

ОБОСНОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАКОНОВ ЭВОЛЮЦИИ НА МИНЕРАЛЬНОМ И ПОРОДНОМ УРОВНЯХ

С использованием арсенала известных ранее и установленных нами закономерностей, а также конкретных геологических материалов я сформулировала несколько геологических законов эволюции. Среди них такие, как: *закон энергетической обеспеченности основных геологических процессов тектоническими силами и закон определенности состава геовещественных единиц интенсивностью тектонического режима* [Казанцева, 1989; 1990; 1998; 2001; 2003].

Иерархический ряд вещественных геологических систем от низких уровней к высоким представлен: минералами, горными породами, геоформациями, формационными рядами и комплексами последних. Доказательство геологических законов эволюции на трех последних из перечисленных уровней приведены в моей работе, опубликованной в журнале №1 за 2003 г. «Вестник АН РБ». Целью данной статьи является показать, как отражены названные выше законы геоэволюции на минеральном и породном уровнях.

Закономерности состава, строения и развития породообразующих минеральных систем, которые представляют собой объединения соответствующей кристаллической решеткой двуединых противоположностей — катионных и анионных химических групп.

Из нескольких тысяч минералов, распространенных в земной коре, главных породообразующих всего несколько десятков. Они в том или ином виде слагают основной объем литосферы и представлены двумя полярными ветвями: лейкократовой и меланократовой. К лейкократовой ветви относятся светлоокрашенные силикатные минералы — полевые шпаты (алюмосиликаты Ca, Na и K) и кварц. В составе первых выделяются плагиоклазы, калиевые и калинатровые полевые шпаты. Меланократовая ветвь включает темноцветные феррические минералы: оливины, ромбические и моноклинные пироксены, амфиболы и темные слюды.

Согласно *правилу Лагорио*, порядок выделения породообразующих минералов из магмы, установленный эмпирически, следующий. Первыми кристаллизуются акцессорные¹ минералы, затем оливины, ромбические и моноклинные пироксены, роговые обманки и темные слюды, далее плагиоклазы (от основного состава до кислого), щелочные полевые шпаты, кварц.

Боуэн на основании предложенного им *реакционного принципа* объединил породообразующие минералы в два непрерывных ряда последовательности кристаллизации. Один из них представлен оливином, магнезиальным пироксеном, магнезиально-железистым пироксеном, амфиболами и биотитом. Другой ряд — плагиоклазами: известковыми, известково-щелочными, щелочно-известковыми, щелочными. Ряды завершаются калиевым полевым шпатом и кварцем.

В кристаллизационных рядах прослеживаются закономерные изменения состава породообразующих минералов. В общих чертах направленность смены составов породообразующих минералов в лейкократовой ветви выглядит следующим образом.

Плагиоклазы образуют изоморфный ряд от анортита — $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$ до альбита — $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$. Промежуточные разности плагиоклазового ряда определяются содержанием весового процента анортита, обозначаясь номерами: № от 91 до 100 — анортит; № от 71 до 90 — битовнит; № от 51 до 70 — Лабрадор; № от 31 до 50 — андезин; № от 11 до 30 — олигоклаз; № от 0 до 10 — альбит. В специальной минералогической и петрографической литературе, как правило, плагиоклазовый ряд начинался не с анортита, как это сделали мы, а с альбита. Предпринятое изменение диктуется необходимостью привести в соответствие порядок минералов в полевошпатовом ряду с их последовательностью в кристаллизационном, что

¹ Добавочные, присутствующие в очень малых количествах.

обеспечивает, в свою очередь, согласованность направленною вещественной эволюции земной коры. По количеству SiO_2 альбит и олигоклаз называют кислыми плагиоклазами; андезин — средним, а Лабрадор, битовнит и анортит — основными.

Калинатровые полевые шпаты являются промежуточными минералами $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ и $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$. Анортотоклаз, например, может содержать натриевые и калиевые составляющие примерно в равных количествах.

Калиевые полевые шпаты — $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ представлены санидином, ортоклазом и микроклином. В названных минералах натриевая составляющая может присутствовать. При этом она закономерно уменьшается от санидина к микроклину. В санидине количество $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ может достигать даже 50%, в ортоклазе — до 30%, а в микроклине не превышает 20% [Винчелл и др., 1953].

От 50 до 25% тетраэдров полевых шпатов содержат Al^{3+} вместо Si^{4+} . Количество алюминия закономерно уменьшается от начала плагиоклазового ряда к его концу и далее к калишпатам до практически полного исчезновения в кварце.

Кварц — SiO_2 завершает лейкократовую ветвь кристаллизационного ряда. К. Фрей его появление объясняет так: «Если бы в тетраэдрах каркасной структуры полевых шпатов алюминий бы полностью отсутствовал, а они были бы заселены только ионами кремния, окруженными ионами кислорода, структура была бы электростатически нейтральной и имела бы состав SiO_2 » [Фрей, 1985].

В меланократовой ветви тенденция закономерной смены составов такова. Оливины представляют собой изоморфную серию силикатов Mg и Fe с общей формулой $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$, крайними членами которой являются форстерит (магнезиальный) и фаялит (железистый) минералы. Пироксены — в основном силикаты, реже алюмосиликаты Ca, Fe и Mg. Как ромбические, так и моноклинные разности образуют непрерывные изоморфные ряды по содержанию Fe. При этом между содержанием железа и параметрами элементарной ячейки существует прямая зависимость. Основой анионной части их является $[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Наиболее распространенным минералом из группы амфиболов в изверженных горных породах является рого-

вая обманка. Это алюмосиликат сложного состава, катионная часть которого представлена Ca, Na, K, Mg, Fe, Al, а анионная — $[(\text{OH,F})_2(\text{Si,Al})_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$. Главным породообразующим минералом из группы слюд для магматических пород является биотит. Это алюмосиликат K, Mg и Fe с гидроксильной и алюмосиликатной анионной частью. Итак, оливины — только силикаты Mg и Fe. Пироксены — чаще силикаты, иногда алюмосиликаты. В них, кроме Mg и Fe, появляется Ca. Роговая обманка и биотит — только алюмосиликаты, с присутствием, кроме названных в пироксенах катионов, дополнительно Al, Na и K. Последний элемент преобладает в биотите.

В кристаллизационных рядах закономерно изменяется не только состав породообразующих минералов, но и их физические, а также оптические свойства. Так, анортит разлагается в кислотах с выделением желатинообразной кремнекислоты, несколько хуже разлагается битовнит, еще слабее — Лабрадор. На андезин, олигоклаз и альбит кислоты не действуют. Исключение составляет плавиковая кислота. Разной основности плагиоклазы в различной степени подвергаются вторичным изменениям. Закономерная направленность подверженности таким преобразованиям аналогична растворимости. Основные плагиоклазы очень легко замещаются продуктами разложения. Часто наблюдается почти полное разрушение анортитовой молекулы. Чем кислее плагиоклаз, тем меньше он подвержен процессам вторичных изменений, потому плагиоклазы альбитового состава характеризуются наибольшей устойчивостью. Аналогичная картина наблюдается и в поведении темноцветных минералов. Оливины легко серпентинизируются, ромбические пироксены нередко заполняются серпентином и уралитом (волокнистым амфиболом), моноклинные пироксены либо окружаются реакционной каемкой, либо по ним развивается роговая обманка. Последний минерал является относительно устойчивым, но может замещаться карбонатом, хлоритом, биотитом, реже эпидотом. Биотит наиболее устойчив и редко подвергается вторичным изменениям. Эти сведения содержатся в известных монографиях крупнейших отечественных петрографов А.Н. Заварицкого, В.Н. Лодочникова, В.И. Лучицкого и др.

Наблюдается закономерное падение величин показателей преломления в минералах как лейкократовой, так и меланократовой ветвей, а также тенденция роста двупреломления. Наглядна направленность смены положений оптических ориентировок в плагиоклазах и пр. [Казанцева, 1990].

Последовательное изменение химического состава, физических и оптических свойств минералов кристаллизационных рядов согласуется с закономерностями эволюции геодинамических условий их образования. Последние расшифровываются с помощью структурного анализа, понимание которого связывается с изучением структурного фактора природного вещества любого уровня организации. В данном случае - это структурная минералогия и структурная петрография.

Познание эволюции минеральной системы следует начинать с одной из интересных проблем структурной минералогии — полиморфных превращений. Полиморфизм является процессом чисто структурного порядка. Сущность его заключается в том, что минералы в различных условиях (температура и давление) могут образовывать разные по симметрии и форме кристаллы без изменения химического состава. Это явление довольно распространено в природе. Считается, что почти все вещества могут быть получены в различных полиморфных модификациях. Ярким примером полиморфитов служат графит и алмаз.

Более тонким структурным превращением, также без изменения состава, является упорядочение кристаллической решетки минералов, переход типа беспорядок — порядок. Этот процесс свойственен всем порообразующим минералам.

Согласно определению Р. Мюллера [1985], «явления порядка - беспорядка характерны для кристаллов, в которых две или более структурно и энергетически неэквивалентные позиции заняты двумя или более атомами, ионами или другими частицами или остаются незанятыми — вакантными. У нижнего температурного уровня стабильности таких кристаллов каждый тип частиц стремится сконцентрироваться в наиболее выгодных позициях, и это называется упорядоченным состоянием» (с. 267). Как правило, упорядочение структуры осуществляется при снижении температуры. Поэтому упо-

рядоченные разновидности называют низкотемпературными, а неупорядоченные — высокотемпературными модификациями.

Процессы упорядочения кристаллической решетки лейкократовых минералов достаточно хорошо изучены, что можно видеть на примере полевых шпатов, которые относятся к каркасным силикатам и обладают моноклинной либо триклинной сингонией. Элементарными ячейками их структуры являются кремнекислородные и алюмокремнекислородные тетраэдры. Они соединяются друг с другом общими вершинными атомами кислорода в виде трехмерного каркаса, основой которого являются кольца из четырех тетраэдров (по два тетраэдра направлены вершинами в противоположные стороны). Пустоты между ними заполняются довольно крупными катионами Ca, Na либо K. На каждые четыре тетраэдра приходится одна катионная позиция. Процесс упорядочения полевых шпатов осуществляется, в основном, за счет закономерного расселения Si и Al в тетраэдрических позициях.

Анортит существует только в упорядоченном состоянии. Тетраэдры, занятые Al и Si, чередуются между собой, давая, таким образом, отношение между названными элементами 1:1.

В упорядоченном альбите алюминий занимает одну тетраэдрическую позицию, остальные три, симметрично независимые, заняты кремнием. В неупорядоченном альбите каждая из четырех тетраэдрических позиций содержит статистически 25% Al и 75% Si [Старки, 1985].

В группе калиевых полевых шпатов происходит возрастание степени упорядоченности структуры от минерала к минералу. Это достаточно известный факт. Так, санидин обладает моноклинной сингонией и совершенно неупорядоченной структурой. Моноклинность ортоклаза определяется удвойникованностью триклинных доменов. Это частично упорядоченный минерал. Микроклин является полностью упорядоченным минералом, сингония его преимущественно триклинная.

Алюминий и силиций в неупорядоченном калиевом полево-м шпате — санидине распределяются по тетраэдрическим позициям Si беспорядочно, причем 25% Al распределены случайным образом в каждой из четырех позиций Si в четверной координации. В ортоклазе 32% Al распределены случайным образом в одной

позиции Si в четверной координации и 18% — в другой. Структурные исследования микроклина показывают, что распределение Al в этом минерале высоко упорядочено, и он концентрируется в одной из четырех позиций Si четверной координации [Берри, 1985].

Довольно долгое время считалось, что мотивы из кремнекислородных тетраэдров обладают достаточной жесткостью. Затем выяснилось, что влияние Si, Al-распределения на искажение структуры существует, и замещение алюминия кремнием в тетраэдрах ведет не только к изменению их размеров, но и катионных позиций. Так, при неупорядоченном распределении атомов Al и Si в алюмокремнекислородных тетраэдрах в высокотемпературном альбите пустоты, предназначенные для атомов Na, значительно превышают его объем, а при значительной степени упорядоченности, как это имеет место в низкотемпературном альбите, эти пустоты настолько малы, что могут быть полностью заполнены атомом Na. Кроме того, в упорядоченных и неупорядоченных модификациях катионы зачастую обладают различной силой эффекта анизотропных тепловых колебаний. В альбите этот эффект выражен значениями, примерно в 6 раз превышающими в неупорядоченных разностях по сравнению с упорядоченными. Степень тепловой вибрации для наиболее упорядоченной модификации — микроклина характеризуется меньшим значением, чем для санидина и ортоклаза. Эта же закономерность свойственна и плагиоклазам. При сравнении структуры упорядоченного альбита и микроклина также отмечалось, что степень тепловой вибрации несколько меньше у калиевого минерала, нежели натриевого [Фергусон и др., 1964]. Видимо, тенденция направленного изменения объема катионных позиций прослеживается при упорядочении структур всей ветви лейкократовых породообразующих минералов. К тому же, по данным Э.Д. Могоу, К.ДжЕ. Кэмпстера и Е.В. Радословича, объем элементарной ячейки анортита значительно больше, чем, например, у альбита, и достигается за счет увеличения параметра «с», который в два раза больше при равных значениях остальных параметров [1964]. Таким образом, можно заключить, что в ряду плагиоклазов от анортита к упорядоченному альбиту, а затем к калишпатам происходит уплотнение структу-

ры элементарной ячейки, которое может быть объяснено возрастанием направленного давления в процессе кристаллизации. Впрочем, положение о том, что упорядочение может осуществляться не только при понижении температуры, но и при повышении давления известно давно. При этом возрастание давления и уменьшение температуры, как правило, вызывают структурные преобразования идентичного характера [Бокий, 1960; Патнис и др., 1983; Поваренных, 1966 и др.]. В этом плане сведения об образовании микроклина из ортоклаза в условиях ориентированного давления [Винчелл и др., 1953; Мурхауз, 1963] находят логичное объяснение. Об успешных результатах экспериментов по превращению неупорядоченного моноклинного санидина в упорядоченный триклинный в условиях комнатной температуры и значительных давлений сообщают также А. Патнис и Дж. Мак-Коннелл [1983].

Из изложенного вытекает, что эволюция природных условий кристаллизации минералов лейкократовой ветви в ряду полевых шпатов (от основных плагиоклазов к кислым и далее к калишпатам) сопровождается постепенным снижением температуры, что согласуется с известными температурами плавления пороодообразующих минералов. Она может обуславливаться и возрастанием ориентированных давлений, которые в природе обеспечиваются тектоническими напряжениями сжатия.

Такое заключение выглядит более убедительным на примере темноцветных породообразующих минералов. Последовательный ряд кристаллизации их начинается с оливина. Структура кристаллической решетки этого минерала представлена изолированными тетраэдрами SiO₄, связанными катионами Fe и Mg. Наиболее обширны группы пироксенов и амфиболов. Они представляют собой цепочечные силикаты, в которых кремнекислородные тетраэдры соединяются друг с другом, образуя одинарные цепи — структуры пироксенов, либо двойные, спаренные цепи — структуры амфиболов. Минералы, относящиеся к слюдам, обладают слоистой структурой, в которой кремнекислородные тетраэдры соединены в двухмерные листы. Таким образом, структура каждого нижестоящего в ряду темноцветного породообразующего минерала представляет собой поэтапное усложнение структуры предыдущего.

По сведениям П. Декарли [1985], «клинопироксены отличаются от ортопироксенов тем, что у них *тетраэдрические цепи смещены относительно друг друга в направлении оси z*. Такое смещение приводит к моноклинной элементарной ячейке в отличие от ромбической у ортопироксенов» (с. 108). Следовательно, для образования моноклинных пироксенов требуется направленное давление, которое выше, чем при образовании ромбических, что подтверждено экспериментальными исследованиями. Как пишет Д. Моррисон-Смит [1985, с. 256], в процессе деформирования ортопироксенов была установлена важная особенность, заключающаяся в «переходе ортопироксена в клинопироксен», вызванная деформацией, а У. Лейтон и М. Уилсон приводят данные об образовании амфиболов из пироксенов в условиях стресса: «... имеются целые блоки структуры тремолита, аналогичные таковым диопсида. Кроме того, если структуру диопсида деформировать таким образом, чтобы нижняя часть была сдвинута на $a/r+c/r$, получившаяся структура будет, по существу, такой же, как у тремолита. Если говорить о генезисе, можно было бы ожидать, что пироксены превращаются в амфиболы в условиях стресса, и это действительно так» [Лейтон и др., 1985, с. 27].

Преобразование структуры слюд в сторону ее упорядочения осуществляется также в условиях стресса. Для образования слюд вообще необходимы значительные давления [Заварицкий, 1956]. К тому же, как считает К. Фрей: «Структуры минералов группы амфибола могут быть представлены как состоящие из фрагментов слюд и пироксенов» [1985, с. 313], а, по мнению У.Л. Брэгга и Г.Д. Кларингбулла [1967], структурные взаимоотношения между группами слюд, пироксенов и амфиболов таковы, что «фактически структура слюды — это следующий этап процесса превращения пироксена в амфибол. Отдельные цепочки, характерные для пироксена, в амфиболе соединяются одна с другой с образованием двойной цепочки (ленты). Дальнейшее присоединение к ним цепочек приведет к образованию гексагональной сетки структуры слюды» и далее... — «Подобный процесс... сопровождается определенными ионны-

ми замещениями, обеспечивающими сохранение стабильности структуры» (с. 263).

Итак, эволюция процесса породообразующего минералообразования обеспечивается, вероятнее всего, направленным изменением геодинамического режима.

В условиях высоких давлений структурные преобразования оливина (одного из главных породообразующих минералов ультраосновных пород) приводят к появлению шпинели. Естественно, что при достаточном содержании в оливине рассеянного хрома образуется хромит. По мнению А. Патниса и Дж. Мак-Коннелла [1983], это — реконструктивный процесс, протекающий при термической активизации «... с разрывом и реорганизацией связей, с вероятным механизмом нуклеации и роста» (с. 233). Такие условия могут быть созданы при снятии (разрядке) избыточных давлений скалыванием толщ, что согласуется с современными представлениями о появлении в земной коре ультраосновных пород тектонически, в результате надвигания океанической коры на край континента [Казанцева, 1981; Казанцева и др., 1986; 1983 и др.].

Следовательно: эволюция природной минеральной системы отражена механизмом упорядочения кристаллической решетки породообразующего минерала; каждый последующий в кристаллизационных рядах породообразующий минерал образуется при больших значениях давления и меньших температур, чем предыдущий; кристаллизация породообразующих минералов осуществляется в режиме однонаправленного давления, который обуславливается тектоническими напряжениями сжатия.

Закономерности состава, строения и развития формациеобразующих породных систем. Породные системы представляют собой парагенетические сообщества разнородных породообразующих групп минералов (лейкократовых и меланократовых), объединенных соответствующей каждому типу пород структурой. Различают три главных генетических класса пород: магматические (изверженные), осадочные и метаморфические. Магматические породы в земной коре рассматриваются как первичные², так как они являются производными

² Выделение первичных, вторичных и третичных формаций по генетическому признаку принадлежит П.С. Палласу (XVIII в.).

магмы, возникшей в теле планеты в результате плавления ее собственного вещества. Это и определило предпочтительность выбора их в качестве объекта исследований при изучении эволюции земной коры и выявлении ее законов. Осадочные породы могут быть как вторичными, так и первичными. В первом случае они накапливаются за счет разрушения ранее выведенных на поверхность магматических пород. Это — терригенные отложения. Во втором — образуются за счет осаждения из сингенетичных магматизму гидротермальных растворов остаточного химического материала магмы, не задействованного при кристаллизации изверженных пород. Они сопровождают магматические формации в виде осадочной составляющей. Метаморфические породы всегда вторичны и являются результатом наложенных преобразований всех других типов пород.

По условиям залегания магматические горные породы подразделяются на следующие типы: излившиеся или эффузивные (вулканические), субвулканические (застывшие в близповерхностных условиях), жильные (лайковые) и интрузивные (глубинные); по содержанию кремнезема — ультраосновные (SiO_2 до 44%), основные (от 44 до 53%), средние (от 53 до 64%) и кислые (от 64 до 78%). Еще одна группа щелочных изверженных пород как самостоятельная признается не всеми. Она обосновывается отношением суммы щелочей к кремнезему и присутствует в виде щелочной серии в составе других групп.

Салические и фемические породобразующие минералы кристаллизационных рядов Боуэна объединяются в соответствующие изверженные горные породы, являющиеся главными формации образующими породными системами в природной иерархии геологического вещества. Парагенетические сообщества минералов в магматических породах таковы, что каждый лейкократовый структурно связывается только с определенным меланократовым минералом. Составы наиболее часто встречающихся в земной коре изверженных горных пород упрощенно выглядят следующим образом. Лейкократовая составляющая группы основных пород — габбро, базальтов, диабазов — представлена основными плагиоклазами, амеланократовая — пироксеном (ромбическим и моноклинным), реже оливином. Главными

минералами средних по составу пород — андезитов и диоритов — являются плагиоклазы среднего состава плюс моноклинный пироксен либо роговая обманка. Лейкократовые породобразующие минералы группы кислых пород — гранитов и их эффузивных аналогов — представлены кварцем, плагиоклазом кислого состава и калиевыми полевыми шпатами. Среди темноцветных минералов преобладает биотит, реже присутствуют роговая обманка и пироксен. Щелочные породы — сиениты и их эффузивные эквиваленты — состоят из щелочных полевых шпатов и биотита. Другие темноцветные минералы (роговая обманка и пироксен) присутствуют значительно реже.

Петрографами давно определено, что степень кристалличности и характер идиоморфизма породобразующих минералов в породных системах являются главными структуроопределяющими факторами. **Эти факторы лежат в основе многообразия известных структур изверженных горных пород и могут использоваться для суждений о палеогеодинамических условиях их образования.** В соответствии с *приципом идиоморфизма Розенбуша, Лагорио, Харкера* (И.П. Шарапов [1989] перевел его в геологический закон) по относительному идиоморфизму минералов в породе можно судить о последовательности их кристаллизации из магмы. Известно, что в одних изверженных породах наблюдается прямая последовательность кристаллизации породобразующих минералов, соответствующая правилу Лагорио. Другие же породы характеризуются противоположной направленностью кристаллизации, не соответствующей данному правилу.

Структуры прямого порядка кристаллизации и характерны, например, для гранита, у которого наблюдается ксеноморфизм кварца, и монцонита, с видимым идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к ортоклазу. Сюда же относятся и друзитовая структура — обрастание оливина ромбическим пироксеном и др. *Структурами обратного порядка кристаллизации* является диабазовая и офитовая, в которых плагиоклаз идиоморфен, а темноцветный минерал — ксеноморфен. Следует обратить внимание и на спилитовую структуру, когда плагиоклаз идиоморфен и представлен наиболее кислым членом плагиоклазовой группы — альбитом. Это будто бы не согласуется с его идиоморфизмом

Довольно распространены и *промежуточные структуры*, свойственные, например, габбро, аплиту и др. Габбровая структура характеризуется равным идиоморфизмом породообразующих минералов, при котором либо один, либо другой из них относительно более идиоморфен. В аплите кварц и полевой шпат равнозначно идиоморфны. К *сложным*, вероятно, следует относить порфиновые структуры, свойственные андезитам и андезитовым порфиритам. В них крупные кристаллы — вкрапленники, равно как и мелкокристаллическая основная масса, представлены плагиоклазом и одним из темноцветных минералов с равной степенью идиоморфизма. Однако порфиновые выделения плагиоклаза этих пород часто обладают зональностью с поокислением от центра к краям кристалла.

Такая упрощенная систематика основных структур изверженных горных пород, а также ее известное нам положение о том, что каждый нижестоящий минерал в естественных кристаллизационных рядах образуется в условиях снижения температуры и повышения направленного давления, являются основой определения геодинамических условий образования пород. В таком случае следует считать, что излившиеся породы основного состава формировались в обстановке низкого давления. Интрузивным же породам такого же состава свойственны несколько большие значения давления. Структуры кислых изверженных пород свидетельствуют о значительно возросшем давлении. Чередование основных и кислых эффузивных пород, которое наблюдается в одной из начальных в тектоническом цикле — контрастной формации, фиксирует осложнение однонаправленного геодинамического режима пульсацией. Прямая зональность во вкрапленниках плагиоклаза порфиновых пород среднего состава отражает направленность возрастания давления в период их становления и т.д.

Следовательно, **эволюция формациеобразующего породообразования от основных по составу пород к кислым обеспечивается повышением направленного давления при снижении температуры. Ориентированность давления обуславливается соответствующим геодинамическим режимом. Образование породных по сравнению с минеральными системами обязано усложнению геодинамических условий, когда на**

общем фоне роста давления и снижения температуры тектонические силы приобретают импульсный характер. Он, кстати, приводит и к появлению спилитов.

Итак, мы видим, что выявленные нами геологические законы эволюции уверенно прослеживаются на минеральном и породном уровнях.

Более того, они могут не только подтверждаться, но и устанавливаться только в результате изучения структурного фактора породообразующих минералов и формациеобразующих пород. Однако в этом случае необходимо учитывать такие хорошо известные закономерности эволюции складчатых областей планеты, как:

1. Преобладание продуктов извержения основного состава на ранних этапах эволюции складчатой области, постепенное поокисление по мере дальнейшего развития, широкое распространение кислых и щелочных пород в заключительные периоды. Направленность эволюции состава может быть и обратной, что свойственно условиям рифтообразования.

2. Становление складчатой области сопровождается сменой вулканизма трещинного центрального типом, а затем ареальным.

3. Среди изверженных пород основного состава развиты преимущественно эффузивные, излившиеся типы. Меньшим развитием пользуются интрузивные, застывшие на глубине.

4. Кислые изверженные породы, как правило, сконцентрированы в интрузиях. Вулканических типов этого состава значительно меньше.

5. В объеме пород среднего состава значительная доля принадлежит субвулканическим и дайковым сериям.

6. Порфиновые структуры наиболее характерны для излившихся пород среднего состава. По Ф. Гиббсу, на рост фенокристаллов влияют механические эффекты, особенно вибрация. В природной геологической среде — пульсация.

Упорядоченные модификации породообразующих минералов развиты, как правило, в интрузивных образованиях, а неупорядоченные — в излившихся породах. Это объяснимо условиями повышенного давления при кристаллизации в первом случае по сравнению со вторым.

Объединение знаний по геодинамическим условиям формирования минеральных и породных систем с приведенными выше закономерностями отразит тектонический режим развития складчатой области в целом, характер его направленности и интенсивности. Он вполне согласуется с теми данными, которые мы получили на базе изучения закономерных изменений структурных характеристик формаций, формационных рядов и их комплексов.

Литература

- Бокий Г.Б.* Кристаллохимия. М.: МГУ, 1960. 357 с.
- Брэгг У.Л., Кларингбулл Т.Д.* Кристаллическая структура минералов. М.: Мир, 1967. 390 с.
- Бэрри Л.* Полиморфизм // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 263-264.
- Винчелл А.Н., Винчелл Г.* Оптическая минералогия. М.: Иностран. лит-ра, 1953. 561 с.
- Декарли П.* Коэсит и стешовит // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 110.
- Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: АН СССР, 1956. 479 с.
- Казанцева Т. Т.* Происхождение и развитие геосинклиналей. Уфа: БФАН СССР, 1981. 26 с.
- Казанцева Т.Т.* Системы, ранги и геологические законы // Шарьирование и геологические процессы. Уфа, 1989. С. 47 - 48.
- Казанцева Т. Т.* Тектоника и эволюция. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. 38 с.
- Казанцева Т.Т.* Системные представления и законы геологии // Геология. Известия Отделения наук о Земле и экологии. Уфа. 1998. №3. С. 53-64.
- Казанцева Т.Т.* Теоретическая геология и общегеологические законы эволюции // Геология. Известия Отделения наук о Земле и экологии. Уфа: АН РБ, 2001. №7. С. 8-24.
- Казанцева Т. Т.* Научные законы в геологии // Вестник АН РБ. 2003. Т.8, №1. С. 3-13.
- Казанцева Т. Т., Камалетдинов М.А.* Геосинклинальное развитие Урала // ДАН СССР. 1986. Т. 288, №6. С. 1449 - 1453.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т.* Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 168 с.
- Лейтон У., Уилсон М.* Амфиболы // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 22-29.
- Мегоу Э.Д., Кемпстер К.Дж.Е., Радослович Е.В.* Структура анортита // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 117-147.
- Моррисон-Смит Д.* Пластические деформации в минералах // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 25.
- Мурхауз В.* Практическая петрография. М.: Иностран. лит-ра, 1963. 480 с.
- Мюллер Р.* Порядок — беспорядок // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С.267-269.
- Патнис А., Мак-Коннелл Дж.* Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.
- Поваренных А.С.* Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наукова думка, 1966. 547 с.
- Старки Дж.* Плагиоклазы // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 250-253.
- Фергусон Р.Б., Трэйл Р.Дж., Тэйлор В.Х.* Кристаллические структуры низкотемпературного и высокотемпературного альбитов // Физика минералов. М.: Мир, 1964. С. 57-95.
- Фрей К.* Полевые шпаты // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 259—262.
- Фрей К.* Дислокации // Там же. С. 311-313.
- Шарапов И.П.* Метагеология. Некоторые проблемы. М.: Наука, 1989. 209 с.