

¿Cómo se miden las erupciones volcánicas? El índice de explosividad volcánica

How is volcanic activity measured? The Volcanic Explosivity Index

FRANCISCO JOSÉ PEREZ-TORRADO Y ALEJANDRO RODRIGUEZ-GONZALEZ

Dpto. de Física (GEOVOL), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Campus Universitario de Tafiña, 35017 Las Palmas de Gran Canaria. E-mail: franciscojose.perez@ulpgc.es; alejandro.rodriguezgonzalez@ulpgc.es

Resumen Los mecanismos eruptivos dependen de una compleja relación de parámetros físico-químicos que controlan los magmas, entre los que destacan el contenido en SiO₂, contenido en volátiles y viscosidad. En primera instancia, estos mecanismos eruptivos pueden dividirse en magmáticos e hidromagmáticos, así como efusivos y explosivos. A partir de los valores de los índices de fragmentación y de dispersión, perfectamente mesurables, se establecen ocho mecanismos eruptivos distintos que son tratados en este trabajo. Asimismo, se analiza la confección y utilidad del Índice de Explosividad Volcánica que pretende cuantificar la magnitud de las erupciones.

Palabras clave: Erupciones efusivas, erupciones explosivas, índice de explosividad volcánica, magnitud.

Abstract *Volcanic eruptive mechanisms depend on a complex relationship of physical-chemical parameters that control the magmas. Among these parameters SiO₂ content, volatile content and viscosity are the most important. To start with, volcanic eruptions can be divided into magmatic and hydromagmatic, as well as effusive and explosive. Based on the fragmentation and aerial dispersion index, objectively measurable, eight different eruptive mechanisms are established. In this paper we discuss these volcanic eruptive mechanisms and the usefulness of the Volcanic Explosive Index as tool for quantifying the magnitude of volcanic eruptions.*

Keywords: *Effusive volcanism, explosive volcanism, volcanic explosivity index, magnitude.*

INTRODUCCIÓN

Las erupciones volcánicas representan uno de los fenómenos geológicos que más fascinación, a la vez que aversión, suscita entre la población. Por ello, en sus descripciones se han mezclado desde muy antiguas observaciones objetivas con interpretaciones subjetivas, muchas de ellas impregnadas de tintes místicos. Hay que llegar a mediados del siglo XIX para que las erupciones volcánicas comiencen a ser estudiadas con rigor científico y, en consecuencia, sus descripciones sean más coherentes y precisas.

A lo largo de una erupción volcánica interviene un elevado número de parámetros físico-químicos, lo que ha dificultado sobremanera el establecimiento de sistemas clasificatorios de sus mecanismos. A ello se suma la gran variabilidad temporal que un mismo parámetro puede presentar a lo lar-

go de una misma erupción¹. Por ejemplo, es muy típico en las erupciones efusivas la sucesión de tres fases diferenciadas, generando formas y productos volcánicos diferenciados: una primera fase de carácter fisural y muy baja explosividad, una segunda fase algo más explosiva y centrada en un foco en el que se termina construyendo un cono volcánico, y la última fase nuevamente de muy baja explosividad, con la emisión casi exclusiva de lavas desde el foco anterior.

Por ello, en el presente trabajo vamos primero a describir los principales factores que intervienen en una erupción volcánica, para pasar a continua-

¹ Para detalles sobre las diferencias entre los conceptos de periodo eruptivo, época eruptiva, erupción, fase eruptiva y pulso eruptivo consultar el trabajo de Pujadas et al. (1999), especialmente su figura 3.

ción a estudiar los diferentes mecanismos eruptivos y sus sistemas de clasificación empleados en la actualidad.

FACTORES DE LOS QUE DEPENDE UNA ERUPCIÓN VOLCÁNICA

Los magmas son sistemas complejos que combinan fases líquidas (el fundido), sólidas (minerales) y gaseosas en distintas proporciones. Esta compleja mezcla de fases determina un amplio espectro de propiedades físico-químicas de los magmas que, en última instancia, son las que condicionan la forma en la que el magma entra en erupción en la superficie de la Tierra. No obstante, no todas las propiedades físico-químicas influyen por igual en los mecanismos eruptivos, por lo que a continuación vamos a centrarnos en tres de ellas que son verdaderamente determinantes. Estas tres propiedades son la cantidad de SiO_2 en la fase fundida, el contenido en volátiles (principalmente vapor de agua) y la viscosidad.

Contenido en SiO_2

La inmensa mayoría de los magmas que surgen a la superficie son silicatados, siendo la combinación silicio-oxígeno (formando característicos tetraedros y expresada en los análisis químicos como SiO_2) la que determina la naturaleza de los magmas y la base de la mayoría de los minerales que se forman en su seno. Así, de acuerdo con el contenido en SiO_2 los magmas, y por extensión las rocas ígneas, se clasifican en 4 tipos: ultrabásicos, con contenidos inferiores al 45%; básicos con valores entre 45 y 52%; intermedios, entre 52 y 63%; y ácidos con valores superiores a 63%. Sin extenderse más en estos aspectos clasificatorios, lo importante ahora es visualizar la diferencia que estos distintos contenidos en SiO_2 van a imponer en la fase fundida.

Así, cuanto mayor sea su contenido en SiO_2 mayor será la proporción de restos de “polímeros” que podremos encontrarnos en el líquido (Fig. 1). Esta presencia de “polímeros” tiene un efecto inmediato, como es la mayor dificultad del fundido a fluir o a dejar escapar la fase gaseosa, es decir, aumenta su viscosidad.

Contenido en volátiles

Los magmas llevan diferentes especies gaseosas disueltas en su fase líquida silicatada, como son H_2O , CO_2 , H_2S , SO_2 , Cl, F, etc. De todas ellas, el vapor de agua es la más importante y la que juega un papel más determinante en los mecanismos eruptivos. Dos son los aspectos que hay que conocer del comportamiento del vapor de agua en los magmas, como son su solubilidad en la fase fundida y su variación con la presión litostática.

Según numerosos estudios (ver, por ejemplo, recopilación en Wallace y Anderson, 2000), el agua se disuelve en la fase líquida de los magmas en dos vías, bien en forma molecular o bien disociada en grupos $(\text{OH})^-$ que “rompen” los enlaces de puentes de oxígeno en los polímeros silicatados (Fig. 2). Dado que el radio iónico de estos grupos $(\text{OH})^-$ es casi igual al del O^{2-} (puesto que el radio iónico del H^+ es insignificante), tienden a reemplazarlo en la es-

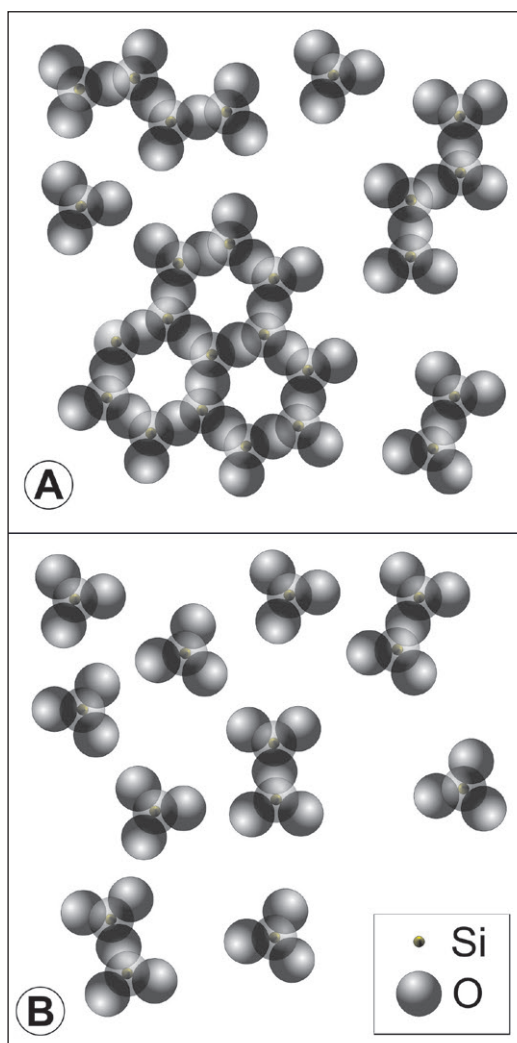


Fig. 1. Esquemas ilustrativos de líquidos muy polimerizados (A), típicos de magmas ácidos, y casi nada polimerizados (B), caso típico de magmas básicos. Es obvio que la fricción interna es mayor en el caso A que en el B, por lo que la viscosidad del líquido A es mucho mayor.

tructura de los silicatos, de forma que la pérdida de valencia en este reemplazo hace que se rompan los enlaces Si-O-Si. Esta forma de disolverse el vapor de agua en los líquidos silicatados tiene dos consecuencias directas: por un lado, tiende a reducir la viscosidad de los magmas; por otro, el grado de solubilidad en los líquidos magmáticos ácidos (muy polimerizados) será mucho mayor que en los líquidos básicos, muy poco polimerizados (ver figura 1).

El vapor de agua, al igual que el resto de volátiles en el magma, tienden a disminuir su solubilidad

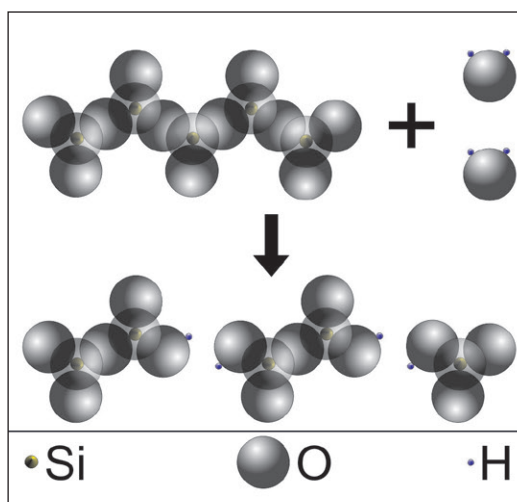
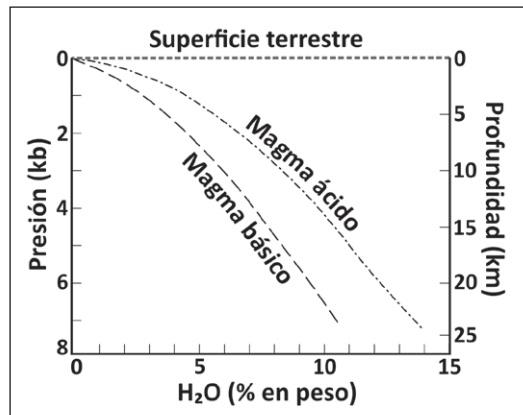


Fig. 2. Comportamiento del H_2O como agente de ruptura de polímeros silicatados.

Fig. 3. Solubilidad del H_2O en distintos tipos de magmas y su variación con la presión litostática. El experimento de solubilidad se realiza a una temperatura de $1100\text{ }^\circ\text{C}$ para el magma básico, representado por un basalto, y de $700\text{-}750\text{ }^\circ\text{C}$ para el magma ácido, representado por una riolita (modificado de Burnham, 1975).



en la fase líquida a medida que disminuye la presión litostática (Fig. 3). Es decir, todos los magmas tienden a desgasificarse según van ascendiendo a la superficie. De hecho, como se indicó en el trabajo "Peligros volcánicos ¿predecibles, prevenibles, mitigables?" de este monográfico (Carracedo y Perez-Torrado, 2015), uno de los pilares de la vigilancia volcánica reside en el estudio de las emanaciones gaseosas previas a una erupción. Que esta desgasificación sea violenta o tranquila, por tanto que la erupción sea explosiva o efusiva, va a depender de la viscosidad de la fase líquida en donde los gases separados van a quedar atrapados.

Viscosidad

La viscosidad mide la resistencia que una sustancia ofrece al flujo. Según hemos indicado en los apartados anteriores, la viscosidad es mayor en los magmas ácidos que en los básicos y disminuye con el contenido de agua por su efecto despolimerizador. Si unimos todos estos factores obtenemos una visión general que permitirá comprender los distintos mecanismos eruptivos.

- Los magmas ácidos tienen un alto grado de polimerización de SiO_2 en su fase líquida y, por tanto, una alta solubilidad de H_2O . Al ir acercándose a la superficie, la solubilidad del agua disminuye (ver figura 3), por lo que empezará a separarse de la fase líquida (formación de burbujas de gas). Como la fase líquida, de por sí bastante viscosa, al separarse el agua vuelve a recuperar una mayor polimerización, aumentará su viscosidad, por tanto, su capacidad de retener las burbujas de gas. El balance del aumento de la concentración de gas y aumento de la

viscosidad en el ascenso del magma hará que en un determinado momento la presión de los gases sea enorme y las paredes líquidas que separan las burbujas sean tan delgadas (Fig. 4A) que, por muy viscosas que sean, no podrán aguantar la presión del gas y la mezcla estallará violentamente (erupciones explosivas).

- En los magmas básicos el juego es casi el opuesto. Por un lado, al ser muy poco polimerizados, la solubilidad de agua es mucho menor. Por otro, cuando el vapor de agua se separa de la fase líquida en el ascenso, la escasa viscosidad del líquido permite la coalescencia de las burbujas y su fácil separación, por lo que nunca existirá una gran acumulación de gases repartida entre toda la superficie del líquido (Fig. 4B) y éste saldrá a la superficie de forma tranquila, es decir, mediante erupciones efusivas.

MECANISMOS ERUPTIVOS

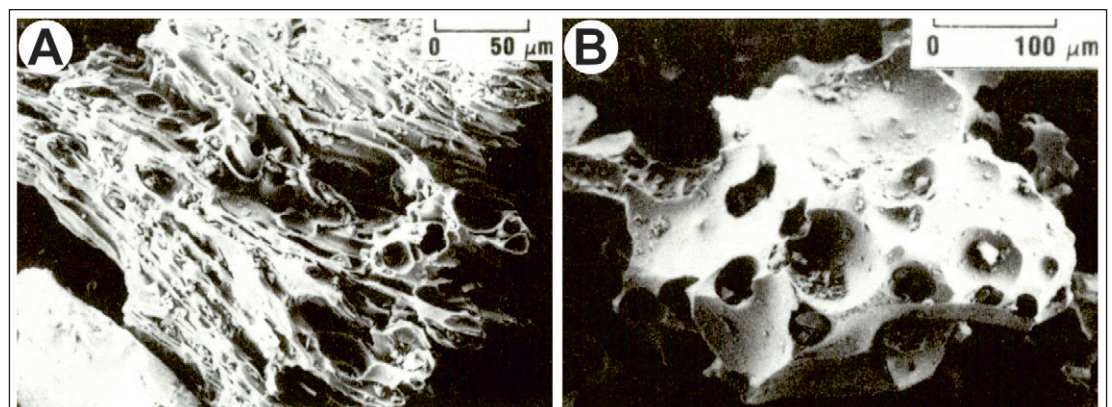
Como ya se indicó en la introducción, la clasificación de los mecanismos eruptivos es una tarea compleja. Por ello se han sucedido numerosas clasificaciones, muchas de ellas de corte descriptivo, lo que ha dado lugar a una cierta profusión de nombres que, en ocasiones, resultan redundantes y confusos.

Puede decirse que la primera clasificación sistemática de los mecanismos eruptivos fue la que estableció Alfred Lacroix en 1908. Este investigador francés, considerado por muchos autores como el padre de la vulcanología moderna, estableció una división en 4 mecanismos eruptivos a los que denominó de acuerdo con los nombres de los volcanes que mejor los representaba: hawaiano, estromboliano, peleano y vulcaniano. Trabajos posteriores fueron introduciendo variaciones en esta clasificación, estableciendo diferentes divisiones y denominaciones de los mecanismos eruptivos.

Una clasificación basada casi exclusivamente en los principales materiales involucrados en una erupción volcánica fue ideada por otro vulcanólogo francés, Bernard Gêze, en 1964. Esta clasificación, en forma de diagrama triangular (Fig. 5), permite de una manera muy sencilla delimitar los 4 tipos eruptivos indicados por Lacroix. Esta sencillez ha hecho que la clasificación de Gêze haya proliferado en los libros de texto.

En una primera aproximación, las erupciones pueden dividirse en efusivas y explosivas, aunque

Fig. 4. Imágenes de microscopio electrónico de cenizas volcánicas. A) Ceniza de magma ácido de la erupción del Krakatoa (Indonesia) en 1883. B) Ceniza de magma básico de la erupción de Lakagigar (Islandia) de 1783. Obsérvese como las vacuolas de la ceniza ácida tienen formas elongadas (cilíndricas en 3D) y presentan una alta concentración que hace que las paredes entre ellas sean muy delgadas, con espesores de 1 a $5\text{ }\mu\text{m}$. Por el contrario, las vacuolas de la ceniza básica son esféricas y presentan una menor densidad, con anchas paredes separándolas (microfotografías tomadas de Heiken y Wholetz, 1985).



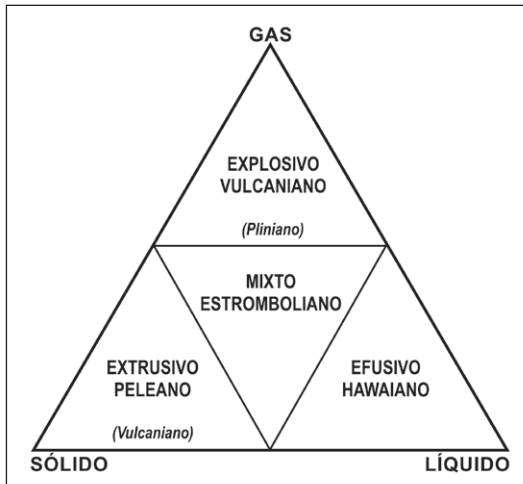


Fig. 5. Clasificación de Gêze (1964) de los mecanismos eruptivos en base a un sencillo diagrama triangular en cuyos vértices se encuentran los tipos principales de productos volcánicos. En cursiva se han indicado los tipos equivalentes considerados en la actualidad (modificado de Gêze, 1964).

existe un espectro casi continuo entre ambas. Asimismo, otra simple división es entre erupciones magmáticas, en las que los volátiles inmersos en ellas son derivados del propio magma, e hidromagmáticas, donde existe una entrada de volátiles externos ajenos al magma. Si combinamos estas dos consideraciones con las relativas a la composición del magma (básico vs. ácido) y la forma del foco eruptivo (fisural vs. puntual), se obtendrá una clasificación completa de todos los mecanismos eruptivos (ver, por ejemplo, figura 4 en Pujadas *et al.*, 1999).

No obstante, a pesar de la sencillez de estas divisiones, seguía siendo necesario un sistema clasificatorio que ordenara la diferente terminología existente y estableciera unos límites objetivos y mesurables entre los distintos tipos eruptivos. La clasificación de Walker (1973) consiguió ambos aspectos: por un lado, ordenó la terminología más ampliamente aceptada y, por otro, utilizó dos parámetros objetivos y perfectamente mesurables en depósitos piroclásticos de caída (ver Perez-Torrado y Fernandez-Turiel, 2015, en este mismo volumen, para detalles sobre los depósitos piroclásticos), prácticamente presentes en todas las erupciones, para establecer los límites entre los tipos eruptivos (Fig. 6). Estos dos parámetros se identifican como índice de fragmentación (F) e índice de dispersión (D) y la medida de ambos se realiza sobre depósitos piroclásticos de caída que cubren, a modo de

manta, la superficie previa. Es necesario un detallado trabajo de campo para la obtención de una precisa cartografía de estos depósitos piroclásticos de caída y la identificación de aquellos que pueden utilizarse como “guías” en correlaciones estratigráficas en distintas áreas. Entonces, las potencias identificadas en dichos depósitos “guías” se sitúan en la cartografía y se definen las líneas de isopacas (líneas que unen puntos de igual valor de espesor o potencia) que siempre trazan valores decrecientes conforme se alejan del foco emisor. Asimismo, se realiza una sistemática toma de muestras para análisis granulométricos que, al igual que las potencias, mostrarán valores decrecientes en el tamaño de los piroclastos según se alejan del foco (Fig. 7).

El índice de fragmentación (F) marca el valor de la proporción de piroclastos de tamaño < 1 mm (cenizas) en el punto donde el eje de dispersión piroclástica cruza la isopaca H/10, siendo H el valor de la máxima potencia encontrada en el depósito piroclástico de caída que se está estudiando (ver figura 7). El tamaño de los piroclastos es un reflejo directo de la explosividad de una erupción, ya que a mayor explosividad, mayor fragmentación del magma (ver figura 6B).

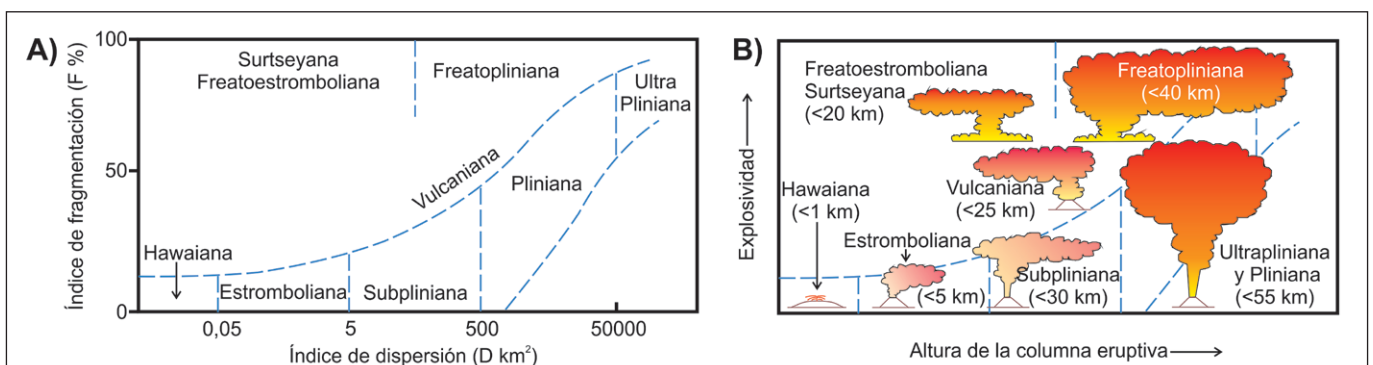
El índice de dispersión (D) corresponde al área cubierta (en km²) por el depósito piroclástico en estudio en la isopaca H/100. Este parámetro guarda una estrecha relación con la altura de la columna piroclástica formada en las erupciones, de forma que a mayor explosividad de la erupción, mayor altura de la columna piroclástica y, por tanto, mayor alcance de los depósitos piroclásticos de caída (ver figura 6B).

Aplicando los valores de estos dos índices en múltiples erupciones analizadas, Walker (1973) identifica ocho diferentes tipos de erupciones, seis magmáticas (hawaiana, estromboliana, subpliniana, pliniana, ultraplíniana y vulcaniana) y dos hidromagmáticas (surtseyana y freatoplíniana), que pasaremos a estudiar a continuación.

Erupciones Hawaianas

Este mecanismo eruptivo involucra una baja o nula proporción de gases en un magma poco viscoso que permite su separación de forma no violenta (Fig. 8A). De esta forma el magma sale a la superficie poco o nada fragmentado, fluyendo en forma de “ríos” de lava. Incluso los fragmentos piroclásticos que salen disparados en forma de fuentes (conocidas como fuentes de fuego) al alcanzar muy poca altura (algunos metros en la mayoría de los casos) caen en trayectorias balísticas aún en estado fundi-

Fig. 6. Clasificación de Walker (1973) de las erupciones volcánicas. A) Límites establecidos a partir de los valores de los parámetros F-D. B) Diagrama equivalente a partir de los aspectos cualitativos explosividad vs. altura de la columna eruptiva (figuras modificadas de Cas y Wright, 1987).



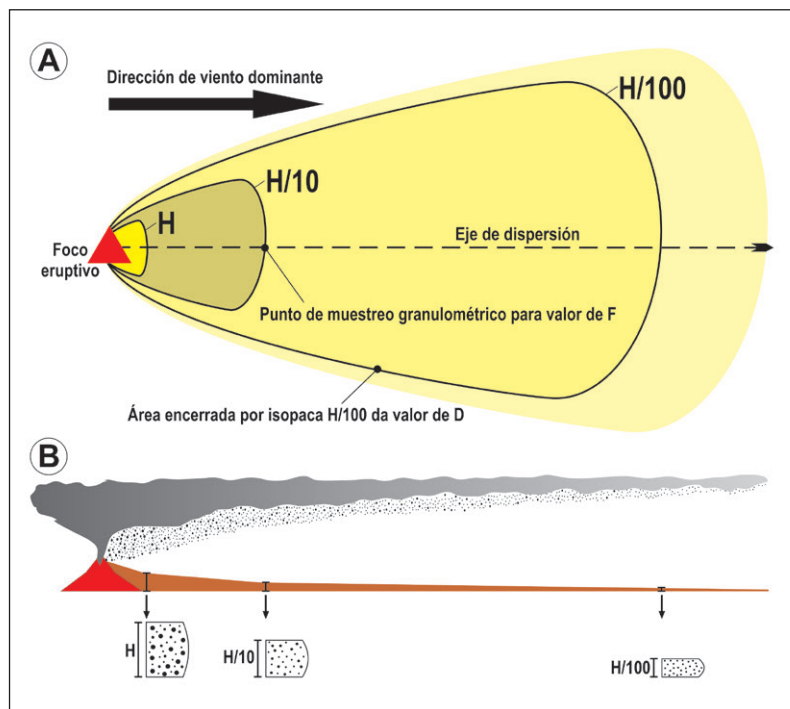


Fig. 7. Esquema ilustrativo (no a escala) de la dispersión en planta (A) y perfil (B) de un depósito piroclástico de caída originado en una erupción explosiva. La distribución y geometría de las isopacas va a depender de la altura alcanzada por la columna piroclástica y la dirección de los vientos dominantes. Al igual que el valor de las isopacas disminuye con la distancia al foco, de igual manera lo hace la granulometría de los fragmentos piroclásticos.

do, uniéndose entre sí formando “aglutinados” que terminan fluyendo como lavas.

En consecuencia, las erupciones hawaianas son manifestaciones efusivas de magmas básicos donde el producto volcánico predominante van a ser las lavas.

Posiblemente sean estas erupciones hawaianas las que más recursos en internet producen, siendo innumerables los vídeos y fotos de “ríos” de lavas surgiendo de fisuras o conos volcánicos. Basta buscar con palabras claves como “lavas” o “erupciones hawaianas”, o sus equivalentes en inglés (*lava flows*, *hawaiian eruptions*) para encontrarlos. El Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) tiene un enlace específico para volcanología (<http://volcanoes.usgs.gov/>) donde encontrar estos recursos, muchos de ellos de libre disposición para educación. Asimismo, el observatorio vulcanológico de Hawai (HVO), dependiente del USGS, tiene web específica para los volcanes de Hawai (<http://hvo.wr.usgs.gov/>) con webcams, mapas, fotos, etc. del Mauna Loa y Kilauea (dos volcanes en escudo) con erupciones hawaianas en tiempos históricos, así como del Pu’u ‘Ō’ō, volcán satélite del Kilauea que nació en 1983 y se mantiene activo desde entonces.

Erupciones Estrombolianas

Este mecanismo es muy parecido al anterior pero con una mayor presencia de volátiles que al disociarse de la fase líquida forman burbujas que se expanden y se unen entre sí, produciendo discretas explosiones separadas unas de otras por periodos de menos de un segundo hasta varias horas (Fig. 8B). Los productos piroclásticos generados en estas erupciones son de gran tamaño y escasa dispersión y, al igual que en las erupciones hawaianas, pueden aglutinarse entre sí y comenzar a fluir como una lava.

En resumen, las erupciones estrombolianas son manifestaciones de baja explosividad en magmas también básicos, donde lavas y piroclastos de caída son sus productos principales. Por ello, muchos

autores denominan a las erupciones estrombolianas como mixtas (explosivas-efusivas).

Al igual que con las erupciones hawaianas, son muy abundantes los recursos en internet existentes sobre estas erupciones, tecleando como palabra clave “erupciones estrombolianas” o su equivalente inglés (*strombolian eruptions*). Aparte de las webs del USGS, merece visitar la web del Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología de Italia (INGV), en su sección de Catania (<http://www.ct.ingv.it/it/>), donde dispone de datos, webcams, fotos, etc. tanto para el volcán Etna (en la isla de Sicilia) como para el Estrómboli (en el archipiélago de las Eolias), del que toma nombre este mecanismo eruptivo. El estratovolcán Estrómboli lleva en permanente actividad desde hace décadas, con discretas erupciones estrombolianas cada 20 minutos.

Erupciones Plinianas (Subplinianas y Ultraplínianas)

Son típicas de magmas ácidos e intermedios, muy viscosos y con una gran concentración de volátiles disueltos. Según van ascendiendo, la solubilidad de los volátiles va descendiendo (ver figura 3) y comienzan a separarse de la fase líquida (nivel de nucleación) pero sin posibilidad de escaparse de la misma, ya que esta fase líquida tiene una alta viscosidad. Progresivamente los volátiles van generando una gran concentración en el seno de la fase líquida, originando una gran sobrepresión interna. Al aproximarse aún más el magma a la superficie (a menos de 1 km) en un conducto abierto, esta sobrepresión acaba venciendo la resistencia de las paredes de las burbujas, que acaban estallando fragmentando violentamente el magma e incluso los materiales del conducto de salida (Fig. 8C). La enorme expansión que sufre entonces el magma, unido al brusco descenso de presión litostática cuando se alcanza la superficie, desencadenan un chorro eruptivo de alta velocidad (hasta 600 m/s) constituido por gases y piroclastos que generan columnas piroclásticas en forma de champiñón que suelen denominarse columnas plinianas. Estas columnas pueden alcanzar alturas de hasta 50 km (en las erupciones ultraplínianas), transportando aerosoles y partículas piroclásticas tanto a la troposfera como a la estratosfera. A partir de estas columnas, los piroclastos van cayendo a modo de lluvia, formando extensos mantos piroclásticos que recubren la topografía previa o, en determinadas condiciones, estas columnas pueden colapsar formando flujos piroclásticos dirigidos que viajan a ras del suelo a altas velocidades (incluso superiores a 100 km/h).

Por tanto, las erupciones plinianas (subplinianas y ultraplínianas) son erupciones magmáticas explosivas a conducto abierto, típicas de magmas ácidos a intermedios y donde los productos volcánicos principales son los depósitos piroclásticos.

Ejemplos de erupciones plinianas con numerosos recursos en internet son las del Chichón (México) en 1982, Pinatubo (Filipinas) en 1991 o las más recientes ocurridas en los Andes chilenos del Puyehue-Cordón Caulle en 2013, y las del Villarica (ver artículo de Báez, 2015, en este mismo volumen) y Calbuco, ambas en el presente año de 2015. El Servicio de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN) tiene en su web (<http://www.sernageomin.cl/volcanes>).

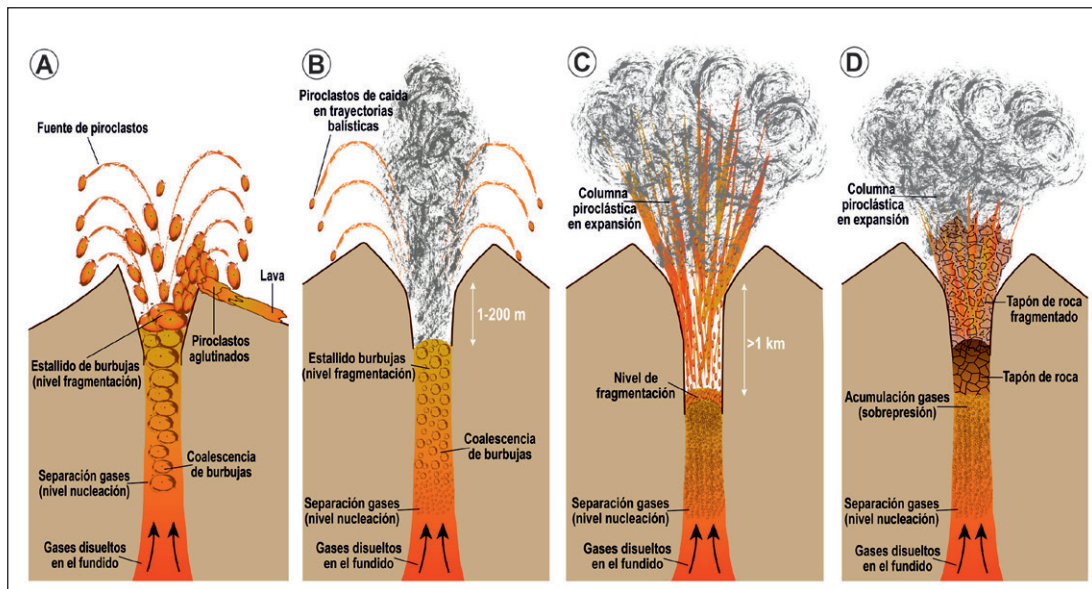


Fig. 8. Ilustraciones de los distintos tipos de erupciones magmáticas. A) Hawaiana; B) Estromboliana; C) Pliniana; D) Vulcaniana (figuras modificadas de Francis, 1993).

php) amplia información sobre estas erupciones y, en general, sobre todos los volcanes chilenos.

Mención especial merece el volcán Vesubio (Italia), cuya erupción del año 79 de nuestra era, que destruyó las poblaciones de Pompeya y Herculano, fue descrita por Plinio el Viejo y su sobrino, Plinio el joven, en honor de los cuales toma nombre este mecanismo eruptivo. El observatorio volcanológico del Vesubio, dependiente del INGV, tiene en su web (<http://www.ov.ingv.it/ov/>) amplia información sobre este volcán y sus erupciones históricas.

Erupciones Vulcanianas

Al igual que las anteriores, son erupciones muy explosivas típicas de magmas ácidos e intermedios. La diferencia estriba en que en las erupciones vulcanianas se considera que el magma en su ascenso se encuentra con un tapón de roca que cierra el conducto de salida. Este tapón puede estar formado por un magma inyectado en una erupción previa que se solidificó antes de su salida (a modo de pitón), o bien por una brecha volcánica con o sin bloques de la roca encajante. El caso es que el magma alcanza el nivel de saturación de los volátiles antes de alcanzar el tapón, generando una gran sobrepresión. Incluso es muy común que también participen volátiles externos, derivados de la vaporización de aguas subterráneas que entran en el magma estancado y ya vesiculado, por lo que este mecanismo eruptivo está a caballo entre los puramente magmáticos y los hidromagmáticos. Cuando la presión de volátiles (puramente del magma o con mezcla externa) supera la resistencia del tapón, se produce la erupción explosiva que en primera instancia fragmenta el tapón y da lugar a una típica brecha volcánica (Fig. 8D). Debido a que parte de la energía liberada debe emplearse en romper el tapón del conducto, es por lo que las erupciones vulcanianas generan columnas piroclásticas de menor altura que las plinianas, por lo que se dispersarán por áreas más reducidas y los depósitos piroclásticos, sobre todo los proximales, presentarán una mayor granulometría.

En conclusión, las erupciones vulcanianas son erupciones explosivas a conducto cerrado típicas de magmas ácidos e intermedios, donde los productos

volcánicos principales son los depósitos piroclásticos. La posibilidad de interactuar con aguas subterráneas hace que estas erupciones participen tanto de características propias magmáticas como de las hidromagmáticas.

La erupción de mayo de 1902 del volcán Pelée (*Montagne Pelée* en el original francés), en la isla de Martinica (Antillas francesas), es, probablemente, la erupción más representativa de este mecanismo eruptivo. Esta erupción, que arrasó la población de St. Pierre causando más de 28.000 muertos, fue estudiada con gran detalle por Alfred Lacroix, fotografiando por primera vez la formación de flujos piroclásticos que denominó como nubes ardientes. Asimismo, el término de erupción peleana (equivalente al de vulcaniana) fue propuesto por este vulcanólogo para las erupciones explosivas con formación de domos en los conductos. Basta teclear en los buscadores de internet el nombre del volcán (mejor en francés o inglés), así como el año de la erupción, para encontrar numeroso material sobre el mismo.

Otro volcán con gran profusión de material en la web y que se caracteriza por erupciones vulcanianas a partir de domos que crecen en el interior de su caldera, es el Monte Santa Helena (*Mt. Saint Helens* en inglés) en el estado de Washington, Estados Unidos. En la web del USGS se encuentran numerosos recursos sobre este volcán, especialmente sobre su erupción más famosa, la del 18 de mayo de 1980 que, en gran medida, significó un gran avance en la volcanología moderna.

Erupciones Hidromagmáticas (Surtseyanas y Freatoplínicas)

Estas erupciones ocurren cuando el magma en ascenso interacciona de forma efectiva con agua externa (sea superficial o subterránea), dando lugar a erupciones explosivas. Esta interacción se visualiza como de tipo combustible (magma)-refrigerante (agua), utilizándose modelos analógicos con aceite caliente-agua. Las principales condiciones que esta interacción debe cumplir son una determinada relación de masas entre el agua y el magma, y una gran superficie de contacto, lo que requiere que el magma esté previamente vesiculado por sus propios volátiles.

Sheridan y Wholetz (1981) estudiaron esa relación de masas, estableciendo que la mayor eficacia se daba con relaciones agua/magma de 1/3 (Fig. 9A). Esta mayor eficacia significa que el magma es capaz de vaporizar toda la masa de agua sin que la consiguiente refrigeración le conduzca a una rápida solidificación. Al pasar a vapor toda la máxima masa de agua posible, se genera un aumento drástico de la presión de volátiles en el seno del magma que, inevitablemente, conducirá a su salida de forma explosiva. En relaciones bajas, el magma vaporiza toda el agua externa, pero este vapor apenas supone un incremento en la presión de volátiles, por lo que la erupción se desarrollará de acuerdo con las propiedades físico-químicas propias del magma (por ejemplo, en un magma básico la erupción seguirá siendo estromboliana). Con relaciones altas, por ejemplo, cuando un magma surge en el fondo del mar a grandes profundidades, el volumen de agua es tan grande que es capaz de enfriar bruscamente al magma y la presión hidrostática impide que el vapor creado pueda expandirse fragmentando el magma, por lo que éste desarrollará nuevamente los mecanismos eruptivos propios de su condición: por ejemplo, en magmas básicos serán erupciones efusivas que forman lavas almohadilladas (*pillow lavas* en inglés).

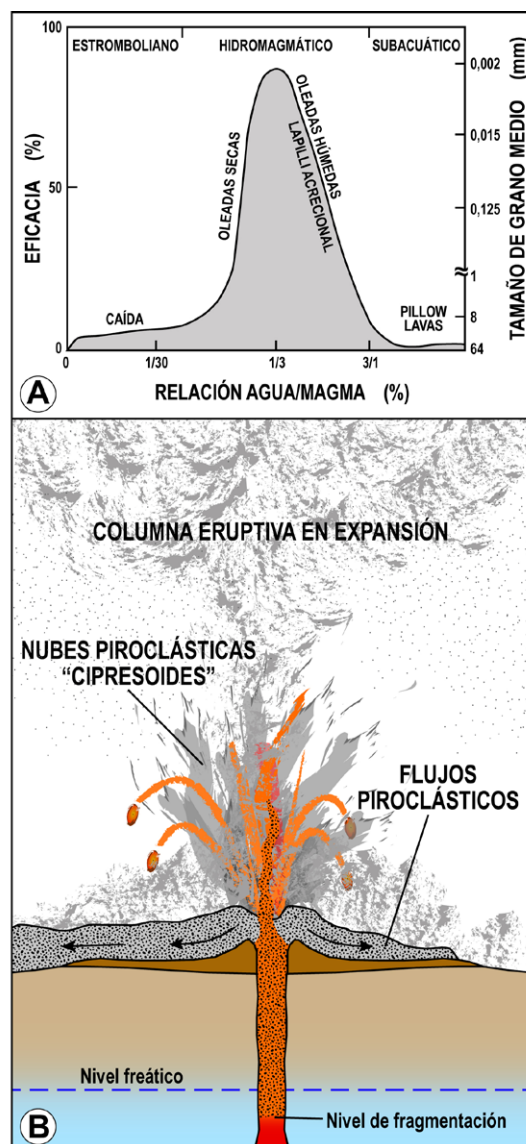


Fig. 9. Erupciones hidromagmáticas. A) Gráfico que expresa las relaciones de masa entre agua-magma, la eficiencia energética termohidráulica y el tamaño de los fragmentos piroclásticos resultantes para magmas básicos (modificado de Wholetz y Sheridan, 1983). B) En interacciones del magma con aguas subterráneas, es necesario que el magma esté previamente vesiculado antes de alcanzar el nivel freático para que el agua pueda penetrar en él (modificado de Carracedo, 1988).

El otro factor que determina la eficacia de la interacción es la superficie de contacto magma-agua. Este factor es crucial cuando la interacción se efectúa con aguas subterráneas en acuíferos profundos, ya que solo será efectiva si el magma está primariamente vesiculado por debajo del nivel freático (Fig. 9B).

Las erupciones hidromagmáticas se caracterizan por columnas piroclásticas en forma de “ciprés” que marcan cada uno de los pulsos eruptivos de la interacción. Asimismo, sus depósitos piroclásticos presentan granulometrías muy finas, lapillis acrecionales² y alto contenido en líticos³.

Las erupciones hidromagmáticas ocurren tanto con magmas básicos (surtseyanas, freatoestrombolinas) como con magmas intermedios y ácidos (freatoplinianas, vulcanianas), pero el mayor contenido en volátiles en éstos últimos, que conduce a una mayor vesiculación primaria, hace que su interacción se desarrolle con mayor superficie de contacto, lo que conduce a una mayor explosividad.

Para las erupciones hidromagmáticas de magmas básicos se suelen acuñar dos nombres, según la interacción del magma sea con aguas subterráneas, en cuyo caso se denominan como erupciones freatoestrombolianas, o con aguas superficiales, que se conocen como erupciones surtseyanas. Este último nombre toma su denominación de una erupción submarina ocurrida en 1963 al sur de Islandia que terminó creando una nueva isla que se llamó Surtsey. En estas erupciones submarinas, la profundidad del suelo oceánico en la que el magma surge determina que la erupción adquiera un carácter efusivo, generando lavas almohadilladas, o explosivo, dando lugar a las erupciones surtseyanas. Esta profundidad se sitúa alrededor de los 100 m (Fig. 10), por encima de la cual la presión hidrostática no inhibe la expansión de los volátiles y establece una relación de masas agua-magma cerca de los valores óptimos.

Un gran número de las erupciones volcánicas que tienen lugar en Islandia son de tipo hidromagmático, ya que en la cima de sus volcanes se localizan voluminosos glaciares. Así, las erupciones del Eyjafjalla en 2010 (ver Perez-Torrado *et al.*, 2010, para detalles de esta erupción) o la del Grímsvötn en 2011 repiten estos patrones de erupciones hidromagmáticas subglaciares. El Instituto de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Islandia tiene en su web (<http://earthice.hi.is/>) información sobre los volcanes activos en Islandia.

La erupción del Krakatoa (estrecho de Sonda, Indonesia) en 1883 es, sin duda, la erupción freatopliniana más famosa y devastadora conocida. Tecleando su nombre en los buscadores de internet se encuentran numerosos recursos sobre esta erup-

² Los lapillis acrecionales son piroclastos con formas esféricas resultado de la coalescencia de partículas cineríticas húmedas. Pueden nuclearse sobre una partícula lítica previa (en ese caso se denominan lapillis acrecionales armados) o no.

³ Los líticos son fragmentos de la roca de caja que se expulsan en las erupciones explosivas. Son típicos en erupciones hidromagmáticas con aguas subterráneas, donde la interacción explosiva con el acuífero en el subsuelo conduce a la fragmentación de la roca de caja que contiene dicho acuífero.

ÍNDICE DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA

A pesar del avance en la clasificación de las erupciones volcánicas que supuso el trabajo de Walker (1973), se seguía sin tener una herramienta que fuera capaz de medir la magnitud de una erupción y tabularla. Al contrario que en el campo de la sismología, en la vulcanología no existe instrumentación que pueda determinar con exactitud dicha magnitud y este problema se agrava cuando se analizan erupciones históricas antiguas. Partiendo de esta necesidad de cuantificar las magnitudes de las erupciones sin el uso de una instrumentación específica, Newhall y Self (1982) crearon el Índice de Explosividad Volcánica o IEV (en inglés original Volcanic Explosivity Index o VEI). Este IEV integra una serie de parámetros específicos como son el volumen de material piroclástico producido, la altura alcanzada por la columna piroclástica o la equivalencia con los mecanismos eruptivos de la clasificación de Walker. De modo similar a la escala de Richter para medir las magnitudes de los terremotos, el IEV oscila entre los valores de 0 a 8, de modo que cada intervalo numérico representa un aumento de diez veces la explosividad volcánica respecto al inmediato anterior (Fig. 11).

No obstante, este IEV tiene serias limitaciones, entre ellas la dificultad en la medición del volumen de material piroclástico arrojado ya que este material es muy fácilmente erosionable y puede dispersarse por enormes extensiones de terreno incluyendo fondos marinos. Otra limitación viene dada por la propia duración de las erupciones, ya que hasta que no acaba (y en ocasiones pueden durar años) no puede conocerse con exactitud el volumen total de piroclastos que ha arrojado y, por tanto, estimar su IEV, si bien pueden darse aproximaciones para algunas de sus fases o pulsos más significativos.

Integrando el IEV con los datos conocidos para las erupciones históricas y holocenas (hasta los 11.700 años antes del presente), se pone de manifiesto dos aspectos muy significativos:

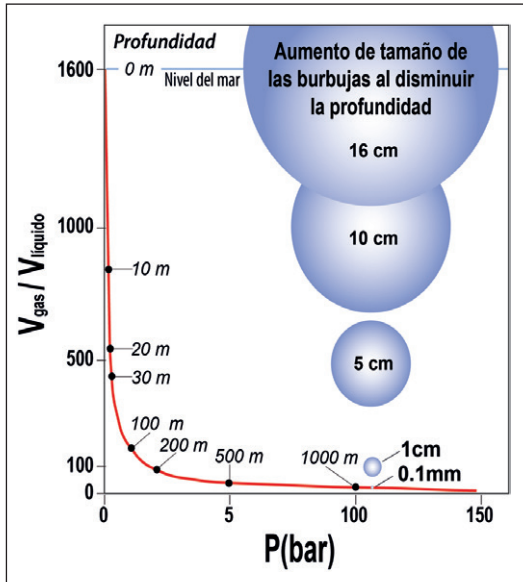


Fig. 10. Relación entre la presión de la columna de agua de mar (equivalente a la profundidad) y la relación del volumen de la molécula de agua en fase líquida y fase vapor. Se observa cómo a partir de la profundidad de 100 m esa relación volumétrica se dispara exponencialmente, lo que es el origen de la explosividad en las erupciones submarinas someras de magmas básicos conocidas como surtseyanas (modificado de Schmincke, 2004).

ción, así como de las erupciones posteriores que han conformado un volcán anidado (Anak Krakatoa, el hijo del Krakatoa) en su caldera de colapso.

En cuanto a erupciones surtseyanas, además de la propia del Surtsey de 1963, puede citarse la del Kavachi, en las islas Salomón, Océano Pacífico. Este volcán submarino ha tenido numerosos eventos eruptivos desde 2001 que han llegado a formar pequeños islotes de material piroclástico que el mar rápidamente ha erosionado. Tecleando en la web los nombres de estos volcanes se consigue numeroso material audiovisual.

ÍNDICE DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA (IEV)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	
Descripción general	No explosiva	Baja	Moderada	Moderada a grande	Grande	← Muy grande →				
Descripción cualitativa	← Efusiva →		← Explosiva →		← Cataclísmica Paroxísmica →					
Tipo de erupción	← Hawaiana →		← Estromboliana →		← Vulcaniana →		← Pliniana →			← Ultraplíniana →
Duración (horas de erupción continua)	← < 1 →		← 1 - 6 →			← 6 - 12 →				← > 12 →
Volumen de tefra (m³)		10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶	10 ⁷	10 ⁸	10 ⁹	10 ¹⁰	10 ¹¹	10 ¹²
Altura de la columna eruptiva (km)	< 0,1	0,1 - 1	1 - 5	3 - 15	10 - 25	← > 25 →				
Inyección en la troposfera	Nula	Escasa	Moderada	← Importante →						
Inyección en la estratosfera	No	No	No	Posible	Segura	← Significativa →				
Ejemplos de erupciones	Kilauea	Estromboli	Unzen (1792)	Nevado Ruiz (1985)	M. Pelée (1902)	M. S. Helens (1980)	Krakatoa (1883)	Tambora (1815)	Toba (69 ka)	

Fig. 11. Cuadro general del Índice de Explosividad Volcánica (modificado de Newhall y Self, 1982). Los datos de los ejemplos han sido extraídos de Siebert et al. (2010).

- 1) Aproximadamente el 93% de las erupciones registradas presentaron una explosividad moderada a baja (IEV < 3), representando las erupciones catalogadas como catastróficas tan sólo un 7% del total.
- 2) El intervalo entre erupciones con IEV < 3 es menor de 1 año, con IEV de 4 a 6 es menor de 100 años y para erupciones con IEV > 6 es muy superior a los 100 años.

Estos datos ponen de manifiesto que las erupciones consideradas como catastróficas son muy escasas y presentan una frecuencia muy baja, lo que ya se explicó en el primer trabajo de este mismo monográfico (Carracedo y Perez-Torrado, 2015).

El Museo Nacional de Historia Natural de la Smithsonian en Estados Unidos ofrece a través de sus publicaciones (por ejemplo, Siebert *et al.*, 2010) y de su web (<http://volcano.si.edu/>), bases de datos de todos los volcanes en el mundo con actividad holocena conocida, ofreciendo diversos motores de búsqueda: por el nombre del volcán, localización, IEV, etc.

CONCLUSIONES

En una erupción volcánica interviene un gran número de parámetros físico-químicos que, además, pueden presentar grandes variaciones a lo largo de sus distintas fases y/o pulsos. Este hecho ha dificultado en gran medida la clasificación sistemática de los mecanismos eruptivos, de forma que los sistemas de clasificación han recurrido en numerosas ocasiones a los productos de la actividad eruptiva como base para la clasificación de sus mecanismos. A lo largo del siglo pasado se sucedieron varias clasificaciones de este tipo con mayor o menor éxito, pero que provocaron una cierta proliferación de divisiones con denominaciones diferentes para un mismo tipo eruptivo. La clasificación de Walker (1973) vino a paliar estos conflictos, proponiendo un esquema clasificatorio basado en parámetros objetivos y perfectamente mesurables en depósitos piroclásticos de caída. De su aplicación surgen ocho diferentes estilos eruptivos, seis magmáticos (hawaiano, estromboliano, subpliniano, pliniano, ultrapliniano y vulcaniano) y dos hidromagmáticos (surtseyano y freatopliniano), que han sido estudiados en este trabajo.

Por otro lado, en un intento de cuantificar la magnitud de una erupción surge el denominado Índice de Explosividad Volcánica (IEV) que integra una serie de parámetros específicos como el volumen de material piroclástico producido, la altura alcanzada por la columna piroclástica, etc. Este IEV oscila en valor entre 0 a 8, de modo que cada valor significa un aumento de diez veces la explosividad volcánica respecto al inmediato anterior.

En consecuencia, puede afirmarse que en la actualidad, gracias a la clasificación de Walker y al IEV, se tienen herramientas precisas para catalogar los mecanismos eruptivos de una determinada erupción volcánica y cuantificar su magnitud.

BIBLIOGRAFÍA

- Báez, W. (2015). La erupción del volcán Villarica del 3 de marzo de 2015: un recordatorio de la extrema dinámica del volcán más activo de Chile. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.1, 126-128.
- Burnham, C.W. (1975). Water and magmas; a mixing model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 1077-1084.
- Carracedo, J.C. (1988). *Procesos, productos y formas volcánicas*. En: Geografía de Canarias. Ed. Interinsular Canaria, 66-104.
- Carracedo, J.C. y Perez-Torrado, F.J. (2015). Peligros volcánicos ¿Predecibles, prevenibles, mitigables?. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.1, 5-11.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V. (1987). *Volcanic successions. Modern and ancient*. Ed. Allen & Unwin, 528 p.
- Francis, P. (1993). *Volcanoes. A planetary perspective*. Ed. Oxford University Press, 443 p.
- Gèze, B. (1964). Sur le classification des dynamismes volcaniques. *Bulletin Volcanologique*, 27, 237-257.
- Heiken, G. y Wholetz, K.H. (1985). *Volcanic ash*. Ed. University of California Press, 246 p.
- Newhall, C.G. y Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research (Ocean & Atmospheres)*, 87, 1231-1238
- Perez-Torrado, F.J. y Fernandez-Turiel, J.L. (2015). Peligros asociados a los depósitos piroclásticos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.1, 59-65.
- Perez-Torrado, F.J., Rodríguez-González, A., Carracedo, J.C., Fernandez-Turiel, J.L., Gimeno, D. y Wiesmaier, S. (2010). Eyjafjalla: El volcán que tuvo en jaque a media Europa. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 18.3, 330-332.
- Pujadas, A., Brusi, D. y Pedrinaci, E. (1999). ¡Los volcanes han cambiado! Nuevos enfoques de terminología volcánica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 7.3, 200-209.
- Schmincke, H.U. (2004). *Volcanism*. Ed. Springer-Verlag, 324 p.
- Sheridan, M.F. y Wohletz, K.H. (1981). Hydrovolcanic explosions: The systematics of water-pyroclast equilibration. *Science*, 212, 1387-1389.
- Siebert, L., Simkin, T. y Kimberly, P. (2010). *Volcanoes of the world. Third edition*. Ed. University of California Press, 568 p.
- Walker, G.P.L. (1973). Explosive volcanic eruption – a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, 62, 431-446.
- Wallace, P. y Anderson, A.T. (2000). *Volatiles in magma*. En: Encyclopedia of Volcanoes (Eds.: H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer y J. Stix). Academic Press, 149-170.
- Wholetz, K.H. y Sheridan, M.F. (1983). Hydrovolcanic explosion II: Evolution of basaltic tuff rings and cones. *American Journal of Science*, 283, 385-413. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 29 de julio de 2014 y aceptado definitivamente para su publicación el 12 de febrero de 2015.