

¿Cómo influyen los volcanes en el clima terrestre?

Benito Fuentes (@metbeni)

NOTA PRELIMINAR: El presente artículo fue publicado originalmente por el autor en el portal de divulgación NAUKAS (<https://naukas.com/>) el 9 de julio de 2019.

Seguro que alguna vez has escuchado que el cambio climático actual no es debido a la actividad humana sino a la acción de los volcanes; que en épocas remotas los gases liberados por las erupciones provocaron drásticos calentamientos globales, glaciaciones o incluso extinciones masivas. ¿Hasta qué punto es cierto? En este artículo compararemos la historia climática y volcánica de los últimos cinco millones de años y explicaremos con detalle cuál es la influencia real de una erupción en el sistema climático.

Tipos de erupciones volcánicas

Lo primero que debemos tener en cuenta es que no todas las erupciones son susceptibles de alterar la composición atmosférica. Más del 90% del magma liberado globalmente tiene composición basáltica, está caracterizado por su bajo contenido en gases, es liberado en erupciones no explosivas y se produce en aguas profundas. El magma de los volcanes en tierra posee en general un contenido mayor de silicio y representa el 85% del aporte de azufre a la estratosfera (*Halmer*).

Por otro lado, las erupciones necesitan tener una potencia mínima para inyectar una cantidad suficiente de gases. En 1982, Newhall y Self definieron el *índice de explosividad volcánica* (VEI) a partir de la cantidad de material expulsado en una erupción. En esta escala cada valor representa un volumen arrojado diez veces superior al anterior (ver tabla).

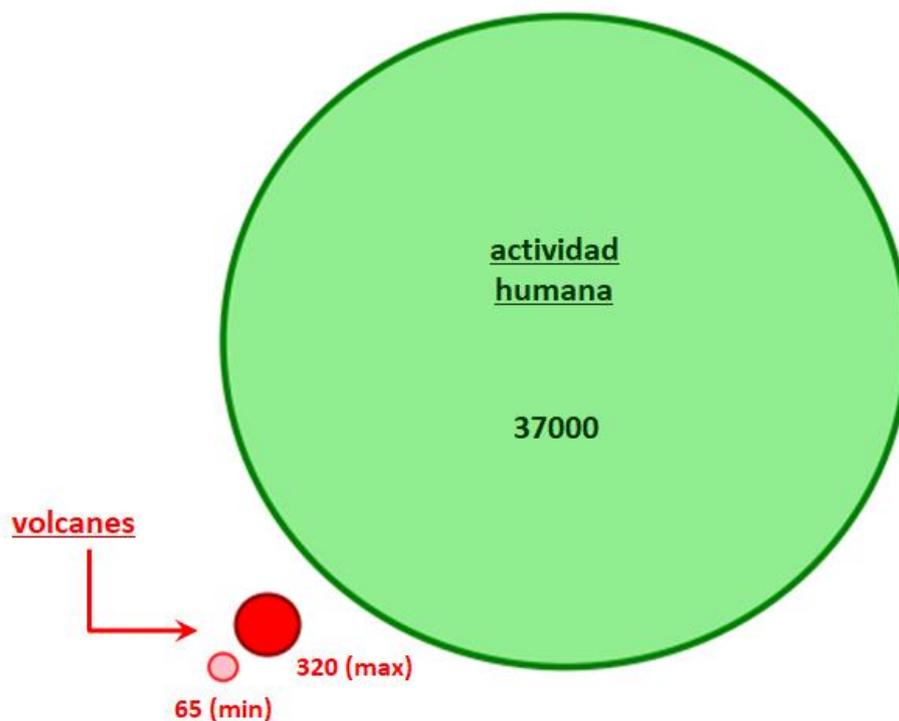
VEI	Denominación	Descripción	Volumen arrojado	Altura de la nube	Frecuencia
0	Hawaiana	No explosiva	<10 000 m ³	< 100 m	Continua
1	Estromboliana	Ligera	> 10 000 m ³	100 m – 1 km	Diaria
2	Estromboliana / Vulcaniana	Explosiva	> 1 000 000 m ³	1 – 5 km	Quincenal
3	Vulcaniana / Peleana	Violenta	> 10 000 000 m ³	5 – 15 km	Cada tres meses
4	Peleana / Sub-Pliniana	Catastrófica	> 100 000 000 m ³ = 0.1 km ³	> 10 km	Cada 18 meses
5	Pliniana	Cataclísmica	> 1 km ³	> 15 km	Cada 12 años
6	Pliniana / Ultraplíniana	Colosal	> 10 km ³	> 20 km	Cada 50-100 años
7	Ultraplíniana	Súper colosal	> 100 km ³	> 20 km	Cada 500-1000 años
8	Ultraplíniana	Apocalíptica	> 1000 km ³	> 25 km	Cada 50 000 años

Clasificación de las erupciones volcánicas en función del Índice de Explosividad Volcánica (VEI).
Tabla elaborada por el autor a partir de datos disponibles en Wikipedia.

Cada año se registran entre 30 y 50 erupciones (*Halmer*) y la mayoría tienen VEI menor o igual a 2, es decir, son pequeñas erupciones. A medida que aumenta la potencia, disminuye la frecuencia con la que se registran: lo normal es que a lo largo de tu vida veas pocas erupciones con VEI=5 y una o ninguna con VEI=6. La última erupción con VEI=7 fue la del Tambora (Indonesia) en 1815 y la última con VEI=8 fue la del Taupo (Nueva Zelanda) hace 26 500 años.

Por otra parte, los traps o inundaciones basálticas son formaciones de basalto provocadas por la liberación a gran escala de enormes cantidades de magma de baja viscosidad, motivo por el cual éste fluye ocupando extensas regiones en lugar de generar volcanes de gran altura. El volumen de magma liberado excede los 1000 km³ y provoca incendios a gran escala, una masiva contaminación del aire, la tierra y el agua, un oscurecimiento durante meses y un enfriamiento posterior que puede durar años. Este fenómeno tiene lugar en escalas geológicas y se piensa que puede estar asociado a algunas extinciones en masa como la del Pérmico. El ejemplo más reciente (a una escala mucho menor) fue el del Laki, Islandia, en 1784.

Los principales gases expulsados por un volcán son el CO₂, SO₂, H₂S, HCl, HF, HBr, OCS y CS₂ siendo los dos primeros los más importantes. En el caso del CO₂, se estima que cada año se expulsan a la atmósfera entre 65 y 320 millones de toneladas de este gas de efecto invernadero. Esta cantidad asombrosa resulta ridícula si la comparamos con las más de 37 000 millones de toneladas que se emitieron en 2017 por la acción humana (*Muntean*); es decir, la actividad humana equivale a más de 100 veces la actividad volcánica. Harían falta entre 3000 y 5000 erupciones cada año para que los volcanes generasen el mismo efecto invernadero que los combustibles fósiles. Si alguien te asegura que el cambio climático actual es por culpa de los volcanes seguramente esa persona ha leído poco sobre el tema.



Comparación del CO₂ emitido anualmente por los volcanes (en rojo) y por la actividad humana en 2017 (verde) en millones de toneladas (Mt). Fuente: elaboración propia a partir de datos del IPCC y Muntean.

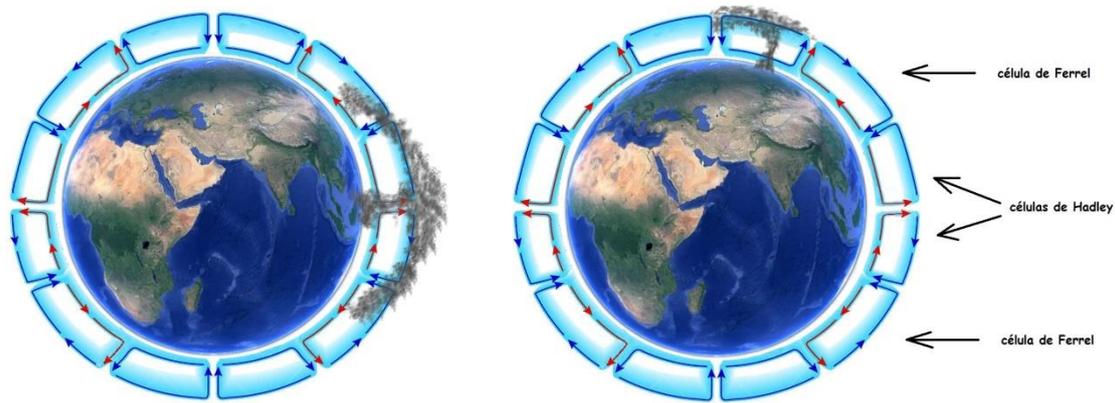
El principal papel de los volcanes en el clima es debido al SO₂, gas del que hablaremos a continuación.

El SO₂

Posiblemente este gas sea el más relevante en una erupción volcánica desde el punto de vista climático. Cuando el SO₂ reacciona con el vapor de agua de la atmósfera forma pequeñas gotitas de ácido sulfúrico con un radio efectivo de 0.5 micras y, por tanto, muy proclives a interactuar con la luz solar a través del scattering o dispersión de la misma. Parte de esta luz es dispersada hacia atrás y se devuelve al espacio reduciendo la cantidad de energía que llega al planeta (*Robock*). No obstante, la mayoría de estos aerosoles son rápidamente oxidados a sulfatos y barridos por la acción de la lluvia por lo que su efecto es prácticamente nulo. Sólo en el caso de una erupción con VEI superior a 3 ó 4 parte del SO₂ es emitido hasta alturas superiores a 15 kilómetros y directamente a la estratosfera, que es una capa atmosférica donde no existe un barrido eficaz, que presenta mucha estabilidad y que permite que estos aerosoles puedan permanecer entre algunos meses y un par de años. De este modo, se acrecienta el albedo planetario (es decir, el porcentaje de energía reflejada) y la temperatura global puede reducirse ligeramente. La velocidad terminal de caída de estas gotitas es del orden de décimas o centésimas de centímetro cada segundo pero tarde o temprano alcanzan la troposfera y entonces son barridas rápidamente (y con ellas su efecto de enfriamiento). Por esta razón los efectos de una erupción volcánica no se extienden más allá de uno o dos años y pasado ese tiempo todo vuelve a la normalidad.

La cantidad anual emitida por la actividad humana supera los 40-50 millones de toneladas pero –al margen de la contaminación– la formación de lluvia ácida y los efectos nocivos en la salud- su efecto en el clima es nulo al permanecer esta cantidad en la troposfera. Por su parte, se estima que los volcanes emiten anualmente unos diez millones de toneladas de SO₂ de los cuales aproximadamente el 10% llega a la estratosfera (*Halmer*). El 90% restante permanece en la troposfera y su efecto en el sistema climático también es nulo. Para que el efecto en la temperatura global sea apreciable es necesaria una inyección masiva de aerosoles a la estratosfera que sea proporcionada por erupciones con VEI mayor o igual a 5 y, a ser posible, con VEI mayor o igual a 6, algo que como mucho suele ocurrir una o dos veces cada siglo. El último caso lo protagonizó en 1991 el volcán Pinatubo en Filipinas: desde el 13 hasta el 15 de junio la erupción inyectó 20 millones de toneladas de SO₂ a una altura de 25 kilómetros y tres semanas después la nube de aerosoles cubría toda la superficie del planeta, provocando que el año siguiente la temperatura global descendiese entre 0.5 y 0.8 grados (*Parker*).

Otro aspecto a tener en cuenta en una erupción volcánica es el lugar en la que se produce. Dos volcanes en tierra firme con las mismas características afectarán de manera desigual si se encuentran en diferentes latitudes. Las cenizas del volcán se propagan rápidamente en longitud pero lentamente en latitud. Si la erupción tiene lugar cerca del ecuador, las cenizas pueden propagarse hacia los polos gracias a las células de Hadley y Ferrel pero si se produce en latitudes altas las cenizas quedan restringidas al hemisferio donde se produjo la erupción y su efecto será menor. Climatológicamente, los volcanes pueden clasificarse como extratropicales (latitudes por encima de 30 grados) y tropicales o ecuatoriales (por debajo de 30 grados) (*Gornitz*).



Representación aproximada y muy simplificada de la propagación meridional de las cenizas de un volcán ecuatorial (izquierda) y de otro extratropical (derecha). Fuente: Benito Fuentes.

Efectos en el clima

Los aerosoles procedentes de una erupción volcánica dispersan la radiación solar visible (onda corta), reflejan y absorben en el infrarrojo cercano (NIR) y absorben y reemiten en la banda del infrarrojo y microondas (onda larga) dando lugar a forzamientos radiativos que pueden llegar a ser significativos en el sistema climático (*Stenchikov*). Los efectos son inapreciables para una erupción con VEI menor de 5 y son más evidentes para índices VEI iguales o superiores a 6. Los más destacables son los siguientes:

Enfriamiento en verano: la nube de cenizas suele extenderse más por el hemisferio en el que tiene lugar la erupción. El máximo enfriamiento se produce aproximadamente un año después del evento y sigue la declinación solar aunque ligeramente desplazado hacia el hemisferio norte. (*Robock*)

Calentamiento en invierno: aunque parezca contraintuitivo, la respuesta atmosférica a una gran erupción es el calentamiento de la troposfera en zonas continentales del hemisferio norte en invierno. La absorción en el infrarrojo cercano es mayor en el ecuador que en los polos, por lo que el espesor de la estratosfera se hace mayor en latitudes bajas y aumenta el gradiente latitudinal incrementándose la corriente en chorro de la noche polar. Este chorro realzado favorece que la circulación en el hemisferio norte adopte el patrón baroclínico (*Robock*) en el cual existen anomalías positivas de temperatura en Europa, Norteamérica y el centro y este de Asia.

Simulaciones llevadas a cabo por *Muschitiello et al.* señalan que los dos efectos anteriores son inexistentes cuando la erupción tiene lugar en latitudes altas y en invierno porque la radiación solar es muy escasa (en la zona polar incluso nula) y la adición de aerosoles apenas conlleva reducción en la radiación incidente; además, existe una disminución de las reacciones químicas productoras de aerosoles. Cuando la erupción tiene lugar en latitudes altas y en verano los dos efectos anteriores sí son evidentes porque la intensidad de la radiación incidente se encuentra en su valor máximo.

Calentamiento de la estratosfera: está causado por la absorción en el infrarrojo cercano en su cima de la capa y por la absorción de radiación de onda larga proveniente de la superficie terrestre en su base. En el caso del Pinatubo el calentamiento fue entre 3 y 4 °C (*Stenchikov*).

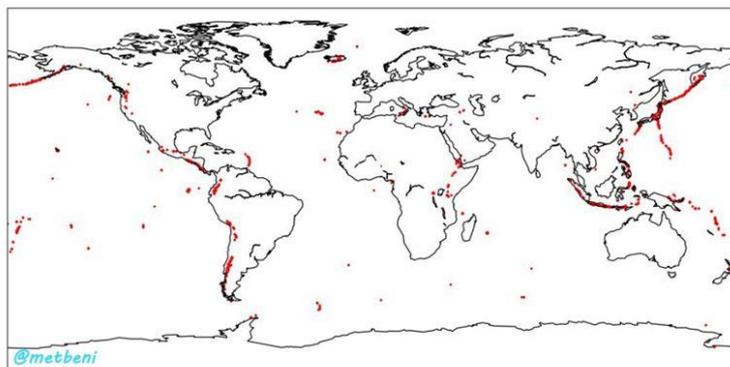
Disminución del ozono: por ejemplo, tras la erupción del Pinatubo la columna de ozono se redujo un 2% en zonas tropicales y un 7% en latitudes medias. En la nube de cenizas la reducción alcanzó el 20% (*Robock*).

Calentamiento del Pacífico ecuatorial y oriental: las grandes erupciones volcánicas favorecen un acoplamiento océano-atmósfera propensa al establecimiento de la fase El Niño. Si la zona ya se encontraba en esta fase, se refuerza. Si la zona se encontraba en la fase La Niña, ésta se debilita y adelanta su transición a El Niño. Esto se traduce en una anomalía cálida en la zona ecuatorial central y oriental del Pacífico que, a su vez, aumenta la precipitación y el transporte de calor a la atmósfera. (*Ohba*).

Repaso histórico

En este apartado vamos a examinar la posible influencia de los volcanes en los últimos 600 años. Para ello, se han seleccionado un total de 5753 erupciones desde 1450 hasta 1994 obtenidas de la base de datos del Smithsonian Institution y se han contrastado con la reconstrucción de temperatura media anual en el hemisferio norte desde 1400 (*Briffa*). La primera observación al respecto es que del total de erupciones solamente el 15% es susceptible de provocar un descenso de temperatura (VEI igual o superior a 3) aunque, como veremos a continuación, este porcentaje es muchísimo más bajo porque las erupciones con VEI inferior a 5 son incapaces de inyectar una cantidad significativa de aerosoles a la estratosfera.

VEI<3	4873
VEI=3	665
VEI=4	161
VEI=5	41
VEI=6	12
VEI=7	1
VEI=8	0
Total	5753



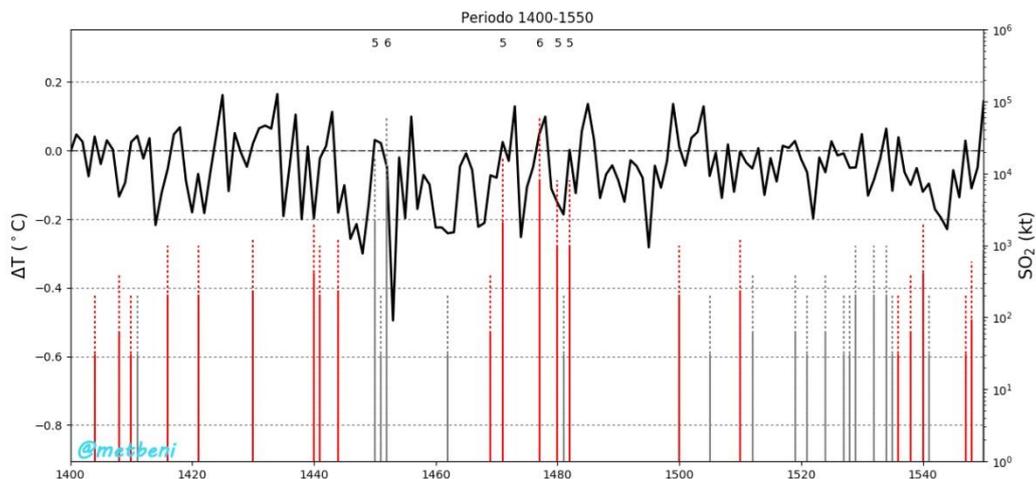
Localización geográfica de las erupciones analizadas en la tabla resumen de la izquierda. Elaboración propia, Benito Fuentes

Las siguientes gráficas muestran la anomalía de temperatura en negro (respecto a la media 1881-1960) y líneas verticales que representan el volumen de SO₂ en miles de toneladas emitido durante un año concreto. Hemos de hacer tres comentarios previos.

1. El volumen de SO₂ ha sido calculado a partir del índice VSI (Volcanic Sulfur Dioxide Index) obtenido a partir de una transformación lineal del índice VEI (*Schnetzler*) y que ofrece valores máximos y mínimos para cada tipo de erupción. Para cada año se han sumado las emisiones totales de SO₂ de todas las erupciones con VEI mayor o igual a 3

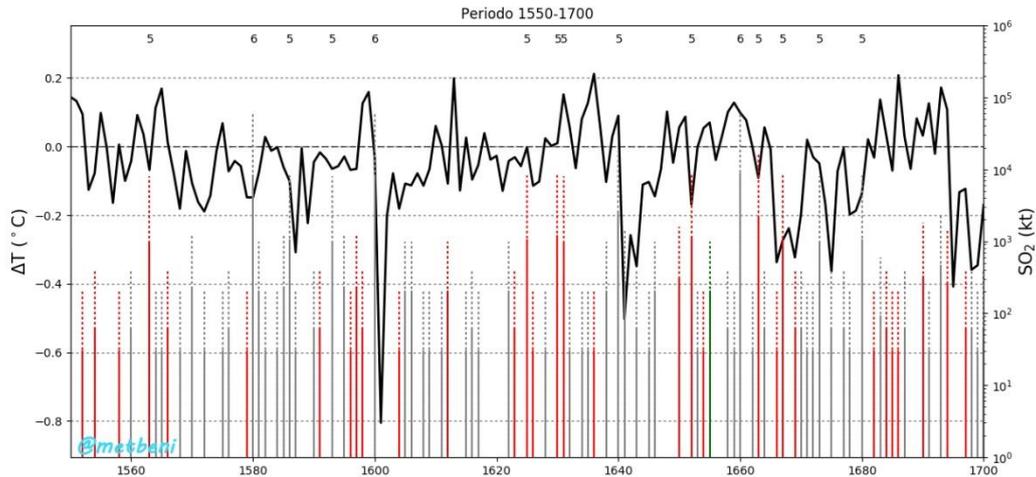
acaecidas ese año y se han dibujado con una línea continua (mínimo) y discontinua (máximo). La escala del índice VSI es aproximadamente logarítmica de manera que una erupción VSI=7 libera diez veces más aerosoles que una VSI=6, 100 veces más que una VSI=5, 1000 veces más que una VSI=4, etc. En la parte superior de cada gráfica se señala la máxima erupción registrada cada año si su VEI es igual o superior a 5.

- No todo el volumen de SO₂ calculado es susceptible de llegar a la estratosfera y parte de él queda en la troposfera. Dos erupciones con el mismo VEI no tienen por qué generar la misma extensión ni altura de nube de aerosoles y, por tanto, no afectan de la misma manera. La localización geográfica de las mismas también influye (en rojo, las erupciones por encima de la latitud 30 °N, en verde aquellas por debajo de la latitud 30° S y en gris las ecuatoriales).
- El sistema climático presenta una variabilidad natural generada por multitud de causas y es muy difícil estudiar cada una por separado. En nuestro caso es posible que el efecto de una gran erupción pueda verse exagerado si el sistema presentaba una tendencia al enfriamiento o, al contrario, que este efecto sea suavizado si el sistema presentaba una tendencia al calentamiento. Hay que tener en cuenta que la mayor parte del periodo representado a continuación se enmarca dentro de la “Pequeña Edad de Hielo” caracterizada por la rápida variabilidad climática. Las gráficas de temperatura presentan mucho ruido y no es sencillo separarlo de la señal que queremos estudiar.



Anomalía de temperatura media en °C en el hemisferio norte (curva negra) y volumen anual de SO₂ en kilotoneladas arrojado a la atmósfera por las erupciones con VEI≥3 (líneas rojas, grises y verdes). Elaboración propia (datos de Briffa y del Smithsonian Institute).

La primera erupción destacable es la del volcán Kuwae en Vanuatu (1452, VEI=6) con un descenso de temperatura de casi 0.5 °C y cuyas consecuencias se dejaron sentir sobre todo en China la primavera del año siguiente: las terribles nevadas caídas provocaron la muerte por congelación de decenas de miles de personas y se perdió gran parte de la cosecha de trigo. La erupción del volcán islandés Bardarbunga en 1477 (VEI=6) ha sido la más alta registrada en la isla hasta la fecha; su influencia a priori es escasa, aunque quizás podría haber frenado un calentamiento que se estaba registrando hasta ese momento.

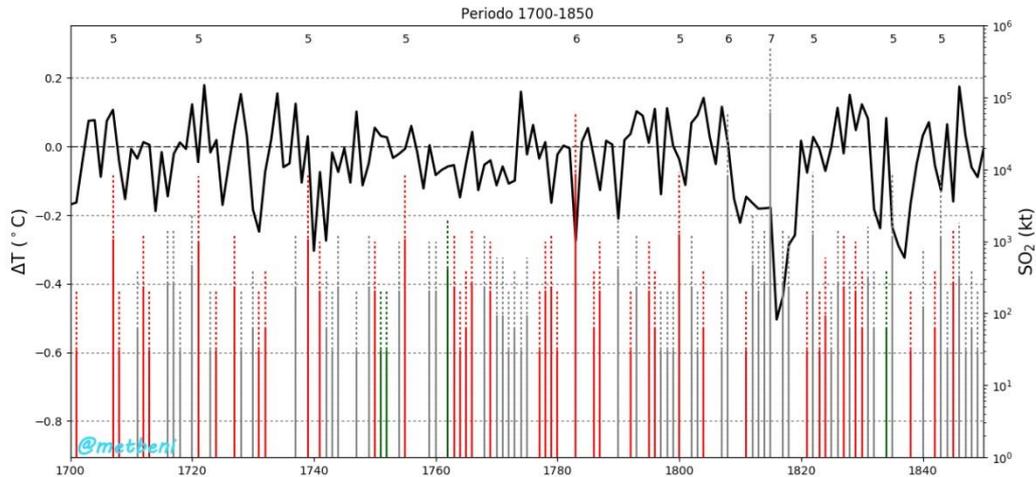


Anomalía de temperatura media en °C en el hemisferio norte (curva negra) y volumen anual de SO₂ en kilotoneladas arrojado a la atmósfera por las erupciones con VEI \geq 3 (líneas rojas, grises y verdes). Elaboración propia (datos de Briffa y del Smithsonian Institute).

La erupción del Billy Mitchell (1580, VEI=6) no parece haber tenido una clara influencia pero sí la tuvo la del Huaynaputina (1600, VEI=6), un volcán cerca de Arequipa, Perú. El año 1601 fue el más frío de los últimos 600 años y en algunas zonas el más frío de los últimos 1500. Se estima que expulsó 40 megatoneladas de SO₂, el descenso de temperatura rozó 1 °C y sus efectos se hicieron notar en todo el planeta.

En 1640 hubo dos erupciones con VEI=5 aunque es bastante probable que la disminución marcada que se aprecia en la gráfica pudiera ser debida también a otras causas. Tampoco se aprecia una influencia clara en la erupción del Long Island (1660, VEI=6) ni en los 20 años posteriores. Se especula que ese periodo frío pudo ser debido al Mínimo de Maunder aunque no hay datos concluyentes y sigue siendo pura especulación. Existe otro descenso muy marcado a finales del siglo XVII pero no parece haber ninguna erupción involucrada (o, al menos, hasta hoy no ha podido encontrarse). Durante casi todo el siglo XVII es difícil establecer una causa directa con la temperatura aunque quizás algunas erupciones con VEI=5 pudieron influir levemente.

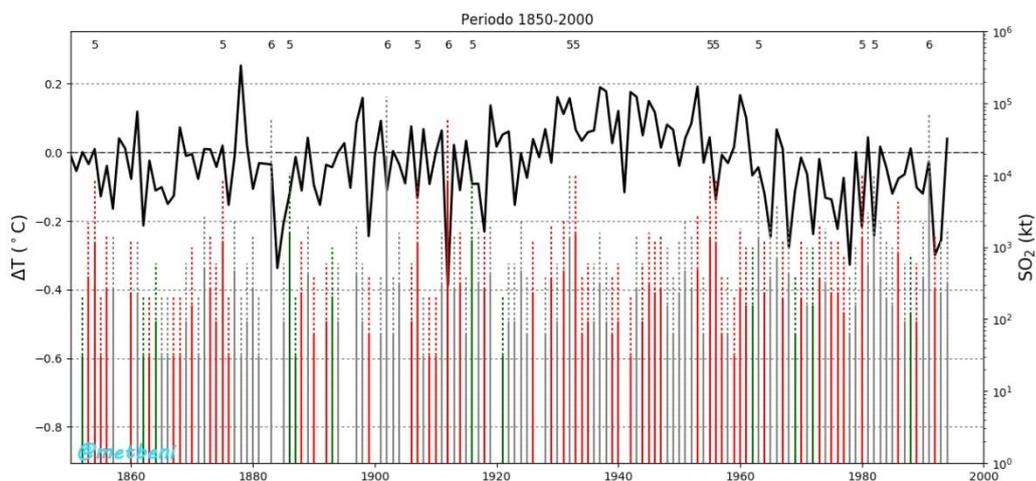
En junio de 1783 el volcán islandés Laki (VEI=6) entró en erupción y el tenue velo que era apreciable a simple vista sobre Europa durante meses llevó a pensar a Benjamin Franklin que esa fue la causa del invierno muy frío del año siguiente. Es el ejemplo mejor documentado de un trap pero hoy día existen dudas de su influencia en el sistema climático porque de ser así hubiese implicado un ligero aumento de la temperatura media en invierno en Europa y porque, al no ser una erupción relativamente violenta, no fue capaz de inyectar cantidades significativas a la estratosfera. Liberó 15 km³ de cenizas y 122 Mt de SO₂ durante una erupción que se prolongó al menos ocho meses y que, según *Gornitz*, registró algunos episodios suficientemente vigorosos para inyectar el 80 % del SO₂ (100 Mt) a la estratosfera baja. La erupción del Asama (VEI=5) ese mismo año también pudo haber ayudado.



Anomalía de temperatura media en °C en el hemisferio norte (curva negra) y volumen anual de SO₂ en kilotoneladas arrojado a la atmósfera por las erupciones con VEI_≥3 (líneas rojas, grises y verdes). Elaboración propia (datos de Briffa y del Smithsonian Institute).

De todas las erupciones registradas entre 1400 y 1994 ninguna alcanzó la categoría 8 y solamente la del Tambora en 1815 alcanzó la categoría 7. Liberó 160 km³ de cenizas y es la erupción más violenta registrada en los últimos dos milenios. El descenso de temperatura la primavera siguiente fue evidente y ya venía precedido de un descenso previo que quizás pudo ser achacado a una erupción desconocida en 1808 con VEI=6. Los efectos del Tambora fueron terribles los tres años siguientes, destacando el famoso “año sin verano” de 1816 (*Fuentes*): se registraron heladas y nevadas en los meses de mayo y junio; a las decenas de miles de muertos por la erupción se sumaron la pérdida de cosechas, hambrunas, epidemias y revueltas sociales en una Europa que acababa de salir de una dura década marcada por las guerras napoleónicas.

La erupción del Cosigüina en Nicaragua (1835, VEI=5) también tuvo cierto impacto en la temperatura media del hemisferio norte.



Anomalía de temperatura media en °C en el hemisferio norte (curva negra) y volumen anual de SO₂ en kilotoneladas arrojado a la atmósfera por las erupciones con VEI_≥3 (líneas rojas, grises y verdes). Elaboración propia (datos de Briffa y del Smithsonian Institute).

Como ya se señaló anteriormente, no todas las erupciones afectan de la misma manera. Tras la erupción del Askja (1875, VEI=5) existió un pequeño descenso de la temperatura pero seguido de un marcado ascenso. Posiblemente la influencia de este evento en el sistema climático se vio contrarrestada por los dos años de ENSO negativo (El Niño – Southern Oscillation) extremadamente intensos registrados en 1875 y 1876. La explosión del Krakatoa (1883, VEI=6) es la más famosa. La onda de presión asociada se detectó en todos los barógrafos del planeta, se escuchó a miles de kilómetros de distancia y generó terribles tsunamis que causaron la muerte a 40000 personas. La temperatura descendió unos 0.25 °C tras esta erupción. Otros descensos similares podrían achacarse a las erupciones del Novarupta (1912, VEI=6) y Agung (1963, VEI=5).

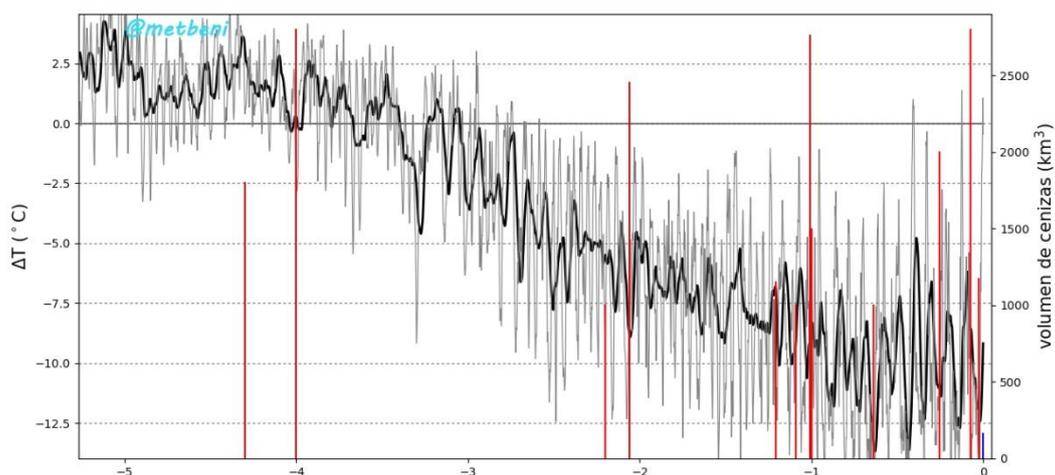
Las erupciones más estudiadas son las de El Chichón (1982, VEI=5) y Pinatubo (VEI=6, 1991), siendo esta última la mayor en más de 100 años y con un descenso de la temperatura global entre 0.5 y 0.8 °C.

En resumen, aunque la influencia de una gran erupción en el albedo planetario es clara, no se puede afirmar que los efectos en el sistema climático sean lineales. Solamente aquellas con VEI mayor o igual que 6 y muy pocas con VEI=5 parecen tener efectos evidentes. Esto representa menos del 1% de toda la actividad volcánica y desmitifica la exagerada importancia que se le da a los volcanes en su relación con la atmósfera. Otro aspecto importante a señalar es que los efectos no duran más de dos o tres años: tras un descenso brusco de la temperatura le sigue otra recuperación igual de rápida.

Megaerupciones, edades de hielo y grandes extinciones

Durante los últimos 2-3 millones de años se han sucedido en nuestro planeta diferentes glaciaciones de una duración aproximada de 100 000 años separadas por periodos interglaciales más cálidos y breves. Pese a que la actividad volcánica es un factor secundario, con frecuencia aparecen noticias o comentarios asegurando que es la causa de estos largos periodos fríos. La gráfica siguiente muestra un registro de la temperatura media de los últimos 5 millones de años (en gris) superpuesta a las mayores erupciones registradas en ese mismo periodo (las llamaré coloquialmente “megaerupciones”). Si una de estas megaerupciones fuese capaz de provocar una glaciación dejaría un registro evidente en la media móvil de los últimos 40 000 años en cada punto (curva negra).

Las líneas rojas representan el volumen de cenizas expulsado y para dar una idea de su magnitud se compara con la línea azul al final de la gráfica, que representa la peor erupción de los últimos 2500 años, la del Tambora, que liberó 160 km³ de cenizas. En la gráfica se observa que estas megaerupciones no fueron lo suficientemente intensas como para provocar un descenso prolongado de la temperatura. El tiempo de residencia de los aerosoles es muy pequeño y el enfriamiento fue pasajero (años o décadas). Además, existen periodos muy fríos que no están vinculados a ningún evento de este tipo. Por tanto, a lo largo de la historia reciente de nuestro planeta es posible que determinadas erupciones hayan ayudado al establecimiento de un periodo frío pero en ningún caso han sido el factor determinante.



Temperatura media global en °C (curva gris), media móvil de los 40 000 años anteriores en cada punto en °C (curva negra), emisiones de cenizas en km³ (en rojo) y emisión de ceniza del Tambora en km³ (azul) de los últimos 5.3 millones de años. Elaboración propia (datos de De Boer).

Al principio del artículo comentábamos que la liberación anual de CO₂ por los volcanes resulta insuficiente para provocar un calentamiento pero en el caso de una megaerupción puede ser diferente. El CO₂ no se elimina con tanta rapidez y su efecto sería más prolongado en el tiempo (siglos a milenios). Al rápido enfriamiento provocado por los aerosoles le seguiría un calentamiento más lento y continuado provocado por el CO₂.

Las tres mayores extinciones en masa coinciden con grandes eventos volcánicos: los traps siberianos con la extinción del Pérmico (hace 250 millones de años, Ma), los traps del Atlántico Central con la extinción del Triásico (hace 200 Ma) y la de los traps del Decán con la extinción del Cretácico (hace 65 Ma). Algunos autores (*White y Saunders*) defienden que la probabilidad de coincidencia es de 1 entre 2000 y que, además, también existe una modificación posterior de la química oceánica tras estos grandes eventos. Por tanto, debe existir una causa-efecto. Las grandes cantidades liberadas de CO₂ sí serían suficientes para provocar hipoxia en los océanos y aumentar su acidez disminuyendo la biodiversidad; además, el aumento inicial de temperatura liberaría enormes cantidades de hidratos de metano que dispararían el efecto invernadero y darían lugar a una serie de reacciones en cadena provocando la extinción masiva. Otros autores (*Gornitz*) dudan de que los traps hayan sido el factor primordial en estas tres extinciones masivas. En el caso de las extinciones del Pérmico y el Triásico se liberaron 3.5 millones de km³ de ceniza durante 0.5 Ma (compárese con los 160 del Tambora o los 1500-2500 de las megaerupciones). Esto nos da una emisión de entre 30 y 40 megatoneladas de CO₂ anuales, una cantidad ridícula para provocar la extinción masiva. En el caso del Cretácico, la hipótesis del meteorito es la más aceptada hoy en día.