

С. А. Федотов

**О СВЯЗИ ВУЛКАНОВ С ТИХООКЕАНСКИМ ФОКАЛЬНЫМ СЛОЕМ,
МЕХАНИЗМЕ ПОДЪЕМА МАГМ И ВОЗМОЖНОМ ПОЛОЖЕНИИ
МАНТИЙНЫХ ОБЛАСТЕЙ ПИТАНИЯ ВУЛКАНОВ**

Зарождение магм в верхней мантии и земной коре, механизм их подъема к поверхности и дифференциация магм на пути от источника до поверхности являются ключевыми проблемами вулканологии. Для их решения необходимы данные многих отраслей наук о Земле, в наибольшей мере петрологии и геофизики. Задача сильно усложняется тем, что состав вещества мантии, концентрация летучих в ней, температура и давление, существующие в области частичного плавления мантии, не известны достоверно. Такая неопределенность дает простор гипотезам. Предложены разные схемы вулканического процесса, (Ритман, 1964), (Рингвуд, Грин, 1968), (Белоусов, 1968), (Раст, 1972), (Перчук, 1973) и другие. Из-за недостатка фактических данных многие схемы носят качественный характер.

В последние годы при сейсмологических, геотермических и других геофизических исследованиях на Камчатке получены новые данные, используя которые, можно пытаться получить более определенные выводы о механизме вулканического процесса в области островных дуг и сходных с ними структур. В настоящем сообщении рассматриваются связь активных вулканов Восточного вулканического пояса Камчатки с сейсмофокальным слоем, силы вызывающие подъем магм к поверхности, и возможное положение областей, питающих магмой вулканы. Для того чтобы выводы были более ясными и не предопределялись петрологическими или иными концепциями, в качестве исходных данных берутся только немногие надежные результаты геофизических наблюдений и лабораторных измерений свойств горных пород. Независимые результаты могут оказаться более полезными при последующем сопоставлении с данными о петрологии и энергетике вулканического процесса.

**1. О связи вулканов Восточного вулканического пояса Камчатки
с тихоокеанским фокальным слоем**

Активные вулканические пояса Восточной Камчатки и Курильских островов вытянуты вдоль геоструктурной дуги радиуса 1884 км, (Токарев, 1970). Среднее квадратическое отклонение действующих вулканов от этой дуги составляет ± 22 км, таким образом, почти 70% действующих вулканов Камчатки и Курильских островов лежит в полосе шириной, примерно, 45 км.

Глубины очагов землетрясений, происходящих в тихоокеанской фокальной зоне под этой полосой, определены на Камчатке при детальных сейсмологических наблюдениях. Данные этих наблюдений с 1962 года публикуются в ежегодниках (Землетрясения в СССР) в статьях

о сейсмичности Камчатки и Командорских островов, (Федотов, Токарев, Годзиковская, Зобин, 1972) и др. Оказалось, что землетрясения происходят на глубинах от 120—130 км до 180—190 км под осью геоструктурной дуги. Интервал глубин для северо-западной границы полосы, содержащей 70% действующих вулканов, примерно на 25 км больше, а для обращенной к Тихому океану юго-восточной границы этой полосы — примерно на 25 км меньше.

Еще в тридцатые годы нашего века было выяснено, что землетрясения с глубиной очага 100—200 км в тихоокеанском сейсмическом поясе происходят по большей части в тех областях, где имеются активные вулканы. Было естественно предположить, что между этими явлениями существует зависимость. Однако до сих пор по этому поводу высказываются противоположные мнения. По Н. Купо (1966 и др.), магматические очаги вулканов островных дуг расположены в фокальном слое, и глубина фокального слоя определяет петрохимию базальтов. Э. Н. Эрлих (1973) отрицает «сопряженность и наличие парагенетической связи» между сейсмофокальными зонами и вулканическими поясами.

Наиболее убедительные данные о существовании такой зависимости были получены при детальном сейсмологическом наблюдении на Камчатке. П. И. Ткаревым было обнаружено, что действующие вулканы Камчатки проектируются по вертикали вниз на ту узкую полосу в фокальном слое, в которой происходит резкое уменьшение сейсмической активности с глубиной, (Токарев, 1974), (Fedotov, Tokarev, 1974). Такое совпадение показывает, что местоположение действующих вулканов Камчатки определяется процессами, происходящими в тихоокеанском фокальном слое.

Современная вулканическая деятельность прекращается на Камчатке примерно в 20—25 км к востоку от оси вулканической дуги. Тихоокеанский фокальный слой выходит на дно океана еще восточнее — примерно в 70—100 км от оси вулканической дуги. Очевидно, что магма поднимается из области ее образования к поверхности по кратчайшему пути вверх, а не вдоль гигантских разломов тихоокеанского фокального слоя.

В общем случае наклонные фокальные слои с землетрясениями на глубинах 100—200 км не являются необходимым условием для появления вулканов. Таких землетрясений нет, например, под срединными океаническими хребтами или вулканическими областями континентальных рифов. Поэтому, хотя связь между вулканами островных дуг и землетрясениями с глубинами очагов 100—200 км не вызывает сомнений, она не может экстраполироваться на другие структуры, где условия, порождающие вулканизм, могут быть иными. По этой же причине одних сейсмологических данных недостаточно для того, чтобы определить, находится ли область плавления мантии и образования первичной магмы на глубинах 100—200 км под вулканами Камчатки либо на меньших глубинах. Выясняя этот вопрос, надо в первую очередь рассмотреть возможные причины подъема магмы.

2. Силы, вызывающие подъем магм к поверхности

В настоящее время у большинства исследователей нет сомнений в том, что наиболее распространенные базальтовые магмы, а также ультраосновные магмы зарождаются в мантии, (Соболев, 1973) и др.

Причины подъема магмы около 100 лет обсуждаются вулканологами, но до конца еще не выяснены (Лучицкий, 1971), (Магницкий, 1965), (Раст, 1972), (Кутюлин, 1972) и др. Вероятно, что магма поднимается под действием различных сил, соотношение между которыми меняется в зависимости от условий, в которых находится магма. Ниже разбираются существующие представления о механизме подъема магм.

В. А. Магницкий (1965, глава VIII) рассматривал возможность подъема магм в условиях, сходных с зонной плавкой. Была взята такая модель: расплавленный слой в глубине Земли, градиент температур выше адиабатического, над расплавленным слоем температуры ниже кривой плавления и эта разница увеличивается по мере приближения к поверхности. В таких условиях конвекция в расплавленном слое будет приводить к плавлению кровли слоя и кристаллизации на его подошве. Слой будет перемещаться вверх утоньшаяся, до тех пор, пока не выродится. Согласно оценкам, сделанным для континентов, расплавленный слой, расположенный первоначально на глубинах 100—160 км, может подняться, утоньшаяся до нуля, к глубине 20 км за 10^7 — 10^8 лет со скоростью от 0,1 до 1,0 см·год⁻¹. Такой механизм, объясняет выплавление земной коры из мантии. Он, вероятно, действует при проплавлении кровли закрытых магматических камер. Однако, он вряд ли применим для питающих каналов вулканов, где кровля уже проплавлена.

В обзорной статье (Раст. 1972) рассматриваются четыре другие силы, которые могут поднимать магму: плавучесть магмы, вскипание содержащихся в ней газов, тектоническое давление и избыточное давление, возникающее при плавлении вещества мантии или коры.

Вскипание газов, несомненно является мощной движущей силой вулканических извержений. Некоторые петрологи полагают, что выделение газов способствует подъему магм не только в земной коре, но и в мантии. Например, по Перчук (1973), миграция расплавов по разуплотненным зонам в верхи мантии может осуществляться по принципу газового бура, т. е. непрерывного выделения газов (сквозьмагматического флюида Коржинского), избыточных по отношению к равновесной растворимости их в магме, на фронте внедрения водонасыщенных расплавов. При этом жидкие массы магмы поднимаются с высокой скоростью в вязкой породе верхней мантии в виде гигантских капель, окружающих «флюидным облаком». Только этот механизм, по мнению Л. Л. Перчука, может объяснить образование трубок кимберлитов, уходящих на «огромные глубины». Глубокофокусные землетрясения вулканических областей, по мнению того же автора, вызываются взрывными явлениями, нарушением сплошности вследствие высокого газового давления.

Эти предположения вызывают сомнения. Горными выработками установлено, что кимберлитовые трубки довольно быстро переходят в жиллообразные тела (Лучицкий, 1971 и др.). Данные о механизме очагов землетрясений показывают, что движения в очагах глубокофокусных землетрясений имеют характер сдвигов, а не всестороннего расширения при взрыве. Растворимость газов сильно возрастает под давлением. Это препятствует выделению газов в мантии, где давление от подошвы коры до глубин 150 км меняется от ~ 10 до ~ 50 кбар. Согласно (Харрис и др., 1972), даже очень богатые летучими магмы диатремовых ассоциаций недосыщены ими глубже 35 км.

Более вероятно, что подъем магм в мантии происходит не из-за выделения содержащихся в них газов, а под действием других сил. Во всяком случае, мы не располагаем геофизическими данными, которые подтверждали бы существование механизмов «газового лифта» или «газового бура» в мантии.

В своем обзоре Н. Раст (1972) сообщает, что неизвестны случаи формирования интрузивов под действием тектонического выжимания и что этот механизм не может объяснить подъем относительно тяжелых основных и ультраосновных магм. К этому можно добавить, что, по убеждению тектонистов, вулканизм проявляется в условиях растяжения, а не сжатия. С другой стороны, при толщине коры 30 км, средней плотности коры 2,65—2,85 г/см³ и плотности базальтовой магмы 2,85 $\frac{\text{г}}{\text{см}^3}$,

длительно действующие избыточные тектонические напряжения величиной превышающей $3 \cdot 10^3 \cdot (2.85 - \rho_1)$ бар, где ρ_1 — плотность коры, могут поднять базальтовую магму к поверхности. Представляется, что роль этого фактора пока что не вполне ясна.

Н. Раст (1972), вслед за Дж. Робертсом (1972), отдает решительное предпочтение избыточному давлению, возникающему при плавлении первичных магм в месте их зарождения. С этим трудно согласиться, так как оба автора не принимают в расчет вязкость.

Оценим ее влияние.

Если вещество астеносферы вязко-упругое, то зависимость между напряжением и деформацией в нем выражается известным уравнением Максвелла:

$$\frac{d\sigma}{dt} + \frac{G}{\eta} \sigma = G \frac{d\Theta}{dt}; \quad (1)$$

где σ — напряжение, Θ — деформация, t — время, G — модуль упругости, η — вязкость.

При этом напряжения будут поддерживаться на некотором постоянном уровне ($\frac{d\sigma}{dt} = 0$), если $a = \frac{d\Theta}{dt} = \frac{\sigma}{\eta}$. Вязкость астеносферы оценивается величиной $10^{21} - 10^{22}$ пуаз (Магницкий, 1965). Под вулканическими поясами она может быть несколько порядков меньше. Избыточные напряжения, необходимые для подъема базальтовой магмы сквозь кору толщиной 30 км, при $\rho_1 = 2.75 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ должны превышать 300 бар или $3 \cdot 10^8$ дин см^{-2} . При этих условиях скорость относительной деформации

$$a \approx 3 \cdot (10^{-13} - 10^{-14}) \text{ сек}^{-1} \approx (10^{-5} - 10^{-6}) \cdot \text{год}^{-1}.$$

Восточный вулканический пояс Камчатки существует более 10^6 лет. При плавлении вещества мантии его объем увеличивается, примерно, на 5% (Робертс, 1972 и др.), а линейные размеры, примерно, на 1,5%. Маловероятно, что все вещество области выплавления первичных магм расплавилось за 10^6 лет, поэтому реальная средняя скорость линейной деформации должна быть меньше $1,5 \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$.

Отсюда следует, что избыточные напряжения, необходимые для подъема базальтовой магмы сквозь кору, могут поддерживаться на достаточном уровне только тогда, когда скорость плавления мантии под вулканическим поясом превышает среднюю скорость более, чем в 100 раз. При меньшей скорости плавления и деформации вещество мантии успевает растекаться.

Таким образом, избыточное напряжение, возникающее при плавлении, не может быть постоянно действующим фактором, вызывающим подъем первичных магм из мантии. Однако, оно по-видимому, может эффективно действовать при плавлении замкнутых магматических камер в коре, где вязкость выше ($\sim 10^{23}$ пуаз). Не исключается также полностью возможность того, что рассматриваемый механизм имеет отношение к вспышкам вулканизма длительностью порядка нескольких тысяч лет и менее.

Рассмотрим пятый возможный механизм подъема магм — плавучесть. Существование архимедовых сил в очагах давно не вызывает сомнений, так как расплавы легче исходных горных пород И. В. Лучицкий (1971) перечисляет много работ, авторы которых считали, что расплав поднимается под действием гидростатического давления. Первые из них относятся еще к 1877 году. По мнению McVigney (1963), силы, вызывающие подъем магмы к поверхности, плохо понятны, но несомненно, что для того, чтобы магма достигла поверхности, литостатическая нагрузка

ка должна превышать вес магматической колонны и силы трения. Н. Раст (1972) видит слабые места этой гипотезы в том, что она не может объяснить подъем основных магм и непригодна для объяснения эволюции магматических камер небольшого размера. С утверждениями Н. Рафта можно согласиться лишь отчасти. Действительно, гидростатические силы не могут выжать основную магму к поверхности из очага, расположенного в земной коре. Однако, они могут быть достаточными, если магматический очаг находится в более плотной мантии.

Более сложен вопрос о том, в какой мере вязкость магмы препятствует ее движению по каналам. При очень высокой вязкости магмы оно может практически прекратиться.

Объемный расход вязкой жидкости, вытекающей из трубы, определяется известной формулой Пуазейля:

$$V = \frac{\pi \cdot R^4}{8 \cdot \eta \cdot l} \cdot \Delta P; \quad (2)$$

где V — объемный расход жидкости, R — радиус трубы, l — ее длина, ΔP — падение давления на участке, η — вязкость (Яворский, Детлаф, 1971), (Ландау, Лифшиц, 1953, гл. 1). Скорость истечения жидкости из трубы равна:

$$V = \frac{R^2 \cdot \Delta P}{8 \cdot \eta \cdot l}; \quad (3)$$

Радиусы магматических каналов, судя по размерам кратеров и кальдер, могут меняться от 10 м до 10 км. Как отмечалось выше, гидростатическое давление, необходимое для подъема базальтовой магмы из мантии к поверхности через кору, должно превышать 300 бар, т. е. ΔP может быть больше 300 бар. Максимальная длина каналов, если они начинаются в фокальном слое, равна 100—200 км.

К сожалению, плохо известна вязкость магм в глубинах Земли. При нормальном давлении вязкость силикатных расплавов меняется от 10^3 до 10^8 пуаз, причем вязкость 10^8 — 10^{10} пуаз наблюдаются только для стеклообразных состояний. По экспериментальным данным, увеличение давления до 7 кбар (давление вблизи подошвы коры на Камчатке) увеличивает вязкость гранитных расплавов только на порядок. Предполагается, что давление мало влияет на вязкость (Лучицкий, 1971, гл. II).

Вязкость астеносферы оценивается величиной 10^{21} — 10^{22} пуаз вне вулканических областей. Величину 10^{21} пуаз можно считать верхним пределом вязкости магмы в фокальном слое. Так как плавление сопровождается резким падением вязкости, то вероятно, что реальная вязкость магмы в фокальном слое гораздо меньше.

Судя по объемам изверженных пород, скорость движения магмы вдоль больших каналов, питающих вулканы должна быть порядка $1 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ или более того.

Подставляя названные значения R , ΔP , l и η в (2) и (3), легко убедиться, что гидростатические движения несомненно возможны у поверхности и в вулканических постройках.

Если $V = 1 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$, $\eta = 10^{10}$ пуаз, $l = 30$ км и $\Delta P = 300$ бар, то R равно только 5 см. Очевидно, что течение магмы возможно даже по тонким трубкам в земной коре и верхних слоях мантии под ней.

При $R = 10$ км, $l = 100$ км, $\Delta P = 500$ бар и $\eta = 10^{21}$ пуаз получается, что $V \sim 0,2 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$, или же $2 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ при $\eta = 10^{20}$ пуаз. Так как вязкость может быть еще на несколько порядков меньше, то нельзя отвергать возможность течения магмы по каналам под действием гидростатических сил не только в коре и нескольких десятках км мантии под ней, но и в фокальном слое на глубинах 100—200 км. В фокальном слое

Область, соответствующая наиболее вероятным значениям ρ_2 и ΔV для ультраосновных пород мантии, обозначена на рис. 1 заштрихованным четырехугольником I. Для нее $\rho_2 = 3,3-3,4 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ и $\Delta V = 4,5-5,0\%$. Оказывается, что при таких значениях ρ_2 и ΔV гидростатическое давление может поднять магму к поверхности только в том случае, если область питания или основание магматической колонны находится на глубине не менее 100—130 км. (При $\rho_1 = 2,65 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ те же глубины были бы несколько больше — 120—145 км).

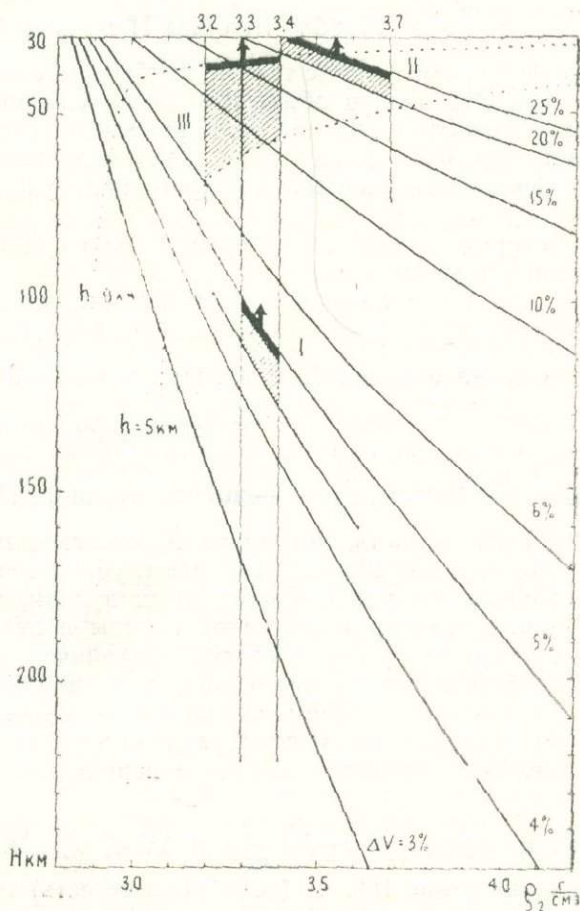


Рис. 1. Оценка минимальных глубин, с которых расплавленное вещество мантии может быть поднято гидростатическими силами к поверхности Земли (при толщине коры 30 км и ее средней плотности $2,75 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$).

H — глубина, ρ_2 — средняя плотность мантии до глубины H , $\Delta V\%$ — увеличение объема вещества мантии при плавлении. I — область диаграммы, соответствующая плавлению ультраосновных пород мантии; II — то же для эглогитов; III — область диаграммы для очагов базальтовой магмы, питающих вулканы высотой от 0 до 5 км.

Глубины области I на рис. 1 практически точно совпадают с наименьшими глубинами кровли фокальной зоны под активным вулканическим поясом: ~100 км под восточным краем вулканического пояса и

120—130 км под осью вулканической дуги. Вероятность случайного совпадения этих интервалов глубин меньше 10%. Это совпадение представляется важным фактором. На его основании, учитывая, что положение действующих вулканов Камчатки определяется процессами в фокальном слое и что в нем возможно вязкое течение магмы можно считать, что магма этих вулканов действительно поднимается из фокального слоя главным образом, гидростатическими силами. Вероятность этого вывода представляется большой. Из него вытекает ряд следствий.

Вулканы Камчатки связаны с фокальным слоем питающими каналами. (возможно, системами вытянутых вверх сообщающихся каналов), которые образуют магматические колонны высотой 100 и более км.

При $\rho_2 = 3,3-3,4 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ и $\Delta V < 6\%$ глубины H меньше 95 км, рис. 1.

Но над участком фокального слоя с такими глубинами очагов землетрясений нет вулканов. Это можно объяснить двумя способами: (1) при плавлении ультраосновных пород мантии в фокальном слое происходит увеличение объема меньше, чем на 6%; (2) ΔV больше 6%, но магмы выплавляются в фокальном слое только строго под вулканическим поясом.

Имеются некоторые данные, по которым можно судить о границах области образования первичных магм.

Избыточное давление магмы достигает величин, достаточных для ее подъема на высоту до 5 км над уровнем моря (высота очень активного Ключевского вулкана равна 4750 м). При $\rho_2 = 3,3-3,4 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ и $V = 5\%$ основание соответствующей магматической колонны должно находиться глубже, чем это получается по минимальным оценкам рис. 1, на величину $\Delta H \approx \frac{h}{\Delta V} 100$ км, где h — высота вулкана. При таких условиях получается, что область, питающая Ключевские вулканы, простирается до глубин порядка 220—230 км. Эта глубина точно совпадает с подошвой фокального слоя под Ключевскими вулканами.

Три действующих вулкана Ключевской группы и вулкан Опала в наибольшей мере удалены на запад от оси вулканического пояса (до 40—50 км). Нет действующих вулканов над той частью фокального слоя, в которой очаги землетрясений располагаются глубже 220—230 км. На основании всех этих данных можно предполагать, что нижняя граница области плавления вещества мантии и первичных магм близка к 220—230 км.

Судя по рис. 1, при $\rho_2 = 3,3-3,4 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ и $\Delta V \leq 5\%$ магматические очаги, расположенные выше 100 км (если таковые есть) способны поднять магму только до некоторого уровня в земной коре, но не до поверхности Земли. Такие очаги магмы не должны были бы вызывать вулканическую деятельность и тем самым обнаруживать себя.

Возможно, что некоторые сведения о характере границ дает асимметрия вулканического пояса. Его восточная граница, обращенная к океану, гораздо более отчетливая, чем западная граница. Нет вулканов на расстоянии более 20—25 км к юго-востоку от оси вулканического пояса ($\sigma = 22$ км). В то же время, есть вулканы, удаленные на 40—50 км к северо-западу от этой оси. Такое различие могло бы возникнуть в том случае, если бы верхняя граница области плавления ультраосновных пород мантии была бы более резкой, чем нижняя, и располагалась бы на глубине около 100 км. Асимметрию вулканического пояса вряд ли можно объяснить только тектоникой, так как пояс вулканов Восточной Камчатки и долины реки Камчатки налагается на разные тектонические структуры более мелкого заложения.

В целом положение верхней границы вероятной области первичных магм остается неясным.

Вернемся снова к рис. 1. До сих пор рассматривались явления, связанные с плавлением ультраосновных пород с удельным весом $3,3-3,4 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ и $\Delta V < 6\%$. Расширение диапазона ρ_2 до $3,2-3,5 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ не внесло бы существенных изменений в рассуждения. Значения $\Delta V\% = 6-9$ уже характерны для средних и кислых, а не основных пород. Поэтому область диаграммы на рис. 1, заключенная между кривыми $\Delta V = 6\%$ и $\Delta V = 20\%$, вряд ли соответствует каким-либо породам мантии.

Выше нее на рис. 1 располагается область, отвечающая переходу эклогит-базальт. По (Рингвуд, Грин, 1968), плотность неизменных эклогитов находится в пределах $3,4-3,7 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$, равняясь в среднем $3,50-3,55 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$. По (Войткевич и др., 1970), (Лучицкий, 1971) и др. превращение эклогитов в базальтовое стекло сопровождается увеличением объема, достигающим $24,4\%$. Область этих значений ρ_2 и ΔV показана на рис. 1 заштрихованным многоугольником II. При этих значениях ρ_2 и ΔV минимальные глубины $H = 30-45$ км. При $\rho_2 = 3,55 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$ и $\Delta V = 25\%$ величина $H = 35$ км.

Таким образом, если бы верхние слои мантии состояли из одних эклогитов, то при их плавлении возникали бы большие гидростатические силы, способные поднять возникшую базальтовую магму к поверхности уже с глубин всего $30-45$ км.

По данным петрологии, верхние слои мантии сложены, в основном, более обычными ультраосновными породами. Их смесь с эклогитами должна была бы иметь плотность $3,4-3,5 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$. При такой плотности мантии базальтовая магма из эклогитов могла бы быть поднята к поверхности с глубин $30-35$ и более км.

Очевидно, что очагов базальтовой магмы такого происхождения нет на любых глубинах в верхней мантии к востоку от вулканического пояса.

Неясна нижняя граница возможной области подобных очагов. Сравнивая поле устойчивости базальтов и эклогитов (Июдер, Тилли, 1965), (Рингвуд, Грин, 1968) с оценками температуры в мантии под островными дугами (Смирнов, 1968, 1972) можно предполагать, что плавление эклогитов возможно здесь до глубины ориентировочно 60 км. Однако эта оценка ненадежная.

Обсуждая возможность существования магматических очагов, возникших при плавлении эклогитов в мантии, полезно иметь ввиду, что их магмы могут быть подняты к поверхности силами плавучести с любых глубин, в отличие от магм, возникших при плавлении ультраосновных пород с $\Delta V 5\%$.

Существует другая гипотетическая возможность образования очагов базальтовой магмы в мантии. Фракционное плавление вещества мантии с последующей сегрегацией расплава может дать базальтовые магмы разного состава. Гидростатические силы могут поднять возникшую базальтовую магму к поверхности, если их очаги расположены достаточно глубоко в мантии. Минимальное — значение этих глубин показывает точечная линия на рис. 1, помеченная значком $h=0$ км. При ее расчете было принято, что толщина земной коры равна 30 км, средняя плотность в ней $\rho_1 = 2,75 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$, а плотность базальтовой магмы



$\rho = 2,85 \pm \frac{\Gamma}{\text{см}^3}$. Глубина определялась из соотношения $\rho H = h_1 \rho_1 + (H - h_1) \rho_2$.

В верхних слоях мантии под вулканическим поясом возможно ее разуплотнение на $0,1-0,2 \frac{\Gamma}{\text{см}^3}$ и средняя плотность может быть равна $3,2-3,4 \frac{\Gamma}{\text{см}^3}$. При таких значениях минимальные глубины питающих очагов равны ~ 35 км. Базальтовые лавы Ключевского вулкана поднимаются на высоту ~ 5 км над уровнем моря. Минимальные глубины очагов, способных поднять базальтовую магму на такую высоту, указывает точечная линия, помещенная значком $h=5$ км. Если принять ее за приближенную нижнюю границу области базальтовых питающих очагов камчатских вулканов, то при $\rho_2 = 3,2-3,4 \frac{\Gamma}{\text{см}^3}$ их глубины лежат в пределах $35-70$ км, область III на рис. 1.

Как уже отмечалось, на Камчатке нет вулканов над той частью тихоокеанского фокального слоя, которая лежит на глубинах $40-100$ км. Очевидно, что здесь, к востоку от вулканического пояса, в верхней мантии не происходит образования базальтовых магм ни над фокальным слоем, ни в нем, ни под ним.

Сегрегирование, отделение базальтовой магмы подразумевает выжимание вверх легкоплавких компонентов и погружение тяжелого остатка. Если бы такое отделение базальтовых магм началось бы в фокальном слое на глубине около 100 км и происходило бы под всем вулканическим поясом, то механизм, характер процессов и движений в фокальном слое резко изменились бы на глубине примерно 100 км, причем появившиеся особенности должны были бы сохраниться до глубины $220-230$ км. По сейсмологическим данным этого не наблюдается. Сомнительно, чтобы в фокальном слое под вулканическим поясом происходило в большом масштабе фракционное выплавление базальтовой магмы из вещества астеносферы. Рассматривавшееся выше предположение о том, что здесь плавится ультраосновное вещество мантии, сопровождающееся увеличением объема примерно на 5% и дающее первичную магму с удельным весом около $3,2 \frac{\Gamma}{\text{см}^3}$, является более вероятным.

Что же касается магм среднего и кислого состава, то они могут быть подняты гидростатическими силами в верхние слои коры с любых глубин в мантии. Отсюда можно заключить, что, если такие магмы образуются в мантии, то это происходит по-видимому только под вулканическими областями*.

Сопоставление полученных нами выводов с обширными и неоднозначными результатами петрологических исследований выходит за пределы этой работы. Ограничимся несколькими замечаниями по этому поводу.

В известной работе Грина и Рингвуда (1968), (Green, Ringwood, 1969) о происхождении базальтов дается такая схема вулканического процесса.

Из астеносферы с глубин, не превышающих $200-300$ км, при благоприятных реологических условиях поднимаются большие диапиры пиролита. Глубже 100 км начинается фракционное плавление вещества

* Напомним, что существуют разные точки зрения на происхождение таких магм. В частности, по (Соболев, 1973) кислые магмы получаются практически только при плавлении пород коры, а андезитовые — при ее переплавлении основными магмами. По (Эрлих, Мелекесцев, 1973) средние и кислые вулканы Камчатки являются продуктами мантии.

этих диапиров, при котором первоначально существует равновесие между расплавом и кристаллическим остатком и сегрегация расплава не происходит. На глубине порядка 100 км возможна сегрегация пикри-
товых магм, редко достигающих поверхности без фракционирования, а различные базальтовые магмы отделяются от пиролита на глубинах 35—70 км.

Наши выводы о вероятном положении области питающих базальтовых очагов вулканов на тех же глубинах 35—70 км и о том, что фракционное выплавление базальтов вряд ли происходит в фокальном слое под вулканами, глубже 100 км основаны на сейсмологических данных и допущении о гидростатическом механизме подъема магмы. Совпадение независимых данных геофизики и петрологии увеличивает доверие к гипотезе гидростатического подъема магм из мантии и описанной схеме Грина-Рингвуда. Однако при этом надо отметить, что мы ничего не находим в наших данных в поддержку их предположения о плавлении эклогитов в фокальном слое.

Из работ (Грин, Рингвуд, 1968, Перчук, 1973) следует, что андезитовые и дацитовые магмы могут образовываться в фокальном слое и являются более глубинными, чем базальтовые. Это плохо объясняется с наших позиций. Вопрос остается открытым.

Заключение

Совместный анализ данных детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке и возможных механизмов подъема магм приводит к таким вероятным заключениям.

Современная вулканическая деятельность Восточного вулканического пояса Камчатки (и, в силу единства процессов, всей Курило-Камчатской дуги) вызвана плавлением ультраосновного вещества мантии в фокальном слое на глубинах от приблизительно 100 до 220—230 км. При образовании первичной магмы здесь не происходит фракционного выплавления базальтов из вещества астеносферы. Магма поднимается отсюда к поверхности гидростатическими силами. Вулканы Восточного пояса связаны с фокальным слоем не одним предполагаемым потоком флюидов, а вертикальными питающими каналами, «магматическими колоннами», высотой более 100 км.

Если существуют мантийные базальтовые очаги вулканов, возникшие при фракционном плавлении ультраосновного вещества мантии или плавлении эклогитов, то такие очаги располагаются, скорее всего, на глубинах от 30—35 до 60—70 км.

Подъем магмы под Восточным вулканическим поясом Камчатки происходит под действием разных сил. В фокальном слое в астеносфере, видимо, преобладают подъем крупных тел под действием умеренных по силе, но постоянных гидростатических сил и, может быть, проплавление кровли со скоростями порядка 1 см в год. В верхних 50 км (такова толщина литосферы под Восточной Камчаткой по сейсмологическим данным) возрастающую роль начинают играть расширение при плавлении или разогреве магмы и тектонические напряжения. В земной коре появляются дополнительные мощные силы, обусловленные выделением растворенных летучих. Их действие усиливается по мере уменьшения глубины, достигая максимума у поверхности во время извержений вулканов.

Средний уровень верха мантийных магматических колонн за промежутки времени, измеряемые тысячами и десятками тысяч лет, определяется, судя по приведенным оценкам, гидростатическими силами.

Пулсации активности вулканического пояса в целом или его больших участков наиболее простым образом объясняются изменениями тектонических напряжений.

Описанная схема процессов может быть верна для активных вулканических поясов большинства дуг, но нельзя целиком переносить ее на вулканические области других типов (в частности, даже на вулканическую область Срединного хребта Камчатки).

Схема удобна тем, что позволяет рассчитывать ряд характеристик вулканического процесса, хотя источник его энергии остается неясным.

Имеются возможности дополнить результаты настоящей работы и проверить некоторые ее дискуссионные места, используя другие геофизические и геологические данные, полученные на Камчатке.

ЛИТЕРАТУРА

- БЕЛОУСОВ В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. «Наука», М., 1968.
- ВОПТКОВИЧ Г. В., МИРОШНИКОВ А. Е., ПОВАРЕННЫХ А. С., ПРОХОРОВ В. Г. Краткий справочник по геохимии. Изд. «Недра», М., 1970.
- Землетрясения в СССР. «Наука».
- ГРИН Д. Х., РИНГВУД А. Э. Происхождение базальтовых магм. «Мир», М., 1968.
- ГРИН Т. Х., РИНГВУД А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. «Мир», М., 1968.
- ПОДЕР Г. С., ТИЛЛИ К. Э. Происхождение базальтовых магм. Изд. «Мир», М., 1965.
- КУТОЛИН В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. «Наука», Новосибирск, 1972.
- ЛАНДАУ Л. Д., ЛИФШИЦ Е. М. Механика сплошных сред. ГИТТЛ, М., 1953.
- ЛУЧИЦКИЙ И. В. Основы палеовулканологии, т. 1. «Наука», М., 1971.
- МАГНИЦКИЙ В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд. «Недра», 1965.
- ПЕРЧУК Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. «Наука», М., 1973.
- РАСТ Н. Зарождение, подъем и становление магм. В сб. «Механизм интрузий магмы». Изд. «Мир», М., 1972.
- РИНГВУД А. Э., ГРИН Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклотит и некоторые геофизические выводы. В сб. «Петрология верхней мантии». Изд. «Мир», М., 1968.
- РИТМАН А. Вулканы и их деятельность. Изд. «Мир», М., 1964.
- РОБЕРТС Д.ж. Внедрение магмы в хрупкие породы. В сб. «Механизм интрузий магмы». Изд. «Мир», М., 1972.
- СМИРНОВ Я. Б. Связь теплового потока со строением и развитием земной коры и верхней мантии Геотектоника, № 6, 1968.
- СМИРНОВ М. Б. Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали. В сб. «Энергетика геологических и геофизических процессов». Изд. «Наука», М., 1972.
- СОБОЛЕВ В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. «Наука», М., 1973.
- Справочник физических констант горных пород. Изд. «Мир», М., 1969.
- ТОКАРЕВ П. И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. Изв. АН СССР, «Физика Земли», № 3, 1970.
- ТОКАРЕВ П. И. Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом. В сб. «Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом Камчатки». «Наука», Новосибирск, 1974.
- ФЕДОТОВ С. А., ТОКАРЕВ П. И., ГОДЗИКОВСКАЯ А. А., ЗОБИН В. М. Землетрясения Камчатки и Командорских островов. В сб. «Землетрясения в СССР в 1968 году». «Наука», М., 1972.
- ХАРРИС П., КЕННЕДИ У., СКАРФ К. Соотношения вулканизма и плутонизма в свете вариации химического состава горных пород. В сб. «Механизм интрузий магмы». Изд. «Мир», М., 1972.
- ЭРЛИХ Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части тихоокеанского кольца. «Наука», Новосибирск, 1973.
- ЭРЛИХ Э. Н., МЕЛЕКЕСЦЕВ И. В. Четвертичный кислый вулканизм западной части тихоокеанского кольца В сб. «Кислый вулканизм», «Наука», Новосибирск, 1973.
- ЯВОРСКИЙ Б. М., ДЕТЛАФ А. А. Справочник по физике. Изд. «Наука», М., 1971.
- FEDOTOV S. A., TOKAREV P. I. Earthquakes, properties of the upper mantle of Kamthaitka and their connection with volcanism.—Bull. Volc., vol. XXXVII, 1974.
- GREEN D. H. and RINGWOOD A. E. The origin of basalt magmas.—The Earth's crust and Upper Mantle. Geophysical Monograph 13, Amer. Geoph. Union, Washington, 1969.
- KUNO H. Lateral variations of basalt magma type across continental margins and island arcs.— Bull. Volc., vol. 29, No. 2, 1966.
- McBIRNEY A. R. Factors governing the nature of submarine volcanism.—Bull. Volc., vol. XXVI, 1963.