

К. Н. РУДИЧ, А. В. КОЛОСКОВ, А. А. АЛИСКЕРОВ, О. Н. ВОЛЫНЕЦ

**ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ
РАСПЛАВОВ В СВЯЗИ С ИХ ДЕГАЗАЦИЕЙ**

Дегазация магматических расплавов при подъеме из глубины Земли к поверхности является едва ли не самым общим процессом, характеризующим их эволюцию.

Известно, что летучие способны растворять и переносить целую группу металлических соединений, которые фиксируются, в частности, в вулканических эксгаляциях, а водяной пар высоких параметров может растворять в значительных количествах некоторые соединения, и в первую очередь кремнезем (Эйтель, 1962; Luth, Futtle, 1967, и др).

Влияние летучих на ход дифференциации магматических расплавов не ограничивается переносом вещества; баланс летучих существенным образом сказывается на характере и последовательности кристаллизации минералов (появление безводных или гидроксилсодержащих темноцветных минералов, изменение температуры ликвидуса и др.)

Роль газовой фазы в процессе извержений, а также в ходе становления плутонических образований подробно рассматривалась Дж. Кенеди (1957) и др. Изучение общих закономерностей поведения воды в магматических расплавах при их движении к поверхности Земли на экспериментальной основе проводится А. А. Кадиком и др. (1971).

Существуют определенные представления об эманационной, пневматолитовой и пневматолитической дифференциации, изложенные в работах А. Ритмана (1964), В.С. Коптева-Дворникова (1961), М.А. Фаворской (1956) и др. И тем не менее особенности поведения летучих в ходе эволюции магматических расплавов изучены еще недостаточно, а их роль зачастую недооценивается.

В настоящей статье рассмотрены некоторые особенности разноглубинных магматических образований в связи с процессами дегазации расплавов в условиях малых глубин и в приповерхностных условиях, т. е. там, где дегазация наиболее интенсивна.

В этой связи обсуждаются и некоторые вопросы миграции рудных компонентов.

* * *

Проявление зональности в малоглубинных (гипабиссальных) интрузивных телах и ассоциирующихся с ними рудопроявлениях (в связи с дегазацией магматических расплавов).

В условиях малых глубин даже небольшие различия в глубине становления магматических образований резко сказываются на особенностях вещественного состава и структур пород. Оценить влияние фактора глубинности можно только при сравнении однотипных, близких по возрасту и тектоническому положению интрузивных проявлений. В этом отношении хорошим примером является ряд интрузивных массивов Авачинско-Китхойской зоны поднятий юго-восточной Камчатки. Массивы эти однотипны и относятся к миоценовой формации габбро-гранодио-

ритов (Волынец и др., 1965, 1968). Они имеют сопоставимые размеры и локализируются преимущественно среди сходных по составу и близких по возрасту вулканогенных пород¹.

С каждым из этих массивов ассоциируют гидротермальные золото-полиметаллические рудопроявления.

В пределах Авачинско-Китхойской зоны поднятий выделяются следующие интрузивные массивы: Китхойский, Тимоновский, Авачинский и Нижне - Сарыцинский.

При совместном рассмотрении этих массивов намечается закономерное различие особенностей их геологического положения и вещественного состава, свидетельствующее о различной глубине формирования. Так, по геологическим данным, глубина формирования Авачинского массива оценивается в 1000—1200 м, Тимоновского — в 700—800 м, Китхойского — в 200—300 м. Это же подтверждается и характером изменения структур пород массивов. Так, площади выходов порфиридных и порфириковых образований составляют: для Авачинского массива — 30%, для Тимоновского — 60%, для Китхойского — 80%. При этом эндоконтактные зоны Китхойского массива представлены диоритовыми и габбро-диоритовыми порфиритами, Тимоновского массива — преимущественно порфириновыми диоритами и габбро-диоритами, а в Авачинском массиве при приближении к контактам структурных изменений обычно не происходит, порфиридные разности пород появляются лишь в апикальных частях, вблизи провесов кровли.

Интересные закономерности наблюдаются при сравнительном рассмотрении особенностей вещественного состава интрузивных образований. Прежде всего видна повышенная лейкократовость пород описываемых массивов, которая характерна для всех миоценовых интрузий Камчатки (Волынец и др., 1968). При этом наиболее лейкократовыми являются самые приповерхностные образования. Так, содержание цветных минералов в наиболее основных разностях пород Китхойского массива около 15—20%, в близких по основности породах Тимоновского — 25—30%, Авачинского — 30—35%. При этом для Китхойского массива характерны уралитизированные пироксены. В Тимоновском массиве светлоокрашенная роговая обманка собственно магматического происхождения содержится примерно в равных количествах с пироксеном. Биотит в интрузивных породах обоих массивов встречается эпизодически в эндоконтактных зонах. В породах Авачинского массива пироксены уступают место зеленой роговой обманке и биотиту, которые распространены примерно в равных количествах.

Таким образом, в условиях больших глубин существенное значение приобретают гидроксилсодержащие темноцветные минералы — роговая обманка и биотит. В приповерхностных условиях гидроксилсодержащие темноцветные минералы вытесняются безводными — орто- и клинопироксеном.

Эти закономерности можно объяснить пониженным давлением флюидов в приповерхностных условиях, где они имеют свободный выход на дневную поверхность. С глубиной происходит возрастание давления летучих и они активно участвуют в собственно магматическом процессе. Следовательно, дегазация кристаллизующихся магматических расплавов отражается прежде всего в уменьшении общего содержания темноцветных минералов и в вытеснении гидроксилсодержащих минералов собственно магматического происхождения безводными.

¹ Исключение составляет Авачинский массив, который является межформационным, так как располагается на границе верхнемеловой песчано-кремнистой и миоценовой вулканогенной формаций.

Остановимся подробнее на характеристике особенностей вещественного состава наименее глубинного Китхойского массива, становление которого происходило при наиболее интенсивной дегазации внедрявшегося расплава.

Подробно была изучена одна из контактовых областей этого массива по профилю длиной около 450 м. Изученная область характеризуется последовательной сменой зон (от внутренних частей массива к контакту): I — внутренняя, порфировидные диориты; II — промежуточная, порфировидные габбро и габбро-диориты; III — приконтактовая, резко порфировидные диориты; IV — зона максимальной перекристаллизации (переплавления?) вмещающих вулканогенных пород (местами они приобретают облик интрузивных диоритовых и габбро-диоритовых порфиритов); V — зона интенсивного ороговикования вмещающих пород; VI — слабоороговикованные андезитобазальтовые порфириты.

Т а б л и ц а

Количественно - минералогический состав пород контактовой зоны Китхойского массива (в %)

Минерал	З о н а						
	I	II				III	
	3	4	5	6	7	8	9
Плагиоклаз	45,0	49,4	49,2	55,5	54,7	51,8	50,6
Калишпат	Не опр.	19,7	18,2	10,4	3,4	8,9	16,1
Микропегматит	24,9	8,9	7,1	0,46	—	0,18	2,93
Кварц	6,6*	15,5**	11,5*	13,2**	21,5**	20,2**	15,2**
Иддингит, хлорит	15,1	10,5	9,9	13,4	14,7	12,4	15,5
Уралит	—	—	—	—	—	—	—
Моноклинный пироксен	6,2	2,5	1,8	5,1	3,7	3,7	0,02
Титаномагнетит	1,7	2,3	2,1	2,1	1,7	2,8	2,3
Турмалин	0,27	0,05	0,1	0,03	—	0,03	0,03
Биотит	—	—	—	—	0,14	0,61	0,14
Калишпат, не участвующий в микропегматитовых образованиях	—	14,7	10,2	10,17	3,4	8,79	14,38

* Кварц, не участвующий в микропегматитовых образованиях.

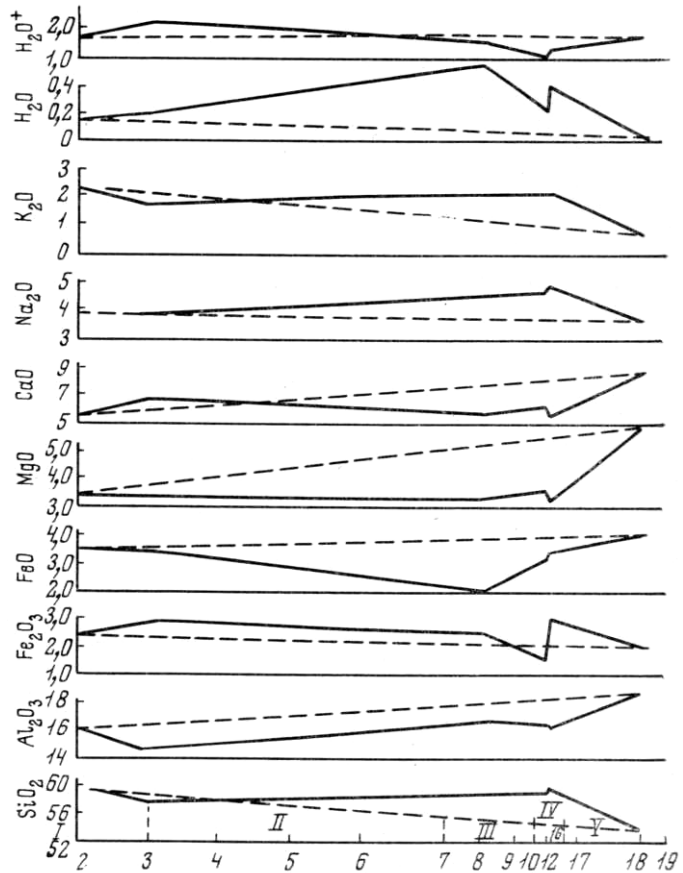
** Кварц весь.

Образцы (3—9) соответствуют приведенным на рис. I.

Рассмотрим характер изменения количественно-минералогического состава интрузивных пород по разрезу от центра массива к контакту с вмещающими породами (таблица). При приближении к контакту, но на некотором удалении от него (в промежуточной зоне II) происходит возрастание содержания плагиоклаза и уменьшение калишпата и микропегматитовых кварц-полевошпатовых сростаний. В приконтактовой зоне III содержание плагиоклаза уменьшается, а количество калишпата и микропегматитовых образований, наоборот, возрастает. Уменьшение микропегматитов и их исчезновение в промежуточной зоне отражают общую картину характера раскристаллизации пород — большей в этой зоне по сравнению с внутренней и приконтактовой частями массива.

Рис. 1. Петрохимическая характеристика разреза от центра через контактную область Китхойского массива

Арабскими цифрами помечены точки наблюдения, римскими — зоны. Объяснение в тексте



Петрохимическая характеристика выбранного разреза представлена на рис. 1. Отмечается повышенное содержание SiO_2 и щелочей и пониженное содержание Al_2O_3 , MgO и CaO в приконтактной области.

Весьма показательным является распределение составов плагиоклазов в породах изученного разреза. Была использована методика массовых замеров составов этого минерала на Федоровском столике в зоне $\perp (010)$ и (001) , а также проведено определение его упорядоченности по методу А. С. Марфунина (1962). По результатам замеров (с учетом упорядоченности) построены вариационные кривые изменения составов плагиоклазов рассматриваемого разреза (рис. 2). По этим вариационным кривым получены значения частоты встречаемости (в %) плагиоклазов с содержанием $An > 50\%$, $> 60\%$ и $> 70\%$ для отдельных точек разреза контактной области и проведены обобщающие графики (рис. 3). При совместном рассмотрении этих графиков и вариационных кривых наблюдается следующая картина. В промежуточной зоне II происходит закономерное возрастание основности плагиоклаза (по сравнению с внутренними частями массива — зоны I); в зоне III плагиоклазы становятся опять более натровыми, причем минимум содержания анортита отмечается как раз на границе с вмещающими породами; далее в зоне IV опять отмечается резкий максимум основности и затем постепенное ее уменьшение по направлению к вмещающим породам (в зонах V и VI). В зонах II и IV также резко возрастает количество кристаллов плагиоклаза с

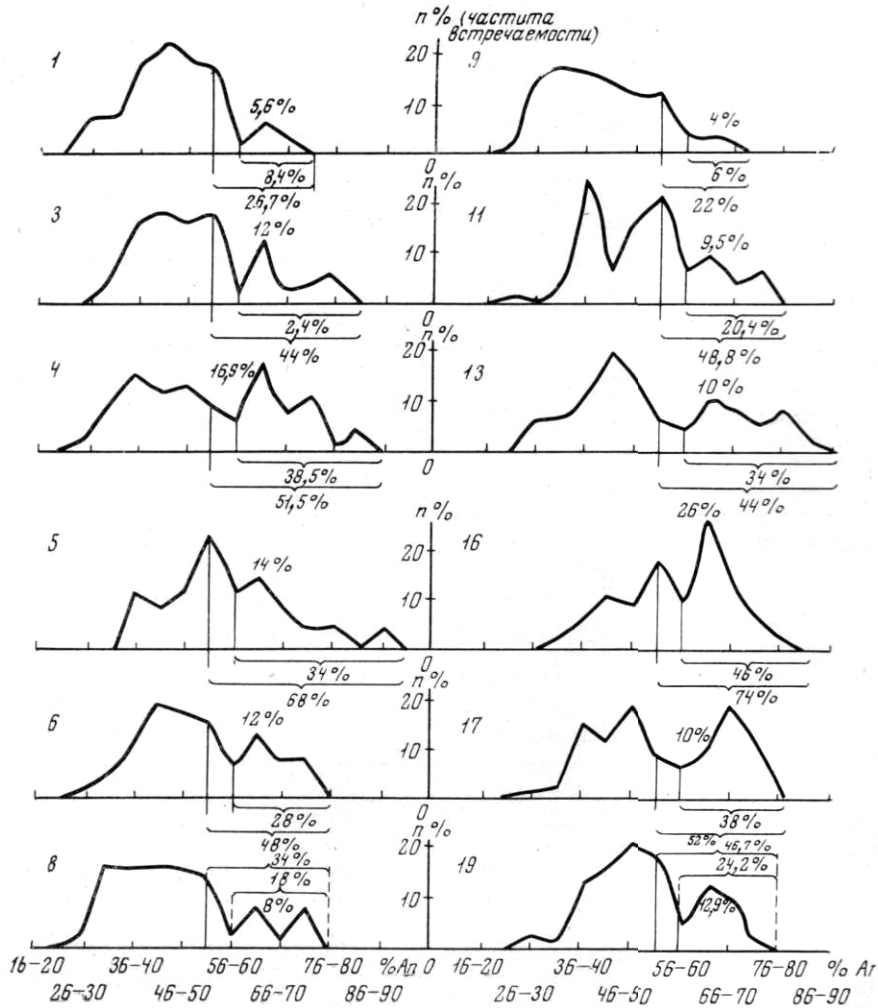


Рис. 2. Вариационные кривые изменения состава плагиоклазов от центра через контактовую область Китхойского массива

Точки наблюдения и нумерация зон соответствуют приведенным на рис. 1

обратной зональностью по сравнению с центральными частями массива и зоной III.

Любопытные закономерности устанавливаются также при рассмотрении диаграммы состав — степень упорядоченности плагиоклазов (рис. 4). Наименее упорядочены плагиоклазы с основностью от 40 до 50%, на долю которых в центральных частях массива (зона I) приходится до 70% всех плагиоклазов, в приконтактной зоне III — до 75%, в промежуточной зоне II — от 30 до 50%. По мере увеличения основности возрастает и упорядоченность плагиоклазов.

Учитывая характер распределения основности этого минерала по разрезу и наблюдающиеся изменения его упорядоченности в связи с основностью, мы приходим, казалось бы, к неожиданному результату, а именно: в рассматриваемом массиве центральные части его характеризуются развитием менее упорядоченных плагиоклазов, чем перифе-

рия (промежуточные зоны). Высокотемпературные генерации этого минерала также преобладают и в сравнительно узких приконтактных зонах на границе с вмещающими породами.

Попытаемся найти объяснение этим явлениям.

Дж. Кеннеди (1957), анализируя особенности поведения воды в кристаллизующемся магматическом расплаве, приходит к выводу, что на характер дифференциации существенное влияние оказывает устанавливающийся градиент концентрации воды в остывающем интрузивном теле. В магматическом расплаве вода распределяется таким образом, что ее химический потенциал выравнивается во всех частях магматического тела. Следовательно, она будет концентрироваться в участках пониженного давления и температуры. Аналогично будут вести себя и щелочи.

Этот механизм Дж. Кеннеди использует для доказательства возможности кристаллизации некоторых магматических тел не от периферии к центру, а в обратной последовательности. Действительно, если вода в остывающем магматическом теле мигрирует из его центральных частей к периферии, краевые части будут вновь иметь существенно пониженную температуру ликвидуса (благодаря присутствию летучих). Более горячие, но «сухие» центральные участки магматического тела будут кристаллизоваться первыми. Подобным образом Дж. Кеннеди объясняет присутствие высокотемпературных генераций темноцветных минералов в центральных частях некоторых интрузивных тел и их отсутствие в периферии.

Механизм, предложенный этим исследователем, в общих чертах применим в рассматриваемом случае и объясняет преобладание высокотемпературных генераций плагиоклазов в центральных частях Китхойского массива, а низкотемпературных — в его периферии.

По Дж. Кеннеди, существует определенное соответствие между степенью окисления железа и содержанием воды в магме.

Как видно на диаграмме (см. рис. 3), периферическая часть и зона максимальной перекристаллизации вмещающих пород характеризуются

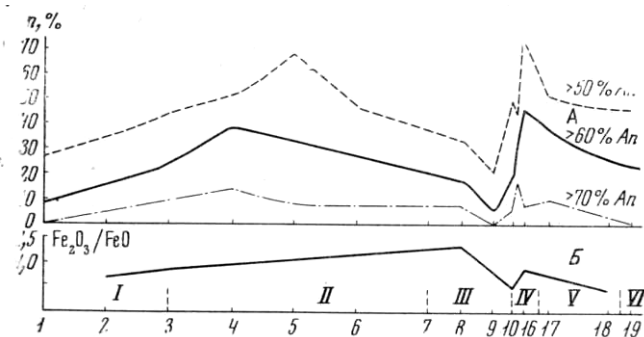


Рис. 3. Обобщающие графики изменения составов плагиоклазов, а также изменение отношения Fe_2O_3/FeO от центра через контактную область Китхойского массива

Точки наблюдения и нумерация зон соответствуют приведенным на рис. 1

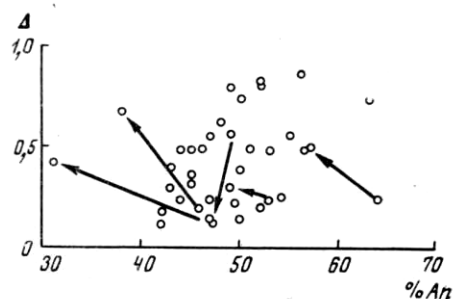


Рис. 4. Диаграмма состав — степень упорядоченности плагиоклазов в породах Китхойского массива

наибольшими значениями отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ по сравнению с внутренней частью массива и приконтактовой зоной. Наблюдающееся изменение величины отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ можно рассматривать как индикатор устанавливающегося градиента концентрации в период формирования массива. Но имеются и некоторые отличия по сравнению со схемой Дж. Кеннеди. Этот исследователь предполагает миграцию воды в краевые части магматического тела из центра массива и из вмещающих пород.

В рассматриваемом нами примере происходит миграция воды из центральных частей массива к краевым зонам и далее во вмещающие породы, где образуется зона интенсивной перекристаллизации (переплавления?) пород. Далее кристаллизация Китхойского массива в целом происходила не только от центра к периферии, но и от краевых частей массива к центру, хотя второе направление имело подчиненное значение (судя по ширине развития соответствующих зон).

Выносом летучих, по-видимому, также объясняется наблюдаемое распределение кремнезема по разрезу.

Предложенный механизм эманационной дифференциации, безусловно, представляет приближенную схему наблюдаемых явлений, но, по-видимому, является ведущим при становлении рассматриваемого и подобных ему массивов.

Из сказанного следует:

1. Кристаллизация магматических расплавов в условиях пониженного давления флюида приводит к образованию существенно лейкократовых пород главным образом за счет возрастания количества плагиоклазов. При этом происходит вытеснение гидроксилсодержащих безводными темноцветными минералами.
2. Миграция летучих из расплава во вмещающие породы приводит к возникновению определенной зональности в пределах кристаллизующегося магматического тела. Для пород среднеосновного состава эта зональность выражается в характере распределения высоко- и низкотемпературных генераций плагиоклаза и в содержании в нем анортита. Она подчеркивается также характером кварца, калиевого полевого шпата, микропегматитовых сростаний, а также соотношением закисного и окисного железа.

3. Кристаллизация магматического расплава при его дегазации может происходить как от периферии к центру формирующего магматического тела, так и в обратном направлении.

Остановимся на характере гидротермальной минерализации, ассоциирующей с малоглубинными магматическими образованиями.

С интрузивами Авачинско-Китхойской зоны поднятий ассоциирует целый ряд золото-полиметаллических рудопроявлений. По генетическим признакам гидротермальные проявления рассматриваемой зоны делятся на две резко различные группы: многосульфидные жильные и малосульфидные гнездово-вкрапленные метасоматические образования (Алискеров, 1970). Для первой группы проявлений характерна многостадийность процесса рудообразования. Здесь выделяется пять стадий жильного минералообразования: кварц-турмалиновая, кварц-эпидотовая, кварц-сульфидная, гребенчатого кварца и кварц-карбонатная, причем ярче других проявилась кварц-сульфидная, приведшая к заполнению пустот. Для руд характерно присутствие сульфидов железа, свинца, цинка, меди и самородного золота. В рудопроявлениях второй группы отсутствует какая-либо стадийность процесса минералообразования. Здесь хорошо выражена вертикальная и горизонтальная зональность метасоматитов: монокварциты – опалиты – аргиллиты – кварц – слюдястые

кварциты – пропилиты. Рудные скопления приурочены в основном к телам монокварцитов и кварц-слюдистым кварцитам. Из рудных минералов здесь характерен только пирит с тонкодисперсным золотом.

В характере распределения рудопроявлений обоих генетических типов в пределах Авачинско-Китхойской зоны наблюдается определенная зональность. Так, гнездово-вкрапленное оруденение второго типа вблизи Китхойского массива связано с полями метасоматитов, вблизи Тимоновского и Авачинского массивов — с протяженными линейными трещинными зонами. Для жильных проявлений гидротермальной минерализации, связанных с массивами интрузивных пород более глубокого становления, характерно широкое развитие минерализации относительно высокотемпературных стадий процесса (жилы кварц-турмалинового и кварц-эпидотового состава). В то же время для жильных проявлений Китхойского и Сарыцинского интрузивных массивов наибольшее значение имеют образования поздних низкотемпературных стадий — кварц-сульфидной и кварц-карбонатной.

Изучение взаимоотношений этих двух типов постмагматических образований однозначно показывает, что жильные тела сформировались после зон метасоматически измененных пород формации и вторичных кварцитов. Анализ структурного и пространственного положения рудной минерализации жильного типа свидетельствует о приуроченности ее главным образом к экзо- и эндоконтактной зонам интрузивных массивов. По-видимому, интрузивные процессы и гидротермальная деятельность сближены во времени и закономерности размещения оруденения можно объяснить различными условиями становления интрузивных массивов.

Как уже отмечалось, формирование интрузивных массивов в приповерхностных условиях сопровождается интенсивной миграцией летучих во вмещающие породы. В этих условиях основная часть рудной нагрузки, вероятно, выносится гидротермами, что обеспечивает ее концентрацию в жильных образованиях. В случаях более глубоких условий становления интрузивных тел отделение летучих не столь интенсивно и они дольше остаются в расплаве. В результате происходит рассеяние рудного компонента (в данном случае золота) в интрузивных породах и снижение его концентрации в гидротермальных образованиях жильного типа. Увеличение степени меланократовости пород от приповерхностных интрузивных массивов к более глубинным, являющееся следствием изменения условий кристаллизации (см. выше), подчеркивает значение процесса перераспределения рудной нагрузки, поскольку, по данным Ю. Г. Щербакова (1967), основными концентраторами золота в гранитоидах являются темноцветные минералы.

Принятая гипотеза удовлетворительно объясняет приуроченность наиболее богатого золото-полиметаллического оруденения к самому приповерхностному из изученных интрузивных массивов — Китхойскому.

М а л о г л у б и н н ы е (с у б в у л к а н и ч е с к и е) и н т р у з и в ы . В этой же связи значительный интерес вызывают субвулканические образования кислого состава, имеющие необычайно широкое развитие. Однако относительно генезиса их еще и теперь окончательно не найдено согласованных точек зрения. Одни авторы относят к ним лишь такие тела, которые сопутствуют вулканической деятельности. Другие же ограничивают это понятие по существу малыми интрузиями — дайковыми образованиями и другими телами малых размеров. Некоторые исследователи выделяют субвулканические тела по степени кристалличности и тем самым искусственно разграничивают один и тот же массив на субвулканические, гипабиссальные и плутонические образования, смешивая их с обычными фаціальными разновидностями.

Авторы придерживаются взглядов на происхождение и классификацию субвулканических тел, изложенных одним из авторов настоящей статьи (Рудич, 1970а, б, 1971).

Напомним кратко, что речь идет о двух типах субвулканических тел: 1) о закрытых камерах, не имеющих выхода на дневную поверхность либо ассоциирующих с резко подчиненной им эффузивной фацией; 2) о телах небольших размеров среди вулканогенных образований. Отметим прежде всего, что субвулканическим образованиям свойственно весьма большое разнообразие форм проявления, что в свою очередь влияет на характер раскристаллизации магматических расплавов.

Наиболее важной разновидностью субвулканических тел являются массивы крупных размеров, площадь выхода которых на современном эрозионном срезе измеряется сотнями квадратных километров. Становление их происходит в несколько весьма сближенных этапов. При своем подъеме к поверхности магматический расплав закрытых камер теряет летучие компоненты, и тем больше, чем меньше гидростатическое давление. На определенном уровне, но вблизи поверхности возникают условия резкого перепада давления летучих компонентов, в результате чего расплав этого уровня является более инертным, чем расплав глубинных зон. Но поскольку такие перепады возникают не одновременно и не повсеместно, образуется обилие структурных разновидностей пород, химизм которых весьма сближен. Последнее обстоятельство объясняется тем, что подъем расплава к поверхности происходит быстро и в больших объемах.

В целом механизм кристаллизации подобных субвулканических тел близок схеме, предложенной Дж. Кеннеди (1957), когда водяные пары мигрируют от центра массива к его периферии. Вероятно, этим объясняется и то обстоятельство, что почти повсеместно, за редким исключением, центральные части таких массивов имеют полнокристаллическую структуру пород, с небольшим количеством вкрапленников.

Отмечается и большая лейкократовость пород вблизи поверхности по сравнению с более глубокими зонами, однако не выходящая за пределы колебаний, свойственные одной и той же группе.

Крупные субвулканические массивы имеют и другие особенности. По сравнению с плутоническими интрузивами они обладают пониженной величиной объемного веса (2,4 против 2,6 в гранитоидах) и сравнительно высокой эффективной пористостью (от 4,6 до 8%). Отличаются они от плутонических пород и широким развитием метасоматических и гидротермальных изменений.

Помимо массивов, о которых говорилось выше, субвулканические тела изобилуют иными формами, являющимися большей частью сателлитами их. К ним относятся дайкообразные тела, силлы, куполовидные выступы и т. д. Больше других зональность заметна в куполовидных выступах, весьма напоминающих экструзивные тела вулканических областей, и в частности Камчатки. Различия заключаются лишь в том, что в куполовидных выступах, ассоциирующих с субвулканическими массивами, пемзовидный слой отсутствует; в остальном заметно большое сходство. По характеру зональности к экструзиям вулканических областей близка эффузивная фация субвулканических пород.

Что же касается масштабов рудоносности субвулканических образований, то они довольно значительны и отмечаются в разных регионах континента.

Но этим не ограничивается металлогеническая специфика субвулканических образований. С ними также связаны рудопроявления серебра, вольфрама, меди, ртути и некоторых других металлов. Имеются основа-

ния оптимистически оценить потенциальную металлоносность тех районов, в пределах которых развиты субвулканические породы.

Причины, вследствие которых малоглубинные и субвулканические образования обладают повышенной металлоносностью, заключаются в том, что их кристаллизация происходит на малых, близповерхностных глубинах в условиях резкого перепада температуры и особенно давления. Растворы при этом становятся пересыщенными в отношении отдельных компонентов, что приводит к массовому выпадению их избыточного количества в виде гелей.

Зональность в потоках и экструзиях кислых лав, как результат дегазации расплавов. В плейстоценовых и голоценовых экструзиях и потоках кислых лав восточной Камчатки наблюдается отчетливая зональность пород по текстурам, причем в вертикальных разрезах всех изученных вулканических тел зональность, сходная: верхнюю «покрышку» экструзий и потоков слагают пемзовидные стекловатые липариты перлитового типа (зона «а»); под ними залегают плотные массивные стекла обсидианового типа (зона «б»); промежуточные зоны сложены полустекловатыми полосчатыми часто сферолитовыми липаритами (зона «в»); наконец, в центральных и нижних (до нижней зоны закалки) частях потоков развиты массивные или флюидальные раскристаллизованные липариты (зона «г»). Мощность потоков кислых лав 40—60 м, экструзии вскрыты до глубины 100—150 м.

Изучение разрезов потоков и экструзий по выделенным текстурным зонам показывает наличие отчетливой зональности в указанных эффузивных образованиях и по вещественному составу (Вольнец, 1970). Верхние зоны потоков и экструзий обогащены SiO_2 и H_2O^+ , тогда как центральные — Al_2O_3 и железисто-магнезиальными компонентами. Степень окисленности железа заметно уменьшается к контактовым зонам (рис. 5). Разница между минимальным и максимальным содержанием компонентов в разных зонах одной экструзии колеблется для SiO_2^1 в пределах 0,5—0,3%, для H_2O^+ —1—4%, для Al_2O_3 —0,3—1,5%, для суммы железисто-магнезиальных компонентов ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$)—0,3—1,0%. В случае потоков цифры таковы: для SiO_2 —0,5—1,2%, для H_2O^+ —0,3—2,0%.

Суммарное содержание щелочей во всех изученных разрезах потоков и экструзий меняется мало (в пределах 0,3—0,5%). Все же в ряде случаев можно заметить некоторое возрастание содержания щелочей в зоне контактовых стекол.

Наблюдаемые неоднородности в распределении различных компонентов по разрезам изученных экструзий и потоков не очень значительны, особенно если сравнить содержания их в каждых двух попарно взятых, расположенных рядом текстурных разновидностях. Однако в целом для большинства рассмотренных компонентов направленность изменения в содержании их вполне определенная. Последнее позволяет утверждать, что наблюдаемая зональность обусловлена дифференциацией магматического расплава в период от эффузии его до полного затвердевания.

Процессом, который приводит к появлению неоднородности химических составов пород в пределах потоков и экструзий кислого состава и к зональному перераспределению компонентов в них, является, по-видимому, эманационная дифференциация. Действительно, наблюдающееся в изученных вулканических телах распределение воды (H_2O)⁺, увеличение содержания ее от центральных зон к периферическим прямо

¹ Все данные для SiO_2 , Al_2O_3 и суммы железисто-магнезиальных компонентов приведены из анализов, пересчитанных на безводный остаток.

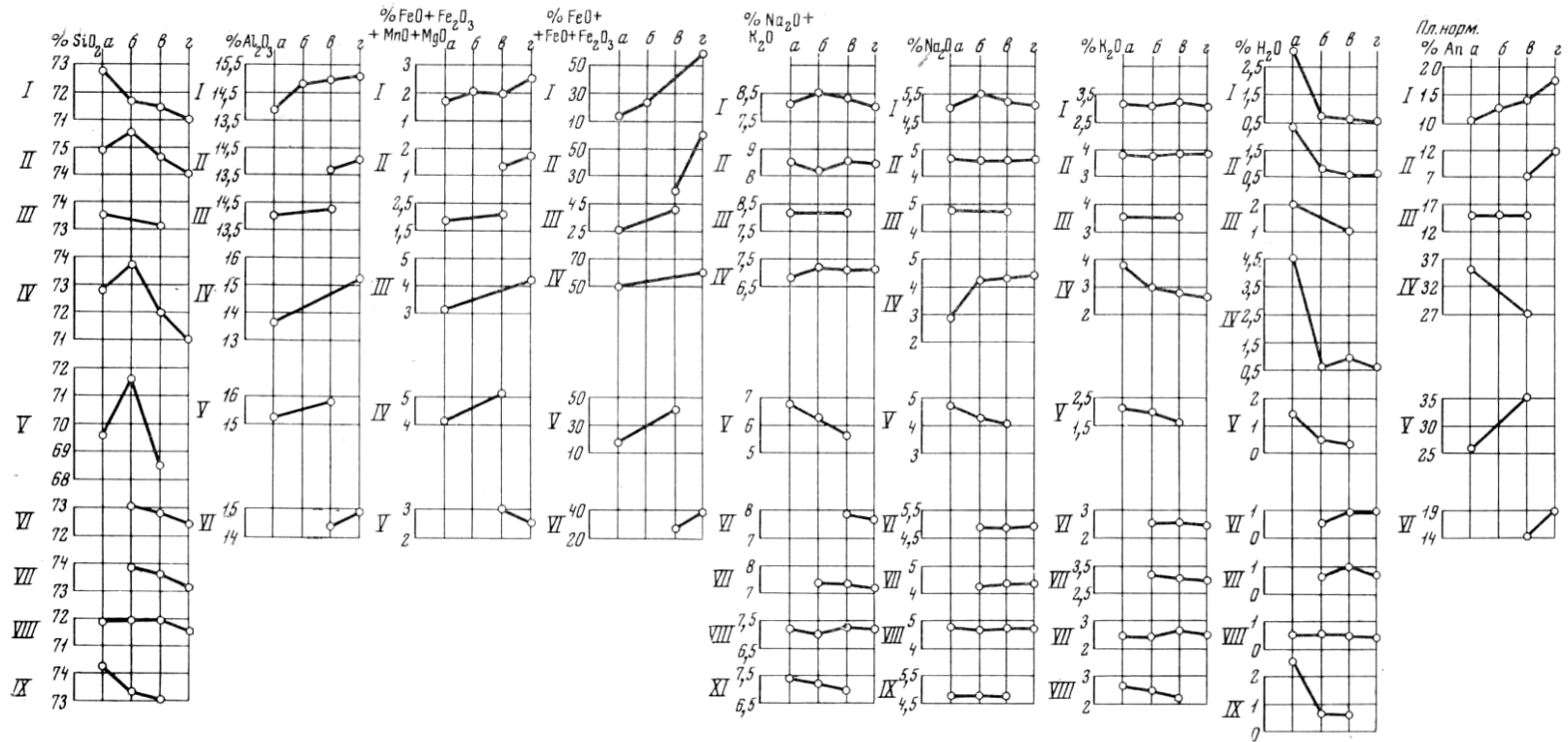


Рис. 5. Химические составы разностей пород в потоках и экструзиях кислых лав Восточной Камчатки

I—V — экструзии: I — Виконта (Дзензур); II — Южно-Купольная (в. Купол); III — Северо-Купольная (вулкан Купол); IV — Плоская (Камбальный хребет); V — Попкова (вулкан Попкова); VI—IX — потоки в кальдере Узон: VI — плато Круглое; VII — г. Озерная; VIII — плато Гейзерное; IX — плато Круглое; а — массивные стекловатые лавы (обсидианы) контактовой зоны, б — полустекловатые (сферолитовые) липариты промежуточной зоны, з — раскристаллизованные массивные и флюидальные липариты центральных зон

указывают на значение подобного процесса. Реальность миграции летучих из более глубоких горизонтов остывающих потоков и экструзий к поверхности их не вызывает сомнений и подтверждается наблюдениями над лавами исторических извержений.

Кроме того, экспериментальными работами установлена высокая растворимость ряда летучих веществ в водяном паре высоких параметров (Стырикович, Хайбуллин, 1957; Стырикович, 1959; Эйтель, 1962, и др.). К таким веществам относятся прежде всего SiO_2 (кремнекислота), галоидные соединения и гидроокиси щелочей. Эти же вещества обладают и наиболее высоким коэффициентом распределения (KP)¹. Согласно данным М. А. Стыриковича и И. Х. Хайбуллина (1957), силикаты Na, K, Ca и Mg растворяются в водяном паре значительно хуже, чем хлориды и гидроокиси этих катионов, но силикаты первых двух из них все же более растворимы.

Таким образом, различная растворимость веществ в водяном паре и различные коэффициенты распределения обуславливают избирательный вынос SiO_2 , в меньшей степени соединений K и Na и накопление соединений Ca и Mg, как менее растворимых веществ.

Осаждение избытка вещества из перегретого пара определенных параметров должно наблюдаться в том случае, когда содержание его превысит минимальную растворимость этого вещества. М. А. Стырикович и И. Х. Хайбуллин (1957) показали, что содержание некоторых веществ в перегретом паре, в том числе SiO_2 , прямо пропорционально давлению. Таким образом, при уменьшении давления может наблюдаться пересыщение водяного пара относительно SiO_2 и осаждение его.

Изложенные экспериментальные данные отчетливо указывают на происхождение наблюдаемых зональных неоднородностей в пределах потоков и экструзий кислых лав за счет избирательного выноса различных компонентов при дегазации остывающих магматических расплавов на поверхности Земли. Действительно, гидростатическое давление, равное на поверхности потока атмосферному, должно достигать в основании его при мощности 50 м и плотности расплава $2,5 \text{ г/см}^3$ величины 125 атм. Подобный перепад давлений создает, по-видимому, условия, достаточные для сброса растворенной части вещества в верхних зонах вулканических тел.

Реально наблюдающееся обогащение SiO_2 и в меньшей степени щелочами контактовых зон потоков и экструзий и, как следствие, более высокие содержания Al_2O_3 и $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})$ в центральных частях их прекрасно согласуются с данными эксперимента. С изложенных позиций роли летучих в перераспределении вещества расплавов становятся понятными большие различия между минимальными и максимальными содержаниями SiO_2 в экструзиях, чем в потоках: мощность потоков, как правило, меньше, чем «мощность» экструзий: для последних также не исключена более или менее длительная связь с подводящим каналом и дополнительное обогащение SiO_2 за счет миграции летучих оттуда.

Наконец, направленное возрастание степени окисленности железа к центральным зонам экструзий подтверждается и наблюдениями над степенью окисленности амфиболов и биотита. Таким образом, степень окисленности железа в кислых эффузивных образованиях зависит не столько от соприкосновения формирующих их расплавов с кислородом воздуха, сколько от длительности остывания: поверхностная корка

¹ Коэффициент распределения представляет собой отношение концентраций данного вещества в паровой и жидкой фазах.

экструзий и потоков испытывает закалку, тогда как в центральных частях их длительное время сохраняется высокая температура.

Вариации в распределении кремнезема и щелочей в контактовых зонах некоторых экструзий, выражающиеся в том, что перлитовые липариты внешней «покрышки» по сравнению с зоной обсидиановых стекол характеризуются более низкими содержаниями SiO_2 и Na_2O , при близком или даже более высоком содержании K_2O обусловлены, по-видимому, вторичной гидратацией стекловатых пород за счет грунтовых вод. Так, по данным целого ряда исследователей (Lipman, 1965; Lipman a. oth., 1969, и др.), вторичная гидратация стекловатых пород приводит к дифференциальному перераспределению компонентов в них за счет преимущественного выноса грунтовыми водами SiO_2 и Na_2O .

Поскольку процесс дегазации расплавов происходит и в подводных, каналах вулканов, в составе продуктов, поступающих на поверхность в течение более или менее длительных извержений, следует ожидать изменение химизма сходное с тем, которое наблюдается в потоках и экструзиях кислых лав.

ЛИТЕРАТУРА

- Алискеров А. А. О характере золото-полиметаллической минерализации вулканоплутонических формаций Авачинско-Китхойской зоны поднятий. — В сб.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970.
- Вольнец О. Н., Колосков А. В., Флеров Г. Б., Фрих-Хар Д. И., Шилин Н. Л. Формационное расчленение третичных плутонических и вулканоплутонических образований Центральной Камчатки. — Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 1.
- Вольнец О. Н., Колосков А. В., Флеров Г. Б., Шилин Н. Л. Формация габбро-гранодиорита миоценового возраста. — В сб.: Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М., «Наука», 1968.
- Вольнец О. Н. Зональность в четвертичных кислых экструзиях Налачевского района (Восточная Камчатка). — В сб.: Магма малоглубинных камер. М., «Наука», 1970.
- Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971.
- Кеннеди Дж. О роли воды в магме. — В сб.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Коптев-Дворников В. С. Явления дифференциации в гранитных интрузивах малых глубин. — Сов. геология, 1961, № 1.
- Марфушин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Труды ИГЕМ, вып. 78, 1962.
- Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность с-з части Верхояно-Чукотской области. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.
- Рудин К. Н. О геологическом положении и механизме внедрения субвулканических тел. — Изв. АН СССР, 1970а, № 9.
- Рудич К. Н. О типах и условиях становления субвулканических тел. — В кн.: Магма малоглубинных камер. М., «Наука», 1970б.
- Рудич К. Н. Субвулканические тела и магматические комплексы. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Стырикович М. А. Растворимость малолетучих соединений в водяном паре. — В кн.: Термодинамика и строение растворов. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Стырикович М. А., Хайбуллин И. Х. Общие закономерности растворимости веществ в водяном паре. — В кн.: Внутрикотловые физико-химические процессы, водоподготовка и водные режимы котлов на электростанциях высоких и сверхвысоких параметров. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967.
- Эйтель В. Физическая химия силикатов. М., ИЛ, 1962.
- Lipman P. W. Chemical Comparison of glassy and crystalline volcanic rocks. — Geol. Surv. Bull., 1965, No 1201-d, iv.
- Lipman P. W., Christlansen R. L., Vandlstone R. E. Retention of alkalic rhyolites during crystallisation and hydration. — Amer. Mineral., 1969, vol. 54.
- Luth W. C., Tuttle O. F. The hydrous vapor phase in equilibrium with granite and granite magmas. (Abstr). — Trans. Amer. Geophys. Union, 1967, 48. No. 1, 245.