энергией внутренней связи, с повышенной упорядоченностью. Для минералов и горных пород это и есть агрегационные структуры (индивиды, слои).

Во флуктуационно-диссипативной модели возникновения структур на потоки вещества и энергии не накладывается ограничений по знаку. Формально допустимо и имеет определенный смысл распространить понятие диссипации (расходования) также на все случаи уменьшения энергий связи (притяжения), характеризующих фазы и агрегаты среды. Внутри фаз и их агрегатов это – энергии электромагнитных и гравитационных взаимодействий; в твердых фазах – практически чисто электромагнитные взаимодействия. Энергия связи подразделяется на внутреннюю (объемную, пропорциональную объему тела) и поверхностную (пропорциональную площади поверхности тела). Уменьшение энергии связи, как потенциальной, должно, в силу закона сохранения, сопровождаться введением в систему кинетической энергии (энергии инерционных сил, тепла, радиации). Это имеет место при образовании структур дробления, плавления, растворения, пластического течения, радиационного разрушения веществ. Здесь общая энергия системы возрастает, а энергия связи (сил сцепления) внутри новообразованных структур понижена, поэтому эти структуры метастабильны. Они **пониженно** упорядочены. Для минералов и горных пород это – уже **деструктивные структуры** (индивиды, слои). Часто одновременно в среде с такой новообразуемой структурой обособляется повышенно упорядоченная агрегационная структура с поглощением энергии (продукты перекристаллизации твердой фазы, реакций дегидратации и т.п.).

С динамической точки зрения отличие между агрегационными и деструктивными минеральными или горнопородными индивидами состоит в том, что в первом случае диссипируется кинетическая энергия, а во втором – потенциальная (энергия связи).

Таким образом, имеется широкая возможность трактовки минеральных и горнопородных новообразований на базе диссипации энергии и флуктуаций. Последние при воспроизведении минералов и горных пород имеют смысл флуктуаций агрегатного состояния, а

конкретнее – смысл фазовых переходов и выражающих их фазовых границ.

Важным свойством флуктуаций в рассматриваемой модели является то, что они "управляют средними значениями" /Николис, Пригожин, 1979, с. 18/, иначе говоря, определяют моды признаков новообразуемых структур. В обобщенной модели воспроизведения, как мы уже отмечали, аналогичным свойством обладает структурный управляющий элемент, определяющий моды значений фенотипических видовых признаков. Примечателен также общий вывод о способности среды давать "дополнительную информацию" /Николис, Пригожин, 1979, с. 29/ относительно признаков новообразуемой структуры.

После возникновения дальнейшее формирование (рост) минерального или горнопородного индивида идет в неравновесных, но приближающихся к равновесию условиях и часто оказывается стационарным. Нелинейность процесса, имеющая место при возникновении нового индивида, утрачивается, рост индивида может быть описан уравнениями линейной неравновесной термодинамики.

#### Основные типы порообразующих фазовых механизмов

Основные фазовые механизмы конденсации и агрегации фаз на управляющих фазовых поверхностях при новообразовании горных пород можно свести в следующие типы, частью укрупненные (сборные).

**Механическая первичная аккумуляция.** Агрегация обязана гравитационной и меньше – инерционной сборке в водной и воздушной среде и отчасти в магмах. С инерционной в основном связана косая слоистость. Аккумуляция фаз под действием силы тяжести и архимедовой дает в основном горизонтальные слои.

**Аккумуляция остаточного твердого фазного агрегата.** Осуществляется путем гравитационной и меньше инерционной сборки при любой избирательной дезинтеграции (физической, химической) некоторых групп минералов и минералоидов, с удалением продуктов разрушения из остаточного агрегата. Имеет место в процессах частичного плавления, вывет-

ривания и частичного переотложения твердофазного рыхлого материала. Остаточные породы образуют горизонтальные и наклонные слои.

**А д г е з и я.** Агрегация происходит путем прилипания твердофазных частиц к свободной твердофазной поверхности. Характерна для глинистых осадков и дает в основном горизонтальные слои.

**А д с о р б ц и я.** Агрегация происходит путем сборки на свободной твердофазной поверхности коллоидных частиц, молекул, ионов, в основном в водных растворах. Иногда подразделяется на физическую и химическую адсорбцию. Дает первично аморфные слои любого залегания, в зависимости от формы и положения исходной твердофазной поверхности.

**К р и с т а л л и з а ц и я.** Идет в силикатных магмах и солевых расплавах, водных растворах, иногда в твердой и газовой среде. Дает кристаллические слои любого первичного залегания. В ней в качестве подтипов существенно важно выделить мономинеральную кристаллизацию – кристаллизацию избыточного минерала из силикатных и солевых расплавов и водных растворов, которая дает мономинеральные слои, и полиминеральную кристаллизацию, дающую полиминеральные слои. При кристаллизации из расплавов полиминеральную кристаллизацию называют котектической, а в случае наиболее низкотемпературной котектики – эвтектической. При кристаллизации солей из раствора эвтектике соответствует эвтоника.

**А м о р ф н о е з а т в е р д е в а н и е** проявляется в силикатных расплавах (в виде стекол), смолах, жидкофазных гелях (в виде опала и других твердоаморфных минералоидов). Затвердевание идет от некоторой поверхности (фронта затвердевания) и может давать слои любого залегания. Слой может первично не иметь дискретной (фазовой) границы и выделяться лишь номинально.

**Х р у п к а я д е ф о р м а ц и я** в твердой среде объемно разрастается от какого-то фазового раздела в ней (трещины и т.д.) путем деструктивного оттеснения этого фазового раздела, совпадающего в любой момент с пороговой поверхностью хрупкого разрушения (пределом прочности исходной породы). Слой могут иметь любую первичную ориентировку.

**П л а с т и ч н а я д е ф о р м а ц и я** в твердой среде тоже разрастается от некоторой фазовой границы в сторону жесткой породы путем оттеснения этой границы, совпадающей с пороговой

поверхностью пластического течения (пределом упругости) исходной породы.

Приведенный список типов не претендует на полноту.

Единственной альтернативой механизмам агрегации или конденсации горнопородного агрегата на уже имеющихся фазовых поверхностях можно было бы считать одновременно наступившее соприкосновение независимо образовавшихся и притягивающихся частиц; тогда не существовало бы слоевой структуры. Но этот последний механизм имеет чисто абстрактный интерес, поскольку практически не может реализоваться ввиду исчезающе малой вероятности. Случайную, но последовательную, попарную агрегацию в породе можно представить для уже сформировавшихся субагрегатов и вкрапленных ингредиентов.

С позиций рассматриваемого подхода можно выявлять как угодно дробные типы и группы фазовых механизмов породообразования, вплоть до выделения элементарных механизмов.

#### Фракционирование и смешение

Давно отмечена и в последние годы нашла отражение в методических руководствах /Справочник ..., 1983; Эволюция..., 1983/ возможность подразделения горных пород на фракционаты (продукты расщепления) и миктиты (продукты смешения). Под фракционированием подразумевается такое расщепление исходного поликомпонентного вещества, при котором обособляется его часть, обогащенная теми или иными компонентами, перешедшими из другой части.

Фракционирование – процесс, в котором из некоторой поликомпонентной системы, например  $\{A + B\}$ , образуется система смесь I  $\{A; A + B\}$ , а в пределе – система смесь II  $\{A; B\}$ .

Если компонентом А является новообразуемая горная порода (или новообразуемый вкрапленный ингредиент), то для нее управляющим структурным элементом, в соответствии с изложенным в предыдущих разделах, будет поверхность контакта между А и  $\{A + B\}$ .

Состав новообразуемой горной породы или ингредиента А в определенном смысле постоянен, а состав "остаточной системы"

смесь II  $\{A + B\}$  изменяется в пределе до состава В.

Состав как фракционата А, так и "остаточной системы"  $\left\{ \begin{matrix} A + B \\ \text{смесь II} \end{matrix} \right\}$  либо В (тоже являющейся фракционатом) имеет пониженную против первоначального состава  $\left\{ \begin{matrix} A + B \\ \text{смесь I} \end{matrix} \right\}$  информационную (структурную) энтропию.

Порода-фракционат либо фракционный ингредиент горной породы может представлять собой: избыточный кристаллизующийся минерал или химически устойчивый остаточный минерал; котектику минералов, одновременно кристаллизующихся из раствора и расплава; минеральный агрегат, закристаллизованный из силикатного или рудного ликвата; минеральную фракцию в рыхлой породе, имеющую механическую устойчивость или плотность выше некоторого порога и т.д.

Высокую степень фракционирования (высокие концентрации фаз и химических компонентов) имеют анхимономинеральные породы или ингредиенты, где химический состав определяется стехиометрией минерала. Для котектических пород и ингредиентов минеральный и химический составы определяются стехиометрией котектик, в том числе эвтектик.

В случае совместной (котектической, эвтектической) кристаллизации минералов из расплавов или растворов наиболее высокая степень фракционирования и стехиометрический состав для горной породы достигаются лишь при постоянном составе каждой фазы. Последний соблюдается редко. Твердые фазы, как и флюидная среда при пороодообразовании, обычно представляют собой твердые и флюидные растворы переменного состава, поэтому полиминеральные породы кристаллизационного генезиса не имеют строгой стехиометрии минерального и химического состава, не являются идеальными фракционатами.

Для примесных компонентов повышение их концентрации в породе может быть связано с высокой изоморфной емкостью, с высокой сорбционной способностью отдельных породообразующих, твердых фаз, например, углей /Юдович и др., 1985/. Концентрация примесных фаз (например, золота) может быть связана с эпитаксиальным ростом на поверхности отдельных минералов (например, кварца). Связь повышения концентраций химических компонентов с дискретными твердыми фазами объясняет подмеченный в геохимии феномен ступенчатого концентрирования редких и благородных элементов в горных породах /Ермолаев, Созинов, 1986/. Относительная концентрация компонента в объеме новообразуемого стабильного минерального ингредиента или

агрегата горной породы может быть очень велика, составляя несколько порядков. В то же время относительное разубоживание этим компонентом среды и обогащение ее остаточными компонентами относительно невелико, так как процесс захватывает большие объемы среды. Этой средой может быть изменяемая, метастабильная исходная горная порода, которая тоже оказывается фракционатором в том смысле, что в ней снижается концентрация расходуемых на твердофазные новообразования компонентов и автоматически растет содержание остальных. Поскольку эти сдвиги в изменяемой породе слабы, удельное изменение энтропии (в данном случае – прирост негэнтропии) больше в концентрированном новообразовании. Таким образом, воспроизводимые стабильные ингредиенты и агрегаты в горных породах представляют собой фракционаты, характеризующиеся накоплением негэнтропии. Из этой закономерности выпадают случаи закалочного или иного метастабильного пороодообразования, где относительная концентрация компонентов в новообразуемом агрегате может отсутствовать (пример – быстрое застывание лавы в вулканическое стекло).

Смешение – обратный фракционированию процесс, при котором энтропия растет против первоначальной. Этот прирост называется энтропией смешения. Для смешения первоначально разделенных компонентов А и Б в макрофизических системах, к которым относятся все горнопородные, необходимо привести эти компоненты в контакт, являющийся макрофизической поверхностью между А и Б. Затем возникает система  $\{A; A + B; B\}$ , а в пределе – система  $\left\{ \begin{matrix} A + B \\ \text{смесь I} \end{matrix} \right\}$ . Новая горная порода – миктит  $\left\{ \begin{matrix} A + B \\ \text{смесь II} \end{matrix} \right\}$ , в отличие от фракционата, исчерпывает весь валовой состав первоначальной системы. Состав новообразованной породы  $\left\{ \begin{matrix} A + B \\ \text{смесь II} \end{matrix} \right\}$  постоянен лишь качественно – в том, что она всегда состоит из компонентов А и Б. Количественное соотношение компонентов меняется во всем интервале от чистого А до чистого Б. Информационная структурная энтропия смеси, очевидно, выше, чем у компонентов А и Б и у системы  $\{A; B\}$ .

При образовании горной породы – миктита, как и в других случаях агрегации, роль управляющих элементов выполняют контакты между областями, заполненными компонентом А, с одной стороны, и Б, – с другой. Эти критические поверхности, на которых заимствуются компоненты, могут фрагментироваться и увеличивать свою

площадь, с образованием отторженцев; по ним идут относительные подвижки и т.д. (пример – смешанные брекчии в зонах дизъюнктивов). Подчеркнем, что указанная макрофизическая поверхность и здесь – не просто морфологическая и описательная деталь, а важнейший структурно-функциональный элемент системы порообразования. Энтропия смешения стремится к максимуму, что означает стремление смеси к равномерному распределению функционально самостоятельных конечных членов (видов пород, видов или фракций минеральных фаз, молекул, ионов) в объеме, а также к равенству в смеси числа частиц разных видов (Pelto, 1957; Пригожин, Дефей, 1966; Бобылев, Анфилогов, 1986 и др.).

### Экология горных пород

Отмечается факт уже довольно широкого распространения в науке термина "экология", которым обозначается отношение любого изучаемого объекта к окружающей его среде (Герасимов, 1985).

Экологическое изучение объектов существует давно в минералогии, под названием исследования типоморфизма минералов. Выясняются особенности индивидов определенного вида и их совокупностей, связываемых со спецификой среды. Примечательно, что для минерала (минерального индивида) уже существует организменная трактовка (Тригорьев, 1976/, а внутривидовые совокупности иногда называются популяциями (Pupin, 1980; Методологические проблемы ..., 1985 и др.). Типоморфизм выражен характерными изменениями значений феноменологических признаков в рамках сохраняющегося фенотипа. Выявляются распределения и моды значений этих признаков для минерала, отобранного при известных условиях среды. Затем установленная зависимость используется для суждения о неизвестных условиях в других случаях, уже по феноменологическим данным о минерале.

Для горных пород, имея в виду их индивиды и популяции, тоже нет принципиальных препятствий для исследований под углом зрения экологии. Как известно, горные породы давно используются в качестве показателей среды образования, которые часто называются фациальными условиями, а само изучение – фациальным анализом (хо-

тя этот термин имеет и другие значения). По-видимому, здесь, так же как и в минералогии, можно ставить вопрос о переходе на междисциплинарную терминологию (экологические условия, экологический и палеоэкологический анализ).

Вопрос об экологическом анализе с очевидностью направляется для элементарных слоев (горнопородных индивидов) и более сложных, но четко ограниченных горнопородных образований, таких как конкреции, бобовины, онколиты, строматолиты и т.п.. Условно назовем их индивидуализированными одновидовыми наслоениями.

Для строматолита управляющим структурным элементом является закрепленная на твердофазной поверхности дна водоема фотосинтезирующая и минерализующая микробная пленка (мат). Горнопородным индивидом здесь является дискретный карбонатный слой, а индивидуализированным одновидовым наслоением — околгоризонтальная строматолитовая пластина, бугор, столбик. Есть основание считать, что горизонтально-слоистая форма строматолитов свидетельствует о формировании их под свободным от мути высокопрозрачным слоем воды на максимальной для эффективного проникновения света глубине, в гидродинамически особо спокойных условиях. При нарушениях этой обстановки микробный мат заливается и рост строматолита прекращается. Средством приспособления в гидродинамически беспокойном и замутненном слое является выпуклая форма свободной поверхности строматолита, необходимая для поддержания мата в фотосинтезирующем состоянии. Толщина слоев должна зависеть в основном от освещенности, углекислотного и микроэлементного питания мата и поступления в него растворенного карбонатного вещества, т.е. от среды. При более активном гидродинамическом режиме становится возможным образование онколитов, образуемых фотосинтезирующей и минерализующей пленкой на перекачиваемых частях. Заметим, что в числе свойств управляющей поверхности здесь фигурирует ее форма, самоподдерживающаяся при воспроизведении — плоскогоризонтальная, выпуклая, либо замкнутая сферoidalная. В столбчатых строматолитах добавляется экологическое приспособление путем ветвления, которое позволяет обойти заливаемые участки поверхности и затененные зоны.

В железомарганцевых конкрециях дна океана управляющим струк-

турным элементом служит поверхность конкреции, с которой совпадает фронт хемосорбции и тесно связан фронт кристаллизации. В слое окисленного ила встречаются только железомарганцевые микростяжения, а экологической нишей конкреций является именно поверхность дна; верхняя часть конкреции соприкасается с водой, а нижняя погружена в осадок. Имеются некоторые различия в составе и структуре выступающей и погруженной частей конкреции, причем возвышение части конкреции над дном может иметь ту же приспособительную роль, что и бугор строматолита – эта форма предохраняет конкрецию от заиливания. Для железомарганцевых конкреций противопоказаны зоны быстрого глинистого и более грубого планктонного и терригенного накопления, а также зоны карбонатных осадков. Эти конкреции распространены в зоне дна открытого океана на глубинах меньше, чем критическая глубина существования гидроокисных форм  $Fe^{3+}$  и  $Mn^{4+}$ , но больше, чем глубина устойчивости карбоната кальция. Редки железомарганцевые корки (плиты) на поверхности осадков и скального дна. Для образования этих форм, по-видимому, нужна практически чистая от иловой взвеси придонная вода, что в пелагической зоне осуществляется редко. Имеются и другие морфологические и структурные признаки влияния среды, в том числе – меняющаяся толщина слоев, степень их засоренности терригенным материалом и др.

Аналогичный анализ можно провести для любых аккумуляционных слоев и слоев другой природы.

Точно так же экологическое рассмотрение приложимо к деформационным и другим горнопородным образованиям, связанным с деструкцией. Простой пример экологической избирательности деформационных образований – глиняные катуны /Краева, 1986/. Характер тектонитов дробления тоже варьирует в зависимости от свойств и структуры исходной породы, локальных особенностей полей напряжений и деформаций и т.д.

Обратим внимание на то, что мощность слоев определяется условиями среды (характером агрегируемого вещества и др.); максимальная мощность, в частности, не predetermined свойствами структурного управляющего элемента.

Выше намечены возможные направления дискуссии по концептуальной и методологической увязке разных разделов петрографии, сейчас сильно разобщенных. Требуется, очевидно, широкое обсуждение проблемы с междисциплинарных позиций.

В работе детализировано общее определение горной породы с целью сделать его более конструктивным для постановки и решения познавательных и прикладных задач. Вводятся или уточняются ряд общепетрографических понятий. В основу кладется фазовая природа горных пород.

Обращено внимание на познавательную ограниченность вещественно-структурного подхода в петрографии, несмотря на всю его важность. Отмечены познавательные издержки понимания совокупности горных пород как предметного континуума. Рассмотрен вопрос о дискретных границах горных пород (свободных поверхностях, межпородных контактах) в связи с проблемой горнопородных индивидов. Дискретные границы пород выделяются путем фиксации фазовых переходов с присущими им упорядоченными разрывами функций значений признаков.

Петрогенетическое обоснование категории горнопородного индивида проведено с помощью обобщенной модели систем воспроизведения. Показано, что управляющими структурными элементами систем воспроизведения горных пород как твердых тел являются уже существующие свободные фазовые поверхности и контакты. Ими предопределены прежде всего морфология и структура новообразуемого агрегата горной породы. Получен вывод о том, что универсальной первичной формой новообразуемого горнопородного индивида является слой.

Рассмотрены в качественно-порядковом плане масс-энергетические отношения между управляющей фазовой поверхностью растущего индивида горной породы и средой, упорядочение энерго- и массопотоков под контролем этой поверхности, роль свободной энергии и потенциалов агрегации около нее. Проиллюстрирована роль перераспределения энтропии в системе между новообразующимся стабильным, структурно упорядоченным слоем и менее упорядоченной средой, важность энтропийно-информационной интерпретации петрогенеза. Структурно-энтропийный фактор определяет необрати-

мость процесса порообразования и фракционирования вещества.

Обобщенная модель воспроизведения, или популяционно-видовая модель, в ее фазовой трактовке может обеспечить единый, упорядоченный подход к изучению генезиса горных пород и руд. Эта модель ориентирована на поиск главнейших генетических факторов — управляющего структурного элемента и критических условий среды — и выявление основных элементов структурно-вещественной композиции горных пород — их индивидов. Включение в сферу петрографии категории горнопородного индивида существенно обогащает содержание этой науки, расширяя ее предмет по сравнению с традиционной ориентировкой лишь на состав и внутреннюю структуру горных пород. Вместе с тем открывается возможность изучить разнообразные, в том числе индивидуальные, структурно-вещественные особенности горных пород с позиций онтогенеза и экологии.

Изучение популяционно-видовой структуры совокупностей горных пород и их тел позволяет по-новому понять композицию горнопородных формаций, построить их систематику, истолковать металлогенетические, геолого-картировочные и иные прикладные свойства.

АМОСОВ Н.М. Природа человека. - Киев: Наук. думка, 1983. - 223 с.

БЕЛОУСОВ А.Ф. Об основаниях фформационного анализа // Проблемы магматических фформаций. - М.: Наука, 1974. - С. 4-20.

БЕЛОУСОВ А.Ф. Проблемы анализа эффузивных фформаций. - Новосибирск: Наука, 1976. - 332 с.

БЕЛОУСОВ А.Ф. Популяционная модель в исследовании ассоциаций магматических пород // Геол. и геофиз. - 1979 г. - № 1. - С. 35-45.

БЕЛОУСОВ А.Ф. Системный анализ в науках о Земле // Геол. и геофиз. - 1979 г. - № 9. - С. 3-12.

БЕЛОУСОВ А.Ф. Общие принципы классификации горных пород // Методология литологических исследований. - Новосибирск, 1985 г. - С. 219-235.

БЕЛОУСОВ А.Ф. Вещественная композиция вулканических фформаций и ее природа // Геол. и геофиз. - 1986 г. № 7. - С. 8-18.

БЕЛОУСОВ А.Ф. Методологические вопросы изучения и интерпретации состава магматических комплексов. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986 г. - 34 с. - (Препр/Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР; № 5).

БЕЛОУСОВ А.Ф., КРИВЕНКО А.П., ПОЛЯКОВА З.Г. Вулканические фформации. - Новосибирск: Наука, 1982. - 281 с.

БЕЛОУСОВ А.Ф., КРАСАВЧИКОВ В.О. Обобщенная модель системы воспроизведения // Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты). Тез. докл. Ч. I. - М., 1986. - С. 96-98.

БЕЛОУСОВ А.Ф., КРИВЕНКО А.П. Магмогенез вулканических фформаций. - Новосибирск: Наука, 1983. - 167 с.

БОБЫЛЕВ И.Б., АНФИЛОГОВ В.Н. Принципы термодинамики силикатных расплавов // Геохимия. - 1986. - № 8. - С. 1059-1072.

БОЛДЫРЕВ В.В. Топохимические реакции. Особенности механизма и перспективы их изучения // Физико-химические основы и механизм реакций в твердых телах. - Свердловск, 1976. - С. 143-171.

БРИЛЮЭН Л. Научная неопределенность и информация. - М.: Мир, 1966. - 271 с.

БУЛГАКОВА Т.И. Реакции в твердых фазах. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. - 54 с.

ВВЕДЕНИЕ в механику скальных пород /Троллоп Д.Х., Бок Х., Бест Б.С., Уоллес К. и др. - М.: Мир, 1983. - 276 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ тела (терминологический справочник). - М.: Недра, 1986. - 334 с.

ГЕРАСИМОВ И.П. Экологические проблемы в прошлой, настоящей и будущей географии мира. - М.: Наука, 1985. - 247 с.

ГОЛУБЕВ В.С. Динамика геохимических процессов. - М.: Недра, 1981. - 208 с.

ГОРБАЧЕВ В.А., ШАВРИН С.В. Зародышеобразование в процессах восстановления окислов. - М.: Наука, 1985. - 134 с.

ГРИГОРЬЕВ Д.П. Минерал как организм //Проблемы генетической информации в минералогии. - Сыктывкар, 1976. - С. 6-7.

ДЕРЯГИН Б.В., ФЕДОСЕЕВ Д.В. Рост алмаза и графита из газовой фазы. - М.: Наука, 1977. - 115 с.

ЕРМОЛАЕВ Н.П., СОЗИНОВ Н.А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. - М.: Наука, 1986. - 174 с.

КЛИМОВА Д.Н. Задачи динамики горных пород. - Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1985. - 127 с.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Теория метасоматической зональности. - М.: Наука, 1982. - 104 с.

КРАЕВАЯ Т.С. Глиняные катуны приливно-отливной зоны //Литология и полезные ископаемые. - 1986. - № 5. - С. 123-127.

ЛИДЕР М.Р. Седиментология. - М.: Мир, 1986. - 439 с.

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ проблемы кристаллографии. - М.: Наука, 1985. - 296 с.

МИХАНКОВ Ю.М., ФЕДОРОВ Б.Г. Прогнозирование изменений геоморфологических систем при техногенном воздействии. - М.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1984. - 143 с.

НИКОЛИС Г., ПРИГОЖИН И. Самоорганизация в неравновесных системах. От диссипативных структур к упорядоченности через флуктуации. - М.: Мир, 1979. - 512 с.

ПОВАРЕННЫХ М.Ю., ОНОПРИЕНКО В.И. О сущности минерала //Геол. журн. - 1986. - Т. 46, № 5. - С. 53-57.

ПОШЕЛОВ Г.Л. Парадоксы, геологофизическая сущность и механизмы метасоматоза. - Новосибирск: Наука, 1973. - 355 с.

ПРИГОЖИН И. От существующего к возникающему. - М.: Физматгиз, 1985. - 327 с.

- РАБОТНОВ Ю.Н. Элементы наследственной механики твердых тел. - М.: Наука, 1977. - 384 с.
- РЕОЛОГИИ. Теория и приложения. - М.: Изд-во иностр. лит-ры. 1962. - 824 с.
- САМОЙЛОВИЧ Ю.А. Системный анализ кристаллизации слитка. - Киев: Наук. думка, 1983. - 246 с.
- СЕДОВ Л.И. Механика сплошной среды. - М.: Наука, Т. 1. - 1973. - 536 с.; Т. 2, 1970. - 568 с.
- СИСТЕМНЫЙ подход в геологии. Ч. 1. М., 1986. - С. 138-139.
- СПРАВОЧНИК по литологии. - М.: Недра, 1983. - 509 с.
- ТАРГУЛЬЯН В.О. Планетарные экзогенные процессы и почвообразование // Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1985. - № 6. - С. 51-59.
- ШЕРМАН С.И., БОРНЯКОВ С.А., БУДДО В.Ю. Рекомендации по оценке ширины зон приразломных структурных изменений. - Иркутск, 1985. - 42 с.
- ЭВОЛЮЦИЯ изверженных пород. - М.: Мир, 1983. - 527 с.
- ЮДОВИЧ Я.Э., КЕТРИС М.П., МЕРЦ А.В. Элементы - примеси в ископаемых углях. - Л.: Наука, 1985. - 239 с.
- РЕЛТО С.Р. Mapping of multicomponent systems // J.Geol. - 1954. - Vol. 62, N 5. - P. 501-511.
- PUPIN J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Mineral. Petrol. - 1980. - Vol. 73, N 2. - P. 207-220.

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Н.Н. Александрова

---

Подписано к печати 09.04.87. МН 09656.  
Бумага 60x84/16. Печ.л. 3,25. Уч.-изд.л. 3,0.  
Тираж 200. Заказ 199. Бесплатно.

---

Институт геологии и геофизики СО АН СССР  
Новосибирск, 90. Ротапринт.

