

УДК 551.25+552.1

РЯЗАНЦЕВ Н.А., ПАРХОМЕНКО Т.С. (КИИ ДонНТУ),
РЯЗАНЦЕВ А.Н. (ДонФТИ НАНУ)

ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ И РАЗРУШЕНИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Проанализированы нынешние представления об образовании и деструкции горных пород в природе. Показано, что процессы образования и деструкции горной породы – это структурно-фазовые переходы первого рода, осуществляемые посредством одного и того же последовательно-параллельного ряда структурно-фазовых переходов второго рода, но в обратном порядке.

Горные породы в естественном состоянии являются многокомпонентными, неоднородными, полиминеральными и многофазными структурами, содержащими большое количество дефектов, независимо от того в результате какого геологического процесса они образовались.

Любая горная порода состоит из природных минеральных веществ, включая твердые вещества и флюиды. Как правило флюиды – это бывшая среда минерало- и породообразования (расплав, раствор и газы, растворенные в них), а также вторичные флюиды, попавшие в поровое пространство за счет миграции, с которыми связаны разнообразные изменения пород. Таким образом, для уточнения вещественных составляющих горной породы требуется перейти к характеристике фазовых составляющих.

В последние годы для описания и пояснения процессов, происходящих в горном массиве, широко используются термодинамические и синергетические методы [1]. Эти методы основаны на том, что массив горных пород рассматривается как типичная нелинейная, открытая, иерархичная термодинамическая система. Ее состояние определяется всеми физическими величинами характеризующими макроскопические свойства. Рассматриваемая система способна обмениваться с внешними, по отношению к ней, телами и полями в форме работы и теплоты.

В настоящее время практически во всех случаях термодинамических исследований используется метод термодинамических потенциалов. Исходным в методе термодинамических потенциалов является основное уравнение термодинамики, которое позволяет для системы в различных условиях ввести соответствующие функции состояния – термодинамические потенциалы.

$$TdS = dU + pdV,$$

где T – температура; dS – изменение энтропии; dU – изменение внутренней энергии; p – давление; dV – изменение объема.

Если переменными системы являются S и V , то в качестве термодинамического потенциала выступает внутренняя энергия U . Для системы с переменным количеством частиц разного сорта, обусловленное обменом с окружающей средой, термодинамические потенциалы при действии только всестороннего давления p будут иметь вид:

для дифференциала внутренней энергии

$$dU = TdS - pdV + \sum_i \mu_i dN_i;$$

для дифференциала энергии Гельмгольца (когда независимыми переменными системы являются T и V)

$$dF = -SdT - pdV + \sum_i \mu_i dN_i;$$

для дифференциала энергии Гиббса (когда независимыми переменными являются T и p)

$$dG = -TdS + Vdp + \sum_i \mu_i dN_i;$$

для дифференциала энтальпии (когда независимыми переменными являются S и p)

$$dH = TdS + Vdp + \sum_i \mu_i dN_i;$$

Химический потенциал для всех случаев равняется

$$\mu_i = \left(\frac{\partial U}{\partial N_i} \right)_{V,S} = \left(\frac{\partial F}{\partial N_i} \right)_{V,T} = \left(\frac{\partial G}{\partial N_i} \right)_{p,T} = \left(\frac{\partial H}{\partial N_i} \right)_{p,S}.$$

где dN_i – изменение количества частиц i -го сорта.

Уменьшение всех термодинамических потенциалов при соответствующих условиях означает работу системы против действующих на нее сил.

При изменении внешнего воздействия на равновесную гетерогенную систему вещество из одной фазы может переходить в другую, например из одной кристаллической модификации в другую, из жидкости в пар, из изолятора в проводник или полупроводник, из ферромагнетика в парамагнетик и пр. Такие превращения называют фазовыми переходами. Различают прерывные и непрерывные фазовые переходы.

Прерывными называют фазовые превращения, при которых первые производные от энергии Гиббса (объем V и энтропия S) изменяются скачком, а непрерывными – переходы, при которых первые производные непрерывны, а разрыв имеют производные второго и более высоких порядков (теплоемкость C_p , сжимаемость β_T , коэффициент теплового расширения α и др.). Прерывные превращения называют фазовыми переходами первого рода. При этих переходах скачком изменяется удельный объем или плотность вещества с поглощением (или выделением) теплоты. К ним относятся плавление, кристаллизация, кипение, некоторые превращения из одной кристаллической модификации в другую. Характерной особенностью является постоянство скачков объема на всей линии превращения (линейные фазовые переходы первого рода).

Непрерывные переходы называют фазовыми переходами второго рода, если же вторые производные превращаются в бесконечность, их называют критическими переходами. Обычно непрерывные переходы связаны с изменением симметрии системы. Критический переход является крайним случаем фазового перехода первого рода. Параметры критической точки $T_{кр}$, $p_{кр}$, $V_{кр}$ зависят только от свойств данного вещества. В критической точке удельные объемы фаз являются одинаковыми, а фазы тождественными. Минимум устойчивости фаз является поворотной точкой в отношении изменения свойств фаз, поэтому он, в какой-то мере, аналогичен фазовому переходу второго рода и условно его называют точкой закритического перехода или переходом третьего рода. Но в точке закритического перехода отсутствуют скачки энтропии, объема и других внешних параметров, а только их быстрое изменение. По этой причине работа и удельная теплота перехода равны нулю. В этом их отличие от

фазовых переходов второго рода. Закритические переходы очень распространены. В качестве примера можно привести интересный случай - α – β -переход в кварце.

В связи с развитием электронной и рентгеновской микроскопии пристальное внимание привлекли фазовые границы в минералах и горных породах. Фазовым границам (физическим поверхностям) присущи особые свойства, на них осуществляется адсорбция химических компонентов, не образующих отдельных фаз, но дающих высокие концентрации этих компонентов с образованием субагрегатов (цемент осадочной породы, обломки горных пород, бобовины, слойки, биоморфные остатки и пр. Таким образом, порода часто является агрегатом из субагрегатов, между которыми действуют значительные электромагнитные силы притяжения.

Накопленный опыт показывает, что истолкование химических данных применительно к горным породам оказывается наиболее успешным там, где эти данные увязываются с фазовой структурой и фазовыми переходами. Формулировку общей модели происхождения горной породы целесообразно связать с выяснением стержневого вопроса о том, что необходимо и достаточно, чтобы могла появиться горная порода любого существующего типа.

А.Ф. Белоусов [2] выделяет в качестве горнопородного индивида элементарное горнопородное тело, отделенное природной свободной поверхностью либо дискретным межпородным контактом и лишенным контактов внутри. В качестве горнопородного слоя он выделяет любой твердофазный природный агрегат, формирующийся непосредственно под контролем поверхности уже существующего конденсированного, обычно твердого тела. Природа исходной управляющей поверхности безразлична – она может быть первичной, вторичной, природной, техногенной. Вторая («верхняя») граница вновь образуемого горнопородного слоя – это его свободная граница с флюидной средой (расплав, раствор) или граница с горной породой, выступающей в качестве среды породообразования при перекристаллизации. Исходную и завершающую первичные границы правомерно назвать агрегационными, поскольку слой растет (созидается агрегат). Первичная граница слоя при непрерывно продолжающемся росте захороняется и сохраняется в разрезе. Бывшая свободная поверхность слоя захороняется в скрытом виде, теряя видимую дискретность. При задержке накопления вещества свободная поверхность слоя может быть четко маркирована тонкой адсорбционной пленкой, выветрелой пленкой, шлифованной поверхностью и при захоронении тоже сохраняется как дискретная. В большом числе случаев периоды непрерывного накопления (роста) слоя сменяются дезинтеграцией слоя, уничтожением первичной поверхности и потерей информации. Вторичные границы – поверхности эрозии, растворения, плавления, химического разложения, деформационные границы правомерно назвать деструктивными. В отличие от агрегационных поверхностей, деструктивные границы захороняются всегда в дискретном виде.

Воздействие фазовой границы на механическую и физикохимическую активность материала горной породы Белоусов А.Ф. представляет следующим образом: 1) эта граница задает локализацию сборки слоя; 2) определяет непрерывность роста слоя (как потока); 3) задает в основных чертах морфологию (форму и симметрию) воспроизводимой фазовой границы; 4) при фазовых переходах первого рода на ней имеется излом свободной энергии и скачок ее первых производных – энтропии и плотности, а при фазовых переходах второго рода – резкие изменения энтропии и плотности, чем контролируется направление энергетического потока у границы; 5) она реорганизует структуру флюидной среды – переориентирует на себя градиент поля концентраций, преобразует направление потоков вещества; 6) своими одномерными деталями локализует рост слоя – ребро отрицательного двугранного угла на базовой

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 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 др., 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 с 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 флюидной среде кристалла или агрегата устанавливается стационарный диффузионный поток, ортогональный границе. Фазовые поверхности проявляют и другие специфические свойства при аккумуляции материала, преобразуя направление потока флюидной среды с твердыми частицами, свободная поверхность твердофазного тела организует свое истирание 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.

Следует обратить внимание на то, что перечисленные управляющие функции фазовой поверхности имеют в основном структурно-морфологическую направленность, определяя форму и упорядоченную пространственно-временную структуру собираемого слоя. Вещественный состав новообразуемой породы контролируется лишь в отношении фазовой и химической структуры отлагаемого вещества через рост кристаллов, эпитаксиальную кристаллизацию, химический катализ реакции конденсации, адсорбцию. Все протекающие процессы можно назвать одним обобщающим термином – агрегация. Суть его состоит в образовании нового агрегата, отличающегося новой структурой и часто новым составом, не существовавшего в данной части пространства раньше.

Таким образом, имеющиеся фазовые границы при породообразовании управляют агрегацией макрофизических тел, создавая агрегационные слои разной природы. Фазовые поверхности сохраняют управляющую роль и в процессах дезинтеграции («антисборки», разрушения) макрофизических тел. Дискретные макрофизические поверхности нужно рассматривать не только как морфологический, структурно-вещественный феномен, но и как важнейший генетический фактор.

Если образование горной породы идет с изменением теплосодержания (магматическая или гидротермальная кристаллизация, химическое выветривание), то суммарная энтропия возрастает. По своему физическому смыслу энтропия – это мера перехода энергии из работоспособной (кинетической, свободной) формы в потенциальную, «замороженную». Энтропия позволяет определить для системы свободную энергию и направление процесса. Температуру можно трактовать как меру степени свободы тепловых движений частиц. Для случая кристаллизации из расплава внутреннюю энергию и энтропию можно представить суммой составляющих,

отражающих вклад отдельных степеней свободы: поступательной, вращательной, конфигурационной, колебательной и др. Перечисленные степени свободы «замораживаются» последовательно в ходе кристаллизации. То же справедливо для агрегации твердых макрочастиц. Большой составной частью является структурная энтропия. Структурная энтропия имеется в аморфных жидкостях и их потоках, жидких кристаллах, а также в потоках газов. В жидкостях и газах преобладает тепловая составляющая энтропии, связанная с броуновским движением частиц. При сборке любых частиц в твердый агрегат или твердую фазу частицы теряют степени свободы, связанные с кинетической (тепловой, механической) энергией, а при деструкции агрегата или твердой фазы приобретают их. В обоих случаях в твердом теле кинематические составляющие энергии и энтропии уменьшены по сравнению с флюидной средой. Энтропия является мерой структурной упорядоченности и количества информации.

Породообразующая среда может представлять собой раствор (расплав) компонентов или смесь фаз – тонкодисперсных, твердоаморфных, жидких, газообразных. Так, при последовательной кристаллизации магмы вначале высаживается фракция избыточного минерала (которая может образовать слой), затем – относительно простые минеральные эвтектики. Остаточный расплав потенциально всегда представляет собой более сложную высокоэнтропийную эвтектику в смеси с избыточными летучими компонентами. В остатке возможен высокоэнтропийный флюидный раствор.

Среда обеспечивает в основном массово-энергетические, а не информационные предпосылки породообразования. Структурно-информационную роль выполняет фазовая агрегирующая поверхность, на которой происходит сборка частиц в горнопородный слой.

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, принцип общего увеличения энтропии определяет необратимость, асимметрию процесса. Так, более предпочтительным является развитие высокоэнтропийных магматических эвтектик с приблизительно равными долями главных компонентов (базитовые, гранитоидные, сиенитовые эвтектики); 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 снизу вверх по разрезу 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, близким к мономинеральным (ультрамафитов, пироксенитов, анортозитов); максимум разнообразия и общей численности минеральных и геологических концентраций месторождений полезных ископаемых в земной коре, приуроченный к глубинам их формирования не более десятка километров от поверхности Земли.

Акцентируемая особая роль фазовых поверхностей (пограничных слоев) в генетических процессах макрофизического уровня, в том числе их управляющая функция, связана с тем очевидным фактом, что именно эти поверхности представляют собой фронт взаимодействия среды с формирующимся или разрушающимся минеральным или горнопородным слоем. На фронтах конечная скорость потока вырождается в нулевую (рост останавливается); на боковых поверхностях потока она может иметь разрыв (скачок) в изменении скорости.

Форма и положение первичных и вторичных границ минеральных и горнопородных слоев в процессах их образования подчиняются принципу минимума свободной энергии. При агрегации минимум свободной энергии достигается тем, что воспроизводимая 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. В разнообразных процессах конденсации (конденсация жидкости и пара, кристаллизация, адгезия и др.) 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 сохранять или принять гладкую форму (исключая случаи закалки). Проявляется тенденция образовывать 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 кода.

Вторичные поверхности минеральных и горнопородных слоев 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 (имеется контакт с флюидной средой), то при любом деструкционном преобразовании ее форма и положение будут стремиться ориентироваться вдоль эквипотенциальной поверхности.

При механических деформациях горной породы, если граница твердых фаз несвободна, но оказывается ослабленной поверхностью, на ней локализуются деформация. На тектонитах границы горнопородных индивидов (участков катаклаза, милонитизации, течения) прямо наследуют существовавшие грани минеральных зерен и агрегатов, в основном те, ориентировка которых приближается к эквипотенциальным поверхностям максимальных напряжений. Стремление к минимуму свободной поверхностной энергии здесь проявляется в относительно гладкой форме деформационных поверхностей, особенно сдвиговых.

Таким образом, основной закон связи между исходными фазовыми поверхностями и воспроизводимыми под их контролем первичными и вторичными границами горнопородных слоев состоит в том, что эти границы стремятся ориентироваться в пределах двугранных углов между указанными первичными поверхностями и эквипотенциальными поверхностями сил, обеспечивающих породообразование либо деструкцию. Локализация границы минерального или горнопородного слоя в каждый последующий момент тесно связана с положением исходной фазовой управляющей поверхности. В связи с таким обстоятельством иногда говорят о наследственности или памяти системы минерало- и породообразования. Наследственность – это отражение деформационной предыстории и структуры и характерна для твердых тел; «забывание» в связи с ростом энтропии отмечается если минерало- и породообразование осуществляется с участием флюидных сред. Флюидная среда минерало- и породообразования (расплавы, растворы, газы смешанного состава, смеси их с дисперсными твердыми фазами) структурно явно низкоупорядоченная часть системы, быстро проходящая метастабильное состояние, легко сбрасывающая свободную энергию и производящая энтропию. Характерные высокоэнтропийные

среды – кора выветривания; метастабильная зона гидротермального метасоматоза. 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 метаморфизме и др. В земной коре новые агрегаты формируются при этом в сравнительно небольших объемах, но вкрапленные новообразования в породах весьма распространены. Мощное развитие твердофазных превращений предполагается в высокотемпературной и высокобарической мантии Земли. В химии твердых фаз установлено, что на границе реагирующих твердых веществ возникает тонкий, толщиной в несколько молекул, высокодефектный (с пониженной плотностью) слой особой метастабильной фазы. Она представляет 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. 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, 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.

Таким образом, по данным Белоусова А.Ф. и образование, и деструкция горных пород и минералов в земной коре, и в горном массиве в частности, происходит и контролируется наличием фазовых и подобных им границ в пороодообразующей среде.

По мнению авторов работы [3], многие материалы (в том числе и горные породы) имеют несколько иерархичных уровней: блочная структура, зеренная структура, скопления зерен, спиральная макроструктура и т.д. Границами раздела являются так называемые переходные слои. Когда дефектов типа дислокаций или дисклинаций становится очень много, они начинают взаимодействовать между собой, возникают так называемые коллективные эффекты. Выявлено два основных механизма коллективного взаимодействия дислокационных структур: трансляционный – когда дислокационные структуры перемещаются параллельно самим себе; ротационный – когда дислокационные структуры как одно целое поворачиваются относительно какой-то точки. Оба эти механизма приводят к образованию нескольких последовательных уровней структур: а – хаотичное распределение дислокаций; б – скопления и клубки; в – ячеистая структура; г – полосчатая структура. При накоплении еще большей концентрации дислокаций возникает аморфная структура, которая описывается как фрактальная и имеет дробную размерность. Ее возникновение неминуемо приводит к образованию различных поверхностей, в том числе и трещин. Причина формирования в системе структур любого масштаба – стремление системы перейти в состояние с минимумом внутренней энергии. Каждый структурный уровень имеет определенное пороговое значение потока энергии, которая диссипирует. Превышение этого порога ведет к разрушению системы. В открытых системах жесткая необходимость диссипации большого количества энергии может привести к смене самих принципов

поведения: от стремления к максимуму энтропии система может перейти к принципу минимума энтропии. В этом случае осуществляется самоорганизация системы и формирование в ней высоко упорядоченных структур.

Таким образом, на границе раздела возникает необходимость существования переходного поверхностного слоя. Переходным поверхностным слоем называют зону, расположенную вглубь от поверхности на некоторую глубину. Фрактальная размерность структур переходного слоя уменьшается от значения больше 3 в объемной части до 2 на поверхности.

Авторы работы [4] считают, что природа устроена очень гармонично – тот путь, который она использовала для создания чего-либо, она использует и для разрушения, только в обратном порядке. Механизм разрушения породы заложен в процессе ее формирования. Иерархия строения горного массива на микро- и мезоскопическом уровне, по мнению авторов, выглядит следующим образом. Одни и те же элементы воспроизводятся во многих экземплярах, которые не совсем тождественны оригиналу, а отличаются от него случайными вариациями. Эти экземпляры в дальнейшем являются материалом для естественного отбора. Наиболее целесообразные связи между двумя и больше элементами сложной системы закрепляются в виде устойчивого образования и больше не трансформируются. Такие образования система встраивает как единичные элементы, формируя первую ступень иерархии. Структура, которая образовалась из частей, которые в каком-то смысле подобны целому, называется фракталом. По сути – это аналогия минерального или горнопородного слоя по Белоусову А.Ф. Свойство частей быть подобными всей структуре в целом называют самоподобием. Интервал самоподобия разных природных объектов от долей микрометра до десятков километров. Зародыши твердой фазы в системе расплава, раствора или в кристаллическом массиве при перекристаллизации являются фрактальными кластерами. Их образование оказывается термодинамически наиболее выгодным процессом и может осуществляться самопроизвольно. Качественный скачок при образовании зернистой структуры горных пород трактуется как фазовый переход первого рода в открытой системе, который осуществляется посредством последовательно-параллельных фазовых переходов второго рода. Управляющим механизмом структурообразования по иерархичной схеме является, как и у Белоусова А.Ф., принцип минимума производства энтропии в процессе диссипации энергии. На этапе зарождения фрактальных частиц новой фазы происходит увеличение суммарной поверхности раздела фаз, которая характеризуется величиной свободной поверхностной энергии, что увеличивает энергетическую составляющую системы. Это является движущей силой для частичного слияния граничных зон кластеров и формирования структур более высокого масштаба. Управляющим механизмом формирования зернистой структуры из кластеров является стремление уменьшить свободную поверхностную энергию. Вместе с тем, данные электронной микроскопии показывают частичное сохранение индивидуальности кластеров, фрагментов, блоков в структуре зерна. Причиной этого является остаточная дефектность на границах структурных элементов каждого масштабного уровня. Именно дефектность и является носителем энергии границ зерен и структурных элементов других масштабных уровней. При формировании зернистой структуры осуществляется также перераспределение компонентов системы исходного порообразующего раствора или расплава, которое состоит в концентрации примесей или цемента на границах зерен, что также приводит к уменьшению энергии границ зерен и значения свободной энергии в целом по системе твердой породы. Пористая структура пород является неотъемлемой частью иерархичной структуры. От центра структурного элемента к его периферии

дефектность, пористость и разуплотненность структуры вещества закономерно возрастают.

В процессе кристаллизации и перекристаллизации элементы неминуемо взаимодействуют друг с другом с помощью контактов граничных слоев. При этом образуются участки между конденсированными центральными областями структурных элементов, на которых произошло слияние мелких пор граничных областей и образовалась несплошность. Такая несплошность в макрообъеме породы оказывает влияние на процессы дальнейшей их эволюции. Экспериментально доказано, что микротрещины возникают в основном по границам структурных элементов твердого материала [5].

Если охватить целиком весь процесс кристаллизации, то его можно охарактеризовать как уплотнение вещества под действием сжимающих напряжений термической природы. Вследствие этого на конечном этапе формирования кристаллически-упорядоченных областей в породе остается память о процессе, который привел к их возникновению. Носителями памяти являются элементы, которые поддерживают остаточные сжимающие напряжения в кристаллической структуре. Их называют дислокациями и считают дефектами кристаллической структуры. Природа процесса образования поликристаллических горных пород при кристаллизации из расплавов и растворов такова, что в их структуре с самого начала закладываются элементы, которые являются зародышами разрушения твердого тела (области скопления различных дефектов кристаллической структуры).

В [6] выделены следующие дефекты: 1) точечные или нуль-мерные дефекты – нарушения периодичности в изолированных друг от друга точках решетки. Это вакансии, атомы между узлами, атомы в узлах «чужой» подрешетки, примесные атомы в узлах и между узлами; 2) линейные дефекты – одномерные нарушения периодичности, которые могут простираться на расстоянии порядка размера кристалла. Это – дислокации (краевые, винтовые) или цепочки точечных дефектов; 3) поверхностные или двумерные дефекты, которые могут простираться на расстояние порядка размера кристалла, – плоскости двойникования, границы зерен и блоков, стенки доменов, дефекты упаковки, сама поверхность кристалла; 4) объемные или трехмерные дефекты – полости, поры, границы другой фазы, включения.

При описании дефектов считают положение частиц в узлах кристаллической решетки правильным, а между узлами – неправильным или дефектным. В связи с этим для описания кристаллических веществ введено два фундаментальных понятия – пространственной решетки – геометрического построения, которое помогает выявить законы симметрии или наборы симметричных превращений кристаллической структуры и структуры кристалла – конкретного расположения частиц в пространстве. Таким образом факт неидеальности кристаллической структуры вещества в целом стал законным.

О значительной роли дефектов кристаллической решетки говорит также тот факт, что очень часто относительно небольшой объем примесных атомов глобально меняет свойства основного материала. Все это не позволяет рассматривать разные отклонения кристаллической решетки от идеальной как дефекты. Необходимо признать эти отклонения полноправными структурными единицами и отказаться от деления реальных материалов на аморфные и кристаллические, потому что в каждом кристалле существуют многочисленные области нарушения периодичности трансляции кристаллической решетки и каждый кристалл в той или иной мере является аморфным.

Одним из основных свойств идеальной пространственной решетки является симметричность. Одним из элементов симметрии есть ось симметрии – прямая линия, при повороте вокруг которой на некоторый угол фигура совмещается сама с собой.

Порядок симметрии показывает сколько раз фигура совмещается сама с собой при полном повороте на 360° . Согласно классическим представлениям в кристалле могут быть только оси симметрии 1, 2, 3, 4 и 6-го порядков. Несмотря на все ограничения теоретического характера, экспериментально кристаллы с осями пятого порядка были выявлены [8] и названы квазикристаллами. В таких кристаллах даже при отсутствии дефектов должны быть аморфные области, что лишним раз подчеркивает размытость между аморфным и кристаллическим состоянием вещества. В целом промежуточное состояние вещества – это явление, которое встречается очень часто.

С самого начала структура жидкости была идентифицирована как аморфная. Но дальнейшие исследования показали, что некоторые типы жидкости упорядочены и в разной степени проявляют кристаллические свойства. Они получили название квазикристаллических жидкостей или жидких кристаллов, что с точки зрения классиков-кристаллографов является верхом абсурда.

Каждый структурный элемент кристаллической решетки принято характеризовать координационным числом (количеством ближайших однотипных соседних элементов). Для жидкости координационное число определяется статистически как среднее число ближайших соседних атомов. О степени кристалличности жидкости судят по тому – насколько координационное число жидкости близко к координационному числу соответствующего кристалла [9]. Среди веществ, которые имеют структуру жидких кристаллов был выделен класс веществ, которые образуют так называемую голубую фазу [10,11], которая характеризуется трехмерной упорядоченностью структуры и повышенной вязкостью.

Еще одним, но далеко не последним классом веществ, которые имеют промежуточную степень кристалличности, являются полимеры и уголь. Молекулы полимеров образуются за счет связывания в цепочки отдельных мономеров и достигают молекулярной массы $10^4 \dots 10^6$. Полимерные цепочки образуют небольшие высокоупорядоченные участки, которые называют кристаллитами или кристаллическими областями, расположенные среди сегментов цепочек с несовершенной молекулярной организацией [12].

Исходя из вышеизложенного, можно сделать довольно тривиальные, но не всегда осознаваемые выводы:

1. Понятия аморфного и кристаллического состояния веществ являются идеализированными абстракциями. Реальные же материалы, и горные породы в том числе, вмещают в той или иной пропорции как упорядоченные (кристаллические) области, так и области, в которых заметная упорядоченность отсутствует (аморфные).
2. Минерало – и породообразующей средой в природе являются высокоэнтропийные флюиды – расплавы, растворы, смеси жидкостей, газов и дисперсных частиц породы.
3. Элементарным объектом минерало- и породообразования является горнопородный слой, обладающий свойствами фрактала.
4. Образование и деструкция горнопородных слоев связаны с фазными и иными границами раздела.
5. Образование кристаллической горной породы из породообразующей среды-флюида это – структурно-фазовый переход первого рода с уменьшением объема посредством последовательно-параллельного ряда структурно-фазовых переходов второго рода.
6. Деструкция (разрушение) кристаллической горной породы это – структурно-фазовый переход первого рода с увеличением объема посредством последовательно-параллельного ряда структурно-фазовых переходов второго рода, но в обратном порядке.

Литература:

1. Макаров П.В., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П. и др.. Нелинейная механика геоматериалов и геосред. Новосибирск: Акад.изд-во «Гео», 2007.- 235 с.
2. 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).
3. Кузеев И.Р., Куликов Д.В., Хайбуллин А.А. Структурная организация нефтяных пеков.- Известия высших учебных заведений. Нефть и газ.- №4.- 1997.- С.93-100.
4. Физическая природа разрушения./ Д.В. Куликов, Н.В. Мекалова, М.М. Закирничная. Под общей редакцией проф. И.Р. Кузеева.- Уфа: 1999.- 240с.
5. Козлов Э.В., Тришкина Л.И. //Эволюция дислокационной структуры, упрочнения и разрушения сплавов. Томск: Изд-во Томского Университета, 1992.
6. Шаскольская М.П. Кристаллография. М.- Высшая школа, 1984.- 375 с.
7. Аракелян В.С. Дефект плотности как свойство кристаллических веществ. /ДАН.- 1995.- Т.344.- №3.- С.341-346
8. Квазикристаллы - структуры с симметрией пятого порядка.- /Природа.- 1985.- №8.- С.108.
9. Сверхвысокомолекулярные полимеры.- Под ред. А. Чиферри и И. Уорда.- Пер. с англ.- Химия: Л.- 1983.- 270 с.
10. Влох О.Г., Настишин Ю.А., Сосновский Т.М. Новые особенности физических свойств голубых фаз жидких кристаллов.- /Письма в ЖТФ.- 1992.- Т.18.- Вып.9.- С.43-48.
11. Мхатвришвили М.Д., Чилая Г.С., Элашвили З.М. Измерения вязкоупругих постоянных голубых фаз.- /Письма в ЖТФ.- 1989.- Т.15.- Вып.8.- С.36-39.
12. Марк Г.Ф. Полимерные материалы.- // Наука и человечество. Международный ежегодник. М.- Знание, 1977.- С.268-277.

УДК 622.831.3

НОСАЧ А.К., ЛЯЩЕНКО М.А., КОДУНОВ Б.А., ВЕРБНАЯ Т.П. (КИИ ДонНТУ)

РАСЧЕТ ПАРАМЕТРОВ МЕЖДУКАМЕРНЫХ ЦЕЛИКОВ ПРИ ОТРАБОТКЕ БРЯНЦЕВСКОГО ПЛАСТА КАМЕННОЙ СОЛИ АРТЕМОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Встановлена математична залежність розміру міжкамерного цілика від ширини камери та коефіцієнту запасу міцності цілика для гірничо-геологічних умов Брянцевського пласта кам'яної солі Артемівського родовища

В настоящее время отработка Артёмовского месторождения каменной соли производится камерными системами с оставлением целиков, что приводит к значительным потерям полезного ископаемого. Расчет и выбор рациональных параметров междукammerных целиков является актуальной задачей, решение которой позволит снизить уровень потерь каменной соли при её добыче.

Продуктивная толща Артёмовского месторождения каменной соли приурочена к средней и верхней частям Славянской свиты.