

FUNDAMENTOS CONCEPTUALES Y DIDÁCTICOS

EL PORQUÉ DE LOS VOLCANES

Why the volcanoes exist

Joan Martí y Arnau Folch (*)

RESUMEN

Los volcanes constituyen una de las manifestaciones geológicas más impresionantes y enigmáticas de cuantas se pueden observar en la superficie terrestre. Desde siempre han causado la fascinación del hombre, el cual en muchos casos ha construido asentamientos permanentes en sus laderas debido a sus fértiles suelos y a pesar del peligro que entrañan. Los volcanes son una manifestación de la energía interna de los planetas y, en nuestro caso particular, están ligados a la dinámica de las placas tectónicas. Los volcanes están directamente relacionados con los procesos de generación y evolución de los magmas que se forman en el manto superior o en la parte inferior de la corteza y con las condiciones tectónicas de cada zona en particular. Las erupciones volcánicas, nombre con el que se conoce la salida del magma a la superficie terrestre, pueden ser de muy distintos tipo, dependiendo siempre de la naturaleza del magma, y sus efectos serán también diferentes dependiendo de los mecanismos de cada erupción. La diversidad de estilos eruptivos hay que buscarla concretamente en las propiedades físicas de los distintos magmas, las cuales dependen directamente de su composición química que habrá ido evolucionando desde formación hasta su salida a la superficie. El presente artículo describe los aspectos principales que determinan las características de los procesos volcánicos, empezando por los procesos que intervienen en la formación de los magmas, los procesos que controlan su evolución hasta llegar a la superficie terrestre, y los procesos que determinan las características de los distintos tipos de erupciones volcánicas.

ABSTRACT

Volcanoes represent one of the most impressive and enigmatic geological events. Man has always been attracted by volcanoes, to the extent that in many cases he has constructed permanent settlement at their vicinity due to their fertile soils and in spite of their potential danger. Volcanoes are a consequence of the internal energy of the planets and in our case are associated with the dynamics of the lithospheric plates. Volcanoes are directly related to the processes that control the generation and evolution of magmas. Volcanic eruptions represent the emplacement of magmas at the Earth surface and their characteristics and effects may differ significantly depending on the nature of magmas. Eruption mechanisms depend on the physical properties of magmas, which are determined by the evolution of magma composition through its whole history. The present paper describes the main aspects which determine the characteristics of volcanic processes, including the melting processes, the differentiation processes and the eruptive processes.

Palabras clave: *Volcanes, magmas, procesos de diferenciación, erupciones volcánicas, mecanismos eruptivos, productos eruptivos, lavas, depósitos piroclásticos*

Keywords: *Volcanoes, magmas, differentiation processes, volcanic eruptions, eruption mechanisms, eruption products, lavas, pyroclastic deposits.*

¿QUE ES UN VOLCÁN?

Seguro que casi todos nosotros tenemos una idea gráfica, aunque en ocasiones poco precisa, de lo que es un volcán. Aun así, cuando queremos explicar esa idea en términos “científicos” el concepto ya no es tan claro y, en la mayoría de los casos, debemos recorrer a descripciones morfológicas y algo imaginativas o poco realistas. Un volcán hay que definirlo como un punto de la superficie terrestre donde tiene lugar la salida al exterior de material

rocoso fundido (magma) generado en el interior de la Tierra, en zonas del manto superior o de la corteza terrestre, y ocasionalmente de material no magmático, y en el que la acumulación de parte de estos productos alrededor del centro emisor (boca eruptiva) puede dar lugar a relieves positivos con morfologías diversas. Esta definición nos da una idea clara de que un volcán no es sólo una forma o un relieve, sino que es la culminación de un conjunto de procesos geológicos que implican la génesis, as-

(*) Laboratorio de Simulación y Experimentación de Procesos Geológicos (SIMGEO). Instituto de Ciencias de la Tierra “Jaume Almera”, CSIC. c/ Lluís Solé Sabarís s/n. 08028 Barcelona

censo y erupción de los magmas. Por lo tanto, los volcanes, aunque a la escala de tiempo geológico e incluso humana puedan representar tiempos relativamente cortos de unos pocos días a unos pocos miles de años, en realidad son la respuesta o culminación de largos procesos de centenares de miles a millones de años de duración.

¿QUÉ SON Y CÓMO SE GENERAN LOS MAGMAS?

Los *magmas* son mezclas de material rocoso fundido (líquido) que puede contener además partículas sólidas (minerales y fragmentos de roca) en suspensión y gases disueltos. La salida de los magmas a la superficie terrestre puede hacerse de forma tranquila como flujos continuos que denominamos *lavas* o de forma violenta, explosiva, fragmentando ese líquido incandescente y dando lugar a los *piroclastos* (picón, lapilli, pómez, bombas, etc.).

La mayoría de las rocas que conocemos están formadas casi en su totalidad por minerales de la familia de los *silicatos*, minerales constituidos por aniones SiO_4^{4-} aislados o enlazados los unos con los otros mediante cationes metálicos (Mg, Fe, Ca, Na, K, etc.). Por esta razón, los magmas que resultan de la fusión de estas rocas serán también de composición mayoritariamente silicatada.

Los magmas se forman en lugares del interior de la Tierra, dentro del manto superior o hacia la base de la corteza, aunque ocasionalmente también pueden originarse en niveles más altos de ésta, donde las condiciones de presión y temperatura hacen posible que una fase sólida (roca) sea menos estable que su propia fase líquida (magma). En una analogía simple podemos pensar en el hielo que funde y se convierte en agua si aumentamos la temperatura o en el hierro que funde a altas temperaturas en la fragua. La formación de los magmas, es decir la fusión de las rocas, obedece principalmente a dos causas que pueden actuar de forma conjunta o aislada: descompresión y aumento de temperatura, tal como ilustra la figura 1. Un cuerpo rocoso inicialmente sólido puede fundir si sobre él se aplica un considerable aumento de temperatura, o cuando este mismo cuerpo, inicialmente sometido a grandes presiones y temperaturas, experimenta una considerable disminución de presión.

La fusión de una roca no es un proceso que afecte a su totalidad sino que, en general, fundirá solo una pequeña parte de la misma. Como ya se ha dicho anteriormente, las rocas están formadas por distintos minerales y cada uno tendrá un campo de estabilidad (temperatura y presión) distinto que determinará en que momento dicho mineral pasará del estado sólido al líquido si variamos las condiciones externas de presión y temperatura a las que está sometido. Es decir, que dentro de una misma roca cada mineral podrá tener una temperatura de fusión distinta para una presión determinada. En consecuencia, la formación del magma empezará por la fusión de aquellos minerales con un punto de fusión más bajo e irá progresando afectando a otros mine-

rales de la roca pero casi nunca a su totalidad. Por esta razón hablamos casi siempre de *fusión parcial de la roca* (funden sólo algunos minerales y en proporciones determinadas), la cual se inicia cuando el punto representado en la figura 1 corta la curva que separa los campos de estabilidad del sólido y del líquido + sólido. La forma en que se producen los cambios en las condiciones termodinámicas (presión, temperatura, composición química) no tiene mayor incidencia sobre los procesos de fusión. Estos cambios dependerán, tal como veremos más adelante, de las características del ambiente geológico donde se genera la fusión.

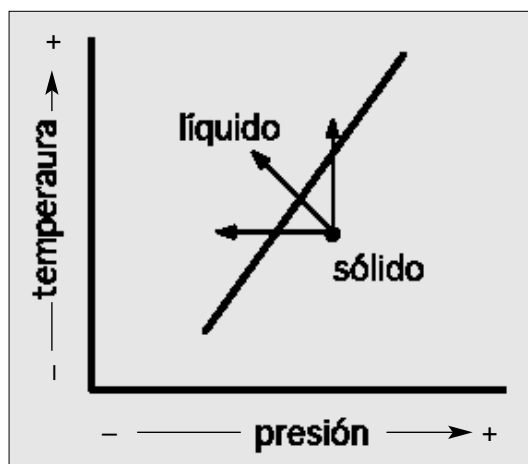


Figura 1. Mecanismos de fusión y formación de magmas en el manto y la corteza terrestre.

El magma tiene una densidad menor que la de las rocas que están a su alrededor, por lo que inmediatamente después de su formación, tenderá a ascender hacia zonas más superficiales en forma de grandes bolsas o a través de fracturas. Durante el ascenso el magma se enfría y varía de composición y puede en ocasiones acumularse en reservorios más superficiales, donde podrá solidificarse totalmente o continuar su ascenso hacia la superficie y hacer finalmente erupción. La acumulación de los magmas en lugares distintos a las zonas de fusión da lugar a la formación de cámaras magmáticas, la evolución de las cuales tendrá una gran importancia en la dinámica de los sistemas volcánicos.

¿Dónde se generan los magmas?

Los procesos geológicos relacionados con la formación y evolución de los magmas se explican en el marco de la *Teoría de la Tectónica de Placas*. Según esta teoría, los lugares donde se produce actividad magmática (y volcánica) no están distribuidos al azar sobre la superficie de nuestro planeta, sino que se concentran mayoritariamente a lo largo de los bordes de las *placas tectónicas* (Figura 2). Estas están constituidas por la corteza terrestre y la parte superior del manto, formando en conjunto lo que se denomina *litosfera* y que se caracteriza por tener un comportamiento rígido, frágil.

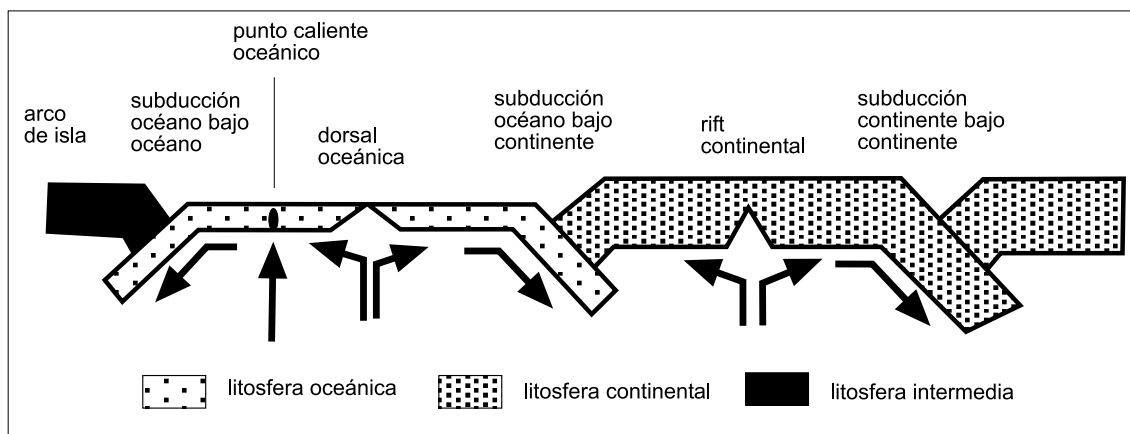


Figura 2. Ambientes geológicos en los que se produce actividad magmática (volcánica) según la Teoría de las Tectónicas de Placas

Las placas litosféricas, cada una de las cuales puede incluir tanto parte continental como oceánica, se desplazan por encima de una capa más o menos continua, denominada *astenosfera*, que se sitúa dentro del manto superior a profundidades de entre 150 a 400 km, y que se caracteriza por tener un comportamiento plástico con respecto a la litosfera. La astenosfera se cree que puede albergar permanentemente una pequeña fracción de material fundido (1-4 %). En cualquier caso, la astenosfera se encuentra en unas condiciones próximas a la fusión, de manera que pequeños cambios en las condiciones de presión y temperatura pueden provocar la fusión parcial de las rocas que allí se encuentran.

La asociación de gran parte de los volcanes con los bordes de placa demuestra que se genera una fusión importante en aquellas zonas donde se crean (*dorsales oceánicas*) y se destruyen (*zonas de subducción*) placas. Los volcanes intraplaca, es decir aquellos que se encuentran alejados de las zonas de borde de placa, tanto en los continentes como en los océanos, como es el caso de Canarias, indican sin embargo que también es posible una fusión de rocas más localizada.

En las dorsales oceánicas tiene lugar la separación de la litosfera a la vez que el manto caliente (*astenosfera*) puede ascender de forma continuada hacia el eje de la dorsal. Ello provoca la descompresión del mismo y a consecuencia fusión de grandes volúmenes de roca. En las zonas de subducción, por el contrario, la litosfera fría (continental u oceánica) se hunde en el manto dando lugar a una serie de perturbaciones del mismo que al final conducirán también a un proceso de fusión. Sin embargo, parecería que este movimiento no debería dar lugar a ningún mecanismo de fusión ya que la entrada de litosfera fría en el manto lógicamente provocará un descenso de la temperatura en éste. Lo que realmente sucede en este ambiente geológico es que la placa subducida contiene sedimentos y corteza terrestre con minerales que albergan cantidades variables de agua en su estructura. La deshidratación de estos minerales debido al incremento de presión producido por el proceso de subducción provoca

que el agua liberada se incorpore al sistema mineral del manto. En este caso, la presencia de agua tiene una gran influencia puesto que contribuye a rebajar el punto de fusión de los minerales, lo que permite la fusión de las rocas del manto a pesar de que la temperatura haya podido descender. La presencia de agua en los minerales de las rocas hace que el punto de fusión de la misma se rebaje considerablemente (fusión húmeda) respecto a las condiciones para fundir la misma roca pero sin presencia de agua (fusión seca).

Además de las dos situaciones anteriores, también podemos encontrar manifestaciones volcánicas en zonas del interior de las placas litosféricas. En estos ambientes geológicos intraplaca (tanto en continentes como en océanos) lo que se produce es un incremento anómalo de la temperatura del manto a pesar de no existir un borde de placa que lo facilite. Ello es debido a la propia dinámica del manto astenosférico que hace que en algunos puntos existan corrientes de convección en las que material del manto caliente procedente de zonas más profundas asciende hacia zonas más superficiales, a la vez que parte del manto más frío se hunde hacia zonas más calientes y profundas. Las islas Hawaii son un ejemplo de este tipo de volcanismo que se denomina de *punto caliente*. En algunos casos, el proceso de fusión originado en una zona del punto caliente inicia un adelgazamiento de la litosfera (oceánica o continental) que puede culminar con su rotura parcial o total (*zonas de rift intraplaca*), generándose en este último caso nueva corteza oceánica, tal como sucede actualmente en el mar Rojo. Cuando el adelgazamiento de la litosfera debido al empuje ascensional de material del manto no conlleva la rotura de la litosfera hablamos de *zonas de rift abortado*.

Hasta ahora nos hemos referido a la formación de magmas debido a la fusión de material del manto, aunque ya anteriormente hemos citado la posibilidad de generar magmas en zonas más superficiales, dentro de la corteza terrestre. En general, las presiones y temperaturas del interior de la corteza no son las adecuadas para ello. Sin embargo, la en-

trada y acumulación de volúmenes importantes de material fundido procedente de zonas más profundas (manto), puede ocasionar debido al calentamiento que ello implica de las rocas de la zona un aumento local de la temperatura dentro de la corteza suficiente para iniciar y mantener la fusión de la misma. La fusión parcial de material de la corteza da lugar a unos magmas de composición y propiedades físicas diferentes de aquellos originados en el manto. Estas diferencias tienen una gran influencia en el modo de ascenso y acumulación de los magmas, así como en sus mecanismos de erupción, tal como veremos más adelante.

EL PROCESO ERUPTIVO

El proceso de salida del magma al exterior de la superficie terrestre se conoce como *erupción volcánica*. La principal causa de una erupción es el incremento de presión del magma dentro de la cámara o del conducto volcánico. Cuando la presión dentro de la cámara o dentro del conducto supera la correspondiente al peso de las rocas que están por encima de la misma (*presión litostática*) más la fuerza necesaria para romper dichas rocas (resistencia a la rotura), se produce una erupción. Este aumento de la presión del magma puede ser debido, principalmente, a dos causas que pueden actuar de forma aislada o conjunta (Figura 3). La primera es la entrada de nuevo magma que incrementa la presión dentro de la cámara o conducto, siendo ésta la causa de la mayoría de erupciones. La segunda es el progresivo incremento de volátiles (compuestos químicos que tienden a formar gas) en el magma a medida que éste se va enfriando, y que al ascender hacia zonas más superficiales (con menor presión litostática) hace que se separen (sobresaturación) del líquido en forma de gas aumentando así la presión del magma. En el caso de magmas pobres en volátiles (gases) el incremento de presión se debe fundamentalmente a la recarga continuada de magma

desde la zona de origen o desde una cámara más profunda y al propio ascenso hidrostático del magma (diferencia de densidades).

En los magmas ricos en volátiles, el enfriamiento progresivo del magma en una cámara magmática superficial, aunque que éste no siga ascendiendo, también provoca sobrepresión debido a la sobresaturación en volátiles. La solubilidad de las especies volátiles (las más abundantes son H_2O , CO_2 , S, Cl, F) en el magma depende de la presión externa (disminuye al disminuir la presión) pero también de su concentración y en menor medida de la temperatura (al aumentar la temperatura disminuye la solubilidad). Esto implica que, a medida que un magma se enfría y cristaliza, el líquido residual se enriquece en volátiles dado que éstos, en general, no pueden incorporarse fácilmente a las estructuras cristalinas de los minerales que se van formando, de forma que su concentración en el magma líquido aumenta progresivamente hasta que se satura (no puede admitir más volátiles disueltos) y los volátiles se empiezan a separar del líquido en forma de gas. En este momento se empiezan a formar las primeras burbujas de gas dentro del magma las cuales irán aumentando en número y tamaño a medida que el proceso de enfriamiento y cristalización del magma continúa, aumentando así su presión interna. Este proceso es típico de las cámaras magmáticas superficiales que están ocupadas por magmas evolucionados, normalmente muy ricos en H_2O . El incremento de presión producido por este proceso puede verse favorecido por la entrada de nuevo magma en la base de la cámara, lo que podría disparar una erupción, tal como sucede la mayoría de las veces, aunque el contenido en gas sea aún relativamente bajo.

El estudio de los mecanismos eruptivos y, especialmente, de todos los aspectos dinámicos que configuran una erupción, es el objetivo principal de la vulcanología moderna además de la vigilancia de volcanes. Según cuales sean estos mecanismos, los productos derivados de una erupción volcánica pue-

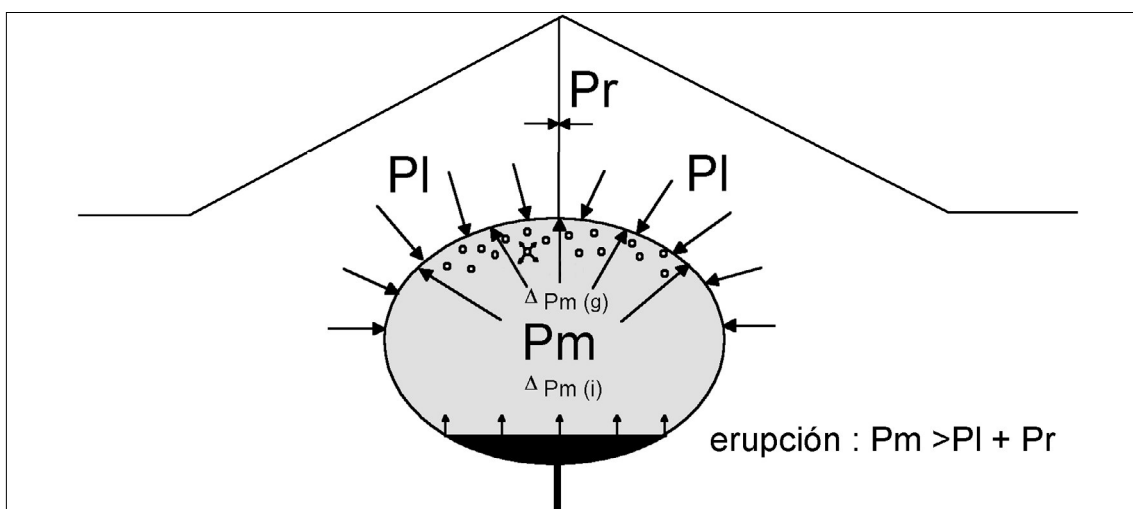


Figura 3.- Causas de las erupciones volcánicas. P_l : presión litostática (peso de las rocas); P_m : presión del magma; P_r : resistencia a la rotura de las rocas; $\Delta P_m(g)$: incremento de presión del magma debido a la presencia de gas; $\Delta P_m(i)$: incremento de la presión del magma debido a la entrada de nuevo magma en la cámara

den ser muy distintos. Las erupciones más violentas fragmentan el magma y las paredes del conducto volcánico y arrastran al exterior todos estos fragmentos (de magma y de roca encajante) junto a los gases volcánicos. Su acumulación dará lugar a los *depósitos piroclásticos*. En las erupciones más tranquilas, por el contrario, tiene lugar una salida continuada de magma en forma de coladas de lava. Tanto las coladas de lava como los depósitos piroclásticos pueden presentar diversas variedades en función de los mecanismos eruptivos que, a su vez, dependerán de las condiciones físico-químicas del magma y de su entorno.

Erupciones efusivas

Aunque parezca una obviedad, la condición principal para que se produzca una erupción efusiva de magma formando una colada de lava es que ésta no sea explosiva. Sólo algunos magmas tienen una proporción en volátiles suficientemente baja como para dar erupciones efusivas. Sin embargo, magmas inicialmente ricos en volátiles también pueden dar lugar a erupciones efusivas si previamente se ha producido una desgasificación suficiente como para impedir el aumento de presión del gas dentro del conducto volcánico. Esto puede darse si: a) hay una salida directa de los gases a medida que estos se separan del líquido magmático, progresivamente a través de la boca de emisión, fumarolas, o más rápidamente a través de erupciones de vapor, o b) si existe una fase explosiva previa en que se escapan la mayoría de los gases contenidos en el magma.

Los productos más característicos de las erupciones efusivas son las coladas de lava. La morfología de las coladas de lava depende de la viscosidad inicial del magma, de su variación durante el recorrido de la colada (enfriamiento), del volumen de material extruido, de la pendiente topográfica del edificio volcánico y del medio en el que se emplazan. Las lavas máficas, como por ejemplo los basaltos y basanitas, son muy fluidas y pueden dar lugar a coladas de gran extensión. Por el contrario, las lavas derivadas de magmas félsicos, como las riolitas y las fonolitas, son mucho más viscosas y normalmente se acumulan sobre la misma boca de emisión dando lugar a *domos* o coladas de muy escaso recorrido, y en los casos más extremos pueden extruir prácticamente solidificadas dando lugar a *pitones* o *agujas*.

Erupciones explosivas

Las erupciones más violentas están asociadas a magmas muy evolucionados, caso de los magmas fonolíticos o de los magmas riolíticos. Este tipo de erupciones están casi siempre asociadas a volcanes grandes dimensiones (*estratovolcanes* y *volcanes en escudo*), y con un periodo de vida muy largo, (de varias decenas de miles a algunos millones de años, en el que periodos de fuerte actividad alternan con otros de más tranquilidad. Este tipo de volcanes están siempre asociados a cámaras magmáticas superficiales, donde el magma acumulado durante un largo periodo de tiempo evoluciona y se enriquece en gases. La erupción se dispara por la rotura de la cá-

mara debido a un incremento de la presión que produce un aumento del contenido de gas en el magma o también por inyección de nuevo magma a la base de la cámara.

Cuando la presión dentro de la cámara magmática es suficientemente grande sus paredes pueden romperse formándose fracturas algunas de las cuales pueden llegar a la superficie permitiendo que el magma se escape a través de ellas. La diferencia de presiones entre la superficie (presión atmosférica) y la de la cámara magmática (de un orden de magnitud mayor) hace que el magma situado en la parte superior de la cámara y dentro de la fractura o conducto volcánico se descomprima casi instantáneamente liberando una gran cantidad de gases que al expandirse fragmentan el magma. Debido a esta expansión del gas magmático la mezcla de gases y piroclastos que se forma es empujada violentamente hacia la salida del conducto alcanzando grandes velocidades (de varios centenares de metros por segundo) en su salida al exterior.

Una situación similar que nos puede ayudar a comprender el proceso que controla las erupciones explosivas, es lo que sucede cuando abrimos rápidamente una botella de cava. El cava dentro de la botella está sometido a una presión de unas cuatro veces la presión atmosférica debido a la presión que ejerce el gas formado durante la fermentación del vino y que se acumula en el interior de la botella. El vidrio no se rompe ya que su resistencia es mayor a la presión ejercida por el gas. Asimismo, la resistencia del tapón de corcho que obstruye el cuello de la botella está reforzada gracias a la sujeción con alambre. De este modo, podemos decir que, al igual que ocurre en las cámaras magmática, en el caso de la botella de cava se da una situación de relativo equilibrio con el exterior ya que la presión interna de la botella es inferior a la resistencia del vidrio y del tapón por lo que el líquido sigue encerrado en su interior. En el caso de la botella de cava la presión interior no puede ser incrementada con el tiempo, tal como si ocurre en las cámaras magmáticas, ya que una vez fermentado el vino no se producirá más gas. Sin embargo, si podemos reducir la resistencia del contenedor quitando el alambre que sujeta el tapón y estirando el corcho con mano, lo que, en términos relativos, y a efectos prácticos, sería lo mismo que decir que hemos aumentado la presión interna de la botella. Al abrir la botella el gas acumulado en el cuello se escapa y toda la presión interna que tenía se libera casi de golpe igualándose con la presión externa (atmosférica). Esto permite que el gas que todavía estaba disuelto en el líquido debido a la alta presión ejercida por la fracción de gas liberado y retenido en la botella antes de su apertura, puede ahora separarse del líquido formando numerosas burbujas que crecen rápidamente fragmentando y empujando el cava hacia el cuello de la botella y haciendo que salga al exterior primero como gotas que se aceleran progresivamente (piroclastos) y después como una espuma (lava).

La intensidad y las características de las erupciones explosivas dependen de diversos factores co-

mo son la cantidad de gases disueltos en el magma, la viscosidad del magma, la forma y dimensiones del conducto de emisión y en especial la tasa eruptiva (cantidad de magma emitido por unidad de tiempo). Las erupciones explosivas de mayor intensidad pueden dar lugar a la formación de una columna eruptiva vertical, formada por gases y piroclastos, de gran altura (> 20km), y que presenta una típica forma de champiñón o pino mediterráneo.

Finalmente, es importante señalar la trascendencia que puede tener la interacción del magma con agua meteórica, proceso que puede cambiar totalmente las características de una erupción incrementando su explosividad, e incluso pudiendo transformar una erupción inicialmente tranquila en una erupción extremadamente violenta. Las erupciones hidrovolcánicas son producidas por la interacción del magma o de un foco de calor magmático con agua meteórica, ya sea superficial o subterránea. Este tipo de erupciones pueden darse tanto en magmas basálticos como en magmas más evolucionados y casi siempre se caracterizan por su violencia. Sin embargo, hay que señalar que existe un espectro continuo entre las erupciones hidrovolcánicas y las puramente magmáticas.

La transferencia de energía del magma al agua puede hacerse simplemente por conducción cuando una intrusión magmática calienta el agua de un acuífero confinado situado encima de la intrusión. En este caso el incremento de la presión del acuífero es suficiente para producir una violenta explosión. En algunos casos, estas explosiones provocan

tan sólo la salida de fragmentos de las rocas que forman el techo y las paredes del acuífero, sin que en ningún momento tenga lugar la salida de magma. Éstas son las erupciones freáticas, en las que todo el material acumulado corresponde a fragmentos líticos procedentes de las rocas que forman el substrato, pero que han sido disparados por la interacción, aunque no sea directa, entre un magma y el agua. Aún así, las erupciones hidrovolcánicas más importantes se producen por la interacción directa de un magma con el agua de un acuífero, durante el transcurso de una erupción y ya con el conducto abierto (*erupciones freatomagmáticas*).

BIBLIOGRAFÍA

- Araña, V. y Ortiz, R. (1984). *Volcanología*, CSIC-Ed. Rueda, , 528 pp.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V. (1987). *Volcanic Successions*. Allen & Unwin, London, 528 pp.
- Colombo, F. y Martí, J. (1989). "Depósitos volcanosedimentarios. In: *Nuevas tendencias en Sedimentología*. Editor: A. Arche. Editorial: Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, Vol. 1, pp. 271-345 .
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U. (1984). *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 pp.
- Martí, J. y Colombo, F. (1992). Erupciones explosivas. Piroclastos. en *Elementos de Volcanología*, Diez-Gil, J.L. (ed), Serie Casa de los Volcanes, v. 2, Cabildo Insular de Lanzarote, 73-102.
- Martí, J. y Araña, V. (Eds). (1993). *La volcanología actual*. Col. :Nuevas Tendencias, CSIC, 578 pp. ■