

VULCANISMO Y CAMBIO CLIMÁTICO

JOSÉ MARÍA FÚSTER CASAS
Real Academia de Ciencias

INTRODUCCIÓN

El balance energético entre las radiaciones solares que recibe el planeta y las que desde la Tierra se vuelven a emitir al espacio exterior condiciona el clima del mundo en que vivimos. Esto es debido a que las radiaciones solares, de pequeña longitud de onda, pueden ser en parte reflejadas al exterior (albedo), pero en su mayoría son captadas por la atmósfera y la superficie para ser reemitidas como radiaciones terrestres de mayor longitud de onda. La absorción de estas radiaciones terrestres por algunos componentes de la atmósfera (los llamados «gases con efecto invernadero», H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2O_5 , O_3 , etc.) hacen que la temperatura media en la superficie sea aproximadamente de $15^\circ C$ en lugar de ser de $-18^\circ C$. Se crean así unas condiciones favorables para el desarrollo de la vida. Este efecto invernadero natural representa, en términos energéticos, $160 W/m^2$; de ellos, la mayoría se deben al vapor de agua y al CO_2 , mientras que los efectos térmicos debidos a los otros gases son de menor importancia.

La modificación, por la actividad humana o por otras causas, del contenido en la atmósfera de los gases con efecto invernadero, especialmente por el aumento del tenor de CO_2 , originado fundamentalmente por la combustión de sustancias energéticas fósiles, ha creado un estado de opinión generalizado en el sentido de que si no se limita la producción de CO_2 puede subir algo más la temperatura media del planeta, desencadenando una serie de fenómenos adversos que por algunos son considerados catastróficos.

Sin embargo, para evaluar el sentido de los cambios climáticos es necesario tener en cuenta los diferentes agentes que condicionan el clima, entre otros la cantidad y distribución de la energía solar que recibe el planeta, la actividad y dinámica de los intercambios entre la atmósfera y la hidrosfera y la actividad volcánica. Este último aspecto será el objeto de este trabajo.

En los procesos volcánicos los gases que los magmas tienen disueltos se incorporan a la atmósfera modificando, aunque sea temporalmente, su composición. Aunque algunos gases volcánicos (H_2O , CO_2) pueden contribuir a

aumentar la cantidad de los gases de efecto invernadero en una proporción poco significativa, otros como el SO_2 , cuando es inyectado en las partes altas de la atmósfera, pueden formar aerosoles de ácido sulfúrico que junto al polvo volcánico limitan la llegada de radiaciones solares a la superficie provocando un enfriamiento de la troposfera. El proceso volcánico actúa mediante estos mecanismos como un factor antagonico al de los gases que, como el CO_2 , pueden contribuir a aumentar las temperaturas troposféricas.

Conviene tener presente, para poder juzgar los efectos en el clima de estos factores antagonicos, que el aumento de los gases de efecto invernadero debido a la actividad humana es un proceso continuo y por ahora creciente, en tanto que las modificaciones causadas por la actividad volcánica son intermitentes, aunque sus efectos puedan contrarrestar ampliamente en un determinado período a los debidos al incremento del dióxido de carbono en la atmósfera.

EL FENÓMENO VOLCÁNICO COMO AGENTE CLIMÁTICO

Algunos ejemplos históricos

Numerosas erupciones volcánicas que han tenido lugar en épocas históricas han estado acompañadas o seguidas de períodos de oscurecimiento o al menos de atenuación de la luz solar. Con frecuencia, a estos períodos de oscurecimiento, que en general no eran de mucha duración, seguían épocas de varios meses o pocos años con temperaturas menores que lo normal en las que las cosechas se estropeaban o perdían. En regiones muy dependientes de su producción agrícola, una caída importante de rendimientos era a menudo suficiente para provocar hambrunas y disturbios sociales que muchas veces eran más mortíferos que los causados directamente por las erupciones volcánicas. Veamos algunos ejemplos:

Erupción del Etna en el 44 a. C. Según los autores clásicos, en el año 44 a. C. tuvo lugar en Sicilia una gran

erupción del Etna. En Italia, la cantidad de ceniza o polvo volcánico en suspensión en la atmósfera fue tal que el Sol se oscureció en Roma. Como el oscurecimiento coincidió con el asesinato de César, lógicamente se atribuyó este fenómeno atmosférico a la influencia divina.

En los años 44 y 43 a. C. se perdieron prácticamente las cosechas de grano de los países del norte de África, provocándose una hambruna generalizada en buena parte del Imperio. Algunos consideran que es difícil atribuir al Etna todos estos fenómenos, pues aunque este volcán tuvo una erupción en el año 44 a. C. no fue de extraordinaria magnitud. Es posible que todos estos fenómenos se debieran a alguna gran erupción, probablemente del sudeste de Asia, cuyas consecuencias fueron reflejadas en las crónicas contemporáneas de la dinastía Han en China.

Erupciones del Laki en Islandia en 1783. Durante varios meses, en 1783, una fisura eruptiva, que llegó a tener 27 km de longitud, emitió desde una serie de centros una gran cantidad de coladas basálticas (12,4 km³) que inundaron dos amplios valles fluvio-glaciares hasta cerca de la costa sudeste de Islandia. Las efusiones basálticas estuvieron acompañadas de abundantes emisiones de gases volcánicos, entre ellos de compuestos fluorados, que contaminaron los pastos, produciéndose un envenenamiento generalizado del ganado, el principal sustento de la población. La hambruna que se desató tuvo efectos apocalípticos, pues provocó la muerte del 25 % de la población islandesa.

Ese mismo año, en Europa se formó una niebla seca persistente, con atenuación muy fuerte de la iluminación solar seguida de un invierno muy severo con pérdida de cosechas al año siguiente. El año 1784 fue considerado el más frío en Europa occidental. Franklin, que en aquella época residía en Francia como representante de los Estados de la Unión, tuvo la intuición genial de relacionar la calina persistente y las anomalías climáticas con las erupciones de Islandia. El análisis de los fenómenos climáticos relacionados con la erupción del Laki puede ser complicado, pues en el mismo año 1783 existió una importante erupción en el volcán Asama (Japón) en la que se produjo una importante emisión de productos volcánicos a la alta atmósfera. ¿Llegaron estos productos a Europa? De todas formas, la deducción de Franklin es el punto de partida científico sobre las relaciones vulcanismo-clima.

Erupción del Tambora (Indonesia) en 1815. Considerada la erupción más importante de los últimos 10.000 años, el volcán Tambora, situado en la isla de Sumbawa (Indonesia), originó, en una serie de explosiones que fueron oídas hasta 2.000 km de distancia, escalonadas entre el 5 y el 10 de abril de 1815, una columna eruptiva para la que se ha calculado una altitud de unos 33 km. Se dispersaron 150 km³ de pómez y otros productos piroclásticos, en un amplio sector de Indonesia. En Java, situada a unos 500 km de la erupción, se depositaron varios centímetros de «ceniza» volcánica, pero la mayor parte del material expulsado circuló a ras del suelo como coladas

piroclásticas que recubrieron la isla y penetraron en el océano inmediato, provocando nuevas explosiones. La erupción del Tambora causó directamente unos doce mil muertos, pero las pérdidas de cosechas en una región como ésta, dependiente de una agricultura de subsistencia, ocasionaron más de noventa mil muertos.

Además de los efectos directos de la erupción del Tambora en Indonesia, la introducción en la estratosfera de grandes proporciones de polvo volcánico y gases provocó una atenuación de la luz solar que se dejó sentir en Norteamérica y Europa, no obstante estar situado el Tambora en el hemisferio Sur.

El año siguiente a la erupción del Tambora, el de 1816, es conocido en los anales climatológicos como el «año sin verano». Las temperaturas en el Hemisferio Norte, especialmente las mínimas, fueron anormalmente bajas; las lluvias e incluso las nevadas fueron generales durante los meses de verano, provocando una pérdida o disminución generalizada de las cosechas, con las consiguientes hambrunas y problemas sociales.

Erupción del Krakatoa (Indonesia) en 1883. Quizás sea éste el volcán más conocido en los anales vulcanológicos, pues durante los días 26 y 27 de agosto de 1883, a través de grandes explosiones, lanzó a la atmósfera unos 20 km³ de piroclastos de composición dacítica y material volcánico pulverizado que se dispersó por la estratosfera de todo el mundo. El polvo y gases volcánicos en suspensión en la atmósfera fueron la causa de fenómenos ópticos anormales (crepúsculos con luminosidades anómalas, coronas solares, calinas, etc.) que se observaron en todo el mundo hasta muchos meses después de la erupción. Tras la explosión inicial, la nube eruptiva, emplazada en la estratosfera, se desplazó en dirección oeste dando la vuelta al mundo en poco más de diez días. Inicialmente asignada a la zona ecuatorial, se fue diluyendo y difundiendo hacia las latitudes del Hemisferio Norte afectando la mayor parte de Europa y la mitad inferior de Norteamérica; dio varias vueltas al mundo. Todos estos fenómenos fueron estudiados por una comisión nombrada por la Royal Society.

Los efectos climáticos de la erupción del Krakatoa, que inicialmente se pensaba que eran debidos al filtrado de las radiaciones solares por el polvo volcánico, no fueron excesivamente severos. Su evaluación, como la de cualquier erupción que ha tenido lugar en épocas pasadas, es aproximada teniendo en cuenta la escasez y las diferencias de calidad de los registros meteorológicos en la época en que tuvo lugar la erupción. Aun así se supone que el descenso térmico debido a la erupción del Krakatoa debió de ser de unas décimas de grado centígrado.

De estos ejemplos, el Etna y el Laki son volcanes efusivos que derraman lavas en superficie; aunque emitan una proporción importante de gases a la atmósfera, éstos en su mayor parte se difunden en la troposfera. En cambio, Tambora y Krakatoa son volcanes explosivos en los que los productos volcánicos pulverizados y los gases alcanzan las capas altas de la atmósfera y se distribuyen por todo el planeta.

¿Qué tipos de erupciones inciden en la modificación climática?

Los gases volcánicos, que en mayor o menor proporción están disueltos en el magma fundido cuando está localizado en profundidad, al acercarse a la superficie se separan del sistema por descenso de la presión confinante, formando una fase gaseosa que se concreta en infinidad de pequeñas burbujas o vacuolas que por expansión y coalescencia tienden a separarse del resto del magma fundido.

Cuando la proporción de gases disueltos en un magma es relativamente reducida y su viscosidad no es muy alta, los productos volátiles se desprenden con facilidad hacia la atmósfera mientras el magma fluye desde el punto de emisión en forma de corriente de lava. Los gases, al desprenderse, proyectan al aire partículas de lava o de productos sólidos (piroclastos) que después se depositan en torno al centro de emisión (figura 1a). En estas circuns-

tancias, los gases volcánicos ascienden en la atmósfera hasta altitudes moderadas (figura 2), como máximo unos pocos kilómetros. Estos tipos de erupción, denominados en la literatura volcánica clásica como estrombolianos o hawaiianos, expulsan los productos ígneos y los gases dentro de la troposfera. En general, no tienen efectos climáticos importantes excepto los puramente locales.

En cambio, en magmas de alta viscosidad y con contenido en gases elevado (figura 1b), la abundancia de vacuolas en expansión dentro de los conductos volcánicos puede llegar a provocar la fragmentación de la «espuma» magmática, originando un sistema disperso de pequeños fragmentos de lava dentro de la masa de gases en expansión.

La energía cinética de estos gases en expansión a elevada temperatura es suficiente para que desde la boca o cráter del volcán se proyecte hacia la atmósfera un chorro de los gases inicialmente disueltos, mezclado con partículas fundidas o en proceso de solidificación del magma erup-

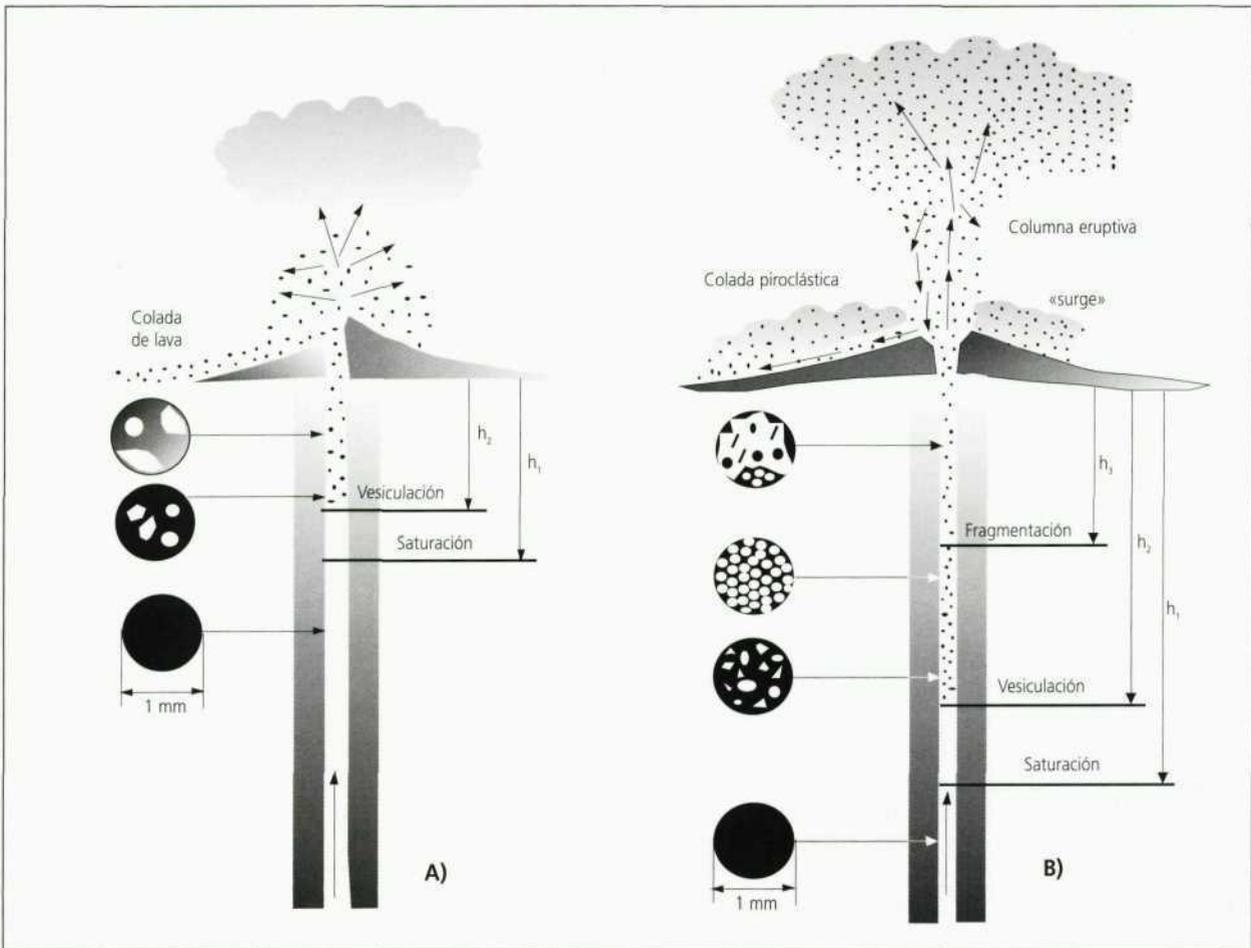


Fig.1.- Modalidades de desgasificación de los magmas en el curso de una erupción. En el interior del conducto, los gases están disueltos en la fase fundida, pero al ascender, superada la profundidad de saturación, los gases se individualizan en vesículas o vacuolas que forman una fase independiente. En **A)** donde existe una proporción moderada de gases, éstos se separan en el punto de emisión proyectando al exterior productos piroclásticos; una buena parte del magma se extiende en superficie formando coladas de lava. En **B)** la proporción de gases es suficiente para provocar en el interior del conducto la fragmentación del magma que sale al exterior formando un chorro de partículas que se proyectan a la atmósfera o caen originando coladas piroclásticas formadas por gases y productos fragmentarios. Los círculos representados a la izquierda de cada figura esquematizan el estado del magma a la escala microscópica; en blanco, gases desprendidos.

tivo. Este chorro o columna eruptiva, que se mezcla con el aire atmosférico en la zona de salida, asciende dentro de la atmósfera hasta que se agota su energía cinética, llegando a un nivel en donde la densidad de la mezcla de gases volcánicos, aire y partículas sólidas iguala a la densidad de la atmósfera, formando por expansión una nube que se extiende lateralmente.

La altitud que alcanza el chorro o columna eruptiva depende fundamentalmente de la proporción de gases que se han desprendido del magma y de la magnitud e intensidad de la erupción. En determinadas erupciones, que se conocen con el nombre de plinianas¹ el chorro de gases, fragmentos de pómez desgasificada y cenizas supera la tropopausa, distribuyéndose después los gases y parte de las partículas sólidas de acuerdo con la dinámica estratosférica.

Muchas columnas eruptivas (figura 3) alcanzan varias decenas de kilómetros en la alta atmósfera. Como la altitud de la tropopausa varía entre 8-9 km en las latitudes pola-

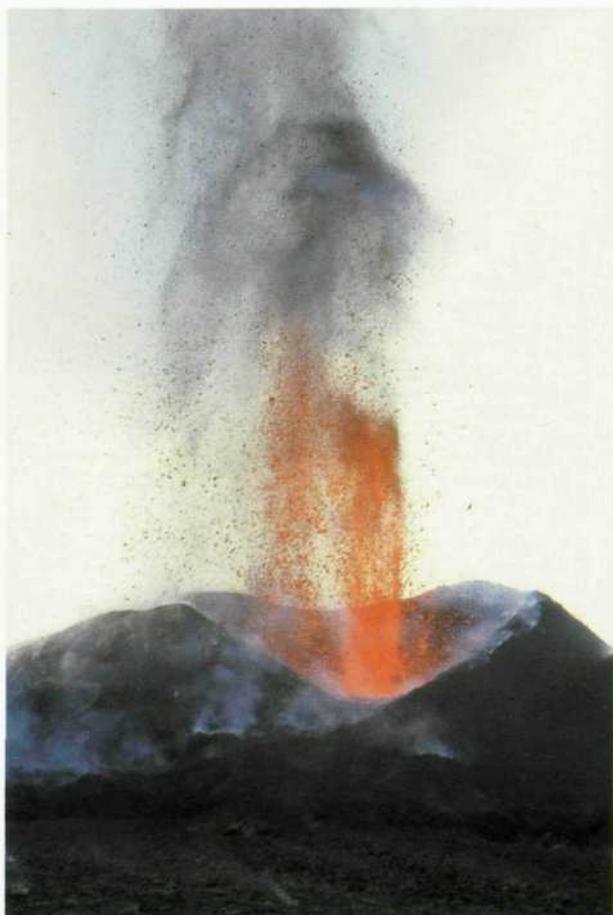


Fig. 2.- Proyección de gases y productos piroclásticos a la atmósfera. Volcán Teneguía, La Palma, noviembre de 1971. (Foto J. M. Fúster.)



Fig. 3.- Ejemplo de columna eruptiva cargada de gases y piroclastos que forma en la parte superior una extensa nube eruptiva. Volcán Mt. Spurr (Alaska) el 18-8-92. La columna alcanzó 14 km de altitud.

res y entre 15-17 km en las zonas ecuatoriales, la probabilidad de que los productos volcánicos sean inyectados en la estratosfera, a igualdad de otros factores, es mayor para los volcanes situados en latitudes altas (por ejemplo, Alaska, Aleutianas, Kuriles) que para los volcanes situados en latitudes bajas. Como el 70% de los volcanes activos están situados en una banda comprendida entre los 40° N y 40° S de latitud, la posibilidad de que los productos de estos volcanes se inyecten en la estratosfera es menor que para las erupciones que tienen lugar en zonas de mayor latitud, aunque aquí sean menos abundantes.

Estas erupciones plinianas, que en general son muy energéticas, junto con las columnas eruptivas que se forman por salida de gases y polvo volcánico de las grandes coladas piroclásticas asociadas a estos tipos de erupciones (figura 4) son las que causan mayor impacto en la modificación climática.

¹ Fue Plinio el Joven, que estaba en Cabo Miseno cuando tuvo lugar la famosa erupción del Vesubio del año 79 d. C., el que en una carta informó a Tácito sobre los fenómenos y efectos de la erupción y sobre las circunstancias en que murió su tío Plinio el Viejo, naturalista y almirante de la flota romana que acudió a la costa de la bahía de Nápoles con ánimo de llevar a sitios más seguros a personas que quedaron como él, bloqueadas por la erupción.



Fig.4.- Gran columna eruptiva y nube volcánica del volcán Pinatubo (Filipinas) que alcanzó 20 km de altura (12-6-91). Se supone que gran parte de la nube se formó secundariamente a partir de grandes coladas piroclásticas.

Después de los períodos paroxísmicos de una erupción, el sistema volcánico sigue expulsando gases durante períodos de tiempo a veces prolongados (figura 5). Estos gases se difunden en su mayor parte dentro de la troposfera, pero su participación en el sistema climático global no está aún claramente evaluada.

Cuantificación del proceso volcánico. Parámetros significativos

La importancia de una erupción explosiva se puede evaluar según diferentes criterios. Desde el punto de vista socioeconómico se mide por los impactos negativos que induce en la población o sobre las infraestructuras, cultivos, etc., de la zona afectada por la erupción. Desde el punto de vista físico, hay varios parámetros que miden la importancia real de la erupción. El más importante es la *magnitud*, que se determina evaluando el volumen del material expulsado, bien sea como material sólido (lava) o como material fragmentario (piroclastos) dispersado en torno al centro de emisión. Se ha creado una escala de magnitudes que, por analogía con las escalas sísmicas, es

logarítmica. Por convenio, el índice más bajo, el 1, corresponde a 10^5 m^3 de material expulsado, aumentando progresivamente las potencias a medida que los índices son superiores. Un índice 5, por ejemplo, corresponde a 10^9 m^3 , es decir 1 km^3 , que es una cantidad muy importante de material fundido².

Para hacernos una idea de las magnitudes de algunas erupciones famosas valgan algunos ejemplos: la erupción del Krakatoa (Indonesia), en 1883, expulsó 18 km^3 y se le asigna por ello el índice 6. La erupción del Novarupta en Katmai (Alaska), en 1912, aunque mucho menos famosa por haber tenido lugar en una región poco habitada, expulsó en forma de pómez unos 15 km^3 de material fundido, es decir una cantidad equivalente a la lanzada al espacio por la erupción del Krakatoa. La gran erupción del Tambora (Indonesia), de 1815, que recubrió de cenizas y productos volcánicos el sudeste asiático llegó a expulsar más de 50 km^3 de material fundido; su índice *k* está comprendido entre 6 y 7. Aunque escasas, se conocen erupciones históricas o subhistóricas con índices *k* superiores: por ejemplo, la gran erupción del Atitlan en Guatemala, de hace 84.000 años, o la de Toba (Indonesia), de hace

² Al logaritmo del número de metros cúbicos se le denomina en la actualidad «índice *k*» (Pyle *et al.*, 1996). Es equivalente al hasta ahora denominado Índice Volcánico de Explosividad, VEI (Newhall & Self, 1982), en el que además del volumen de material expulsado se tenían en cuenta, de manera semicuantitativa, otros factores como intensidad, potencial destructivo, etc.



Fig.5.- Expulsión de gases a la atmósfera desde el Nevado del Ruiz (Colombia) con posterioridad a la erupción de noviembre de 1985. (Foto J. M. Fúster.)

75.000 años; la primera, con un índice 7 (250 km^3), y la segunda, con un índice 8 (2.000 km^3). No hay datos suficientes para sospechar que en la época actual hayan existido o puedan existir erupciones individuales de mayor magnitud que las anteriores.

Otro parámetro que tiene importancia para calibrar el impacto físico de las erupciones es el de *intensidad*, que mide la cantidad de material expulsado por unidad de tiempo. La intensidad está relacionada con la magnitud, y ambos factores con la *altura de la columna* eruptiva (figura 6), que es el parámetro que condiciona la penetración y dispersión de los gases y partículas volcánicas en la atmósfera, especialmente cuando el chorro de material volcánico supera la tropopausa, ya que la dinámica en la estratosfera permite la distribución de los productos volcánicos según pautas de circulación atmosférica a escala planetaria.

La altitud que alcanza la columna, en combinación con la distribución de corrientes laterales existentes en la atmósfera, condiciona la dispersión de los productos volcánicos sólidos en el área afectada por la erupción volcánica. Por ello, estudiando cuantitativamente la geometría y espesor de los depósitos correspondientes a erupciones que han tenido lugar en épocas pasadas es posible determinar, además de la magnitud, la intensidad y la altitud de la columna eruptiva de erupciones que no han sido contempladas por el hombre.

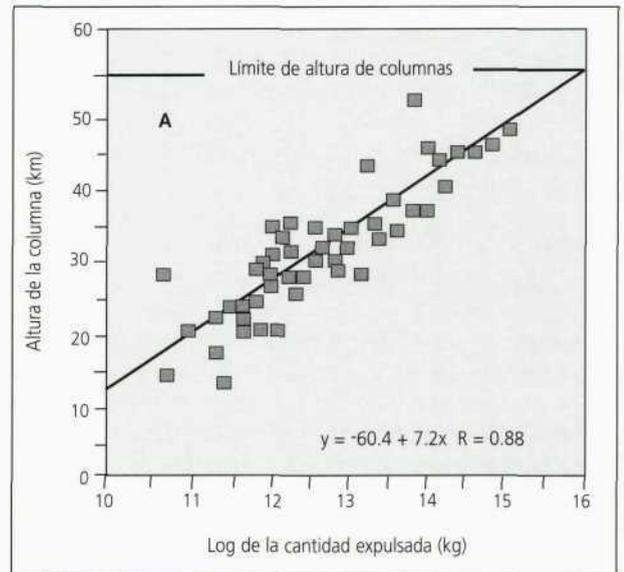


Fig.6.- Correlación entre la altura de las columnas eruptivas y la magnitud de la erupción, aquí expresada en kilogramos. (Según Carey & Sigurdsson.)

Un parámetro muy significativo para evaluar la influencia en el clima de las erupciones volcánicas es su *frecuencia* temporal. Durante los últimos diez mil años han tenido lugar erupciones en más de 1.500 volcanes, de las cuales

unas 500 en período histórico. A juzgar por las bases de datos existentes, en la época actual hay entre 50 y 60 volcanes que cada año tienen episodios eruptivos, es decir, períodos de tiempo en que se emiten productos volcánicos. El intervalo entre los períodos eruptivos y los de «reposo» de un determinado volcán es muy variable, aunque en general los períodos de actividad son más breves que los períodos de «reposo». Considerados globalmente, la duración de los períodos de actividad volcánica es un orden o más de un orden menor que los períodos de reposo.

La duración de los intervalos de «reposo» de cada volcán varía notablemente. Muchos de los volcanes con magnitudes 3 o inferiores, estudiados históricamente o mediante observaciones paleovolcánicas, tienen intervalos de reposo de 10^0 a 10^1 años aproximadamente; a estos volcanes se les puede considerar frecuentes o muy frecuentes. Sin embargo, la mayoría de los volcanes con magnitudes superiores que han tenido algún período eruptivo en época histórica, tienen mayores intervalos de frecuencia eruptiva, aproximadamente de 10^2 o 10^3 años; es decir, con un período de actividad, por término medio, en cada siglo o en más de un siglo. No es raro por ello que existan volcanes que han pasado desapercibidos o que se consideren «apagados», término que no tiene significado en vulcanología teniendo en cuenta la gran duración de los intervalos de no actividad en la mayoría de los volcanes.

En los volcanes activos existe una cierta correlación entre la duración del intervalo de reposo y la magnitud de la erupción. En general, la magnitud es tanto mayor cuanto mayor fue el intervalo de reposo precedente, pues las veinticinco erupciones de mayor magnitud hasta ahora conocidas corresponden a volcanes cuyo intervalo medio de reposo es de 865 años. Hay, pues, un cierto paralelismo entre las magnitudes volcánicas y las sísmicas; en el fondo puede deberse a la mayor o menor facilidad de liberación de la energía en los sistemas dinámicos (sísmicos) o térmicos (volcánicos) en las zonas más superficiales de la litosfera.

Las bases de datos sobre erupciones volcánicas son evidentemente más abundantes para los volcanes con mayor frecuencia, y por ello se puede conocer con relativa precisión la duración de los períodos de retorno (considerados en conjunto, no individualmente) de los volcanes de magnitud 2 y 3, y con menor probabilidad la de los volcanes de magnitudes superiores (figura 7).

MODIFICACIÓN DE LA ATMÓSFERA POR EL PROCESO VOLCÁNICO

Gases volcánicos

La proporción y naturaleza de los gases que llevan en disolución los magmas naturales es muy variable. En general, los magmas considerados primitivos, es decir, los formados por fusión de rocas del manto, suelen tener menores proporciones de gases en disolución, mientras que los que

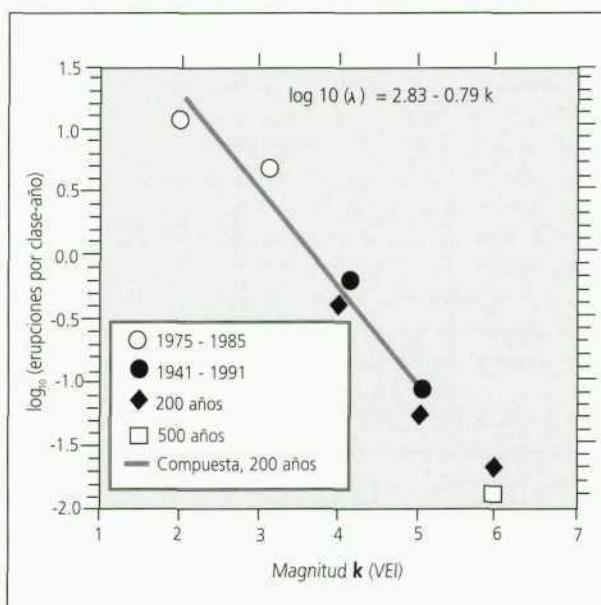


Fig.7.- Número de erupciones por año en función de su magnitud (k). Datos deducidos de las bases de datos vulcanológicas de la Smithsonian Institution. La línea de regresión es válida para las erupciones de magnitud 5 o inferior. Se incluyen también los valores aproximados para las erupciones con recurrencias de 200 y 500 años, pero no han sido incluidos en la regresión. (Según Pyle et al., 1996.)

se consideran derivados, muchas veces formados por evolución de los anteriores, suelen tener mayores proporciones. En los primeros, el tanto por ciento en peso de los llamados productos volátiles no suele superar el 1%, mientras que en los magmas derivados o evolucionados el tenor puede alcanzar unas pocas unidades porcentuales, aunque raramente se supere el 5%.

La composición de la fracción volátil de los magmas también varía notablemente, aunque predomina en general el H₂O sobre otros gases como el CO₂ y el SO₂. Unas cifras aproximadas (en porcentaje en moles) de la proporción de estos gases, que son los principales, serían las siguientes:

- H₂O – 35-90% mol.
- CO₂ – 5-50% mol.
- SO₂ – 2-30% mol.

El dióxido de azufre, aunque su contenido en los magmas sea relativamente reducido, es, como veremos más adelante, el gas con mayor impacto sobre las variaciones climáticas. Su abundancia es relativamente elevada en los magmas basálticos, aunque sus proporciones de unas a otras erupciones puede variar en más de un orden de magnitud.

La determinación del contenido en gases en las erupciones volcánicas se realiza hoy mediante espectrómetros y radiómetros desde el suelo o transportados en aviones o satélites. Para el SO₂ se utiliza mucho un espectrómetro de correlación (COSPEC), que mide la absorción de determinadas longitudes de onda por la molécula del SO₂.

Otro espectrómetro, diseñado inicialmente para medir la absorción del ozono (TOMS = Total Ozone Mapping Spectrometer), se utiliza hoy sistemáticamente para medir la distribución y concentración del SO₂ de las nubes eruptivas originadas por actividad volcánica.

La evaluación del contenido de SO₂ en erupciones preteritas puede hacerse aproximadamente por métodos indirectos. Uno de ellos es determinar analíticamente mediante microsondas especiales el contenido en SO₂ de las pequeñas inclusiones de vidrio volcánico en los cristales que crecieron en el magma antes de la erupción, y precisar ese mismo contenido en el vidrio de la misma erupción, que se supone que ya había sido desgasificado. La diferencia entre ambos análisis sería proporcional a la cantidad de SO₂ desprendido a la atmósfera. Este método suele dar valores mínimos posibles, pues cuando se ha aplicado a erupciones actuales en las que se ha podido medir directamente el SO₂ expulsado, los análisis realizados en los vidrios volcánicos han proporcionado valores menores que los medidos directamente.

Otro método de evaluación de la proporción de SO₂ emitido en erupciones volcánicas pasadas es el estudio de la acidez medible en los sondeos de hielo en las calotas glaciares de Groenlandia, Antártida y otros casquetes con nieves permanentes. El dióxido de azufre, una vez emplazado en la atmósfera, se transforma en pequeñas gotas de ácido sulfúrico, y éstas, en un período más o menos largo, se incorporan a las precipitaciones sólidas que después pasan a hielo glaciar. Se pueden así determinar unos picos de acidez que, una vez establecida la correspondiente cronología, pueden asignarse a erupciones determinadas o a veces desconocidas. La amplitud del pico de acidez no depende sólo de la proporción de SO₂ expulsado en una determinada erupción, pues, como es lógico, las erupciones más cercanas aportan mayor acidez que las procedentes de lugares remotos. No obstante, es posible calibrar la magnitud de los picos cuando se dispone de sondeos de hielo de diferentes localizaciones. De alguno de ellos se pueden deducir, además de los aportes de SO₂ de las diferentes erupciones, la cantidad total de dióxido de azufre aportado a la atmósfera durante los últimos millares de años.

Formación y persistencia de los aerosoles

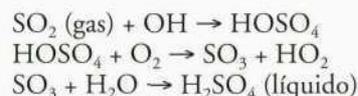
Las erupciones de magnitud 3 o superior son capaces de inyectar en la estratosfera columnas y nubes eruptivas formadas por gases que si son condensables pasan a pequeñas gotículas líquidas de dimensiones inicialmente muy reducidas (0,1–1 mm). Los gases, junto con el polvo volcánico, de granulometría también muy fina, forman aerosoles que constituyen *nubes volcánicas* muy diluidas que se extienden por la alta atmósfera siguiendo pautas de circulación global.

Después del estudio de los efectos atmosféricos globales de la célebre erupción del Krakatoa (Indonesia) en 1883, se pensó que el polvo volcánico en suspensión

podía ser la causa principal de la disminución en superficie de la radiación solar, con la consiguiente disminución de luminosidad y de la temperatura durante periodos prolongados. Sin embargo, estudios de erupciones más recientes ponen de manifiesto que el período de residencia del polvo volcánico suele ser reducido, en general menor de un año, pues los procesos de agregación electrostática entre partículas de pequeño tamaño permiten una sedimentación gravitatoria relativamente rápida.

Con todo, los efectos del polvo volcánico en la atmósfera tienen una influencia climática local. Sin embargo, no se puede olvidar que en las hipótesis de extinción global causada por impactos meteóricos (por ejemplo, la famosa del comienzo de la Era Terciaria con la extinción de los dinosaurios y otras biotas) fue el polvo originado por el choque meteórico el que impidió la llegada de las radiaciones solares a la superficie, creando unas condiciones incompatibles con la vida de determinados grupos de seres vivos.

Sin embargo, hoy se sabe que los efectos climáticos de las erupciones volcánicas se deben más a los aerosoles finamente divididos formados por gotas líquidas de H₂SO₄ que se originan en la estratosfera por reacciones fotoquímicas entre el SO₂ y los grupos OH, según la siguiente cadena de reacción:



El período de residencia de los aerosoles de ácido sulfúrico formado en la estratosfera es de tres o más años. Su vida media, es decir, el período de tiempo necesario para que la proporción de aerosoles quede reducido a la mitad, es de nueve a doce meses.

De todos estos datos resulta que en la estratosfera existe una proporción permanente y renovada de aerosoles de H₂SO₄ con modificaciones periódicas debidas a la inyección de nuevas nubes eruptivas y con eliminación parcial de la dotación global de aerosoles por agregación y sedimentación lenta de las gotículas o por neutralización del aerosol por reacción con partículas de otras procedencias (polvo desértico, partículas meteóricas, etc.).

Según Pyle *et al.* (1996), la probabilidad de que a la estratosfera terrestre lleguen nuevas nubes de aerosoles en un período de tres años es del 82 %, teniendo en cuenta que el período de retorno de las erupciones de magnitud 4 o superior que llegan a la estratosfera es de 1,8 años. Esto sin contar la eventualidad de que tenga lugar alguna erupción explosiva de magnitud 6 o 7.

Considerando exclusivamente las erupciones de magnitud superior a 3 e inferior a 7 y sus períodos de recurrencia, se puede evaluar para todo el planeta que a la estratosfera llegan cada año 1 Mt (Megatonelada = 10¹² gr) de dióxido de azufre (tabla I). La proporción de material

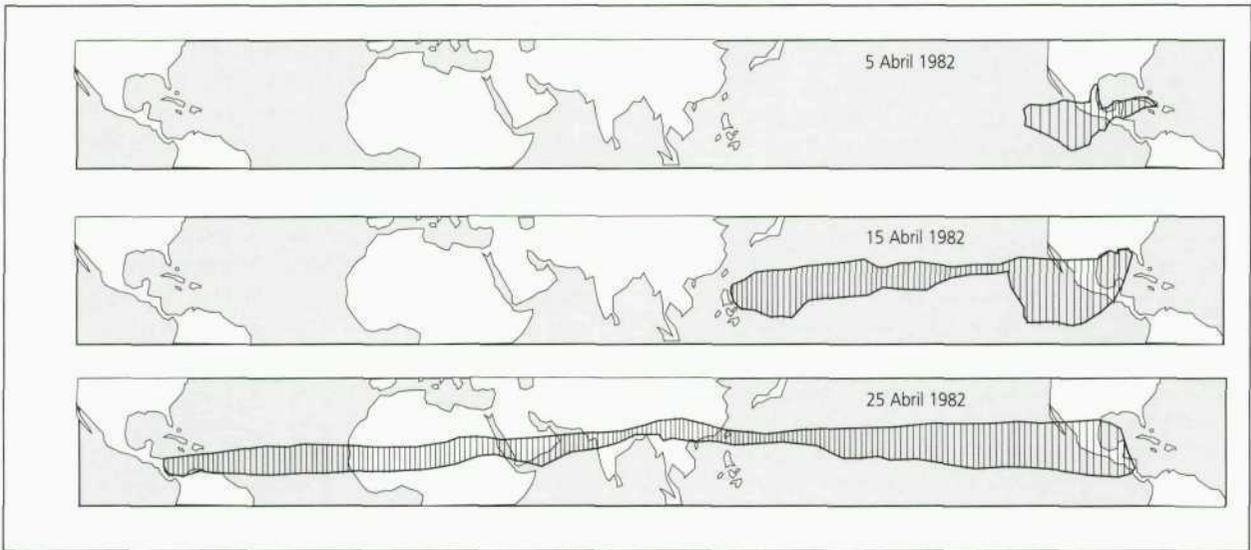


Fig.8.- Dispersión gradual de la «nube» de la erupción de 1982 del volcán El Chichón (México), con intervalos de 10 días. (Según Rampino & Self, 1984.)

piroclástico (tefra) en megatoneladas es unas mil veces superior, pero, como antes hemos indicado, sus efectos climáticos son mucho menos duraderos.

Tabla 1. Aportes de SO ₂ a la estratosfera (Erupciones con magnitudes 3 a 6)				
Magnitud k (VEI)	Recurren. Años (*)	Erupciones por año	Aporte SO ₂ Mtl/a ⁻¹	Tefra Mtl/a ⁻¹
3	1,0	0,72	0,08	20-30
4	6,4	0,47	0,29	130-200
5	40	0,08	0,26	210-320
6	250	0,01	0,24	340-510
Total			0,90	700-1060

(*) 95% de probabilidad (Poisson) (Datos de Pyle et al., 1996)

Aparte de esta dotación cuasi permanente de SO₂ en la estratosfera, existen picos de inyección por erupciones con elevado contenido de SO₂ que superan ampliamente los valores medios. Por ejemplo, la erupción del Pinatubo (Filipinas), de 1991, supuso la penetración de 2×10^{10} kg de SO₂; la del Chichón, de 1982, aportó a la estratosfera 1×10^{12} kg de SO₂; la erupción del Tambora en Indonesia (1815) representó la entrada de $2,6 \times 10^{13}$ kg de SO₂ (determinado por métodos indirectos).

La distribución de las «nubes» de aerosoles mezcladas eventualmente con partículas sólidas es hoy objeto de constante escrutinio tanto desde el punto de vista de su extensión superficial como del de la concentración del SO₂ y otros gases en su distribución por la atmósfera. En las figuras 8 y 9 están representadas la dispersión gradual de la nube del Chichón (México), de 1982, que expulsó una proporción muy elevada de SO₂, y la del Hudson (Chile), de 1991, seguidas por los diferentes satélites de observación. Otra nube que se ha estudiado con métodos modernos ha sido la del Pinatubo (Filipinas), por el acusado impacto climático que se observó después de la erupción.

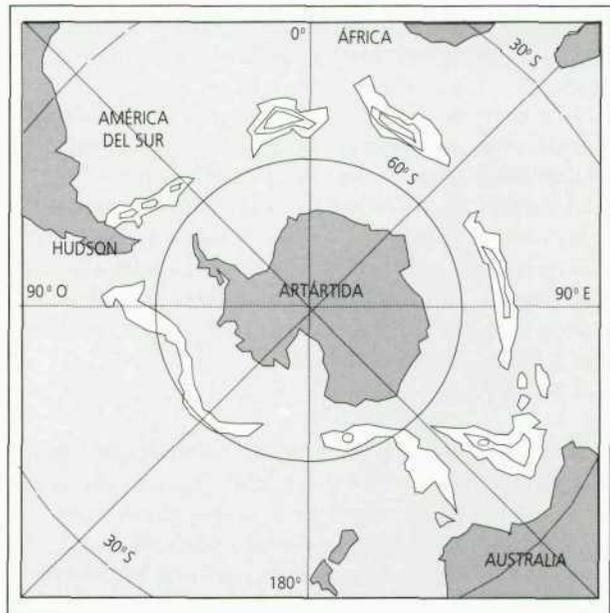


Fig.9.- Posiciones sucesivas de la nube eruptiva del volcán Hudson (Chile) en los días 15 al 21 de agosto de 1991. La «nube» se desplazó en sentido dextrógiro desde el extremo sur de América rodeando el continente antártico. La «nube» totalizó 250×10^6 kg de SO₂, dispersándose en un área de 270.000 km². Las curvas de nivel en cada posición indican la proporción relativa en la nube del SO₂. Datos del espectrómetro TOMS a bordo del satélite Nimbus. (Según Francis, 1993.)

«FORZADO» CLIMÁTICO

El sistema de transporte y distribución de radiaciones entre el Sol, la Tierra y el espacio exterior queda afectado cuando existen en la atmósfera aerosoles en suspensión (figura 10). Los aerosoles volcánicos absorben parte de las radiaciones infrarrojas que devuelve la Tierra y dispersan o reflejan la radiación solar, limitando su llegada a la su-

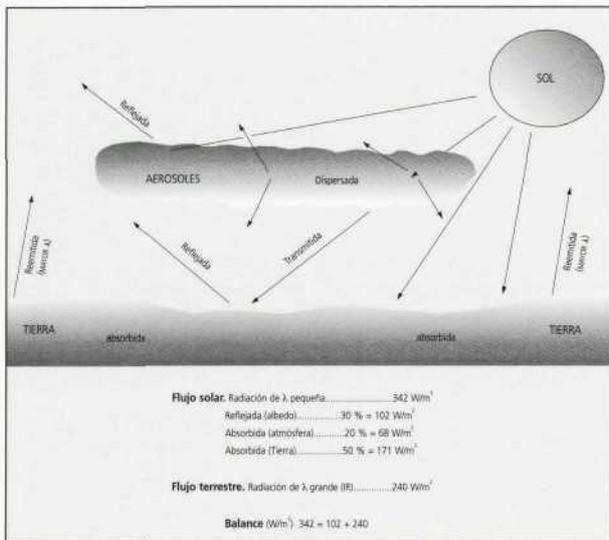


Fig.10.- Pautas de distribución de las radiaciones en el sistema Sol-Tierra-Espacio y modificación del sistema por la existencia de nubes con aerosoles volcánicos. Las nubes reflejan y dispersan hacia el exterior parte de la radiación solar y absorben las radiaciones terrestres de mayor longitud de onda calentando la estratosfera y provocando un enfriamiento en la troposfera y superficie.

perficie terrestre. El efecto total denominado «forzado climático» representa un calentamiento de la estratosfera y un enfriamiento equivalente de la troposfera.

La modificación del balance de las radiaciones producida por la existencia en la atmósfera de aerosoles volcánicos y la medida de la disminución de la radiación solar al atravesar la atmósfera sigue una ley exponencial que relaciona la radiación (I) que llega al fondo de la atmósfera con la que incide en el techo (I_0).

$$I / I_0 = \exp. (- \tau / \mu)$$

En esta expresión, el valor de tau (τ) puede quedar modificado en función del ángulo de incidencia de los rayos solares ($\mu = \mu$), que depende de la latitud y estación climática del punto considerado (valor medio de $\mu = 0,58$). Una modificación relativamente ligera de la absorción, por ejemplo la que representaría una $\tau = 0,05$, supondría que a la superficie terrestre llegaría el 92% de la radiación, lo cual representa un impacto climático perceptible.

El forzado climático en la actualidad

El «forzado climático», debido al SO_2 transformado en H_2SO_4 en las erupciones recientes (Chichón, Pinatubo, Agung, etc.), se ha calculado que corresponde a un enfriamiento equivalente a 4 W/m^2 , magnitud superior a los 2-2,5 W/m^2 de calentamiento que se atribuyen a los gases invernadero de origen antrópico. Conviene aclarar que este «forzado» de origen volcánico tiene una importante componente de variabilidad temporal debido a la periodicidad de las erupciones.

De algunas erupciones de gran magnitud, como por ejemplo la del Tambora (Indonesia) en 1815, se han intentado re-

construir los efectos atmosféricos y de extinción de la radiación por observaciones visuales de superficie, tales como la percepción de manchas solares a simple vista o la extinción de estrellas normalmente visibles; estos datos, junto con la determinación del pH de las capas de hielo de Groenlandia correspondientes a esta erupción, han permitido a Stothers (1984) deducir la existencia de una extinción visual de hasta el 1,4 en magnitudes astronómicas a los seis meses de la erupción con una recuperación lenta de la transparencia que no se logró hasta cuatro años después de la misma (figura 11).

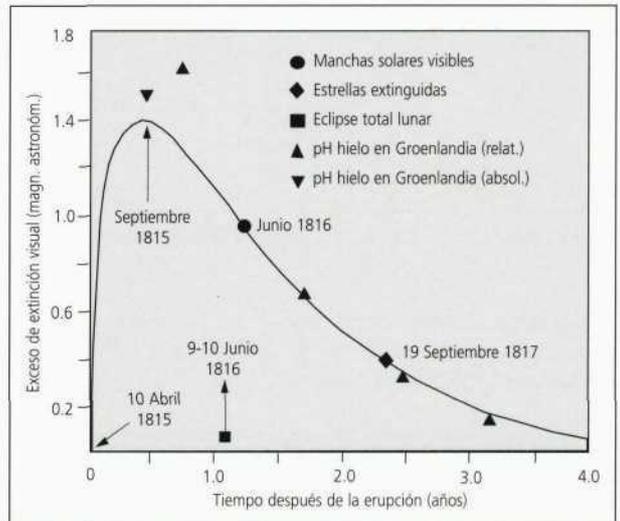


Fig.11.- Atenuación en las latitudes N de las radiaciones solares (medidas en magnitudes astronómicas) como consecuencia de la gran erupción de 1815 del Tambora (Indonesia). (Datos de Stothers.)

Las mediciones más precisas de la transmisión de la radiación solar en observatorios como el de Mauna Loa (figura 12) tras las erupciones del Agung (1963), del Chi-

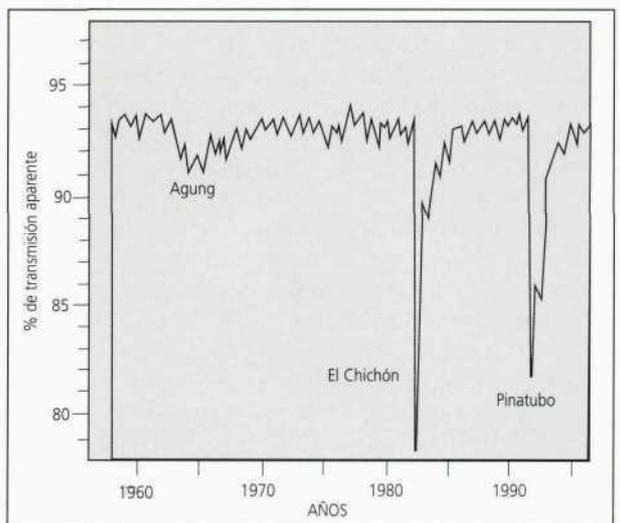


Fig.12.- Reducción de la radiación solar medida en el Observatorio de Mauna Loa (Hawaii) como consecuencia de las erupciones de los volcanes Agung (1963), El Chichón (1982) y Pinatubo (1991). Datos deducidos por observaciones con Lidar. (Según Decker & Decker.)

chón (1982) y del Pinatubo (1991) siguen la pauta decidida para el Tambora, con una caída rápida de la transmisión inmediatamente después de la erupción y una recuperación lenta de las condiciones iniciales durante un período de tres o más años.

El estudio, mediante radiómetros y otros sensores a bordo de satélites, de los fenómenos de calentamiento de la estratosfera y enfriamiento de la troposfera por la presencia de aerosoles volcánicos es muy significativo (figura 13). Mientras que la estratosfera se calienta hasta 2 °C respecto a la media, en la troposfera y en la superficie se producen enfriamientos de hasta 0,6 °C en los años inmediatos a la erupción.

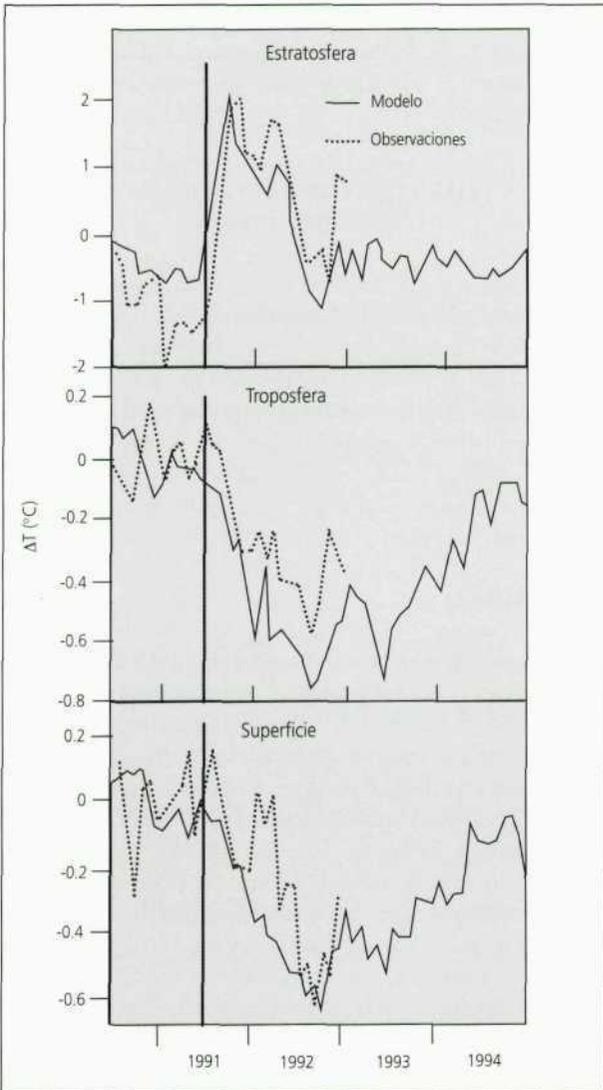


Fig. 13.- Variación de los incrementos de temperatura en la estratosfera, troposfera y superficie terrestre como consecuencia de la erupción del Pinatubo (Filipinas) en 1991. La línea vertical dentro del año 1991 señala el momento de la erupción. (Según Hansen et al., 1993.)

En resumen, tanto por las mediciones directas como por métodos indirectos hoy se conocen con cierta aproximación los efectos térmicos que provocaron las grandes erup-

ciones explosivas desde el comienzo del siglo XV (tabla II). En esta tabla se incluye además un valor que representa la anomalía de densidad y espesor de los anillos de crecimiento de los árboles que quedan afectados en su crecimiento después de las grandes erupciones volcánicas. Estos datos de dendrocronología son de especial ayuda cuando no existen datos fiables sobre la proporción de SO₂ expulsado a la atmósfera en varias erupciones históricas.

Tabla II. Grandes erupciones explosivas desde el año 1400				
Año	Volcán	VEI	Δ °C	Δ _ρ
1452	Kuwaie (Pacífico)	6	-0,5	-4,05
1600	Huaynaputina (Perú)	6 ?	-0,81	-6,75
1641	Parker (Filipinas)	6	-0,50	-4,27
1660	Long Is. (N. Guinea)	6	-0,3	—
1815	Tambora (Indonesia)	7	-0,51	-3,36
1883	Krakatau (Indonesia)	6	-0,34	-3,09
1902	Santa María (Guatemala)	6 ?	-0,17	—
1912	Novarupta (Alaska)	6	-0,39	-3,38
1982	El Chichón (México)	5	-0,30	—
1991	Pinatubo (Filipinas)	6	-0,30	-1,92

VEI.-Índice de explosividad volcánica.

Δ °C.-Anomalía de temperatura en el Hemisferio Norte.

Δ_ρ.-Anomalía de densidad media de los anillos de crecimiento de los árboles.

(Datos de K.R. Briffa et al., 1998)

Con datos de este tipo se han establecido correlaciones entre la proporción de azufre expulsado por las erupciones y la anomalía térmica en °C (generalmente referida al Hemisferio Norte). Algunos autores, basándose en estas correlaciones (figura 14), llegan a expresar una formulación matemática entre ambos parámetros:

$$\Delta T = 5,9 \times 10^5 (S^{0,31})$$

para la que se asigna un coeficiente de correlación R = 0,92.

Aunque esta expresión debe tomarse como una primera aproximación a este problema, se puede afirmar que las grandes erupciones volcánicas con magnitudes de 5 o superiores, en las que la inyección de azufre en la atmósfera es de alrededor de 10¹³ o 10¹⁴ gramos, pueden provocar enfriamientos cercanos a 1° C. Un enfriamiento como éste puede tener repercusiones climáticas globales.

Grandes erupciones volcánicas en otros períodos geológicos

¿Hasta qué punto se puede suponer que en épocas pasadas hayan existido cambios climáticos radicales debidos a erupciones mucho más intensas que en la actualidad? No hay duda de que, en determinados períodos geológicos, el vulcanismo ha sido volumétricamente de mucha mayor importancia que en los últimos millones de años.

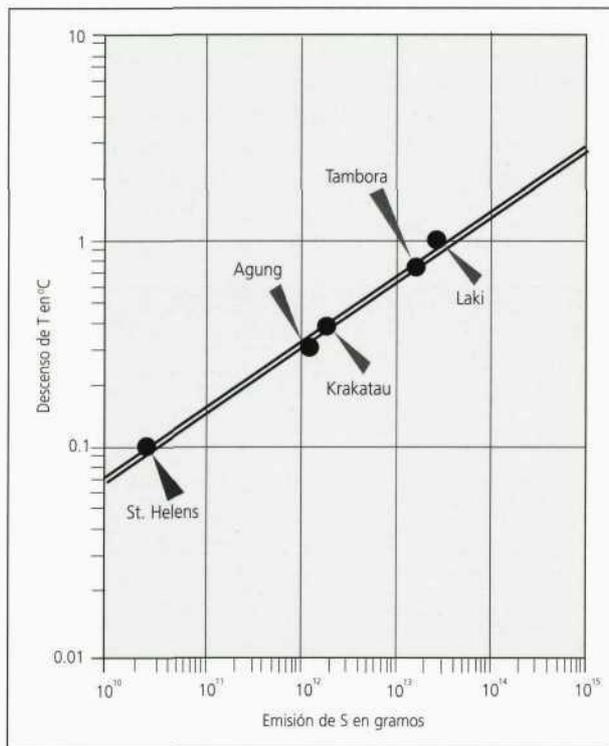


Fig. 14.- Relación entre la emisión de SO₂ (medido en gramos de S) a la estratosfera y el descenso de la temperatura en la superficie. La recta de regresión dibujada está sujeta a varias incertidumbres. (Según Fisher *et al.*, 1997.)

El vulcanismo basáltico fisural, por ejemplo, provocó verdaderas inundaciones de magma basáltico, originando espesores de lava superiores a los 1.000 m en extensiones que miden con frecuencia varios centenares de miles de kilómetros cuadrados. La provincia basáltica del Decán, en el subcontinente indú, es uno de los ejemplos más mencionado; estas emisiones tuvieron lugar hace unos 65 millones de años y solamente lo que queda de estas gigantescas erupciones representa 5×10^5 km³ de un magma que en este caso tenía un contenido relativamente elevado de SO₂. Provincias basálticas parecidas existieron en el río Columbia (NO de EE. UU.) durante el Mioceno entre los 17 y 6 Ma, en Paraná (Brasil) y Namibia al final del Jurásico y comienzo del Cretácico, y en Siberia en el período de tránsito entre las Eras Primaria y Secundaria.

No es una casualidad que muchas de estas grandes erupciones basálticas coincidan temporalmente con épocas en las que, a juzgar por los restos fósiles que aparecen o desaparecen en los sedimentos subsiguientes o anteriores a las erupciones, existieran grandes modificaciones en la fauna y flora que poblaban entonces nuestro planeta. En muchos casos se puede hablar de extinciones masivas de la biosfera, con desaparición de grupos enteros de animales y vegetales que fueron después sustituidos por otros que se adaptaron y evolucionaron bajo las nuevas condiciones.

¿Se deben estos cambios a modificaciones climáticas provocadas por las grandes y persistentes erupciones volcáni-

cas o, por el contrario, son debidas al oscurecimiento de la atmósfera por la gran cantidad de polvo y gases que se originarían tras un gran impacto meteórico? Esta última es hoy la hipótesis más aceptada para explicar la extinción de los dinosaurios y otros muchos grupos de seres vivos en el tránsito entre el Cretácico y el Terciario. En esta época, hace aproximadamente 64,5 millones de años, un gran meteorito chocó con la Tierra, cerca de lo que hoy es Yucatán, dispersando por todo el globo los productos resultantes del impacto. Como antes se ha indicado, las grandes erupciones del Decán tuvieron lugar en estas dilatadas fechas.

Algunos han sugerido que, en éste y en otros casos, las erupciones volcánicas fisurales pudieran ser un efecto de rebote de los choques meteóricos, aunque en localizaciones diferentes del punto de impacto. Otros piensan que las extinciones biológicas resultaron de las grandes modificaciones atmosféricas provocadas por ambos fenómenos geológicos.

OTROS FACTORES CLIMÁTICOS Y EL CAMBIO GLOBAL

La modificación de la composición de la atmósfera como consecuencia de la actividad volcánica (SO₂) o por la generación de gases de efecto invernadero por la actividad antrópica (CO₂ principalmente), no son los únicos agentes climáticos. Sus efectos antagonísticos sobre el clima quedan superpuestos a otros factores como las variaciones de la posición de la Tierra respecto al Sol, los propios efectos de la actividad solar o las modificaciones en el intercambio de energía entre la hidrosfera y la atmósfera.

Actividad solar

Las variaciones en la actividad solar, que se manifiestan por la mayor o menor presencia de manchas en la superficie del Sol, tienen una distribución cíclica siguiendo períodos de unos once años de duración. Se ha supuesto que la cantidad de energía que llega a la Tierra (mayor cuando hay máximos de manchas solares) puede inducir también cambios climáticos. Se ha supuesto por algunos autores que la denominada «Pequeña Edad del Hielo», caracterizada por muy bajas temperaturas durante varias décadas, que acabó a mediados del siglo XIX, fue consecuencia de un período de muy escasa actividad solar.

Se ha discutido mucho sobre el impacto climático de las variaciones de la actividad solar, pero las mediciones actuales mediante satélites indican que la variación de la radiación que llega a la Tierra durante un ciclo alcanza solamente el 0,1%, proporción muy reducida para ser considerada significativa.

Parámetros astronómicos

Debido a las influencias gravitatorias de los demás cuerpos planetarios, la distancia y posición de la Tierra res-

pecto al Sol es variable (figura 15). La distancia medible por la excentricidad de la eclíptica varía según ciclos de unos 100 ka (kiloaños), y por ello en las épocas en que está más alejada la Tierra recibe un 0,21% menos de radiación solar.

La inclinación del eje de rotación del planeta respecto al plano de la eclíptica también varía entre 22° y 25° siguiendo ciclos de aproximadamente 41 ka. Este parámetro orbital, junto con el de la precesión de los equinoccios³, que se modifica según ciclos de unos 23 ka, son la causa de que la incidencia de los rayos solares sobre el planeta varíe sensiblemente y de que la anchura de las zonas climáticas sea mayor o menor.

Estos parámetros orbitales, al modificar la cantidad y distribución de las radiaciones que se reciben en la superficie terrestre, tienen una influencia climática evidente. Esto fue analizado y puesto de manifiesto por el matemático yugoslavo Milankovitch. Como los parámetros orbitales tienen ritmos de duración diferente, la integración de todos ellos hace que los efectos climáticos se refuercen o contrarresten.

Con estos ciclos de Milankovitch son explicables en la actualidad la aparición de los períodos glaciares o inter-

glaciares y varias épocas con climas anómalos durante el Pleistoceno. En la época actual, de acuerdo con las posiciones orbitales, estamos avanzando dentro de un período de enfriamiento lento que, aunque imperceptible a la escala temporal anual, será persistente durante los próximos siglos.

Intercambios con la hidrosfera

Otro factor climático de primera magnitud es el intercambio entre la hidrosfera y la atmósfera, tanto energético, pues la hidrosfera acumula una gran cantidad de energía térmica, como geoquímico, ya que el océano es el depósito donde se acumula, bloquea o libera la mayor cantidad de CO₂ que hay en el sistema. Uno de los fenómenos, hoy popularizado por los medios de información es el conocido con el nombre de *El Niño*, modificación de las corrientes marinas del Pacífico meridional concomitante con una alteración del régimen de presiones y de dirección de los vientos alisios que tiene lugar cada tres o cinco años. Los episodios de *El Niño* acarrearán modificaciones climáticas locales o generales muy importantes que tienen como reflejo final la tendencia a subir las temperaturas medias globales después de las épocas de mayor actividad.

Las temperaturas medias como índice de cambio climático

Hablar de la temperatura media a escala global como medida del cambio climático puede ser una simplificación no justificada, pues existen diferencias importantes entre las anomalías térmicas de ambos hemisferios (figura 16). Por otra parte, la correlación entre las variaciones térmicas y el contenido en CO₂ de la atmósfera no sigue una ley sencilla, como puede verse comparando el tenor de CO₂ (medido en ppmv, partes por millón en volumen) y las temperaturas; por ejemplo, en el Hemisferio Norte, entre los años 1963 y 1978, existió un período de enfriamiento prolongado que hizo pensar que en la década de los setenta se estaba iniciando una nueva «pequeña era glacial» análoga a la que existió en el siglo XIX; no obstante, la proporción del dióxido de carbono en la atmósfera crecía como en los años anteriores a este período frío.

La conclusión final que puede deducirse de todo lo hasta ahora indicado es que aún conocemos insuficientemente los distintos factores que integran el clima para poder explicar con precisión tanto los cambios climáticos que existieron en el pasado como los que existirán en el futuro.

Como colofón, los que habitamos en el planeta Tierra, responsables al menos de un factor que está ligado con el calentamiento, y al mismo tiempo con la contaminación del aire, debemos contribuir en lo posible a limitar estos efectos.

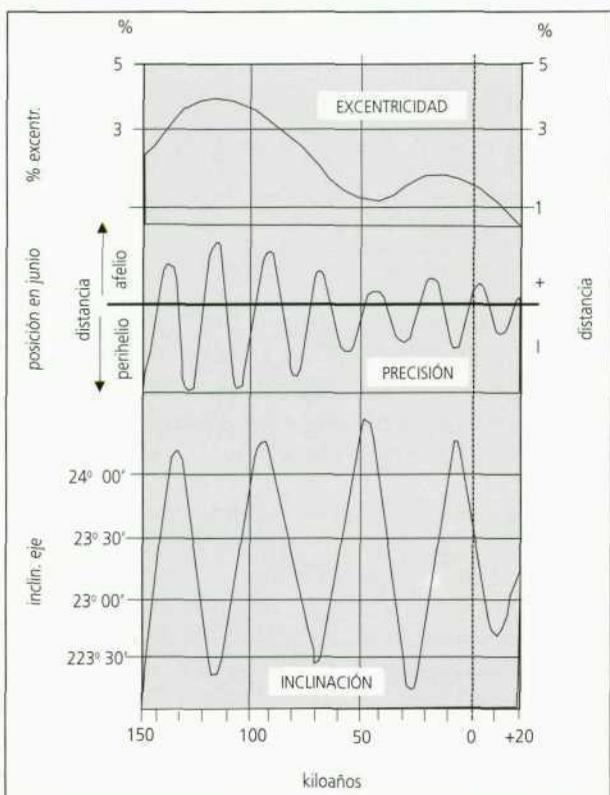


Fig.15.- Variación de los parámetros astronómicos de excentricidad, precesión de los equinoccios e inclinación en los últimos 150.000 años. La línea vertical discontinua corresponde a la época actual; lo situado a su derecha representa los valores que existirán en los próximos 20.000 años. (Según Berger en Leroux, 1998.)

³ Movimiento de cabeceo del eje terrestre análogo al del giro de una peonza.

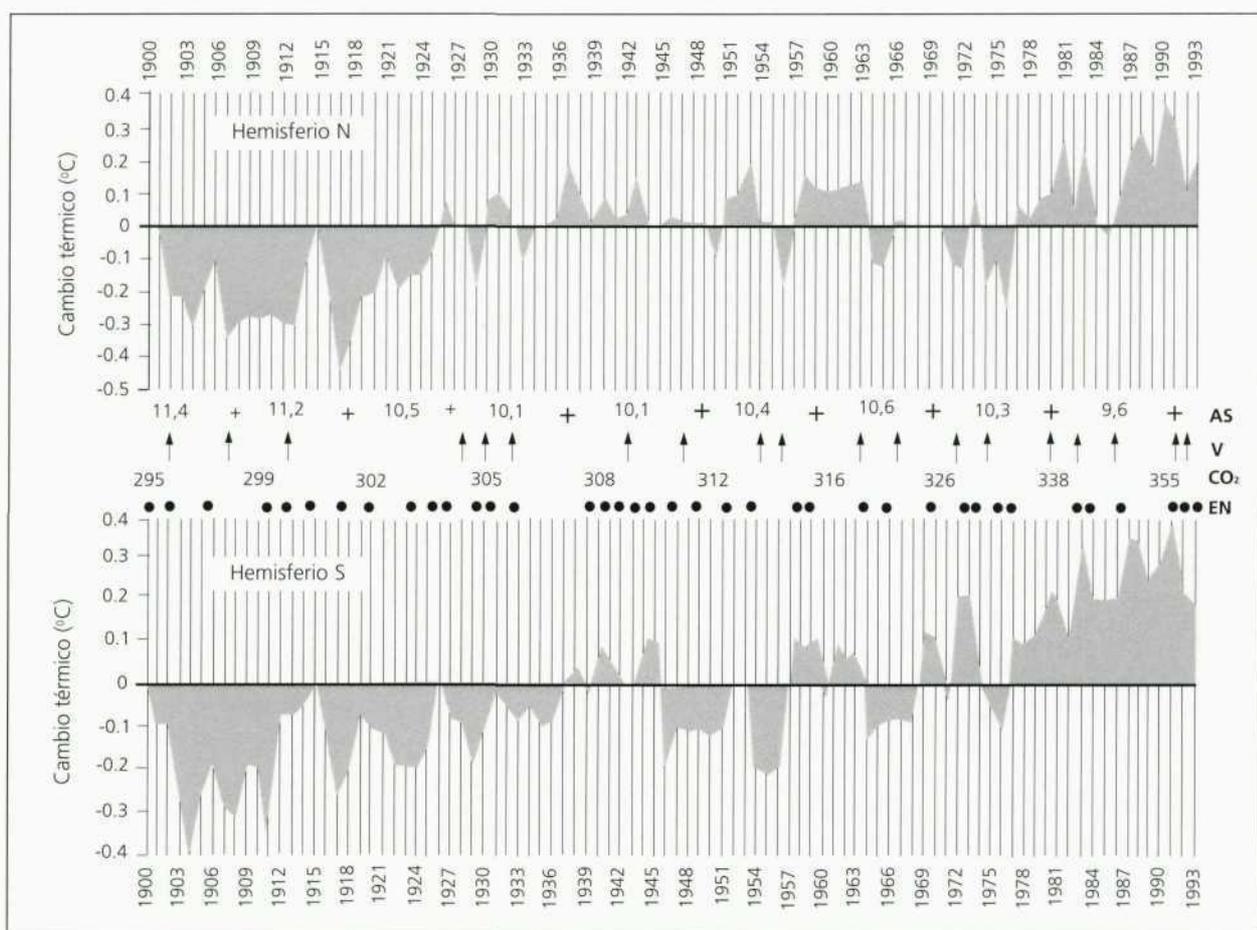


Fig.16.- Cambio de las temperaturas medias hemisféricas en el siglo actual. En el centro se han situado: los ciclos de actividad solar (AS), en los que el tamaño de las cruces señala la intensidad de los diferentes ciclos; la posición de las erupciones volcánicas (V) más importantes; la proporción del CO₂ atmosférico en partes por millón; la posición de los episodios más significativos de El Niño (EN). (Según Leroux, 1998.)

BIBLIOGRAFÍA

- BRIFFA, K. R.; JONES, P. D.; SCHWEINGRUBER, F. H., y OSBORN, T. J., «Influence of Volcanic Eruptions on Northern Hemisphere Summer Temperature Over the Past 600 Years». *Nature*, n.º 393; páginas 450-455, 1998.
- DECKER, P., y DECKER, D., *Volcanoes. Academic Version*, W. H. Freeman, New York, 1997; págs. 236-245.
- FISHER, R. V.; HEIKEN, G., y HULEN, J. B., *Volcanoes. Crucibles of Change*, Princeton University Press, 1997; págs. 165-173.
- FRANCIS, P., *Volcanoes. A Planetary Perspective*, Oxford University Press, 1993.
- HAMMER, C. U., «Past Volcanism and Climate Revealed by Greenland Ice Cores». *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, n.º 11, 1981; págs. 3-10.
- HANDLER, P., «The Effect of Volcanic Aerosols on Global Climate», *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, n.º 37, 1989; págs. 233-249.
- HANSEN, J.; LACIS, A.; RUEDY, R., y SATO, M., «Potential Climate Impact of Mount Pinatubo Eruption». *Geophys. Res. Letters*, n.º 19, 1992; págs. 215-218.
- LEROUX, M., *Dynamic Analysis of Weather and Climate*, J. Wiley & Sons, Chichester, 1998.
- MANN, M. E., et al., Global-Scale Temperature Patterns and Climate Forcing Over the Past Six Centuries». *Nature* (23 April 98), n.º 392, 1998; págs. 779-787.
- MCCLELLAND, L.; SIMKIN, T.; SUMMERS, M.; NIELSEN, E., y STEIN, T. C., *Global Volcanism 1975-1985*, Prentice Hall, N. Jersey, 1989.
- NEWHALL, C. G., y SELF, S., «The Volcanic Explosivity Index (VEI): An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism», *J. Geophys. Res.*, n.º 87, 1982; págs. 1231-1238.
- OFFICER, C. B.; HALLAM, A.; DRAKE, C. L., y DEVINE, J. D., «Late Cretaceous and Paroxysmal Cretaceous/Tertiary Extinctions», *Nature*, n.º 326, 1997; páginas 143-148.
- PYLE, D. M.; BEATTIE, P. D., y BLUTH, G. J. S., «Sulphur Emissions to the Stratosphere from Explosive Volcanic Eruptions», *Bull. Volcanol.*, n.º 57, 1996; páginas 663-671.
- RAMPINO, M. R., y SELF, S., «Historic Eruptions of Tambora (1815), Krakatua (1883) and Agung (1963),

- their Stratospheric Aerosols and Climatic Impact», *Quaternary Res.*, n.º 18, 1982; págs. 127-143.
- RAMPINO, M. R.; SELE, S., y STOTHERS, R. B., «Volcanic Winters», *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, n.º 16, 1988; págs. 73-99.
 - RENNE, P. R., y BASU, A. R., «Rapid Eruption of the Siberian Traps Flood Basalts at the Permo-Triassic Boundary», *Science*, n.º 253, 1991; págs. 176-179.
 - SIGURDSSON, H., «Assessment of the Atmospheric Impact of Volcanic Eruptions», *Geol. Soc. America, Sp. Paper*, n.º 247, 1990; págs. 99-110.
 - SIMARSKY, L. T., «Volcanism and Climate Change», *Am. Geophysical Union, Sp. Report*, 1992; págs. 5-15.
 - SPARKS, R. S. J.; BURSİK, M. I.; CAREY, S. N.; GILBERT, J. S.; GLAZE, L. S.; SIGURDSSON, H., y WOODS, A. W., *Volcanic Plumes*, J. Wiley & Sons, Nueva York, 1997.
 - STOTHERS, R. B., «The Great Tambora Eruption in 1815 and its Aftermath», *Science*, n.º 224, 1984; págs. 1191-1198.