

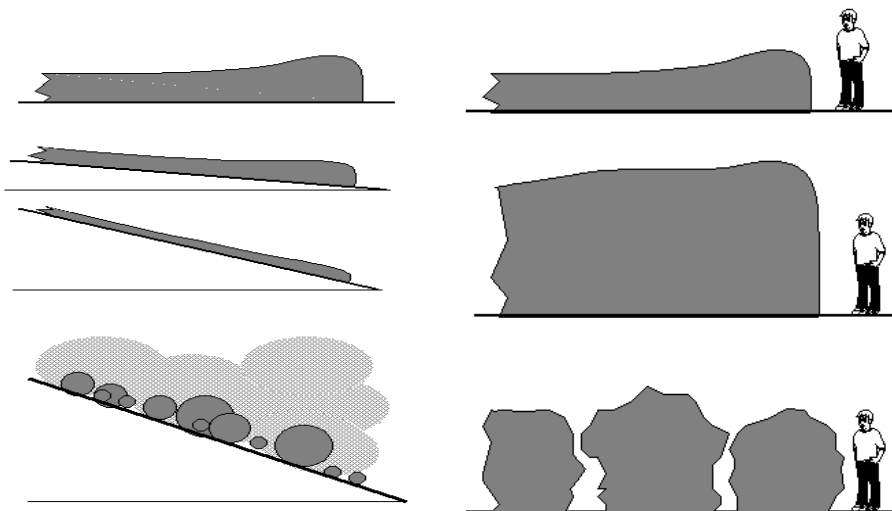
## INTRODUCCIÓN A LA FÍSICA DE LAS LAVAS

R. Ortiz.

Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal 2. 28006 Madrid

### FÍSICA DE UNA COLADA LÁVICA

Lava es el nombre que recibe el magma cuando sale a la superficie en estado líquido (en realidad líquido subenfriado, es decir a una temperatura más baja de la que corresponde al estado líquido). Las lavas son el producto más importante en volumen de los emitidos por los volcanes basálticos. Las lavas se comportan como cualquier otro líquido: poseen volumen constante y se adaptan a la forma del contenedor. La viscosidad es la propiedad física que presentan los líquidos (y también los gases) que relaciona la distribución de velocidades en el líquido con la fuerza cortante aplicada. Los líquidos más sencillos como el agua poseen una baja viscosidad. Otros líquidos, como las grasas, presentan viscosidades grandes. Además los líquidos más viscosos exhiben otro fenómeno relacionado con la viscosidad: para empezar a moverse es necesario superar un umbral de cizalla. Una vez superado éste, el líquido se mueve normalmente.

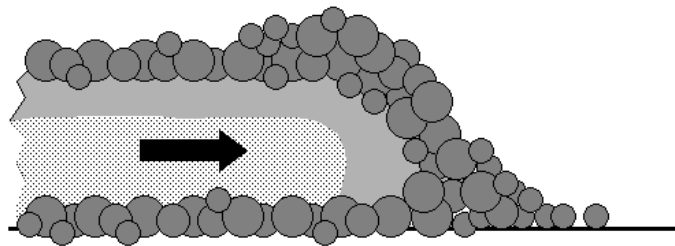


**Figura 1.** Las lavas se comportan como fluidos plásticos (Bingham) necesitando superar una cizalla umbral para poder moverse; cuanto mayor es esa cizalla mayor es la altura que presenta la lava. A la altura mínima que debe superar una colada para moverse se la denomina altura crítica. En ocasiones la lava no puede moverse como un fluido, rompiéndose en bloques que caen rodando, acompañados de una nube de cenizas y gases; entonces nos encontramos con una lava en bloques.

De esta forma aparecen dos propiedades muy importantes relacionadas con el movimiento del líquido (Araña y Ortiz, 1984)

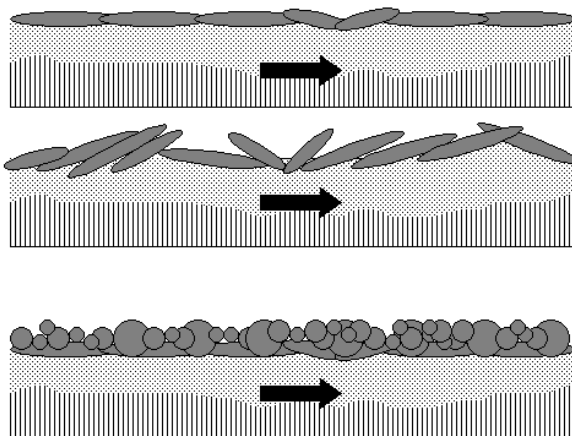
- Viscosidad
- Cizalla umbral

El resultado es que una lava sólo se mueve si el esfuerzo horizontal consecuencia de su peso puede superar el esfuerzo umbral; eso ocurre cuando la altura de la lava supera una cierta altura crítica (figura 1). La altura crítica es muy grande (50 m) en las lavas más viscosas, y mucho menor (20 cm) en las más fluidas, (en Lanzarote es del orden de 1.5 a 3.5 m). Una vez superada la altura crítica, la lava se mueve en función de la pendiente, alcanzando velocidades en el frente, a varios km del centro de emisión, de pocos metros por hora o día; cerca del centro de emisión puede llegar a ser de pocos km/h. Las lavas más rápidas que se conocen alcanzaron excepcionalmente los 40 km/h (vaciado rápido del lago de lava del volcán Niragongo en 1977). Cuando el espesor de la lava es menor que la altura crítica la lava se detiene.



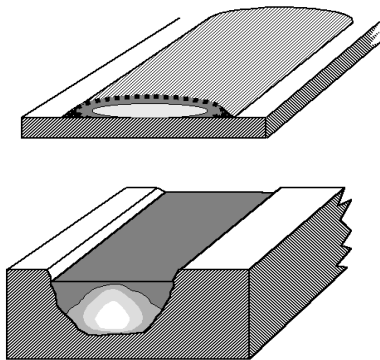
**Figura 2.** La superficie de la lava se enfría rápidamente, solidificándose y formando una especie de conducto. La lava se mueve en su interior, empujando el frente que se va desplomando, avanzando así sobre un lecho de bloques.

A poca distancia de los centros de emisión (figura 2) la lava en contacto con el aire se enfría lo suficiente para solidificarse formando una costra, mientras que la lava encerrada en su interior se mantiene fluida durante mucho tiempo. A medida que esta costra va desarrollándose va cambiando su aspecto (figura 3).



**Figura 3.** El aspecto de la superficie de la lava depende de la cizalla que el movimiento de la lava provoca en la superficie solidificada. Si la cizalla es muy grande la superficie se rompe, primero en grandes láminas, que al moverse se van rompiendo en fragmentos cada vez más pequeños que al colisionar entre ellos se van redondeando.

La lava sigue moviéndose en el interior de estos conductos debido a la sobrepresión existente en la cabecera. Cuando una colada lávica discurre sobre un plano (figura 4), se expande en todas las direcciones, de forma que su altura corresponda en cada punto a la altura crítica. Al cesar la emisión, el conducto queda lleno, pues al ser la altura de la colada menor que la altura crítica, la cizalla producida por su propio peso es menor que la cizalla umbral. En una colada confinada en un valle la lava no puede expandirse horizontalmente y rápidamente supera la altura crítica. En este caso al cesar la erupción la lava seguirá moviéndose mientras su espesor siga superando la altura crítica. De esta forma se vacía el conducto dando lugar a un túnel volcánico.



**Figura 4.** Movimiento de una lava libremente sobre un plano y confinada en un valle. En este segundo caso, cuando la tasa de emisión es grande, el espesor de lava puede superar varias veces la altura crítica, pudiendo dar origen a un túnel lávico.

La relación entre la costra y el volumen de lava líquida es muy pequeña. Al cesar el empuje, la lava puede seguir moviéndose por la cizalla provocada por su propio peso, pues su altura es mayor que la altura crítica. De esta forma, al finalizar la erupción, el túnel puede quedar vacío. Para que se produzca un túnel de considerables dimensiones es necesario que la altura de la colada sea mucho mayor que la altura crítica correspondiente. Esto sólo se puede conseguir de tres maneras:

- Una tasa de emisión muy grande que pueda poner en la superficie en poco tiempo un volumen tan grande de lava que ésta no puede expansionarse rápidamente, por lo que se acumula aumentando en altura.
- La colada lávica se canaliza en un barranco que exista en las proximidades del centro de emisión, impidiendo las paredes del barranco que la colada se expanda lateralmente, obligándola a aumentar en altura.
- Un efecto combinado de ambos: erupciones muy grandes que se canalizan en barrancos y valles. Éste es el caso del gran túnel de la Cueva de los Verdes que nace en el Volcán de la Corona (Lanzarote).

## ASPECTO DE UNA LAVA

El aspecto de una colada lávica es el resultado de una conjugación de factores como son sus propiedades físicas, las condiciones de emisión y la base topográfica sobre la que discurre (Stasiuk

y Jaupart, 1997). Un fluido Bingham se caracteriza por precisar alcanzar un espesor crítico para poder desplazarse; este fenómeno da origen al desarrollo de un frente y unos labios laterales (figura 5), que son tanto más importantes cuanto mayor sea el valor de la cizalla umbral (cuadro 1). La comparación entre distintas coladas puede hacerse en base al aspecto que éstas presentan y que se puede definir como la relación entre altura  $h$ , y anchura  $a$

$$A = \frac{h}{a}$$

El aspecto de una lava está relacionado con el ritmo de emisión  $Q$ , la cizalla umbral  $\tau_0$ , la viscosidad  $\mu$ , la densidad  $\rho$  y  $g$  la gravedad (Cas y Wright, 1987)

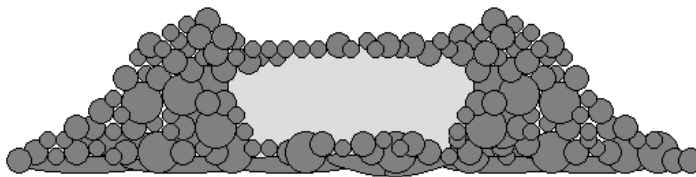
$$A = \frac{\tau_0}{(\mu Q)^{0.25} (g \rho)^{0.75}}$$

Una colada se expande horizontalmente disminuyendo su altura hasta alcanzar el espesor crítico, momento en el cual se detiene. El espesor crítico  $H_c$ , de una colada con cizalla umbral  $\tau_0$ , que discurre sobre una pendiente  $\alpha$  viene dado por (Hulme, 1974)

$$H_c = \frac{\tau_0}{g \rho \sin(\alpha)}$$

La anchura del labio  $a_l$  (zona inmóvil) viene dada por

$$a_l = \frac{g \rho H_c^2}{2 \tau_0} = \frac{\tau_0}{2 \rho \alpha^2} = \frac{H_c}{2 \alpha}$$



**Figura 5.** Sección de una colada lávica; en ella se muestra el desarrollo de los labios laterales y el canal central por el que discurre la lava. En ocasiones puede producirse el fallo de un labio, dando origen a una colada secundaria. Es importante tener siempre presente la posibilidad de este fenómeno cuando se está procediendo al seguimiento de una erupción.

La determinación experimental de la anchura del labio de una colada es muy compleja, ya que se desmorona continuamente formando un talud. Por ello se ha desarrollado una fórmula que permite

evaluar la anchura del labio en función de la anchura  $a_o$  y la pendiente  $\theta$  del labio aparente que incluye la parte de talud

$$a_l = \frac{a_o}{1 + \left(\frac{\text{sen } \alpha}{\tan \theta}\right)^2}$$

La determinación del caudal que fluye en una colada lávica es uno de los problemas básicos con los que debe enfrentarse el volcanólogo en una erupción efusiva. Suponiendo que la lava se mueve en la dirección del eje x, el problema se reduce a calcular la integral de la velocidad de la lava  $v(z, y)$

$$Q = \rho \iint_S v(z, y) dz dy$$

extendida sobre la sección de la colada S contenida en el plano yz. Sin embargo, la determinación de esta integral es muy compleja, ya que está condicionada por los importantes cambios que experimentan las propiedades reológicas de la lava al variar su temperatura (Chester et al., 1985). El modelo más sencillo (Hulme, 1974) define la altura H en función de la coordenada y transversal al flujo lávico de anchura a, mediante la fórmula

$$H = \sqrt{\frac{2 \tau_0}{g \rho} \left(\frac{a}{2} - y\right)}$$

Al calcular el caudal de un flujo lávico hay que tener presente que los labios no se desplazan. Introduciendo dos parámetros adimensionales F y W relacionados respectivamente con el caudal Q y la relación de anchuras del labio  $a_l$  y del canal a (Hulme, 1974) se tiene

$$W = \frac{a}{2 a_l}$$

$$F = \frac{Q \mu}{g \rho H_c^4} = Q \mu (g \rho)^3 \left(\frac{\alpha}{S}\right)^4$$

Se puede calcular el caudal en base al polinomio siguiente

$$F = \frac{2}{15} W^{5/2} - \frac{1}{4} W^2 + \frac{1}{6} W - \frac{1}{20}$$

Otra propuesta (Dragoni et al., 1986), considera un flujo Bingham, suficientemente amplio, sobre una pendiente  $\alpha$ . En tal caso, el caudal por unidad de longitud viene dado por

$$q = \frac{\tau_0 H_c^2}{3 \mu} \left( \left( \frac{H}{H_c} \right)^3 - \frac{3}{2} \left( \frac{H}{H_c} \right)^2 + \frac{1}{2} \right)$$

en función de la altura de la colada H, la altura crítica H<sub>c</sub>, la cizalla umbral τ<sub>0</sub>, y la viscosidad μ. En el caso de que la colada circule por un cauce semicircular, puede calcularse el caudal mediante la expresión

$$Q = \frac{\pi \tau_0 R_c^3}{8 \mu} \left( \left( \frac{R}{R_c} \right)^4 - \frac{4}{3} \left( \frac{R}{R_c} \right)^3 + \frac{1}{3} \right)$$

donde R es el radio del canal y R<sub>c</sub> el radio crítico, definido por

$$R_c = \frac{2 \tau_0}{\rho g \operatorname{sen}(\alpha)}$$

**Cuadro 1.** Ejemplos de lavas características (Hulme, 1974)

	Espesor m	Pendiente	τ <sub>0</sub> N.m <sup>-2</sup>
Tristan da Cunha	8	5°	1.4x10 <sup>4</sup>
Tristan da Cunha	14	10°	5x10 <sup>4</sup>
Hekla 1947	15	4°	2x10 <sup>4</sup>
Teide	15	30°	8x10 <sup>4</sup>
Paricutín 1945-46	5	6°	1.3x10 <sup>4</sup>
Mauna Loa 1942	7	3.5°	8x10 <sup>3</sup>
Mare Imbrium	30	0.2°	4x10 <sup>2</sup>

## MOVIMIENTO DE LAVAS

La mayoría de las erupciones que se desarrollan en la actualidad consisten en emisiones lávicas más o menos voluminosas. Este tipo de erupción no presenta demasiados problemas desde el punto de vista de la protección de las vidas humanas, pero si puede suponer importantes pérdidas económicas en el entorno del volcán. La posible intervención para mitigar las pérdidas requiere conocer con suficiente antelación cuál será la evolución del fenómeno. Un modelo de movimiento de lava, para que sea útil, debe representar adecuadamente dos aspectos: la superficie total cubierta por la erupción cuando ésta finalice y la situación del frente lávico en función del tiempo. Los modelos de gota de agua basados en considerar que la lava se mueve libremente buscando la

máxima pendiente carecen hoy totalmente de interés. Sin embargo, una simulación Montecarlo sobre una buena base topográfica, permite obtener en poco tiempo la distribución de coladas y simular el efecto de la utilización de barreras. Los modelos más elementales se basan en considerar el movimiento en una sola dimensión, sobre una superficie plana inclinada un determinado ángulo (Danes, 1972)

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - g \beta + \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}$$

donde  $u$  es la velocidad del flujo lávico,  $\rho$  la densidad de la lava ( $2.65 \text{ g/cm}^3$ ),  $p$  la presión,  $\mu$  la viscosidad y  $\beta$  la pendiente de la base sobre la que discurre. Esta ecuación diferencial es fácilmente integrable, admitiéndose un comportamiento exponencial para la viscosidad y considerando la presión hidrostática

$$\mu = \mu_o e^{b/T} \quad p = \rho g h$$

Como valores aproximados puede hacerse  $b = 2.7 \times 10^4 \text{ K}$  y  $\mu_o$  entre  $1 \times 10^{-6}$  y  $6 \times 10^{-6}$  poise ( $1 \times 10^{-7}$  y  $6 \times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ). El único mecanismo de enfriamiento que se considera en este modelo es la radiación térmica

$$-\frac{dT}{dt} = \frac{\epsilon \sigma}{\rho \eta c h} T^4$$

donde  $\epsilon$  es la emisividad de la lava (próximo a 1),  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann ( $5.67 \times 10^{-8} \text{ julios s}^{-1} \text{ K}^{-4}$ ),  $\eta$  el equivalente mecánico del calor ( $4.185 \text{ julios kcal}^{-1}$ ) y  $c$  el calor específico de la lava ( $0.25 \text{ kcal kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ). Al tratarse de un gran flujo lávico se admite que su superficie libre presenta una pendiente constante  $\alpha$  y se mueve a velocidad constante. Con estas condiciones se llega a

$$e^{\frac{b}{T}} \left[ \left( \frac{b}{T} + 1 \right)^2 + 1 \right]_{T_o}^{T_f} = \frac{3 \epsilon \sigma \mu_o b^3 x}{\rho^2 \eta c h^3 g (\alpha + \beta)}$$

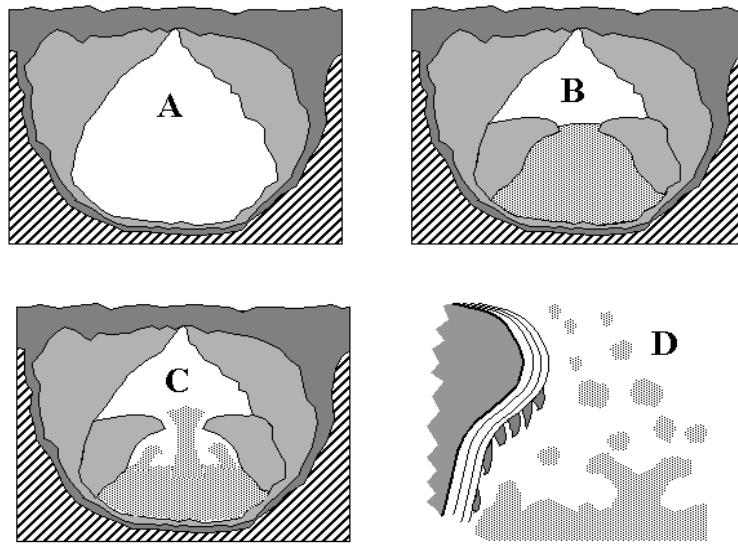
donde el primer miembro debe particularizarse para  $T_o$  temperatura de emisión y  $T_f$  temperatura de solidificación. Otro modelo similar (Pieri y Baloga, 1986), considera la distribución de temperaturas en el interior de la colada, permitiendo calcular fácilmente cuál será el máximo desarrollo de la colada en función de las propiedades de la lava y del ángulo de base

$$Q = \frac{3 \epsilon \sigma}{\rho c (T_o^3 - T_f^3)} A (L)$$

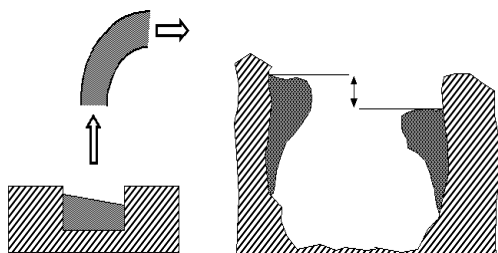
Para el caso en que la temperatura de la lava sea uniforme (lava continuamente mezclada)

$$Q = \frac{\varepsilon \sigma T_e^4}{\rho c (T_o - T_f)} A(L)$$

para una colada estratificada en la que  $T_e$  es la temperatura equivalente a la superficie libre de la lava y  $A(L)$  es la superficie cubierta por la colada desde el centro de emisión hasta la distancia  $L$ .



**Figura 6.** La sección de un túnel lávico ideal muestra como éste se ha formado al unirse las dos cornisas que constituían el canal lávico. **A)** En esta sección podemos ver bien el fondo del valle, pegado a él, la lava que se ha solidificado rápidamente al contacto con las rocas frías, que constituye una especie de lecho sobre el que discurre la colada. La lava en contacto con la parte inmóvil se detiene a causa de la viscosidad, se va enfriando, iniciándose la formación de las cornisas, las cuales van desarrollándose, llegándose a unir. En este momento tenemos formado el túnel lávico. Con el tiempo las cornisas irán creciendo, hasta alcanzar suficiente desarrollo para evitar que el túnel colapse una vez finalizada la erupción. **B)** Al disminuir el ritmo de emisión, el nivel de lava dentro del túnel irá disminuyendo hasta alcanzar la altura crítica, en cuyo momento se detendrá el flujo. Si la erupción continúa un cierto tiempo, con un ritmo menor, pero todavía suficiente para que el nivel de lava supere la altura crítica dentro del túnel, se repetirá el proceso, generándose una nueva cornisa. Al finalizar, nos encontraremos con que el nivel de lava es parecido a la altura crítica, ya no podrá continuar el proceso, y en lugar de una cornisa tendremos una cornisa abortada o bancada. **C)** Dentro del túnel la lava circula muy caliente, pues el basalto es muy buen aislante térmico. En estas circunstancias, la lava se seguirá moviendo a temperaturas próximas a la de emisión (1150°C). A estas temperaturas la lava es muy fluida, y el gas que contiene puede escaparse fácilmente, formando burbujas que van creciendo hasta estallar, proyectando gotas de lava que van a estrellarse contra las paredes y el techo. **D)** Las gotas de lava proyectadas se enfrían al entrar en contacto con las paredes ya solidificadas, aumentan su viscosidad y muchas de ellas quedan pegadas formando goterones característicos. En otros casos, cuando la diferencia de temperatura es menor, la lava proyectada resbala formando finas películas sobre las paredes. Éste mecanismo hace que las cornisas estén cubiertas por una serie de finas capas de lava proyectada.



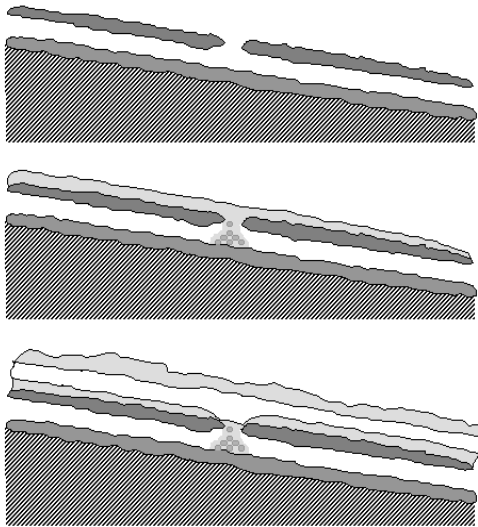


**Figura 7.** La lava dentro del túnel se mueve a velocidades muy elevadas ya que mantiene una temperatura próxima a la temperatura de emisión. Los cambios de dirección en el flujo inducen cambios de nivel en las cornisas. Hoy podemos estimar la velocidad con la que circuló la lava midiendo el radio y el desnivel.

Una colada lávica corresponde al movimiento de un fluido viscoso de tipo Bingham sobre una topografía definida. La viscosidad  $\mu$  y cizalla umbral  $\tau_0$  del fluido son función exponencial de la temperatura

$$\log \mu = \mu_0 - \beta T \quad \log \tau = \tau_0 - \gamma T$$

Las constantes  $\beta$  y  $\gamma$  dependen de la composición de la lava y de su contenido en gas y cristales (McBirney y Murase, 1984) que varían con la posición y el tiempo, dependiendo de los procesos de transferencia de calor que en cada punto tienen lugar.



**Figura 8.** La acumulación de gases puede provocar la explosión de la cubierta del túnel, dando origen a un hornito. Cuando las dimensiones del túnel son muy grandes es fácil que la cornisa superior no pueda soportar el peso y se desprenda, produciéndose el colapso parcial del túnel, dando origen a cavidades conocidas en Lanzarote como jameos. En general, este tipo de fenómeno tiene lugar en zonas de cambio de pendiente o cambio de dirección. La razón está en que en esas zonas se produce una alteración en las condiciones del flujo, produciéndose una mayor desgasificación y presión cinemática sobre las paredes y el techo. Otro aspecto es la formación de túneles superpuestos. Es muy difícil que una sola colada pueda llenar completamente un valle, por ello es normal que donde aparezca un túnel lávico, debajo de él se encuentren otros. Este proceso de superposición de túneles puede producirse en una misma erupción o en erupciones sucesivas, y seguirá produciéndose mientras continúen las condiciones geográficas favorables a la formación de túneles. Es muy difícil que un túnel vuelva a funcionar, pues sus dimensiones son pequeñas comparadas con la altura crítica de las lavas, por consiguiente, la lava que pueda entrar en el túnel rápidamente se detiene. En condiciones favorables se construirá un nuevo túnel superpuesto al primero, y por los colapsos (jameos) una pequeña cantidad de lava puede alcanzar el túnel anterior.

Ya hemos visto que el movimiento de una colada lávica depende de las propiedades de ésta y de la topografía sobre la que se mueve. Es posible construir un modelo numérico que nos permita simular el movimiento de una lava y

pronosticar cual será la superficie afectada y en cuanto tiempo. Todos los modelos desarrollados parten del mismo sistema de ecuaciones, diferenciándose solamente en el método numérico utilizado para resolverlo (Barca et al., 1988; Ishihara et al., 1990). En general se trabaja con modelos bidimensionales, construyendo una malla asignando a cada celda la correspondiente altura. La emisión lávica se produce en una serie de celdas fuente y en cada una de ellas se aporta un determinado volumen en cada intervalo de tiempo. El volumen de lava correspondiente a cada celda se distribuye entre las cuatro celdas vecinas. La viscosidad y la cizalla umbral se considera que varían exponencialmente con la temperatura. Para simplificar el proceso de cálculo, la cizalla umbral se expresa en forma de una diferencia de alturas mínima  $h_{cr}$  que debe existir entre las celdas vecinas para que exista flujo

$$h_{cr} = \frac{\tau_y}{\rho g \text{sen}(\alpha)}$$

donde  $\tau_0$  es la cizalla umbral,  $g$  la gravedad y  $\alpha$  el ángulo de la pendiente. La temperatura en cada celda se calcula en función de las pérdidas de calor por radiación y de los intercambios de masa

$$\Delta Q = \varepsilon \sigma T^4 \Delta t + \sum_1^4 c \rho T_i \Delta q_i - c \rho T \Delta q$$

donde  $\Delta Q$  es la pérdida de calor,  $\varepsilon$  la emisividad,  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzmann,  $T$  la temperatura absoluta y  $\Delta t$  el intervalo de tiempo; los aportes de calor por intercambio de masa con las cuatro celdas vecinas vienen dados en función del calor específico  $c$ , la densidad  $\rho$  y la masa de lava  $\Delta q$  recibida o cedida. La distribución de temperaturas dentro de cada celda se admite que es homogénea o que está estratificada cuando el espesor de lava es considerable; estos efectos se introducen en el modelo mediante una corrección a la temperatura en la fórmula de la radiación. El modelo exige disponer de una buena base topográfica y trabajar con mallas muy densas, correspondiendo a cada celda dimensiones entre  $10 \times 10 \text{ m}^2$  a  $50 \times 50 \text{ m}^2$ . El intervalo temporal debe ser pequeño, de 0.5 a 30 segundos; intervalos mayores pueden provocar fenómenos de inestabilidad en el proceso de cálculo.

## EVOLUCIÓN DE DOMOS

Un domo (figura 9) es una lava tal que su cizalla umbral es tan grande que prácticamente le impide expandirse horizontalmente, creciendo en altura encima del centro de emisión. La estructura del domo se caracteriza por una costra solidificada que encierra en su interior un volumen considerable de lava líquida. La costra, altamente fracturada se expande a medida de que se inyecta nueva lava. En general, los bloques desprendidos de la costra se acumulan alrededor del domo, formando una especie de talud que en cierta forma sirve de soporte al domo. El aumento de presión interior, el fallo del talud o el desbordamiento fuera del cráter, pueden provocar la explosión del domo, al escapar violentamente el gas retenido en el interior. Un domo es un caso límite de evolución de una lava, en las que las propiedades reológicas, especialmente la cizalla umbral, limitan, junto con la velocidad de crecimiento, su expansión lateral. La modelización de los domos contempla dos

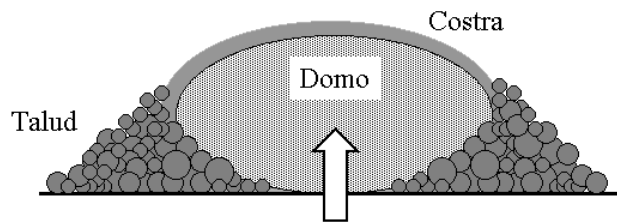
aspectos distintos: su evolución y la posibilidad de que se produzca una fase catastrófica por colapso o explosión. La forma se modeliza considerando que el domo está constituido por un fluido encerrado dentro de una película (Iverson, 1990). Las propiedades elásticas de ésta son las que configuran la forma del domo. La presencia de este talud condiciona a su vez la evolución del sistema, ya que limita su desarrollo radial. El modelo plantea las condiciones de equilibrio de la película en función de la presión existente en el interior del domo. Integrando el sistema de ecuaciones diferenciales mediante un algoritmo de Runge-Kutta (Press et al. 1986). El conjunto de soluciones depende sólo del parámetro adimensional  $D$

$$D = \frac{1}{h} \sqrt{\frac{\tau e}{\rho}}$$

que relaciona las propiedades de la envoltura del domo, esfuerzo  $\tau$  y espesor  $e$  con la densidad del magma  $\rho$  con una altura  $h$  que representa la sobrepresión existente en el interior del domo. Las dimensiones lineales, alturas  $z$  y radio  $r$ , aparecen en el modelo como variables adimensionales  $Z$  y  $R$  relacionadas mediante el factor

$$\frac{r}{R} = \sqrt{\frac{\tau e}{\rho}} \quad \frac{z}{Z} = \sqrt{\frac{\tau e}{\rho}}$$

La evolución del domo (Denlinger, 1990) se refleja en cambios en el parámetro  $D$ , al ir variando el espesor de la envoltura y aparecer fenómenos de fatiga que afectan a sus propiedades elásticas, colapsando el domo cuando se supera el esfuerzo crítico  $\tau_c$ . Este modelo ha permitido predecir con días o semanas de anticipación la serie de erupciones de 1981-82 del domo del St. Helens (Swanson et al., 1983).



**Figura 9** Un domo es una lava que su cizalla umbral es tan grande que prácticamente le impide expandirse horizontalmente, creciendo en altura encima del centro de emisión. Los bloques desprendidos de la costra se acumulan alrededor del domo, formando una especie de talud que en cierta forma sirve de soporte al domo.

## BIBLIOGRAFÍA

ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1984). *Volcanología*. RUEDA-C.S.I.C., Madrid: 528 pp.

- BARCA, D.; GRISCI, G. M.; DI GREGORIO, S.; MARABINI S.; NICOLETTA, F. P. (1988). *Lava flow simulation by cellular automata and Pantelleria's example*. En Kagoshima International Conference on Volcanoes, 1988. Proceedings. NIRA Tokyo: 475-478
- CAS, R. A. F.; WRIGHT, J. V. (1987). *Volcanic successions*. Allen & Unwin Publish. London: 528 pp
- CHESTER, D.; DUNCAN, A.; GUEST, J.; KILBURN, C. (1985). *Mount Etna: The Anatomy of a Volcano*. Stranford Univ. press: 404 pp.
- DANES, Z. (1972) Dynamics of lava flow. J. Geophys. Res. **77** 1430-1432
- DENLINGER, R. P. (1990). *A model for dome eruptions at Mount St. Helens, Washington. Based on subcritical crack growth*. En Lava Flows and Domes, Fink, J. editor. Springer-Verlag. N.Y.: 70-87
- DRAGONI, M.; BONAFEDE, M.; BOSCHI E. (1986). *Downslope flow models of a Bingham liquid implications for lava flows*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **30**: 305-325
- HULME, G. (1974). *The interpretation of lava flow morphology*. Geophys.J.R. Astr. Soc., **39**: 361-383
- IVERSON, R. M. (1990). *Lava domes modeled as a brittle shells that enclose preussurized magma, with application to Mount St. Helens*. En Lava Flows and Domes, Fink, J. editor. Springer-Verlag. N.Y.: 46-69
- ISHIHARA, K.; IGUCHI, M.; KAMO, K. (1990). *Numerical simulation of lava flows on some volcanoes in Japan*. En Lava Flows and Domes, Fink, J. editor. Springer-Verlag. N.Y.: 174-207
- MC. BIRNEY, A.R.; MURASE, T. (1984). *Rheological properties of magmas*. Ann. Rev. Earth Planet Sci., **123**: 37-57
- PIERI, D.; BALOGA, S. (1986). *Eruption rate, area and length relations for some hawaiian lava flows*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **30**: 29-45
- PRESS, W. H.; FLANNERY, B. P.; TEUKOLSKY, S. A.; VETTERLING, W. T. (1986). *Numerical recipes. The art of Scientific Computing*. Cambridge University Press. Cambridge. U.K.: 818 pp.
- STASIUK, M. Y JAUPART, C. (1997). *Lava flow shapes and dimensions as reflections of magma system conditions*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **78**: 31-50
- SWANSON, D. A.; CASADEVALL, T. A.; DZURISIN, D.; MALONE, S. D.; NEWHALL, C. G.; WEAVER, C. S. (1983). *Predicting eruptions at Mount St. Helens, June 1980 through December 1982*. Science, **221**: 1369-1376