

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ АНДЕЗИТОВ И РИОЛИТОВ КОМПЛИМЕНТАРНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

© 2009 г. В. Н. Анфилогов

*Институт минералогии УрО РАН  
45631, Миасс. Челябинская обл.  
anfilogov@mineralogy.ru*

Поступила в редакцию 15.04.2009 г.

Происхождение щелочноземельных магм является одной из наиболее важных и до сих пор не решенных проблем петрологии. Экспериментально установлено, что расплавы с содержанием  $\text{SiO}_2$  более 55.0 мас. % можно выплавить в присутствии воды как из базальтового, так и из эцлогитового и перидотитового субстратов. Однако совмещение базальтовых, андезитовых и риолитовых магм в одном вулканическом аппарате или в группе близко расположенных вулканов делает предположение о различных источниках этих магм маловероятным. В работе рассматривается механизм поступления воды в базальтовый расплав, находящийся в промежуточной магматической камере, из вмещающих пород и образования андезитовых и риолитовых магм в апикальных частях камеры. Для объяснения этого явления привлекается механизм молекулярного течения, который позволяет водному флюиду двигаться в направлении более высокой температуры, но меньшего парциального давления воды. Андезитовые и риолитовые магмы образуются в вулканических структурах, время жизни которых от нескольких сотен до 7 млн. лет. Высокоглиноземистые базальты, ассоциирующие с андезитами, также образуются при насыщении расплава оливинового базальта водой и накоплении в нем кумулятивного плагиоклаза.

Ключевые слова: *андезиты, комплементарные серии, флюид, молекулярное течение.*

### ВВЕДЕНИЕ

Происхождение андезитов и риолитов является одной из нерешенных проблем петрологии магматических пород. Особенно сложной является проблема генезиса андезитов в комплементарных сериях, в которых вместе с базальтом и риолитом они образуют единую закономерную последовательность составов [2]. Существует ряд различных гипотез, объясняющих образование андезитов: 1) кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы; 2) частичное плавление пород нижних горизонтов земной коры; 3) частичное плавление субдуцированной океанической коры; 4) частичное плавление мантии; 5) ассимиляция корового вещества базальтовым расплавом [4, 10]. Все они содержат серьезные противоречия и, главное, с позиций этих гипотез нельзя объяснить образование серий базальт–риолит, комплементарных не только по макро-химии, но и по геохимии редких элементов. Излияние базальтовой, андезитовой и риолитовой магм при образовании таких серий происходит, практически, из одного вулканического очага и трудно предположить, что эти магмы поступали в него из разных источников. Наиболее наглядным примером пространственной совместимости базальтовой и андезитовой магм является Ключевская группа вулканов, где в радиусе 20 км чередуются базальтовые и андезитовые вулканы (рис. 1). С андезитами комплементарных серий, как прави-

ло, ассоциируют высокоглиноземистые базальты, генезис которых также проблематичен. Для объяснения их происхождения также привлекаются гипотезы кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, частичного плавления эцлогитов, а также их смесей с карбонатами и пелагическими осадками [4, 10, 21], которые содержат те же противоречия.

### ПЕТРОГРАФИЯ АНДЕЗИТОВ

Особенности генезиса андезитов отражены в их минеральном составе, текстуре и структуре, поэтому целесообразно привести наиболее важные особенности петрографии этих пород. Андезиты представляют собой породы на 50 и более процентов состоящие из фенокристаллов плагиоклаза, пироксена или амфибола и магнетита [25]. Наиболее информативным в этой ассоциации является плагиоклаз. Монографическое исследование плагиоклазовых вкрапленников в эффузивных породах Камчатки выполнено О.Н. Волынцом и А.В. Колосковым [6]. Их главные выводы заключаются в следующем. Вкрапленники плагиоклаза в андезитах, как правило, имеют зональное строение. По характеру зональности выделяются кристаллы с прямой и обратной зональностью. Между контрастными по составу зонами часто наблюдаются коррозионные границы. В зональных кристаллах, в которых корродированные ядра окружены зонами более на-

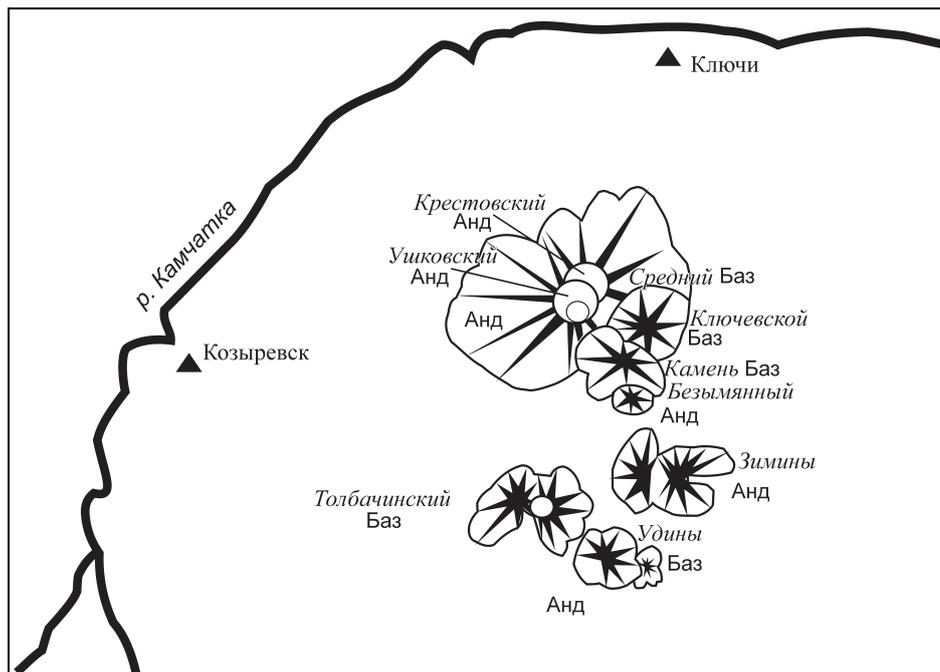


Рис. 1. Распределение базальтовых и андезитовых вулканов Ключевской группы, по [8].

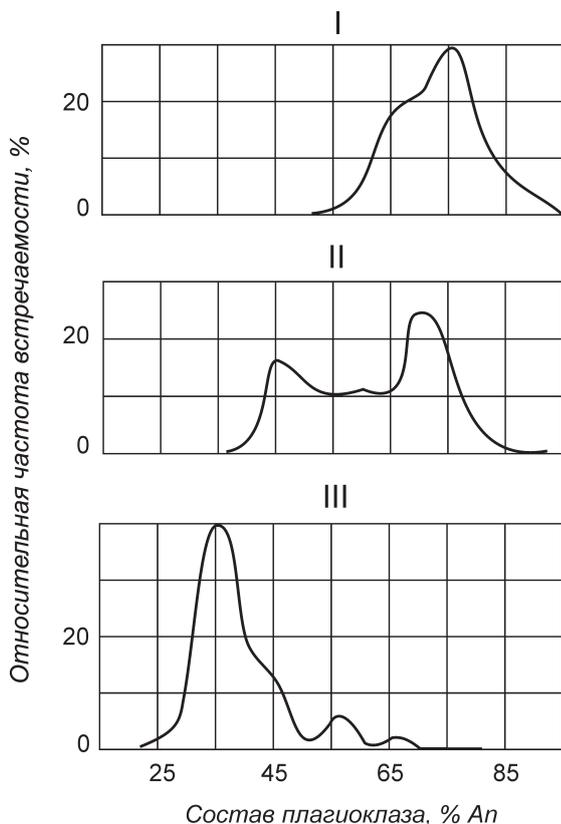


Рис. 2. Распределение составов плагиоклазов в вулканических породах Камчатки [6].

I – базальты Ключевского вулкана, II – андезиты вулкана Безымянный, III – липариты Южно-купольной экзотрузии.

трово́го плагиоклаза, в ядрах также присутствуют включения этого состава. Образование таких включений нельзя объяснить изменением *PT*-условий процесса кристаллизации плагиоклаза [6]. Они могут возникнуть только в результате замещения более основного плагиоклаза кислым при увеличении содержания натрия в системе.

Важную информацию дает распределение составов плагиоклаза в породах ряда базальт–риолит. В вулканических породах Камчатки встречается до пяти генераций плагиоклаза, отличающихся по содержанию анортита (рис. 2). Рассмотрим это распределение в породах Ключевской группы вулканов. В базальтах Ключевского вулкана наблюдается два максимума:  $An_{77}$  и  $An_{65}$ . В андезите вулкана Безымянный появился новый максимум в точке  $An_{45}$ . Максимум в области высоких содержаний анортита сохранился, но его положение сместилось до состава  $An_{70}$ . В риолитах Камчатки преобладает максимум  $An_{35}$ , но вместе с этой генерацией в них присутствуют плагиоклазы, характерные для базальта и андезита. Такое распределение генераций плагиоклаза однозначно свидетельствует о том, что исходным расплавом при формировании комплементарных серий базальт–риолит был расплав базальтового состава и что именно этот расплав трансформировался в составы андезита и риолита.

Около 10% кристаллов плагиоклаза в средних и кислых лавах содержат расплавные включения, которые могут быть приурочены к разным зонам кристаллов. Часто они располагаются на контакте контрастных по содержанию анортита зон, что также свидетельствует о появлении в системе расплава дру-

ного состава [6]. Как мы отметили выше, характерной особенностью андезитов, дацитов и риолитов является совмещение этих пород в одном вулканическом аппарате, из которого периодически происходит излияние базальта. В связи с этим в андезитах, дацитах и риолитах часто наблюдаются текстуры, образованные при смешении кислых расплавов с расплавом базальта [28], что говорит о том, что в определенные моменты времени все эти расплавы присутствовали в вулканическом аппарате одновременно.

В заключение необходимо сделать еще один вывод, который следует из петрографического изучения андезитов. По своей природе андезит является гибридной породой. Поэтому при плавлении андезита, содержащего большое количество фенокристаллов, часть из которых кристаллизовалась из базальтовой магмы, нельзя получить расплав, из которого действительно кристаллизовался андезит. Эта порода сформировалась при затвердевании магматической “каши”, состоящей из протокристаллов и расплава, которые до затвердевания прошли сложный путь эволюции. Это необходимо учитывать при изучении петрологии андезитов и известково-щелочных базальтов, особенно при проведении экспериментальных исследований.

#### ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ КИСЛЫХ ПОРОД В ОБЛАСТЯХ РАЗВИТИЯ БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА

В природе наблюдаются два типа базальт-риолитовых ассоциаций: ассоциации, образующие комплементарные серии составов и некомплементарные ассоциации, которые образовались при взаимодействии базальтовой магмы с кислыми породами фундамента (рис. 3). Широкое проявление комплементарных серий пород ряда базальт-риолит дает основание предполагать, что в природе существует механизм, позволяющий в процессе базальтового магматизма создавать огромные объемы пород кислого и среднего состава без привлечения ксеногенного материала. Этот механизм должен изменять ход кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы и приводить к образованию в качестве конечного продукта расплавов среднего и кислого состава. Очевидно, что единственным способом осуществить такой процесс является насыщение базальтового расплава водой, когда этот расплав находится в промежуточной магматической камере на глубине 15–20 км от поверхности, а источник воды – во вмещающей породе. Примером такой камеры может служить магматический очаг под Ключевской группой вулканов, расположенный на глубине 10–20 км, имеющий размеры  $16 \times 10$  км [1, 8, 13]. Источником воды для насыщения базальтового расплава, находящегося в промежуточной камере, является поровая вода вмещающих пород. По данным, полученным при бурении

Кольской сверхглубокой скважины, метеорная вода может опускаться до глубины 10 км [9]. Ниже этого уровня свободная поровая вода образуется при нагреве породы и дегидратации водных минералов.

Идея получения андезитового расплава путем частичного плавления перидотитов и пород основного состава в присутствии воды не нова. Она высказывалась многими исследователями и убедительно подтверждена экспериментальными данными [23]. Способность водосодержащего базальтового расплава в процессе кристаллизационной дифференциации давать расплавы андезитового и риолитового состава установлена экспериментально в опытах по плавлению метабазальтов [27]. Важно отметить, что этот процесс происходит при содержании воды равном 1.0–1.5%, при этом, в зависимости от степени плавления, состав расплава меняется от риолитового (степень плавления  $\leq 20\%$ ) до андезитового (степень плавления около 50%) [27].

Проблема заключается в источнике воды и механизме ее поступления в базальтовый расплав. В качестве таких источников предлагаются водосодержащие океанические осадки, затянутые под континенты, и амфиболиты, образованные по базальтам [4, 10], но при плавлении этих пород не могут образоваться комплементарные серии базальт-риолит и геохимические характеристики базальтов и сопряженных с ними кислых пород будут разными [25]. Кроме того, процесс контактового плавления вмещающих пород требует затраты большого количества энергии, которым базальтовый расплав не обладает.

При внедрении базальтового расплава в относительно холодные вмещающие породы вокруг магматической камеры возникает температурное поле с большими градиентами температуры (рис. 4) [11]. Движение поровых флюидов в тепловом поле интрузий рассмотрено нами в работах [3, 15]. Вокруг магматической камеры возникают три флюидных потока: 1 – конвективный поток, в котором движение порового флюида происходит, благодаря разности плотности, обусловленной градиентом температуры; 2 – молекулярное течение флюида через стенки магматической камеры; 3 – поток флюида из расплава во вмещающие породы через кровлю магматической камеры. Схематически движение флюида в приконтактной зоне показано на рис. 5.

Механизм свободной конвекции вызывает циркуляцию порового флюида в приконтактной зоне. Нагретый флюид поднимается вдоль контакта вверх и после охлаждения, на удалении от контакта опускается вниз, рис 5. По данным Ж. Гогель [7], свободная конвекция в пористых средах возникает в породах с проницаемостью  $10^{-6}$ – $10^{-11}$  Дарси при градиенте  $0.03^\circ\text{C}/\text{м}$ . Важным механизмом взаимодействия магматических тел с поровыми растворами, циркулирующими вокруг магматической камеры, является так называемое молекулярное или кнудсеновское течение [12]. Возникает оно в обла-

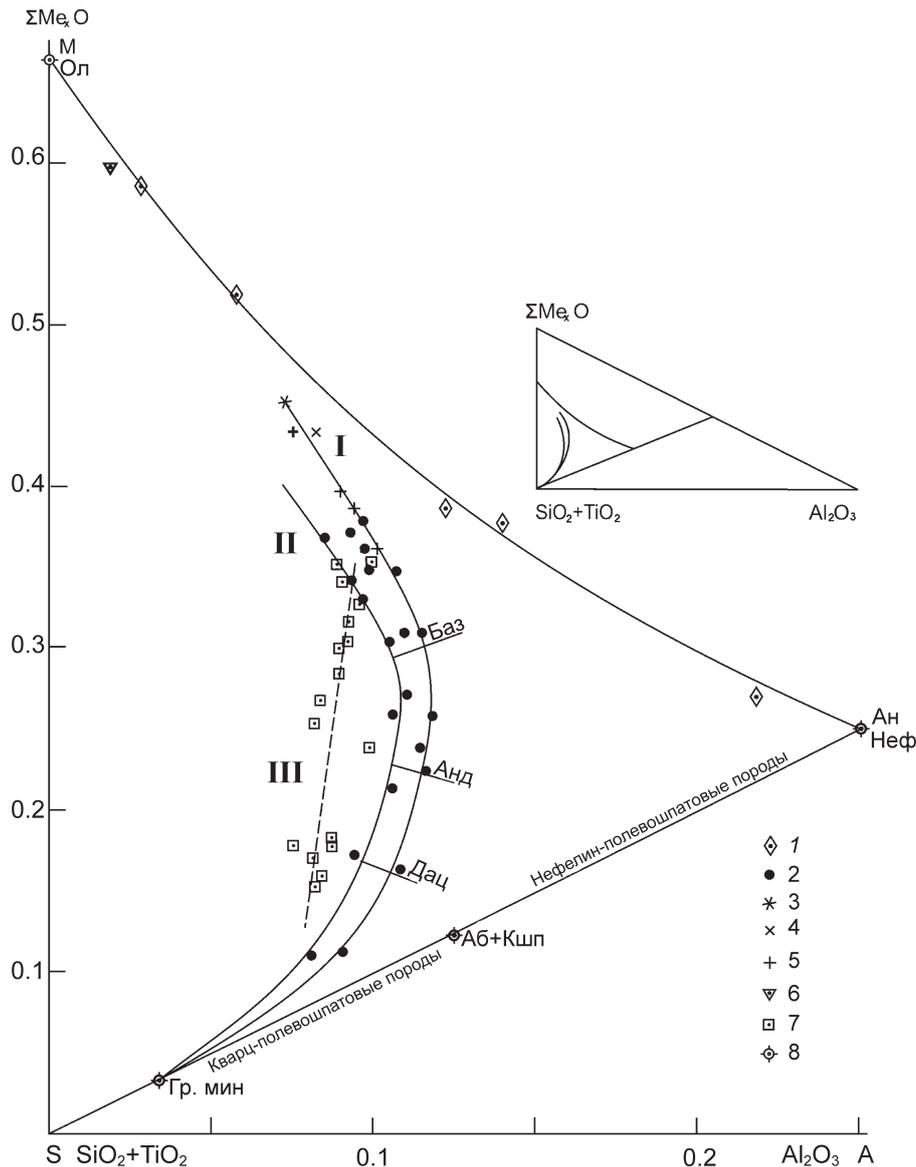


Рис. 3. ASM-диаграмма базальт-риолитовых серий пород [2].

1 – кумулятивные породы массива острова Рам; 2 – составы базальт-риолитовых пород; 3 – состав расплава, который выплавляется из перидотита KLB-1 при температуре 1475°C и давлении 30 кбар; 4 – состав расплава, который выплавляется из перидотита KLB-1 при температуре 1425°C и давлении 25 кбар; 5 – составы расплавов, которые образуются в процессе фракционной кристаллизации оливинового толеита; 6 – состав пиролита Рингвуда; 7 – составы пород базальт-риолитовой формации плато Парана (Бразилия); 8 – составы оливина, анортита, нефелина, щелочных полевых шпатов и состав гранитного минимума. I и II – комплементарные серии, III – некомплементарная базальт-риолитовая серия пород плато Парана (Бразилия).

сти высоких температур вследствие разности парциальных давлений воды в породе и в расплаве. Сущность этого механизма заключается в следующем. Если радиус пор меньше длины свободного пробега молекул газа, то двигаясь через капилляр, представляющий собой цепочку соединяющихся пор, молекулы будут сталкиваться преимущественно со стенками капилляра и в капилляре возникнут два встречных потока. Число молекул, попадающих в капилляр, зависит от числа ударов молекул, приходящихся на единицу площади сечения капилляра. Оно пропорционально плотности газа и средней

скорости теплового движения молекул, т. е. произведению  $\gamma\sqrt{T}$ , где  $\gamma$  – плотность газа. В состоянии равновесия будет иметь место равенство [12]:

$$\gamma_1\sqrt{T_1} = \gamma_2\sqrt{T_2} \tag{1}$$

Плотность потока газа (в нашем случае H<sub>2</sub>O) при наличии перепада давления и температуры вдоль капилляра определяется уравнением [12]:

$$i = \frac{8}{3} \sqrt{\left(\frac{M}{2\pi R}\right) \left(\frac{P_1}{\sqrt{T_1}} - \frac{P_2}{\sqrt{T_2}}\right) \frac{r_1}{L}} \tag{2}$$

где  $i$  – плотность потока флюида г/см<sup>2</sup>сек,  $M$  – молекулярный вес воды,  $P_1$  и  $T_1$  – парциальное давление

воды и температура в порах породы,  $P_2$  и  $T_2$  – парциальное давление воды и температура в расплаве,  $r$  – радиус микрокапилляров в породе,  $L$  – длина капилляра. Обозначая произведение  $\frac{8}{3} \sqrt{\frac{M}{L}} = C$  как константу переноса и отношение  $\frac{P}{\sqrt{T}} = \phi$  как потенциал переноса, получим:

$$i = rC\Delta\phi \frac{1}{L} \quad (3)$$

Это уравнение позволяет оценить порядок величины потока воды, которая может проходить через стенку магматической камеры из породы в расплав. Оценка для пор диаметром  $m \cdot 10^{-7}$  см, для пористости, равной 1% дает значение  $i = n \cdot 10^{-14}$  кг/м<sup>2</sup>с.

Возможность переноса воды по механизму молекулярного течения определяется числом Кнудсена:  $K_k = \lambda/r$ , где  $\lambda$  – длина свободного пробега молекул воды, равная [16]:

$$\lambda = \frac{0.707}{n\sigma}, \quad (4)$$

где  $n$  – число молекул в единице объема;  $\sigma = \pi d^2$  – площадь поперечного сечения молекулы H<sub>2</sub>O, равная  $2.5 \cdot 10^{-15}$  см<sup>2</sup>. Для температуры 1000°C расчет дает следующие величины длины свободного пробега: 1000 бар – 0.5 нм; 100 бар – 5 нм; 10 бар – 50 нм. Таким образом, молекулярное течение H<sub>2</sub>O возможно при давлении воды в порах  $P < 500$  бар. Эта величина заведомо ниже литостатического давления на глубине 10–20 км, но условие равенства давления воды в порах литостатическому давлению породы не является обязательным. До тех пор, пока литостатическая нагрузка на каркас породы не превышает предела упругости, давление в порах может варьировать в широких пределах, в зависимости от температуры и содержания воды в породе. Заметим, что речь идет о воде в области температур, намного превышающей критическую температуру воды. В этой области вода имеет свойства молекулярного газа.

Из приведенных уравнений следует, что при молекулярном течении поток направлен в сторону меньшего парциального давления воды и водный флюид способен двигаться из области низких температур в направлении расплава, где температура выше, а парциальное давление воды близко к 0. При температуре  $> 1000^\circ\text{C}$  диаметр пор, через которые возможно молекулярное течение водного флюида,  $d \geq 10^{-5} - 10^{-7}$  см. Таким образом, температурное поле вокруг магматической камеры создает условия, при которых магматическая камера действует как тепловой насос, перекачивающий поровый флюид из вмещающих пород в расплав.

При насыщении базальтового расплава водой, поступающей из породы через стенку магматической камеры, его плотность становится меньше плотности сухого расплава и он поднимается в

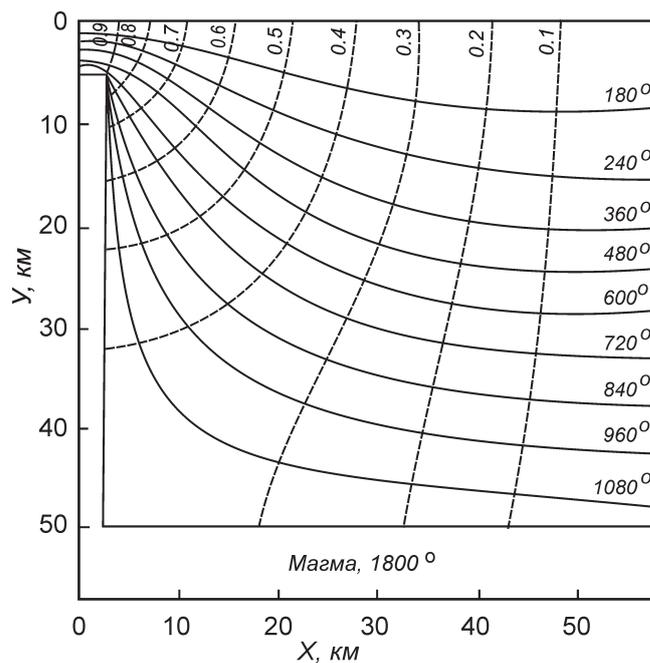


Рис. 4. Стационарное распределение температур вокруг магматической камеры [11]. Сплошные линии – изотермы, пунктирные – линии равных тепловых потоков в долях от максимального теплового потока (ось Y).

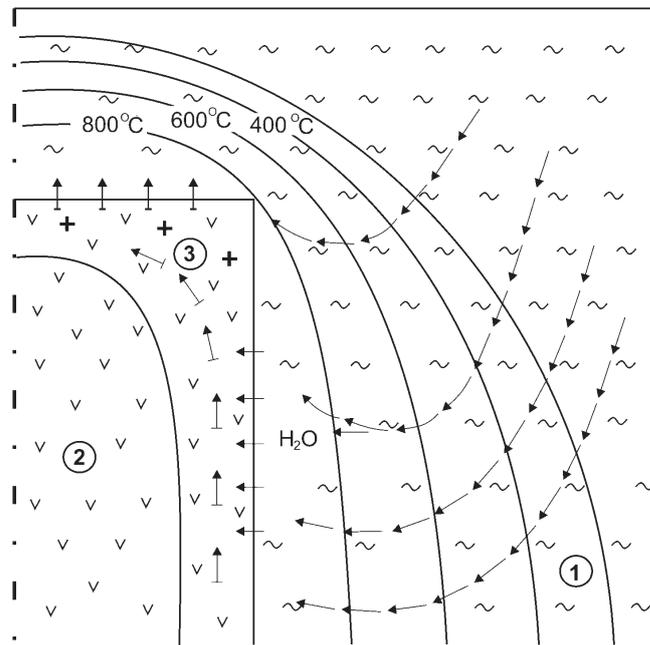


Рис. 5. Флюидные потоки в тепловом поле магматической камеры. 1 – вмещающая порода, 2 – базальтовый расплав, 3 – область насыщения базальтового расплава водой. Стрелками показаны направления движения флюида.

верхнюю часть магматической камеры, где литостатическое давление ниже. В результате этого в верхней части магматической камеры формируется

ся слой обогащенного водой расплава, из которого при охлаждении и частичной кристаллизации может образовываться расплав риолитового состава и магматическая “каша”, состав которой может варьировать от андезито-базальта до дацита. При наличии слоя кислого расплава в верхней части камеры, на поверхность будет выдавливаться именно этот расплав, а базальтовая магма, поступающая из зоны генерации, будет заполнять нижнюю часть камеры, компенсируя объем, который освобождается при извержении кислого материала.

Предлагаемый механизм образования андезита и более кислых составов должен допускать возможность получения огромных объемов кислого материала, а это, в свою очередь, требует большого количества тепловой энергии. Расчет теплового режима для расплава, одноактно заполнившего магматическую камеру, и его постепенного остывания показал, что количество выделяющейся при этом тепловой энергии весьма ограничено [11]. В нашем варианте такой проблемы не возникает, поскольку процесс образования кислых расплавов обеспечивается тепловой энергией за счет постоянного поступления в магматическую камеру новых порций базальтовой магмы.

После образования в верхней части камеры первого слоя андезитового состава процесс идет в автоматическом режиме, так как удаляющийся при извержении кислый материал, накопленный в верхней части камеры, замещается новообразованным. В связи с этим, любопытно проследить за периодичностью выдавливания андезитовой “каши” на поверхность и изменением ее состава. В серии последних извержений вулкана Безымянный, начиная с 1956 г., наблюдалась следующая последовательность. Первым после долгого периода покоя был выброшен материал роговообманкового андезита. Андезиты последующих порций отличались полным отсутствием роговой обманки, которую сменил пироксен [5].

Г.Е. Богоявленская с соавторами рассчитали, что первоначально кровля магматического очага вулкана Безымянный находилась на глубине 8 км. Верхняя часть магматической колонны (первые 6 км) была заполнена роговообманковыми андезитами, которые ниже переходили в пироксеновые [5]. В течение всего времени действия вулкана (3.5–4.0 млн. лет) роговообманковые и двупироксеновые разновидности андезитов при постоянстве валового состава породы многократно сменяли друг друга, причем роговообманковые разновидности формируют как наиболее древние, так и самые молодые вулканические купола. Такая же последовательность наблюдается и на других андезитовых вулканах [10].

В целом, для андезитовых вулканов устанавливаются следующие закономерности: 1) извержение разных типов андезитов проявлялись на всех этапах жизни вулкана; 2) в течение одного цикла извержений или одного длительного извержения ро-

говообманковые андезиты могут сменяться на роговообманково-пироксеновые и далее на двупироксеновые, но не наоборот; 3) были периоды длительного поступления на поверхность только двупироксеновых андезитов [10]. Все эти закономерности хорошо согласуются с предложенной выше моделью.

Рассмотрим более подробно возможный механизм образования андезитовой “каши” при взаимодействии базальтового расплава с водой. Наличие в андезите кристаллов плагиоклаза с содержанием анортита, характерного для базальтов, свидетельствует о том, что этот плагиоклаз присутствовал в исходном базальтовом расплаве. Это позволяет оценить температуру базальтового расплава в магматической камере. Согласно экспериментальным данным Грина и Рингвуда [24], при давлении <5 кбар она должна быть в интервале 1200–1250°C. При частичном плавлении амфиболита, близкого по составу к низкокалийевому оливиновому толеиту, при общем давлении 8 кбар и содержании H<sub>2</sub>O, равном 1.0%, возникают следующие равновесные ассоциации [27]:

- 1) 1000°C: – L + Amf + Pl + Opx + Mt
- 2) 1050°C: – L + Amf + Pl + Ol
- 3) 1075°C: – L + Pl + Cpx + Ol

Содержание SiO<sub>2</sub> в расплаве, образованном в процессе частичного плавления, меняется от дацитового (71.1% SiO<sub>2</sub>) до андезитового (58.2% SiO<sub>2</sub>). При 8 кбар и 1075°C доля расплава в смеси близка к 60% [27]. Поскольку состояние равновесия не зависит от пути, по которому оно было достигнуто, при растворении воды в сухом базальтовом расплаве и его охлаждении в эндоконтактной зоне будут образовываться смеси, состоящие из расплава и кристаллов, аналогичные тем, которые получены в опытах по плавлению амфиболита [27]. При этом, в направлении от контакта к центру камеры состав ассоциации будет меняться от 1) к 3). Образование андезита в промежуточной магматической камере начинается, когда режим непрерывного излияния базальтовой магмы сменяется на периодическое поступление расплава в камеру. Процесс этот достаточно медленный и времени между предыдущей и последующей порциями базальтового расплава должно хватать для насыщения его водой. Поэтому важной характеристикой вулканического процесса является время активной жизни вулканических систем. Оценка этого параметра сделана Ю.П. Масуренковым [14]. Он установил, что вулканические структуры объединяются в три крупных возрастных интервала: 10–50 тыс. лет, 100–700 тыс. лет и 1–7 млн. лет. Первая группа представлена короткоживущими одиночными стратовулканами. Во вторую группу входят вулканические массивы и их группы, объединенные единой структурой и имеющие общую зону генерации расплава. Они реализуются как последовательная серия очаговых или ку-

стовых стратовулканов с почти обязательным кальдерообразованием как одним из элементов структурной эволюции. В последнюю группу входят вулканические комплексы, объединяющие несколько ритмов развития, выраженных структурами второго типа [14]. Очевидно, что образование андезитов будет происходить только во второй и третьей группах вулканических структур. Региональные андезитовые провинции, такие как андезитовая провинция чилийских Анд [25] и формация Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса [17] представляют собой структуры третьей группы.

Как мы отметили выше, распространенным элементом структур второй группы являются кальдеры, образование которых сопровождается выбросом на поверхность большого объема кислого материала в виде игнимбритов и риолитов. Риолитовые расплавы являются конечным продуктом дифференциации базальтовой магмы в присутствии воды. Можно предположить, что большие объемы кислого материала образуются в течение наиболее длительных перерывов между активными фазами базальтового вулканизма. Выброс кислых вулканитов и образование кальдеры происходит при активизации вулканизма и кальдеры часто окружены синхронными базальтовыми маарами. Часто в риолитах наблюдаются включения базальтового расплава [28].

Характерной особенностью областей развития андезитового вулканизма является образование извещково-щелочных базальтов, причем, если андезиты формируют собственные вулканические аппараты, то известково-щелочные базальты изливаются из тех же вулканов, из которых извергаются оливиновые базальты. В Ключевской группе вулканов четко выделяются два типа базальтов: оливиновый базальт с содержанием 49.4% SiO<sub>2</sub>, 14.0% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 10.4% MgO и плагиоклазовый базальт с содержанием 50.4% SiO<sub>2</sub>, 17.3% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 5.4% MgO. Доля плагиоклазовых базальтов составляет 95% от всего излившегося материала основного состава Ключевских вулканов [18].

Проблема генезиса высокоглиноземистых базальтов детально рассмотрена в работе Крауфорда с соавторами [21]. Они относят к этому типу пород базальты, содержащие <54% SiO<sub>2</sub>, >16.5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и обычно меньше 7% MgO [21]. Доля фенокристаллов в высокоглиноземистых базальтах, среди которых преобладает плагиоклаз, составляет 30–60%, [22]. Содержание глинозема в них пропорционально содержанию фенокристов плагиоклаза (рис. 6). Крауфорд и его соавторы отмечают, что, в связи с тем, что плагиоклаз в высокоглиноземистых базальтах является кумулятивной фазой, состав этих порфиновых пород так же, как и в случае андезитов, не отвечает составу расплава, из которого они кристаллизовались [21].

Наибольшим признанием пользуется гипотеза выплавления высокоглиноземистых базальтов

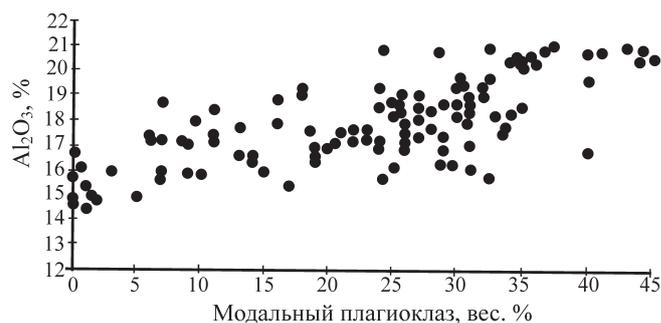
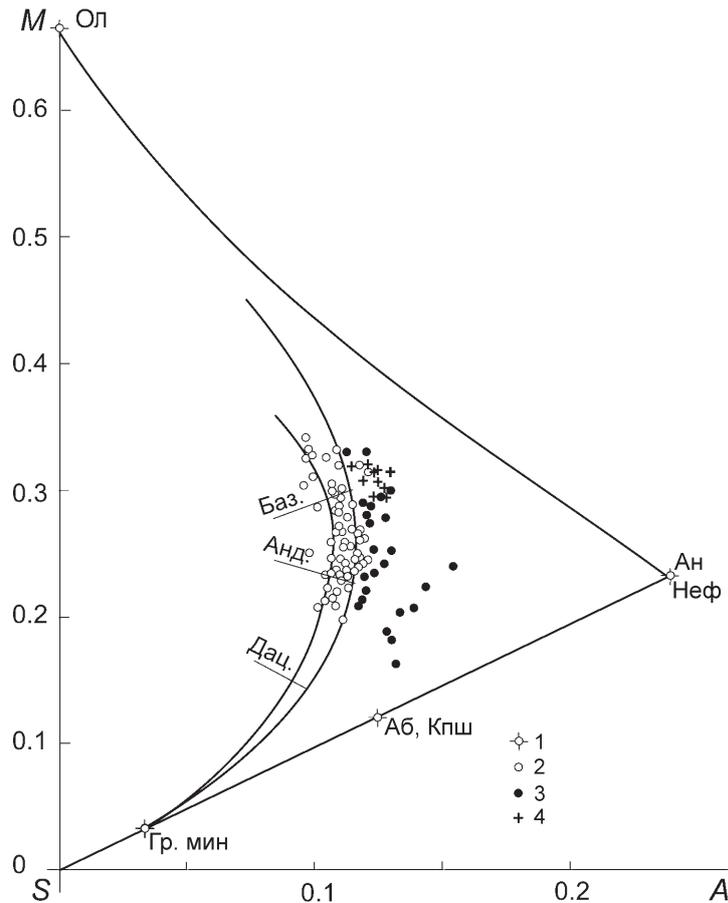


Рис. 6. Зависимость содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от модального содержания плагиоклаза в породе [21].

из вещества субдуцированной океанической коры, трансформированной в эклогиты. Предполагается, что частичное плавление эклогита происходит на глубине 100–150 км, после чего расплав поднимается в промежуточную камеру на глубине 10–20 км и в ней происходит фракционная кристаллизация. Таким образом, так же, как и в случае андезитов, предполагается, что оливиновые и высокоглиноземистые базальты произошли из разных источников и удивительным образом совместились в одном вулканическом аппарате или в разных аппаратах, расположенных на ограниченной площади. Однако, большой разброс точек составов высокоглиноземистых базальтов на ASM диаграмме, (рис. 7), свидетельствует о том, что, в отличие от оливиновых базальтов, они не являются продуктами частичного плавления субстрата определенного состава и их состав зависит от количества кристаллов плагиоклаза в породе [21].

Нам представляется, что совмещение в одном вулканическом аппарате расплавов оливиновых и высокоглиноземистых базальтов, выплавленных из разных источников, маловероятно. Ассоциация высокоглиноземистых базальтов с андезитами позволяет предположить, что в их генезисе должно быть много общего. Главной особенностью высокоглиноземистых базальтов является наличие в породе большого числа фенокристаллов плагиоклаза, размеры которых в мегаплагиофировых лавах достигают 1–3 см. Фенокристаллы распределены в объеме породы равномерно, что свидетельствует о том, что плотность плагиоклаза была равной плотности расплава и поэтому гавитационное разделение этих двух фаз не происходило. Плотность “сухого” расплава оливинового базальта Ключевской группы вулканов, рассчитанная по методу Нельсона и Кармайкла [26] равна 2770 кг/м<sup>3</sup>. Плотность плагиоклаза в интервале от An<sub>100</sub> до An<sub>60</sub> меняется от 2760 до 2700 кг/м<sup>3</sup>. Кристаллы плагиоклаза в таком расплаве должны всплывать и накапливаться в верхней части магматической камеры. Плотность расплава базальта остается выше плотности плагиоклаза даже после фракционирования оливина и пироксена. Ситуация меняется при растворении в расплаве воды. Плотности расплава и кристаллов выравниваются



**Рис. 7.** ASM-диаграмма составов андезитов и высокоглиноземистых базальтов.

1 – точки, соответствующие составам оливина, анортита, щелочных полевых шпатов и тройного гранитного минимума; 2 – составы андезитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса [17]; 3, 4 – составы высокоглиноземистых базальтов, ассоциирующихся с андезитами: (3 – данные В.И. Синюкова по [17], 4 – данные [21]). К высокоглиноземистым базальтам отнесены составы с содержанием  $Al_2O_3$  более 18.0 мас. %.

ся уже при содержании  $H_2O$  равном 1.0%. Как мы показали выше, температура расплава в магматической камере равна 1200–1250°C. В “сухом” расплаве при этой температуре присутствуют оливин, пироксен и плагиоклаз. Кристаллы первых двух фаз при растворении воды и уменьшении плотности расплава будут опускаться на дно камеры, а кристаллы плагиоклаза накапливаться в расплаве. В результате образуется магматическая “каша”, по химическому и минералогическому составу соответствующая высокоглиноземистым базальтам. То, что на поверхность извергается не чистый расплав, а именно “каша” подтверждается наблюдениями, сделанными в ходе извержения Ключевских вулканов [19].

Образование высокоглиноземистых базальтов происходит на стадии активного вулканизма, когда в магматическую камеру периодически через небольшие промежутки времени поступает расплав оливинового базальта. Так же, как и при образовании андезита, этот расплав, насыщаясь водой, поднимается в верхнюю часть камеры, где происходит фракционирование оливина и пироксена и кристаллизация плагиоклаза. Кристаллы плагиоклаза

во взвешенном состоянии сохраняются в расплаве в верхней части камеры. При поступлении в камеру новой порции первичной базальтовой магмы эта смесь выдавливается на поверхность, образуя лавовые потоки высокоглиноземистого базальта. Таким образом, ассоциация андезитов и высокоглиноземистых базальтов является генетической ассоциацией, породы которой образуются на разных стадиях насыщения базальтовой магмы водой, поступающей в расплав из вмещающих пород.

Очевидно, что предложенный нами способ образования андезитов не является единственным и в природе реализуются варианты, в которых эти породы образуются при взаимодействии базальтовой магмы с сиалическими породами коры, а также путем частичного плавления metabазальтов [27]. В качестве типичного примера таких андезитобазальтовых формаций, по-видимому, можно рассматривать формацию плато Парана в Бразилии (рис. 3). Принципиальным отличием пород этой формации от серий образованных по механизму, рассмотренному выше, является низкое содержание  $Al_2O_3$  в андезитах и отсутствие в ее составе вы-

сокоглиноземистых базальтов, ассоциирующих с андезитами [20].

### ВЫВОДЫ

1. Андезиты и риолиты комплементарных серий базальт–риолит образуются путем фракционной кристаллизации водосодержащего расплава оливинного толеита.

2. Насыщение базальтового расплава водой происходит в промежуточных магматических камерах, расположенных на глубине 15–20 км. Источником воды является поровый флюид вмещающих пород.

3. Вода из вмещающих пород проходит через стенки магматической камеры в расплав по механизму молекулярного течения, которое осуществляется в направлении меньшего парциального давления воды.

4. Высокоглиноземистые базальты, ассоциирующие с андезитовым магматизмом, образуются путем осаждения кристаллов оливина и накопления плагиоклаза в водосодержащем расплаве оливинного базальта.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аносов Г.И., Балеста С.Т., Унастин В.К.* Особенности сейсмических моделей земной коры под вулканами // *Вулканизм и геодинамика*. М.: Наука, 1977. С. 115–122.
2. *Анфилогов В.Н.* Использование ASM диаграмм для генетического анализа серий магматических пород // *Щелочной магматизм, источники и плюмы*. Иркутск–Неаполь, 2007. С. 212–222.
3. *Анфилогов В.Н., Пуртов В.К.* Механизм взаимодействия поровых растворов с магматическими телами // *Геохимия*, 1976. № 9. С. 1400–1403.
4. *Богатилов О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
5. *Богоявленская Г.Е., Дубик Ю.М., Кирсанов И.Т.* Кристаллизация андезитов в верхних частях вулканического канала // *Вулканизм и глубины Земли*. М.: Наука, 1971. С. 161–162.
6. *Вольнец О.Н., Колосков А.В.* Плагиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 135 с.
7. *Гогель Ж.* Геотермия. М.: Мир, 1978. 68 с.
8. *Иванов Б.В., Горельчик В.И.* Тектоника, сейсмичность и вулканизм района Ключевской группы вулканов // *Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность вулканов Ключевской группы*. Владивосток: Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 42–51.
9. *Иванов С.Н.* Роль флюидов в реологической стратификации земной коры с учетом данных сверхглубокого бурения. Кольская скважина СГ-3. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 152 с.
10. *Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В.* Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.
11. *Кадик А.А., Ступаков Е.П.* Моделирование температурных полей около магматических тел значительной радиальной протяженности // *Геохимия*. 1970. № 1. С. 43–53.
12. *Лыков А.В.* Явления переноса в капиллярно-пористых телах. М.: Гос. изд. технико-теоретической литературы, 1954. 296 с.
13. *Мальшев А.И.* Жизнь вулкана. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 261 с.
14. *Масуренков Ю.П.* Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.
15. *Пуртов В.К., Нечкин Г.С., Анфилогов В.Н.* Динамика гидротермальных растворов в тепловом поле интрузий, палингенез и магнетитовое рудообразование // *Эндогенные рудообразующие процессы*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 41–54.
16. *Сивухин Д.В.* Общий курс физики. М.: Наука, 1979. 551 с.
17. *Синюков В.И.* Формации и структура Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1986. 158 с.
18. *Сирич А.Н., Тимербаева К.М.* О двух типах базальтов и составе исходной магмы вулканов Ключевской группы на Камчатке // *Вулканизм и глубины Земли*. М.: Наука, 1971. С. 147–150.
19. *Цурюпа А.И.* О кристаллизации вкрапленников плагиоклаза непосредственно в лавовом потоке // *Исследование структуры магматических расплавов*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 80–87.
20. *Billeni G., Comin-Chiaromont P., Marques L.S. et al.* Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Parana Plateau (Brasil): Geological, mineralogical and petrochemical relationships // *J. Petrol.* 1986. V. 27. Part 4. P. 915–944.
21. *Crowford A.J., Fallon T.J., Eggins S.* The origin of island arc high-alumina basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 97. P. 417–430.
22. *Ewart A.* The mineralogy and petrology of Tertiary–Recent orogenic volcanic rocks with special reference to the andesitic-basaltic composition range // *Andesites / R.S. Thorpe (ed)*. Wiley, New York, 1982. P. 25–95.
23. *Green D.H.* Experimental melting studies on a upper mantle composition at high pressure under water saturated and water-undersaturated conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 19, № 1. P. 37–53.
24. *Green D.H., Ringwood A.E.* The genesis of basaltic magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1957. V. 15, № 2. P. 103–190.
25. *Lopes-Escobar L.* Andesites and high-alumina basalts from the Centre-South Chile High Andes: Geochemical evidence bearing on their petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 63, № 3. P. 109–228.
26. *Nelson S.A., Carmichael I.S.I.* Partial molar volumes of oxide components in silicate liquids // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 71. P. 117–124.
27. *Rapp R.P., Watson E.B.* Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implication for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrol.* 1995. V. 35, № 4. P. 891–834.
28. *Sigurdsson H., Sparks R.S.J.* Petrology of rhyolitic and mixed magma ejecta from the 1875 eruption of Askja Island // *J. Petrol.* 1961. V. 22, № 1. P. 41–84.

Рецензент Г.Б. Ферштатер

## Origin of andesite and rhyolite complementary series

V. N. Anfilogov

*Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS*

The origin of the alkali-calcic magma is the most important and unsolved problem of petrology. As it was established by experiment, the melt consisting more than 55% SiO<sub>2</sub> with H<sub>2</sub>O presence can be extracted from basaltic, eclogite and peridotite substrate. But the presence of the basalts, andesites and rhyolites in the unified volcanic center makes incredible the assumption of different sources of these magmas. The mechanism of water arrival from enclosing rock into basaltic magma chamber and andesitic and rhyolitic magmas formation is considered in this paper. The Knudsen flow mechanism is used to explain the fluid motion to high temperature direction. Andesite and rhyolite magmas are formed in the volcanic centers with life time from several hundreds to 7 millions years. The high-alumina basalts, associating with andesites was generated by accumulation of plagioclase in water saturated olivine basalt.

Key words: *andesite, complementary series, fluid, molecular current.*