

Д.И. ФРИХ-ХАР

**КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ
МАГМАТИЧЕСКОГО
СТЕКЛА
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ
ПЕТРОГЕНЕЗИСА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии

Д. И. ФРИХ-ХАР

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ
МАГМАТИЧЕСКОГО
СТЕКЛА
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ
ПЕТРОГЕНЕЗИСА

2170



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА

МОСКВА 1977



Кристаллизация магматического стекла и некоторые вопросы петрогенезиса.
Фрихар Д.И. М., изд-во "Наука", 1977.

Работа посвящена одной из важнейших геологических проблем — генезису магматических горных пород. Актуальность выбранной темы усугублена тем фактом, что многие из накопленных к настоящему времени результатов полевых наблюдений и экспериментальных исследований не могут быть удовлетворительно объяснены в рамках господствующих с начала века представлений. Автор делает попытку объяснить петрогенезис изученных им конкретных магматических ассоциаций с позиций развиваемых им представлений об обязательном прохождении магматическим веществом стадии предкристаллизационного стеклования. Гипотетические построения с использованием таких механизмов, как ликвация и селективное плавление, выглядят достаточно убедительными.

Ответственный редактор

В.В. ЯРМОЛЮК

Многолетнее петрографическое изучение разнообразных и разновозрастных вулканогенных и связанных с ними субвулканических и гипабиссальных интрузивных образований нескольких регионов (Камчатки, Приморья, Монгольской Народной Республики) показало, что в них исключительно широко проявлены признаки, противоречащие многим положениям гипотезы кристалло-гравитационной дифференциации, и прежде всего представлениям о перемещении кристаллов в расплаве в процессе их роста.

Это позволило предположить, что указанные несоответствия обусловлены не второстепенными факторами и что, возможно, причина их заключена в основе: принимаемые нами представления о кристаллизации минералов магматических годных пород из жидкого расплава далеко не общезначимы.

Мы попытались объяснить особенности этих образований, исходя из принципиально нового предположения о формировании большинства кристаллов подобных магматических горных пород не в жидком расплаве, а в предварительно застеклованном магматическом веществе — магматическом стекле.

Это допущение потребовало проведения специального исследования и обоснования. Подобная работа и была осуществлена с привлечением, кроме прямых петрографических и геологических наблюдений, данных из смежных областей знания.

Нами изучались заведомо магматические породы. На Камчатке это были кайнозойские эффузивы и дайки основного и среднекислого состава, в Приморье — мезокайнозойские магматические породы вулканического пояса.

Здесь широко развиты туфо-лавовые и лавовые образования кислого состава, залегающие в интрузивной и экструзивной форме, потоки и дайки базальтоидов, а также гранитоиды, несущие явные признаки магматического происхождения (Слободской, 1971). В Монголии изучались верхнемезозойские эффузивы и субвулканические тела разнообразного состава, интрузии гранитного, граносиенитового состава. Все изученные образования являются кайнотипными. Как видно, исследованная гамма пород охватывает широкий диапазон в составе, времени, фациальной

и структурно-территориальной принадлежности и является достаточно представительной.

Широкое распространение в этих породах признаков кристаллизации в застекленном магматическом веществе дает основание привлечь специальное внимание петрологов и экспериментаторов к подобным процессам и высказать предположение о значительно более широком, чем это предполагалось до настоящего времени, распространении указанных процессов в природе.

МИНЕРАЛЫ И ПОРОДЫ КАК РЕЗУЛЬТАТ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЗАСТЕКЛЕННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

ПРИЗНАКИ, СВИДЕТЕЛЬСТВУЮЩИЕ ОБ ОТСУТСТВИИ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ КРИСТАЛЛИЗУЮЩИХСЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ ГОРНЫХ ПОРОД ОТНОСИТЕЛЬНО МАГМАТИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

В этом разделе будут описаны петрографические наблюдения, которые свидетельствуют о формировании породообразующих минералов, магматических горных пород на месте становления магмы, в среде, где отсутствовали перемещения субстрата, включений, кристаллизующихся фаз относительно друг друга. Они получены при изучении основных, средних и кислых по составу магматических пород Камчатки, Приморья, Монголии и частично заимствованы из литературных источников.

Подобные наблюдения в большинстве своем хорошо известны петрографам, но лишь часть из них раньше интерпретировалась как результат девитрификации стекол (Наседкин, 1963; Marchall, 1961) либо дискретного магматического вещества (Морковкина, 1967, 1974). Мы постарались показать, что указанные признаки проявлены чрезвычайно широко, наблюдаются на разных уровнях исследования для отдельных минералов, их ассоциаций, пород и слагаемых ими геологических тел в целом. Они установлены при изучении пород самого различного состава, фациальной принадлежности для разномасштабных объектов.

Вместе с тем признаки кристаллизации без перемещения, обнаруживаемые в неполнокристаллических — эффузивных и субвулканических породах, проявлены наиболее отчетливо и широко и отличаются от таковых, выявляемых в полнокристаллических образованиях. Ими мы и начнем перечень прямых петрографических наблюдений, свидетельствующих об образовании минералов и пород в результате кристаллизации магматического стекла.

Неполнокристаллические породы

Как и в других областях, в исследованных районах неполнокристаллические породы слагают лавовые потоки и экструзии, приповерхностные и частично субвулканические тела, отмечаются в эндоконтактах субвулканических и гипабиссальных интрузий. В последнем случае они, как правило, непрерывными переходами связаны с полнокристаллическими разностями. При близости геологических условий залегания породы основного состава обычно более кристалличны, чем кислые. В рассматриваемых породах признаки кристаллизации без перемещения устанавливаются прежде

всего при анализе форм изолированных кристаллических индивидов. В то же время специфика строения данной группы пород позволяет проследить и последующие этапы кристаллизации — формирование все более усложняющихся минеральных сростков, их ассоциаций, образование горных пород. Анализ этих этапов показывает, что признаки роста без перемещения относительно среды, установленные для отдельных кристаллов, сохраняются и при формировании минеральных ассоциаций. Последние, кроме того, обнаруживают и дополнительные показатели подобного течения процесса. Описание и построено таким образом, чтобы показать наличие признаков особо вязкого состояния базиса на последовательных стадиях кристаллизации в процессе преобразования магматического вещества в горную породу.

Кристаллиты, микролиты, сферолиты

Кристаллиты и сферолиты часто являются новообразованиями застывшего магматического вещества кислого и щелочно-кислого состава. Кристаллиты не действуют на поляризованный свет. По А.Н. Заварицкому (1956), они представляют собой эмбрионы, из которых развиваются или скелетные кристаллы, или микролиты, являющиеся индивидуализированным кристаллическим веществом. Точно также рассматривают во многих случаях образование минеральных ассоциаций — сферолитов. Считается (Заварицкий, 1956), что из аморфной стекловатой массы обособляется анизотропное кристаллическое вещество того или другого минерала. Обособление происходит не в виде кристаллов, а в форме тонких, вытянутых в одном направлении волокон, растущих из общего центра и группирующихся в более или менее совершенно образованные скопления с радиально-лучистым строением — сферолиты.

Сферолитовая кристаллизация сопровождается дифференциацией вещества. Пример подобной постэруптивной сферолитовой девитрификации риолитовой лавы описан, в частности, А. Эвартом (Ewart, 1971). Автором рентгенографическими исследованиями установлено, что сферолиты представляют криптокристаллические сростания кристобалита и кальциевого анортноклаза с мельчайшими включениями магнетита, гематита и вторичного (?) гетита. Сферолиты имеют размеры от 1 до 5 мм в диаметре и обладают радиально-волоконистым строением; в их центральной части обычно располагается зерно плагиоклаза. По сравнению с вулканическим стеклом сферолиты обогащены Na_2O и отчасти CaO , но содержат меньшее количество K_2O , суммарного железа, MgO и MnO . Для сферолитов свойственно и более низкое значение отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$, которое уменьшается по мере увеличения количества сферолитов в породе.

Для сферолитов, не связанных с наложенными процессами, формирование в стекловатой массе определяется по пересечению ими линий флюидальности (табл. I, 7)¹. Иногда сферолиты в своем росте приходят в соприкосновение один с другим; в этом случае граница между ними в разрезе имеет вид слабо изогнутой гиперболы, переходящей при одинаковой

¹Таблицы I — XVI помещены в конце книги.

скорости роста обоих сферолитов в прямую. Подобные наблюдения приводят также Б.А. Попов (1903), Б.В. Чесноков (1974). Эти соотношения также свидетельствуют о том, что сферолиты ни в процессе роста, ни позднее не смещались относительно друг друга и мезостазиса.

Фенокристы в сферолитах

Сферолитовая раскristаллизация стекла часто наблюдается вокруг ксеновключений, представленных обломками пород или кристаллов. Последние, являясь более ранними образованиями, выполняют роль затравок для кристаллов и, возможно, также задерживают растворы, экранируют тепловой поток и тем самым создают более благоприятные условия для кристаллизации, чем в окружающем гомогенном стекле.

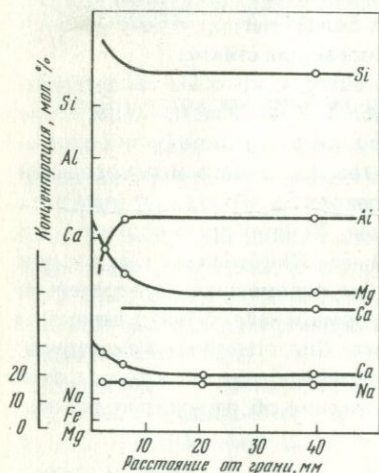
Наряду с этим часто наблюдаются соотношения, которые свидетельствуют о росте кристаллов из сферолитов (табл. 1, 2—4). Как правило, такие кристаллы также приурочены к центру сферолита. По составу они отвечают одному из кристаллических компонентов последнего и некоторыми гранями непрерывно и непосредственно переходят в его лучи. Форма этих кристаллов обычно неправильная, скелетная. Трудно предположить, что подобные образования являются ксеногенными. Скорее всего они росли в результате перекристаллизации сферолита, не перемещаясь относительно него. Этим и обусловлены сохранность формы и непрерывные переходы к кристаллическим компонентам сферолита. Для подобных кристаллов, часто достигающих, кстати, размеров фенокристов, так же как для вмещающих их сферолитов, справедливо заключение об отсутствии перемещения относительно вмещающей среды.

Вкрапленники

Градиенты концентрации элементов на границе вкрапленник-стекло. Диффузивы, сходные с изученными нами по составу и структуре, изучались в последнее время с использованием рентгеновских микроанализаторов с электронным зондом. В работе И.Батинга и других, (Botting, 1966) рассмотрены соотношения между стеклом и вкрапленником плагиоклаза (битовнита) из потока базальта. Плагиоклазы характеризуются периодической зональностью. Анализировались концентрации Ca, Na, Si, Al, Mg и Fe (фиг. 1).

Как видно, в стекле на границе с кристаллом возникает градиент концентрации для Si, Al, Fe. Для Na и Ca он отсутствует. Возникновение градиента авторы объясняют проявлением диффузионных процессов. Отсутствие градиентов для Na и Ca связывается с их относительно высокой в сравнении с Si и Fe подвижностью и высокой степенью фракционирования между вмещающей средой и плагиоклазом. Очевидно, диффузионные процессы, характеризующиеся подобными градиентами, могли протекать при условии, когда относительное положение растущих кристаллов и вмещающего мезостазиса не менялось, а это возможно лишь в случае высоковязкого состояния последнего. Здесь важно подчеркнуть, что эти процессы установлены для зональных кристаллов.

Скелетные минералы. Характерной особенностью изученных лавовых потоков, субвулканических тел самого различного состава, является наличие минералов сложной, ветвистой, дендритовой формы. Подобные кристаллы образуются кварцем, полевым шпатом, роговой обманкой, плагиоклазом, пироксеном, оливином (табл. II–V). В порфировых породах такие кристаллы часто являются вкрапленниками. Приурочены они чаще к эндоконтактам интрузивных тел, шлаковым коркам потоков, бомбам, что соответствует наблюдениям и других исследователей (Пийп, 1956; Устиев, 1961). Многие из кристаллов имеют включения стекла. Стекло включений закономерно опацифицировано в том случае, когда



Фиг. 1. Градиент концентраций некоторых элементов в базальтовом стекле на границе с вкрапленником битовнита. Данные микросзонда пересчитаны на молярные проценты (по Betting'у и др., 1966)

опацифицировано и вмещающее минерал стекло. Наиболее распространенная точка зрения трактует подобные образования как вторичные, возникшие в результате резорбции некогда полных кристаллов.

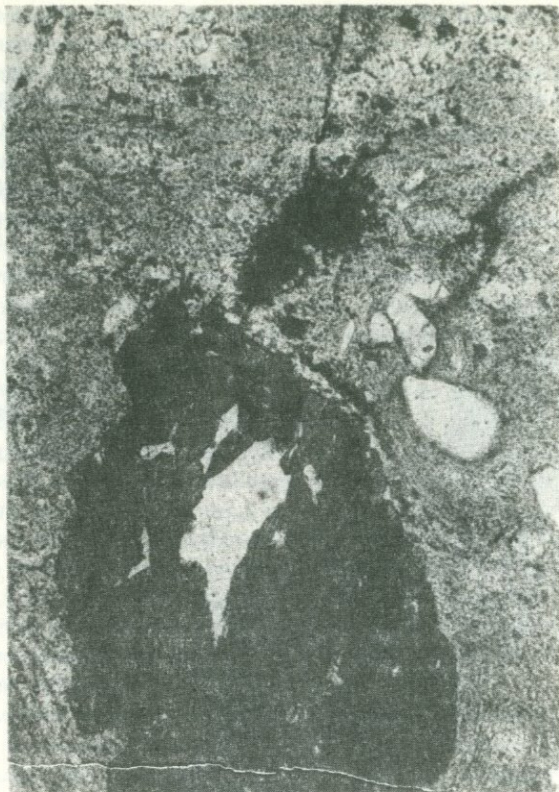
Покажем, однако, что указанные формы с полным основанием могут рассматриваться как скелетные, начальные формы роста минералов, не получившие дальнейшего развития и не доросшие до полных кристаллов.

По определению, скелетным кристаллом мы назовем такой кристалл, у которого вещество в результате резкой разницы скоростей роста по различным направлениям заполняет не все тело многогранника, а только часть его. Различают внутренние скелетные кристаллы и внешние (Шафрановский, Мокиевский, 1956). Морфология рассматриваемых кристаллов отвечает этому определению и близка к морфологии заведомо скелетных кристаллов, полученных искусственным путем (Шафрановский, Мокиевский, 1956; Руденко, 1966).

Скелетная природа этих минералов устанавливается специальными структурными исследованиями. В частности, Леммлейн (1930) показал ее для подобных кристаллов кварца.

Наконец, она подтверждается и косвенными данными.

1. Подобные формы характерны для минеральных новообразований, возникающих в заведомо твердых породах при их метасоматическом преобразовании (Жабин, 1966).

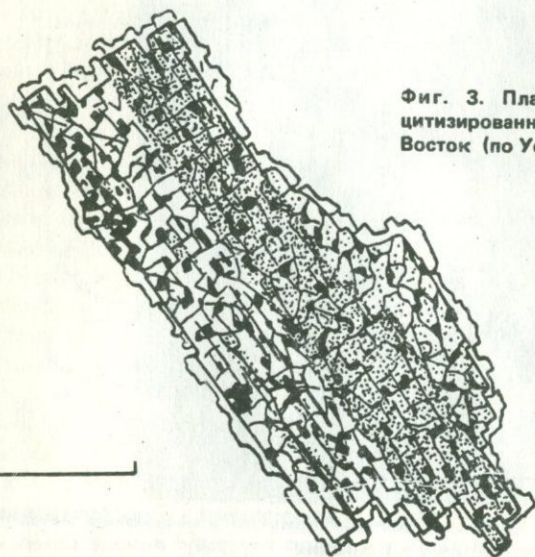


Фиг. 2. Смещение осколков кристалла роговой обманки относительно материнского кристалла. Дацит, увел. 30, экструзия, Приморье

2. Можно предполагать, что вязкость магмы является достаточной, чтобы заключенные в ней обломки пород, минералы дробились при извержении. Это подтверждается экспериментально (Воларович, Корчемкин, 1940) и наблюдается в природе во многих случаях, особенно в кислых породах, которые образуются из расплавов с наибольшей вязкостью (фиг. 2). Наличие же в магматических породах нераздробленных минералов со сложной морфологией может свидетельствовать лишь о том, что отсутствовали условия дробления или, иными словами, что эти кристаллы не перемещались и не испытывали механического воздействия со стороны базиса и себе подобных. Это возможно лишь при условии, что данные кристаллы в двигающейся магме вообще не существовали. Они, следовательно, кристаллизовались в магме после ее затвердевания и поэтому являются молодыми скелетными образованиями.

3. При большом увеличении удалось наблюдать границы описываемых кристаллов. Они либо характеризуются наличием на коротких гранях бахромы (табл. VI) того же состава, либо включают в себя компоненты (часто уже в кристаллической фазе) основной массы. В обоих случаях корро-

зионная природа этих границ кажется маловероятной. В самом деле, трудно представить себе, чтобы расплав, а тем более закристаллизованная основная масса разъедали первоначально правильную плоскость грани без реакционных зон промежуточного состава. Точно также невозможно объяснить коррозией образование бахромистых окончаний грани типа представленных в табл. VI при сохранении нетронутыми других граней. В то же время такой характер окончания граней отвечает механизму нарастания их у скелетных кристаллов в вязкой среде сложного состава, отличного от состава растущего минерала (Бродин, 1966).



Фиг. 3. Плагиоклаз с включением опацизированного стекла. Базальт, Северо-Восток (по Устиеву, 1961)

4. Существенным представляется также наблюдение о включении этими минералами опацизированного стекла (такие данные приводит и Е.К. Устиев, 1961) (фиг. 3), которое скорее всего образуется уже после взаимодействия лавы с воздухом. Морфологические соотношения его с вкрапленниками подобного рода свидетельствуют о том, что опацизация произошла раньше, чем выросли вкрапленники и, следовательно, последние в истории лавовой породы должны рассматриваться как относительно молодые образования скорее всего поверхностные. Поскольку после опацизации происходит лишь остывание потоков, то специфика формы подобных минералов в этом случае должна объясняться не резорбцией, а ростом.

5. Наконец, во многих случаях ориентировка микролитов основной массы, заполняющей заливы и включения описываемых минералов, оказывается аналогичной ориентировке микролитов в окружающем базисе. Эти соотношения легко объясняются, если принять точку зрения об относительно позднем по сравнению с кристаллизацией основной массы росте вкрапленников, который в этом случае и обуславливает захват ими в скелетную форму кристаллических компонентов базиса.

Этому заключению не противоречат и данные об облекании вкрапленников микролитами. Такое облекание (его следует отличать от обтекания в потоке) возможно как в случае относительной молодости микролитов, так и при обратных соотношениях, когда растущий кристалл как бы раздвигает окружающие частицы (табл. VII, 1; по аналогии с порфиробластическими структурами метаморфических пород).

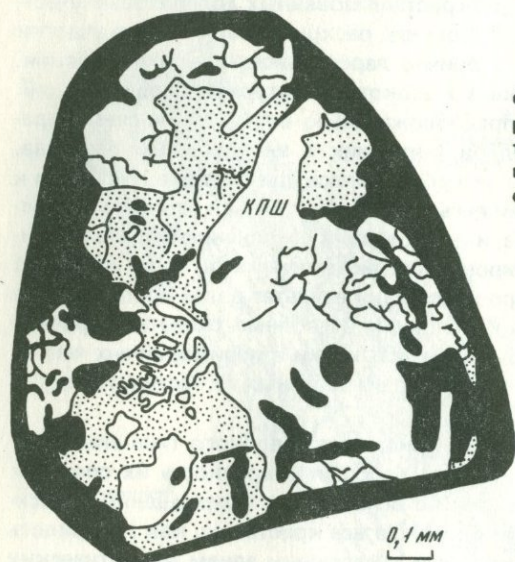
Б. Е.К. Устиев (1961) установил для оливинов подобной формы из стекловатых участков базальтов Анюйского вулкана относительно большую железистость и, следовательно, низкотемпературность в сравнении с полными кристаллами оливина из раскристаллизованных долеритовых участков тех же лав. При этом, по Е.К. Устиеву, раскристаллизованные участки образовались из порций лавы, вторично перегреваемых при излиянии. Здесь происходит кристаллизация высокотемпературных модификаций. Кристаллы скелетной формы предположительно возникли за счет интрателлурических полных кристаллов, выросших в неперегретом расплаве. Интрателлурические кристаллы резорбировались при подъеме расплавов к поверхности. В этом объяснении весьма проблематичны и вторичный перегрев центральных частей потока, и возможность сохранения формы поднимающихся из глубины резорбированных вкрапленников. В то же время это явление может интерпретироваться как результат роста кристаллов из застывшей лавы при различных условиях. Неполные скелетные формы возникают при относительно быстром остывании в периферийных частях потоков, а идиоморфные кристаллы — в центральных их частях, где остывание происходило медленнее.

Все сказанное позволяет считать кристаллы подобного типа скелетными, незавершенными образованиями. Хорошая сохранность их сложных форм убеждает нас в том, что они не испытывали перемещения относительно вмещающего базиса, тем более что все кристаллы, как говорилось выше, обычно приурочены к краевым закаленным зонам магматических тел. Следовательно, они формировались в субстрате высокой вязкости.

Следует добавить, что указанные минералы обладают разной степенью сложности форм и по существу связаны промежуточными разностями с одноименными же образованиями полной формы. Минералы законченной формы преимущественно располагаются в центральных частях тел, породы которых в свою очередь также постепенно переходят в породы эндоконтактов. Эти соотношения позволяют экстраполировать вывод об отсутствии перемещения скелетных форм и на полные кристаллы вкрапленников.

Все сказанное об условиях формирования скелетных кристаллов справедливо и в отношении гломеропорфировых сростков сложной формы, слагаемых как одноименными кристаллами (табл. VII, 2-4), так и полиминеральными агрегатами (фиг. 4). Их конфигурация отвечает формам скелетных образований. Ажурный характер сростков в этом случае также свидетельствует об отсутствии перемещений их относительно вмещающей магматической массы. Таким образом, можно говорить об аналогичных условиях формирования разнообразных по составу кристаллических агрегатов, наблюдаемых в стекловатых эффузивных и субвулканических породах.

Все подобные образования следует отличать от морфологически несколько сходных дезинтегрированных и плавненных кристаллов (фиг. 5) (Doris, Reynolds, 1952; Масуренков и др., 1971; Волинец, 1973). Эти последние наблюдаются в иной геологической ситуации — в экзоконтактах магматических тел, в ксенолитах. Включения стекла здесь приурочены к трещинам спайности и отдельности и часто выглядят как жилки сложной ветвящейся формы. Контуры таких кристаллов обычно сглаженные (табл. VIII, 1,2), что объясняется относительно ускоренным растворением вершин и ребер кристаллов (Кузнецов, 1953; Годовиков, 1973). Реже



Фиг. 4. Пегматоидный сросток кварца (Q) и калиевого полевого шпата (КПШ), ограниченный поверхностями скелетных кристаллов обоих минералов

отмечаются сложные контуры. В связи с тем, что плавлению подвергается однородный материал (кристалл), у плавненных кристаллов не наблюдается занозистых, перистых границ, характерных для скелетных образований. Скелетные формы отличаются от плавненных кристаллов и характером включений. У первых эти включения идентичны по составу и структуре основной массе породы, у вторых — они обычно стекловатые и отвечают по составу плавленному кристаллу.

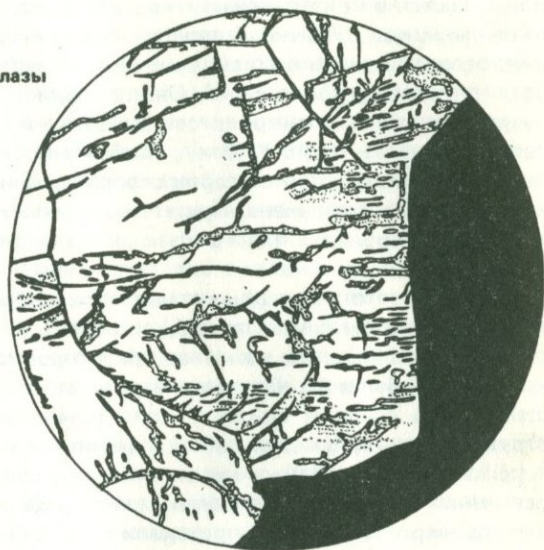
Такенуши и Кацура приводят следующий состав стекловатых включений из кварцевых фенокristов риолита и липаритовых туфов (в %): SiO_2 — 70–76, Al_2O_3 — 12, Na_2O — 2–5, K_2O — 2–4, CaO — 1, MgO — < 0,2, ΣFeO — 0,8. Скорее всего это включения магматического стекла, захваченного при росте кристаллов кварца. В то же время Дорис Рейнолд показала, что состав стекла включений изученных ею вкрапленников плагиоклазов на 40% кислее состава последних, что соответствует составу расплава, который должен получиться при частичном плавлении кристаллов данного состава.

Компоненты основной массы во вкрапленниках. Современная магматическая петрография рассматривает порфиоровые и порфиroidные струк-

туры как показатели многоэтапной кристаллизации расплава. При этом предполагается, что вкрапленники имеют интрателлурическую природу, а основная масса кристаллизуется во второй этап, на месте становления породы (Бородаевская, 1961).

Наблюдавшиеся нами соотношения между компонентами основной массы и фенокристаллами во многих случаях не соответствуют подобным представлениям. Так, вкрапленники плагиоклаза включают в себя микролиты пироксена и плагиоклаза, тождественные таковым основной массы (табл. VIII, 3, 4; табл. IX, 2), а во вкрапленниках моноклинного пироксена

Фиг. 5. Оплавленные плагиоклазы
(по D. Reynolds, 1952)



оказываются заключенными микролиты плагиоклаза (табл. IX, 2-4); весьма обычны включения стекла во вкрапленниках плагиоклаза (табл. X, 1). Вкрапленники, содержащие включения, могут быть как с развитыми гранями, так и со скелетными. Включения в них в большинстве случаев расположены зонально и приурочены к средним и периферическим зонам кристаллов.

Подобные соотношения свидетельствуют о том, что вкрапленники росли после или одновременно со стеклованием или кристаллизацией микролитов основной массы. Так как внедрение и течение закристаллизованной породы невозможно, представляется несомненным, что кристаллизация основной массы произошла на месте формирования тел после внедрения или излияния магмы. Этот процесс не сопровождался кристаллизационной дифференциацией и, по-видимому, происходил в среде, вязкость которой была настолько велика, что препятствовала перемещению микролитов и подобной дифференциации. В соответствии с этим указанные наблюдения одновременного или более позднего, в сравнении с кристаллизацией основной массы, роста вкрапленников свидетельствуют о том, что формирование вкрапленников также происходило в подобном высоковязком субстрате.

Стадии роста отдельных кристаллов и их ассоциаций, зафиксированные в породах. В стеклах базальтовых потоков и даек во многих случаях отмечаются тонкие иголки моноклинного пироксена, "расшнурованные" мелкими зернами рудного минерала. Эти иголки обычно расположены неупорядоченно, а формы их ненарушенные. По-видимому, они представляют собой начальные фазы формирования минерала. Сохранение игольчатой формы минералов с несомненностью свидетельствует о том, что они не перемещались относительно базиса.

Частным случаем этого процесса является формирование кассетных серий таких иголок (3—10 штук), гаснущих одновременно. Такие серии вписываются в контуры размером до 1—2 мм, что соответствует размерам вкрапленников. Обычно в поле зрения фиксируется несколько таких серий, отличающихся по ориентировке слагающих их иголок. Можно проследить развитие таких серий. Оно проявляется в последовательном утолщении иголок до микролитового облика и в сокращении межиглолочного пространства (табл. X, 2—4). На более поздних этапах происходит слияние отдельных иголок серии с формированием единого вкрапленника моноклинного пироксена. При этом пироксен часто захватывает сопутствующие микролиты плагиоклаза с формированием пойкилофитовой структуры.

Очевидно, что уже первые стадии процесса образования вкрапленников пироксена в этом случае проходили в очень вязкой среде на месте формирования породы, иначе взаимная ориентировка и форма игольчатых выделений серий были бы нарушены в результате их гравитационного перемещения. Эта среда к моменту кристаллизации, по-видимому, была уже структурно неоднородной, в ней в дальнейшем обособились участки, в которых кристаллизовались микролиты с определенной ориентировкой. Нет оснований считать, что в дальнейшем среда разжижалась. Следовательно, все стадии роста минерала протекали здесь в весьма вязком субстрате.

По-иному происходит кристаллизация в субвулканических условиях магматического вещества кислого состава. Рассмотрим ее на примере дайки щелочно-гранитного состава из Восточной Монголии. Эта дайка из района Брайбунг-Хида по простиранию прослежена на расстояние в несколько сот метров при мощности около 15 м. Для нее характерны флюидальность и увеличение степени кристалличности породы вкрест от контакта. В шлифах, отобранных по разрезу в этом направлении, были зафиксированы последовательные этапы кристаллизации. В начальную стадию в изотропной массе появляются участки с образованием очень мелких кристаллитов. В дальнейшем эти кристаллиты увеличиваются в размерах с образованием мелких аллотриоморфных выделений кварца и калиевого полевого шпата (табл. XI, 1—4). Затем внутри раскристаллизованного подобным образом участка происходит преимущественный рост одного или двух индивидов кварца или калиевого полевого шпата. При этом характерно формирование бахромистых граней. В результате образуются многочисленные очажки с гранит-порфировой структурой и, наконец, при слиянии их — однородный гранит-порфир.

Как видим, уже начальные стадии кристаллизации происходят при неподвижном и высоко вязком состоянии магматического вещества, при ко-

тором нет перемещения образующейся кристаллической фазы. В противном случае не сохранились бы тонкие формы кристаллитов и наблюдаемое равномерное распределение по объему кристаллических участков. Подобное состояние, судя по всему, сохранялось и на последующих этапах; только этим можно объяснить возникновение и сохранение скелетных форм порфириновых выделений.

Интересные наблюдения сделаны Е.Е. Абрамовой при изучении силл базальтов из Сучанского района Приморского края. Силл залегает практически горизонтально, мощность его оценивается в 20 м. Эндоконтакты тела стекловатые, центральные части раскристаллизованы до среднезернистого строения. Переходы между различными зонами постепенные.

При микроскопическом изучении было установлено, что в самом крайнем эндоконтакте в стекле фиксируются лишь сферические неоднородности (табл. XII, 1—4). Далее в глубь тела подобные неоднородности в стекле оказываются сложными тонкокристаллическим агрегатом пироксен-плаггиоклазового состава радиально-лучистого строения. Еще ближе к осевым зонам стекловатая матрица исчезает, а вся порода оказывается сложенной как бы ячейками, имеющими тот же минералогический состав и структурный рисунок. Здесь наблюдается укрупнение отдельных кристаллов плаггиоклаза и пироксена; отчетливо проявляется офитовый характер их прорастания. Центральные части тела представляют собой среднезернистое офитовое габбро. В этом габбро, однако, просвечивают текстурные и структурные особенности, характерные для эндоконтактных зон; кристаллы плаггиоклаза имеют лейстовидный характер и расположены радиально.

Подобное строение тела скорее всего обусловлено кристаллизацией очень вязкого субстрата на месте его становления. Действительно, сферические неоднородности, по-видимому, сформировались уже на месте становления силла, о чем говорит закономерное увеличение их размеров и количества в направлении от контакта и практическое отсутствие их в самой эндоконтактной корке. Последовательное и непрерывное увеличение степени кристалличности этих неоднородностей внутрь тела также свидетельствует о том, что сам процесс кристаллизации находился в зависимости от положения по отношению к границам тела в современном его залегании, а это значит, что он целиком происходил на месте становления магмы. При этом центральные, медленнее остывающие объемы магмы, имели более благоприятные условия для кристаллизации. Сохранение на всех стадиях кристаллизации закономерной радиально-лучистой ориентировки лейст плаггиоклаза позволяет утверждать, что не было какого-либо смещения их расположения в пространстве в период роста.

Если примеры, где можно проследить все стадии роста кристаллов, достаточно редки, то возможности наблюдения отдельных этапов этого роста представляются довольно часто. Проанализируем примеры подобных наблюдений, полученных для пород различного состава.

В базальтах всех изученных районов наблюдаются вкрапленники плаггиоклаза, которые развиваются по основной массе, состоящей из стекла, микролитов плаггиоклаза, иголочек титаномагнетита. При этом отчетливо видно, что кристаллы-вкрапленники развиваются за счет стекла и микро-

литов плагиоклаза основной массы; дендриты плагиоклаза, отвечающие по составу и ориентировке кристаллическому ядру, буквально пронизывают окружающий мезостазис (табл. XIII, 1, 2).

Сходную картину мы наблюдаем и для вкрапленников кварца и в кислых субвулканических породах. Здесь вокруг основного ядра — вкрапленника в виде короны развиваются кружева или бахрома того же состава (табл. XIII, 3, 4), иногда последние наблюдаются лишь у какой-либо грани, или ее участка.

Аналогичный характер граней в одних и тех же породах обнаруживается и для микролитов одноименных минералов (табл. XIV, 1, 2 — для плагиоклазов).

Предположение о резорбционной природе подобных ограничений кристаллов не имеет достаточных оснований. В случае проявления этого процесса (Годовиков, 1973) мы должны были бы наблюдать округление кристаллов (первыми дезинтегрируют наименее прочно связанные в кристалле вершины, ребра). В нашем случае подобного округления не отмечается.

Сходство морфологии граней микролитов и вкрапленников позволяет утверждать, что механизм формирования у них общий. Микролиты же образовывались на месте становления породы после застывания расплава (в противном случае магма, насыщенная ими, не была бы способной к перемещению без дробления кристаллов); особенности строения их граней отражает не процесс резорбции, а процесс роста. Следовательно, и характер граней вкрапленников свидетельствует об их росте на месте становления породы после застывания расплава.

Во всех случаях в кружева и бахрому поверхности кристаллов оказываются захваченными кристаллические компоненты основной массы различного состава. Эти наблюдения также свидетельствуют о том, что и кружева, и дендриты кристаллизовались позже (или одновременно) с кристаллизацией основной массы, т.е. после застывания расплава. По составу и структуре они не отличаются от кристаллического вещества ядерной части кристалла и связаны с ней непрерывным переходом (граница раздела отсутствует). Можно предполагать, поэтому, что и ядерные части описываемых образований кристаллизовались в тех же условиях.

С другой стороны, в некоторых случаях вокруг подобных кружевных корон наблюдается структурирование окружающей основной массы. Оно выражается в появлении особой зоны, грубо согласной с границами внутреннего ядра и короны. В общем случае внешние контуры этой зоны имеют более спокойные очертания, чем вмещаемый кристалл (у последнего часто наблюдаются скелетные формы) и приближаются по своей конфигурации к форме полного кристалла (табл. XIV, 3, 4).

Согласная конфигурация зоны структурирования с границами ядра и короны свидетельствует о генетической зависимости между ней и центральными зонами и отсутствии взаимного перемещения во время образования. При этом могут быть предложены два варианта кристаллизации. Один из них предполагает возникновение зоны структурирования в плотном субстрате стекла под воздействием кристаллизующегося минерала. В этом случае границы между зонами должны прогрессивно расширяться, а в зону структурирования последовательно вовлекаться новые порции

мезостазиса. Другой вариант предполагает возникновение в субстрате до начала кристаллизации неоднородности, отвечающей по размерам составу наблюдаемой ассоциации.

Обрастание одного минерала другим. В рассматриваемых образованиях широко распространено зональное обрастание одного минерала-вкрапленника другим. При этом следует различать венцовый характер обрастания и сплошной, обволакивающий. В первом случае на границе двух фаз (двух минералов, стекла и минерала) возникает промежуточная кайма, сложенная из большого числа минеральных индивидов, обычно ориентированных перпендикулярно плоскости контакта и отличающихся по составу от обеих фаз. В строении каймы часто обнаруживается зональность (табл. XV, 7). Подобный характер обрастания скорее всего свидетельствует о взаимодействии фаз, которое могло осуществляться либо непосредственно, либо с помощью межгранулярной среды.

Во втором случае мономинеральное кристаллическое выделение обволакивается как рубашкой мономинеральным выделением другого состава (табл. XV, 2), обычно при этом пару хозяин и рубашка образуют минералы резко различного состава — оливин и моноклинный пироксен, моноклинный и ромбический пироксен и т.п. Частным же случаем является формирование зональных кристаллов одного вида. Внутренняя граница рубашки повторяет границу минерала-узника со всеми ее заливами, неровностями и прочим. Иногда на мысленном продолжении залива, в створе его в минерале-узнике наблюдаются трещинки. Петрографические наблюдения чаще всего не обнаруживают в рубашке перерыва в росте. Ясно, что рубашка обрастающей фазы выступает как изолятор минерала-узника от вмещающей среды.

Условия возникновения обрастаний, по-видимому, были различны. Морфологические особенности обрастаний первого типа позволяют рассматривать эти последние как реакционную кайму, возникшую на границе двух фаз в результате их взаимодействия. Частным случаем такого взаимодействия является воздействие расплава на погруженные в него кристаллы. Здесь важно подчеркнуть, однако, что подобные структуры обнаруживаются лишь для кристаллов явно чужеродных, случайных по отношению к расплаву (например, кварцу в базальтовом расплаве) и не наблюдаются для кристаллов, несомненно образовавшихся из данной порции магмы.

Эти последние узнаются по широкому распространению в породе, ответственности по составу расплаву, отсутствию обломочных форм. Они образуют структуры обрастания исключительно второго типа. Боуэн (1934) рассматривал второй тип структур как показатель реакционных соотношений между расплавом и минеральной фазой, выделяя непрерывные ряды на основании зональной структуры смешанных кристаллов и прерывистые ряды по наличию ободков, оболочек иного минерального вида. С этим мнением согласиться, однако, нельзя, так как нарастание всякой зоны вокруг кристалла может, напротив, приводить к ослаблению и прекращению взаимодействия кристалла и расплава. Недаром Боуэн, обсуждая возможность образования зональных кристаллов плагиоклаза, пишет, что последние образуются в том случае, если не хватает времени для внутреннего

обмена вещества путем реакции с жидкостью. Таким образом, второй тип структур обрастания, если он обнаруживается в стекле, свидетельствует не о реакционных процессах ранее выделившихся кристаллов с остаточным расплавом, а лишь о последовательности минералообразования и избирательном выборе затравок кристаллами для роста относительно поздних фаз. Учитывая сказанное выше о происхождении структур обрастания первого типа, можно утверждать, что второй тип структур, который, подчеркнем это еще раз, один только и свойствен собственным минералам данного расплава, образовался иным путем, нежели непосредственная реакция расплав — кристалл. Отсутствие видимых внутренних неоднородностей и зональности в обволакивающем минерале скорее всего свидетельствуют о неподвижном его положении в процессе роста и отсутствии реакции с участием расплава. При этом возникновение трещин в минерале-хозяине скорее всего объясняется более поздним механическим воздействием обволакивающего минерала, вызванным различием в величине объемного теплового сжатия при падении температуры для обоих минералов.

Увеличение степени кристалличности лавы при ее остывании

В изученных эффузивных образованиях основного и среднего состава часто оказываются сохранившимися различные зоны потока — приконтактные и центральные. При этом обнаруживается закономерное последовательное увеличение степени кристалличности (содержание и размеры вкрапленников и минералов) от контакта в глубь потока. Это свидетельствует о том, что кристаллизация осуществлялась на поверхности и полнота ее проявления находится в зависимости от расположения кристалли-

Т а б л и ц а 1

Петрографический состав проб, отобранных в лавовом озере Алоз (по Halki, Wright, 1964)

Тип образца	Номер образца				
	M-12	M-21-26	M 7-7	M 1-6	M-5-13
	Расплав, собранный в алюминиевую трубу		Керн		
	1160°С	1120°С	1075°С	1070°С	1050°С
Состав (объемн.%)					
Of	3,1	2,8	4,2	1,4	1,6
Px _{мон}	6,2	13,6	32,3	35,7	45,4
Pf	0,5	7,9	19,6	20,1	29,4
Рудный минерал	—	—	—	1,1	5,5
Стекло	88,2	58,8	34,9	38,4	18,1
Окисленные и де-витрифицированные продукты стекла	2,0	16,9	9,0	3,3	—

зующихся объемов магматического вещества по отношению к границам потока. Подобные наблюдения могут объясняться как результат кристаллизации застывшего и остывающего с различной скоростью потока. При этом более глубокие части его остывают дольше и соответственно сильнее раскристаллизованы. Подобное объяснение находит подтверждение и в литературных данных.

На лавовом озере Алоэ (Гавайя) после извержения 21-23 августа 1963 г. проводился отбор проб расплава, а затем зерна корки лавового озера при различных, постепенно понижающихся температурах (Halki and Wright, 1964). Результаты сведены в табл. 1. Из таблицы видно, что с остыванием корки лавового потока в ней уменьшается содержание стекла и увеличивается содержание кристаллических компонентов. Эти данные могут прямо свидетельствовать о кристаллизации в твердом состоянии, если условия кристаллизации были неизменными для всех участков отбора проб. К сожалению, в работе отсутствуют сведения о расположении проб и размерах кристаллических выделений.

Закристаллизованные эффузивы и субвулканические тела

В изученных основных и средних по составу породах широко распространены серийно-порфиновые структуры (табл. XV,3). Чаще они отмечаются для субвулканических тел, реже — для собственно вулканических. Эти структуры характеризуются развитием лейстовидных плагиоклазов различной длины, а иногда и состава. Количество разновидностей плагиоклаза бывает различным и достигает 10 и более. Они образуют прерывисто непрерывную серию.

Приведенные данные ставят под сомнение предположение о наличии среди этих разновидностей генераций как интрателлурических, так и формирующихся на месте становления тела. В самом деле подобный порядок кристаллизации предполагает резкое различие в составе и морфологии кристаллов глубинного и приповерхностного или поверхностного генезиса, обусловленное принципиальной разницей условий их кристаллизации. Такого резкого различия, однако, мы не наблюдаем. Наоборот, отдельные генерации в общем ряду очень незначительно отличаются одна от другой, что свидетельствует о близости условий их образования. В то же время наиболее мелкие из них относятся к категории микролитов, кристаллизующихся на поверхности или близ нее в застывшем расплаве. Соответственно и для других генераций, связанных с микролитовой переходными разностями, мы вправе предполагать тот же генезис.

В некоторых разностях с подобным типом структур минералы заполняют практически весь объем породы. При этом у них отсутствуют какие-либо признаки дробления. Между тем для кристаллов ранних генераций дробление от столкновений было бы неизбежным, если бы жидкая фаза (и, следовательно, подвижность расплава) сохранялись до момента кристаллизации поздних генераций.

Отсутствие признаков дробления в лейстах плагиоклаза серийных структур скорее всего свидетельствует таким образом о том, что их

перемещение и, следовательно, жидкая фаза отсутствовали после кристаллизации уже ранних генераций. Кристаллизация поздних генераций происходила поэтому в обстановке, когда кристаллы не перемещались. Учитывая непрерывность переходов от этих поздних к ранним генерациям, мы вправе предполагать и для этих последних аналогичные условия роста.

Известны также и равномернозернистые полнокристаллические породы основного состава в эффузивном залегании. В частности, по устному сообщению В.А. Ермакова, полнокристаллическими крупнозернистыми габбро сложены центральные части одного из базальтовых потоков Ключевской группы вулканов на Камчатке. Эти породы постепенно сменяются слабо раскристаллизованными разностями в приконтактных частях потока. Габбровые структуры отмечаются в центральных частях мезозойских базальтовых потоков Монголии. Во всех этих случаях в породе не отмечается признаков дробления и минералы находятся в тесном срастании. Здесь не проявлена кристаллогравитационная дифференциация. Из этих наблюдений очевидно, что в описываемых примерах кристаллы не транспортировались жидким расплавом, а росли в застывших уже потоках, не перемещаясь относительно друг друга и базиса.

Закристаллизованные флюидальные породы

Вулканические и субвулканические образования кислого, щелочно-кислого, реже среднего состава характеризуются во многих случаях флюидальной текстурой. Эта флюидальность макроскопически фиксируется чередованием полос и линз различной окраски. Мощность линз — от долей миллиметра до 1-2 см. Контакты между линзами обычно четкие, но не резкие, иногда постепенные. Чаще всего флюидальность отмечается в приконтактных частях тел, реже она наблюдается в центральных зонах. Ориентировка, как правило, совпадает в общем с простираем контактов, однако часто носит плейчатый характер, особенно в центральных частях тел. Переходы от приконтактных к центральным частям — постепенные.

Микроскопическое изучение показывает, что ленты-полосы, обуславливающие флюидальность, сложены либо стеклом, либо кристаллической породой близкого состава. Общая степень кристалличности увеличивается по направлению от контактов, однако в чередовании линз нет строгой закономерности: стекловатый прослой, например, может быть заключен между фельзитовым и аллотриоморфнозернистым прослоями, а закристаллизованная линза вмещаться серией стекловатых прослоев (табл. XII,4). При этом границы закристаллизованных линз изгибаются полностью в соответствии с изгибами других прослоев. Строение и состав приконтактных закристаллизованных зон соответствует породам центральных зон.

Отчетливая флюидальность описываемых образований показывает, что они сформировались из первоначально жидкого, текущего материала. Материал обладал высокой вязкостью, что вызывало гофрировку слоев. Наличие постепенных переходов от приконтактных зон к центральным позволяет предполагать, что в момент внедрения все тело сла-

галось этим материалом, разделенным на отдельные слои и линзы. Кристаллизация слоев и линз приконтактных зон, чередующихся со стекловатыми разностями, происходила после того, как произошло внедрение и затвердевание магмы. В противном случае мы должны были бы предположить, что, будучи закристаллизованными, слои и линзы магматического вещества текут и плейчато изгибаются в соответствии с флюидальностью, без нарушения сплошности и с четкими контактами.

Сходство структур и состава пород центральных и приконтактных зон при наличии постепенных переходов между ними позволяет предполагать близость условий их формирования. При этом поскольку магматический материал, выполняющий центральные части подобных тел и слагающий приконтактные их части внедрялся одновременно и его порции в дальнейшем не перемещались относительно друг друга, можно утверждать, что с момента затвердевания эндоконтактов в застывшем состоянии находились и центральные части тел. Кристаллизация всего расплава, как о том свидетельствует изучение эндоконтактов, началась после того, как последние застекловались. Следовательно, и центральные части тел кристаллизовались в застывшем субстрате.

Полнокристаллические породы

Полнокристаллические породы в объеме рассматриваемых магматических ассоциаций имеют ограниченное распространение. Они представлены гранитами, диоритами, габбро, сиенитами, граносиенитами, монзонитами, переходными разностями и слагают преимущественно гипабиссальные интрузии. Среди них выделяются равномернозернистые и порфиоровидные разновидности, причем последние обычно приурочены к эндоконтактам тел.

Полнокристаллические породы не изучались нами с той же полнотой, что неполнокристаллические образования, тем более что из-за тесного срастания минералов в этих породах выявление признаков роста их из застывшего субстрата объективно затруднено.

В то же время самое тесное и закономерное срастание одних и тех же минералогических фаз, наблюдаемое на различных уровнях эрозионного среза многих гранитоидных массивов, свидетельствует о том, что эти фазы не перемещались друг относительно друга в процессе роста. Структуры гранитоидов, по Риду (1949) получаются в результате того, что кристаллы при своем росте мешают друг другу свободно развиваться. Лагорио же еще в 1887 г. (Левинсон-Лессинг, 1940) говорил об образовании гранитной структуры вследствие быстрой кристаллизации **сильно переохлажденной массы**.

Одним из наиболее важных признаков роста кристаллов полнокристаллических пород из застывшего магматического вещества можно считать наличие непосредственных непрерывных переходов между подобными породами и неполнокристаллическими, для которых отсутствие перемещения кристаллов в период их образования было показано выше.

Косвенным признаком, сближающим некоторые полнокристаллические породы с неполнокристаллическими, является наличие в них скелетных форм выделения минералов, образующих сростания с другими минеральными фазами. Нами такие формы выделения минералов наблюдались в диоритах и габбро. Т.Г. Добрецова и Г.Л. Добрецов (1972) отмечают их в гранитах, а Уэйджер и Браун (1970) — в расслоенных интрузиях.

Значительный интерес для рассматриваемой проблемы представляют также наблюдения над некоторыми контактами. В тех случаях, когда интрузивная порода и вмещающие ее образования близки по своему типу, мы нередко имеем дело с нечеткими, как бы постепенными переходами между интрузивной породой и контактными роговиками. Между тем происхождение роговиков связано с кристаллизацией в твердом состоянии, что позволяет предполагать в подобных случаях аналогичный механизм образования и для изверженной породы. В качестве примера сошлемся на характер контактов интрузий гранитоидов и вмещающих туфолов липаритов, наблюдавшийся нами в береговых обнажениях приморского вулканического пояса. Туфолавы здесь представляют собой породы кислого состава, образовавшиеся при затвердевании магмы, насыщенной обломками кристаллов гранитных массивов (Фрих-Хар, 1973). В удалении от массивов форма минералов отчетливо обломочная, а цементирующая масса — стекловатая.

В экзоконтакте же внедряющихся гранитоидов эти породы претерпевают существенные изменения. Основная масса перекристаллизуется с образованием фельзитовой и гипидиоморфной структур, а обломки минералов регенерируются. В результате порода приобретает порфиорово-кристаллическое строение. Оно весьма сходно со строением эндоконтактных фаций массива, представленных порфиоровидными гранитами. Минералогический состав порфиоровых выделений эндо- и экзоконтакта оказываются тождественными ($P/_{30}$, кварц).

КРИСТАЛЛИЗУЮЩЕЕСЯ МАГМАТИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО — МАГМАТИЧЕСКОЕ СТЕКЛО

Выше мы описали петрографические наблюдения, свидетельствующие о том, что при образовании кристаллических фаз изученных магматических горных пород преимущественно эффузивной и субвулканической фаций отсутствует их перемещение относительно друг друга и вмещающей среды.

В то же время подобное перемещение могло бы наблюдаться, если бы среда была жидкой, так как удельный вес кристаллов разного вида различен и, как правило, отличается от удельного веса вмещающего субстрата. О масштабах подобного теоретически возможного перемещения свидетельствуют расчеты скорости движения кристаллической фазы в жидкости, выполненные по известной формуле Стокса

$$V = \frac{r}{g} gr^2 \frac{ds - dl}{\eta}$$

Таблица 2

Скорость осаждения (м/год) кристаллов в магме основного состава
(плотность магмы $d_e = 2,58$; вязкость 3000 пуаз) (по Уэйджеру и Брауну, 1970)

	Плагиоклаз				Оливин				Авгит				Титановый магнетит	
Плотность минералов d_s	2,68				3,7				3,28				4,92	
$d_s - d_e$	0,10				1,12				0,70				2,34	
Радиус зерен, мм	0,5	1,0	2,0	4,0	0,5	1,0	2,0	0,5	1,0	2,0	0,25	0,5	1,0	
Скорость осаждения, м/год	5,7	23	92	368	64	256	1024	40	160	640	3	134	535	

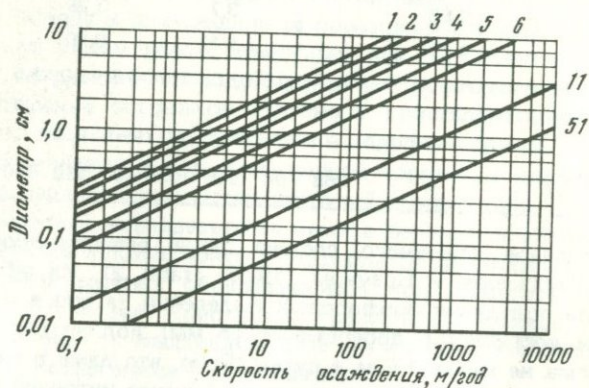
Для расплавов основного состава такие расчеты произведены, в частности, Уэйджером и Брауном (1970) (табл. 2). Из таблицы видно, что скорость осаждения порфириновых выделений (а они в изученных нами породах достигают в поперечнике 3-5 мм) должна составлять в подобной магме не менее 1-5 м в сутки. Ясно, что даже в изливающихся потоках, которые, по-видимому, остывают быстрее интрузий, перемещение кристаллов, если бы оно имело место, должно было бы фиксироваться.

Для магм кислого состава той же вязкости скорости осаждения главных породообразующих минералов сопоставимы со скоростями осаждения минералов основных магм в том случае, если радиус их зерен одинаков: разница $d_s - d_e$ для кварца 0,28, для микроклина 0,19, для альбита 0,25 (см. справочник "Физические константы горных пород и минералов"). В то же время размеры зерен порфириновых выделений и полнокристаллических пород, слагающих центральные части геологических тел кислого состава, как правило, больше кристаллов основных пород, достигая 5-10 мм в поперечнике (мы здесь не принимаем во внимание кристаллические фазы, замораживающиеся приконтактовым стеклом). В этом случае, по расчетам, скорость осаждения должна быть еще выше (в 1,5-6 раз).

Вместе с тем геологические вулканологические наблюдения и экспериментальные данные свидетельствуют об относительно высокой вязкости расплавов кислого состава. Шоу (Show, 1965) принимает вязкость гранитных расплавов, содержащих около 2% воды, равной 10^6 пуаз. Для этого случая по формуле Стокса им выполнены расчеты и построен график скорости осаждения кристаллов различного размера и состава (фиг. 6). Из расчетов вытекает, что например, зерно плагиоклаза диаметром 2 мм за 10000 лет должно опуститься в расплаве на 3 км. Учитывая то обстоятельство, что магма кислого состава преимущественно залегает в интрузивной фации, где остывание происходит медленно (Казанли и Ингерсон оценивают время остывания гипабиссальных массивов в сотни тысяч - миллионы лет), полученные результаты

означают, что перемещение кристаллов фиксировалось бы в кислых породах в случае, если бы кристаллизация осуществлялась в жидкой среде.

Несмотря на очевидную условность подобных расчетов, продиктованную ограниченностью наших знаний о вязкости природных расплавов, они в принципе показывают, что при становлении магматических тел процесс кристалло-гравитационной дифференциации должен был бы успеть проявиться всегда и независимо от состава расплава в случае, если бы кристаллизация осуществлялась в жидкости.



Фиг. 6. График скорости осаждения минералов в силикатном гранитном расплаве ($\rho = 2,3 \text{ г/см}^3$; $\eta = 10^6$ пуаз при различном размере частиц (Show, 1965)

1 — биотит, $\rho = 3,1$; 2 — роговая обманка, $\rho = 3,3$; 3 — щелочной полевой шпат, $\rho = 2,6$; 4 — плагиоклаз, $\rho = 2,7$; 5 — пироксен, $\rho = 3,4$; 6 — магнетит, $\rho = 5,2$; 4' и 5' — скорость осаждения плагиоклаза и пироксена в базальтовой магме, $\eta = 3 \cdot 10^3$ пуаз

Приведенные выше наблюдения о соотношениях структурных инградиентов пород позволяют заключить, однако, что среда кристаллизации и в субвулканическом, и эффузивном залежаниях обладала такой вязкостью, которая препятствовала движению в ней кристаллов под действием силы тяжести. На основании этих наблюдений можно утверждать, что в среде не происходило взаимного перемещения частиц. На примере эффузивных фаций видно, что слагающие ее тела не меняли самопроизвольно своей формы во время кристаллизации. Таким образом, указанная среда кристаллизации отвечает определению твердого тела¹.

Данная среда по составу относится к сложным силикатным системам и первоначально являлась акристаллической. Ее состояние, следовательно, может рассматриваться как застеклованное².

¹ "Твердыми телами называются тела, отличающиеся постоянством формы и объема" (Справочник по физике, 1964).

² Стеклом называются все аморфные тела, получаемые путем переохлаждения расплава, независимо от их химического состава и температурной области застывания и обладающие в результате постепенного увеличения вязкости свойствами механических твердых тел, причем процесс перехода из жидкого состояния в стеклообразное должен быть обратимым ("Бюллетень технической терминологии", вып. 23, 1938).

Известно, однако, что граница между высоковязкой силикатной жидкостью и твердым телом — стеклом является достаточно условной и не всегда уловима ни по вязкости, ни по внутренней структуре (Аппен, 1974). Тем более условна она по отношению к процессам, протекавшим многие миллионы лет назад. В то же время, возможность проследить при микроскопических исследованиях поведение кристаллической фазы в магме во время когда-то проявленных процессов дает формальный критерий для разграничения обоих этих состояний. Не вступая в противоречие с современными определениями состояния вещества, мы будем называть магму жидкой, когда перемещается погруженная в ней твердая, в частности кристаллическая фаза, и стекловатой — в том случае, когда такого перемещения твердой фазы в ней не отмечается. В соответствии с этими определениями полученные нами наблюдения о соотношении кристаллической фазы и субстрата позволяют высказать положение о росте кристаллов породообразующих минералов в застеклованном веществе — магматическом стекле.

Поскольку наблюдения касались кристаллических компонентов различной величины и сложности: кристаллитов, микролитов, вкрапленников, минеральных сростков, вплоть до макрообъемов — отдельных составляющих геологических тел, формирующихся на разных стадиях становления неполнокристаллической породы, мы вправе говорить, что подобное состояние существовало на всех этапах кристаллизации рассматриваемых образований.

Было показано также наличие ряда признаков кристаллизации без перемещения относительно вмещающей среды у полнокристаллических образований. Учитывая постепенные переходы между разнофазальными образованиями, свидетельствующие об отсутствии относительного смещения магматических тел, за счет которых формируются эти образования, можно предположить, что и полнокристаллические породы в ряде случаев формировались из подобного застывшего субстрата.

Таким образом, описанные в предыдущих разделах признаки, свидетельствующие об образовании кристаллических фаз в высоковязком силикатном субстрате, могут рассматриваться как показатели формирования кристаллов и их ассоциаций в магматическом стекле. О подобном течении процесса свидетельствуют, следовательно, следующие петрографические наблюдения: сферолитовая кристаллизация, наличие скелетных форм минералов, включение компонентов основной массы в порфировых выделениях, бахромчатый характер ограничений кристаллов, обрастание одного минерала рубашкой другого, чередование стекловатых и закристаллизованных линз в породах с флюидальной структурой, закономерное, выдержанное по вертикали и площади тесное срастание различных минералов.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ, ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЗАСТЕКЛОВАННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Для теоретической оценки полученного вывода о способе кристаллизации магматических пород воспользуемся материалами исследования искусственных силикатных систем. Подобные системы благодаря запросам промышленности изучены в настоящее время достаточно полно, а магматическое стекло может рассматриваться как один из видов силикатных стекол вообще. Для этих систем разработаны вопросы внутреннего строения стекол, их структурного соотношения с кристаллическими фазами, термодинамика кристаллизации и ее зависимость от физико-химических условий. Анализ этих данных позволяет говорить о закономерности предкристаллизационного стеклования силикатных (и в том числе магматических) расплавов, выявить условия, благоприятствующие успешной кристаллизации стекол, наметить аналоги между продуктами кристаллизации искусственных силикатных стекол и магматическими породами.

СТЕКЛОВАНИЕ ИСКУССТВЕННЫХ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ И ПОСЛЕДУЮЩАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СТЕКОЛ

Общие сведения о силикатных стеклах и их строении

Общая характеристика силикатных стекол и представления об их внутреннем строении изложены в ряде публикаций и ниже приводятся преимущественно на основе монографических работ А.А. Аппена (1974), А.И. Бережного (1966), М. Фандерлика (1964), Роусона (1970).

Стеклообразное состояние является одной из форм существования твердых тел, промежуточное между кристаллическим и жидким состоянием. Упругие свойства делают стекло сходным с твердыми кристаллическими телами; по отсутствию симметрии в структуре и изотропности оно идентично жидкостям. Одной из основных физических характеристик стекол является вязкость. Принято считать, что вещество находится в стеклообразном состоянии, если значение его вязкости лежит в пределах $10^{7,6} - 10^{17}$ пуаз. При этом интервал с величиной η от $10^{7,6}$ до $10^{10,6-12}$ пуаз обычно обозначается как область трансформации или размягчения. Нижней границей области размягчения стекла в условиях нагревания считают температуру начала исчезновения хрупкости. Верхней границей этой области принимают температуру текучести, при которой исчезают последние признаки твердого состояния (например, остаточная способность к обратимым деформациям при малых нагрузках).

По современным представлениям структура стекол, занимая промежуточное положение между жидкостями и кристаллическими телами, в значительной степени упорядочена (Уббелоде, 1969; Бакли, 1954; Белов, 1960). Упорядоченность возникает еще в расплаве, начиная с критической температуры, и в стекле является уже достаточно высокой (Ботвинкин, 1971). Важно подчеркнуть, что характер упорядоченности стекол отвечает кристаллическим фазам соответствующих систем.

Заключение о подобном характере упорядоченности стекол вытекает из результатов изучения их различными современными физическими методами. Так, расположение дифракционных полос на рентгенограммах, получаемых от стеклообразных веществ, находится в соответствии с расположением наиболее интенсивных линий, получаемых от тех же веществ в кристаллическом виде, хотя в случае стекла линии имеют диффузионный характер. Например, максимумы кристобалита и кварцевого стекла расположены примерно одинаково. С повышением температуры и увеличением продолжительности нагревания образцов стекла появляются новые максимумы на кривых интенсивностей рассеянных лучей; вместе с тем увеличивается и резкость максимумов — дифракционная картина становится все более резкой и приближающейся к дифракционной картине кристобалита.

Сходные результаты дает изучение инфракрасных спектров поглощения пропускания и отражения кристаллических и стеклообразных силикатов. Аппен указывает, что стекла и кристаллические силикаты дают сходные спектры у обширного класса веществ.

А.Г. Власов, А. Венедиктов и др. (1971) изучали кристаллические и стеклообразные неорганические соединения $\text{Si}_2 \cdot \text{GeO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$. Наблюдается сходство инфракрасных спектров отражения некоторых кристаллических модификаций, образовавшихся в результате отжига стекла и исходных стекол. Авторы приходят к заключению, что в системе имеются упорядоченные группировки, характеризующиеся структурой, сходной с таковой этих кристаллов, и эти группировки являются ведущими. В дальнейшем структурные группировки, которые существовали в исходном стекле, в результате тепловой обработки превращаются в кристаллы того же состава и строения. Спектроскопическое исследование процесса синтеза стекол показывает, что за структуру расплава и стекла в основном ответственны те соединения, которые образовались из шихты при ее нагревании и которые существовали в момент, предшествующий плавлению.

Результаты исследования методом Фурье подтверждают, что и стекла, и отвечающие им кристаллы окислов SiO_2 , а также GeO_2 , B_2O_3 составлены из сходных взаимно связанных полиэдров. Как в стеклообразной, так и в кристаллических формах SiO_2 , каждый атом кремния окружен четырьмя атомами кислорода, а каждый атом кислорода связан с двумя атомами кремния и, следовательно, является общим для двух соседних тетраэдров.

Спектры комбинационного рассеяния света показывают, что, например, для стекол системы $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{SiO}_3$ наблюдается такой же, как и для случая твердых растворов, прерывисто непрерывный переход от структуры стеклообразного кремнезема к структуре метасиликата NaSiO_3 . При этом в стекле, равно как и в соответствующих кристаллах, ионы натрия распределены в каркасе статистически.

Электронная микроскопия, рассеяние рентгеновских лучей под малыми углами, релеевское рассеяние света позволили выявить в ряде стекол, в том числе и силикатных, микронеоднородности, размеры которых

зависят от состава системы и ее термического прошлого. Составы этих микрофаз (Фогель, 1960) стремятся к составу определенных химических соединений.

Данные о структурной неоднородности стекол являются основой разрабатываемой в настоящее время теории стекла. По А.А. Аппену (1974), существует три главных направления в разработке такой теории, имеющих, однако, сходные представления по некоторым положениям. В 1921 г. А.А. Лебедев предположил, что силикатное стекло представляет собой агрегат высокодисперсных кристалликов (кристаллитов), среди которых преимущественно развиты кристаллики кварца. Последующие исследования показали, что структура силикатных стекол не может рассматриваться просто как скопление субмикрорекристаллических образований различных силикатов и кремнезема, скрепленных аморфными прослойками. Под кристаллами теперь понимают микрообласти с деформированным упорядоченным расположением атомов, несущие черты соответствующих кристаллических решеток.

Эти представления уже близки основным положениям другой модели — непрерывной аморфной структуры стекла, основы которой были высказаны Захариансеном в 1932 г. Согласно этой модели, атомы в стекле образуют трехмерную решетку, которая, однако, в отличие от решетки кристаллов не симметрична и не периодична. Основой решетки в силикатном стекле являются кремнекислородные тетраэдры SiO_4^{-4} . Между ними в стекле существуют "дыры", заполняемые катионами, уравновешивающими валентность. Ввиду отсутствия в решетке периодичности и симметрии эти "дыры", а следовательно, и заполняющие их катионы, распределены статистически. Связь между частицами, согласно этой модели, как полагает, например, В.П. Прянишников (1971), имеет ковалентную природу. Автор исходит из того, что стеклообразующими элементами являются В, Si, Ge, P, As, O, Se, S и Te (удовлетворяющие формальным условиям Захариансена). Для первых шести элементов характерно наличие во внешней оболочке двух или трех электронов на $2p$ -, $3p$ - и $4p$ -орбиталях (для бора в валентном состоянии), а для остальных — наличие четырех электронов на p -орбиталях. Эти p -электроны склонны к гибридизации с s -орбиталями того же главного квантового тела, что приводит к образованию ковалентных связей с $2p$ - и $2s$ -электронами атомов кислорода. Вследствие сложной sp -гибридизации $2p$ - и $2s$ -орбиталей кислорода с участием пустых p - или d -орбиталей металлов, образуются дополнительные донорноакцепторные $p_{\pi} - p_{\pi}$ и $d_{\pi} - p_{\pi}$ связи. Именно в этом, а не в больших размерах двухзарядного аниона O^{2-} заключается исключительно важная роль кислорода в стеклах и силикатах.

В результате в стекле существуют структурные группы типа MO_4 или M_2O_7 с индивидуальными межатомными расстояниями, углами $\text{M}-\text{O}-\text{M}$ и энергиями связи, отличающимися от таковых в кристаллическом состоянии.

Третья модель — аморфной дифференцированной структуры стекол — исходит из представления о том, что стекла нельзя считать вполне однородными системами. Силикатные стекла, согласно этой модели, построе-

ны из прочного кремнеземистого скелета и пропитывающей его второй фазы — силикатов щелочных и щелочно-земельных металлов. Размер частиц регулируется различными термическими режимами, а состав их стремится к составу определенных химических соединений.

В типичных силикатных стеклообразующих системах процесс подобной дифференциации в стекле не доходит до расслаивания, но образование микроучастков различного состава представляется реальным явлением.

Как видим, все модели строения стекла исходят из предположения внутренней неоднородности и подобия структуры стекла структуре соответствующих по составу кристаллических образований. Это обстоятельство позволяет считать застеклованное состояние благоприятным для образования кристаллов и объясняет наблюдаемую высокую кристаллизационную способность многих силикатных стекол.

Предкристаллизационное стеклование силикатных расплавов

Согласно классической теории Г. Таммана (1935), стекло не имеет особого поля на диаграмме состояния (фиг. 7). Стекло, как переохлажденная жидкость, будучи термодинамически неустойчивым, занимает поле кристаллического состояния. На диаграмме фиг. 7 стеклообразное состояние переохлажденной жидкости отвечает полю o/Qfu . Температура, при которой стекло размягчается, изменяется с ростом давления по кривой lQf . В поле o/Qfu стекло неустойчиво, но кристаллизация его может не проявиться из-за действия кинетических факторов.

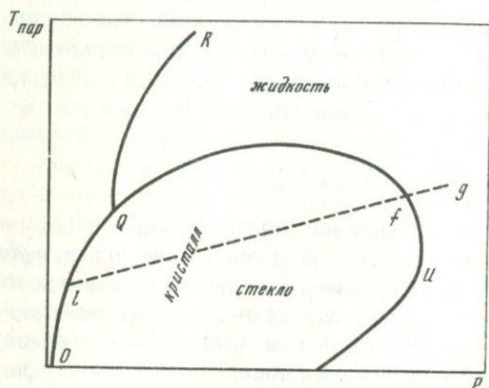
По Г. Тамману, стеклообразное состояние все же должно быть стабильным при температурах и давлениях, лежащих вправо от отрезка lQf и ниже lf . Здесь находится область устойчивого стеклообразного состояния, которое, однако, не ограничено кривой равновесия с полем жидкого состояния, и имеет место непрерывный переход из жидкого в стеклообразное состояние. Существует ли в действительности такая область, экспериментом не проверено.

Как известно, любая система самопроизвольно развивается в направлении структурного упорядочения и уменьшения внутренней энергии. Магматический расплав должен в соответствии с этими общими законами термодинамики стремиться к закристаллизованному состоянию, притом такому, в котором его внутренняя энергия окажется минимальной. На этом пути он будет проходить ряд промежуточных стадий, энергия которых меньше первоначальной энергии расплава и больше энергии стабильно раскристаллизованной породы. Одной из таких стадий наряду со стадиями, фиксируемыми образованием неустойчивых минералов, является стеклообразное состояние. Это состояние по степени упорядоченности и величине энергии занимает промежуточное положение между собственно расплавом (жидкостью) и кристаллическим агрегатом.

В. Оствальд установил эмпирическое правило, согласно которому превращения в неустойчивой системе происходят последовательно, шаг за шагом. Это правило имеет исключения, однако наиболее применимо оно к силикатным системам. Проявление его тем более обязательно,

если последовательные стадии отделены одна от другой некоторым энергетическим барьером. Подобные барьеры и ограничиваемые ими минимумы внутренней энергии фиксируются и на диаграммах перехода из стеклообразного в кристаллическое состояние (фиг. 8). Таким образом, прохождение расплавом застеклованной стадии является термодинамически закономерным шагом.

Предрасположенность силикатных систем к стеклованию определяется также особенностями строения кристаллов силикатов. Как известно (Белов, 1960), основу последних составляют сложные комбинации



Фиг. 7. Диаграмма состояния твердого тела (По Г. Тамману, 1935)

тетраэдров $[\text{SiO}_4]$ (иногда место Si занимает Al) для силикатов первой главы с мелкими катионами Mg^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} либо спаренных тетраэдров $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ для силикатов второй главы с крупными катионами — Na^{1+} и Ca^{2+} . Иногда эти комбинации представляют собой островные конечные группы, бесконечные непрерывные цепочки и ленты, двухмерные сетки, трехмерные сетки разнообразных мотивов. При охлаждении и структурировании силикатных расплавов как раз и возникают подобные комбинации, что является необходимым условием образования кристаллов силикатов и, естественно, предшествует этому последнему процессу. Вместе с тем оформление указанных сложных полимерных образований в расплаве должно приводить к резкому возрастанию вязкости и как результат — к стеклованию расплава.

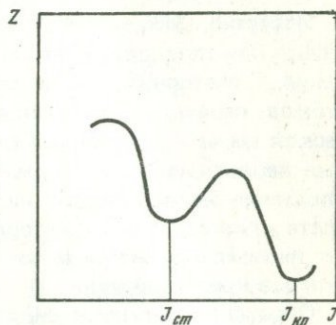
Большое значение имеет и природа катиона. При равном заряде катионы с большим радиусом должны способствовать стеклованию, так как в этом случае ослаблено их отталкивание от катиона Si^{4+} .

Результаты экспериментов находятся в полном соответствии с этими положениями. Установлено, что силикатные расплавы относятся к категории веществ, которые при нормальных условиях обладают в интервале температур кристаллизации высокой вязкостью и легко застекловываются. Установлено также, что чем сложнее структура кристаллического силиката, тем легче застекловывается его расплав. Можно заключить поэтому, что возрастание вязкости обусловлено степенью полимеризации расплава. В ряду метасиликатов способность к стеклованию резко возрастает при переходе от катионов с малым радиусом к ка-

тионам с большим радиусом (например, от Li_2SiO_3 к Na_2SiO_3 и K_2SiO_3). Расплавы смесей компонентов, способных к стеклованию, ведут себя различно, однако по большей части усложнение состава системы увеличивает ее склонность к стеклованию. Наконец, следует отметить резкое возрастание вязкости силикатных расплавов и их стеклование при быстром переохлаждении, а в некоторых случаях и при возрастании давления (Бриджмен, 1935).? С возрастанием P вязкость резко возрастает!

В то же время в системах с высокой кристаллизационной способностью стадия стеклования зачастую не фиксируется прямыми наблю-

Фиг. 8. Принципиальная схема изменения свободной энергии микрообъема системы при флуктуационном акте перехода из стеклообразного в кристаллическое состояние в изотермических условиях (по В.Н. Филипповичу) / ст. — равновесное стеклообразное состояние, / кр. — равновесное кристаллическое состояние



дениями. Сказанное не означает, однако, что в данном случае эта стадия действительно не проявляется. Т.Д. Андрухина (1965) в подобных системах установила промежуточное состояние между жидким расплавом и кристаллическим веществом, которое по комплексу признаков может быть определено как стекло. Как правило, это состояние является кратковременным.

Существуют показатели прохождения стадии стеклования и при обратном течении процесса. Так, некоторые данные по плавлению силикатов могут быть интерпретированы как показатели прохождения системой стекловатой стадии перед расплавлением. Дей, Аллен и Иддингс (Эйтель, 1962) исследовали плавление альбита. Его нагревали в течение нескольких часов при температуре 1250° (на 150° превышающей точку плавления минерала). При этом наблюдались лишь медленное, заторможенное плавление в виде постепенных образований изотропных участков среди остаточных анизотропных кристаллов. Эти участки не обладают подвижностью жидкости, однако лишены и анизотропии кристаллов. Отмеченные свойства, а также постепенность переходов к остаткам кристаллов позволяют рассматривать их как стекловатую форму состояния вещества.

Более поздние работы позволили обнаружить подобное промежуточное стеклообразное состояние, возникающее при плавлении, и у других порообразующих минералов (Роусон, 1971; Диков, 1975).

Таким образом, основные положения термодинамики, современные представления о соотношении структуры расплавов и кристаллизующихся из них фаз, экспериментальные данные свидетельствуют о необходи-

мом прохождении силикатными системами стадии стеклования при охлаждении. Этому выводу, как будто противоречат наблюдения над магматическими горными породами, которые в большинстве своем являются кристаллическими образованиями. Однако это противоречие является кажущимся. Оно легко устраняется, если вспомнить, что теория процесса кристаллизации силикатных систем и экспериментальные исследования предполагают возможность их успешной кристаллизации именно в застеклованном состоянии.

К теории кристаллизации силикатных стекол

Известно, (Эйтель, 1962) что ни один минерал не может кристаллизоваться при температуре выше точки его плавления. Однако и точка плавления — состояние кинетического равновесия, определяющееся числом атомов, переходящих за определенную единицу времени из кристаллической фазы в изотропный расплав и равным его числом атомов, которые перестраиваются из расплава в кристалл. Следовательно, в точке плавления не происходит ни спонтанного образования зародышей, ни роста кристалла: оба фактора кристаллизации здесь равны нулю. Только переохлаждение вызывает рост кристаллов и образование новых центров кристаллизации.

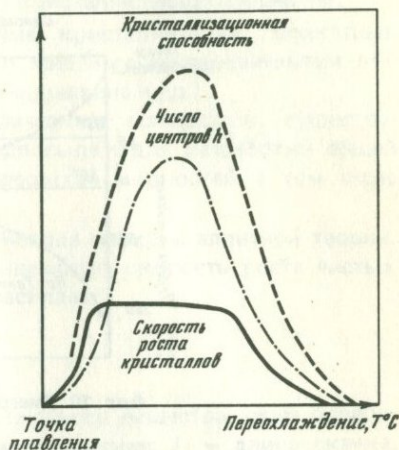
Обращаясь теперь к силикатным расплавам, приходим к выводу, что законы кристаллизации для них — законы кристаллизации стекол. Это следует из того, что переохлаждение этих расплавов должно вызывать их стеклование.

Изучением законов, управляющих кристаллизацией переохлажденных жидкостей, занимались Тамман и сотрудники (1935). Был установлен общий характер зависимости кристаллизационной способности от степени переохлаждения (фиг. 9). Кристаллизационная способность есть функция двух факторов: спонтанного образования центров кристаллизации, измеряемого числом спонтанно образующихся зародышей в единице объема в единицу времени при заданной степени переохлаждения и скорости кристаллизации, определяющейся ростом центров кристаллизации в миллиметрах в единицу времени. Максимум скорости кристаллизации обычно острее максимума числа центров. Чем больше относительная скорость кристаллизации, тем более плоским оказывается ее максимум. Если скорость кристаллизации велика, то можно ожидать, что максимум ее не изменится в области температур от 20 до 70° ниже точки плавления. Если наложить друг на друга кривые спонтанного образования зародышей и скорости кристаллизации в зависимости от переохлаждения, то полученная кривая кристаллизационной способности будет иметь максимум, соответствующий оптимальным условиям кристаллизации. Во всех случаях он будет находиться ниже температуры плавления. Чтобы установить состояние оптимальной кристаллизации, весьма существенно поддерживать достаточно крутой температурный градиент в переохлажденном расплаве.

Температурное поле, в котором происходит зарождение кристаллов, называется метастабильным, а то, в котором достигает максимума ско-

рость кристаллизации — лабильным. Для авгита, например, соотношение этих полей приведено на фиг. 10 (Харкер, 1909), заимствованной у Тирреля (1932). Из этой фигуры видно, что у разных исследователей нет единого мнения в определении границ полей для данного соединения. Подобное положение существует и в отношении многих других веществ, особенно силикатов сложного состава.

Известны различные представления о механизме кристаллизации. А.И. Бережной (1966), согласно Клеберу, считает, что образование центров кристаллизации является кинетическим процессом и зависит от



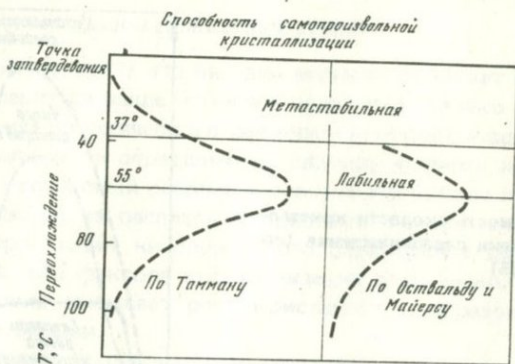
Фиг. 9. Зависимость скорости кристаллизации от степени переохлаждения (по Т. Тамману, 1935)

двух основных факторов: 1) собственно работы образования центра, т.е. энергии, затрачиваемой на образование центра при условии, что все строительные элементы, составляющие центр, уже находятся на месте его возникновения; 2) энергии активации, которую необходимо затратить, чтобы доставить строительные элементы к месту возникновения центра. Если строительные элементы центра уже находятся на месте его возникновения, например, в результате предкристаллизационного микрорасплаивания, то работа образования центра становится весьма малой. Кроме того, протекание самого процесса гомогенного образования центров облегчается, если выделяющиеся по всему объему микроучастки рассеяния имеют одинаковый с центром стехиометрический состав и одинаковую величину. Важную роль предкристаллизационной метастабильной ликвации подчеркивал и В.И. Филлипович (1963), а, как известно, признаки подобной ликвации проявляются широко в силикатных стеклах при температурах ниже ликвидусных. Этот автор указывает, что образование упорядоченных микрообластей с составом будущих кристаллов способствует кристаллизации.

По В. Фогелю (1960), ячеистовидная агрегация стекол в виде микроучастков-микрокапель однородных ионов представляет собой закономерную начальную ступень и предварительное условие кристаллизации. Структура каплевидных областей характеризуется большей степенью упорядоченности, чем структура окружающей их стекловидной фазы,

а состав каплевидной стеклофазы стремится к составу устойчивых кристаллических соединений.

Дальнейшую ответственность за кристаллизацию несут катионы. По Н.В. Белову (1960), не кремнекислородные радикалы, но именно катионы, обычно укладываемые просто в стержни, являются строительной основой силикатов, к этим основным конструкциям приспосабливаются прочные, но отнюдь не жесткие, кремнекислородные радикалы. Если катионы имеют достаточно высокие силы поля, то их упорядочение может привести к образованию центров кристаллизации внутри каплеобразных областей.



Фиг. 10. Диаграмма кристаллизации авгита

При введении в стекла катализаторов максимальная свободная энергия образования центров кристаллизации намного ниже, чем в случае гомогенной кристаллизации, поэтому скорость ее в присутствии катализатора значительно выше. Этим обстоятельством широко пользуются при производстве ситаллов.

Таким образом, по современным представлениям кристаллизации должна предшествовать определенная структурная подготовка системы. Эта подготовка заключается в образовании структурных неоднородностей, по составу и строению приближающихся к возможным кристаллическим фазам.

Для силикатов процесс кристаллизации должен быть тесно связан со стеклованием систем. Как уже указывалось выше, основу всех породообразующих силикатных минералов составляют сложенные крупными ионами кремнекислородные радикалы. Нарастающая при охлаждении расплава полимеризация, агрегация кремнекислородных ячеек, подготавливая систему к кристаллизации, вызывает, по О.К. Ботвинкину (1960), увеличение вязкости расплава, степень его стеклования. Порядок последующей кристаллизации определяется энергией активации различных катионов, соединяющихся с кремнекислородной матрицей в кристаллы. Этот порядок, вычисленный теоретически и проверенный экспериментально (Евстропьев, 1970), находится в соответствии с эмпирически устанавливаемыми для большинства магматических пород порядком кристаллизации минералов.

Скорость кристаллизации будет зависеть в первую очередь от диффузионной способности тех же катионов. Поскольку кристаллохимическая основа большинства кристаллических фаз силикатных систем — матрица кремнекислородных радикалов создается еще на стадии стеклования, нет нужды в последующих значительных перемещениях крупных ионов Si и O в процессе кристаллизации. Относительно небольшие ионы металлов, обладая высокой подвижностью, могут в то же время обеспечить высокую скорость кристаллизации стекол. Эта скорость бывает настолько высока, что нарушает часто технологический процесс получения стекол даже для специально подбираемых плохо кристаллизующихся систем.

Подобные представления о механизме кристаллизации силикатных систем развиваются в настоящее время многими исследователями стекол (О.К. Ботвинкин, Ю.П. Диков, Т.Д. Андрухина и др.).

Одновременно с обширным эмпирическим материалом существует и целый ряд работ, создающих предпосылки для разработки общей теории кристаллизации из переохлаждающихся жидкостей, в том числе и стекол.

У. Хиллинг и Д. Тернбулл (1959), исходя из кристаллитной теории, предлагают следующую формулу, описывающую скорость роста чистых кристаллов (V) из переохлажденного расплава:

$$V = \frac{D\Delta S\Delta T}{lKT},$$

где D — коэффициент диффузии для переноса вещества через поверхность раздела, ΔS — молярная энтропия плавления, l — длина скачка, совершаемого молекулой по нормали к поверхности раздела, T — температура. Для силикатов ΔS имеет относительно высокие значения, что и предопределяет высокую скорость их кристаллизации при переохлаждении. Приведенная формула, так же, как и упрощенная $V = A \cdot \Delta T^{1,75 \pm 0,5}$, где A примерно пропорционально текучести, по Хиллингу и Тернбуллу, применимы лишь к слабо переохлажденным расплавам. Однако изучение силикатов показало (Роусон, 1970) их удовлетворительное соответствие всему интервалу кристаллизации. В последнем выражении, как видим, возрастание второго множителя с ростом переохлаждения должно идти более быстрыми темпами, чем уменьшение первого:

Математическую модель процесса кристаллизации стекла на основе решеточно-полимерно-дырочной теории жидкостей и релаксационной теории застеклованного расплава предлагают П. Гуцов, И. Константинов, Р. Капшев (1971).

В случае кристаллизации переохлажденного расплава температурную зависимость пересыщения $\Delta\mu$, являющегося термодинамической движущей силой кристаллизационного процесса, можно определить из

$$\Delta\mu = T_m S \Delta S(T) dT, \quad (1)$$

где $\Delta S(T)$ — разница мольных энтропий переохлажденного расплава и соответствующего кристалла при температуре T , T_m — абсолютная температура плавления. При малых переохлаждениях $\Delta S(T) \approx \text{const} = \Delta S_m$,

где ΔS_m — мольная энтропия плавления, т.е. из (1) получаем широко используемую формулу

$$\Delta\mu = \Delta S_m (T_m - T) = \frac{\lambda_m}{T_m} \Delta T, \quad (2)$$

где с помощью $\frac{\lambda_m}{T_m} = \Delta S_m$ вводится мольная теплота плавления λ_m , а $\Delta T = T_m - T$ — переохлаждение.

Однако при переохлаждениях, обычно необходимых как для кристаллизации простых и полимерных стеклообразующих расплавов, так и для самого процесса стеклования, приближение (2), которое использует максимальную величину $\Delta S(T)$, явно включает в себя некую погрешность.

Авторы выводят следующую формулу для уже застеклованного расплава:

$$\Delta\mu_{\text{ст}} \approx \frac{1}{3} \Delta S_m (T_g - T) + \frac{2}{9} \Delta S_m T_m, \quad (3)$$

где T_g — температура, при которой стеклуется расплав на практике. Уравнение (3) показывает, что пересыщение в застеклованном расплаве во всем интервале от T_g до абсолютного нуля всегда выше, чем в соответствующем фиктивном равновесном расплаве при той же самой температуре. Авторы далее приходят к выводу, что критический зародыш в застеклованном расплаве при $T = T_g$ всегда меньше, чем наименьший зародыш в равновесном переохлажденном расплаве. Это определяет более высокую предрасположенность к кристаллизации стекол в сравнении с расплавом. Сказанное означает, что при температурах $T < T_g$ каждый зародыш равновесного расплава мог бы расти в замороженном при T_g стекле, если бы не было кинетических затруднений.

Преодолению этих последних в значительной мере может способствовать отвечающее кристаллическим фазам структурирование стекла, а также создание особых, благоприятных для кристаллизации стекол условий.

Условия кристаллизации и свойства закристаллизованных искусственных стекол

Процесс перехода стекла в кристаллическое состояние называется девитрификацией, расстеклованием или затуханием. По М.А. Безбородову (1939), расстеклование выражается в образовании так называемых камней, форма которых почти всегда подчинена определенной закономерности роста. Они могут представлять собой отдельные кристаллы, разбросанные в разных участках стеклянной массы, имеющие различную величину. Иногда кристаллы могут образовать значительные скопления, собираясь в группы и пучки, нагромождаясь то полосками, то сплошной массой в стекле. Часто они переплетаются наподобие войлока, шерсти или сетки. Иногда под микроскопом обнаруживается скопление кристаллов, состоя-

щих из отдельных палочек. Отмечается разнообразие форм минералов при кристаллизации стекла. По В.П. Кузнецову (1953), даже для одного и того же сорта стекла и в одном и том же куске получаются различные кристаллы, перемежающиеся между собой. Например, в кусках обыкновенного оконного или бутылочного стекла часто встречаются сферокристаллы диаметром около 3 см и между ними размещены редкие шестигранные пластинки толщиной около 1 мм и диаметром 3 мм.

Кристаллизация стекол может явиться нежелательным эффектом, и с этим явлением вынуждены считаться во многих отраслях промышленности.

В других случаях свойство стекол кристаллизоваться используется специально и направленно. Во многих странах развивается производство каменного литья, кристаллических стекол — ситаллов, отличающихся высокими механическими и термическими свойствами, химической стойкостью, очень малым коэффициентом расширения. В настоящее время разработаны методы, позволяющие ускорять процесс кристаллизации стекол, проводить его в нужном направлении.

Ниже приводится краткий литературный обзор, в котором отмечены свойства искусственных силикатных стекол, благоприятствующие их кристаллизации, и общие закономерности этого процесса. Эти признаки в той или иной степени характеризуют весь класс силикатных искусственных стекол — и ситаллы, и шлаки, и каменное литье. Здесь не анализируются особенности их проявления в зависимости от вида стекол и в соответствии с этим используются примеры самого различного состава.

Наиболее же близки к естественным горным породам продукты кристаллизации каменного литья — стекол, отвечающих по составу некоторым преимущественно основным, их разностям. Дополнительные сведения по кристаллизации каменного литья проводятся отдельно.

Обобщение указанных данных представляется необходимым для сопоставления с соответствующими свойствами естественных горных пород.

Составы кристаллизующихся стекол. Ситаллообразующие (кристаллизующиеся) составы силикатных стекол принадлежат в общем случае к системе $\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{RO} (\text{R}_2\text{O}_2)$, где $\text{R} = \text{Li, Mg, Ca, Ba, Sr, Fe, Co, Mn}$ и др. Наличие примесей, по Роусону (1970), резко увеличивает скорость кристаллизации силикатных стекол. Та, например, скорость кристаллизации натриево-силикатных стекол, содержащих 0,3—1,4 вес. % Na_2O , оказывается в 20—30 раз выше скорости кристаллизации чистого кремнезема. Небольшое содержание других металлов также может увеличить скорость расстекловывания. Например, стекла, содержащие Al_2O_3 , кристаллизуются значительно быстрее чистого стеклообразного кремнезема. Интересно отметить, что в этой системе быстрее всего кристаллизовались стекла с наибольшей вязкостью. Особо подчеркивается роль TiO_2 , который не только вызывает или усиливает ликвацию стекла, но и воздействует на его структуру, резко повышая кристаллизационные свойства хотя бы одной из образующих стеклофаз (Павлушкин, Ходаковская, 1972). В качестве катализаторов кристаллизации стекла применяются также тонкодиспергированные золото, серебро, платина, окислы хрома, церия, ванадия, никеля, циркония,

Таблица 3

Составы кристаллизующихся стекол (по Хану и др., 1972)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO
43,1	0,1	11,2	2,8	2,0	2,2
47,2	0,4	15,0	1,4	5,0	5,8
52,3	0,3	11,0	1,6	—	2,6
49,7	0,2	10,3	2,2	3,2	2,4

некоторые сульфиды тяжелых или переходных металлов, а также их фтористые соли.

Другой особенностью состава стекол, подверженных кристаллизационным процессам, является их соответствие на диаграммах состояния тем концентрационным участкам, где наблюдаются ликвационные явления либо относительно ярко выраженная тенденция к этим образованиям или же близким к области расщепления участкам (Торопов, 1963).

Структуры закристаллизованных стекол. Петрография многих типов технических камней подробно описана в монографии Д.С. Белянкина и других (1952). Наиболее характерные структуры каменного литья классифицировал В.А. Мовлев (по Б.Х. Хану и др., 1969). Здесь различаются стекловатая (до 30% кристаллической фазы по объему), полустекловатая (30—70% кристаллической фазы), полукристаллическая (70—80% кристаллической фазы), кристаллическая (90—95% кристаллической фазы) структуры. По форме кристаллических образований закристаллизованных силикатных стекол различают сферолитовую, дендритовую, шестоватую, сноповидную, спутанно-волоконистую призматическую, идиоморфную. По относительным размерам выделяют равномернокристаллическую и порфировую структуры.

По заключению Н.А. Торопова (1963), исследование реальных шлаковых структур не дает оснований рассматривать их как результат многоэтапной кристаллизации. Вся кристаллизация минерала определенного вида осуществляется посредством собирания диффузией вещества этого минерала вокруг центров, возникающих в течение первого этапа кристаллизационного процесса. В результате возникает структура, где скелетные кристаллы одной фазы вырастают в скелетные кристаллы второй фазы. При этом структура принимает не столько порфировый, сколько так называемый импликационный характер. Аналогичные выводы мы находим у Д.С. Белянкина и В.В. Лапина (1956), Д.С. Белянкина и Н.А. Торопова (1956). Д.С. Белянкин и В.В. Лапин (1956) отмечают несоответствие наблюдаемых структур теоретической эвтектоидной модели, разработанной Д.А. Ранкиным и Ф.К. Райтом для системы $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$. Для шлаков характерны одноприемная кристаллизация порфировых вкрапленников; дифференциация основной массы с выделением мономинерального остатка; микропегматитовая структура неэвтектического состава; явления

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
0,4	20,8	15,3	1,4	0,8	100,1
0,2	11,6	11,3	1,7	0,4	100
0,6	7,3	19,8	2,0	2,5	100
0,3	8,7	21,3	1,2	0,5	100

неравновесия, а также отсутствие явлений резорбции при ликвации теоретических неравновесий.

В плохо раскристаллизованных стеклах отмечаются структуры с линейно ориентированными микролитами. По мнению А.А. Лебедева (1963), эти структуры объясняются тем, что появление зародышей кристаллов происходит еще в тот период варки, когда стекло обладает заметной вязкостью. Структуры обтекания, напоминающие флюидальные, получаются в результате искусственного роста в стекле отдельных вкрапленников.

Кроме того, стекла обладают векториальными анизотропными свойствами под действием внешних и внутренних напряжений. Это сказывается и на особенностях кристаллизации. Так, А. Кундт (Kundt, 1881, по Эйтелю, 1962) показал, что от трения или растяжения поверхность стекла может стать анизотропной, в этом случае на ней наблюдается ориентированная кристаллизация.

Формы минералов закристаллизованных стекол. Среди скелетных форм кристаллических образований, возникающих в стекле, различают сферолитовую, дендритовую, сноповидную. При больших температурах и времени выдержки некоторые минералы кристаллизуются в виде призматических форм, а иногда в виде идиоморфных образований. В частности, для пироксенов из стекол маложелезистых базальтов авторы описывают столбчатые формы. Тонкими исследованиями устанавливается, что в случае кристаллизации стекла границы минералов имеют часто дендритовые формы. Б.Х. Хан, О.П. Шаркин, А.Н. Пилянкевич (1972) выявили с помощью электронного микроскопа характер границ пироксена и стекла. Для экспериментов использовались материалы, близкие к составу основных изверженных пород (табл. 3).

Материалы плавилась при 1430–1520⁰, при охлаждении их создавались условия для получения структур со значительным содержанием стеклообразной составляющей. Авторы установили, что в литых стеклокристаллических материалах четко проявляется на границе кристаллическая фаза — стеклодендритовая форма кристаллизации моноклинного пироксена. Между дендритами присутствуют прослойки стеклообразной фазы толщиной 0,1–0,2 мм. На границе кристалл-стеклофаза не обнаружено особых проявлений микронеоднородности. В самой же стеклообразной фазе отмечаются неоднородности.

Зависимость кристаллизации стекол от физико-химических условий.

Степень кристалличности искусственных силикатных стекол зависит от ряда физико-химических факторов.

Выше мы уже указывали, что наибольшая способность к кристаллизации проявляется стеклами в определенном температурном интервале, лежащем несколько ниже температуры ликвидуса. Выше и ниже этого интервала, различного для каждого стекла, кристаллизация крайне замедлена.

Высокая степень кристалличности стекол достигается при отжиге в субсолидусном температурном интервале. В частности, Б.Х. Хан, И.И. Быков и др. (1969) пишут, что полнокристаллическое каменное литье получается лишь в результате вторичной кристаллизации отливок в условиях субсолидусных температур.

Пример кристаллизации шлаков описывают В.В. Лапин и И.П. Соловова (1968). Доменный шлак состава (в %): SiO_2 — 37,6, TiO_2 — 0,53, Al_2O_3 — 12,3, FeO — 0,5, CaO — 40,4, Na_2O — 1,0, K_2O — 1,1, S — 0,7 расплавляли при 1430° и затем закаляли, гомогенность стекла контролировали. Полученное стекло мелко растирали, помещали в корундовые тигли, выдерживали при различных температурах в интервале 800 — 1150° , лежащих ниже температуры плавления (при этих температурах шлак не реагирует с корундом).

Стекло начинает кристаллизоваться при 850° , хотя единичные кристаллические образования в стекле можно обнаружить уже при 805° . При 875°C весь объем стекла оказывается охваченным кристаллизацией и при дальнейшем повышении температуры происходит некоторое укрупнение ранее выделившихся фаз. Наблюдается некоторое различие в фазовом составе стекол, закристаллизованных при различных температурах.

А.И. Августиник (1960) описывает кристаллизацию стекла, отвечающего по составу литиевой слюде, теннолиту ($2\text{MgO}\cdot 4\text{SiO}_2\cdot \text{KF}\cdot \text{LiF}$). Температура плавления этого соединения равна 1210° . Используя инфракрасные спектры поглощения, ионизационный рентгеновский анализ, микроскопический метод, автор показал, что при температурах 1140 и 1120° кристаллическая фаза не обнаруживается. Полная кристаллизация стекла происходила при выдержке в течение 3 часов при 1100° .

Наряду с высокотемпературной кристаллизацией стекол известна кристаллизация их и при относительно низких температурах. Однако в этом случае скорость ее крайне низкая. Даже при комнатной температуре со временем происходит кристаллизация стекла. В.Л. Кузнецов (1953) отмечает, что крупные кристаллы встречаются иногда в старинных археологических образцах стеклянных изделий. Свежая стеклянная трубка хорошо паяется и из нее можно изготавливать различные изделия. Стеклянные трубки, пролежавшие несколько лет, уже не годятся для паяния, так как при высокой температуре очень быстро начинают расти образовавшиеся в трубке центры кристаллизации и прогретая часть трубки превращается из аморфного состояния в агрегат кристаллов.

Теоретически увеличение давления должно способствовать кристаллизации стекла в том случае, если кристаллизация упорядочивает и уплотняет структуры стекла. Анализ удельных весов стекол и кристаллических пород соответствующих составов свидетельствует о большем значении

этой величины у кристаллических разностей ("Справочник физических констант горных пород", 1969). Согласно принципу Ле-Шателье, увеличение давления должно способствовать образованию более плотной модификации вещества, что приводит к кристаллизации стекол.

Кристаллизации стекол способствует присутствие воды, наличие летучих. Эта закономерность подтверждена многочисленными экспериментами. Примером, в частности, может служить работа Орвилла (Orvill, 1972). В ней автор описывает опыты по кристаллизации искусственных стекол плагиоклазового состава в присутствии кварца. Опыты проводились при 700°C и 2000 бар в водном хлоридном растворе. Уже через 15 мин. после достижения равновесия происходила полная раскристаллизация в плагиоклаз. Автор отмечает, что упорядоченность получаемых кристаллов можно менять, варьируя время выдержки.

Агентами кристаллизации стекол могут являться летучие компоненты — фториды, хлориды. Н.П.Данилова (1963) проводила опыты по понижению температур кристаллизации в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. Автором показано, что добавление определенных количеств фтора позволяет добиваться высокой степени кристаллизации стекла при относительно низких температурах и вязкости порядка $10^{10}-10^{11}$ пуаз. При этом расширяется и интервал кристаллизации. Оптимальным для технологических целей количеством фтора в данной системе является содержание в 4–5 вес.%, при котором получается однородная микрокристаллическая структура; в стекле остается 2–3% фтора. При снижении количества фтора кристаллизация проходит слабо. Повышение количества фтора приводит к образованию крупных сферолитов и появлению в конечном продукте газообразной фазы.

Зависимость кристаллизации стекол от их термической предыстории. Существенной особенностью кристаллизации стекол является зависимость процесса от термической предыстории. Многочисленные опыты показали, что при одном и том же режиме охлаждения более высокой степенью кристалличности обладают стекла, которые были получены из расплавов, не подвергавшихся предварительному значительному перегреву. И.М. Бобкова и др. (1972), Б.Ф. Бондаренко и др. (1968) исследовали влияние на кристаллизацию базальтовых отливок (стекол) температуры расплава. Для этого заливался расплав при различной температуре. В результате кристаллизации получается порода, состоящая из оливина, пироксена, стекла и магнетита. Степень ее кристалличности увеличивается с уменьшением температуры заливаемого расплава. На этом фоне наблюдаются и фазовые изменения. С понижением температуры количество оливина увеличивается с 5% при температуре расплава 1250° до 25% при 1150° ; при 1100° количество оливина снова уменьшается до 5%; при 1250° (без выдержки) выделяется кальциевый оливин; при 1250° (с выдержкой) — кальциево-магнезиевый оливин с примесью небольшого количества железа; при 1200° преобладает уже магнезио-кальциево-железистый оливин; при 1150° количество железа в оливине уменьшается, а магнезия — увеличивается. В отливках расплава 1100° наблюдается только магнезио-кальциевый оливин. Изменениям подвержена и основная минералогическая фаза — пироксен, в котором с понижением температуры заливок увеличивается содержание железа.

О кристаллизации искусственных стекол, отвечающих по составу горным породам. Известны многочисленные работы по кристаллизации стекол, отвечающих по составу горным породам и, в частности, близким к изученным нами. Использовались различные режимы отжига. При этом фазовый состав, структуры получающихся продуктов во всех случаях отвечают возможному минералогическому составу и строению, а характер процесса кристаллизации стекол отвечает процессу кристаллизации естественных горных пород.

Существенной особенностью кристаллизации таких стекол является некоторая вариация в составе фаз, обусловленная изменением режима отжига.

Данные о влиянии термической обработки базальтовых отливок на процесс минералообразования и величину зерна приводят В.Ф. Бондаренко и др. (1968). Отливки выдерживались при заданной температуре в течение одного часа и затем охлаждались. При температуре 750° ниже солидусной образуется агрегат диопсид-авгитового состава. С повышением температуры кристаллизации уменьшается количество диопсида за счет увеличения авгитовой составляющей. Наиболее интенсивное превращение происходит при температуре 800° . Здесь возникает максимальное количество зерен пироксена. При 850° количество диопсида уменьшается до 10–15%, а максимального значения достигает выделение оливина. При 900° разлагается оливин и возрастает количество авгита. При 950° увеличивается число зерен пироксена, а при температуре 980° образуется мономинеральная авгит-диопсидовая порода.

В стекле из базальтового расплава кристаллизуются обычно (Хан и др., 1969) титановый авгит, а в литье из маложелезистых расплавов — жадеит-диопсид. Ромбические пироксениты — энстатит, брондит и гиперстен в каменном литье встречаются редко. Обязательно присутствует магнетит, который служит центрами кристаллизации пироксена и распределен в виде пыли в стекле. В стекле из более кислых расплавов с повышенным содержанием алюминия возможна кристаллизация плагиоклаза.

М.Ю. Боруков, Л.Г. Кейтлин, Ф.Н. Кацова, Г.Г. Лихойдов, И.Х. Хамрабаев (1971) кристаллизовали стекла основных и ультраосновных пород в вакууме. Стекла получались в результате закалки расплавленных при 1400° базальтов и ультрабазитов Камчатки и Западного Узбекистана. Полученные стекла кристаллизовались снизу при $1000-1140^{\circ}$ по режимам, подобранным конкретно для каждой группы. В результате получались породы, несколько отличные по фазовому составу и степени раскристаллизации от исходных. Так как вакуумная термообработка запрещает кристаллизацию легкоразложимых и водосодержащих минералов, они отсутствуют в продуктах кристаллизации даже в случае их существенного содержания в исходной породе. Испарение щелочей приводит к кристаллизации более основного плагиоклаза. Благодаря переходу Fe^{+3} в Fe^{+2} и относительному обогащению расплава магнием иногда появляется оливин. Продукты кристаллизации раскристаллизованы хуже, чем исходные породы.

При определенных условиях из подобных стекол получают кристаллические образования, полностью отвечающие естественным горным породам. В опытах А.С. Гинзберга, М.В. Осипова, Ф.Т. Семенова (1937) пи-

крит, расплавленный в лабораторной печи и охлажденный при комнатной температуре на воздухе, дал полное кристаллическое строение. Видны широкие таблитчатые кристаллы гиперстена. Вторым компонентом являются хорошо ограненные призматические зональные кристаллы оливина. Авторы подчеркивают однородность строения, что говорит об отсутствии кристалло-гравитационной дифференциации и о кристаллизации из застывшего субстрата.

Сплав другого состава (33% пикрита и 67% диабаз) охлажденный в отжигательной печи при температуре в 700° вполне раскристаллизовался. В оливиновых призмочках всегда есть осевая линия, состоящая из прерывистых участков вещества, не действующего на поляризованный свет; возможно допустить захват первоначального стекла в процессе роста. А.И. Цветков (1937) отдельные кусочки стекла диабазового состава быстро нагревал до температуры, близкой к температуре плавления породы и выдерживал их при ней какое-то время. Затем температура резко снижалась на некоторый интервал, снова выдерживалась на уровне, близком к температуре плавления и т.д. Исходная температура отжига во всех опытах была 1250° , конечная — обычно 800° , иногда ниже. Интервал между последовательными длительными экспозициями был равен 50° . Время отжига при каждой данной температуре варьировало от 2 до 50 часов, причем суммарная продолжительность отжига составляла иногда 10—12 суток.

В результате ряда опытов удалось получить довольно полную гамму переходов от вполне изотропного стекла к хорошо закристаллизованным разностям, по типу своей кристалличности мало отличающимся от естественной исходной породы.

Н.Н. Курцева (1956), описывая отвалы шлаки, получаемые от выплавки сульфидных никелевых руд, отмечает для многих из них близкий к естественным основным и ультраосновным породам химический состав. Автор указывает, что вылитый в отвал шлак неоднороден: в его поверхностных, более быстро охлажденных частях есть стекловидная корочка, по мере удаления от нее структура становится все более кристаллической. Иногда в центре образца в пустотке можно наблюдать кристаллизацию шлаковых оливинов в виде темных блестящих пластинок. Эти данные могут в соответствии с выведенными выше признаками свидетельствовать, на наш взгляд, о кристаллизации шлаков после застывания и в стеклованном состоянии. При сравнении структур внутренних и внешних частей шлака наблюдается закономерное изменение структуры, обусловленной в основном соотношением геденбергита, оливина, стекла. Структуры меняются от стекловатых через мелкозернистые, среднезернистые до крупнозернистых, пегматитоподобных. В крупнозернистых частях шлакового блока размер зерен достигает 5—6 мм.

Кристаллизационная способность природных стекол кислого состава меньше, чем у основных. Они поэтому меньше используются в промышленности, слабее изучены процессы их кристаллизации. Приведем здесь некоторые данные по этим образованиям.

П.П. Будников, К.П. Азаров, Т.Н. Кешишян (по Бережному, 1966) кристаллизовали перлиты с добавками Zi_2O , Na_2O , Ag и Cu . Стекла варили в течение 2—3 часов при температуре $1300-1350^{\circ}$ и охлаждали до комнат-

ной температуры. Затем их нагревали со скоростью 3–4 град/мин до температуры 520–540⁰, выдерживали при ней в течение 1 часа; вновь охлаждали до комнатной температуры, нагревали до 770⁰ и выдерживали 2 часа. Кристаллическими фазами были сподумен, силикаты и алюмосиликаты Li.

Известны также данные, которые могут косвенно свидетельствовать о кристаллизации стекол, отвечающих естественным кислым породам. Так, Н.И. Коваленко, В.И. Коваленко, А.А. Белых (1974) кристаллизовали расплавленный кварцевый кератофир (онгонит) в присутствии воды и растворов плавиковой кислоты. Оказалось, что кристаллизация онгонитового расплава заканчивается при температуре 575±25⁰, т.е. ниже известных температур начала плавления гранитов.

Особенности кристаллизации при различных *P–T* условиях стекол, отвечающих по составу горным породам, по существу освещены также в многочисленных публикациях Йодера, Тилли, Грина, Рингвуда, Хитарова и других, касающихся результатов экспериментов по плавлению и кристаллизации. Как правило, в этих работах наряду с кристаллическими фиксируется фаза стекла. Хотя большинство авторов склонны рассматривать эту наблюдаемую фазу как результат закалки кристаллизовавшегося жидкого расплава, равное основание имеет и представление о том, что видимое в опытах стекло возникло еще в предкристаллизационный период. В этом случае фиксируемое в подобных системах закономерное изменение состава фаз и их соотношений при изменении физико-химических параметров должно рассматриваться как особенности кристаллизации при различных условиях стекол, отвечающих природным расплавам.

В ряде публикаций подобного рода авторы сами признают, что кристаллизация происходит в твердой среде. Так, Ю.С. Генштафт, В.В. Наседкин и другие (1975) кристаллизовали гиалопилитовый трахибазальт при содержании воды в системе 3–4%. Оказалось, что, выдерживая тонкораздробленное вещество при температурах 850–900⁰ в течение 8–30 часов, можно получить полностью раскристаллизованное образование. При этом фазовый состав его будет меняться в зависимости от давления. Эти реакции, по мнению авторов, являются твердофазовыми. Расстеклованием называет В.В. Наседкин (1975) также образование полнокристаллического агрегата полевого шпата и кварца из липаритового стекла, выдерживаемого в течение 16–30 суток с избыточной водой при температурах ниже ликвидусных.

Соответствие свойств и процессов формирования магматических горных пород свойствам и кристаллизации силикатных стекол

Некоторые особенности строения

В большинстве изученных изверженных пород присутствует кристаллическая фаза. Формы минералов обусловлены в значительной степени общим уровнем кристалличности породы. Так, в плохо раскристаллизованных разностях наблюдаются игольчатые, скелетные формы, а границы призматических выделений характеризуются дендритовыми шестова-

тыми окончаниями. Эти образования отвечают скелетным минералам стеклов. В полнокристаллических разностях форма минералов обусловлена их взаимным влиянием. Здесь широко представлены полные кристаллы часто призматической формы.

Среди магматических пород по структуре различаются полно-, полукристаллические, стекловатые. Среди первых выделяются порфирировидные, порфирировые, равномернозернистые; вторая категория дифференцируется по относительному количеству кристаллической фазы. В зависимости от степени идиоморфизма различаются панидиоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые, аллотриоморфнозернистые структуры. Много разновидностей структур определяется формой минералов и их взаимным расположением в минеральных ассоциациях. Известны пегматитовая, сидеронитовая, афанитовая, сферолитовая, микролитовая, трахитовая, шестоватая, сноповидная и другие структуры. Как видно, многие из них соответствуют структурам искусственных силикатных стеклов, описанным выше.

В большинстве этих ассоциаций минералы находятся в тесном закономерном соотношении. При этом во многих случаях соотношения минералов таковы, что позволяют говорить об одновременной кристаллизации фаз (пегматитовая, офитовая структуры), в других случаях последовательность минералообразования может лишь предполагаться на основании анализа степени идиоморфности кристаллов.

Несмотря на относительное разнообразие подобных структур, нет ни одной из них, которая однозначно могла бы свидетельствовать о кристаллизации магматических пород из жидкого расплава и на происхождение которой не существовало бы достаточно аргументированной альтернативной точки зрения. В самом деле, большинство пород по составу отвечает многокомпонентным надэвтектоидным системам. В случае кристаллизации их из расплава минерал одного и того же состава должен был бы выпадать на разных стадиях процесса по эвтектической схеме. Число этапов ее соответствует количеству компонентов. Для трехкомпонентной системы эта схема, по Н.А. Торопову (1963), складывается, например, из трех этапов: 1) выделение первой фазы, находящейся в равновесии с остаточной жидкостью; 2) одновременное выделение двух фаз, находящихся во взаимных эвтектических соотношениях; 3) выделение тройной эвтектики соответственно. В результате процесса кристаллизации в структуре затвердевшего расплава должны наблюдаться следующие структурные образования: 1) порфирировые включения — более крупные и правильно образованные кристаллы первой фазы; 2) мелкокристаллические пегматитовые прорастания двух фаз в количественных соотношениях, отвечающих двойной эвтектике; 3) еще более тонкозернистые пегматитовые прорастания трех фаз, образующие тройную эвтектику. Для расплавов более сложного состава, в частности для магмы, в случае их последовательной кристаллизации в жидком состоянии должна бы наблюдаться еще большая структурная многоступенчатость — не менее 10-12 ступеней. При этом последнюю ступень должно составлять эвтектоидное прорастание сразу большого количества фаз. Но подобные структуры в реальных горных породах не встречаются. В то же время эти

особенности структур раскристаллизованных магматических пород хорошо сопоставляются со структурным строением закристаллизованных искусственных стекол. Среди структур неполнокристаллических пород трахитоидная структура обычно рассматривается как показатель роста минералов в жидком расплаве. При этом предполагается, что формирующиеся в расплаве микролиты обтекают чужеродные включения, а также ранее образовавшиеся ферокристаллы. Однако сходные структуры получаются при метаморфических процессах, когда в результате перекристаллизации твердого субстрата растущий вкрапленник как бы раздвигает окружающие частицы. Аналогичный результат достигается и при кристаллизации стекол, внутренняя структура которых ориентирована предшествовавшим движением вязкой жидкости или внешним напряжением в период кристаллизации.

Зависимость кристалличности от физико-химических условий

Проведенные наблюдения над изверженными породами подтверждают известное правило, по которому породы, образующиеся на глубине, в общем случае оказываются более раскристаллизованными, чем приповерхностные. В соответствии с этим правилом в практике геолого-съёмочных работ даже сам термин "крупно- или среднекристаллическая порода" часто используется как синоним термина "глубинная порода".

Известно, что с глубиной увеличивается температура, давление и время остывания магматических масс. Поэтому можно говорить об общем увеличении степени кристалличности магматического вещества при росте давления, температуры и времени его выдержки. Разграничение этих функций по ведущему аргументу представляет значительные трудности. Однако в некоторых случаях геологические наблюдения позволяют говорить о характере влияния одного из названных факторов. Так, магматическое вещество эндоконтактов и центральной зоны интрузий, имея одну и ту же термальную предысторию, находится при равнозначных давлениях, в то время как температурный режим обеих зон в процессе остывания различается. Наблюдения относительно меньшей кристалличности эндоконтактов свидетельствуют о том, что сравнительно быстрое остывание не способствует кристаллизации природного магматического вещества.

Влиянием давления на кристаллизацию магматического вещества можно объяснить, по-видимому, некоторое увеличение степени кристалличности пород, залегающих в прижерловых фациях, в сравнении с породами, слагающими тела того же состава и сопоставимого объема в эффузивных фациях.

Увеличение содержания летучих компонентов также способствует кристаллизации магматического вещества. Это заключение подкрепляется данными о наличии в участках повышенной кристаллизации пневматолитовых и гидроксилсодержащих минералов.

Как видим, кристалличность магматических горных пород находится в определенной зависимости от ряда физико-химических факторов. Она

увеличивается в случаях, когда можно предполагать длительную выдержку исходного магматического вещества при высоких давлениях и температурах; эта же тенденция обнаруживается и для разностей, возникших из субстрата, обогащенного летучими. Указанные соотношения качественно подобны функциям, которые устанавливаются экспериментальным путем при кристаллизации искусственных силикатных стекол при различных условиях.

Состав и степень перегрева расплава и кристаллизация

Существенными составными частями магматических горных пород являются те же элементы, которые используются при производстве кристаллизующихся стекол. Обыкновенно химический состав горной породы представляется в виде процентного содержания окислов SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , CO_2 , P_2O_5 , H_2O . Главную же роль в химизме горных пород играет SiO_2 , благодаря чему и говорят о преимущественно силикатном характере магматического вещества. Следует отметить также, что расплавы, генерирующие горные породы, обычно содержат значительные количества чужеродных обломков различного состава, в микроколичествах в них присутствуют многие рудные компоненты.

При вулканических процессах наблюдается активная фумарольная деятельность, а в связи с интрузивным магматизмом отмечаются пневмолито-гидротермальные образования. Это позволяет предполагать, что в самом магматическом расплаве содержание летучих компонентов значительно выше, чем это можно предполагать на основе химических анализов застывших магматических горных пород. Напомним, что наличие микропримесей, летучих и твердых частичек обычно способствует кристаллизации силикатных стекол. Подобие составов наиболее успешно кристаллизующихся силикатных стекол и магматических расплавов подчеркивается и некоторыми структурными признаками горных пород. Ниже мы покажем, что среди изверженных образований широко проявлены показатели ликвационных процессов, а, как известно, наиболее кристаллизующимися в силикатных системах являются составы, близкие к областям расслоения.

Анализируя прямые и косвенные данные о температурных особенностях магм, мы должны признать, что они в большинстве случаев перегреты незначительно. В сводке И.В. Луцицкого (1971) приведены данные о непосредственных замерах температуры лав. Самая высокая известная в настоящее время температура лавы (основного состава), полученная непосредственным измерением, составляет 1200° , а самая низкая — 750° . Температуры силикатных ликвидусов, полученные экспериментально при плавлении соответствующих пород, имеют близкие значения. В частности, Г.С. Йодер, К.Э. Тилли (1965) приводят следующие значения для пород и стекол, нагреваемых в запечатанных платиновых трубках при давлении 1 атм (табл.4). Полевые геологические и петрографические наблюдения также свидетельствуют об отсутствии значительного перегрева интрузивных и

Таблица 4

Температуры начала кристаллизации основных силикатных фаз
(по Йодеру и Тилли, 1965)

Порода, место взятия	Фаза			
	OI	Px ромб.	Px мон	Pl
Кварцевый долерит, Гонолулу	—	1185	1185	1170
Лава (1887 г.), Мауна-Лоа	1205	1180	1180	1160
Доисторическая лава, Килауза	1195	—	1170	1160
Лава (1960 г.), Килауза	—	—	1160	1160
Лава (1921 г.), Килауза	1235	—	1190	1170
Медисин-Лейк, Калифорния	1230	—	1170	1240
Хуалалаи	1235	—	1155	1160
Мауна-Кеа	—	—	1160	1185
Оливиновый нефелинит	1305	—	1280	—

эффузивных магм. В основных, средних лавах и интрузиях Камчатки отмечаются ксенолиты ультрабазитов, гранитоидов, осадочных пород (см сборник "Ксенолиты и гомогенные включения", 1949; Пийп, 1956). Во всех случаях базитовые по составу ксенолиты сохраняют свои очертания и в лучшем случае ороговиковываются. Для кислых по составу включений характерны ороговикования и реже — частичное плавление (Волынец, Богоявленская, 1973).

Кислые магмы, проявляющиеся в больших объемах, при внедрении и извержении выносят огромные количества обломков кристаллов и пород. В приморских туфолавах отмечается до 40-50% ксенокристаллической фазы (Фрих-Хар, 1973). Близкие цифры приводятся для игнимбитов и туфолов Новой Зеландии (Стейнер, 1963), палеозойских автобрекчий Казахстана (Парфенова, 1973). Ясно, что магмы, из которых образовались подобные породы, не обладали достаточной температурой и запасами тепла, необходимыми для переплавления обломков. В других случаях кислые магмы, внедрившиеся в приповерхностные горизонты, не содержат такого количества обломков, однако их текстурные особенности с несомненностью свидетельствуют о чрезвычайно высокой вязкости. Как известно, последняя характеризует силикатные расплавы вблизи температуры ликвидуса. Поэтому есть основания считать, что и в данном случае внедрялась неперегретая магма. В связи с наблюдаемыми постепенными переходами между разнофазальными магматическими образованиями следует ожидать, что и более глубоко залегающие магматические массы кислого состава не обладают резко надликвидусными температурами.

При относительно малой степени перегрева естественных расплавов возникающие из них горные породы закристаллизованы достаточно хорошо. Подобные соотношения кажутся противоречивыми, если предполагать, что кристаллы выпадают из магмы только в жидком состоянии (расплав может просто застыть, не успев закристаллизоваться). Они,

однако, легко объяснимы, если принять, что кристаллизация протекает в основном в твердом состоянии при температурах ниже ликвидусных, как было показано выше; успешная кристаллизация стекла при прочих равных условиях в значительной степени предопределяется малой степенью перегрева расплава, а этому требованию удовлетворяют естественные расплавы.

Приведенные в разделе данные показывают, таким образом, что магматическое вещество имеет состав, отвечающий составу подверженных кристаллизации стекол, степень кристалличности изученных магматических пород находится в той же функциональной зависимости от физико-химических условий, что и степень кристалличности искусственных стекол, а строение магматических пород весьма напоминает строение закристаллизованных стекол. Подобные аналогии дают основание предполагать, что субстрат, за счет которого образовывались изученные магматические породы, также мог иметь стекловатое строение.

Стеклование магматических расплавов

Все приведенные данные о стекловании искусственных силикатных расплавов и их последующей кристаллизации, о подобии строения продуктов и условий протекания этого процесса строению горных пород и геологическим условиям магматизма не представляли бы интереса для рассматриваемой проблемы, если бы можно было утверждать, что при магматическом процессе стекловатое состояние вообще не реализуется. Однако геологические и петрографические наблюдения фиксируют стадию стеклования. Отмечаются витрофировые, гиалопилитовые, интерсертальные структуры эффузивов, различающиеся относительным количеством стекловатой фазы. В интрузивных телах стекловатая фаза наблюдается лишь в эндоконтактах субвулканических тел небольшой мощности. Это стекло возникает как результат быстрой закалки у контактов внедрившегося магматического материала. Общепринятыми являются представления об отсутствии перемещения этих порций магмы после внедрения и стеклования. Вместе с тем от подобных зон закалки к внутренним частям интрузий прослеживаются непрерывные переходы, свидетельствующие о том, что магма, слагающая и главный объем этих тел, не перемещалась относительно эндоконтактов. Можно предполагать, что это являлось результатом высокой вязкости и стекловатого состояния всего внедрившегося магматического материала.

Ряд свойств магматических расплавов заставляет предполагать, по аналогии с искусственными силикатными системами, их высокую способность к стеклованию. Важнейшим из них является принадлежность этих расплавов к классу силикатных систем, которые, как известно, вообще склонны к стеклованию. Эта склонность обусловлена полимеризацией кремнекислородных радикалов при охлаждении. Способствует стеклованию и сложность составов магм, которые представляют собой смесь различных силикатов, и значительная роль в естественных расплавах Na-, K-катионов с большим радиусом — эти катионы, соединяясь с кремнекислородными ядрами, не разрушают сразу стекловатого каркаса.

О прохождении магматическим расплавом стадии стеклования, предшествующей кристаллизации, свидетельствует также проведенный нами (Фрих-Хар, Ярмолук, 1974) с учетом петрографических наблюдений анализ экспериментальных диаграмм состояния некоторых силикатных систем, представляющих главные породообразующие минералы.

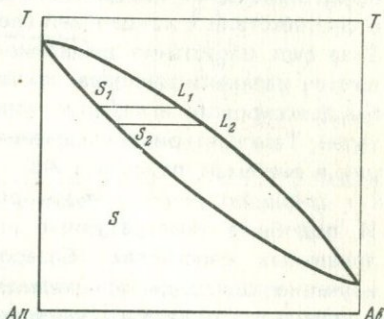
Для нашей задачи особенно важны диаграммы систем, образующих твердые растворы, так как большинство минералов, слагающих горные породы, описываются именно такими системами.

Главный метод построения подобных диаграмм — метод закалки широко применяется в петрологических экспериментах, в частности был использован Боуэном в его классическом исследовании системы $Ab-An$ (Bowen, 1913). В процессе эксперимента испытанию подвергались навески переменного состава, которые выдерживались некоторое время при различных температурах и после этого закалялись. Температуры появления в кристаллах следов стекла были приняты за солидусные. Ликвидусные температуры, ограничивающие снизу (по температуре) поля расплавов, фиксировались по появлению в гомогенном стекле мелких вкрапленников. Составы равновесных фаз рассчитывались исходя из объемных соотношений между фазами, состава навески и состава стекла, устанавливаемому по рефракционному индексу.

Полученная Боуэном диаграмма относится к первому типу диаграмм для систем с твердыми растворами по классификации Розебума. Условия проведения опытов по построению диаграмм были таковы, что наблюдение результатов эксперимента проводилось лишь после прохождения образцом стадии закалки. Подобные условия остаются и для других случаев опытов с закалкой. Это обстоятельство не позволяет однозначно утверждать, будто кристаллы выпадали непосредственно из расплава (а такого утверждения нельзя сделать и по результатам наблюдений над вулканическими извержениями). Теоретически по этим результатам можно предположить наряду с жидким, расплавленным, и стекловатое состояние вещества в момент фазовых превращений. Принять тот или иной вариант в петрогенетических построениях можно лишь на основе анализа структурных и кристаллографических особенностей минералов реальных горных пород.

Традиционно сложилось, что из возможных вариантов роста кристаллов магматических пород в петрологии обсуждался только один — рост в гомогенном расплаве. В связи с трудностями объяснения особенностей реальных кристаллов горных пород возникло несколько предположений в возможном механизме их образования. Боуэн, Барт, Ниггли, Заварицкий, Левинсон-Лессинг считают, что образование однородных кристаллов возможно при равновесной кристаллизации расплава: "Непрерывное изменение кристаллов при падении температуры происходит не только в кристаллах, выделяющихся в каждый момент, но также и в тех, которые выделялись на более ранних стадиях, изменение состава этих ранее выделившихся кристаллов может происходить только путем внутреннего обмена вещества (путем реакции) с жидкостью" (Боуэн, 1934).

Ставшие общепринятыми, эти представления, однако, вызывают возражения. В самом деле в соответствии с этой концепцией для случая выпадения кристаллов из расплава при равновесном течении процесса необходимым является условие непрерывного изменения состава выпавших кристаллов путем реакции с жидкостью $L_1 + S_1 = L_2 + S_2$ (фиг. 11). Это означает, что любому сколь угодно малому изменению температуры должно отвечать соответствующее изменение состава сосуществующих кристаллов. Кристаллы S_0 , если они образовались при какой-то температуре T^0 , уже при $T^0 - \Delta T$ становятся неравновесными с расплавом.



Фиг. 11. Соотношение жидкой и кристаллической фаз системы твердых растворов

В результате они должны либо резорбироваться с образованием кристаллов S_1 , равновесных с расплавом в новых условиях, либо преобразоваться путем реакции с жидкостью до этого состава. Аналогичная судьба должна постигнуть в следующий момент и кристаллы S_1 и т.д. Поскольку в равновесном процессе изменение T может быть как угодно малым ($\Delta T \rightarrow 0$), то и отвечающее ему преобразование кристаллов будет происходить в каждый момент времени. Иными словами, на всем пути равновесного охлаждения расплава вообще не создается условий для роста кристаллической фазы однородного состава.

Объяснение, которое предлагает Розенбуш (1934), как будто решает проблему. Предполагается, что первоначально выпавшие кристаллы будут снова резорбироваться и весь расплав застынет тогда в виде гомогенных кристаллов, состав которых такой же, как и состав исходного расплава. Однако этот механизм не в состоянии объяснить одновременно присутствия в породе плагиоклазов, пироксенов, либо других твердых растворов различного состава. Согласно этой гипотезе, состав выпадающих однородных кристаллов предопределен составом исходного расплава и не зависит от $P - T$ условий кристаллизации. Из этого следует, что все генерации минералов класса твердых растворов, образующиеся при различных условиях, должны были бы иметь одинаковый состав.

Привлекая все ту же экспериментальную диаграмму состояния, А.Н. Крестовников и В.Н. Вигдорович (1962) предлагают иную концепцию кристаллизации из расплава. Они считают возможным протекание части реакции в твердом состоянии. Так как при каждой более низкой температуре выпадающие новые порции твердой фазы отличаются от ра-

нее выпавших (в сторону уменьшения в их составе атомов тугоплавкого компонента), то очевидно, что в твердом состоянии кристаллы сплава не будут однородны по химическому составу... Однородность достигается **диффузионным путем в твердом состоянии**. Как видно, само привлечение диаграммы в этом случае носит формальный характер.

Представление этих авторов вызывает возражение и по существу. Даже если предположить одновременное с обрастанием кристаллов выравнивание составов внешних и центральных зон посредством диффузии еще на стадии существования расплава, то все равно не получают объяснения некоторые особенности кристаллов реальных пород. В частности, в соответствии с концепцией следует ожидать, что при образовании фазы *S* за счет обрастания выделившихся кристаллов новыми порциями вещества капельки расплава, захваченные в результате роста, должны были бы фиксировать изменение условий кристаллизации от центра к краю зерен. Температурные изменения между началом и концом кристаллизации в системах, подобных *Ab - Al*, настолько значительны (150-250°), что свободно должны были регистрироваться методами термометрии. И подобные температурные интервалы действительно фиксируются в зональных кристаллах (Базарова, Дмитриев, 1967). Соответствующее изучение однородных кристаллов, однако, напротив, свидетельствует о неизменности термического режима при их формировании (Бакуменко и др., 1967).

Механизм, предложенный А.Н. Крестовниковым и В.П. Вигдоровичем, не объясняет и одновременного присутствия в тесном сростании в породе наряду с зональными вкрапленниками также и гомогенных кристаллов. Если считать, что зональные кристаллы образовались из расплава, а незональные — как результат последующего диффузионного преобразования зональных в твердом состоянии, то остается неясным, почему одни кристаллы выровняли свой состав, а другие — нет?

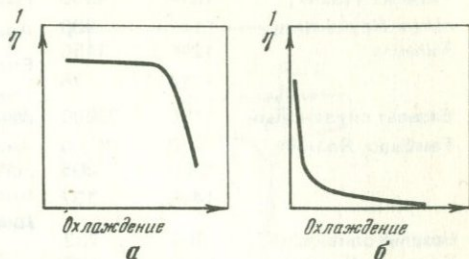
Приведенные выше объяснения роста кристаллов твердых растворов этого типа по существу исчерпывают принципиально возможные варианты, основанные на представлении о кристаллизации из жидкого расплава.

На их основе и с использованием остальных четырех типов диаграмм Розебума для систем с твердыми растворами разработаны представления о кристаллизации всех важнейших породообразующих минералов: калиевых полевых шпатов, оливинов, пироксенов, роговых обманок и т.д. из жидкого расплава. Так как диаграммы принципиально сходны, то и механизм кристаллизации этих минералов представляется идентичным. Поэтому все замечания, сделанные в отношении интерпретации диаграмм первого типа (для плагиоклаза), с полным правом могут быть распространены и на другие системы. Так же, как и в случае плагиоклазов, представления о кристаллизации указанных минералов из жидкого расплава наталкиваются на значительные, на наш взгляд, непреодолимые трудности в объяснении структурных и кристаллографических особенностей минералов реальных горных пород.

Сделанные замечания существенны и при учете влияния давления на гипотетический ход кристаллизации в расплаве. Результаты экспериментов показывают, что принципиальный характер фазовых равновесий не

меняется на всем интервале $P - T$ условий, предположительно отвечающем области существования расплава и его кристаллизации.

Если же предположить, что выпадению кристаллов предшествует стеклование расплава, то указанные особенности минералов реальных горных пород как-будто получают объяснение. Возможность образования кристаллов, их строение и состав будут определяться составом стекла, степенью его пересыщенности кристаллообразующими компонентами, наличием затравок, физико-химическими параметрами, временем выдержки системы при неизменных значениях последних.



Фиг. 12. Изменение вязкости различных типов базальтовой лавы (по Washington' y, 1923)

Незональные кристаллы должны образовываться непосредственно из стекла и расти при неизменных $P - T$ условиях. При этом их состав будет определяться, кроме этих условий, также химизмом исходного расплава и стекла.

Изменение этих факторов должно закономерно приводить и к изменению состава кристаллизующейся фазы, в случае, если эти изменения происходят быстро, можно ожидать появления зональных кристаллов. В зависимости от режима изменения условий мы должны наблюдать в породе для данного минерального вида различные соотношения зональных и незональных кристаллов того или иного состава.

Геологические условия становления магматических тел таковы, что должны способствовать стеклованию расплавов. Для эффузивных образований геологическая ситуация возникновения стекловатого состояния предельно ясна. Стекло возникает при быстром остывании лавы в атмосфере и потере ею летучих. Кислые лавы извергаются уже высоко вязкими (табл. 5), чем и обусловлено преимущественное образование ими экструзивных обелисков. Менее вязкие базальтоидные лавы, ведут себя различно. Во время охлаждения лавы "аа" ее текучесть обратно пропорциональная вязкости за длительный период времени немного понижается, а затем с дальнейшим понижением температуры внезапно падает. Текучесть лав "пахуху" снижается сразу и быстро. Схематически (фиг. 12) это изобразил Вашингтон (Эйтель, 1962). Резкое уменьшение текучести расплава свидетельствует о возрастании его вязкости. С этого момента форма потоков уже не меняется и они могут быть определены как твердые тела. Учитывая силикатную природу расплавов, агрегатное состояние слагающих эти потоки веществ в этот период скорее всего следует расценивать как стекловатое.

Магма, залегающая в интрузивной форме, также проходит стадии подвижного и неподвижного состояния. Подвижность проявляет жидкость

Таблица 5

Вязкость расплавов горных пород

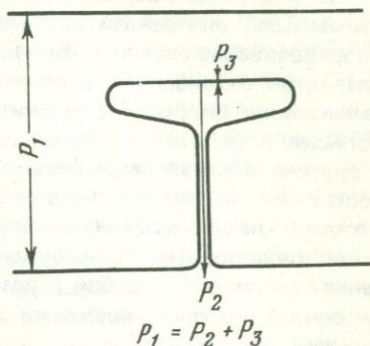
Порода, место взятия	Температура, °С	Вязкость, пуаз	Порода, место взятия	Температура, °С	Вязкость, пуаз
Тахилит (1924), поток Мауна-Ики, Килауза	1074 1147 1248	4950 800 1150	Ниилзима Арита Ереван	1400 1400 1400	$4,4 \cdot 10^6$ $4,4 \cdot 10^6$ $1,7 \cdot 10^5$
Базальт оливинный, Гембудо, Япония	1314 1150 1200 1300 1400	76 37900 31800 396 137	Гранит роговообманковый Андезит слюдистороговообманковый Андезиты Диабазы	1400 1400 1400 1400	$2 \cdot 10^6$ $1,6 \cdot 10^4$ 150-1500 15-400
Базальт оливинный, Коноура, Япония	1200 1300 1400	732 173 120	Вязкость, вычисленная по данным полевых измерений		
Базальт андезитовый, Мотомура, Япония	1200 1300 1400	190 97 80	Поток Алика, Гавайи, 1919 Поток Кау, Гавайи, 1887	1038 1038	$4,3 \cdot 10^4$ $4,77 \cdot 10^4$
Лава, гора Везувий	1100 1200 1300 1400	28300 2760 730 256	Поток Михара, Япония, 1951	1038	$2,3 \cdot 10^5$
Обсидианы				1083 1108	$7,1 \cdot 10^4$ $1,8 \cdot 10^4$
Оки	1400	$1 \cdot 10^6$		1125	$5,6 \cdot 10^3$

при наличии пути движения и градиента давления между источником магмы и интрузивной камерой. Эту стадию магма проходит до момента заполнения камеры. Неподвижное же состояние теоретически может быть свойственно как жидкости, так и твердому телу. Переход жидкой магмы в неподвижное состояние в камере внедрения, при сохранении соединительных с источником каналов возможен лишь при условии, что литостатическое давление в источнике уравнивается либо гидростатическим давлением магматической колонны, либо суммой гидростатического давления колонны и давления на фронт колонны крыши камеры (фиг. 13). Учитывая разуплотненный по сравнению с твердыми горными породами характер магматического расплава, следует признать, что во всех случаях остановки магмы в земной коре эта последняя составляющая уравновешивающего давления должна играть значительную роль. Геологические наблюдения подтверждают это положение — магма интрузий находится в соприкосновении с вмещающими породами по всей поверхности магматического объема, включая и верхнюю, прикровельную. Можно предположить, что это давление и приостанавливает движение магмы к поверхности.

Однако в этом случае магма уже будет находиться в поле меньших, чем в источнике, температур, соответствующих глубине становления тел. Запасы ее энергии уменьшаются вследствие потери некоторого количества тепла и летучих при подъеме в верхние структурные горизонты коры. Охлаждение, потеря летучих, дополнительное давление — все это в соответствии со сказанным выше должно способствовать резкому увеличению вязкости магмы и переходу ее из жидкого в стекловатое состояние¹. О подобном состоянии магмы в промежуточных очагах свидетельствует и анализ динамики вулканических извержений (Слезин, 1972).

Фиг. 13. Схема соотношения давлений в магматической колонке

P_1 — литостатическое давление на очаг;
 P_2 — вес магматической колонны; P_3 —
 давление на фронт колонны крыши магматической камеры



Таким образом, анализ геологических и петрографических наблюдений, данные сопоставления с искусственными силикатными системами, оценка геологической ситуации протекания магматических процессов позволяют заключить, что стекловатое состояние магматического вещества является реальностью; оно возникает как естественный и закономерный результат охлаждения магматического расплава. Это заключение является дополнительным аргументом в пользу выдвинутого положения об образовании минералов и пород в результате кристаллизации застеклованного магматического вещества.

Эволюция структуры магматического вещества при охлаждении и кристаллизации

Итак, существует целый ряд предпосылок кристаллизации магматического вещества в застеклованном состоянии. Этими предпосылками являются следующие: силикатная основа химизма магмы и вытекающая отсюда склонность расплавов к стеклованию; сложность состава магмы, наличие в ней твердых частиц, летучих компонентов и катионов с большим радиусом, облегчающих наряду с малой степенью перегретос-

¹Прочитываем здесь высказывание К. Менерта: "С помощью геофизических методов до сих пор пока не удалось установить наличие в земной коре жидких магматических тел. Это обстоятельство служит одним из аргументов, опровергающих предположение о наличии в земной коре жидкой магмы" (Менерт, 1971).

ти расплавов последующую кристаллизацию стекла; особенности геологических условий магматического процесса, которые при охлаждении расплавов способствуют увеличению вязкости расплавов и сохранению в течение длительного времени достаточно высоких температур.

С учетом этих предпосылок и на основании приведенных наблюдений о соотношении фаз в изученных магматических породах эволюция магматического расплава, поступающего на поверхность или в верхние структурные горизонты, схематически может быть обрисована следующим образом.

Расплав закономерно стремится к состоянию, характеризующемуся наименьшей внутренней энергией и этим обуславливается структурное упорядочивание системы. Вначале, в слабо перегретом расплаве-жидкости, благодаря охлаждению, а возможно, и давлению происходит некоторое уменьшение скорости движения и энергии молекулярных частиц. Все большее и большее число их, встречаясь в расплаве, соединяются друг с другом, образуя первичные структурные неоднородности. Силикатный состав магмы обуславливает возникновение неоднородностей, в основе которых лежат кремнекислородные радикалы, в некоторых случаях алюмокислородные. Неоднородности, в зависимости от степени охлаждения представляют собой в разной степени заподимеризованные блоки, на основе которых возможно зарождение тех или иных кристаллических фаз.

Возникновение таких блоков ведет к резкому увеличению вязкости магмы, переходу ее в застеклованное состояние. Оно сопровождается микроликвационным разделением магматического вещества. В этот начальный период стеклования катионы обладают еще достаточно высокой энергией активации, статистически распределены в стекле и слабо связаны с кремнекислородной и алюминиево-кислородной матрицей стекла. Тем не менее структура магматического вещества уже подготовлена к кристаллизации, которая и происходит при дальнейшем охлаждении ниже температуры ликвидуса. Поскольку кристаллизация является результатом максимального упорядочения заподимеризованных блоков, то решающую роль в этом процессе будут играть катионы, устанавливающие порядок кристаллизации, в первую очередь наименее полимеризованные (как предельный случай отдельные тетраэдры SiO_4^{4-}) кремнекислородные группировки связываются катионами, обладающими высокой энергией активации. В результате силикатные фазы первой главы с мелкими катионами Mg^{+2} , Fe^{+2} , Al^{+3} появляются раньше, чем фазы второй главы с крупными катионами Na^{+1} , Ca^{+2} , K^{+1} . Для каждой из образующихся фаз скорость роста кристаллов в переохлажденной области на первых порах выше, чем скорость гомогенного образования центров кристаллизации. Этим объясняется, что при наличии затравок (твердых микро- и макрочастиц) первоначально происходит рост отдельных кристаллов, а не образование массы кристаллитов по всему кристаллизующемуся объему. Таким образом, могут возникать порфирировые структуры с нормальным порядком выделения генераций. В других случаях кристаллизация данной фазы может начинаться с выделения центров

кристаллизации. Увеличение скорости роста кристаллов при последующем падении температуры вызовет усиленный рост некоторых из них — так возникают порфириновые структуры с аномальными соотношениями разновеликих кристаллических составляющих.

Геологические условия магматических процессов могут обеспечить и такой режим остывания объема магматического стекла, при котором температура, отвечающая максимальной скорости кристаллизации, будет поддерживаться достаточно долго, а летучие сохраняться в течение всего периода кристаллизации. Как известно, эти факторы увеличивают скорость и расширяют интервал кристаллизации — в результате получают полнокристаллические породы. Напротив, быстрое остывание и потеря летучих приводят к быстрому прохождению системой (застеклованным магматическим веществом) лабильной области кристаллизации и возникновению неполнокристаллических структур.

Естественно, что в природе трудно ожидать полного подобия в составе, условиях кристаллизации для всего объема магматического стекла, слагающего конкретные геологические тела. Изменение этих важнейших факторов кристаллизации обуславливает изменение облика продуктов кристаллизации и приводит к образованию гаммы структурных разновидностей (иногда различающихся и по составу) обычно наблюдаемых в пределах того или иного тела. Однако во всех случаях общая схема эволюции магматического расплава должна включать стеклование как один из этапов его структурной упорядоченности, предшествующий кристаллизации.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ЗАСТЕКЛОВАННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ВОЗМОЖНЫЕ СПОСОБЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМЫ

В предыдущих разделах на примере нескольких региональных магматических ассоциаций было высказано положение об образовании минералов и слагаемых ими пород в результате кристаллизации из магматического вещества и приведены подтверждающие его наблюдения. При этом мы показали, что признаки подобной кристаллизации обнаруживают магматические породы различной фациальной принадлежности по преимуществу эффузивной и субвулканической фаций.

Эти признаки фиксируются в породах независимо от их состава: среди примеров фигурируют и кислые, и основные, и со щелочным уклоном разности. В породах признаки кристаллизации из затвердевшего стекла наблюдаются в различных структурных подразделениях: и среди порфировых выделений, и среди основной массы, а некоторые из этих признаков отмечены и в равномернокристаллических разностях.

Таким образом, класс изученных пород, для которых представляется справедливым высказанное положение о возможности кристаллизации в стекловатом состоянии, довольно обширен. В результате мы вправе предположить, что значение данного явления выходит за пределы описанных фактов. Мы попытались также подкрепить высказанную гипотезу анализом экспериментальных данных и диаграмм состояния твердых растворов.

Этот анализ позволяет допускать для минералов подобного класса, которыми, как известно, и сложены в основном магматические горные породы, кристаллизацию в твердом состоянии. Кристаллизация же из расплава возможна для минералов, отвечающих простым системам, с постоянным составом или для зональных минералов твердых растворов, в парагенезисе с которыми нет их незональных разностей.

Обратимся теперь к существующим представлениям о дифференциации магм и попытаемся оценить, какой из возможных механизмов этого процесса может иметь место в том случае, если кристаллизация будет происходить из стекловатого субстрата. Согласно Д.П. Григорьеву (1946), среди упомянутых механизмов может быть выделено две группы: одни определяются диффузией молекул в магме, другие — наличием силы тяжести (табл. 6,7).

Предложенную Д.П. Григорьевым схему классификации процессов магматической дифференциации можно дополнить механизмом селективного выплавления, который в последнее время широко обсуждается в петрологии в связи с экспериментальными работами.

Т а б л и ц а 6

Процессы магматической дифференциации, связанные с диффузией молекул (по Григорьеву, 1946)

Дифференциация	Дифференцируемая система	Механизм дифференциации и характер движений
Температурно-диффузионная	Гомогенная жидкость или гетерогенная смесь жидкости и кристаллов. Магма	Диффузия молекул из более нагретых частей жидкости в менее нагретые
Кристаллизационно-диффузионная	Та же	Диффузия молекул к кристаллам, растущим в охлаждающихся частях магмы

Естественно, что при условии, когда большинство породообразующих минералов образуется из застеклованной магмы, дифференциация, связанная с разделением кристаллов в жидком расплаве, исключается. Вместе с тем приведенное нами изучение конкретных магматических ассоциаций показало, что в них широко проявлены признаки докристаллизационного разделения жидкой магмы. Подобные факты, как мы это стараемся показать, больше всего отвечают механизмам ликвационного и селективного плавления.

Ликвационная гипотеза для объяснения разнообразия изверженных пород одного вулканического очага впервые была предложена Дюрше в 1857 г. (Петрографический словарь, 1963). У нас в стране большое

Т а б л и ц а 7

Процессы магматической дифференциации, связанные с силой тяжести (по Григорьеву, 1946)

Дифференциация	Дифференцируемая система	Механизм дифференциации и характер движения
Молекулярно-гравитационная	Гомогенная, однородная молекулярная жидкость Жидкая магма	Поднятие или погружение легких или тяжелых молекул в жидкости
Газо-гравитационная	Гетерогенная система из пузырьков газов и жидкости или смеси жидкости и кристаллов	Поднятия пузырьков газов в жидкости или смеси жидкости и кристаллов
Ликвидо-гравитационная	Гетерогенная система из несмешивающихся жидкостей. Эмульсионная магма	Всплывание или опускание капель одной жидкости в другой
Кристалло-гравитационная	Гетерогенная система из кристаллов и жидкости. Кристаллизующаяся магма	Всплывание или погружение кристаллов в жидкости

значение этому процессу в петрогенезисе придавал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг. Основой гипотезы является чрезвычайно широкое развитие в природе явлений, которые могут расцениваться как показатели ликвационного разделения магмы (см. сб. "Петрографические критерии ликвации в кислых лавах", 1963).

Экспериментальное подтверждение существования процессов ликвации для силикатных расплавов впервые было выполнено Грейгом (Greig, 1927). В этих опытах из числа главных породообразующих окислов CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 обнаруживали несмешиваемость с SiO_2 , но только в случае богатых кремнекислотой концентраций тогда как Na_2O , Al_2O_3 , K_2O обнаружили полную смешимость с SiO_2 . Однако геологических данных, подтверждающих подобную несмешимость в природе, пока не известно.

Более поздние опыты Д.Л. Григорьева (1937) позволили добиться ликвации расплавов, близких к природным гранитам и сиенитам, однако при этом в расплав вводилось большое количество летучих (3-5%). Несмешивающиеся расплавы, близкие по составу к природным магматическим породам, были получены также в опытах Роддера (Rodder, 1954). В дальнейшем опыты по расслоению силикатных расплавов проводились неоднократно, при этом исследованию подвергались системы различной степени сложности и близости к природным магматическим породам. Эти опыты подтвердили принципиальную возможность ликвации в подобных системах.

Естественно, однако, что нельзя переоценивать степень подобия этих опытов природным процессам. В частности, в опытах невозможно даже приблизительно смоделировать время, в течение которого протекают геологические процессы. Следует помнить также, что близость составов экспериментальных систем и магматических пород не означает еще подобия их родоначальным магмам. Наконец, эти опыты не могут однозначно ответить на вопрос об агрегатном состоянии вещества в момент расслоения.

Не отрицая возможности ликвации в жидком расплаве, мы тем не менее хотели бы напомнить, что существуют также экспериментальные данные и о расслаивании в связи с процессом расстеклования. Такое расслаивание описано И.А. Дмитриевым и Б.Х. Ханом (1972) в расплавах системы $\text{BeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. Эти работы с учетом данных по кристаллизации в стекловатом состоянии позволяют по-иному трактовать и известные опыты Н.Л. Боуэна (1915). Боуэн использовал расплав смеси диоксида и форстерита. Применяя различные режимы нагревания и отжига, он в результате наблюдал колонки, состоящие из стекла и оливина. Нижние части колонок были обогащены кристаллами оливина и размеры зерен здесь были меньше, чем в верхней части колонки. Боуэн пришел к выводу, что подобное распределение оливина объясняется его гравитационным опусканием в расплаве. Приведенные выше результаты опытов И.А. Дмитриева и Б.Х. Хана дают основания и для другой интерпретации. Они свидетельствуют о возможном расслоении расплава в процессе его стеклования. Возникшая неоднородность получила отражение и на стадии последую-

щей раскристаллизации. Относительно мелкий размер зерен оливина в придонной части объясняется более быстрым остыванием здесь стекла.

Ликвация в стеклах получила и теоретическое обоснование. В.И. Филиппович (1967^{1,2}) оценивает ликвацию переохлажденных жидкостей и стекол как метастабильный процесс, имея в виду метастабильность жидкости относительно кристаллизации. Возникновение неоднородной структуры происходит одновременно и повсеместно в расплаве или стекле путем низкобарьерных флуктуаций. Эти неоднородности со сколько угодно малым отклонением их концентраций от средней концентрации способны стать развивающимися зародышами новой фазы. Характерной особенностью флуктуационно возникших в стекле первичных неоднородностей является большая выгодность роста их интенсивности по концентрации, чем размеров. В дальнейшем, по мере приближения концентраций среды и неоднородностей к спинодальным, происходит слияние неоднородностей путем диффузии в направлении кратчайших расстояний между ними и относительная стабилизация выросших неоднородностей. Возникшие неоднородности (фазы, по Ботвинкину, 1971) затем кристаллизуются каждая своим путем. В.И. Филиппович указывает, что, хотя стекло и не находится в состоянии истинного термодинамического равновесия, тем не менее термодинамические функции состояния могут быть выведены и для него, поскольку оно относится к системам, для которых имеет значение температура.

Экспериментальные данные и теоретические построения свидетельствуют, таким образом, о возможности проявления ликвационного механизма дифференциации неподвижной магмы. Эта дифференциация может протекать и в жидком, и в твердом, застеклованном, состоянии и приводит к возникновению первичных неоднородностей. С учетом сказанного выше о вероятном быстром замораживании поступающих в верхние структурные этажи расплавов мы должны предположить, что статическая ликвация осуществляется преимущественно именно в затвердевшем застеклованном состоянии. Очевидно, в этом случае она не является определяющей в процессе оформления ликвационных слоев значительных по объему магматических масс. В то же время следует ожидать, что расслоение магмы возможно и на стадии ее жидкого состояния, во время ее движения и в соответствии с законами текучей жидкости. В частности, из гидродинамики известно различие в скоростях течения струй потока в зависимости от положения их по отношению к стенкам канала. Для силикатных расплавов, обладающих высокой вязкостью и насыщенных твердыми частицами подобное различие может быть весьма существенным. Возникающие при этом слои течения являются показателем дифференциации такого рода и могут рассматриваться как результат гидродинамического расслоения (ликвации) (Bhattacharji, 1967). Возможно, именно в процессе движения происходит оформление в слои и линзы первоначальных сферических и неправильных ликвационных выделений, как это предполагал, например, Левинсон-Лессинг (1949).

В последнее время в качестве одного из ведущих факторов дифференциации в петрогенезисе принимается *селективное плавление*. Эти представления основаны в первую очередь на результатах экспериментальных

исследований по плавлению горных пород. Особенное развитие они получили после известных работ Г.С. Йодера и К.Э. Тилли, Д.Х. Грина, А.Е. Рингвуда, Т.Х. Грина, Л.Х. Козна, Дж.К. Кеннеди, Н.И. Хитарова, проводивших исследования в широком интервале температур и давлений, охватывающих и возможные условия областей магмообразования.

Обсуждению возможности выплавления магм основного, среднего и кислого состава из различных оболочек и, в первую очередь из предположительно ультрабазитового субстрата мантии Земли посвящена обширная литература (А.П. Виноградов, И.В. Лучицкий, В.П. Петров, В.С. Соболев, Н.И. Хитаров, Ю.М. Штейнманн, А.А. Ярошевский, Куширо, Д.Х. Грин, Т.Х. Грин, А.Е. Рингвуд, Г.С. Йодер и К.Э. Тилли, Ф. Тернер и др.).

В соответствии с экспериментальными данными и законами физико-химии состав первичной выплавки определяется составом, строением субстрата, физико-химическими условиями плавления. Для случая стекловатого субстрата состав первичной выплавки отвечает составу данного стекла. Этот состав не будет меняться при перманентном нарастании процесса (при разогревании будет лишь увеличиваться количество выплавки). Состав не изменится и у последовательно образующихся выплавок, например при неоднократном сбрасывании давления, если в промежутках между плавлением стекло не начнет кристаллизоваться. Для случая кристаллического субстрата в начале плавления возникает расплав, отвечающий по составу эвтектике данной системы. Состав выплавки не будет меняться лишь до тех пор, пока в расплав не перейдет все вещество, отвечающее эвтектике для данных условий. В дальнейшем состав ее будет изменяться в сторону обогащения тугоплавкими компонентами (увеличения основности).

В случае, если плавлению подвергается субстрат, скомбинированный из тел (слоев, например) различного состава, последовательность в составе образующихся (и потенциальных для внедрения) порций магмы будет зависеть от порядка плавления каждого из слоев. В общем случае, в соответствии с экспериментальными данными, плавление кислых пород в сравнении с основными будет осуществляться при более низких температурах до давления воды 10 000 атм. При давлении 10 000 атм, амфиболит и гранит будут, вероятно, плавиться при одной и той же температуре (Йодер, Тилли, 1965).

Парциальное плавление одного и того же кристаллического субстрата в различных условиях дает начальные выплавки, отличающиеся по составу. Так, при давлении 30 кбар в безводных условиях первоначально формирующаяся из толеита жидкость будет иметь скорее андезитовый, чем более кислый состав (Грин, Рингвуд, 1968). При еще больших давлениях (70-80 кбар), по мнению В.П. Петрова (1972), первоначально уже будет образовываться базальтовый расплав.

А.П. Виноградов и А.А. Ярошевский (1965) полагают, что плавление в земной коре осуществляется по принципу зонной плавки с перемещением вверх зоны расплавления. В этом случае происходит дифференциация вещества с накоплением в расплаве понижающих температуру ликвида компонентов. Во всех случаях при неполном плавлении субстрата

образующийся расплав должен заключать в себе его реликты: частицы нерасплавленного стекла, минералы и их сростки.

Существуют геолого-петрографические доказательства проявления процесса плавления в природе, Приведем лишь некоторые примеры. Рейнольдс (Reinoldse, 1952) описывает расплавление плагиоклазов из порфировых выделений пород под влиянием горячих газов. В кристалле при этом образуется сложная сеть жилок, приуроченных преимущественно к трещинам спайности и отдельности, заполненных стекловатым материалом. Состав этих плавненных кристаллов на 5-10 номеров выше, чем у кристаллов, не затронутых процессом, а состав стекла (определенный по показателям преломления) приблизительно на 40% кислее состава вкрапленников.

Н.Г. Бузкова (1969) описывает плавление кристаллов плагиоклаза в обломке гранита из андезита (Рудный Алтай). Обращает на себя внимание равномерное распределение участков, сложенных стеклом, по всему объему кристалла. О.Н. Волынец и Г.Б. Богоявленская (1973) приводят данные о плавлении ксенолитов кислых горных пород в базальтах Камчатки. Отмечается стадийность плавления и приуроченность его к стыкам зерен.

Не разбирая здесь других многочисленных литературных примеров, отметим лишь, что и при наших исследованиях для большой группы пород выявлены признаки, свидетельствующие о проявлении процессов селективного плавления в образовании генерирующей их магмы.

ПЕТРОГЕНЕЗИС НЕКОТОРЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ПРИ УСЛОВИИ ОБРАЗОВАНИЯ КРИСТАЛЛОВ ИЗ ЗАСТЕКЛОВАННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

В начальных разделах работы было высказано положение, что кристаллизация магматических пород может осуществляться в твердом стекловатом состоянии на месте их становления. В этих случаях кристаллогравитационная гипотеза дифференциации является неприменимой для объяснения петрогенезиса ассоциаций пород. Обсуждая другие возможные способы дифференциации магматического расплава и образования всего многообразия магматических пород, мы акцентировали внимание на ликвации и селективном плавлении — процессах, в которых кристаллической фазе не приписывается сколько-нибудь значительной роли.

Изучение конкретных естественных ассоциаций магматических горных пород показывает, что признаки проявления названных процессов развиты очень широко. Представляется, что сочетание ликвации и селективного плавления, при условии образования кристаллов из застеклованного магматического вещества, может обеспечить дифференциацию магмы и образование горных пород различного состава.

В этом разделе будет дано схематическое описание ряда геологических объектов из различных регионов, выполненное по более ранним работам наших и других авторов. Их генезис определялся с точки зрения ведущей роли механизма кристалло-гравитационной дифференциации. Как правило, при этом возникают противоречия с имеющимся фактическим материалом. Мы предлагаем вариант интерпретации проявившихся здесь магматических процессов, основанный на представлениях о кристаллизации порообразующих минералов из магматического стекла. Эти объяснения, с нашей точки зрения, менее противоречивы и, во всяком случае, не менее вероятны, чем первые. С их помощью получают разъяснение главнейшие петрографические и геологические особенности типовых объектов проявления эффузивной, интрузивной фации магматизма и их сочетаний.

АССОЦИАЦИИ, СЛОЖЕННЫЕ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ЭФФУЗИВАМИ

Участки преимущественного развития пород эффузивной фации позволяют выявлять последовательность излияния лав различного состава и устанавливать тенденцию в эволюции глубинных магматических источников. Вместе с тем петрографическое изучение эффузивов свидетельствует о преимущественной кристаллизации на поверхности на месте становления потоков и, следовательно, о неприложимости механизма

кристалло-гравитационной дифференциации к процессам глубинной эволюции магмы.

Нами (Волчанская, Фрих-Хар, 1968) были изучены кайнозойские вулканы, расположенные в верхних течениях рек Кахтун, Крерук и в бассейнах левых притоков р. Анавгай (Центральная Камчатка).

Кахтунский вулкан представляет собой сложно построенный вулканический аппарат щитовой формы с двумя хорошо выраженными вулкано-геоморфологическими провинциями: центральной, сложенной лавами и крупноглыбовыми вулкано-обломочными образованиями, и периферической с преобладанием туфогравелитов. Диаметр вулкана достигал 10 км.

В истории формирования вулкана можно выделить два крупных этапа. Первый этап характеризуется преобладанием эксплозивной деятельности, в результате которой извергались продукты кислого и основного состава. Второй этап развития вулкана связан с усилением эффузивной деятельности, давшей многочисленные потоки оливиновых базальтов, бронирующих крылья вулкана и придающих ему щитовую форму. Близко одновременно в его центральных частях внедрились небольшие экструзии андезито-дацитового состава. Характерной особенностью на протяжении всей истории формирования вулкана было попеременное излияние основных и кислых лав.

В бассейне реки Крерук нами изучался вулкан, сложенный преимущественно лавами пироксеновых андезитов. По сравнению с Кахтунским вулканом эта постройка отличается меньшими размерами и монолитным сложением с преобладанием лавовых потоков.

В верховьях реки Крерук обнажается нижняя часть разреза вулкана. Здесь наблюдается чередование андезитовых прослоев с лавобрекчиями того же состава, в обломках которых присутствуют обожженные разности. Толща прерывается дайками андезитов. Выше вулканическая постройка сложена исключительно лавовыми потоками мощностью 10-20 м каждый. Потоки отделяются друг от друга прослоями мощностью 1-2 м, сложенными вулканическими бомбами и брекчиями.

Вулкан построен не симметрично. В строении его северо-западного крыла участвуют породы дацитового ряда. На правом борту долины реки Анавгай на дацитах согласно лежат потоки обычных для вулкана двупироксеновых андезитов мощностью около 100 м. Их прерывает экструзия биотит-роговообманковых липарито-дацитов.

Краткая петрографическая характеристика пород, слагающих вулканы и их изменение по разрезу, приведены на фиг. 14.

Установлено, что вкрапленники плагиоклаза почти тождественны по составу и размерам в одновременных потоках близкого состава отдельных вулканов. Это дало нам в свое время основание выделить так называемые сквозные генерации. Предполагалось, что образованные на глубине в расплаве, они не претерпевали там в течение длительного периода формирования вулкана заметного изменения ни по составу, ни по величине. Однако тогда же мы отметили, что в основной массе пород широко развиты микролиты плагиоклаза, свидетельствующие о том, что кристаллизация вкрапленников не исчерпала материала, необходимого для формирования

Фиг. 14. Изменение петрографических свойств эффузивов в разрезах Кахтунского и Крерукского вулканов

I — геологический разрез; II — размер вкрапленников оливина, пироксена (a); III — размер вкрапленников плагиоклаза: а — максимальный, б — преобладающий; IV — содержание вкрапленников в породе; V — состав вкрапленников плагиоклаза; VI — железистость оливина; 1 — оливинные базальты, 2 — их лавобрекчии, 3 — их туфобрекчии, 4 — липариты, 5 — их туфы; 6 — их туфобрекчии, 7 — андезито-дациты, 8 — туфы и туфопесчаники, 9 — туфогравелиты, 10 — пироксеновые андезито-дациты, 11 — их лавобрекчии, 12 — их туфобрекчии, 13 — андезито-базальты, 14 — агломераты

этого минерала. Причина, которая могла приостановить закономерный рост вкрапленников, нам виделась в относительно резком уменьшении давлений при поступлении магмы в промежуточный очаг. Такое объяснение, однако, не снимает противоречия — не ясно, почему и в промежуточном очаге, если магма находится в расплавленном состоянии в течение всего периода его функционирования и формирования вулкана, не происходит дорастания ранних вкрапленников, либо формирования новых генераций. *потому что при уменьшении давления в очаге магма прорывом вытесняется в более или менее крупные фазы.*

Противоречия легко устраняются, если считать, что вкрапленники, как и микролиты, формировались в наземных условиях, в излившейся и застеклованной лаве. Близость составов последовательных потоков, их мощностей обусловили сходство условий остывания и, как следствие, тождественность облика кристаллизующихся минералов. При этом сходство составов последовательно изливающихся магматических масс может быть результатом перманентного селективного выплавления базальтового расплава из кристаллических масс значительного объема еще более основного состава. Прослой и экструзии кислых пород в этом случае могли формироваться за счет расплавления сиалического субстрата.

АССОЦИАЦИИ, СЛОЖЕННЫЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИМИ ИНТРУЗИЯМИ

Как указывалось выше, в субвулканических интрузивах широко проявлены признаки кристаллизации минералов без перемещения относительно вмещающей среды на месте становления магмы. В петрогенезисе этих образований кристалло-гравитационная дифференциация, по-видимому, не играла существенной роли. Вместе с тем выявление механизмов дифференциации глубинной магмы в области преимущественного развития подобных образований обычно объективно затруднено из-за пространственной разобщенности отдельных субвулканических тел.

На Камчатке в дайковом поле, к югу от р. Средний Кирганик описаны (Фрих-Хар, 1970) многочисленные субвулканические дайки, пластовые интрузии гранодиорит-порфиров, кварц-диоритовых и диоритовых порфиров.

Рассматриваемые интрузивные тела прорывают нижние части вулканогенного разреза на данном участке. Это обстоятельство, а также мощность разреза последнего (около 600—700 м) позволяют оценить глубину их формирования в 400—500 м. Малая глубина становления интрузий подтверждается также порфировым и порфировидным обликом пород и зо-

Таблица 8

Содержание некоторых окислов в последовательно образовавшихся дайках перевала Кирганинского (по Полохову и Волюнцу, 1968)

Порода	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂
Кварцсодержащий диорит-порфирит	3,58	2,26	60,04
Кварцевый диорит-порфирит	3,98	2,58	64,10
Диорит-порфирит	3,18	1,87	55,91

нами закалки, отчетливо проявленными в контактах с вмещающими образованиями.

Вместе с тем между различными генерациями рассматриваемых даек зоны закалки часто не наблюдаются, что говорит о близко-одновременном их внедрении. Содержание кремнекислоты и щелочей в последовательно внедряющихся магматических расплавах (табл. 8) изменяется не закономерно (Полохов, Волюнец, 1968).

Еще при полевых работах было обращено внимание на то обстоятельство, что во многих телах выдерживается определенная закономерность в распределении вкрапленников, а именно: центральные части даек, пластовых тел обогащены минералами и, в частности, плагиоклазами по сравнению с эндоконтактовыми.

Естественно было предположить, что эти генерации вкрапленников формируются при становлении подобных тел. Изучение шлифов, взятых в точках пересечения различных фаз, конкретизировало выявленную закономерность. Оказалось, что отношения содержания вкрапленников в центральной части тел к содержанию их в эндоконтактах колеблется в широких пределах (от 4:1 до 1,5:1).

К зонам эндоконтакта приурочены в основном сильно измененные, дробленные и оплавленные кристаллы плагиоклаза, которые по своим морфологическим особенностям могут рассматриваться в качестве ранних генераций минерала, поступивших сюда с более глубоких горизонтов. В других случаях такие вкрапленники плагиоклаза как бы отжаты к стенкам этих тел и образуют в породе полосы, обогащенные фенокристаллами и вытянутые вдоль контакта интрузии. В некоторых местах отмечены завихренные полосы. Характерно, что вкрапленники, скопившиеся у контактов, несут на себе четкие следы прототектонической обработки.

В центральных частях интрузии плагиоклазы имеют обычно свежий облик. Они отличаются по составу, не несут следов прототектонической обработки и резко преобладают по количеству над оплавленными раздробленными разностями. Наиболее распространенной генерацией, общей для многих тел на данном эрозионном срезе, является андезин № 36, обычно представленный сдвойникованными по альбитовому закону вкрапленниками. В отдельных случаях в небольших количествах эти плагиоклазы фиксируются и в эндоконтактах. Соотношения, наблюдаемые в шлифах, свидетельствуют, что эта генерация скорее всего наиболее поздняя.

Характер распределения этой генерации в породе резко отличается от распределения ранней генерации, для которой несомненно перемещение из глубины в жидком расплаве. Он позволяет говорить об отсутствии такого перемещения для генерации Al_2SiO_5 и, следовательно, о формировании ее в условиях твердого субстрата. Близость состава субстрата и условий становления для многих тел определили тождество морфологии и состава кристаллов.

Экстраполируя этот вывод об условиях формирования генераций на глубину, мы можем принять, что и ранние генерации образовывались в твердой среде. Последующим плавлением эта среда была расплавлена, а образовавшийся материал (расплав + кристаллы) внедрился в верхние структурные этажи. Перемещение сопровождалось гидродинамической дифференциацией — ликвационным расщеплением магмы на порции близкого состава, выполняющие в некоторых случаях различные полости, и концентрацией у стенок потока взвешенных кристаллов. При новом замораживании (главным образом под действием давления) магма этих слоев, заполнившая трещины-дайки, вновь стеклуется. Здесь в сходных условиях и формируется отвечающая им генерация плагиоклаза № 36.

При изучении позднемезозойских приповерхностных интрузий Восточной Монголии были обнаружены породы с признаками собственно магматических образований, но с аномальным для последних химическим составом (табл. 9).

Порода (обр. 1266/5) из района Гал-Шарайн-сомон с содержанием SiO_2 96,76% залегает в виде линзы длиной в 4 м и мощностью до 0,8 м, расположенной в поле базальтов. Линза находится на простирании липаритовой дайки, участками имеющей порфиоровое, а участками — стекловатое строение. Макроскопически порода (обр. 1266/5) имеет стекловатый облик, аналогичный облику стекловатых участков сопряженной дайки. Контакты с вмещающими базальтами резкие, базальты не изменены. Подобные образования в районе встречались неоднократно и всякий раз в тесной ассоциации с порфиоровыми липаритовыми образованиями, развитыми здесь широко. Следует отметить, что сходное геологическое положение занимают и тела сливного серого кварца, выполняющего мощные (2—5 м) протяженные (до 100 м) жилы. Некоторые из них содержат флюорит, являясь объектом разработки.

Порода (обр. 339) из района Сайхан-обо-сомон с содержанием SiO_2 92,90% слагает ветвящиеся жилы мощностью до 5 см. Они прорывают туфогенно-осадочные образования нижнего мела.

Порода (обр. 1362/4) из района Луус-сомон с содержанием SiO_2 79,76% слагает субвулканическое тело в поле измененных базальтоидов. Мощность тела до 100 м. Контакты резкие, четкие. В эндоконтактных зонах оно отчетливо флюидальное, при этом флюидальность имеет ориентировку, близкую к вертикальной. Здесь же отмечаются участки автобрекчиевого строения. Подобные образования в районе распространены широко. Они слагают тела различной мощности, в той или иной степени насыщенные родственными обломками. Иногда отмечаются серии подобных тел, границы между инградентами в подобных сериях не всегда четкие, однако каждый из них выявляется по зонально-симметричному строению.

Т а б л и ц а 9

Составы некоторых магматических стекол Восточной Монголии

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO
339*	92,90	0,17	2,58	1,00	0,15	0,65	0,07
1048*	97,36	0,16	0,22	1,14	0,15	0,51	—
1266/5	96,76	0,02	0,09	1,83	0,25	0,12	0,03
1362/4	79,76	0,25	9,64	1,45	0,57	0,97	0,08
1266	81,40	0,09	7,38	0,94	1,41	0,07	0,39

* Материалы М.С. Нагибиной

Среди них наблюдаются породы, раскристаллизованные до порфиривого и порфириовидного строения. От этих последних в свою очередь через промежуточные разности прослеживаются переходы к полнокристаллическим породам граносиенитового состава.

Другие, приведенные в табл. 9, породы имеют свойства и положение, близкие к изложенным выше.

Подводя итог, отметим некоторые общие черты. 1. Все породы залегают в виде тел, характерных для магматических образований. 2. Их выходы пространственно и структурно сопряжены во времени с породами кислого состава, магматическая природа которых не вызывает сомнений. 3. Вместе с этими последними, а также с телами сливного кварца они образуют генетически единые ассоциации. В этих ассоциациях рассматриваемые образования занимают промежуточное положение. 4. Отмечается флюидальность со сложной гофрировкой. Эти признаки позволяют высказать предположение, что природа рассматриваемых пород тождественна образованиям собственно магматическим. Они образовались не из гидроотермальных растворов, а в результате внедрения весьма вязкой массы кислого состава (жидкого стекла?). Представляется заманчивым принять аналогичный генезис и для сливных кремнистых пород, которые и по составу, и по условиям залегания весьма сходны с описанными образованиями.

Переходя к обсуждению возможных причин появления подобных расплавов, еще раз подчеркнем, что образованные ими породы слагают единые ассоциации с кристаллическими образованиями кислого ряда. Обычно в пределах каждого района устанавливается, что составы отдельных тел, выполненных подобными кристаллическими породами, несколько отличаются один от другого (табл. 10), а внедрение отвечающих им порций магмы чрезвычайно сближено во времени.

Предположения о возникновении расплавов в результате процессов кристаллизационной дифференциации не может быть принято уже потому, что составы наших пород существенно отличаются от всех известных кристаллических магматитов. Более того, они значительно кислее аляскитовых гранитов, аплитов, липаритов (табл. 11), которые по экспериментальным данным (Tuttle, Bowen, 1958) близки к эвтектическим соста-

MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Li ₂ O	Pb ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O
0,01	0,19	1,46	0,10	—	—	0,18	0,30
0,01	0,19	0,22	0,07	—	—	—	—
0,01	0,064	0,08	—	0,025	0,0001	0,10	1,27
0,02	2,76	4,07	0,01	—	—	0,06	0,38
0,42	2,03	3,72	—	—	—	0,90	1,17

вам системы кварц-ортоклаз — плагиоклаз. Таким образом, расплавы — генераторы наших пород не могут рассматриваться ни как остаточные при кристаллизации, ни как автектоидные, отвечающие ранним выплавкам кристаллического субстрата.

В то же время предположение о ликвационном механизме разделения магмы не требует каких-либо жестких ограничений в отношении возможных составов дифференциатов. Оствальд утверждает (по Дэли, 1932), что количество жидкостей, в смешивающихся ограничено (т.е. ликвидирующих), гораздо больше количества жидкостей, смешивающихся во всех пропорциях. Разделение на несмешивающиеся фазы с термодинамических позиций будет определяться лишь стремлением системы к минимальной внутренней энергии (Ботвинкин, 1971; Филиппович, 1967). В зависимости от $P-T$ условий, состава расплава, его газонасыщенности, наличия механических примесей и будет проходить ликвационное деление на фазы того или иного состава. В этой схеме расплавы — генераторы пород должны рассматриваться наравне с расплавами — генераторами кристаллических пород и, возможно, расплавами — генераторами низкотемпературного кварца в качестве рядовых инградентов — расплавов ликвидированного магматического очага.

Стекловатое строение рассматриваемых пород объясняется скорее всего бедностью расплава и их стекол летучими, а также быстрым остыванием. Действительно, в описываемых породах не обнаружено пневматолитовых и гидротермальных минералов, а залегают они в виде галл малой мощности и в приповерхностных условиях.

На примере туфолов и автобрекчий — класса пород, чрезвычайно широко распространенных как на территории Союза, так и за рубежом, покажем, что процессы селективного плавления играют, по-видимому, заметную роль в генезисе различных преимущественно субвулканических магматических образований.

Эти образования изучались нами в Приморском вулканическом поясе на территории Восточного Сихотэ—Алиня. Туфоловы липаритов встречаются здесь в экструзивном, интрузивном и эффузивном залегании. Характерна ассоциация туфолов липаритов с интрузиями гранитоидов. Гранитоиды,

Т а б л и ц а 10

Составы кислых вулканических и субвулканических пород из района Гал-Шарыйн.

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1112/5	73,47	0,21	12,25	1,26	0,36	0,04
1252	75,47	0,21	12,76	2,15	0,44	0,02
1269/2	73,66	0,24	13,08	2,34	0,00	0,03

по-видимому, образуют единые с туфоловами интрузивно-эффузивные комплексы, слагая центральные, наиболее глубокие их части. Контакты интрузий с вмещающими туфоловами не всегда отчетливы из-за интенсивной перекристаллизации последних. Однако они определяются как секущие по резкой смене идиоморфных порфировых выделений гранитоидов обломочными (хотя иногда частично регенерированными) порфировыми выделениями туфолов.

Приведем описание туфолов.

Липаритовая туфолава — массивная и плотная порода с порфировой структурой (табл. XVI, 1). Порфировые выделения составляют от 15 до 60-65% объема породы. Они представлены (в порядке уменьшения содержания в породе) плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой, биотитом, калиевым полевым шпатом. Все вкрапленники имеют обломочный габитус с максимальной величиной обломков 0,5 см. Реже встречаются сростки кристаллов. Кроме них в породе отмечаются куски вулканического стекла, сходных туфолов и чужеродные породы. Сортировки обломков в породе обычно не наблюдается. В то же время в некоторых телах, сложенных туфоловами, наблюдается полосчатость, обусловленная наличием линз, в которых обломки кристаллов резко отличаются по размеру от обломков, слагающих всю массу тела. Мощности подобных линз различны. Для тонкообломочных линз они достигают 0,5—1 м, для крупнозернистых не наблюдались более 5 см. Линзы расположены параллельно границам тел туфолов, как это видно, например, в одной из субфаз массива, расположенного в устье

Т а б л и ц а 11

Составы пород (по Дзели)

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Аляскит	75,47	0,07	13,03		1,04
Аплит-гранитовый	75,0	0,30	13,14	0,58	0,40
Липарит	72,80	0,33	13,49	1,45	0,88

CaO	MgO	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅
1,31	0,56	2,45	4,58	0,34	0,34	0,69
0,55	0,20	2,25	4,17	1,05	0,36	0,01
0,46	0,20	3,83	5,84	0,88	0,20	—

р. Кулумбе, где линзы тонкозернистых туфолов приурочены к эндоконтактной зоне и параллельны контакту.

Как уже отмечалось, общей особенностью минералов является преимущественное распространение их в обломочных формах. Вместе с тем отмечаются и сглаженные, оплавленные очертания кристаллов, а для кварца также и скелетные выделения. Последние обычно приурочены к центральным частям интрузивно-эффузивных комплексов вблизи контактов с гранитоидами и свидетельствуют, по-видимому, о регенерации минералов. Определение первичного состава большинства минералов затруднено из-за обломочного габитуса и наложенных вторичных изменений. Для плагиоклазов тем не менее удалось установить высокую степень упорядоченности ($K = 0,8-1$).

Лавовая природа основной массы подчеркивается флюидальностью, которая наблюдается повсеместно и выражается в полосчатости, обтекающей обломки кристаллов и пород. Флюидальность основной массы обычно не ориентирована в одной плоскости (табл. XVI, 2). Она изменяет свое направление в зависимости от расположения крупных обломков кристаллов. Стекло по составу кислое, о чем свидетельствуют показатели преломления. Обломочная составляющая основной массы представлена обломками фенокристаллов, реже рогульками стекла. Эти последние обычно спекаются, вытягиваются (особенно близ фенокристаллов). Мелкие обломки кристаллов в основной массе всегда имеют неправильную остроугольную форму. Иногда удается непосредственно в шлифе проследить связь их с материн-

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
0,01	0,06	0,45	3,53	4,81	0,52	0,01
0,07	0,30	1,13	3,54	4,80	0,71	0,03
0,08	0,38	1,20	3,38	4,46	1,47	0,08

скими кристаллами. Например, перемещение обломков роговой обманки от фенокристалла составляет лишь 2—3 мм. Это говорит о малой подвижности магмы и высокой ее вязкости.

Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, рудный минерал. Размер наиболее крупных из них, сфена и циркона, достигает 0,5 мм. Большинство из выделений приурочено к фенокристаллам. Форма преимущественно правильная, кристаллическая.

В породе отмечаются также литоидные включения, обычно с четкими границами раздела. По составу среди них различаются ксенолиты чужеродных пород и обломки туфолов и вулканического стекла. Первые играют подчиненную роль, среди них преобладают андезиты, андезито-базальты. Размеры их от нескольких миллиметров до 1—3 см. Контурные неправильные.

Чаще туфолавы и вулканическое стекло представлены во включениях. Туфолавы наблюдаются в виде изометричных выделений, отличающихся по цвету от окружающей породы. Диаметр таких включений от 1—2 см до 10—15 см. Они приурочены обычно к приконтактовым частям интрузивных тел туфолов.

Другая форма включений туфолов — фьяммеподобные уплощенные обломки. Размер их от 3—5 см до 10 см. Текстура массивная или флюидальная. Они ориентированы параллельно флюидальности вмещающей породы. В них отмечаются те же, что и в цементирующей породе, обломки кристаллов — кварца, плагиоклаза, биотита (последние также изогнуты). Однако основная масса этих включений отличается от основной массы вмещающей породы. Обычно у нее более высокая степень раскристаллизации. Например, в туфолаве с криптокристаллической основной массой отмечаются включения, в которых стекло раскристаллизовано с образованием фельзитовой и аллотриоморфной структур. В другом включении здесь же основная масса перекристаллизуется с образованием аллотриоморфных изометричных и линзовидных выделений кварца и серицита. Включения вулканического стекла отличаются от описанных лишь отсутствием порфировых обломков минералов. Наличие четких границ с вмещающей средой характеризует их как ксенообразования. Туфолавы липаритов относятся к классу щелочноземельных пород и по составу отвечают интрузиям гранитоидов Приморского пояса. Среди них распространены разности, пересыщенные алюминием. Для туфолов липарита характерны относительно широкие вариации в щелочности.

Приведенные данные позволяют высказать некоторые соображения о генезисе этих пород и сделать вывод об основополагающей роли в нем процессов селективного плавления. Порода является собственно магматической, о чем свидетельствуют лавовая природа ее цемента, а также формы и условия залегания. В отличие же от большинства вулканических и субвулканических образований ее кристаллическая фаза имеет преимущественно обломочный габитус и несомненно кристаллизовалась не на месте становления самой породы.

Минералогическая однородность этой фазы (отвечающей гранит-гранодиориту), ее соответствие составу лавового цемента не позволяют рассматривать ее как чужеродный, захваченный при извержении лавы из вмещаю-

щих пород, материал. Эти данные приводят к заключению о генетических соотношениях между кристаллической фазой и цементирующей массой. Обломочный габитус кристаллов и наличие обломков стекла объясняются дроблением при перемещении расплава в приповерхностные горизонты. Этому, по-видимому, в немалой степени способствовала высокая вязкость расплава, о чем говорит наблюдавшаяся в шлифах приуроченность мелких обломков кристаллов к материнскому индивиду.

Процесс дробления возможно объяснить также катастрофическим выходом из магмы части летучих, на обогащенность которыми указывает наличие перекристаллизованных с новообразованием биотита линз и участков в ее стекле.

Излившаяся на поверхность или внедрившаяся в приповерхностные структурные этажи магматическая масса затем застывала до стекловатого состояния. Ее дальнейшая кристаллизация затруднялась, по-видимому, в связи с потерей летучих. Тем не менее элементы этого процесса фиксируются в породах. В частности, повсюду отмечаются скелетные образования кварца, а в экзоконтакте гранитных массивов происходит регенерация обломков кристаллов плагиоклаза с образованием бахромистых граней. Основная масса перекристаллизуется с образованием фельзитовой и гипидиоморфной структур. В результате порода приобретает порфирово-кристаллическое строение. Оно весьма сходно со строением эндоконтактных фаций массивов, представленными порфиroidными гранитами. Наконец, минералогические составы порфиroidных выделений эндо- и экзоконтакта оказываются тождественными (Al_{30} , кварц).

В этом случае, по-видимому, можно говорить о близости условий кристаллизации гранитоидов и перекристаллизованных туфолав и экстраполировать на этом основании выводы по генезису последних также и на порфиroidные граниты. Поскольку перекристаллизация туфолав проходила в твердом состоянии, мы можем предполагать, что и гранитоиды кристаллизовались не из жидкой, а из твердой среды — переохлажденной магмы.

Генетические соотношения цементирующей массы с кристаллической фазой позволяют рассматривать расплав либо как первичную, остаточную после кристаллизации жидкость, либо как вторичную — результат селективного, скорее всего эвтектоидного выплавления из массивной кристаллической породы. В нашем случае присутствие наряду с обломочными оплавленными кристаллами, а также сростков минералов скорее свидетельствует о вторичной природе этого расплава. По-видимому, при резком падении давления подвергались частичному плавлению кристаллические породы гранит-гранодиоритового состава, залегавшие в коре на некоторой глубине. Этому предположению соответствуют и высокие значения коэффициента упорядоченности плагиоклазов из туфолав, обычно свойственные интрузивам и не характерные для эффузивов.

Среди гипабиссальных интрузивных образований расслоенные интрузии, по общему мнению, являются наиболее показательными объектами в аргументации представлений о выпадении кристаллов из жидкого расплава и гипотезы кристалло-гравитационной дифференциации. Возможность объяснения их генезиса при условии кристаллизации породообразующих минералов из застывшей магмы на месте ее становления представляет поэтому определенный интерес.

Расслоенные интрузии всегда привлекали внимание исследователей. Прекрасная сводка по расслоенным интрузиям Л.Уэйджера и Г.Брауна (1970) издана у нас. Широко известны также работы Ф.Уокера и А.Польдерварта, А.Б. Эдвардса, Н.А. Вембана, Л. Кента и Дж. Френкеля, опубликованные в сборнике "Геология и петрография трапповых формаций" (1950). В советской литературе петрология этих объектов с позиций кристаллизационной дифференциации рассматривается в работах М.Н. Годлевского, В.И. Гоньшаковой, В.Л. Масайтиса, И.А. Коровякова, А.Е. Нелюбина, А.М. Виленского, Н.Н. Павлова, Ю.Р. Васильева, А.И. Шахотько, Ю.И. Дмитриева, А.П. Лебедева, В.В. Золотухина, А.А. Полканова и др.

На основе работ указанных авторов дадим краткую геологическую и петрографическую характеристику расслоенных интрузий. Среди расслоенных интрузий преимущественным распространением пользуются тела, сложенные породами основного ряда. Для большинства этих интрузий характерно силловое залегание и расслоенное строение. Слои-линзы определенного состава выдерживаются на значительные расстояния, превышающие в десятки-сотни раз их мощность. Между слоями отмечаются как резкие, так и постепенные контакты. Иногда эти контакты выражаются переходной зоной, в которой обособления, шпирсы, линзы, каплевидные выделения одного состава цементируются другим. Слои простираются обычно параллельно контактам интрузии, обнаруживая при этом строгое подобие в простирации. Залегают они либо субгоризонтально, либо наклонно в глубь массива (обычно близ контактов), иногда отмечается псевдоскладчатость. Почти повсеместно распространены первичные структуры течения — полосчатость, линейность и трахитоидность. В некоторых случаях пласты по простирацию сменяются однородной породой.

Наблюдается закономерное изменение состава пород вверх по разрезу. Общая тенденция заключается в раскислении слоев, однако это правило имеет и исключения: относительно кислые по составу слои отмечаются среди основных, и наоборот. В соответствии с этой закономерностью изменяется минералогический состав слоев: основные по составу слои сложены преимущественно темноцветными минералами — оливином, пироксенном, титаномагнетитом, сульфидами, в меньшей степени лабрадором; в кислых по составу слоях отмечаются андезины, олигоклазы, реже калиевый полевой шпат. В иностранных работах для многих интрузий устанавливается так называемая скрытая расслоенность, обусловленная систематическим изменением природы и состава минеральных фаз в вертикальном разрезе интрузий, однако советские исследователи (Коровиков, Шахотько и др.) более осторожны в интерпретации данных по минералогии;

они отмечают широкие колебания в составе породообразующих минералов не только в объеме каждого слоя, но и в пределах одного шлифа. Некоторые слои-линзы выделяются лишь по степени раскristаллизации, в частности, известны изохимические линзы, имеющие стекловатое и пегматоидное строение.

Структуры пород, слагающих слои, отличаются разнообразием. Отмечаются паналлотриоморфнозернистые, пангипидиоморфнозернистые структуры пород, имеющие мономинеральный состав, известны пойкилитовые и гипидиоморфнозернистые структуры. Минералы выделяются как в законченной таблитчатой форме (при этом таблички часто ориентированы в соответствии со слоистостью), так и в форме скелетных образований, при этом длинная ось кристаллов зачастую ориентирована перпендикулярно слоистости.

Для расшифровки генезиса этих образований неизменно привлекаются представления о выпадении кристаллов из жидкого расплава и их гравитационном перемещении — гипотезу кристаллизационной дифференциации. Они удовлетворительно объясняют тенденцию к раскислению вверх по разрезу, наличие постепенных переходов между разностями пород. Однако ряд признаков интрузий трудно объяснить с помощью ранее существовавших представлений, на что обращали внимание Харкер, Г.Б. Роговер, А.А. Ярошевский и другие исследователи. В частности, такими признаками являются линзовидная форма слоев, их чрезвычайная протяженность при сохранении неизменными мощности и состава.

Трудно объяснить с позиций этих представлений четкие контакты между слоями, стекловатое строение некоторых из них, крутое падение слоев внутрь от контактов при выдержанной их мощности. Некоторые слои сложены агрегатом зерен одного, либо двух минералов, находящихся в тесном срастании и не несущих следов предварительной аккумуляции. Такие слои часто контрастно залегают в монотонной полиминеральной породе. Их возникновение при гравитационном накоплении проблематично. Наконец, трудно представить себе в этом случае возможность сохранения перемещающихся и накапливающихся в магме кристаллов весьма сложных и тонких скелетных форм.

Значительные трудности возникают при попытке объяснить с помощью указанных представлений расслоенные интрузии, залегающие вертикально. Такие интрузии описаны в Австралии (Mc Call, Peers, 1971). Дайка Биннеринжи протягивается на расстояние 300 км при ширине до 3,2 км. Для нее характерны все приведенные выше признаки расслоенных интрузий, но контакты между слоями повсюду имеют субвертикальное падение. Геологические данные позволяют однозначно утверждать, что нынешнее пространственное положение дайки отвечает первоначальному.

Для объяснения особенностей строения расслоенных интрузий сторонникам гипотезы кристаллизационной дифференциации приходится прибегать к весьма сложным построениям и многочисленным допущениям, возможность осуществления которых в природе является маловероятной. В частности, для Скергаардского массива предполагается существование в камере интрузии двух типов потоков: непрерывного ламинарного придонного и пульсационного турбулентного (со скоростью до 4 км в сутки!)

вдоль боковых стенок (Л. Уэйджер, Г. Браун, 1970); смена подвижно конвекционного состояния магмы застойным; периодически и в нужный момент устанавливающееся полное соответствие состава придонного расплава предварительно выпавшим на дно кристаллам.

Для Рамского массива предполагается многократное опустошение магматической камеры через гипотетические вулканические аппараты и соответствующее дополнение ее из магматического источника. В процессе формирования Стилуоторского массива предполагается, кроме того, что нисходящие потоки переохлажденной магмы в условиях относительно высокого давления частично раскристаллизовываются с образованием полевого шпата и темноцветных минералов. Эти потоки двигались над дном камеры и поднимались вверх с такой скоростью, что из магмы могли осаждаться лишь немногие кристаллы полевого шпата. Большая часть кристаллов выносилась в области более низкого давления (и температуры? — Д.Ф.), где кристаллы плагиоклаза могли плавиться (? — Д.Ф.). Перечень допущений, привлекаемых сторонниками концепции о движении кристаллов в магме под влиянием силы тяжести для объяснения наблюдаемых в расслоенных интрузиях соотношений можно было бы продолжить. Однако уже и так должно быть ясно, что расслоенные интрузии не могут однозначно свидетельствовать о правильности этой концепции.

В то же время расслоенный характер этих массивов, на наш взгляд, может свидетельствовать о проявлении процессов ликвации. Представление о ликвационном генезисе некоторых стратифицированных массивов не ново. В отношении полосчатых хибинских апатитовых руд его придерживаются, в частности, Б.Н. Мелентьев, Л.М. Делицын, Г.Б. Мелентьев (1972), И.В. Буссен, А.С. Сахаров (1972). Авторы считают, что ликвационный распад первоначально гомогенного расплава проходил спонтанно. Рассматриваемые породы они расценивают как модельные ликвационные структуры. Подобным же образом, как считал Левинсон-Лессинг (1949), произошли уральские полосчатые габбро.

Приведем некоторые из опубликованных наблюдений о строении стратифицированных интрузий, отвечающих ликвационному процессу (табл. XVI, 3, 4). Такими наблюдениями являются данные о наличии — наряду с постепенными — четких границ раздела между слоями, об отсутствии закономерного и направленного чередования слоев различного состава, о выклинивании слоев по простиранию и их изгибами без изменения мощности и состава. Представления о ликвационном генезисе, на наш взгляд, объясняют многие особенности строения указанных интрузий, если принять, что кристаллизация их осуществлялась из застывшей магмы на месте ее становления.

Попытаемся на основе приведенной характеристики расслоенных массивов наметить главные моменты подобного гипотетического процесса. Так, среди линз-слоев расслоенных массивов наряду с полиминеральными непременно отмечаются мономинеральные породы либо разности, сложенные двумя или тремя минералами. Можно заключить поэтому, что при ликвации закономерно выделялись фазы, соответствующие составу возможных для данной системы минералов и их комбинаций. Вместе с тем известно, что формирование квазикристаллических неоднородностей, все

более и более приближающихся к строению минералов, происходит в процессе структурирования расплава и стекла. Ликвация, таким образом, являлась естественным следствием структурирования и происходила уже после того, как неоднородности достигли высокой степени подобия минеральным фазам. Выделяющиеся микронеоднородности в дальнейшем объединялись с образованием в магматическом веществе макрообъемов, соответствующих по составу той или иной породе.

Наличие изгибов, плойчести слоев позволяет сделать заключение, что дифференциация магмы — оформление в ней ликвационных слоев — произошло не в самой интрузивной камере, а раньше. Подобным образом объясняет разделение меланократовой и лейкократовой частей полочатого габбро Северного Урала Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1949), который считает, что если на глубине, в магме, представленной габбро, произошло расщепление на полевошпатовую и пироксеновую или пироксеноливиновую комбинации, то должна получиться эмульсия в гигантском масштабе. Во время течения эмульсии могло и должно было произойти вытягивание отдельных ее участков в более или менее тонкие и неправильные или выклинивающиеся слои. При этом должно было произойти полочатое строение частью с выклинивающимися слоями.

Для рассматриваемых интрузий нет указаний на широкое распространение ксенообразований — обломков кристаллов и пород. Поэтому в данном случае механизм гидродинамического расслоения, предложенный Бэтхери (Bhattacharji, 1967), по-видимому, не играл существенной роли. В то же время многие из слоев, обладая практически изохимическим составом, различаются степенью кристалличности. Учитывая близость $P-T$ условий их становления, можно предполагать, что это обусловлено различием в содержании летучих в исходных стеклах. Возможно, как это предполагает К.И. Карапетян (1963), летучие способствовали и оформлению ликвационных слоев. По этому автору, при движении вязких магм возникают зоны с пониженным давлением, подобные зоны служат местом концентрации летучих, что обуславливает разделение расплава на несмесимые части.

Для большинства рассматриваемых интрузий общая тенденция заключается в увеличении основности пород вниз по разрезу. Весьма вероятно поэтому, что порядок расположения в пространстве этих слоев определяется силой тяжести. Это возможно лишь в случае, когда выводящий канал не является вертикальным, что соответствует наблюдениям за падением слоев подобных интрузий.

Таким образом, мы полагаем, что различие в химизме отдельных слоев — составляющих расслоенных интрузий — определялось еще до поступления магмы в камеру. Здесь же под влиянием давления и перепада температур должно происходить замораживание их до стеклообразного состояния, а затем и кристаллизация. Она в соответствии с развиваемыми представлениями осуществляется для каждого слоя отдельно, в соответствии с его составом, и не сопровождается перемещением кристаллической фазы с одного уровня на другой. В этом случае и возникают скелетные формы кристаллов с ажурной формой, кристаллы, ориентированные в направлении течения когда-то жидкого расплава, слои агрегатов мономинерального состава. При таком способе кристаллизации сохраняется харак-

тер контактов между слоями, определенный более ранним ликвационным разделением; он остается четким, если выделение данной ликвационной фазы завершилось, и постепенным, если застывание произошло раньше окончания этого процесса. В соответствии с таким механизмом кристаллизации внутри слоев практически не происходит изменения минералогического состава и структур вкрест простирания. При этом скорость остывания для всех инградиентов интрузий определяется лишь скоростью остывания всего объема интрузии, а следовательно, и не зависит от их мощности. Этим объясняется наблюдаемая в подобных интрузиях равная степень раскристаллизации слагающих их тел, жил, линз, слоев различной мощности.

Получает объяснение и относительно слабая степень раскристаллизации пород кислого состава. Расплавы, по которым они образуются, имея первоначальную температуру, общую для всего объема магмы, оказывались относительно перегретыми в сравнении с расплавами основного состава. Как известно, перегретые стекла кристаллизуются хуже.

АССОЦИАЦИИ РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В заключение рассмотрим пример более сложного сочетания разнообразных по составу и фациальной принадлежности пород.

В районе Гал-Шарыйн-сомон (Центральная Монголия) на площади около 2800 км² магматические породы представлены наиболее распространенными базальтами и андезито-базальтами, трахиандезито-базальтами, андезитами, дацитами, трахилипаритами, липаритами; здесь же отмечаются граниты, граносиениты, сиениты, граносиенит-порфиры, сиенит-порфиры, гранит-порфиры, интрузивные автобрекчии и, наконец, стекловатые и порфиоровые, часто брекчиевой, обломочной и игнимбритовой текстуры породы щелочнокислого состава, определяемые ранее как эффузивы.

В поле распространения эффузивов не удается выделить толщ, различающихся условиями залегания, составом слагающих пород; по-видимому, его следует считать одновозрастным, а слагающие его породы относить к единому стратиграфическому подразделению — эффузивной толще. Условно мы ее определяем как позднюрско-раннемеловое образование. По определению Г.Г. Мартинсона, этот возраст имеет пресноводная фауна и флора, собранная в осадочных прослоях среди базальтоидов.

Разрез толщи повсюду начинается с базальтов, химический состав которых характеризуется табл. 12. Вверх по разрезу толщи обнаруживается тенденция к раскислению. Разрез с постепенным раскислением наблюдается, в частности, у месторождения Дзун-Цаган-Дэль (табл. 13). В других случаях, залегающие в основании разреза базальтоиды контрастно сменяются кислыми по составу продуктами извержений. Подобные соотношения наблюдаются, например, к югу от гор Барун-Мандал-Обо, Барун-Барга. Кислые вулканиды слагают преимущественно экструзии, которые и в современном рельефе выражены положительными формами. Площадь экструзивных массивов различна — от 0,2–0,3 км² до 20–50 км². Наиболее мелкие, расположенные, в частности, к западу от горного массива Гал-

Т а б л и ц а 12

Химические составы базальтов из района
Гал-Шарыйн-сомон

Компонент	Номер образца		
	1262	1263	1270
SiO ₂	46,78	48,88	47,77
TiO ₂	3,10	3,08	1,99
Al ₂ O ₃	17,29	15,81	14,50
Fe ₂ O ₃	3,90	4,25	5,07
FeO	7,70	6,55	4,43
MnO	0,19	0,17	0,31
MgO	4,74	3,14	3,70
CaO	7,70	8,20	9,55
Na ₂ O	4,55	3,95	2,79
K ₂ O	1,77	1,99	1,81
H ₂ O ⁻	0,50	0,50	0,37
H ₂ O ⁺	1,28	1,87	2,77
П.п.п.	—	1,63	—
CO ₂	—	—	3,60
С у м м а	99,50	100,02	99,62

Шарыйн-Ула в поле базальтоидов, выделяются, как конусы, иглы, сложенные флюидальными трахилипаритами, липаритами. С некоторыми из этих тел связаны радиальные дайки. Другие массивы — Дзун-Барга. Сум-Барга, Барун-Барга, Барун-Мандал-Обо — достигают значительных размеров. Их слагают как брекчиевые, так и массивные липариты, трахилипариты. По концентрическому расположению брекчиевых пород здесь выявляются отдельные центры и жерла. Сливаясь вместе, продукты этих центров и образуют указанные экструзивные массивы.

Соотношение объема основных и кислых эффузивов в исследованном районе составляет не менее 50:1. Принадлежность пород основного ряда к эффузивной фации обычно определяется по наличию шлаковых корок. Кислые эффузивы характеризуются пемзовидным строением.

В эффузивных породах широко проявлены признаки кристаллизации на месте их становления. В базальтоидах наблюдаются занозистые и кружевные ограничения граней вкрапленников плагиоклаза, включения в фенокристаллах стекла и микролитов основной массы. Различаются отдельные стадии роста при кристаллизации из стекла порфирированных выделений пироксена. В кислых эффузивах отмечаются скелетные формы вкрапленников кварца, санидина, плагиоклаза, сферолиты и фенокристы в них. Для них, как и для присутствующих здесь обломков кристаллов, отсутствуют признаки гравитационного перемещения в расплаве.

Все другие магматические образования района, в том числе и картированные пермскими эффузивами породы кислого и щелочно-кислого

Таблица 13

Составы последовательно излившихся позднемезозойских
эффузивов у месторождения Дзун-Цаган-Дэль

Компонент	Номер образца		
	1114/2	1113/3	1112/5
SiO ₂	59,89	58,24	73,47
TiO ₂	2,65	2,27	0,21
Al ₂ O ₃	16,52	16,46	12,25
Fe ₂ O ₃	9,00	5,20	1,26
FeO	1,65	1,99	0,36
MnO	0,09	0,07	0,04
MgO	2,30	0,73	0,56
CaO	7,15	5,37	1,31
Na ₂ O	3,65	4,06	2,45
K ₂ O	2,90	3,66	4,58
H ₂ O ⁻	1,67	0,73	1,72
H ₂ O ⁺	0,78	0,75	1,12
P ₂ O ₅	0,55	0,44	0,08
С у м а	1100,00	99,97	99,44

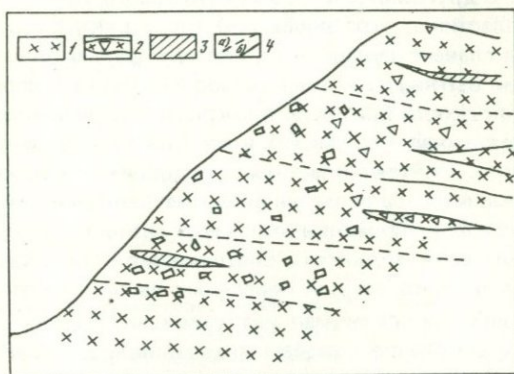
состава, моложе толщи эффузивов и представляют собой рвушие залежи. Среди них породы кислого и щелочно-кислого состава абсолютно преобладают по объему.

Различаются субвертикальные и пластовые залежи. Субвертикальные залежи представлены дайками различного простираения. Здесь отмечаются породы различной степени кристалличности — от порфировидных до стекловатых. При этом стекловатые образования часто сопровождаются кластическими породами. Характерна дайка, прослеживающаяся в субмеридиональном направлении согласно с напластованием вмещающих базальтов в 2,5 км к юго-западу от оз. Хангин-Нур. Протяженность дайки 100 м при мощности до 5 м. Дайка имеет четкое зональное строение. В эндоконтактах отмечается зона серого флюидального стекла. Центральные части сложены полосчатой брекчией липарита. Между этими зонами располагаются туфолавы.

По химическому составу породы субвертикальных залежей соответствуют гранитам, граносиенитам. Кроме того, здесь отмечаются разности с аномальным для магматических пород химическим составом и прежде всего исключительно высоким содержанием кремнекислоты.

Пластовые интрузии распространены значительно шире, чем субвертикальные залежи. Эти интрузии при предыдущих съемочных работах зачатую определялись как эффузивы и потому заслуживают здесь более детального описания. Показательно в этом отношении геологическое строение горных массивов с вершинами Ноен-Ула и Гал-Шарыйн-Ула, которые при предыдущих съемках относились к пермской эффузивной толще.

Массив Ноен-Ула площадью около 5 км² слагают преимущественно породы липаритового и липарит-трахитового состава, имеющие стекловатый облик, игнимбритоподобную, флюидальную, а также брекчиевую текстуру. Все породы содержат кристаллы олигоклаза. Однако выделяются разновидности с вкрапленниками кварца и без них, порфирировидного и порфирирового строения и т.д. Эти различия, чередуясь без видимой закономерности, слагают однородные по строению и составу линзы-пластины, залегающие весьма полого (фиг. 15). Мощность пластин до 10–12 м, протяженность несколько сот метров. В рельефе отдельные пластины, сложенные



Фиг. 15. Разрез горного массива у горы Ноен-Ула

1 — сиенит-порфир; 2 — брекчия сиенит-порфира (плотность знака 2 соответствует степени насыщенности пород обломками), 3 — стекловатые породы трахитового состава, 4 — контакты: а — нечеткие, б — четкие без завалки

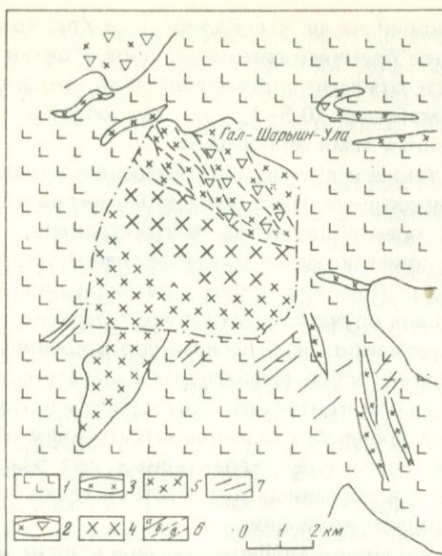
той или иной разностью, образуют уступы. Подобные признаки характерны для эффузивных толщ, однако в данном случае нигде не обнаружено шлаковых, обожженных разностей — неперенных атрибутов лавовых потоков.

Порода данных образований определяется другими данными. Характерно общее уменьшение степени раскристаллизации пород вверх по разрезу (хотя на этом фоне есть и отклонения) и некоторое увеличение кристалличности к центру отдельных пластин и линз. Контакты между разностями, слагающими пластины, или брекчированные, или постепенные, или резкие, но без закалки; характер этих контактов не позволяет говорить о последовательном внедрении. В объеме описываемых крупных пластин наблюдаются линзы, сложенные родственными им породами близкого состава, но несколько отличающимися от окружающих степенью раскристаллизации. Длина этих линз от нескольких сантиметров до нескольких метров, они изогнуты согласно с флюидальностью всей породы. Характер контактов этих линз с вмещающими породами таков же, как и между пластинами.

Пластина серовато-розовых массивных олигоклазовых сиенит-порфиров залегает гипсометрически ниже других разностей. Для нее однозначно

устанавливается интрузивная природа, так как она представляет собой непосредственное продолжение тела, прорывающего массив древних гранитов. Несмотря на практически горизонтальное залегание пластины, в ней не отмечается признаков кристалло-гравитационного разделения и, наоборот, проявлены признаки кристаллизации из застеклованного субстрата. В направлении к верхнему контакту в пластине отмечается некоторое уменьшение степени раскристаллизации, смена мелкозернистых паналлотриоморфнозернистых структур основной массы фельзитовыми и трахитоидными. Здесь же наблюдаются линзы с криптокристаллической раскристаллизацией. С другой стороны, в автобрекчиях, контактирующих с висячим боком пластины, этот последний тип структуры в приконтактной зоне является главенствующим, а участки с фельзитовым и мелкозернистым строением вытянуты в линзы, слабо изогнутые и параллельные флюидальности и плоскости контакта. В закристаллизованных линзах отмечается слабо проявленная зональность в степени кристалличности по отношению к границам. Контакт пластины с автобрекчиями, как и другие контакты в разрезе массива горы, не позволяет говорить о какой-либо последовательности в формировании отдельных разностей пород. В то же время ее условия залегания, мощность, соотношения с окружающими породами не отличаются от таковых для описанных выше эффузивноподобных пород. Таким образом, принимая интрузивную природу сиенит-порфиоров, мы имеем все основания признать интрузивное залегание и для вмещающих эффузивноподобных пород.

Сходная картина наблюдается и в массиве, слагающем гору Гал-Шарыйн-Ула (фиг. 16). Вмещающими здесь являются базальтоиды эффузивной толщи. Массив имеет грубо концентрическое строение. В центре его, выраженном в рельефе понижением, выходят олигоклазовые крупно-среднезернистые сиениты, граносиениты, сиенитовые и граносиенитовые порфиры. Отдельные разности в плане прослеживаются как линзы различной мощности и протяженности (от нескольких до 100 м). Периферию массива, морфологически выраженную хребтами, слагают эффузивноподобные олигоклазовые и санидиновые порфиридовидные, порфиоровые, стекловатые, брекчиевые и игнимбритообразные породы близкого состава, определенные предыдущими исследователями как пермские эффузивы. Условия залегания и соотношения между всеми разностями, слагающими массив, аналогичны описанным выше для массива г. Ноен-Ула и позволяют рассматривать всю их ассоциацию как близкоодновременное и генетически родственное образование. Интрузивная природа всей ассоциации определяется, с одной стороны, присутствием в ней полнокристаллических пород, а с другой — наличием силлов и даек, расположенных внутри массива и среди вмещающих базальтоидов в непосредственной близости от него и сложенных породами, аналогичными эффузивноподобным разностям массива. Серии таких тел, в частности, отмечались в 2—4 км к северу от массива. Мощность тел 8—15 м, местами они согласны с вмещающими потоками толщи базальтоидов, а иногда занимают секущее по отношению к ним положение. В этих телах, особенно в их эндоконтактах, так же как и в породах, слагающих массив, отмечаются ксенолиты вмещающих базальтов.



Фиг. 16. Геологическое строение горы Гал-Шарыйн-Ула, план

1 — толща базальтоидов; 2 — брекчия сиенит-порфира, игнимбритоподобные сиенит-порфиры; 3 — сиенит-порфиры массивные; 4 — порфиroidные и среднезернистые сиениты, граносиениты; 5 — породы сиенитового состава различной структуры и текстуры нерасчлененные; 6 — геологические границы; а — между разновозрастными образованиями, б — между одновременными образованиями, в — тектонические; 7 — дешифрируемое напластование в базальтоидной толще

Во всех указанных интрузивных образованиях проявлены признаки кристаллизации на месте их становления и без перемещения. В частности, для порфировых выделений калиевого полевого шпата, олигоклаза, кварца наряду с обломочными отмечаются скелетные формы. Наблюдается образование овоидных кристаллов плагиоклаза рубашкой калиевого полевого шпата, полнокристаллическое строение изгибающихся линз и слоев. Характерны структуры тесного срастания — пегматитовая и пойкилитовая. Несмотря на практически горизонтальное залегание в интрузиях не обнаруживаются признаков кристалло-гравитационной дифференциации: в пределах каждого слоя нет какого-либо обогащения тем или иным минералом приконтактных зон, слои с различным количеством вкрапленников чередуются в вертикальном разрезе незакономерно.

Обширные поля в пределах изученного района слагают также туфолавы липаритов, трахилипаритов. Породы характеризуются обломочным габитусом кристаллов-вкрапленников кварца, олигоклаза, калиевого полевого шпата, реже биотита и стекловатым базисом. Характерно, что среди этих пород отмечаются разности, аналогичные описанным для массивов Ноен-Ула, Гал-Шарыйн-Ула. При предыдущих съемках указанные породы определялись как пермские эффузивы. Однако у северной границы поля, расположенного между массивами Ноен-Ула и Гал-Шарыйн-Ула, прослежен

рвущий, крутопадающий на юг к г. Гал-Шарыйн-Ула, контакт туфолов липарита, с вмещающей брекчией сиенит-порфира. Контакт почти прямолинейен. В эндоконтакте отмечается флюидальность, параллельная контакту, наблюдаются маломощные (0,5–1,5 м) дугообразные (радиусом 10–15 м) дайки, сложенные теми же породами.

Нами изучались также и другие поля эффузивноподобных магматических пород, закартированные ранее пермскими вулканитами. К северу от Гал-Шарыйн-сомон преимущественно распространены брекчиевые разности, среди которых отмечаются и массивные сиенит-порфиры. К югу от сомона и к северу от г. Ноен-Ула широко развиты порфировые породы с олигоклазом. В разных случаях интрузивное залегание пород доказывается по комплексу признаков: несогласным соотношением контуров слагаемых ими тел со слоистостью вмещающих базальтоидов, крутой флюидальностью, параллельной контактам (при субгоризонтальном залегании базальтоидов), симметричным строением, отсутствием обожженных и пористых, пемзовидных разностей, характерных для эффузивов. Во всех этих разностях, как и в описанных выше, отсутствуют признаки кристалло-гравитационной дифференциации.

Таким образом, в районе Гал-Шарыйн-сомон многие эффузивно-подобные породы кислого и щелочно-кислого состава имеют интрузивную природу. Эти породы в большинстве своем слагают стратиформные пластовые субгоризонтальные и слабо наклоненные тела и потому чрезвычайно широко распространены в районе. Они непосредственно связаны с полнокристаллическими массивами того же состава. С другой стороны, структурно-текстурные особенности части пород в этой ассоциации определенно свидетельствуют о том, что они образовались в приповерхностных условиях. Вся интрузивная ассоциация является более молодым образованием, чем толща эффузивов.

Характеризуя вмещающую толщу эффузивов, мы отмечали в то же время, что в верхах ее разреза наблюдаются туфогенно-осадочные породы, экструзии и покровы кислого и щелочно-кислого состава, которые промежуточными разностями в непрерывных разрезах связаны с эффузивами основного состава. Таким образом, можно говорить о проявлении в районе генетически единого комплекса взаимосвязанных, разнообразных по составу и разнофациальных магматических пород. Этот комплекс в эффузивной фации включает гамму пород от базальтов до трахилипаритов при преобладающей роли первых, а в интрузивной фации слагается закристаллизованными в разной степени образованиями кислого и щелочно-кислого состава.

Подобные комплексы известны в Восточной Монголии и в других районах распространения позднемезозойских магматических пород (сомоны Тэбшин-Ширэ, Мунху-Ханый, Тумэн-Цогт, Бат-Норов и др.). Так же как и в данном примере для этих конкретных комплексов характерны: а) сопряженность пород щелочно-кислого, кислого, среднего и основного состава разнофациальной принадлежности (эффузивы представлены преимущественно основными разностями, интрузии — кислыми); б) пластовое залегание интрузий; в) слоистость в эффузивной и интрузивной фации и выдержанность слоев по составу; г) наличие автобрекчий и стекло-

ватых разностей; д) широкое проявление признаков стеклованного субстрата и отсутствие кристалло-гравитационной дифференциации. Закономерная повторяемость названных характеристик позволяет рассматривать их как показатели общего для указанных районов магматического процесса.

Попытаемся дать его гипотетическую характеристику на основе изложенных данных и с позиций развиваемых представлений. Обращает на себя внимание тесная ассоциация образований различного состава, сближенность их в пространстве, закономерная смена во времени. Это позволяет говорить о парагенетических соотношениях пород, слагающих комплексы, возникновении их из одних и тех же источников магмы. Наблюдаемые в объеме комплексов разновидности пород представляют собой в таком случае дифференциаты этих очагов. Характерна сопряженность интрузивных и эффузивных образований, пластовый характер инъекций. При относительно малой мощности (до 10–15 м) протяженность интрузивных тел достигает нескольких сот метров и первых километров. В то же время их характеризует выдержанность состава и структурно-текстурных признаков, незначительное количество обломков вмещающих пород, чистые контакты. Все это свидетельствует о высокой подвижности и малой механической активности магмы.

При описании комплексов отмечался расслоенный характер строения интрузий. Расслоение, проявленное в разных масштабах, фиксируется фьяммеподобными включениями стекла в грано-сиенит-порфирах, флюидальностью в стекловатых и плохо раскристаллизованных телах гранит-порфиров, линзами, относительно раскристаллизованных пород (до средне- и крупнозернистого строения) в пластинах, сложенных порфировыми и стекловатыми разностями; наличием согласных пластин-слоев, различающихся структурой слагающих их пород, протяженностью от нескольких метров до 100 м. При этом контакты между слоями пластов таковы, что в большинстве случаев не позволяют говорить о последовательном внедрении магматического материала, слагающего различные пластины. Расслоение не могло произойти в камерах становления интрузий после заполнения их магмой; сложный рисунок флюидальности и изогнутости линз говорит о том, что магматический материал расслоился еще раньше на глубине.

Интрузивные образования непосредственно связаны с разнообразными по составу эффузивами, сформировавшимися близко-одновременно и образующими выдержанные слои на поверхности. Можно заключить поэтому, что процесс глубинного расслоения магмы, фиксируемый интрузиями, определяет разнообразие пород рассматриваемых комплексов в целом. Причина подобного глубинного расслоения магмы не может быть обусловлена процессами кристаллизационной дифференциации уже потому, что отдельные пластины сложены стекловатыми породами, а другие различаются лишь количеством и размерами обломочной составляющей. Кроме того, во всех породах отчетливо проявлены признаки образования и роста кристаллов уже на месте становления тел. В то же время наличие четких границ раздела между отдельными пластинами и линзами позволяют предположить ведущим в этом процессе расслоения механизм ликвации.

Данные о наличии в брекчиях обломков, имеющих состав, близкий к составу вмещающей породы, свидетельствует о том, что поступление магматического материала в верхние горизонты коры проходило в несколько этапов. Ранние порции магмы останавливались в промежуточных камерах и преобразовывались в породы. Последующие порции (либо селективно образующийся из сформировавшихся пород расплав) захватывали обломки этих пород и переносили их на более высокие уровни. Возможно, что при движении магматического материала насыщенность последнего обломками твердого вещества способствовала дополнительному расслоению и дифференциации по законам течения потока.

Возникающие при расслоении расплавы разного состава характеризовались и различными физическими свойствами. В частности, основные по составу расплавы обладают меньшей вязкостью, а кислые — более высокой. В результате при разгрузке очагов расплавы различного состава удалялись от него на разные расстояния: основные расплавы преимущественно формировали более удаленную эффузивную фацию, кислые — менее удаленную, интрузивную. Этим же обстоятельством можно объяснить и последовательность поступления к поверхности расплавов различного состава: более вязкие кислые дифференциаты запаздывают в сравнении с основными.

Расслоенный и отдифференцированный таким образом расплав на месте становления вначале стекловался, последующая кристаллизация осуществлялась в застеклованном состоянии не одновременно, а послойно, в последовательности, определяемой в первую очередь составом слоев, а также значениями для них $P-T$ факторов, насыщенностью летучими. При этом из слоев сходного состава в близких условиях образуются и сходные породы. Именно поэтому практически идентичными оказываются неполнокристаллические породы слоев-пластин, залегающих последовательно в эндоконтактах массивов Ноен-Ула, Гал-Шарыйн-Ула. Расположенные более глубоко порции магмы кристаллизуются в поле больших величин давления и температуры; в результате получают полнокристаллические породы. Отличная от вмещающих образований кристаллизация линз из объема этих пластин, по-видимому, связана с режимом летучих; стекла, содержащие больше летучих при прочих равных условиях, образуют породы более высокой степени кристалличности.

Наконец, стеклование расплавов должно сдерживать возможность и скорость переработки заключенных в ней ксенообразований — в результате вынесенные из глубины обломки пород и минералов в субвулканических и приповерхностных условиях сохраняются.

Как видим, район Гал-Шарыйн-сомон характеризуется широким диапазоном и пестрым составом магматических образований. Это является одним из показателей интенсивности проявления процессов магматической дифференциации. Есть и другие признаки, указывающие на то, что в данном районе существовали условия, способствующие дифференциации. Так, наличие в брекчиях раскристаллизованных обломков, имеющих состав, близкий к составу вмещающей породы, свидетельствует об остановках магмы в промежуточных очагах. В этом случае наряду с кристаллизацией магматического стекла должно происходить появление дополни-

тельных ликвационных фаз. С другой стороны, обилие слабо раскристаллизованных интрузий в соответствии с развиваемыми представлениями свидетельствует о том, что кристаллизующиеся стекла возникали из расплавов, перегретых по отношению к вмещающей раме. Можно утверждать поэтому, что магматический источник находился на значительном удалении и продвижение магмы было настолько быстрым, что температура ее не успевала выравниваться в соответствии с температурой окружающих толщ. Подобное течение процесса должно способствовать гидродинамическому расслоению магмы. В этом случае возникают дополнительные возможности для проявления другого механизма дифференциации — расслоение магмы по законам течения жидкости.

ОБОБЩЕННОЕ СХЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ
ГИПОТЕТИЧЕСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Возникший тем или иным путем на глубине в зоне магмообразования расплав (а в некоторых случаях и взвешенные в нем реликты) перемещается скорее всего через разрывные трещины в зоны пониженного давления — в верхние горизонты коры. На этом этапе в соответствии с законами динамики потока должна осуществляться его дифференциация (гидродинамическая ликвация) на отдельные слои и линзы. Ведущими факторами этого процесса являются трение и вязкость, большое значение при разделении принадлежит взвешенным твердым частицам (реликтам пород). В соответствии с этими факторами, составом исходного расплава, его массой, величиной канала, его наклоном формируется сечение потока, состав отдельных слоев и линз. При этом в связи с большим количеством факторов дифференциации возможно появление как весьма близких, так и разнообразных по вещественному составу разностей. В случае вертикального расположения канала наиболее вероятно симметричное сечение потока, при наклонном его расположении строение скорее всего будет асимметричным. Расположение линз и слоев потока в меньшей степени будет определяться удельным весом слагающего их вещества. На этом этапе кристаллообразование проявляется в малых масштабах: возможно выпадение минералов с фиксированным составом и в некоторых случаях — зональных кристаллов минералов твердых растворов.

Движение магмы будет продолжаться до тех пор, пока она либо выйдет на поверхность, либо задуется в промежуточной камере — интрузии на некоторой глубине. В этом случае в условиях относительно пониженной температуры происходит замораживание магмы до стекловатого состояния. В соответствии с формой камеры и ее соотношением с каналом располагаются слои стекла разного состава (если они возникли в предыдущую стадию).

Эти фракции в дальнейшем либо закристаллизуются, либо вновь разжижаются и отпочковываются из магматического резервуара. Возможности для проявления второго из названных процессов определяются, во-первых, временем, прошедшим с начала остывания (закристаллизованная фракция отпочковаться не может), во-вторых, положением выводящих трещин. Коль скоро кислые магматические гидротермальные и промежуточные между ними дифференциаты существуют в очаге и кристаллизуются последними, их дальнейшее отделение скорее всего должно завершать магматический процесс, связанный с развитием данного промежуточного очага. Оно возможно и на ранних этапах развития

магматизма в случае, если трещина выйдет на уровень расположения этих дифференциатов. Таким образом, могут быть объяснены аномальные случаи последовательности проявления фракций кислых пород.

Однако если давление вновь не изменится (не приоткроется разлом, например) в стекле-магме, возникают статические ликвационные явления и оно начинает закристаллизовываться. В месте становления магмы преимущественно и осуществляется этот процесс. При этом каждый из слоев, имеющих близкие $P-T$ условия, кристаллизуется в свое время в соответствии со своим составом, насыщенностью летучими, механическими включениями. Общими правилами кристаллизации являются первоначально скелетная форма минералов, этапность в их образовании, отсутствие перемещения относительно цементирующей массы, прямая зависимость кристалличности от времени, температуры, давления, содержания флюидной составляющей.

При кристаллизации изохимические расплавы, а затем стекла должны получить более высокую степень кристалличности в более глубоких условиях, где меньше степень перегрева, больше давление и время остывания. В конкретном интрузивном теле слоистого состава в соответствии с этими законами первыми должны кристаллизоваться стекла наиболее основного состава и последними — стекла кислого состава (вплоть до существенно кремниевых). Минералы, как это установлено многими опытами по кристаллизации стекол и расплавов, выпадают в небольшом температурном интервале близко-одновременно, хотя и в определенной последовательности (Йодер, Тилли, 1965). Фазовый состав продуктов кристаллизации, зависит кроме состава субстрата также и от условий остывания. Он определяется известными диаграммами состояния, которые, как это было показано, приложимы к процессам кристаллизации стекол. Несмотря на различия в начале и окончании кристаллизации стекол разного состава, четкие границы, возникшие между ними на стадии гидродинамической ликвации, должны сохраниться и на стадии кристаллизации. Они могут размываться лишь в случае насыщенности стекол флюидами и проявления биметасоматоза.

Указанные закономерности кристаллизации осложняются в эндоконтактовых зонах. В эндоконтактах интрузий, где происходит более быстрое остывание магматического стекла, процесс кристаллизации начинается и заканчивается раньше, чем в центральных частях интрузии (в пологих залежах висячем эндоконтакте раньше, чем в лежачем). Поэтому может случиться так, что стекло кислого состава, если оно оказалось в эндоконтакте интрузии, закончит кристаллизацию раньше, чем стекло основного состава, приуроченное к центральной части массива. В связи с быстрым остыванием в зоне эндоконтакта создаются наименее благоприятные условия для роста кристаллов, в результате в эндоконтактах интрузий мы чаще наблюдаем скелетные формы минералов. Магма эндоконтактовых зон, кроме того, при заполнении камеры могла ассимилировать материал вмещающих пород. В результате состав ее изменится в сравнении с составом центральных зон, что может изменить порядок кристаллизации и состав кристаллизующихся фаз.

Все сказанное об особенностях кристаллизации эндоконтактных зон не относится к контактам стекол различного состава внутри интрузии. В сравнении с центральными зонами участков (линз, слоев), сложенных этими стеклами, здесь в общем случае не должны проявляться какие-либо дополнительные факторы, затрудняющие кристаллизацию. В результате и степень раскристаллизации контактов участков различных стекол обычно не ниже, чем в центральных зонах. Более того, здесь иногда наблюдаются более раскристаллизованные породы, что, по-видимому, объясняется экранирующей ролью для флюидов самой поверхности контакта (как известно, насыщенность флюидами способствует раскристаллизации стекла).

С другой стороны, и в экзоконтакте P - T условия отвечают таковым эндоконтактных зон массива; кроме того, его, как и в эндоконтактах, слагает твердый субстрат. В результате фазовый состав роговиковых фаций оказывается часто близким фазовому составу эндоконтакта интрузии.

Фактором, осложняющим процесс кристаллизации, является насыщенность того или иного стекла летучими.

В жидком неподвижном расплаве флюиды могут свободно мигрировать в области низких концентраций и давлений, это должно приводить к непрерывному характеру изменения их содержания внутри массива. Стекловатое же состояние затрудняет миграцию флюидов в массиве, поэтому различные стекла оказываются насыщенными ими в разной степени. Эта дискретность в содержании флюидов в принципе сохраняется в течение всего периода кристаллизации. В результате стекла близкого состава, находящиеся при одних и тех же P - T условиях, могут раскристаллизовываться в различной степени. Примером могут служить часто наблюдающиеся в интрузии участки, линзы, слои пород, отличающиеся от вмещающих лишь степенью кристалличности.

Плавление, если температура и давление еще достаточно высоки, возможно и в промежуточных очагах. Так же как и в начальные этапы, ранние выплавки будут отвечать эвтектоидным для данных условий составам. В соответствии с существующей уже послонной дифференциацией магматического объема в камере происходит поэтапное его плавление: первыми плавятся слои, сложенные легкоплавким материалом (здесь играют роль и соотношения породообразующих окислов и содержание летучих). Сами слои в свою очередь плавятся селективно — часть сформировавшихся к этому времени кристаллов благодаря резкой смене условий может при этом оставаться в метастабильном состоянии.

При перемещении возникающих расплавов вновь происходит их гидродинамическое расслоение, частичное дробление и резорбция метастабильных кристаллических образований, оформление в слои и линзы ранее возникших статистических ликвационных неоднородностей. Таким путем последовательно осуществляется дальнейшая дифференциация магматического материала.

На поверхность магма может поступать либо непосредственно из источника, либо из пунктов ее остановки — промежуточных очагов. Она, таким образом, может быть в значительной степени загрязнена кристалли-

ческими компонентами, образовывавшимися при ее остановках на более глубоких горизонтах. Загрязнение не должно наблюдаться, если магма выходит на поверхность, минуя подобные остановки. Здесь будет происходить ее окончательная кристаллизация. Как и в случае интрузий, этой кристаллизации должно предшествовать стеклование расплавов. Переход расплава в стекло в эффузивах вызывается быстрым охлаждением и потерей летучих. В условиях быстрого остывания и низкого давления кристаллизация стекла идет преимущественно по пути образования большого количества центров кристаллизации, из которых затем вырастают микролиты — компоненты основной массы пород. При этом ориентировка микролитов может определяться тем напряжением, которое существовало в расплаве при его движении. Одновременно с образованием микролитов растут и вкрапленники, некоторые из них захватывают при своем росте стекло и образовавшиеся кристаллические компоненты основной массы. Естественно, что условия кристаллизации в центральных и краевых частях потока будут различны: в последнем случае магма активно реагирует с воздухом и быстрее остывает. В результате среди вкрапленников корок потока и бомб большим распространением пользуются неполные, скелетные формы кристаллов, содержащие часто включения опацизированного стекла.

Таким образом, в обсуждаемой модели магматического процесса гравитационное перемещение кристаллов не является активным фактором дифференциации магмы. Образование кристаллов в основном происходит уже после того, как магма разделится на инградиенты различного состава. Кристаллизации предшествует стеклование жидкого расплава. Ведущими механизмами дифференциации, обеспечивающими образование серий разнообразных горных пород и отвечающими подобному способу кристаллизации, являются ликвация и селективное плавление.

В настоящей работе предлагается концепция кристаллизации из застеклованного магматического вещества. Выдвигаемое положение, так же как и традиционные представления, основано на петрографических и геологических наблюдениях. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что для геологических тел, образовавшихся в субвулканических и поверхностных условиях, вырисовывается обширный класс кристаллов и их ассоциаций, рост и формирование которых осуществлялись на месте становления магмы, без перемещения относительно вмещающей среды.

Этот класс может быть значительно расширен логическим экстраполированием. В частности, в одних и тех же телах можно проследить переходные формы между дендритовыми и правильными кристаллами, между отдельными кристаллами и сложными сростками их. Непрерывные переходы наблюдаются между эндоконтактовыми стекловатыми зонами и центральными закристаллизованными частями многих гипабиссальных тел, а также между телами различной фациальной принадлежности. Все это позволяет распространять заключение об отсутствии перемещения растущих кристаллов и вмещающего субстрата на целые геологические тела преимущественно субвулканических и эффузивных фаций.

В условиях, когда плотность этого субстрата и кристаллической фазы в общем случае различается, подобное явление может быть обусловлено лишь исключительно высокой вязкостью субстрата.

Не вступая в противоречие с современными определениями жидкого и твердого стекловатого состояния вещества, мы можем заключить, что полученные нами наблюдения о соотношении кристаллической фазы и субстрата свидетельствуют о росте кристаллов в твердом застеклованном магматическом веществе — магматическом стекле и образовании пород вследствие кристаллизации последнего.

Результаты кристаллизации искусственных стекол свидетельствуют о том, что она подчиняется тем же закономерностям, что и кристаллизация магматического вещества, а данные термодинамики и геологические наблюдения — о прохождении магматическим расплавом стадии стекловатого состояния, предшествующей кристаллизации в эффузивной и интрузивной фации.

Вывод о кристаллизации из застеклованного магматического вещества противоречит представлениям о широком проявлении в природе гравитационно-кристаллизационной дифференциации. Он, однако, находится в полном соответствии с механизмами дифференциации, основанными

на ликвации и селективном плавлении. Подобное соответствие при условии широкого проявления в природе признаков указанных механизмов может служить одним из косвенных аргументов в пользу выдвигаемого положения.

Таким образом, изучение значительного по объему материала по изверженным породам различных регионов позволило нам сделать заключение о значительной роли процессов стеклования магмы и образования разнообразных магматических пород из магматического стекла. Несомненно, что вопрос о том, насколько широко распространено это явление в природе, в настоящее время дискусионен. Мы попытались показать, что представления об образовании горных пород путем раскристаллизации стекла открывают новые возможности для обсуждения некоторых петрологических проблем и не противоречат наблюдаемым в природе особенностям описанных магматических ассоциаций.

В работе особое внимание уделено обсуждению процесса ликвации, который, согласно представлениям автора, является ведущим механизмом дифференциации магм. Предполагается, что дальнейшее решение вопросов кристаллизации природных стекол как сложных силикатных систем должно идти по пути разработки теории этого процесса, так же как и законов ликвационного разделения силикатных расплавов. При этом наряду с несомненным значением эксперимента главную роль должно играть, по нашему глубокому убеждению, целенаправленное геологическое и прежде всего петрографическое изучение природных магматических объектов.

- Августиник А.И. К вопросу образования кристаллической фазы из силикатного расплава. — В кн.: Стеклообразное состояние. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Андрюхина Т.Д. Зависимость плотности стекла от теплового прошлого. — В сб.: Стеклообразное состояние. М., "Наука", 1965.
- Аппен А.А. Химия стекла. Л., "Химия", 1974.
- Базарова Т.Ю., Дмитриев Э.А. Температурные условия кристаллизации фергусит-порфиоров Восточного Памира. — Докл. АН СССР, 1967, 177, № 1.
- Бакли Г. Рост кристаллов. М., ИЛ, 1954.
- Бакуменко И.Т., Каляго С.С., Соболев В.С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях. — Докл. АН СССР, 1967, 175, № 5.
- Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.
- Безбородов М.А. Камни в стекле, их происхождение, распознавание и предупреждение, изд. 2-е, М.-Л., Гизлегпром, 1939.
- Белов Н.В. Строение стекла в свете кристаллохимии силикатов. — В кн.: Стеклообразное состояние. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Белянкин Д.С., Иванов Б.В., Лапин В.В. Петрография технического камня. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Белянкин Д.С., Лапин В.В. Некоторые черты кристаллического строения высокоглиноземистых доменных шлаков Урала. — В кн.: Академик Д.С. Белянкин. Избр. труды. Т.1. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Белянкин Д.С., Торопов Н.А. Микроструктуры некоторых известково-алюминатных расплавов. — В кн.: Академик Д.С. Белянкин. Избр. труды. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Березной А.И. Ситаллы и фотоситаллы. М., "Машиностроение", 1966.
- Бобкова Н.М., Трунец И.А., Тиховка Ш.С. Исследование структурных особенностей силикатных стекол при различных условиях их синтеза. — В кн.: Экспериментальные исследования минералообразования в сухих окисных и силикатных системах. М., "Наука", 1972.
- Бондаренко Б.Ф., Вагин В.В., Литвин В.А., Мамий Н.Д. Исследование влияния тепловой обработки расплавов и каменного литья на процесс минералообразования. — В кн.: Проблемы каменного литья, вып. 2. Киев, 1968.
- Бородаевская М.Б. Некоторые особенности порфировых выделений различных генетических типов в жильных породах порфирового сложения. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1961, № 7.
- Боруков М.Ю., Кейтлин Л.Г., Кацоева Ф.Н. и др. Поведение горных пород при нагревании в вакууме. — Узб. геол. ж., 1971, № 6.
- Ботвинкин О.К. Процесс стеклования и строение стекла. — В кн.: Стеклообразное состояние. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ботвинкин О.К. Процесс стеклообразования и некоторые свойства стекол в ликвирующих системах. — В кн.: Стеклообразное состояние. Л., "Наука", 1971.
- Боуэн Н.Л. Эволюция изверженных пород. М.-Л., ОНТИ, 1934.
- Бриджмен П.В. Физика высоких давлений. М.-Л., ОНТИ, 1935.
- Бродин Б.В. Вопросы генезиса мirmekитовых, дендритовых и сферолитовых структур минеральных агрегатов. — В кн. Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М., "Наука", 1966.
- Бузкова Н.Г. О пироморфизме обломков гранита в андезите (Рудный Алтай). — Зап. Всесоюз. мин. об-ва. Серия 2, 1969, ч. 98, вып. 1.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Первичная расслоенность и первично расслоенные массивы. — В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л., "Наука", 1972.
- Бюллетень технической терминологии. Вып. 23. М., Изд-во АН СССР, 1938.

Виноградов А.П., Ярошевский А.А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. — Геохимия, 1965, № 7.

Власов А.Г., Венедиктов А.А., Дутова К.П. и др. Упорядоченная структура неорганических стекол. — В кн.: Стеклообразное состояние, Л., "Наука", 1971.

Волчанская И.К., Фриш-Хар Д.И. Об особенностях формирования алнейского комплекса в бассейне Кактуна и Крерука; (Срединный хребет Камчатки). — В кн.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М., "Наука", 1968.

Вольнец О.Н., Богоявленская Г.Е. Гранитоидные включения в четвертичных лавах Камчатки. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденение Дальнего Востока. Владивосток, 1973.

Воларович М.П., Корчемкин Л.И. Опыт по получению структур течения расплавы горных пород и по фильтрации расплавы, содержащих кристаллы. — Труды III совещания по экспериментальной минералогии и петрографии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1940.

Генштафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Кристаллизация базальта при давлении 25 кбар и температурах от 800 до 1300°C. — Сов. геология, 1975, № 8.

Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950.

Гинзберг А.С., Осипов М.В., Семенов Ф.Т. Кристаллизация литых изделий без отжига. — Труды II совещания по экспериментальной минералогии и петрографии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937.

Годовиков А.А. Введение в минералогию. Новосибирск, "Наука", 1973.

Григорьев Д.П., Искюль Е.В. Дифференциация некоторых силикатных расплавы как результат образования двух несмешивающихся жидкостей. — Изв. АН СССР, Серия геол., 1973, № 1.

Григорьев Д.П. Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации. — В кн.: Академику Д.С. Белянкину. М., Изд-во АН СССР, 1946.

Грин Т.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.

Гуцов И., Константинов И., Капшев Р. К термодинамике кристаллизации стеклообразующих расплавы. — В кн.: Стеклообразное состояние. Л., "Наука", 1971.

Данилова Н.П. Зависимость температурного интервала кристаллизации стекол системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ от состава. — В кн.: Стеклообразное состояние. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Диков Ю.П. Рентгено-спектральные исследования силикатов. Докл. АН СССР, 1975, 24, № 1.

Дмитриев И.А., Хан Б.Х. Структурные превращения в стеклах систем $\text{BeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{MgO}$. Изв. АН СССР. Неорг. материалы, 1972, 8, № 10.

Добрецова Т.Г., Добрецов Г.П. Гранофировые структуры в гранитоидах хребта Алтынзмель (Южная Джунгария) и вопросы их генезиса. — В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972.

Дэли Р.А. Магматические горные породы и их происхождение. Гостехиздат, 1920.

Евстропьев К.К. Диффузионные процессы в стекле. Л., Изд-во литер. по строительству, 1970.

Жабин А.Г. Метакристаллы и критерий относительного идиоморфизма минералов. — В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогенез минералов). М., "Наука", 1966.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Гостгеолитиздат, 1961.

Йодер Г.С. (мл.), Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм (результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем). М., "Мир", 1965.

Калинина А.Н., Филиппович В.И., Колесова В.А., Бондарь И.А. О продуктах кристаллизации литевых стекол. — В кн.: Стеклообразное состояние. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Карапетян К.И. Шаровидные и ленточные обособления в трахилипаритах Гегамского нагорья (Арм. ССР). — Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 90.

Коваленко Н.И., Коваленко В.И., Белых А.А. Экспериментальные исследования плавления и кристаллизации топазсодержащих кварцевых кератофинов (отонитов) в присутствии воды и растворов плавиковой кислоты. — Докл. АН СССР, 1974, 215, № 3.

Ксенолиты и гомеогенные включения. — Материалы симпозиума 1967 г. М., "Наука", 1969.

- Крестовников А.Н., Вигдорovich В.Н.* Химическая термодинамика. М., Металлургия, 1962.
- Кузнецов В.Д.* Кристаллы и кристаллизация. М., Гостехтеоретиздат, 1953.
- Курцева Н.Н.* Химико-минералогическое исследование шлаков никелевого производства. — В кн.: Исследования по экспериментальной и технической петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Лапин В.В., Соловова И.П.* О некоторых особенностях выделения мелелита и двухкальциевого силиката при кристаллизации доменного шлака в твердом состоянии. — В кн.: Проблемы каменного литья, вып. 2. Киев, 1968.
- Лебедев А.А.* Вступительное слово. — В кн.: Стеклообразное состояние, вып. 1. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Петрография. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Геологический очерк Южно-Заозерной дачи и Денежкина Камня на Северном Урале. — Избр. труды. Т. 1. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Леммлейн Г.Г.* Коррозия и регенерация кварцевых вкрапленников в кварцевых порфирах. — Докл. АН СССР, 1930, 13.
- Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. Т. 1, 2. М., "Наука", 1971.
- Масуренков Ю.П., Вольнец О.Н.* Реликтовые минералы в вулканических породах. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли, М., "Наука", 1971.
- Мелентьев Б.Н., Делицин Л.М., Мелентьев Г.Б.* Значение ликвации в магматическом процессе. — В кн.: Экспериментальные исследования минералообразования в сухих окисных и силикатных системах. М., "Наука", 1972.
- Менерт К.* Мигматиты. М., "Мир", 1971.
- Морковкина В.Ф.* Габбро-перидотитовая формация полярного Урала. М., "Наука", 1967.
- Морковкина В.Ф.* Петрология гипербазитов Севанского хребта. М., "Наука", 1974.
- Наседкин В.В.* Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Наседкин В.В.* Петрогенезис кислых вулканитов. М., "Наука", 1975.
- Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В.* Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Павлушкин Н.М., Ходаковская Р.Я.* О природе ликвации в процессе ситаллизации титансодержащих стекол. — В кн.: Экспериментальные исследования минералообразования в сухих окисных и силикатных системах. М., "Наука", 1972.
- Парфенова О.В.* Породообразующие минералы автомагматических брекчий как показатели условий их формирования. Автореф. канд. дис. М., 1973.
- Петров В.П.* Магма и генезис магматических горных пород. М., "Недра", 1972.
- Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 90.
- Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом. — Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1956, вып. 11.
- Полохов В.П., Вольнец О.Н.* Дайковый комплекс и оруденение района Кирганинского перевала (Срединный хребет Камчатки). — В кн.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М., "Наука", 1968.
- Попов В.А.* Новый метод исследования сферолитовых образований. — Труды СПб. об-ва естествоиспыт., 1903, 23, вып. 5.
- Пянишников В.П.* Ковалентная модель кремнезема и общие закономерности процесса стеклообразования. — В кн.: Стеклообразное состояние. Л., "Наука", 1971.
- Рид Х.* Размышления о граните. — В кн.: Проблемы образования гранитов. М., ИЛ, 1949.
- Роговер Г.Б.* Месторождение Норильск-1, некоторые его особенности, могущие иметь поисковое значение, и рациональная методика его разведки. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Розенбуш Г.* Описательная петрография. Л.-М., Госгеолнефтеиздат, 1934.
- Роусон Л.Р.* Стеклообразующие неорганические системы. М.-Л., "Мир", 1971.
- Руденко С.А.* Скелетный рост кристаллов в породах и рудах. — Зап. Всесоюз. мин. об-ва. Серия 2, 1966, ч. 95, вып. 2.
- Слезин Ю.Б.* О возможной связи динамики вулканического очага с реологическими свойствами магмы. — Геол. и геофиз., 1972, № 10.
- Слободской Р.М.* Признаки внедрения магмы при формировании гранитоидных массивов. — Геол. и геофиз., 1971, № 4.
- Справочник физических констант горных пород. М., "Мир", 1969.

Стейнер А. Происхождение игнимбитов острова Северный, Новая Зеландия. М., ИЛ., 1963.

Тамман Г. Стеклообразное состояние. М.—Л., ОНТИ, 1935.

Тиррель Г.В. Основы петрологии. М.—Л., ОНТИ, 1932.

Торопов Н.А. О последовательности выделения кристаллических фаз различного состава из силикатных расплавов. — В кн.: Стеклообразное состояние, вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Уббелоде А. Плавление и кристаллическая структура. М., "Мир", 1969.

Устиев Е.К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., "Мир", 1970.

Фандерлик М. Пороки стекла. М., Изд-во литер. по строительству, 1964.

Филиппович В.Н. Начальные стадии кристаллизации стекол и образование ситаллов. — В кн.: Стеклообразное состояние. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Филиппович В.Н. Теоретическая схема процесса ликвации в растворах и стеклах. Диффузионная стадия фазового распада. — Изв. АН СССР. Неорг. материалы., 1967₁, 3, № 7.

Филиппович В.Н. Теоретическая схема ликвации в растворах и стеклах. Флуктуационная стадия фазового распада. — Изв. АН СССР. Неорг. материалы., 1967₂, 3, № 6.

Френкель Я.И. Кинетическая теория жидкостей. — Избр. труды. Т. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959.

Фогель В. О ячеистой структуре стекла. — В кн.: Стеклообразное состояние. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.

Фрих-Хар Д.И. К петрологии туфов Приморского вулканического пояса. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 3.

Фрих-Хар Д.И. Зависимость вещественного состава эффузивов от процессов дифференциации расплава в малоглубинных камерах. — В кн.: Магма малоглубинных камер. М., "Наука", 1970.

Фрих-Хар Д.И., Ярмолюк В.В. Диаграммы состояния систем твердых растворов и кристаллизация магмы. — Геохимия, 1974, № 11.

Хан Б.Х., Быков И.И., Кораблин В.П., Ладокис В. Затвердевание и кристаллиза-

ция каменного литья. Киев, "Наукова думка", 1969.

Хан Б.Х., Шаркин О.П., Пилянкевич А.Н. Экспериментальное изучение микроскопической неоднородности продуктов кристаллизации в основных силикатных системах. — В кн.: Экспериментальные исследования минералообразования в сухих окисных и силикатных системах. М., "Наука", 1972.

Хиллинг У., Тернбулл Д. Теория роста кристаллов из чистых переохлажденных жидкостей. — В кн.: Элементарные процессы роста кристаллов, М., ИЛ, 1959.

Цветков А.И. Некоторые данные по кристаллизации плавленного диабаз. — Труды II совещания по экспериментальной минералогии и петрографии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.

Чесноков Б.В. Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М., "Недра", 1974.

Шафрановский И.И., Мокиевский В.А. Условия роста, геометрия и симметрия скелетных кристаллов. — Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1956, 85, № 2.

Эйтель В. Физическая химия силикатов. М., ИЛ, 1962.

Яворский Б.М., Детлаф А.А. Справочник по физике для инженеров и студентов вузов. М., Физматгиз, 1963.

Bhattachari S. Mechanics of flow differentiation in ultramafic and mafic sills. — J. Geol., 1961, 75, N 1.

Botting I., Kudo A., Weill D. Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase. — Amer. Miner., 1966, 1, N 5-6.

Bowen N.L. Tristallization differentiation in silicate liquids. — Amer. J. Sci., 4-th Ser., 1915, 39.

Bowen N.L. The melting phenomena of the plagioclase feldspars. — Amer. J. Sci., 4-th Ser., 1913, 35.

Ewart A. Chemical changes accompanying sperolite crystallization in rhyolitic lavas, Central Volcanic region, New Zeland. — Miner. Mag., 1971, 38.

Halki T.A., Wright T.L. The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1964, 31, N 5.

Greig J.W. Immiscibility in silicate melts. — Amer. J. Sci., 1927, 13.

McCall G.J., Peers L. Geology of the Binnerique Dyke, Western Australia. — Geol. Rundschau, 1971, 60, Hf. 3.

Marshall R.R. Devitrification of natural

glass. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, 72, N 10.

Orville P. Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chlorite solution: resurte at 700^o and 2000^o bars in the presence of quartz. — Amer. J. Sci., 1972, 272, N 3.

Perrin R. Granite again. — Amer. J. Sci., 1956, 254, N 1.

Reinolds Doris L. Partially Fused Plagioclases in the Rocks of Slive Quillion. — Transact. Edinburgh Geol. Soc., 1952, 15.

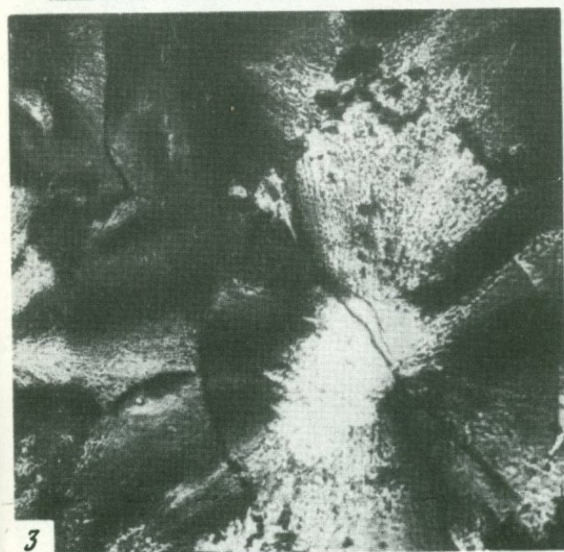
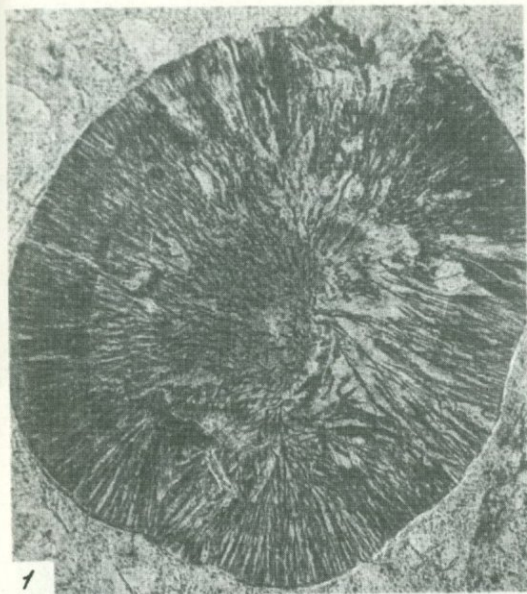
Rodder E. Low temperature liquid immis-

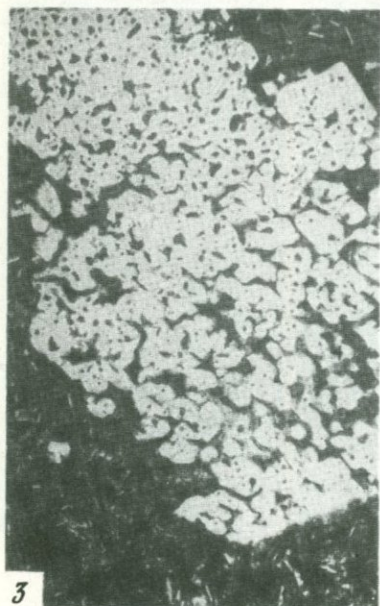
cibility in the system $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$. — Amer. Miner., 1951, 36, N 3-4.

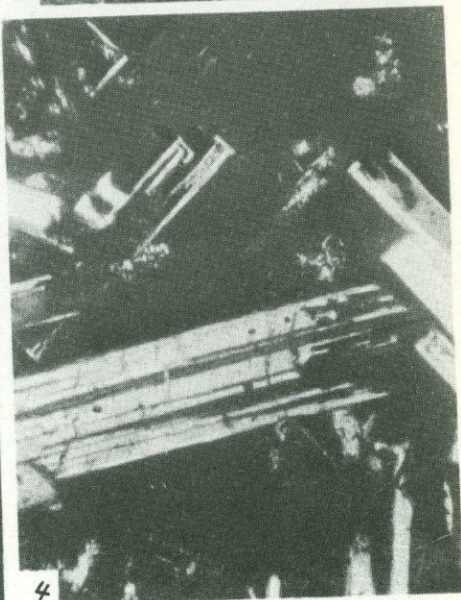
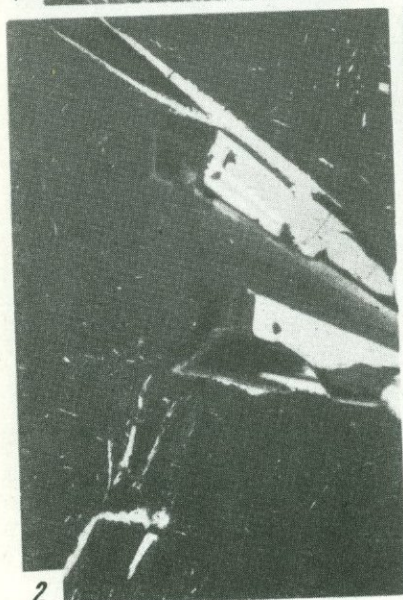
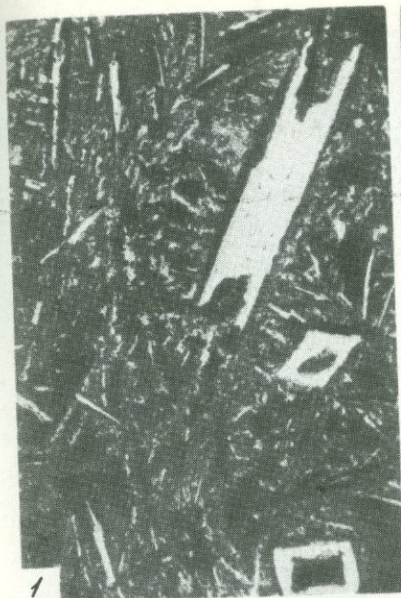
Show H.R. Comments on viscosity, crystal, settling and convection in granitic magmas. — Amer. J. Sci., 1965, 263, N 2.

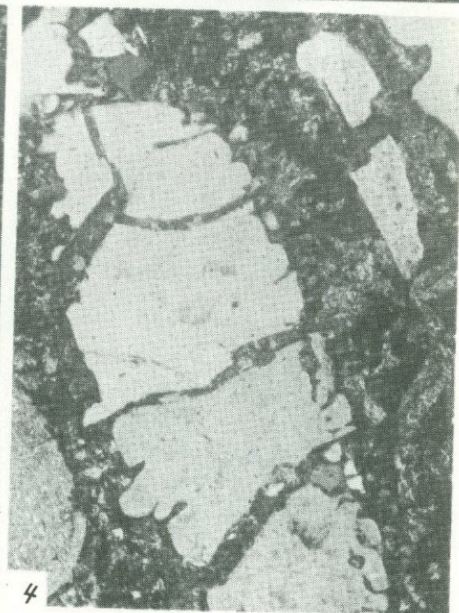
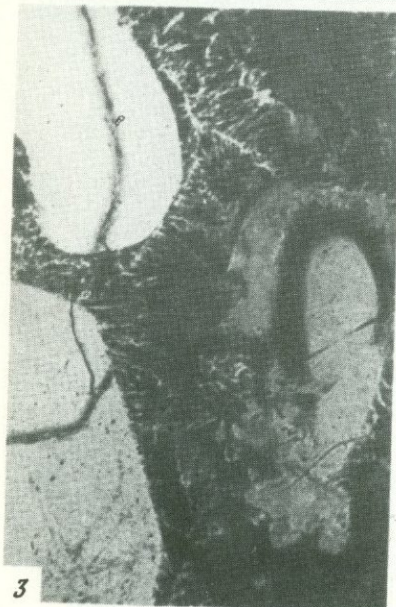
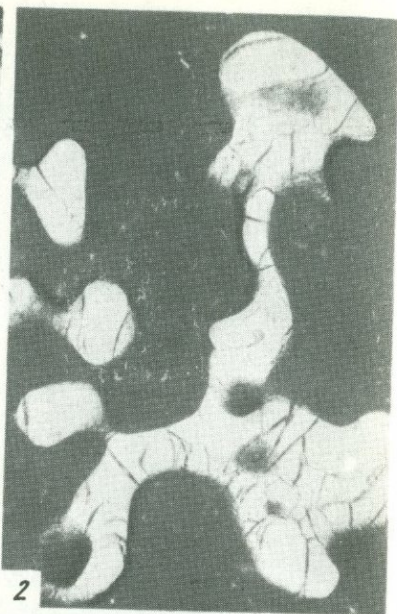
Tuttle D.F., Bowen N.H. Origin of granite in the light of Experimental Studies. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, 74.

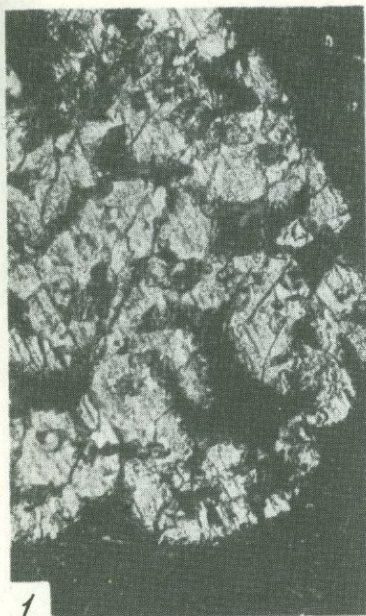
Wernick Ebeshard, Soza Adonis de. Sobre a ocorrência de uma camada de fluxo (flox lager) em basaltos na região do Salto do Avanhandava estado de Sao Paulo. — Ann. Acad. Brasil. Sci., 1971, 43.







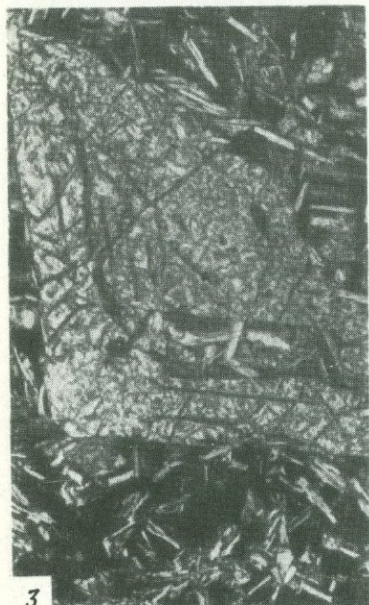




1



2

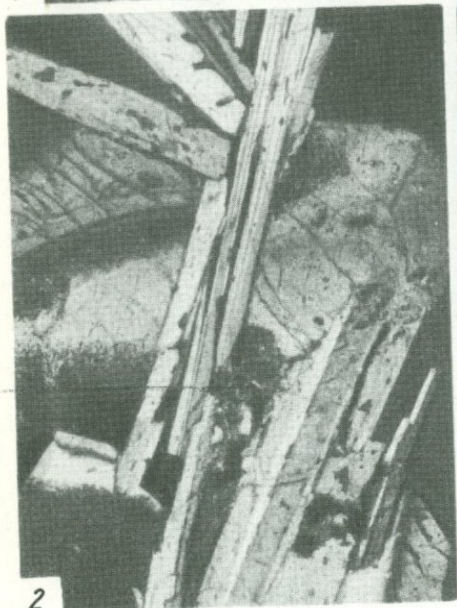
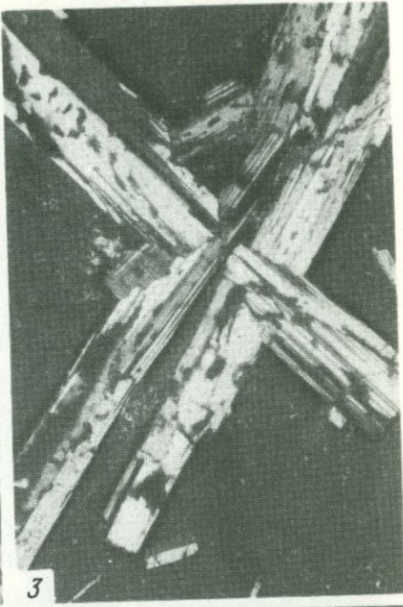
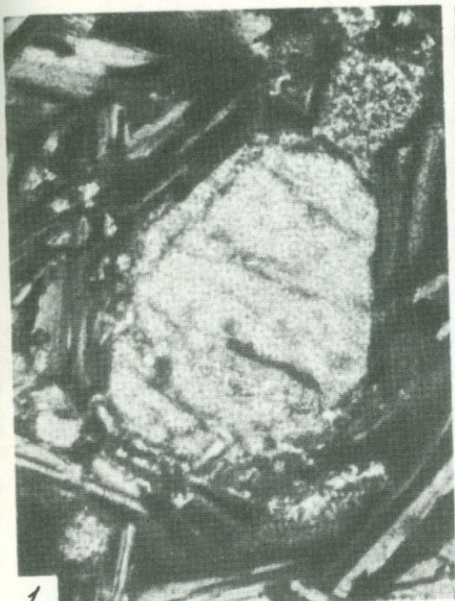


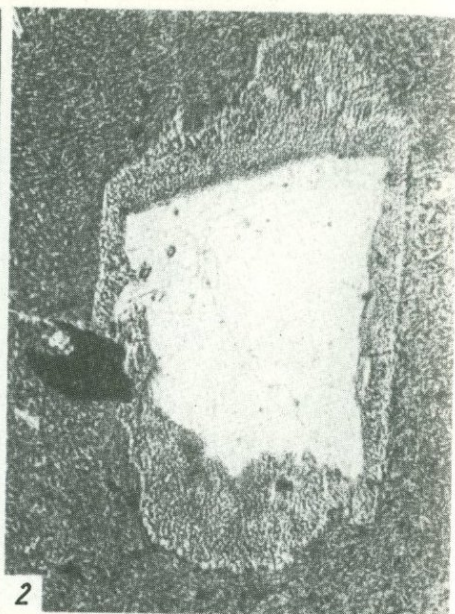
3



4







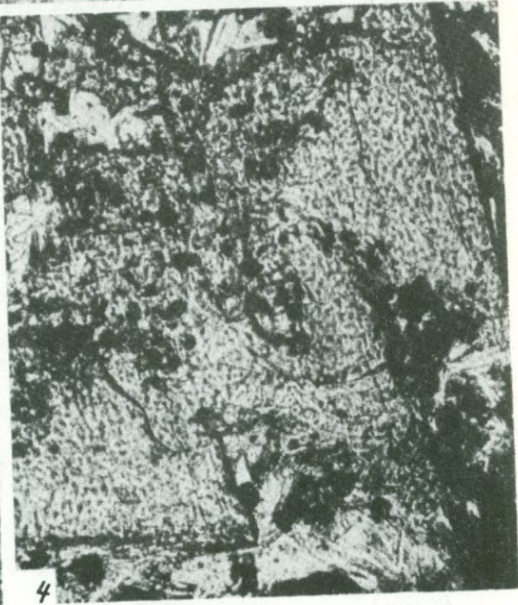
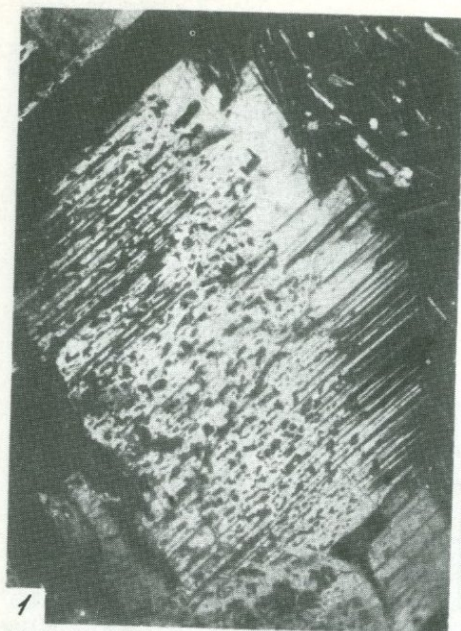
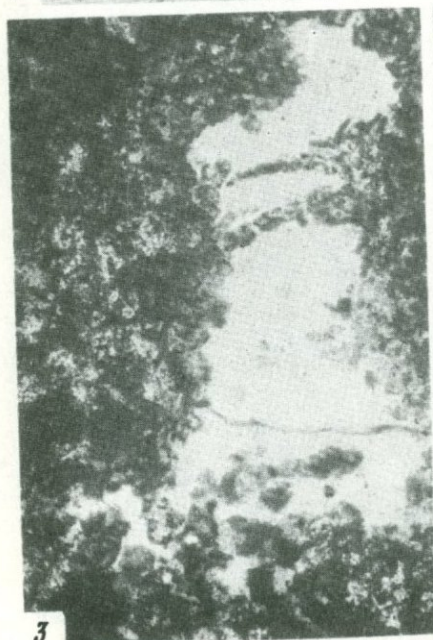


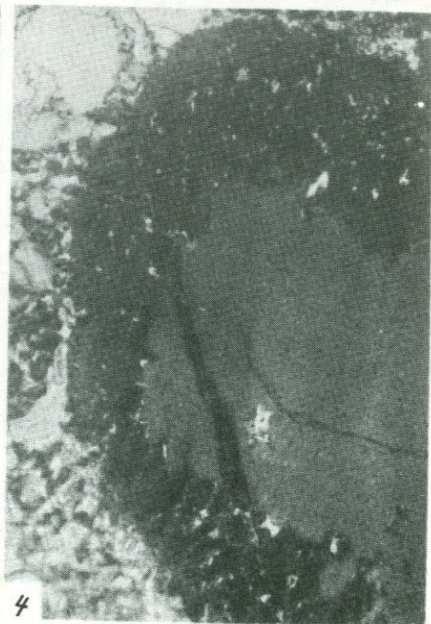
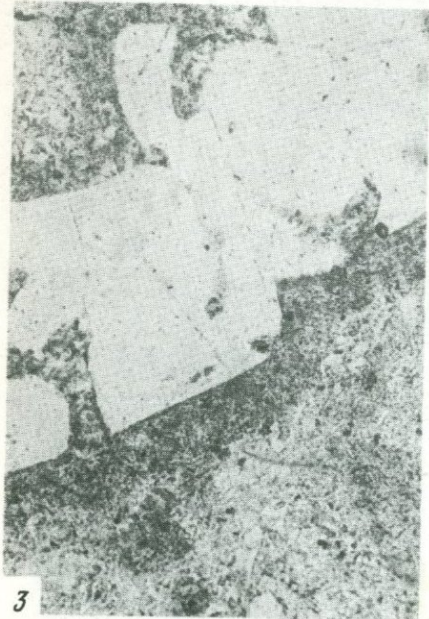
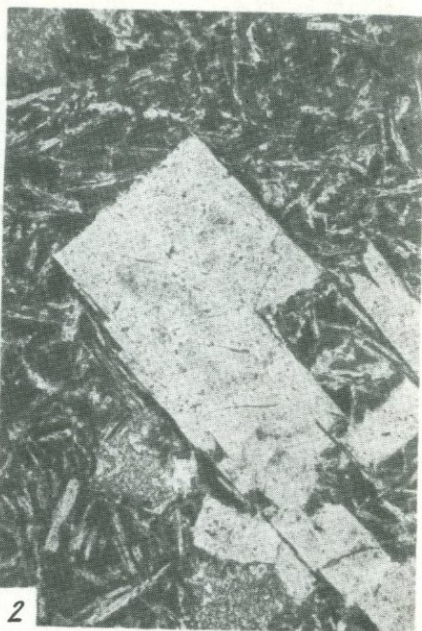
Таблица X





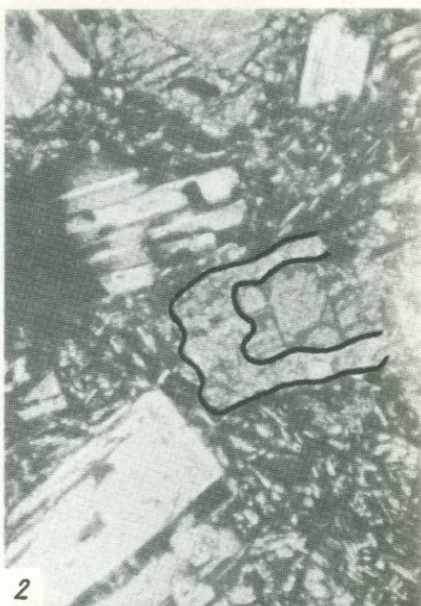








1



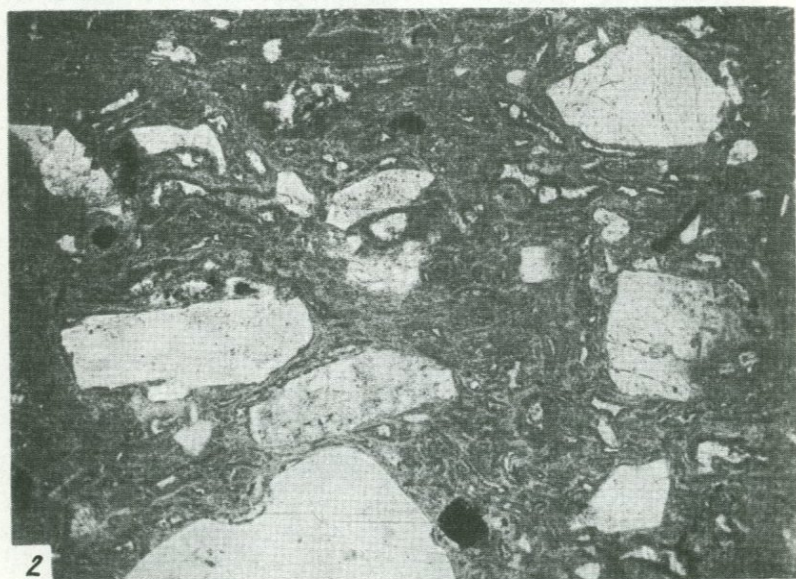
2



3



4



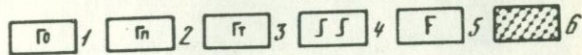
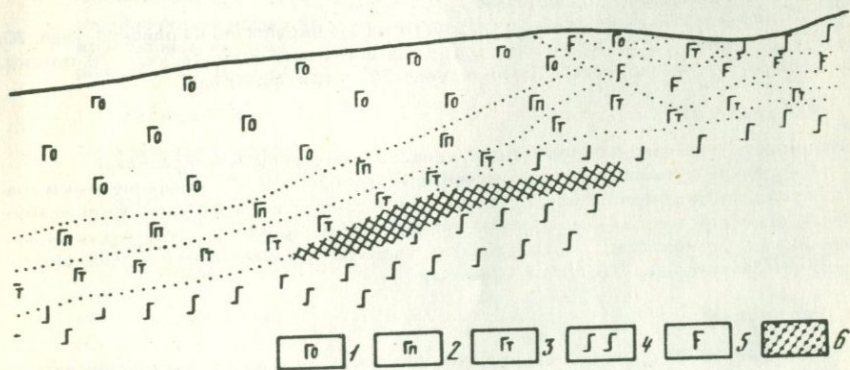
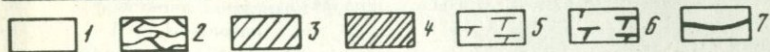
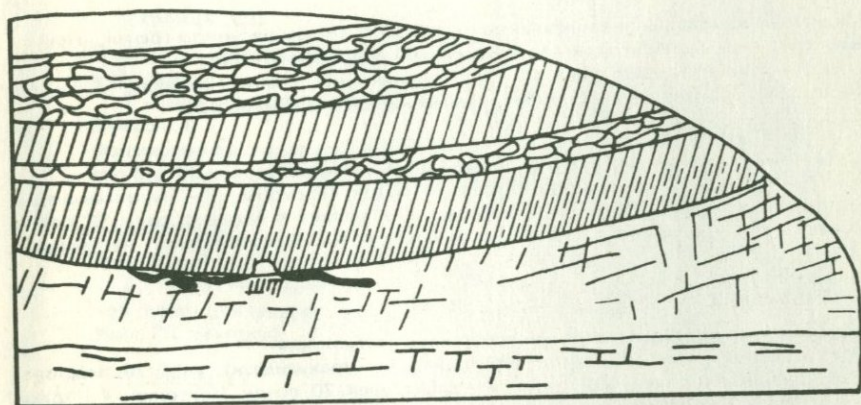
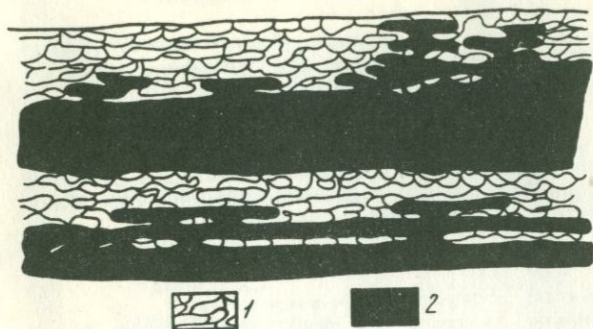


Таблица I

Постепенный переход сферолитов в фенокристы

1 — сферолит в липарите, увел. 70, дайка, Монголия; 2 — липаритовая туфолава, увел. 70, экструзия, Приморье; 3 — трахилипарит, увел. 150, дайка, Монголия, 4 — дацитовая туфолава, увел. 70, экструзия, Приморье

Таблица II

Скелетные формы плагиоклаза, отдельные части кристаллов ориентированы одинаково

1,2 — дацит, увел. 70, потоки, Монголия; 3 — дацит, увел. 30, экструзия, Монголия; 4 — сиенит-порфир, увел. 70, дайка, Монголия

Таблица III

Скелетные кристаллы плагиоклаза с игольчатым окончанием граней

1,2 — базальт, увел. 30, потока, Монголия; 3 — дацит, увел. 30, поток, Монголия; 4 — базальт, увел. 40, силл, Монголия

Таблица IV

Скелетные кристаллы вкрапленников кварца со сложным рисунком граней; отсутствует смещение частей кристаллов, разделенных основной массой

1,2 — гранит-порфир, увел. 30, субвулканические штоки, Приморье; 3,4 — липаритовая туфолава, увел. 30, субвулканические штоки, Приморье

Таблица V

Скелетные формы вкрапленников темноцветных минералов

1 — пироксен, в трахиандезите, увел. 70, поток, Приморье; 2 — пироксен в андезит-базальте, увел. 30, поток, Приморье; 3 — оливин в базальте, увел. 30, поток, Камчатка; 4 — оливин в стекловатом базальте, поток, Северо-Восток (по Устиеву, 1961)

Таблица VI

Бахромистые контуры скелетных кристаллов плагиоклаза

1 — андезит, увел. 70, поток, Монголия; 2 — трахиандезит, увел. 70, пластовое субвулканическое тело, Монголия; 3 — дацит, увел. 70, поток, Монголия; 4 — трахидацит, увел. 290, пластовое субвулканическое тело, Монголия

Таблица VII

Расположение микролитов в базальте

1 — плагиоклазы, возникшие в результате роста вкрапленника оливина, увел. 70, поток (материалы А.А. Краснова); 2,3 — плагиоклазы в базальте, увел. 70, потоки, Монголия; 4 — плагиоклазы в базальте, увел. 30, поток, Монголия.

Таблица VIII

Фенокристы нефелина в одном потоке, увел. 70 (материалы А.А. Краснова)

1 — ранние, оплавленные привнесенные из глубины; 2 — с ненарушенными границами, формирующиеся на месте становления потока; 3,4 — кристаллические компоненты основной массы — микролиты плагиоклаза и пироксена, захваченные вкрапленниками плагиоклаза; 3 — трахиандезит, увел. 70, субвулканическое тело, Монголия; 4 — базальт, увел. 70, поток, Монголия

Таблица IX

Кассеты одинаково ориентированных микролитов пироксена и более поздние вкрапленники плагиоклаза. Базальт, увел. 70, поток, Монголия (1)

2,4 — кристаллические составляющие основной массы во вкрапленниках пироксена; 2 — андезит, увел. 70, поток, Монголия; 3 — андезит-базальт, увел. 70, поток, Монголия; 4 — андезит-базальт, увел. 160, поток, Монголия

Таблица X

Включение стекла различными зонами вкрапленников плагиоклаза

1 — базальт, увел. 70, потом, Приморье; 2, 3, 4 — последовательные стадии при кристаллизации вкрапленников моноклинного пироксена в лавовом потоке. Базальт, увел. 160, Монголия

Таблица XI

Кристаллизация стекла в дайке гранит-порфира

1-4 — последовательные стадии кристаллизации калиевого полевого шпата, увел. 70, Монголия

Таблица XII

Стадии кристаллизации силла основного состава

1-4 кристаллы, возникающие в неоднородностях стекла, увел. 70, приморье (материалы Е.Е. Абрамовой)

Таблица XIII

Скелетный характер ограничений вкрапленников плагиоклаза с включениями основной массы

1 — андезит-базальт, увел. 290, потоки, Монголия; 2 — базальт, увел. 160, поток, Монголия.

Формирование вкрапленников кварца в субвулканических образованиях кислого состава, Монголия 3 — увел. 70; 4 — увел. 290

Таблица XIV

Занозистый характер граней и вкрапленников и микролитов в базальтах

1 — увел. 160, Приморье; 2 — увел. 70, Монголия; 3, 4 — структурирование основной массы растущими кристаллами кварца в субвулканических гранит-порфирах. Увел. 70, Монголия

Таблица XV

Обрастание одного кристалла другим

1 — зональная реакционная каемка вокруг ксенокристалла кварца, увел. 70, базальтовый поток, Приморье; 2 — обрастание ромбического пироксена рубашкой моноклинного, увел. 70, поток андезито-базальта, Камчатка; 3 — серийно-порфировая структура, увел. 70, силл основного состава, Монголия; 4 — кристаллизация слоев — линз флюидального эндоконтакта после застывания внедрившейся магмы, увел. 30, субвулканическое тело гранит-порфира, Приморье

Таблица XVI

Липаритовая туфолава

1 — туфолава липарита, экструзия, р. Кема, увел. 30, николи скрещены; 2 — флюидалность основной массы в туфолаве липарита, увел. 30, без анализатора. Строения стратифицированных интрузий района Норильского месторождения (по Роговеру, 1959) 3: 1 — пикрит, 2 — таксит; 4: 1 — оливинный габбро-диабаз, 2 — пикритовый габбро-диабаз, 3 — такситовый габбро-диабаз, 4 — лабрадорный порфирит, 5 — габбро, 6 — контактная руда в лабрадорном порфирите; 5: 1 — оливин-биотитовый габбро-диабаз, 2 — пикритовый габбро-диабаз, 3 — такситовый габбро-диабаз, 4 — контактный габбро-диабаз, 5 — лабрадорный порфирит, 6 — андезитовый диабаз, 7 — сульфидные жилы

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава I. МИНЕРАЛЫ И ПОРОДЫ КАК РЕЗУЛЬТАТ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЗАСТЕКЛОВАННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА	5
Признаки, свидетельствующие об отсутствии перемещений кристаллизующихся минеральных фаз горных пород относительно магматического вещества	5
Неполнокристаллические породы	—
Кристаллы, микролиты, сферолиты	6
Полнокристаллические породы	21
Кристаллизующееся магматическое вещество — магматическое стекло	22
Экспериментальные, теоретические и геологические предпосылки образования минералов и пород при кристаллизации застеклованного магматического вещества	26
Стеклование искусственных силикатных расплавов и последующая кристаллизация стекол	—
Соответствие свойств и процессов формирования магматических горных пород свойствам и кристаллизации силикатных стекол	44
Стеклование магматических расплавов	49
Эволюция структуры магматического вещества при охлаждении и кристаллизация	55
Глава II. КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ЗАСТЕКЛОВАННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ВОЗМОЖНЫЕ СПОСОБЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМЫ	58
Глава III. ПЕТРОГЕНЕЗИС НЕКОТОРЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ПРИ УСЛОВИИ ОБРАЗОВАНИЯ КРИСТАЛЛОВ ИЗ ЗАСТЕКЛОВАННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА	64
Ассоциации, сложенные преимущественно эффузивами	—
Ассоциации, сложенные субвулканическими интрузиями	67
Гипабиссальные интрузивные образования	76
Ассоциации разнофациальных магматических образований	80
Глава IV. ОБОБЩЕННОЕ СХЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ГИПОТЕТИЧЕСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА	90
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	94
ЛИТЕРАТУРА	96

Дмитрий Исидорович Фрих - Хар

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО СТЕКЛА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии

Редактор издательства О.А. Харнас

Художественный редактор С.А. Литвак. Технический редактор И.В. Голубева

Подписано к печати 17/III 1977 г. Т—03868. Усл.печ.л. 7,5. Уч.-изд.л. 8,1

Формат 60 х 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 800 экз. Тип. зак. 24 Цена 1р. 08к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 08 к.

2170



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»