

## РОЛЬ КОНЦЕНТРАЦИОННЫХ ПОТОКОВ НА СТАДИИ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМЫ

А. М. КУЗЬМИН

В статье о природе концентрационных потоков при кристаллизации [20] автор на основании экспериментальных исследований рассмотрел роль концентрационных струй в переносе вещества растворов и в явлении роста кристаллов в условиях массовой кристаллизации. В данной работе излагаются материалы приложения только что указанных экспериментов к объяснению явлений, связанных с развитием магмы на стадии кристаллизационной дифференциации, когда концентрационные потоки являются одним из главных факторов, обуславливающих движение вещества как в самой магме, так и вынос его из магмы в толщу земной коры.

Автор статьи, обосновывая роль концентрационных потоков в развитии ряда явлений, тесно связанных с кристаллизационной дифференциацией, как нового фактора, не собирается противопоставить свои взгляды взглядам А. Г. Бетехтина [2, 3] и Л. Грейтона [10, 30], которые, надо полагать, также имеют место в формировании минеральных ассоциаций.

### Природа движений в магме на стадии кристаллизационной дифференциации

На основании ряда экспериментальных исследований массовой кристаллизации на многих уровнях в поле земного тяготения [15, 16, 18] можно уверенно считать, что становление магмы проходит сначала стадию магматической дифференциации, а затем стадию кристаллизационной. На стадии магматической дифференциации составляющие магму компоненты (комплексы  $K+M+Q$ ), подчиняясь силе тяжести, закономерно распределяются в ней в соответствии с гипсометрическим законом Лапласа

$$h = \frac{RT \ln p_0/p_h}{Mg} = \frac{RT \ln c_0/c_h}{Mg}$$

Данный закон в физической химии позволяет связать величину давления  $p_0$  на заданном уровне,  $p_h$  — давление на высоте  $h$ ,  $M$  — молекулярный вес вещества комплексов,  $T$  — абсолютную температуру,  $R$  — универсальную газовую постоянную,  $c_0$  — концентрацию на заданном уровне,  $c_h$  — концентрацию вещества на уровне  $h$ .

Вытекающую отсюда закономерность распределения веществ по плотности можно иллюстрировать хотя бы диаграммой распределения основных компонентов<sup>1)</sup>, составляющих магматические породы, т. е.

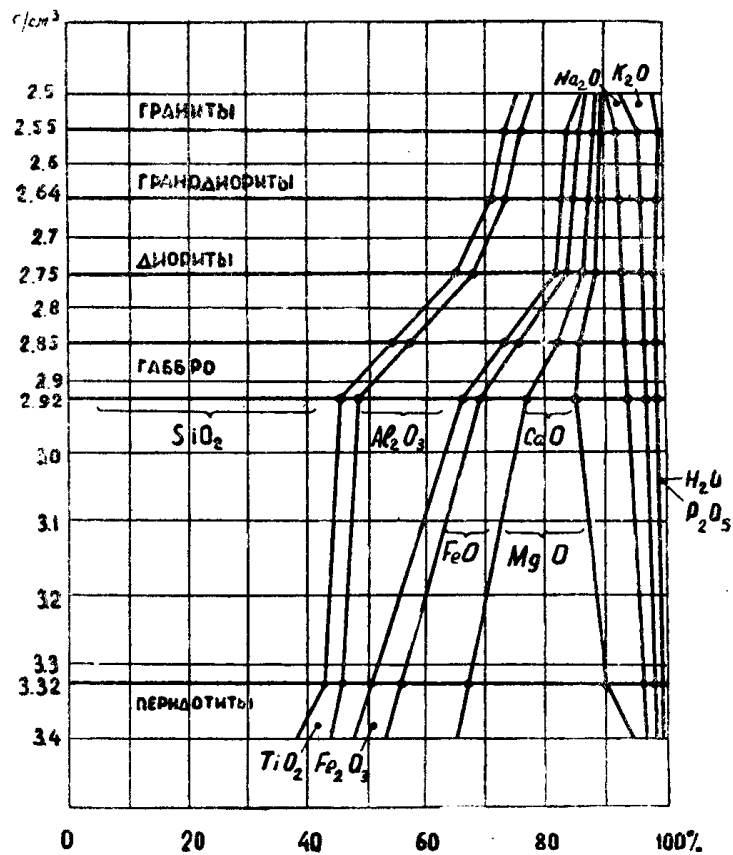


Рис. 1. Диаграмма закономерного распределения основных (9) компонентов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , составляющих интрузивные породы, в поле земного тяготения.

в поле земного тяготения магма как бы расслаивается, и ее общая плотность от уровня к уровню увеличивается сверху вниз (рис. 1), как-ковое утверждение не требует особых разъяснений.

После завершения магматической дифференциации в результате дальнейшего охлаждения в отдифференцированной магме начинается процесс кристаллизации: в ней появляется бесконечно большое число центров кристаллизации—зародыши кристаллов, которые известное время растут и увеличиваются в размерах. Появление большого числа кристаллов в остывающей магме обуславливает появление сложных форм движения, обоснование которому мы находим в нижеследующем.

В статье [20] допускалось, что растворенное вещество в растворителе, согласно исследованиям Д. И. Менделеева и его последователей, образует в общем комплекс  $K_0 = (K + M + Q)$ , в котором  $Q$  — теплота

<sup>1)</sup> Диаграмма построена на следующих основаниях. На ординате откладываются средние плотности магматических пород, взятые у Г. Розенбуша [28] и Р. О. Дели [11], на линии абсцисс на уровне определенной плотности пород откладываются отрезки, пропорциональные проценту содержания соответствующих окислов. Сумма отрезков на линии абсцисс равна в сумме 100%:  $\% \text{SiO}_2 + \% \text{TiO}_2 + \% \text{Al}_2\text{O}_3 + \dots = 100\%$ .

растворения. Магматический раствор (расплав) можно представить себе состоящим из суммы комплексов.

Если в данном пересыщенном растворе появляются кристаллы-зародыши, то каждый из них создает вокруг себя диффузионную область питания (кристаллизационный дворик) [7, 20], в пределах которой в течение всего процесса роста кристалла имеет место непрерывное движение пересыщенного раствора к кристаллу. Если допустим также, что к растущему кристаллу диффузионно поступило  $P(K+M+Q)$  вещества, то из этого количества  $qK$  пойдет на построение кристалла, а оставшаяся часть  $\{(p-q) \cdot (K+M+Q) + q(M+Q)\}$ , как более легкая, чем сам раствор, поднимается над кристаллом в виде вихревого концентрационного потока [7, 8, 9, 17, 19, 20]<sup>1)</sup>. Подобные факелы [20] поднимаются над каждым кристаллом в отдельности.

Явления кристаллизационной диффузии [20] и концентрационные потоки в течение всего процесса кристаллизации взаимосвязаны и взаимословлены, мы можем устранить их только путем уничтожения самого растущего кристалла [7, 9, 20]. Этот последний с момента его возникновения является главным источником, порождающим различного рода возмущения в растворе, который до этого находился в относительном покое.

Экспериментальные исследования явлений концентрационных потоков [19, 20] показали, что они в условиях массовой кристаллизации играют чрезвычайно большую роль, которую не следует упускать из вида по следующим причинам. Во-первых, концентрационный поток по мере роста кристаллов поднимается над каждым из них на высоту, которая более чем в 25 раз больше его поперечника. С ростом кристалла в соответствии с его размерами увеличивается как мощность потока, так и его высота, на которую он поднимается. Во-вторых, кристаллизационный поток поднимается от одного кристалла к другому, третьему и т. д., вышерасположенным, обмывает их и сливается с их потоками и, как показывают наблюдения, постепенно увеличивает свою скорость кверху. В-третьих, концентрационный поток как вихревой при своем движении способен вытягивать (всасывать) пересыщенный раствор и тем самым повышать свою концентрацию. Это обстоятельство вполне обеспечивает более благоприятные условия усиленного роста кристаллов, омываемых потоками.

В-четвертых, кристаллизация на многих уровнях при постоянном и дополнительном питании насыщенного раствора сухой солью показала [19, 20], что эта соль переходит в раствор, а кристаллы верхних уровней увеличиваются в своих размерах скорее, чем равные им по величине кристаллы, расположенные на нижних. Подобные наблюдения свидетельствуют о том, что существующие в растворе концентрационные потоки на дне кристаллизатора создают условия необходимости для растворения добавленной соли и, увлекая ее, переносят вверх и откладывают на кристаллах по пути своего движения.

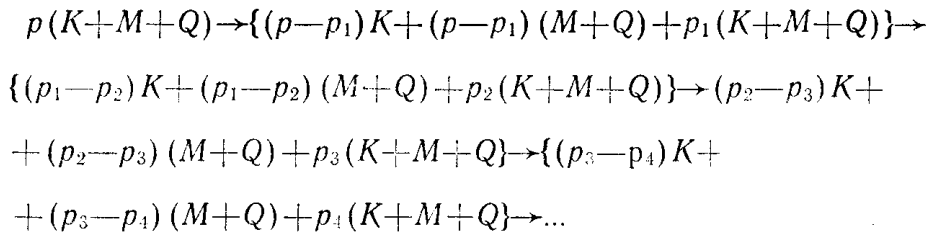
Наконец, концентрационные потоки своим движением способны произвести большую работу в условиях массовой кристаллизации, например, они перемешивают раствор: часть струй движется против силы тяжести, другая — спускается вниз. Однако движение и перенос вещества вверх все-таки являются преобладающими.

После краткого необходимого отступления можно перейти к рассмотрению магмы, находящейся на стадии кристаллизационной дифференциации. Магма, как говорилось выше, представляет собой сумму раз-

<sup>1)</sup> Освобождение при кристаллизации из комплекса тепла —  $Q$  обуславливает появление конвекционного движения, которое входит как обязательная часть в концентрационный поток.

личного состава комплексов, которые в общем можно выразить через  $(K+M+Q)$ . В этом комплексе  $K$  — вещества, отвечающие составу породообразующих минералов;  $M$  представляет собой силикатовую часть магмы любого состава, минерализаторы и, наконец, воду, которые вместе взятые, вступая в реакцию с  $K$ , понижают температуру его плавления и взаиморастворимость и обуславливают некоторую возможность комплексам в той или иной степени находиться в жидком и подвижном состоянии.

Начавшаяся кристаллизация, свидетельствующая о нарушении ранее бывшего равновесного состояния в зависимости от изменения давления и главным образом температуры, сопровождается последовательным распадом комплексов магматического раствора. Этот процесс схематически можно представить в следующем виде:



В этой схеме течения кристаллизации из количества  $p(K+M+Q)$  комплексов магмы некоторая часть  $(p-p_1)K$ ,  $(p_1-p_2)K$ ,  $(p_2-p_3)K$ ,... при распаде комплексов выпадает в твердой фазе и последовательно будет благоприятствовать появлению и росту зародышей — кристаллов породообразующих минералов;  $p_1(K+M+Q)$ ,  $p_2(K+M+Q)$ ,  $p_3(K+M+Q)$ ,... — последовательные остаточные магматические растворы, из которых растущие кристаллы черпают необходимый для их роста материал и из которых последовательно продолжается процесс выпадения твердой фазы;  $(p-p_1)(M+Q)$ ,  $(p_1-p_2)(M+Q)$ ,  $(p_2-p_3)(M+Q)$ ,... — жидкие фазы, которые с частью неиспользованного при кристаллизации магматического раствора поднимаются над каждым кристаллом. Число последних в кристаллизующейся магме как угодно велико, отсюда естественно ожидать, что концентрационные потоки в состоянии проделать с момента кристаллизации до момента завершения ее огромнейшую и весьма сложную работу по перемещению вещества, находящегося еще в жидкой фазе. Продолжающееся понижение температуры приводит к тому же и к образованию газообразной фазы, которая в своем стремлении кверху будет присоединяться к концентрационным струям, увеличивать, надо полагать, их скорость и поддерживать их направленность.

Из сказанного следует, что кристаллизация в магматическом растворе в условиях охлаждения будет стремиться уничтожить постоянно возникающее противоречивое состояние в пересыщенном растворе путем относительно усиленного роста кристаллов и отделением  $(M+Q)$ , увлекаемое в виде концентрационного потока. Естественно ожидать, что рост бесконечно большого числа кристаллов на стадии кристаллизационной дифференциации может создать весьма длительно действующее мощное движение концентрационных струй и тем самым способствовать в том же направлении переносу находящегося в жидком состоянии вещества.

В движении магматического раствора на стадии кристаллизационной дифференциации следует различать два следующих момента. Первый из них определяется тем, что система может быть закрытой. В этом случае экспериментальные исследования показали, что концентрационные потоки, достигая поверхность раствора, растекались вдоль нее во все стороны. В экспериментах массовой кристаллизации концентрацион-

ные потоки, например, от одиннадцати колонн, кристаллы которых подвешивались один над другим, точно так же достигали поверхности, частично растекались вдоль поверхности, частично опускались вниз между колоннами и омывающими их поднимающимися кверху концентрационными струями, и все вместе взятое создавало сложные вихревые движения внутри раствора. Эта сложность движения раствора обуславливалась тем, что относительная мощность концентрационных потоков, создаваемая каждой колонной, была неодинаковая, а потому и интенсивность движения внутри раствора во всех его частях была также неодинаковой.

Если мы представим себе, что концентрационные струи достигают контакта кристаллизующейся магмы с вмещающими породами или контакта еще жидкой магмы с уже затвердевшей апикальной коркой той же магмы, то движение в последней, создаваемое процессом кристаллизации, будет носить тот же характер, что и в эксперименте, и схематически может быть иллюстрировано рис. 2, а.

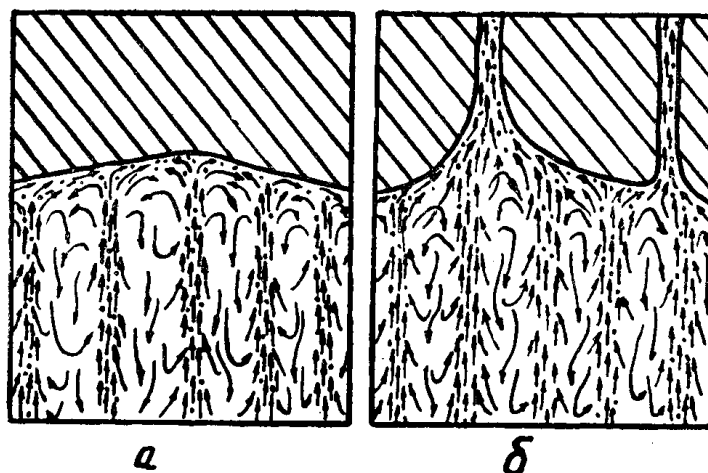


Рис. 2. Концентрационные потоки и создаваемые ими движения на стадии кристаллизации магмы: а — движения магмы в случае замкнутой системы; б — движения магмы в случае появления в кровле различного рода трещин.

При изучении порфировидных гранитов и гранодиоритов нередко приходится отмечать, что порфировые выделения ортоклаза располагаются в ряд параллельных струй и образуют поток, явно указывающий на характер течений в формирующейся магматической породе до ее полного затвердения. На рис. 3 схематически изображен пример струевого распределения порфировидных кристаллов ортоклаза в Белокурихинском гранитном массиве (Горный Алтай)<sup>1)</sup>. Совершенно аналогичную картину имеем также в округлом штоке Аттуркольского рапакиви в 14 кв. км площади (Горный Алтай). Этот небольшой массив был недавно вскрыт из-под кровли вмещающих пород, и в данном случае менее всего можно говорить о горизонтальном общем течении магмы. Струевое распределение кристаллов ортоклаза и олигоклаза произошло при участии растекающихся струй близ поверхности контакта с вмещающими породами. На вертикальных разрезах штока рапакиви видны также струе-

<sup>1)</sup> Данная схематическая зарисовка получена от доцента С. Ф. Дубинкина.

вые распределения порфировых выделений, указывающие на движения в магме, направленные кверху. Подобные примеры мы найдем у Г. Клооса, Э. Клооса, Болка и их последователей, изучивших многие гранитные массивы Европы и Америки.

Второй момент в движении магмы на стадии ее кристаллизации определяется тем, что в кровле вмещающих пород и в апикальной затвердевшей части магмы имеют место трещины и трещинные зоны, которые могут быть путями движения силикатовых и гидротермальных растворов (рис. 2, б). Концентрационные потоки в пограничной области магма — вмещающие породы, с одной стороны, обуславливают сложное

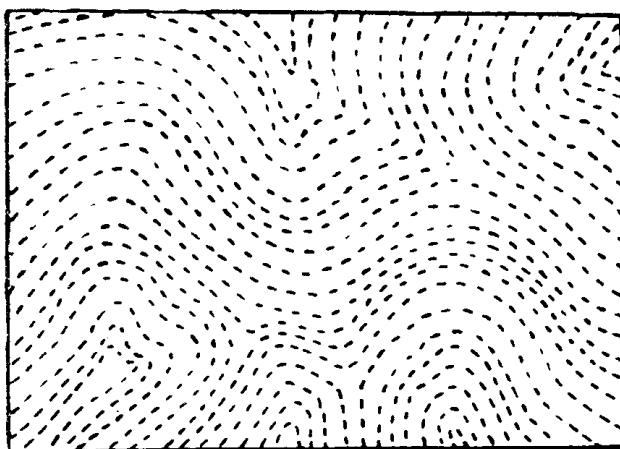


Рис. 3. Схематический рисунок распределения порфировидных ортоклазов в одном из участков Белокурихинского гранитного массива (Алтай).

движение и перемешивание, а с другой — часть движущейся кверху магмы и связанные с ней эманации, находясь под давлением и подчиняясь разнице давлений в трещинных зонах, перемещаются вверх по этим зонам и трещинам.

Обращаясь к самому составу магмы на стадии кристаллизационной дифференциации, ясно, что этот состав с течением времени меняется, о чем нам говорит и большой опыт по изучению истории формирования дайковых тел в интрузивах и месторождений, тесно связанных со становлением магматических образований.

На первых стадиях кристаллизации магмы, когда температура еще относительно высокая, способная поддержать силикатовую часть магматического раствора в жидком и подвижном состоянии, составная часть  $M$  системы ( $M+Q$ ) существенно является силикатовой и в меньшей степени содержит несиликатовые продукты. Сошлюсь на то, что еще Ю. В. Вульф [7, 9] утверждал, что раствор, питающий растущий кристалл, только часть растворенного вещества отдает кристаллу, а оставшаяся часть раствора, оставаясь несколько пересыщенной, поднимается над кристаллом в виде потока, т. е. к системе ( $M+Q$ ) присоединяется часть неиспользованных комплексов ( $K+M+Q$ ) магмы. Далее, концентрационные потоки, как это следует из экспериментальных данных, способны дополнительно всасывать магматический раствор. На этой стадии подобные потоки имеют существенно силикатовый характер, а проникая в открытые трещины во вмещающие породы и в затвердевшую апикальную часть магматической массы, благоприятствуют формированию жильных тел, сложенных магматическими образованиями, минералого-

петрографический состав которых зависит от глубины залегания источника возникновения концентрационных потоков.

На последующих стадиях становления магмы с понижением температуры в комплексах еще жидкой части все большую и большую роль будут играть несиликатовые части, в том числе и рудное вещество, которые будут отлагаться в форме жильных тел или будут проникать по системе трещин во вмещающие породы и соответственным образом изменять их.

В случае полного затвердения магматического очага завершается кристаллизационная дифференциация, прекращается деятельность концентрационных потоков и обусловленное ими движение рудоносных и прочих флюидов.

### **Роль концентрационных потоков в формировании интрузивных пород**

Для того, чтобы представить себе роль концентрационных потоков в формировании магматических пород, рассмотрим ряд явлений, в развитии которых в процессе кристаллизации они принимают бесспорное участие.

Порфиroidные вкрапленники в интрузивных породах представляют собой весьма частое явление. Особенно часто встречаются порфиroidные выделения полевых шпатов, представленных минералами подгруппы ортоклаза.

Изучение формы роста кристаллов в случае массовой кристаллизации показало, что растущие кристаллы одного и того же состава в одних и тех же условиях часто обнаруживают неодинаковую скорость роста. В одних случаях грани кристаллов нарастают неравномерно; в других, наряду с общим ростом кристаллов, имеются ясные следы растворения всей грани или ее части; в третьих общая скорость роста кристалла и скорость роста граней кристаллов меняются от одного периода роста к другому; в четвертых кристаллы, находящиеся по сравнению с другими в относительно благоприятных или более или менее благоприятных условиях питания, показывают относительно большую скорость роста, и в этом случае они достигают относительно больших размеров и приобретают более правильную форму.

Так, один из кристаллов в эксперименте массовой кристаллизации, первоначально обладая сравнительно с прочими относительно малыми размерами, к концу эксперимента значительно увеличился и по своей величине был в числе самых крупных кристаллов. Наоборот, кристаллы, находящиеся в переменных условиях роста, относительно медленно увеличивали свои размеры.

Наконец, напомним здесь еще раз, что в наших экспериментах кристаллы более верхних уровней обнаруживают в общем тенденцию лучшего роста, чем кристаллы более низких уровней. Здесь следует расшифровать «тенденцию лучшего роста». На каждом уровне кристаллизации мы имеем наряду с кристаллами с усиленным ростом кристаллы с пониженной скоростью роста, то есть первые из них находятся в условиях относительно благоприятных для роста, вторые — в менее благоприятных. Как показали эксперименты, благоприятные и менее благоприятные условия определяются концентрационными потоками, развивающимися над каждым кристаллом в условиях массовой кристаллизации.

Если мы обратимся к порфиroidным вкрапленникам, например, гранитов и гранодиоритов, то среди них мы найдем вкрапленники различных размеров. В одних случаях вкрапленники по своим размерам немногим отличаются от размеров ортоклазов, которые входят в состав

основной зернистой массы породы. В других порфиroidных породах порфиroidные вкрапленники по своим размерам и форме резко отличаются от тех же минералов основной массы.

Утверждение Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, что порфиroidные вкрапленники образуют тот компонент, который в данном расплаве находится в избытке против эвтектики, не подтверждается при изучении порфиroidных магматических пород. Чтобы не быть голословным, приведу резко противоречивый пример. В порфиroidном Аттуркольском рапакиви (Горный Алтай) порфиroidные образования представлены двумя минералами — ортоклазом и олигоклазом. Любопытно отметить, что если в отдельных участках порфиroidные выделения представлены преимущественно щелочным полевым шпатом, то в зернистой основной массе зерна плагиоклаза резко преобладают над ортоклазом, количество которых сравнительно невелико. Если среди порфиroidных вкрапленников преобладает олигоклаз, то в основной массе олигоклаз численно уступает ортоклазу. И, наконец, имеются участки в Аттуркольском рапакиви, в которых ортоклаз и олигоклаз совместно встречаются в порфиroidных вкрапленниках и в основной массе породы примерно в одинаковых количествах.

Н. П. Семенченко в поле мигматитов и гранитов р. Ингульца, в массиве гранитов р. Верблюжки, в крупнозернистых порфиroidных гранитах отмечает, что микроклин (13,6%) при наличии в породе 44,8% олигоклаза и 24,7% кварца образует только порфиroidные выделения и почти отсутствует в основной массе.

Можно было бы привести ряд других примеров, которые также явно находятся в противоречии с утверждением Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

В соответствии с нашими экспериментами порфиroidными вкрапленниками могут быть те кристаллы, которые находятся, как указывалось выше, в благоприятных условиях питания, доставляемого одновременно концентрационными потоками и кристаллизационной диффузией.

Особое внимание привлекают к себе порфиroidные вкрапленники порфир-гранитов. Порфиroidные вкрапленники и здесь преимущественно представлены щелочными полевыми шпатами. При изучении в шлифе они оказываются явно зонарными. Внутренняя часть таких кристаллов, как и полагается, имеет правильные очертания. Внешняя кайма выглядит частично мозаичной и пойкилитовой. Границы ее неправильные и иногда фестончатые. Эта внешняя кайма фенокристов представляет собой совокупность срощившихся неодинаковой величины зерен-кристаллов щелочного полевого шпата основной массы, непосредственно окружающих порфиroidные вкрапленники и ориентированных пространственно однозначно с ними. Зерна подобной каймы продолжают свой рост при участии концентрационных потоков и, срастаясь, образуют сплошную зону, которая, по существу, является поликристаллической. При формировании каймы происходит захват зерен кварца и зерен плагиоклаза.

Резко выраженное обрастание порфиroidного кристалла щелочного полевого шпата каймой указывает, что порфиroidные кристаллы гранит-порфиров начали формироваться в более глубокой части очага, а затем, будучи выжатой, магма увлекла их в более высокие резко гипабиссальные условия, где они относительно быстро обрастают поликристаллической каймой при одновременном формировании неравномерно-зернистой основной массы.

**Зонарные плагиоклазы.** Следующим примером, наглядно иллюстрирующим роль концентрационных потоков в минералообразовании, будут зонарные плагиоклазы, которые пользуются чрезвычайно широким распространением в породах магматического происхождения.



Среди зонарных плагиоклазов можно различать простые зонарные образования (одноступенчатые) и сложные (многоступенчатые).

К простым одноступенчатым зонарным плагиоклазам относятся плагиоклазы, химический состав которых изменяется плавно, без видимых резких скачков от центральной части, относительно богатой анортитовой молекулой, к периферии, по направлению к которой содержание анортитовой части в нарастающих зонах постепенно понижается, а содержание альбитовой соответственно увеличивается. Для иллюстрации сказанного приведем хотя бы два примера.

I. Центр плагиоклаза отвечает № 37, первая промежуточная зона отвечает № 33, вторая — № 27 и внешняя — № 22.

II. Центр плагиоклаза — № 33, первая промежуточная его зона — № 27, вторая — № 22 и внешняя — № 18.

К сложным многоступенчатым зонарным плагиоклазам принадлежат плагиоклазы, в строении которых принимает участие несколько одноступенчатых зонарных зон, наложенных одна на другую. Сложность подобных зонарных плагиоклазов чрезвычайно разнообразна даже в пределах одного и того же шлифа. Приведем следующие примеры:

I: № 47 (в центре зерна) | № 62 — 47 | № 62 — 47 | № 62 — 47 | № 62 — 47 | № 52 — 37 | № 47 — 33 | (на периферии) № 42 — 27 (рис. 4, а).

II: № 52 (в центре зерна) | № 67 — 52 | № 65 — 52 | № 62 — 47 | (на периферии) № 57 — 42.

III: № 37 — 33 (в центре зерна) | № 45 — 37 | № 45 — 33 | № 42 — 33 (на периферии) № 37 — 27 (рис. 4, б).

Из приведенных примеров сложных зонарных плагиоклазов ясно, что центральная часть плагиоклаза — ядро — окружено рядом последо-

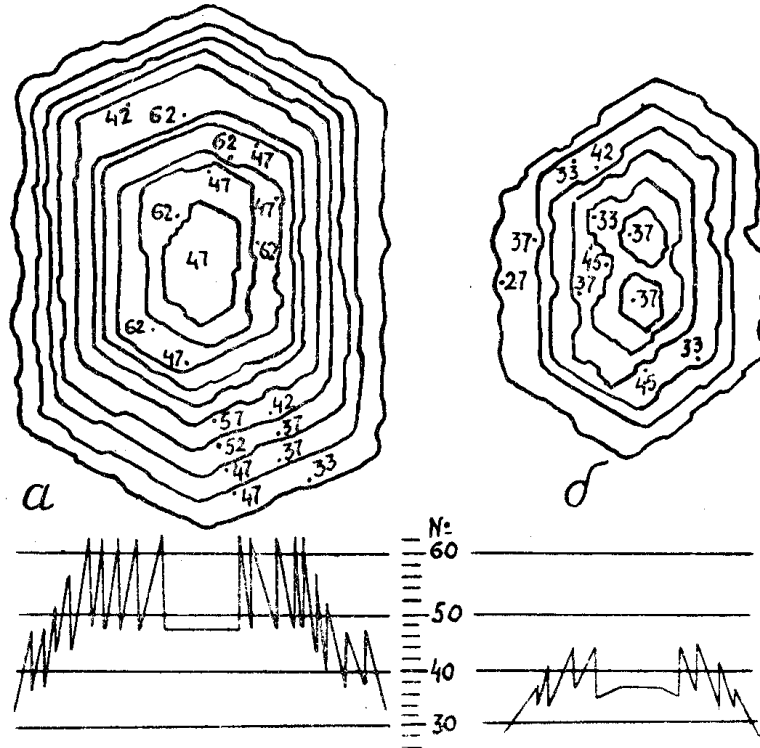


Рис. 4. Зонарные плагиоклазы.

вательно наложенных зонарных оболочек; зонарные зоны каждой из них плавно изменяются от более высокого номера плагиоклаза к более низкому. Переход от ядра к окружающей его зонарной оболочке и от одной

оболочки, например № 62—47, к соседней — № 62—47 и т. д., отделенной вертикальной чертой, имеет явно скачкообразный характер.

Граница между зонарными ступенями в зонарном плагиоклазе выражена резко, ибо переход от одной зонарной ступени — внутренней — к другой — внешней — обусловлен переходом от зоны меньшего номера плагиоклаза к зоне с большим номером плагиоклаза: чем больше разность в содержании анортитовой молекулы в соседних зонах, тем резче выражен переход (скачок) от одной ступени к другой. Четкость смены одной зонарной зоны другой подчеркивается также в той или иной степени выраженным растворением каждой предыдущей зоны перед отложением новой зоны с повышенным содержанием анортитовой молекулы. На рис. 4, а хорошо видно, что в многоступенчатом зонарном плагиоклазе его ядро слагается плагиоклазом № 47, на растворенную его поверхность откладывается зона плагиоклаза № 62, на которую накладываются с постепенным переходом зоны плагиоклазов № 59, затем № 55, 52 и 47, то есть состав накладываемых зон изменяется в сторону постепенного понижения содержания анортитовой молекулы. В следующей ступени зона плагиоклаза № 62 откладывается на «размытой» поверхности зоны № 47. За зоной № 62 откладываются последовательно зоны № 57, 52, 47 и т. д.

По существу, зонарно-последовательный рост кристаллов свойствен всем растущим кристаллам, но эту особенность не всегда удается констатировать с помощью обычных методов, не прибегая к методам травления. Но в отдельных случаях это явление достаточно очевидно. Например, порфириовидные ортоклазы (микроклины) в забайкальских порфириовидных гранитах обнаруживают в ряде случаев одну или две, а иногда даже три зоны наслоения. При этом перед отложением новой зоны поверхность предыдущей подвергается частичному растворению, и на растворенной поверхности откладываются таблички биотита, таблички биотита и кристаллы кварца или к ним присоединяются кристаллики олигоклаза. На растворенную поверхность ортоклаза и на находящиеся на ней посторонние минералы накладываются следующие зоны щелочного полевого шпата, не нарушающие, как правило, общей однородности кристалла вкрапленника.

В Аттуркольском рапакивиобразном гранитном массиве перед отложением новых зон ортоклаза к растворенной поверхности его прирастают призматические кристаллы олигоклазов.

Зонарность кварца довольно часто наблюдается в его головке благодаря многократно повторяющимся частичным растворениям граней ромбоэдра и нарастающим на них новым зонам.

Зонарность титанистого авгита в габбровых и диабазовых породах хорошо различается по интенсивности окраски, которая в ряде случаев позволяет сказать, что каждая последующая зона откладывается на частично растворенной предыдущей поверхности роста кристалла.

Зонарность плагиоклазов обычно стараются объяснить и подтвердить экспериментально в соответствии с термическими диаграммами Розебума и экспериментальными данными А. Л. Дзя, Э. Г. Аллена и Н. Л. Боуэна. Но так как в магме на стадии кристаллизационной дифференциации жидкая ее часть находится в постоянном движении, в котором большое участие принимают концентрационные потоки, которые, как говорилось выше, обязательно развиваются над каждым кристаллом в отдельности.

Для объяснения формирования зонарных плагиоклазов представим себе два уровня их образования, которые характеризуются свойственной им физико-химической обстановкой  $P_1T_1C_1$  и  $P_2T_2C_2$ . В пределах этих

уровней в поле земного тяготения общая плотность магматических растворов убывает снизу вверх, а стало быть, закономерно меняется и состав  $C_1$  и  $C_2$  магмы от одного уровня к другому. Гидростатическое давление растет с глубиной  $P_2 > P_1$ . Температура  $T_1$  и  $T_2$  на данных уровнях может мало отличаться друг от друга. В целом мы можем считать, что общая физико-химическая обстановка на том и другом уровне несколько отлична и способна благоприятствовать отложению в качественном и количественном отношении различных минеральных ассоциаций. Среди них, как мне кажется, в данных условиях особо чувствительными будут плагиоклазы.

В только что указанных условиях кристаллизации на нижнем уровне из  $K_{02} = (K_2 + M_2 + Q)$  будут выпадать плагиоклазы в соответствии с данными эксперимента А. Л. Дзя и Э. Г. Аллена определенного состава. На верхнем уровне при соответствующих физико-химических данных из комплекса  $K_{01} = (K_1 + M_1 + Q)$  по сравнению с только что сказанным будут откладываться в твердой фазе плагиоклазы с меньшим содержанием анортитовой молекулы. Поднимающиеся над каждым кристаллом нижнего уровня факелы концентрационных потоков увлекают вверх обогащенный альбитовой молекулой раствор из кристаллизационного дворика, часть  $(K_2 + M_2 + Q)$  не использованного полностью кристаллом для своего роста и при своем движении концентрационный поток втягивает некоторый объем пересыщенного магматического раствора, состав которого теперь несколько обогащается альбитовыми молекулами. Усредненное вещество откладывается на зародыше верхнего уровня в виде зоны с меньшим содержанием анортита.

Если процесс роста кристаллов плагиоклазов протекает в спокойных условиях, то на первоначально образовавшийся кристалл плагиоклаза определенного номера позже в результате деятельности концентрационных потоков накладывается следующая зона плагиоклазового вещества с несколько меньшим содержанием анортитовой молекулы; на нее, в свою очередь, откладывается другая, третья, четвертая и т. д. зоны, в которых последовательно и плавно убывает содержание анортитовой и, наоборот, возрастает содержание альбитовой молекулы. В результате мы получаем одноступенчатый зонарный плагиоклаз, в котором химический состав закономерно и плавно изменяется от центра к периферии.

Совершенно иную картину в строении зонарных плагиоклазов мы будем иметь в том случае, если их формирование развивается в обстановке, в которой периоды покоя кристаллизации многократно прерываются, а характерное в зонарных плагиоклазах постепенное изменение состава от центра к периферии нарушается и становится более сложным, многоступенчатым. Причины нарушения плавного развития процесса формирования зонарного плагиоклаза заключается в том, что непрерывно-прерывисто изменяются условия роста подобных плагиоклазов.

Как мы видели, отложению каждой последовательной зонарной степени предшествует неравномерное растворение ранее отложенных зон. Это обстоятельство связано с тем, что температура омывающих растущие кристаллы растворов повышается, что соответствует вместе с тем растворам с более повышенным содержанием в них анортитового вещества. Появление новых, качественно отличных растворов на новом этапе роста зонарных плагиоклазов обеспечивает отложение новой зоны более высокого номера плагиоклаза по сравнению с предыдущей.

Подобное скачкообразное изменение физико-химических свойств следует объяснять как следствие охлаждения, которое развивается скачками. Это обстоятельство также обуславливает в общем пересыщении появление время от времени дополнительного пересыщения, что обеспечивает дополнительное ускорение кристаллизации и усиление скорос-

ти движения концентрационных потоков. Эти последние вызывают возмущение в более глубоких горизонтах магмы и увлечение вверх магматических растворов, содержащих плагиоклазовое вещество с большей концентрацией анортита, чем на данном уровне.

Каждое такое нарушение в общем ходе становления магмы обуславливает вынос концентрационными потоками в более высокие горизонты формирующихся пород, богатые анортитовыми молекулами растворы, которые и обеспечивают затем отложение на растворенной поверхности зонарного плагиоклаза зоны с более высоким содержанием анортита.

Альбитовые каймы и альбитизация. В гранитах и гранодиоритах можно довольно часто наблюдать явление альбитизации. Обычно часто альбит в указанных породах появляется вокруг зерен плагиоклаза в виде крайней зонарной каймы. Но в ряде случаев альбитовая кайма резко отделяется от окаймляемых зерен породообразующих минералов, в том числе и от плагиоклаза. В Аттуркольском рапакивиобразном граните альбитовые каймы часто одновременно полностью или частично окружают соседние зерна плагиоклазов или плагиоклаза и ортоклаза.

В случае проявления катаклаза можно наблюдать альбитизацию щелочных полевых шпатов и плагиоклазов, вследствие чего такие породы, как граниты и сиениты, могут принять характер альбититов. В Завитимском месторождении, например, пегматиты после их дробления подвергаются в различной степени альбитизации и связанной с ней разнообразной минерализации.

Поля развития скарнов и связанных с ними месторождений железа и меди в Кузнецком Алатау, как правило, сопровождаются широким развитием метасоматических роговиков кварц-альбитового состава, которые формируются до развития собственно скарновых образований и которые в ряде случаев приводят к созданию псевдопорфиритовых пород (диорит-порфириты Казского месторождения железа).

Наконец, кварц-альбитовые жилы в Кузнецком Алатау, и в частности в Горной Шории, являются широко распространенными образованиями.

Все это вместе взятое говорит о том, что из глубин формирующихся магматических пород в апикальные части затвердевшей интрузии и вмещающие породы по системе трещин и зон дроблений выносятся концентрационными потоками в огромных количествах комплексы альбита или альбит-кварца, которые в доступной для нас части земной коры, вскрытой эрозией, проявляют себя в разнообразных формах бытия.

Реакционные каймы. К этой группе образований относят каймы, например, окружающие оливин или ромбические пироксены. Оливин со всех сторон или частично окружается каймой: а) ромбического пироксена; б) ромбического пироксена и перекрывающего его авгитового пироксена; в) ромбического пироксена и перекрывающей его роговой обманки; г) авгита и амфибола; д) амфибола; е) амфибола и биотита. В одних случаях формирование только что указанных кайм объясняется как следствие взаимодействия двух соседних минералов в области их контакта, которое приводит к образованию новых минералов. В других случаях полагают, что подобные каймы реакции возникают вследствие взаимодействия минерала с жидкой магмой.

Нельзя сказать, чтобы имеющиеся объяснения формирования кайм были полностью приемлемы по следующим причинам. Во-первых, наряду с минералами, несущими каймы, имеются те же минералы, лишенные подобных кайм, несмотря на то, что те и другие минералы находятся в одинаковых условиях формирования. Во-вторых, часто в одном и том же шлифе каймы, например, вокруг оливиновых зерен, вкрапленных

в плагиоклаз, имеют различный состав: а) ромбический пироксен, б) ромбический пироксен и биотит, в) ромбический пироксен и авгит, г) авгитовый пироксен и амфибол и биотит, д) биотит. В-третьих, на контакте с каймами сами плагиоклазы никаких изменений не несут: между плагиоклазом и каймой граница обычно резкая.

Только что подмеченные противоречия позволяют предложить несколько иные объяснения образования кайм.

Из существующих взглядов, что формирование кайм происходит на стадии кристаллизационной дифференциации, естественно допустить, что на этой стадии в росте кристаллов немалую роль играют концентрационные токи, которые, как отмечалось выше, выносят в более высокие горизонты не только  $(M+Q)$ , но и находящиеся в растворе  $K_0 = (K+M+Q)$ . В данном случае  $M$  отвечает частично растворенным силикатам магния, железа, кальция и калия и содержит разнообразные минерализаторы. Концентрационные потоки, поднимаясь кверху, обмывают на своем пути, например, оливин; при относительно большом содержании в растворе  $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$  среда будет благоприятствовать его росту, но если состав омывающих растворов окажется обогащенным кремнеземом, то, естественно, на оливине будет откладываться, как и в зонарных плагиоклазах, кайма из ромбического пироксена. Далее, если в приносимом растворе, кроме увеличения концентрации кремнезема, имеется также повышенное содержание алюминия и кальция, ибо рост плагиоклазов еще не закончился (продолжается), то в таком случае кайма ромбического пироксена сменяется авгитовой каймой, а принос калия, алюминия и воды обеспечивает образование каймы амфибола биотита.

Таким образом, на основании сказанного думается, что изложенное выше позволяет проще и естественнее, исходя из процесса кристаллизации, объяснить формирование столь часто встречающихся кайм вокруг тех или иных минералов. Конечно, нельзя отрицать проявления реакций на контакте двух сред, но этот вопрос для самих магматических пород нельзя считать ясным.

Структуры магматических пород, главным образом интрузивных, в ряде случаев легче объяснимы с тех позиций, которые мы использовали для объяснения других явлений, развивающихся в период становления магмы.

Обычно порядок последовательности выделения минералов в процессе формирования интрузивных пород определяется на основании относительного идиоморфизма пороодообразующих минералов, то есть чем раньше выделился кристалл, тем совершеннее его идиоморфизм и тем резче он подвергается разъеданию позже выделившимися минералами. Однако по затронутому вопросу существует два мнения. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, иллюстрируя последовательность и условия кристаллизации в случае формирования гипидиоморфно-зернистых структурных отношений роговой обманки, плагиоклаза, ортоклаза и кварца, говорит, что «здесь речь идет лишь о той последовательности, которая определяет начало кристаллизации каждого минерала; на самом деле есть моменты, когда два или даже три минерала кристаллизуются одновременно» [22].

А. Н. Заварицкий по тому же поводу говорит, что общепринятые утверждения о порядке выделения минералов в интрузивных породах «нельзя принять без оговорок. Идиоморфизм не дает указаний на порядок начала кристаллизации, но лишь отчасти указывает на порядок окончания кристаллизации отдельных минералов. Включения одного из минералов в другом старше только внешней части этого минерала, но внутренняя часть его могла образоваться и раньше этих включений».

Только что сказанное А. Н. Заварицкий поясняет следующими рассуждениями: «Включения идиоморфного первичного минерала *A* в минерале *A* говорят о том, что минерал *A* начал кристаллизоваться раньше окружающей внешней части *B*, но внутренняя часть минерала *B* могла образоваться и раньше. Кристаллы *A* могут, однако, продолжать выделяться позднее» [12, 13].

О возможном одновременном нахождении в магме во время кристаллизации нескольких зародышей породообразующих минералов говорит также и Фогт.

Если допустить, что переохлаждение магмы перед началом кристаллизации является обычным ее состоянием, то естественно полагать, что главные ее вещества находятся в пересыщенном состоянии и что они в этих условиях способны почти одновременно образовывать в ней зародыши, которые и будут расти. Скорость их роста будет зависеть от разности температуры плавления и температуры магмы на стадии кристаллизации. Далее, скорость и длительность роста кристаллов зависит также от количества того или другого вещества в расплаве, от степени дальнейшего охлаждения магмы, а стало быть, от степени пересыщения, диффузии и концентрационных потоков, обеспечивающих рост кристаллов.

Мы не раз упоминали, что распад комплексов  $K = (K + M + Q)$ , составляющих магму, с одной стороны, способствует росту кристаллов, с другой — зарождению новых центров кристаллизации. Комплексы доставляются кристаллам в результате кристаллизационной диффузии, и вместе с продуктами распада ( $M + Q$ ) концентрационные потоки также приносят и сами комплексы.

Нелишне напомнить, что состав комплекса по своему характеру меняется в зависимости от температурного состояния кристаллизационной стадии магмы. На первой стадии кристаллизации, когда температура высока и достаточна для того, чтобы силикатовые составные части магмы могли находиться в растворе, в составе *M*, кроме минерализаторов и других продуктов, содержится относительно высокий процент силикатов и кремнезема. С понижением температуры состав *M* меняется в сторону понижения содержания силикатовой части и повышения в растворе кремнезема, карбонатов, углекислоты и воды, рудных и других компонентов.

На уровне формирования гранитных пород кристаллизационная диффузия и концентрационные потоки будут благоприятствовать одновременному росту кристаллов плагиоклаза, ортоклаза и кварца. Некоторый идиоморфизм в явно выраженной призматической форме плагиоклазов говорит о том, что диффузия и концентрационные потоки исчерпали необходимое для роста плагиоклаза вещество в растворе до завершения роста ортоклаза и кварца, рост которых продолжался. В некоторых гранитах хорошо можно видеть, что этот рост продолжается с частичным растворением плагиоклаза, а иногда и частичным замещением плагиоклаза ортоклазовым веществом.

Кварц, как правило, ксеноморфный, его рост заканчивается несколько позднее ортоклазов, которые, как и плагиоклазы, частично растворяются, уступая место кремнезему. Движение концентрационных потоков прекращается, как только межзерновые пространства заполняются веществом породообразующих минералов. Только последующие дробления могут открыть пути возможного движения газов и растворов, освобождающихся из более глубоких частей магмы, где процесс кристаллизации еще продолжается.

Другим примером структурных особенностей, который может привлечь внимание, является формирование пойкилитовой или пойкилоофи-

товой структуры габбровых и диабазовых пород. А. Н. Заварицкий объяснял ее образование как результат перекристаллизации породы при дальнейшем ее остывании. Нам кажется, что подобные структуры гораздо естественнее объяснить при участии кристаллизационных явлений магмы, когда концентрационные потоки участками приносят больше пироксенового вещества, чем плагиоклазового. Пойкилоофитовая структура в габбровых и диабазовых породах развивается, как показывают исследования, участками, и можно найти все постепенные переходы от типично габбровой к типично пойкилоофитовой структуре в пределах одного и того же штуфа, какое обстоятельство не позволяет поддерживать мнение А. Н. Заварицкого по данному вопросу.

Знакомство с траппами (долеритами) Средне-Сибирской платформы и Кузбасса показывает, что призматические зерна основных плагиоклазов часто образуют каркасную постройку, через которую способна двигаться оставшаяся часть жидкой магмы. Эта последняя обеспечивает заполнение свободных промежутков в каркасе: а) зернистым агрегатом титанистого авгита, б) одним зерном того же пироксена, в) одно зерно пироксена, разрастаясь, заполняет несколько соседних промежутков в каркасной постройке и приобретает характер пойкилита. В этом последнем случае пойкилитовые «вростки» плагиоклаза в пироксене часто выглядят обломками каркаса.

Явления автометаморфизма в горных интрузивных породах развиваются в период их формирования и представляют собой изменения состава породообразующих минералов, связанные с условиями становления самой интрузивной породы. Сущность явления автометаморфизма сводится к реакции между ранее образованными минералами, слагающими породу в апикальной части интрузии, и освобождающимся из магматического расплава в процессе продолжающейся кристаллизации газами и парами. Но этот процесс под влиянием летучих газов и флюидов, поднимающихся снизу вверх из магматического очага на стадии продолжающейся кристаллизационной дифференциации, имеет метасоматический характер и приводит к частичному или полному изменению отдельных полей интрузивных пород и их минералов путем преобразования в присутствии дополнительного вещества, вынесенного из магмы. К таким автометаморфическим преобразованиям нужно отнести, например, окварцевание, альбитизацию, хлоритизацию, серецитизацию, эпидотизацию, биотитизацию, амфиболитизацию и другие явления того же порядка.

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, явления автометаморфизма входят в цикл процессов, из которых слагается генезис данной породы в период становления интрузивных образований в целом.

Механизм развития автометаморфизма в магматических породах слагается из следующих моментов:

1. Данному явлению, как правило, предшествует деформация, выраженная в различной степени дробления.

2. Вынос газов и флюидов в апикальную затвердевшую, но еще горячую часть интрузива из нижележащих глубин магматического очага, в котором процесс кристаллизации продолжается.

3. Между минералами породы и выносимыми газами и флюидами идут реакции, ведущие к частичным или коренным преобразованиям вещества прежних минералов.

4. Наряду с этим идет процесс выполнения трещин и развивается в различной степени метасоматическое частичное или полное замещение первичного состава интрузивных пород новыми минеральными образованиями.

Нет надобности говорить, что концентрационные потоки и создаваемые ими движения газов и растворов через горячую, но уже твердую апикальную часть интрузива играют ведущую роль в развитии явления автометаморфизма.

### Гидротермальные растворы

В том, что гидротермальные растворы генетически тесно связаны с интрузивными породами, имеется много доказательств, которые мы найдем у Л. Грейтона, А. Г. Бетехтина, Ф. И. Вольфсона и многих других [2, 6, 10, 25].

Выше указывалось, что на стадии кристаллизационной дифференциации концентрационные потоки выносят в верхние горизонты магмы ( $M+Q$ ) и находящиеся в растворе комплексы  $K_0=(K+M+Q)$ . Состав  $M$  зависит от стадии становления интрузии. Как указывалось выше, на первых стадиях, когда в магме температура расплава продолжает оставаться еще относительно высокой, в составе  $M$  большую роль играют силикатовые компоненты, которые способны находиться в растворенном состоянии; кроме того, в составе  $M$  присутствуют минерализаторы и составные части рудных растворов. Увлекаемые и подсасываемые из магмы концентрационными потоками ( $K+M+Q$ ) на тех же первых стадиях становления существенно тоже силикатовые

На более поздних стадиях, когда процесс становления идет при относительно пониженных температурах в составе  $M$  комплексов, роль силикатовых образований значительно снижается. Вместо них получают преобладающее значение в выносимых концентрационными потоками растворах кремнезем, карбонаты, галлоиды, уголекислота, сера и рудные компоненты. Состав самих комплексов ( $K+M+Q$ ) также меняется в том же направлении.

В подтверждение высказанных соображений можно привести примеры о тесной связи кварцево-оловянных и кварцево-вольфрамовых месторождений с зараженной оловом и вольфрамом интрузией. Подобные примеры хорошо известны для Дальнего Востока, Забайкалья, Казахстана и других территорий СССР. В данном примере мы видим, что на первых стадиях становления интрузии олово и вольфрам входят в состав  $M$  комплекса, выносятся в верхние горизонты и при кристаллизации апикальной части магматического очага захватываются формирующимися минералами или образуют самостоятельные минералы в виде касситерита и вольфрамита, находящиеся обычно в рассеянном состоянии.

На более поздних стадиях вынесенные концентрационными потоками олово и вольфрам, попадая в зоны трещин, объединяются в общие потоки, движущиеся в сторону поверхности земли (рис. 2, б), и способствуют образованию кварцево-оловянных и кварцево-вольфрамовых жил.

Само образование трещин и трещинных зон и многократное их подновление, а также многократное выполнение их минеральными ассоциациями указывает, что движение эманаций вдоль них создается не только концентрационными потоками и не только необходимостью, обусловливаемой полем земного тяготения, но это движение растворов не обходится: а) без участия давления, создаваемого движением кровли, стремящимся устранить возникающие в результате кристаллизационной дифференциации нарушения в гидростатических отношениях между магмой и кровлей; б) колебаний в напряжениях, временно создаваемых в магме внутренних давлений в результате распада комплексов при кристаллизации; в) внешних давлений, то усиливающихся, то ослабевающих, создаваемых складчатыми напряжениями со стороны вмещающих пород. Таким образом, процесс формирования гидротермальных образований является сложным, и на причины движений эманаций, свя-



занных с процессом кристаллизации магмы и силой тяжести, накладываются процессы, обуславливающие возникновение время от времени давлений, которые способны ускорить и возобновить движение эманаций из кристаллизующейся магмы в сторону поверхности по создаваемым им трещинам и трещинным зонам как в самих магматических, так и во вмещающих породах.

Что касается места приуроченности гидротермальных месторождений в поле становления магмы, то этот вопрос нам рисуется в следующем виде. Как это ясно из практики, на поверхности интрузивного тела имеются различной величины и формы купола. На первых стадиях эманации, поднимающиеся кверху в результате действия концентрационных потоков, могут в большей массе накапливаться в куполовидных вздутях (рис. 2,а), а возникающие здесь трещины будут способствовать движению их во вмещающую магму породах в более высокие горизонты (рис. 1,б). На следующем этапе в апикальной части магматического очага создается оболочка интрузивных пород гранитного состава. Продолжающийся процесс кристаллизации освобождает новые порции эманаций, которые также будут накапливаться в куполовидных выступах, а возникающие в апикальной части интрузива трещины будут обеспечивать пути движения растворов и формирования полей грейзенизации, рудных концентраций в форме жильных и других, более сложных тел.

### Заключение

На предыдущих страницах автор попытался на основании экспериментальных исследований массовой кристаллизации рассмотреть с новых позиций ряд вопросов, относящихся к становлению магмы на стадии кристаллизационной дифференциации. Изучение массовой кристаллизации из пересыщенных растворов при быстром охлаждении убеждает нас в том, что до начала кристаллизации пересыщенный раствор быстро как бы расслаивается и его плотность увеличивается сверху вниз [15, 16, 18]. Это дало твердое основание допустить, что к началу кристаллизационной дифференциации магма уже претерпела магматическую дифференциацию и составляющие ее компоненты в ней уже распределились так, как это следует из приведенного выше рисунка (рис. 1). Движение на этой стадии завершилось в основном распределением веществ, составляющих магму, согласно гипсометрическому закону.

На стадии кристаллизационной дифференциации магмы также развиваются сложные движения, которые порождаются появлением бесконечно большого числа кристаллов. Это обстоятельство в истории становления магмы должно играть огромную и разнообразную роль. Последняя вытекает из тех положений, что, во-первых, необходимостью роста кристаллов является кристаллизационная диффузия, обеспечивающая питание растущего кристалла, который, однако, не использует полностью доставленное к нему вещество раствора. Во-вторых, другой необходимостью роста кристаллов является возникновение над каждым из них концентрационных потоков. Мои эксперименты показали, что концентрационные потоки в жизни кристаллов и массовой кристаллизации играют огромную роль; они способны переносить растворенное вещество снизу вверх и вместе с кристаллизационной диффузией обеспечивают рост кристаллов, который в процессе кристаллизации происходит в динамической обстановке сложных движений магматического раствора [16, 18, 19, 20].

Экспериментальные исследования массовой кристаллизации позволили, таким образом, выяснить природу движений в магме на стадии кристаллизационной дифференциации, роль процесса кристаллизации

в этом движении, в переносе вещества и формировании некоторых текстурных и структурных особенностей горных пород, формировании порфиридных вкрапленников и зонарных плагиоклазов и ряда процессов, известных под общим названием автометаморфических.

Конечно, целый ряд вопросов, связанных со становлением магмы, остался неосвещенным, но эта задача в данной статье автором и не ставилась. Автор хотел обратить внимание исследователей на то обстоятельство, что бесконечно большое число кристаллов, возникших в магме и растущих в ней, могут произвести огромную работу, что до сих пор упускалось из вида.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. Некоторые соображения о причинах движения гидротермальных растворов. Зап. Всес. минер. общ., вып. 1, 1952.
2. Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955.
3. Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953. Второе издан., 1955.
4. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М., 1934.
5. Боуэн Н. Л. Общая история магматической дифференциации в кратком изложении. Геология рудн. мест. Зап. Штатов США, М., 1937.
6. Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., 1952.
7. Вульф Г. В. К вопросу о скоростях роста и растворения кристаллических граней. Варш. университетские известия. Варшава, 1895—1896; Избранные работы по кристаллографии. М., 1952.
8. Вульф Г. В. Как растут кристаллы. «Природа», 1915.
9. Вульф Г. В. Кристаллы, их образование, вид и строение, М., 1917.
10. Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида, М., 1946.
11. Дели Р. О. Изверженные породы и глубины земли, М., 1936.
12. Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.—Л., 1926.
13. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., 1955.
14. Кузьмин А. М. Микроклин (Опыт систематики щелочных полевых шпатов). Изв. ТПИ, т. 74, вып. 1, Томск, 1953.
15. Кузьмин А. М. Опыт по одновременной кристаллизации большого числа кристаллов. Научно-техн. конференция Томск. индустр. института, 1940.
16. Кузьмин А. М. Массовая кристаллизация на многих уровнях. Изв. ТПИ, т. 63, вып. 2, 1950.
17. Кузьмин А. М. Массовая кристаллизация и связанное с ней представление о физическом состоянии растворов. Межвуз. конференция в г. Томске по твердым диэлектрикам и полупроводникам, 1958.
18. Кузьмин А. М. Массовая кристаллизация. I. Кристаллизация из пересыщенных растворов на многих уровнях при быстром охлаждении. Изв. ТПИ, т. 95, 1958.
19. Кузьмин А. М. Массовая кристаллизация. II. Кристаллизация на многих уровнях при постоянном питании. Изв. ТПИ, том 95, 1958.
20. Кузьмин А. М. Явления концентрационных потоков при кристаллизации. Изв. Сиб. отд. Акад. наук СССР, № 6, 1958.
21. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Работы С. Ф. Жемчужного, имеющие отношение к проблемам минералогии и петрографии. Избр. труды акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, т. III, 1952.
22. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Избран. труды акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, т. IV, 1955.
23. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Жемчужный С. Ф. Порфиридовое строение и эвтектика. Изв. СПб. политех. ин-та, 1906, т. 5, вып. 1—2; Изб. труды акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, т. I, 1949.
24. Ловиц Т. Е. Опыты изъяснения различных явлений, которые бывают во время кристаллообразования солей. Технический журнал, т. 2, ч. I, СПб, 1805; «Классики науки». Изб. труды по химии. М., 1955.
25. Линдгрэн В. Минеральные месторождения, т. I, М., 1934.
26. Менделеев Д. И. Основы химии, т. I, М., 1947.
27. Менделеев Д. И. Растворы, т. IV, М., 1937.
28. Розенбуш Г. Описательная петрография, М. 1934.
29. Семенов Н. П., Сиротан Р. И., Степанец В. Д. Поле мигматов и гранитов р. Ингульца, Киев, 1954.
30. Graton L. C. Nature of the ore-forming fluid-Econ. Geol., № 2, 1940