

И. И. ТОКАРЕВ

## О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

(Представлено академиком М. А. Садовским 9 VI 1970)

Большинство современных исследователей считают, что вулканизм связан с процессами, происходящими в верхней мантии Земли и ведущими к образованию очагов магмы, которая по трещинам и каналам поднимается к поверхности. Образованию очагов магмы способствуют вертикальные движения вещества верхней мантии, аномальный приток тепла в отдельных областях верхней мантии или другие физико-химические процессы, происходящие на глубине. Продолжительность деятельности отдельных вулканов, составляющая  $10^3$ — $10^6$  лет, указывает на длительность упомянутых процессов. Оценку максимального объема магматического очага можно сделать предположив, что на поверхность Земли выходит избыточный объем вещества, возникающий в результате плавления твердых пород и составляющий около 5% от первоначального объема вещества. Так как объем изверженных продуктов отдельных вулканов достигает  $10^2$ — $10^4$  км<sup>3</sup>, то объем магматических очагов может быть порядка  $10^3$ — $10^5$  км<sup>3</sup>, что соответствует объему шара с радиусом 5—30 км. Если же предположить, что извержения связаны не только с плавлением вещества, но и с выжиманием магмы из магматического очага в результате сокращения его объема, вызванного тектоническими движениями, то объем магматического очага окажется несколько меньшим. Возможная глубина образования первичных очагов магмы различными исследователями оценивается в 50—300 км.

Процесс образования избыточного количества магмы в магматическом очаге, которая выходит на поверхность Земли, назовем процессом генерации магмы, а отношение избыточного количества магмы ко времени, за которое оно образовалось, — скоростью генерации магмы. Следует отличать процесс генерации магмы, который может быть обусловлен как плавлением вещества, так и сжатием магматического очага при тектонических движениях, от процесса маглообразования — плавления вещества. Скорость генерации магмы оценивается по количеству магматического вещества, поступающего на поверхность Земли при извержениях вулканов.

Анализируя отложения рыхлого пирокластического материала в районе вулкана Шивелуч, И. И. Гуценко<sup>(1)</sup> сделал вывод, что ритм сильных извержений с выбросом материала порядка  $10^8$ — $10^{10}$  т выдерживается в масштабе тысячелетий. При этом среднегодовое поступление всей массы магматического вещества вулкана Шивелуч составляет около  $4 \cdot 10^7$  т. Аналогичный вывод сделан и Накамура<sup>(2)</sup> при исследовании отложений на вулкане Ошима за 500—1800 лет. Среднегодовое поступление магматического материала вулкана Ошима составляет  $5 \cdot 10^6$  т.

Анализ извержений вулканов Сакурасима, Миякасима, Токати, Мауна-Лоа и Килауэа в историческое время показывает, что поступление вещества на поверхность Земли также происходит в среднем равномерно во времени. Отсюда можно сделать вывод, что поступление вещества на поверхность Земли при извержениях полигенных центральных вулканов происходит

в среднем равномерно во времени в течение нескольких сотен и тысяч лет, а это означает, что генерация магмы в очаге вулкана происходит с постоянной скоростью. У различных вулканов скорость генерации магмы различна и варьирует от  $8 \cdot 10^5$  (вулкан Миякаси) до  $8 \cdot 10^7$  т/год (вулкан Мауна-Лоа), а возможно, и в больших пределах. Однако возникает вопрос о том, почему при постоянной скорости генерации магмы извержения происходят дискретно, а их сила у одного и того же вулкана варьирует в больших пределах. Причину этого мы видим в условиях выхода вещества на поверхность Земли, которые периодически изменяются. Во время сильного извержения давление в выводном канале снижается до нормального, магма верхней части выводного канала теряет газы, ее температура понижается, а вязкость возрастает, происходит обрушение стенок кратера и канала, так что после извержения в верхней части выводного канала образуется лавовая пробка, закупоривающая выводной канал. Чтобы произошло следующее извержение, необходимо разрушить лавовую пробку, а для этого требуется значительное давление магмы в выводном канале. Расчеты, сделанные по скорости вылета материала из кратера во время взрывов, показывают, что давление в верхней части выводного канала перед извержениями достигает нескольких сотен <sup>(3)</sup> и даже тысяч <sup>(4)</sup> атмосфер.

При закрытом жерле вулкана и непрерывной генерации магмы в магматическом очаге давление в системе магматический очаг — выводной канал будет непрерывно возрастать. При этом магма в системе будет сжиматься, а объем магматического очага и выводного канала увеличивается за счет упругой деформации окружающих твердых пород. Таким образом, в системе будет постепенно накапливаться избыточное количество магмы, которое при извержении выйдет на поверхность Земли.

Произведем оценку возможного накопления магмы в системе, для чего рассмотрим простейшую модель вулкана: выводной канал имеет цилиндрическую форму с радиусом  $r$  и глубиной  $H$ , нижняя часть канала соединена с магматическим очагом радиуса  $R$ , верхняя часть канала закрыта лавовой пробкой, канал и очаг заполнены магмой с малой вязкостью, с плотностью  $\rho$  и коэффициентом сжимаемости  $K$ ; твердые породы, окружающие выводной канал, имеют модуль Юнга  $E$  и коэффициент Пуассона  $\sigma$ .

В начальный момент  $t$  (сразу же после извержения) вулкан находится в равновесном состоянии, а давление в системе нормальное, т. е. избыточное давление равно нулю. Приняв скорость генерации магмы постоянной и равной  $\alpha$ , получим изменение массы магмы  $\delta m$  в системе за время  $\delta t$   $\delta m = \alpha \delta t$ . Решая задачи Ламе для цилиндра и сферы <sup>(5)</sup> и учитывая сжимаемость магмы, получаем соотношение между изменением массы магмы и изменением давления ( $\delta P$ ) в системе при закрытом жерле:

$$\delta m = \alpha \delta t = \pi \rho \left[ 2 \frac{1 + \sigma}{E} (Hr^2 + R^3) + K (Hr^2 + \frac{4}{3}R^3) \right] \delta P.$$

Так как упругие константы пород с увеличением глубины залегания изменяются мало <sup>(6)</sup>, для земной коры и верхней мантии можно принять как средние значения  $E = (1,2 \cdot 10^{12} \pm 6 \cdot 10^{11})$  дин/см<sup>2</sup> и  $\sigma = 0,27 \pm 0,03$ , а для магмы  $\rho = 2,8 \pm 0,3$  г/см<sup>3</sup> и  $K = 10^{-12} \pm 5 \cdot 10^{-13}$  см<sup>2</sup>/дин. Примем  $H = 50$  км и  $r = 0,5$  км. Результаты расчета избыточной массы магмы  $\delta m$  (в тоннах), которая может накапливаться в системе магматический очаг — выводной канал при взятых выше значениях величин в зависимости от избыточного давления  $\delta P$  и радиуса магматического очага  $R$ , оказались следующими:

| $R$ , км                             | 5              | 10                | 20                | 30                |
|--------------------------------------|----------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| $\delta P = 10$ кГ/см <sup>2</sup>   | $4 \cdot 10^7$ | $3 \cdot 10^8$    | $2 \cdot 10^9$    | $8 \cdot 10^9$    |
| $\delta P = 100$ кГ/см <sup>2</sup>  | $4 \cdot 10^8$ | $3 \cdot 10^9$    | $2 \cdot 10^{10}$ | $8 \cdot 10^{10}$ |
| $\delta P = 1000$ кГ/см <sup>2</sup> | $4 \cdot 10^9$ | $3 \cdot 10^{10}$ | $2 \cdot 10^{11}$ | $8 \cdot 10^{11}$ |

Объем выводного канала значительно меньше объема магматического очага, поэтому его роль в накоплении магмы незначительна по сравнению с магматическим очагом.

При извержениях различной силы количество выбрасываемого материала на поверхность Земли варьирует в больших пределах: от незначительного при слабых извержениях до  $2 \cdot 10^{11}$  т при катастрофических извержениях (<sup>1</sup>). Из приведенных выше данных видно, что наблюдаемые количества материала при извержениях могут накапливаться в магматических очагах. Из этих данных следует также, что даже при небольших изменениях давления возможно накопление в системе значительного количества магмы. Это позволяет применить предлагаемый метод объяснения механизма некоторых побочных извержений и для вулканов с открытым каналом, таких, как вулкан Килауза, где избыточное давление получается за счет повышения уровня магмы в кратере, а извержения происходят в основном при открытии трещин в конусе вулкана.

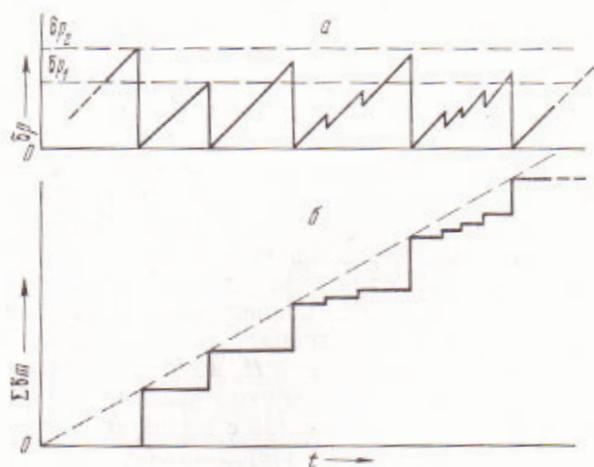


Рис. 1

Из приведенной выше зависимости  $\delta t$  от  $\delta P$  следует, что при постоянной скорости генерации магмы и закрытом жерле вулкана давление в системе будет возрастать равномерно во времени. При давлении  $\delta P_u$ , способном разрушить лавовую пробку, произойдет извержение, и давление в системе снизится до нормального. Затем давление в системе снова начнет возрастать, достигнет величины  $\delta P_u$ , и снова произойдет извержение. Таким образом, извержения будут периодически повторяться, система будет работать в релаксационном режиме. Следует заметить, что величина  $\delta P_u$  не будет оставаться одной и той же, а будет изменяться в каких-то пределах  $\delta P_1$  и  $\delta P_2$ , зависящих от прочности лавовой пробки или высоты открытия трещины в случае вулканов с открытыми жерлами. Следует также различать два типа извержений:

1. Пароксизмальные (наиболее сильные), когда лавовая пробка полностью разрушается и происходит полное открытие выводного канала. В этом случае наступает полная рязрядка напряжений и давление в системе снижается до нормального ( $\delta P = 0$ ).

2. Межпароксизмальные (слабые) извержения, когда происходит частичное открытие канала и давление в системе не снижается до нормального. Они происходят при  $\delta P < \delta P_u$ . На рис. 1 приведены качественная картина изменения во времени давления  $\delta P$  в системе (а) и кумулятивный график изверженного материала  $\Sigma \delta V$ , при постоянной скорости ге-

нерации магмы (б). Кумулятивный график изверженного материала подобен графикам, построенным по материалам наблюдений.

Институт вулканологии  
Сибирского отделения Академии наук СССР  
Петропавловск-Камчатский

Поступило  
4 VI 1970

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> И. И. Гущенко, Пещлы северной Камчатки и условия их образования, «Наука», 1965. <sup>2</sup> K. Nakamura, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 42, № 4, 649 (1964). <sup>3</sup> T. Minakami, Bull. Volcanol., 11, 59 (1950). <sup>4</sup> П. И. Токарев, Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 9, 11 (1967). <sup>5</sup> В. Г. Рекач, Руководство к решению задач по теории упругости, М., 1966. <sup>6</sup> K. E. Bullen, Введение в теоретическую сейсмологию, М., 1966. <sup>7</sup> P. Hedervari, Bull. Volcanol., 25, 373 (1963).