



**Benemérita Universidad Autónoma de Puebla**

Facultad de Ingeniería

Colegio de Ingeniería Geofísica

---

---

# ***LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y SUS EFECTOS SOBRE EL CLIMA MUNDIAL...***

***¿CANTIDAD O COMPOSICIÓN QUÍMICA?***

TESIS

PARA OBTENER EL GRADO DE  
LICENCIADO EN INGENIERA GEOFÍSICA

PRESENTA:

Estefania Ivonne Pérez Flores

Director de Tesis:

cDr. José Luis González Guevara

Puebla, Pue.

Enero 2020





Oficio No. D-SA 2521/2019

**C. ESTEFANIA IVONNE PÉREZ FLORES  
PASANTE DE LA CARRERA DE INGENIERÍA  
GEOFÍSICA  
Presente.**

En atención al Tema de Tesis que puso Usted a consideración de la Coordinación de Área y de esta Secretaría Académica en coordinación con la Dirección de ésta Facultad de Ingeniería, dentro del marco de Titulación por Examen Profesional, como medio de Titulación se dio revisión y se ha autorizado el tema denominado:

**“LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y SU EFECTO SOBRE EL CLIMA MUNDIAL: ¿CANTIDAD O COMPOSICIÓN QUÍMICA?”.**

Por lo anterior hacemos de su conocimiento que se asigna como asesor al Mtro. José Luis González Guevara.

Sin más por el momento, le envío la seguridad de mi consideración más distinguida.

Atentamente  
“Pensar bien, para vivir mejor”  
H. Puebla de Z. a 14 de octubre de 2019

  
M. en I. Fernando Daniel Lazcano Hernández  
Director

M'FDLH/M ~~DA~~ JT/BARV  
C.c.p. Interesado  
C.c.p. Archivo

Facultad  
de Ingeniería

Bld. Valsequillo y Av. San Claudio  
s/n, edif. ING 4, Col. San Manuel,  
Ciudad Universitaria,  
Puebla, Pue. C.P. 72570  
01 (222) 229 55 00 Ext. 7610

**M. en I. Fernando Daniel Lazcano Hernández.  
Director de la Facultad de Ingeniería.  
Benemérita Universidad Autónoma de Puebla.  
Presente.**

El que suscribe:c. Dr. José Luis González Guevara, Asesor del tema de la tesis:

**"LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA Y SU EFECTO SOBRE EL CLIMA  
MUNDIAL:¿CANTIDAD O COMPOSICIÓN QUÍMICA"**

Presentada por el C.Estefania Ivonne Pérez Flores, pasante del Colegio de Ingeniería Geofísica, y en atención al oficio No.D-SA2521/2019 con fecha de emisión 14 de octubre de 2019, me permito informar a Usted que después de haber revisado cuidadosamente el contenido temático , metodología, redacción y ortografía de la tesis correspondiente, no tengo inconveniente en autorizar la impresión de la misma.

Sin otro particular, le reitero la seguridad de mi más atenta y distinguida consideración.

**Atentamente.**

**"Pensar bien para vivir mejor".**

**H. Puebla de Z. a 28 de octubre de 2019**

**c.Dr. José Luis González Guevara.**

**Asesor**

**c.Dr.'JLGG/BARV**

**C.c.p. Interesado**

**C.c.p.Archivo**

## AGRADECIMIENTOS

A Dios por dar la oportunidad de completar esta etapa.

A mi madre, Irma Flores Vásquez por animarme y buscar luchar por mis sueños.

A mi padre, Salvador Pérez García por siempre escucharme, brindarme amor y por sus consejos.

A mi hermana Isis Vianey Pérez Flores, por estar siempre conmigo y apoyarme en cada momento.

A mi abuela Celia Vásquez de la Cruz a que si tienes miedo aférrate del león y ve a luchar

A la BUAP por ser la institución que me dio la oportunidad de realizar mis estudios a nivel licenciatura.

A todo el cuerpo docente de Ingeniería Geofísica, por compartir sus conocimientos.

Al cDr. José Luis González Guevara, al M.C. Julio Cesar González Hernández y al Ing. Rafael Martínez Ponce por aceptar ser parte del comité de sinodales.

A mis amigos y compañeros de la carrera, de los cuales aprendí mucho en especial a Alan, Pili, Leonel, Cacho y Christopher, por esos bonitos momentos juntos.

A Sina por motivarme siempre para culminar esta etapa, por creer en mí cuando yo dude, gracias amigo.

A mis amigas Ali, Alejandra, Lupita y Dulce por siempre motivarme a terminar esta etapa.

CONTENIDO	Pág.
INTRODUCCIÓN	1
JUSTIFICACIÓN	2
RESUMEN	2
ABSTRAC	3
ANTECEDENTES	3
OBJETIVO GENERAL	4
OBJETIVO ESPECIFICO	4
CAPÍTULO I. FORMACIÓN Y CLASIFICACIÓN VOLCÁNICA	5
1.1.-Capas de la Tierra	5
1.2.-Placas tectónicas	7
1.3.-Volcanes	8
1.3.1.- Clasificación	10
1.3.1.1.- Volcanes centrales	10
1.3.1.2.- Volcanes de fisura	11
1.3.2 .- Localización de las zonas volcánicas	12
CAPÍTULO II. ¿QUÉ EMITEN LOS VOLCANES?	14
2.1.-Emisión Volcánica	14
2.1.1.-Vapor de agua	14
2.1.2.-Bióxido de carbono	15
2.1.3.- Bióxido de azufre	16
2.1.3.1.-Propiedades del Bióxido de azufre	18
2.1.3.2- Datos tóxicos.	19
2.1.4.- Flúor.	20

2.1.5.- Cloro	20
2.1.6.- Ceniza	21
CAPÍTULO III. VOLCANES ACTIVOS EN EL MUNDO	22
3.1 Evidencias volcánicas	22
CAPÍTULO IV. EFECTOS A ESCALA GLOBAL	27
4.1.- Manera en que afectan las erupciones volcánicas al tiempo y clima	27
4.2.- Razones para estudiar los impactos volcánicos sobre el clima	31
4.3.- ¿Cómo podemos cuantificar el registro del pasado vulcanismo climáticamente significativo?	35
4.4.- ¿Podemos diseñar un sistema mejorando para la medición y el seguimiento de los gases atmosféricos y aerosoles resultantes de erupciones futuras?	38
4.5.- ¿Cómo podemos modelar mejor el impacto climático de las erupciones, incluyendo la microfísica, química, transporte, radiación y respuestas dinámicas?	40
4.6.- ¿Cómo las erupciones en latitudes altas afectan el clima?	41
4.7.- Qué importancia tienen los efectos indirectos de las emisiones volcánicas en las nubes?	42
4.8.- ¿Dónde están los importantes sitios potenciales para futuras erupciones?	43
CONCLUSIONES	44
BILIOGRAFÍA	47
ANEXOS	51

LISTA DE FIGURAS	Pág.
Figura 1.1. En la presente figura se muestran zonas volcánicas, así como volcanes con recién actividad .En Australia no hay volcanes activos	11
Figura 2.1. Los círculos cerrados indican el perfil de la concentración de aerosoles recibido del ORA. Comparados con los modelos teóricos de promedio y sin aerosol, en la estratósfera, se nota un claro incremento de ellos, que se le atribuye a la cantidad de sulfatos emitidos por el Pinatubo, Filipinas	17
Figura 3.1. La figura compara la capa de aerosol de una misma región sobre Francia, la parte derecha es tomada un año después de la erupción del Pinatubo, 1991	23
Figura 3.2. Muestra las nubes de ceniza y SO <sub>2</sub> del Chichonal el 6 de abril de 1982 (dos días después de la impresionante y mayor erupción), la ceniza está representada por colores, de tal manera que en azul se indican las cantidades menores, en verde las cantidades intermedias y en amarillo - naranja las cantidades mayores. Los contornos superpuestos indican la cantidad de SO <sub>2</sub> , la nube de ceniza hacia el Golfo de México indica que ésta se encuentra en altitudes troposféricas, mientras que el resto de ceniza, así como el SO <sub>2</sub> , se encuentra en latitudes estratosféricas	25
Figura 3.3. Muestra el decremento, anormal, en la concentración de ozono; se infiere que pudo ser provocada por la gran cantidad de compuestos ricos en azufre enviados a la estratósfera por el Pinatubo, en 1991	26
Figura 4.1. Diagrama esquemático de entradas volcánicas en la atmósfera y sus efectos.	27
Figura 4.2. Airways DC-10 en la Estación Aérea Naval Cubi Point, a 40 km del Monte Pinatubo, inclinado hacia atrás con ceniza volcánica en el estabilizador, lo que parece ser nieve, es en realidad ceniza	29

volcánica en el suelo; estas partículas grandes producen efectos locales devastadores y efectos meteorológicos a corto plazo

Figura 4.3. La fila de conos Laki, mirando hacia el suroeste de la montaña Laki. Nótese los autobuses y coches estacionados en la parte inferior para observar la escala. Conos en la distancia están oscurecidos por lluvia. Fotografía de Alan Robock, 30 de agosto de 2002 42

## TABLAS

Pág.

TABLA 1 Tipos de roca profundidades y flujos de calor debido al transporte por conducción en la capas que forman la corteza y parte del manto superior en una región montañosa

7

## ESQUEMAS

Pág.

Esquema 2.1 Problemas derivados de la contaminación volcánica.

18



## INTRODUCCIÓN

El estudio de los efectos de las erupciones volcánicas sobre el clima es un tema de gran importancia, pues nos ayuda a mejorar los modelos climáticos, nos permite hacer predicciones climáticas estacionales e interanuales después de erupciones de gran magnitud, proporciona apoyo para la teoría del invierno nuclear, nos permite separar las causas naturales de cada cambio climático de los efectos antropogénicos, que nos da una mayor confianza en la atribución del calentamiento global reciente a causas antropogénicas. Aunque se ha aprendido mucho desde la gran erupción del Monte Pinatubo en las Filipinas en 1991, todavía hay algunos problemas destacados de la investigación, que se discuten aquí:

¿Qué es exactamente lo que va a la atmósfera durante una erupción explosiva?

¿Cómo podemos cuantificar el registro del pasado climático de un vulcanismo significativo?

¿Podemos diseñar un sistema mejorado para la medición y el seguimiento de los gases atmosféricos y aerosoles resultantes de erupciones futuras?

¿Cómo podemos modelar mejor el impacto climático de las erupciones, incluyendo la microfísica, química, transporte, radiación y respuestas dinámicas?

¿Cómo erupciones en latitudes altas afectan el clima?

¿Qué importancia tienen los efectos indirectos de las emisiones volcánicas en las nubes?

¿Dónde están los importantes sitios potenciales para futuras erupciones?

## JUSTIFICACIÓN

Aunque se ha aprendido mucho desde la gran erupción del Monte Pinatubo en 1991, todavía hay algunos problemas destacados de la investigación, que se discuten aquí:

¿Qué es exactamente lo que va a la atmósfera durante una erupción explosiva?

¿Cómo erupciones en latitudes altas afectan el clima?

¿Qué importancia tienen los efectos indirectos de las emisiones volcánicas en las nubes?

## RESUMEN

Las plumas volcánicas representan el mecanismo principal para transferir calor y materia desde el interior de la Tierra a la superficie de la misma, transportando tres componentes principales: tefra, gases volcánicos y aire troposférico arrastrado. En esta ocasión, revisamos la investigación actual sobre los efectos del aerosol volcánico en la atmósfera de la Tierra. También discutimos procesos atmosféricos a gran escala que dispersan las plumas volcánicas a escala global y sus efectos en el cambio climático mundial.

## **ABSTRACT**

Volcanic plumes represent a main mechanism for transferring heat and matter from the interior of the Earth to the Earth's surface and carry three main components: tephra, volcanic gases and entrained tropospheric air. On this occasion, we review current research on the effects of volcanic aerosol on Earth's atmosphere. We also discuss large-scale atmospheric processes that disperse volcanic plumes on a global scale and the impact on Worldwide Weather.

## **ANTECEDENTES**

El vulcanismo ha sido implicado como una causa posible de las variaciones climáticas del tiempo. Franklin [1784], Humphreys (1913, 1940) y Mitchell (1961), fueron pioneros en su asociación de erupciones volcánicas con el cambio climático. Más recientemente presentan Cordero (1970, 1977, 1983), Toon y Pollack (1980), Toon (1982) y Robock (2000, 2002a, 2003a, 2003b), las opiniones de estos efectos.

Una monografía presentada por Robock y Oppenheimer en el año 2003, contiene muchos artículos sobre todos los aspectos de este tema, sin embargo, hay muchos problemas pendientes de investigación y este documento se centra en las fronteras y desafíos en esta área.

## **OBJETIVO GENERAL.**

Identificar los tipos de erupción volcánica que existen, para así poder conocer o identificar los procesos atmosféricos y sus efectos en el cambio climático que pueden llegar a producir.

## **OBJETIVO ESPECÍFICO.**

- Explicar la composición de la Tierra y la formación de los volcanes, así como los tipos que existen.
- Analizar los tipos de erupciones que se pueden llegar a tener e Identificar si pueden producir o no cambios climáticos.
- Conocer modelos que nos permitan predecir el impacto de una gran erupción, tan pronto como se produzca.

# **CAPÍTULO I. FORMACIÓN Y CLASIFICACIÓN VOLCÁNICA**

Los volcanes han existido, prácticamente, desde la formación de nuestro planeta, hace casi 5 mil millones de años; la corteza terrestre, las aguas de los océanos, los ríos y lagos, así como la mayor parte del aire que respiramos, provienen de erupciones volcánicas.

## **1.1 Capas de la tierra**

La tierra está formada por una serie de capas que envuelven al núcleo terrestre; la capa más superficial se denomina corteza y tiene un espesor promedio de 35 a 40 Km, todos los océanos y continentes, así como los diferentes accidentes topográficos terrestres, están comprendidos en esta capa; por debajo de ella se encuentra el denominado manto terrestre, que consiste en dos partes: la primera llamada manto superior, presenta un espesor promedio de 670 Km, y la segunda denominada manto inferior, cuenta con un espesor de 2,200 km, y el núcleo interno de 1,215 km. Éste último constituye el centro de la Tierra, ver tabla 1.1.

Ahora bien, tanto el núcleo interno como el externo están formados básicamente de hierro con pequeñas cantidades de níquel; pero mientras el núcleo interno se haya en estado sólido, el núcleo externo está parcialmente fundido, es decir, se comporta como un fluido. La temperatura estimada para esta capa es superior a los 3,000° C, lo cual hace que se mueva de forma conectiva.

Cuando un fluido es calentado por su parte inferior y enfriado por la superior, se produce un movimiento en el seno del fluido denominado convección; esto se debe a que la parte caliente disminuye su densidad y asciende por flotación, mientras que la parte fría, que es más densa, tiende a descender. El núcleo de la tierra tiene una temperatura bastante elevada, probablemente desde que se formó, hace 4,000 millones de años, y se ha ido enfriando muy lentamente, pues aún conserva una temperatura muy alta. Esto se debe al manto terrestre que lo cubre, el cual está formado por una mezcla de diferentes minerales de sílice que actúan como una capa aislante muy eficaz.

El movimiento de convección del núcleo externo es transmitido a las partes más bajas del manto inferior por lo cual este tipo de movimiento también está presente en él, solo que a una velocidad mucho más lenta que en el núcleo externo; después va transmitiéndose a las parte superiores, hasta llegar a las situadas bajo la corteza terrestre. Es así como los movimientos son transmitidos a la corteza terrestre, la cual es más rígida y, por lo tanto, estos producen fracturas en ella, a veces muy grandes; esto hace que la corteza terrestre no sea de una sola pieza, como un cascarón que envuelve la tierra, solo que está fracturada y formada por diferentes “pedazos”, cada “pedazo” se denomina placa.

**Tabla 1. Tipos de roca profundidades y flujos de calor debido al transporte por conducción en la capas que forman la corteza y parte del manto superior en una región montañosa**

TIPO DE ROCA	PROFUNDIDAD	PRODUCCIÓN DE CALOR EN LA CAPA ( $10^{-13}$ cal/s $\text{cm}^3$ )	FLUJO DE CALOR EN LA BASE DE LA CAPA ( $\mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s}$ )	TEMPERATURA EN LA BASE DE LA CAPA ( $^{\circ}\text{C}$ )
GRANITO (CORTEZA SUPERIOR)	0- 16	4.8	2	600
GABRO (CORTEZA INFERIOR)	16 – 40	1.9	1	1100
OLIVINA-GABRO (CORTEZA INFERIOR)	40 – 60	1	0.8	1300
PERIDOTITA (MANTO SUPERIOR)	60 – 100	0.2	0.6	1600

## 1.2 Placas tectónicas

Los descubrimientos científicos de los últimos años han impulsado una teoría conocida como las placas tectónicas: la capa externa de la tierra está constituida por unas doce enormes placas de roca; las placas tectónicas son bloques inmensos de forma irregular,

flotan sobre la roca más pesada del manto terrestre, cargan a los continentes y océanos que forman la superficie de la tierra.

Las placas se mueven a distancias ínfimas – no más de 2.5 a 5 cm/año - las montañas se forman cuando dos placas chocan de frente; los valles de los océanos se originan cuando una placa se desliza debajo de otra; los terremotos ocurren cuando las placas se frotan bruscamente una con otra.

Cuando dos placas se tallan, chocan o se empujan una a otra, el borde u orilla de una placa puede encajarse a fuerza bajo el borde de otra, al descender las rocas de la primera de abajo la superficie se somete a intenso calor, lo cual se cree que se debe a la radiactividad de las rocas que las rodean y al de los lugares; la tremenda presión que hay bajo la superficie impide que la roca se funda a pesar de la alta temperatura, que se estima del orden de 2,000° C, pero en algunos puntos, en donde el fondo de la corteza y la parte superior del manto se encuentran, la temperatura es lo bastante alta y la presión lo bastante baja para fundir la roca sólida; la roca así derretida forma “charcos” de piedra, casi líquida, llamada magma.

La facilidad con la que escapan los gases disueltos del magma afecta la forma en la que el volcán hace erupción, por lo general los gases escapan a altas temperaturas y varios son mortalmente venenosos.

### **1.3 Volcanes**

Los volcanes son las manifestaciones termales que, además de ser espectaculares, encierran un gran peligro para la humanidad en formas de erupciones violentas que tiene la capacidad de destruir ciudades enteras en periodos cortos de tiempo, no dando oportunidad en la mayoría de los casos de salvar a la población; desde la prehistoria el

hombre ha sido víctima de las erupciones de los volcanes y ha pasado, en su aptitud hacia ellos, del asombro al miedo, a la deificación y a la observación científica, encontrando explicaciones para su actividad y teniendo como meta final la prevención de los periodos de actividad y el aprovechamiento de la enorme energía liberada por los volcanes, que han inspirado leyendas, religiones y artículos científicos.

Antes de comenzar a describir los volcanes es necesario definir qué es un volcán; esto no es fácil de hacer ya que existen muchos tipos de volcanes y para definirlos en general se tiene que determinar los rasgos esenciales comunes a todos ellos.

En general se puede definir a los volcanes como la salida a la superficie del magma, o sea, de la mezcla de roca fundida, vapor de agua y gases; se podría pensar que un volcán es una montaña que arroja lava, pero este no es más que un tipo particular de volcán, el más conocido; sin embargo, hay volcanes que no son más que una grieta, o bien una depresión en la superficie de la tierra. La forma de un volcán va a depender del tipo de las erupciones; por lo tanto, una forma de clasificar a los volcanes es de acuerdo a éstas, pero como a su vez el tipo de erupción depende de las características químicas del magma, otra clasificación se puede hacer con respecto al tipo de material que arrojan. En este aspecto se puede encontrar un paralelismo entre un volcán y un manantial termal, ambos arrojan fluidos calientes a la superficie (magma y agua respectivamente) y se puede clasificar de acuerdo a su composición química.

Una forma simplificada de clasificar las lavas es de acuerdo a su contenido de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) y de minerales compuestos por fierro y magnesio; los tres principales tipos de lavas son: Riolitas, con alto contenido de sílice (más del 60%) y un bajo contenido de minerales ferro-magnesianos; Andesita, con un contenido intermedio de sílice

(aproximadamente 60%) y de ferro-magnesianos; y Basaltos, con bajo contenido de sílice (menor de 50%) y un alto contenido de ferro-magnesianos. Debido a que los materiales ferro-magnesianos son generalmente de color oscuro, las rocas más claras serán las de composición riolítica, las más oscuras son las basálticas; además de esta clasificación general, existen algunas otras más detalladas en las cuales se toma en cuenta el contenido relativo de otros elementos como: el calcio, el potasio, y el grado de cristalización de la roca. Un resumen de las principales características de los tres tipos de rocas esta dado en la tabla 1.1.

### **1.3.1 Clasificación**

De acuerdo a su forma, los volcanes se pueden dividir en dos tipos: los centrales y los de fisura.

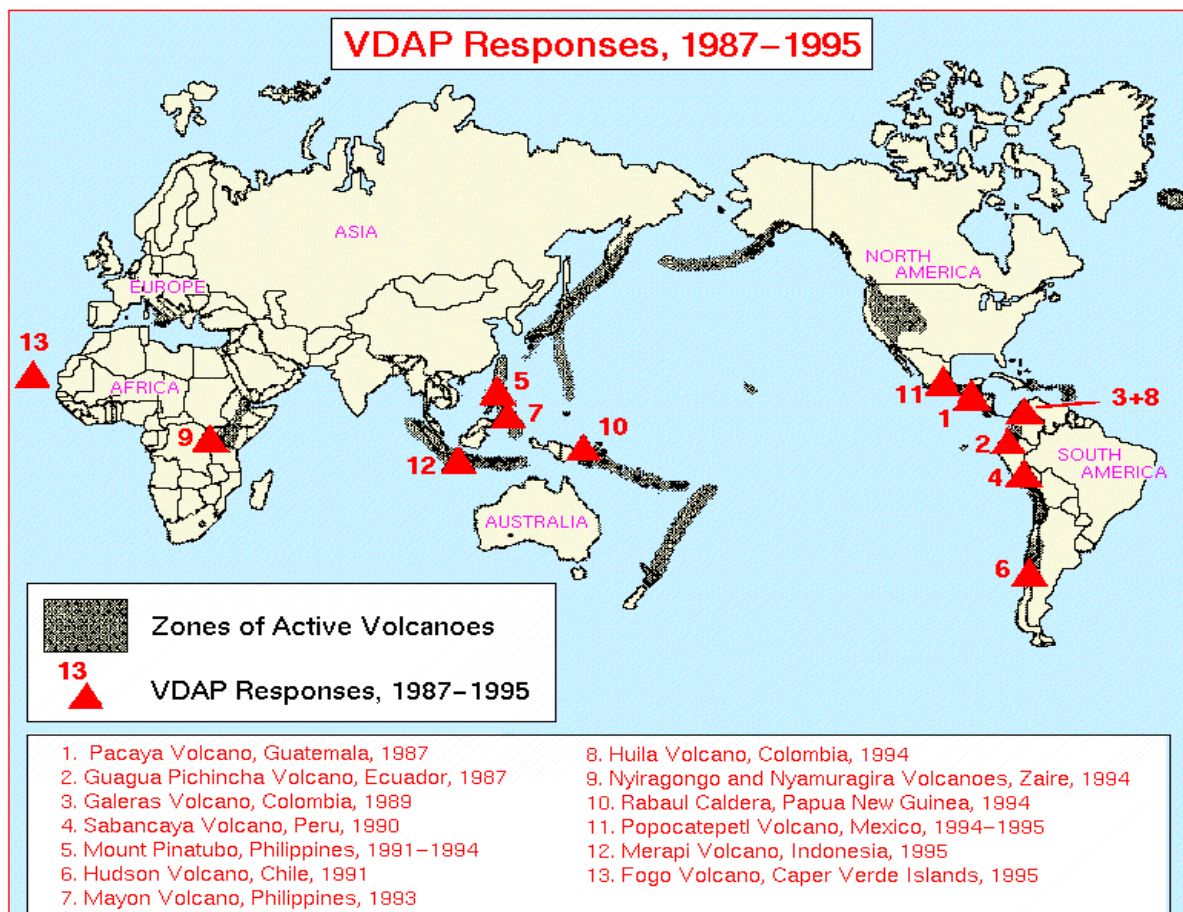
#### **1.3.1.1 Volcanes centrales**

Los centrales son los más conocidos, en ellos el magma alcanza la superficie a través de un canal vertical o cráter; al salir éste se va apilando y forma lo que se llama un edificio volcánico, el cual según las circunstancias de su formación va a tener forma cónica o alguna otra forma parecida de acuerdo a su historia eruptiva.

Volcanes de este tipo son: el Fujiyama, el Vesubio, el Popocatépetl, etc., y se les puede localizar en cualquier lugar del mundo, independientemente de su entorno geológico; además de la variedad en su distribución, características químicas, éste tipo de volcanes tienen un rango muy amplio en su variación, siendo posible encontrar entre sus productos desde rocas riolíticas, hasta basálticas.

### 1.3.1.2 Volcanes de fisura

Los volcanes de fisura están relacionados con zonas de tensión en la corteza que van a provocar fracturas verticales por las que el magma va a ascender formando diques, coincidiendo, en algunos casos, llegar hasta la superficie y formar así los volcanes de fisura. Este tipo de volcanes va a estar restringido a áreas en las que los esfuerzos de tensión predominen, por ejemplo las cordilleras oceánicas; las lavas que producen los volcanes de fisura son del tipo basáltico.



**Figura 1.1.** En la presente figura se muestran zonas volcánicas, así como volcanes con recién actividad .En Australia no hay volcanes.

### **1.3.2 Localización de las zonas volcánicas**

La mayor parte de los volcanes se encuentran en zonas que se localizan cerca del mar, figura 1.1, en fajas que siguen los contornos de algunas de las placas gigantes que constituyen la superficie de la tierra; tal vez la placa gigante del pacífico es la causante del mayor número de volcanes activos. Esta enorme masa está ejerciendo presión sobre las costas occidentales de América del Norte y del Sur, figura 1.1, así como sobre la costa oriental de Asia; por consecuencia todo el océano pacífico está rodeado por zona de volcanes que se le llama cinturón del circumpacífico o cinturón del fuego, figura 1.1

Varios volcanes famosos de Italia son el resultado de la fragilidad del terreno en donde se encuentran y se golpean mutuamente las placas afroasiática y euroasiática; la mayor parte de los volcanes son producto del movimiento del choque de dos placas, otros pueden dar su origen en algún “punto ardiente” de la corteza terrestre, o sea donde el magma alcanza la combinación adecuada de temperatura y presión para originar un volcán.

De los más de mil volcanes en el mundo, quinientos setenta y seis, en promedio anual, presentan cierta actividad (tan solo en Estados Unidos se consideran 68 potencialmente activos, el tercer país después de Japón e Indonesia), y un promedio anual de cincuenta a sesenta entran en erupción.

Los volcanes de Hawái arrojan magma poco viscosa, casi líquido, debido a su composición basáltica; las burbujas que se forman de los gases volcánicos o de agua, en este tipo de magmas ascienden más rápido de lo que crecen radialmente,

ocasionando una liberación de gases de manera tranquila y sin explosiones, en cambio en los magmas andesíticos, como el del Chichón, las burbujas crecen más radialmente de lo que ascienden en el seno del material, debido a que los magmas son más viscosos. Al crecer rápido producen altas presiones en el seno del magma y ocasionan explosiones en las que el magma es lanzado hacia la atmósfera en forma de fragmentos incandescentes, que se enfrían en la atmósfera y caen al suelo en formas de granos de arena de diversos tamaños.

## **CAPÍTULO II. ¿QUÉ EMITEN LOS VOLCANES?**

Excepto por la abundancia de oxígeno liberado de plantas, algas y cianobacterias mediante la fotosíntesis, los gases atmosféricos provienen, inicialmente, del interior de la tierra; los gases dentro del magma son disueltos debido a las altas presiones que existen debajo de la superficie terrestre, pero la presión se reduce en la superficie y esto permite que los gases disueltos se expandan o escapen.

### **2.1. Emisión Volcánica**

En general, los principales gases y partículas emitidas por los volcanes son vapor de agua, bióxido de carbono, monóxido de carbono, bióxido de azufre, sulfuro de hidrógeno, hidrógeno, cloro, flúor, nitrógeno, metano y ceniza.

#### **2.1.1. Vapor de agua**

El vapor de agua constituye del 70 al 95 % del total de los gases debidos a erupciones volcánicas; los diferentes gases afectan la tierra, personas, flora, fauna, en general al medio ambiente, de diferentes maneras, en este caso el vapor de agua es benéfico sumado al suministro de agua del planeta, ya que este, como sabemos, regula la temperatura; sin embargo, este gas emite en infrarrojo, es un gas de los llamados de invernadero, de esta manera contribuye al fenómeno llamado calentamiento global.

### **2.1.2. Bióxido de carbono**

Promedios de niveles de temperatura global han incrementado de manera constante desde la revolución industrial, en adición al bióxido de carbono hacia la atmósfera, a partir de procesos industriales y el motor de combustión interna.

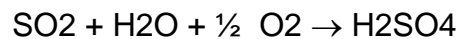
El bióxido de carbono es abundante en los gases volcánicos, pero se creía que no contribuía de manera significativa al efecto invernadero; no obstante, por lo referido en el párrafo anterior, una erupción volcánica rica en CO<sub>2</sub> sumado a la emisión de origen antropogénica de dicho gas, sin duda que está contribuyendo al efecto de invernadero. El problema en números es que los volcanes contribuyen, anualmente, con cerca de 108 toneladas de bióxido de carbono, mientras que las actividades humanas lo hacen con 109 de toneladas por año. Las evidencias “circunstanciales” hacen pensar que las erupciones volcánicas pueden afectar patrones temporales a corto plazo, y posiblemente influyan en el cambio climático de manera regional y global a largo plazo.

Desde que las emisiones volcánicas afectan el medio ambiente y por consiguiente a las poblaciones, estas últimas influyen debido al desmedido crecimiento de la población mundial, cuyas actividades afectan el cambio climático global; así que el calentamiento global es uno de los grandes problemas a afrontar.

Un ejemplo de las repercusiones serias es que debido al calentamiento global se podría dar el caso del derretimiento de los glaciares de la antártica, con esto se incrementarían los niveles oceánicos e irrumpirían seriamente en grandes conglomerados de población tales como: Londres, Tokio, Yokohama, Los Ángeles, Nueva York, Buenos Aires, etc.

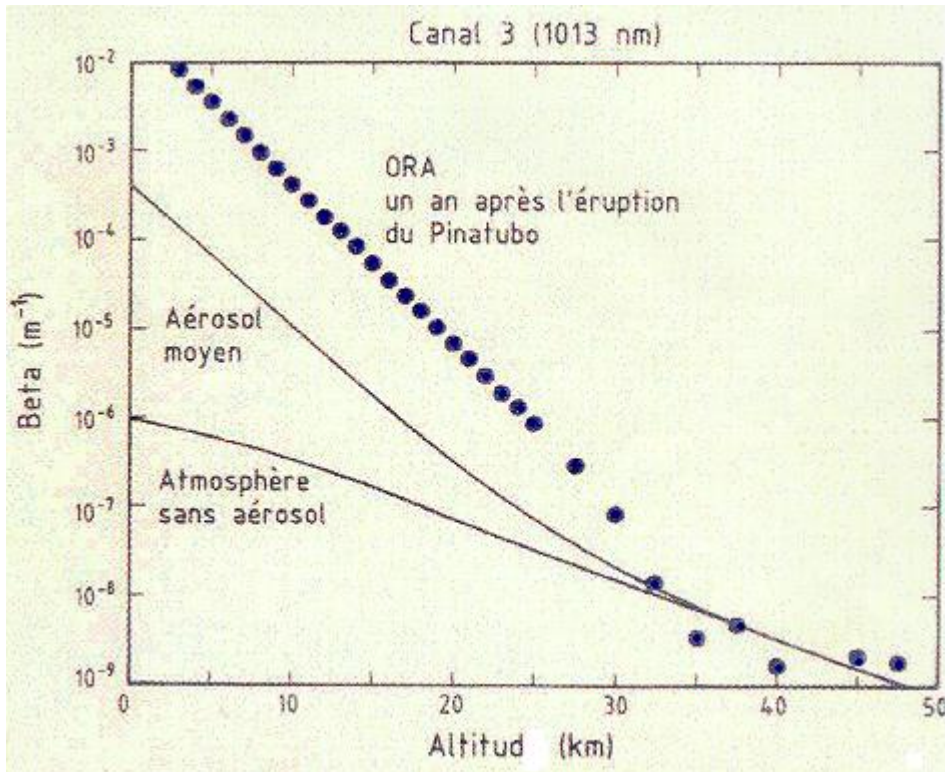
### 2.1.3. Bióxido de azufre

El más grande de los impactos volcánicos sobre los patrones temporales de corto plazo es causado por el bióxido de azufre; en la parte inferior de la atmósfera fría el SO<sub>2</sub> es convertido en ácido sulfúrico después de dos meses, aún más, la reacción con los rayos solares y el vapor de agua estratosférico da como resultado la formación de aerosoles. Las capas de aerosoles permanecen por grandes períodos en suspensión:



Después, las partículas de ceniza caen hacia la tierra y forman la capa más baja de ácido sulfúrico que va de los 15 a los 20 km; partículas más finas, todo esto producto de la erupción, caen como lluvia radiactiva, de manera rápida influyen, localmente, en el enfriamiento de la atmósfera, provocando así gradientes de temperatura que afectan el clima, dependiendo de la intensidad de la erupción.

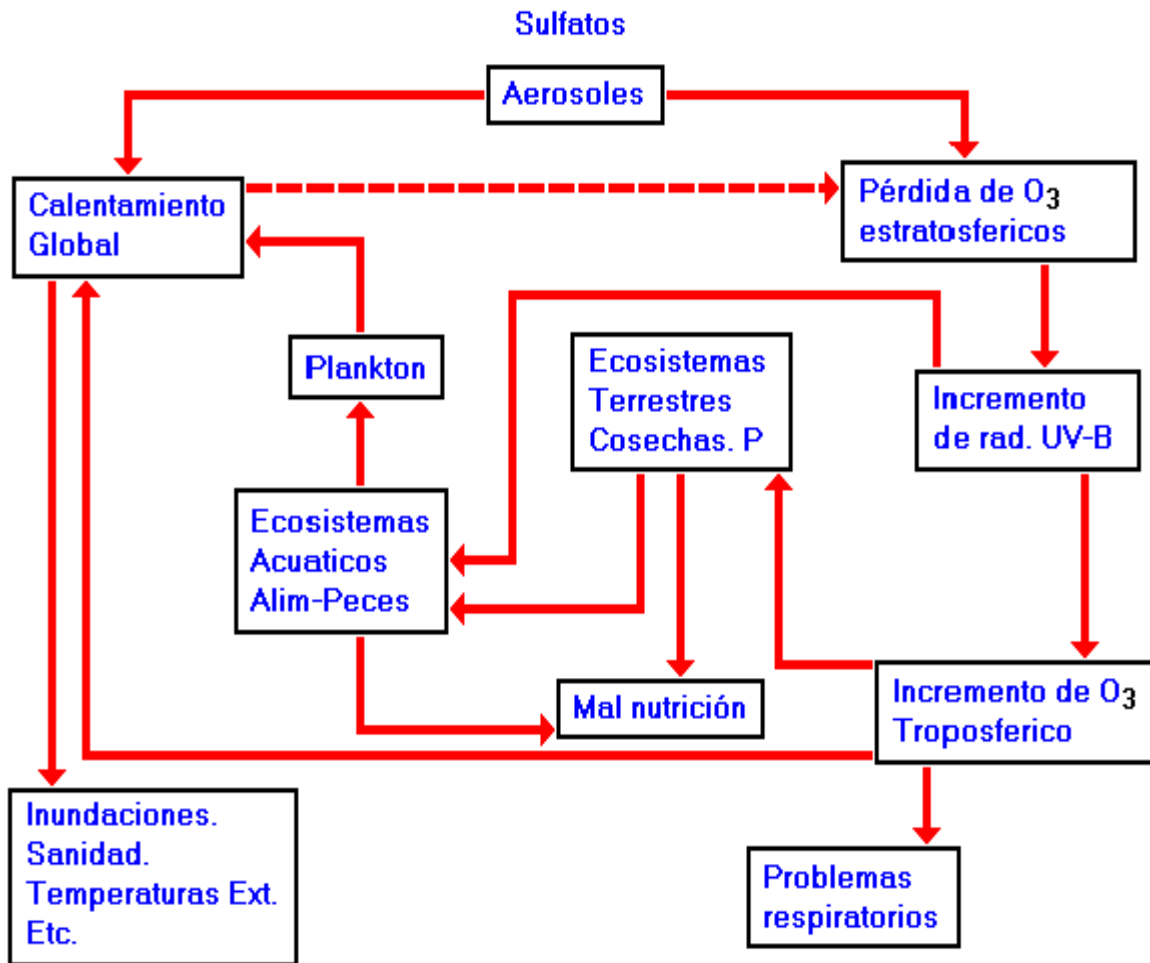
Una primera correlación, producto de un estudio serio, de lo dicho en el último párrafo anterior, se hizo en 1963 después de una erupción del volcán Agung, en Indonesia. La capa de aerosol de ácido sulfúrico alrededor de la tierra, es gradualmente degradada, pero renovada por cada erupción rica en bióxido de azufre; esto se confirmó con la emisión del Chichonal, México, y el Pinatubo, Filipinas (Anexo 4), figura 2.1.



**Figura 2.1** Los círculos cerrados indican el perfil de la concentración de aerosoles recibido del ORA. Comparados con los modelos teóricos de promedio y sin aerosol, en la estratósfera, se nota un claro incremento de ellos, que se le atribuye a la cantidad de sulfatos emitidos por el Pinatubo, Filipinas.

Por cierto, en esa época, se presenta un decremento de la concentración normal de ozono, de casi 20 %, figura 3.3. Los aerosoles de sulfato dan lugar a reacciones químicas en las que se liberan átomos de cloro destruyendo así la capa de ozono, ésta capa tan necesaria para preservar la vida en todos sus sentidos.

A continuación esquematizamos las consecuencias debidas a la emisión de sulfatos en el 2.1



*Esquema 2.1. Problemas derivados de la contaminación volcánica.*

### 2.1.3.1. Propiedades del bióxido de azufre

El dióxido de azufre es un severo irritante de las membranas mucosas; estas propiedades irritantes son debidas a la rapidez con la que este forma ácidos sulfurosos al contacto con las membranas húmedas. Dentro de las propiedades físicas del SO<sub>2</sub> encontramos las siguientes:

- En su forma gaseosa es incoloro, pero este es líquido bajo presión (BP-10.0°C).

- Su olor es perceptible entre 0.30 a 5.00 ppm.
- No es combustible.

### **2.1.3.2. Datos tóxicos**

Se dice que es altamente tóxico sí la inhalación de este gas está en 1,000 ppm (2,600 mg/m<sup>3</sup>) durante 10 minutos. Dentro de los daños físicos al ser humano encontramos irritación intensa en los ojos, piel (principalmente en la cara) y aparato respiratorio.

Cuando la concentración es moderada el grado tóxico es realmente bajo, sin embargo, altas concentraciones pueden provocar inclusive la muerte como resultado de parálisis respiratoria y enfisemas pulmonares; la exposición a 400-500 ppm es inmediatamente riesgosa, pero a 1,000 ppm durante 10 minutos, ha provocado la muerte de varias personas.

Cuando el SO<sub>2</sub> es inhalado, la mayoría de este es absorbido en los conductos respiratorios superiores, donde ocurren la mayoría de sus efectos; la concentración de 10 a 15 ppm, de 5 a 10 minutos, causa irritación de ojos, nariz y garganta (problemas al respirar y tos). Algunas personas son extremadamente sensibles a los efectos de SO<sub>2</sub> mientras que otras con el tiempo suelen adaptarse.

Aunque se dice que los gases volcánicos no afectan (o raramente lo hacen) las poblaciones importantes, hay gente que sufre problemas respiratorios y del corazón y estas son especialmente susceptibles a los gases volcánicos. Datos de laboratorio indican que algunas personas muestran severas reacciones cuando la concentración es del orden de 3 - 5 ppm; mientras, algunas más sensibles, muestran reacciones cuando

la concentración es de 1 - 2 ppm. También en algunos vegetales (lechuga, alfalfa, algodón, espinaca, entre otros) se presentan daños a nivel celular debido al SO<sub>2</sub> en concentraciones de 0.30 - 0.50 ppm, cuando la hoja no puede convertir el sulfito en sulfato con suficiente rapidez y comienza la ruptura de la célula.

#### **2.1.4. Flúor**

El gas de Flúor puede condensarse en la lluvia o en las partículas de ceniza, cubriendo prados, jardines, pastizales, etc., así como también contamina arroyos y lagos; los animales que comen pasto contaminado con este gas son envenenados, pequeñas cantidades de flúor pueden ser benéficas, pero en exceso puede causar fluorosis, un mal que va destruyendo los huesos de los animales.

El agua destinada a uso doméstico, en algunos lugares cercanos a la continua lluvia de ceniza volcánica, puede estar contaminada de flúor.

#### **2.1.5. Cloro**

El cloro afecta de manera negativa al medio ambiente, el cloro es emitido de los volcanes en forma de ácido hidrocloreídrico, HCL, el cual se descompone al reaccionar en monóxido de cloro y en cloro. Aquí si es conveniente resaltar que el cloro libre disocia la molécula de ozono, y aunque se habla mucho de los clorofluorocarbonos, Anexo1 (que es un hecho que son un grave problema), lo cierto es que, dicho en números, el hombre produce  $75 \times 10^4$  toneladas de cloro en diferentes formas durante un año, pero los

volcanes arrojan al año, a la estratósfera:  $327.5 \times 10^6$  toneladas de HCL, tal vez mucho más, lo cual representa entre 550 y 600 veces la producción mundial de CFC.

La pérdida de HCL por erupciones volcánicas se suma a la producción de clorofluorocarbonos hecha por el hombre, creando una gran amenaza a la capa de ozono en la estratosfera; lamentablemente solo podemos “atender” a la producción realizada por el hombre.

#### **2.1.6. Ceniza**

La ceniza, vista como una partícula, pudiera ser que afecte el aparato respiratorio de una o más de las formas siguientes:

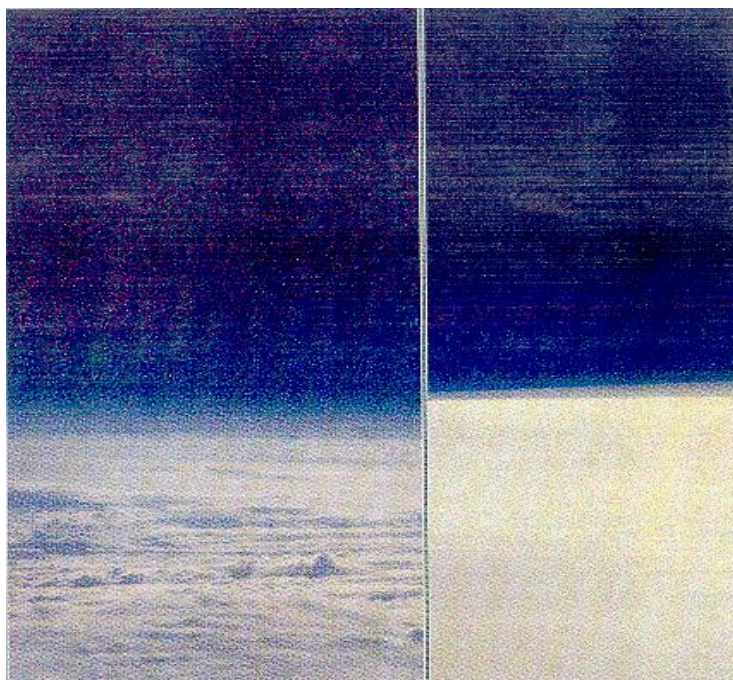
- a) Puede ser intrínsecamente tóxica debido a sus características inherentes, composición química y/o estructura física.
- b) Podría interferir en uno o más de los mecanismos que despejan el aparato respiratorio.

## **CAPÍTULO III. VOLCANES ACTIVOS EN EL MUNDO**

Desde la época de Benjamín Franklin, los científicos han considerado que las erupciones volcánicas pueden ser importantes en lo referente a cambios climáticos, principalmente debido a las modificaciones de temperatura causadas por erupciones explosivas, ya que importantes cantidades de material son eyectadas hacia la estratósfera y tropósfera; en años recientes se ha manifestado que no es la cantidad de gases y ceniza el problema, más bien, la composición de ellos.

### **3.1. Evidencias volcánicas**

Los gases, tales como aerosoles, disminuyen la radiación solar (calor) afectando indistintamente el clima y el medio ambiente; esto se debe principalmente a la cantidad emitida de  $\text{SO}_2$  eyectado hacia la estratósfera, donde las diminutas partículas de aerosoles forman una distintiva capa blancuzca Fig 3.1



***Figura 3.1. La figura compara la capa de aerosol de una misma región sobre Francia, la parte derecha es tomada un año después de la erupción del Pinatubo, 1991.***

En 1785 Franklin, ante la corte Francesa, propuso que el intenso frío y la seca bruma que prevalecieron en Europa y Norteamérica entre los años 1784-1785, podría tener una relación con la erupción volcánica del Laki, reportado en Islandia, en 1773; según Franklin la bruma pudo haber causado un descenso en la temperatura superficial, absorbiendo parte de la luz solar incidente. Un siglo después, la comisión “Krakatoa”, de la Royal Society de Londres, estableció la conexión entre erupciones volcánicas importantes y cambios ópticos de la atmósfera, después de la impresionante erupción del Krakatoa en agosto de 1883.

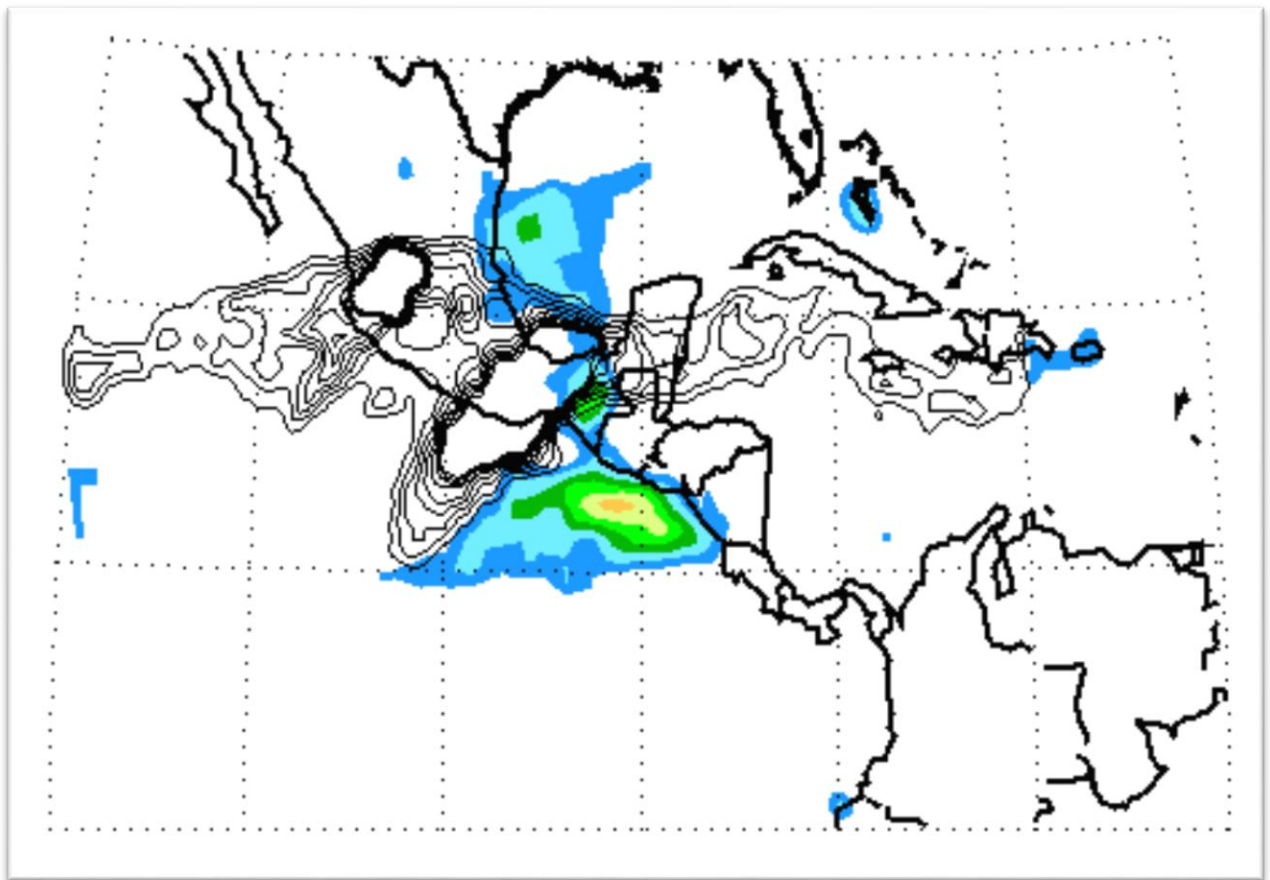
Después de ello, casi otro siglo, Lamb estimó que las más grandes erupciones de Islandia y Japón durante 1783, pudieron haber causado un descenso de temperatura de 1.3° C, además dijo que pudo haber durado entre una y dos décadas.

Para esto, Lamb propuso en 1970, basándose en una “evidencia” empírica de conexión volcán – medio ambiente, el DVI volcánico (Dust Veil Index), tomando como referencia la crónica de una erupción después del año 1500; él definió el DVI como un cálculo de polvo fino, o ceniza, eyectado hacia la parte superior de la atmósfera durante erupciones específicas. También sugirió que las erupciones ricas en azufre afectan el clima, cuando el gas llega a la estratósfera; otros índices fueron subsecuentemente propuestos basados en la intensidad de la erupción. El último índice es el llamado índice explosivo volcánico y es propuesto bajo cálculos de energía “explosiva” con el volumen de la erupción, inferido por la altura de la pluma.

Después de la tremenda erupción de Tambora, Indonesia, en 1815, se suscitó un frío periodo en pleno verano Inglés, 1816, el cual arruinó los cultivos, de sobremanera, como resultado de la pesada escarcha y la incesante nevasca. Efectos similares se presentaron a lo largo del Reino Unido y algunas partes del este de Europa, mientras que el Oeste, del mismo continente, se caracterizó por lluvias anormales; causando pérdida en la cosecha de uva; al mismo tiempo, en las latitudes altas de Rusia hubo un calentamiento, el cual permitió que por años crecieran granos del mundo occidental, sobre sus estepas. Gracias a ello la gente pudo comer, mientras que en el sur de los Estados Unidos, en California, se vivió un prolongado periodo de sequía, para después entrar un régimen permanente de lluvia subtropical, lo cual propició un importante crecimiento en la cosecha de maíz, cebada y germen de trigo.

Antes de 1960, los científicos creían que la ceniza inyectada hacia la estratósfera era la causa más importante de fluctuaciones climáticas; en 1961 Junge “descubre” la existencia de una capa de aerosol volcánica, principalmente pequeñas gotas de ácido

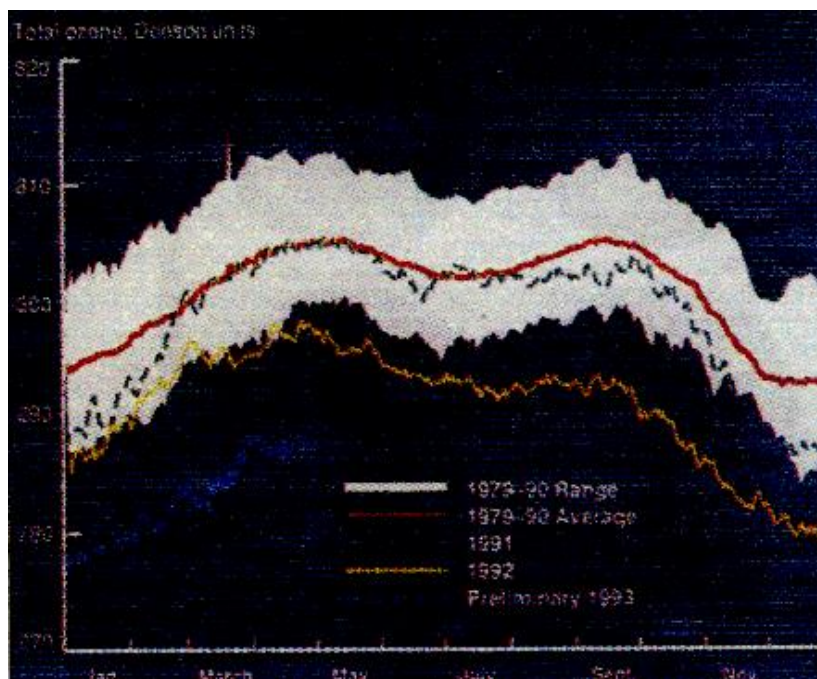
sulfúrico. Tales aerosoles en latitudes mayores afectan el calor atmosférico: la radiación solar entrante es reflejada, esparcida, refractada y absorbida por los aerosoles. El esparcimiento y la absorción pueden causar enfriamiento en la superficie de la tierra y la baja atmósfera, como se ha inferido desde la erupción del Katmai, 1912, y en erupciones posteriores. Erupciones ricas en azufre enriquecen de aerosoles la estratósfera, para después bajar a la tropósfera; tales son los casos de Monte Pinatubo en 1991, y el Chichonal en 1982, figura 3.2.



**Figura 3.2. Muestra las nubes de ceniza y SO<sub>2</sub> del Chichonal el 6 de abril de 1982 (dos días después de la impresionante y mayor erupción), la ceniza está representada por colores, de tal manera que en azul se indican las cantidades menores, en verde las cantidades intermedias y en amarillo - naranja las cantidades mayores. Los contornos superpuestos indican la cantidad de SO<sub>2</sub>, la nube de ceniza hacia el Golfo de México indica que ésta se encuentra en altitudes troposféricas, mientras que el resto de ceniza, así como el SO<sub>2</sub>, se encuentra en latitudes estratosféricas.**

Rampino y otros investigadores establecieron que erupciones ricas en azufre, aunque sean “pequeñas”, causan efectos a la atmósfera, de manera más seria, que erupciones más grandes pero “pobres” en azufre.

Según algunos científicos, la devastadora erupción del volcán Monte Pinatubo, creó un caos climático sobre todo el orbe; las partículas arrojadas a la atmósfera llegaron a flotar, al menos una vez, sobre el 50% del globo. Las temperaturas disminuyeron como promedio más del 3%, contrarrestando el calentamiento global durante los dos años siguientes; otros más consideran que el Monte Pinatubo exacerbó el debilitante calentamiento de las aguas del pacífico por la corriente del niño en 1998, y agrandó el agujero de la capa de ozono sobre la antártica, aunque esto dista de ser comprobado, figura 3.3.

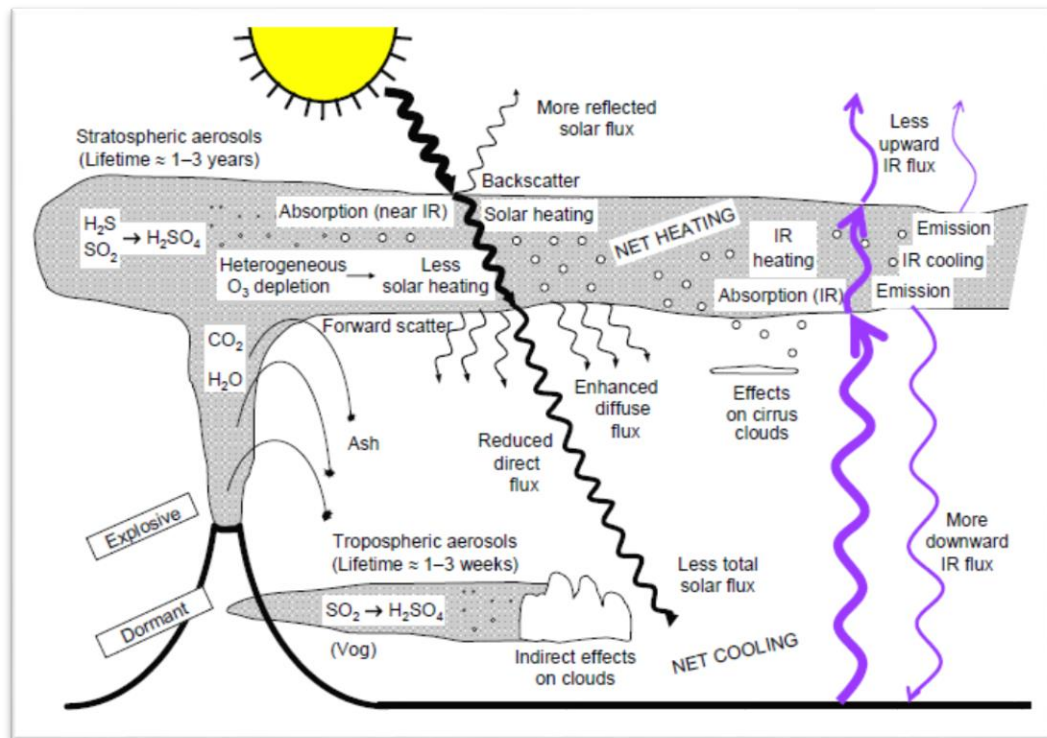


**Figura 3.3 Muestra el decremento, anormal, en la concentración de ozono; se infiere que pudo ser provocada por la gran cantidad de compuestos ricos en azufre enviados a la estratósfera por el Pinatubo, en 1991.**

## CAPÍTULO IV. EFECTOS A ESCALA GLOBAL

### 4.1. Manera en que afectan las erupciones volcánicas al tiempo y clima

Las erupciones volcánicas pueden inyectar en la estratósfera decenas de químicos, gases activos y partículas sólidas en aerosol que afectan el balance radiativo de la Tierra y el clima, alterando el equilibrio químico estratosférico, Figura 4.1.



**Figura 4.1. Diagrama esquemático de entradas volcánicas en la atmósfera y sus efectos.**

Las nubes volcánicas, después de semanas, convierten el  $\text{SO}_2$  en aerosoles de sulfato y sus transformaciones microfísicas posteriores; la nube de partículas de aerosoles de sulfato, con un tiempo de aproximadamente un año, tiene consecuencias

importantes en la radiación, tanto en onda corta como en onda larga. La perturbación resultante en el balance de radiación de la Tierra afecta las temperaturas superficiales a través de los efectos radiactivos directos, así como a través de efectos indirectos sobre la circulación atmosférica.

En las regiones frías de la estratósfera, las partículas de aerosol también pueden servir como superficies para reacciones químicas heterogéneas que liberan cloro, destruyendo la capa de ozono de la misma manera que los aerosoles de agua y de ácido nítrico en las nubes estratosféricas polares. Figura 4.1.

El componente principal de las erupciones volcánicas es material magmático, que emerge como sólido, material lítico o se solidifica en partículas grandes, que se conocen como cenizas; estas partículas se caen de la atmósfera muy rápidamente, en escalas de tiempo en minutos y a unas pocas semanas en la tropósfera; la Figura 4.2 muestra los dramáticos efectos de la ceniza del Monte Pinatubo en 1991.



***Figura 4.2 Airways DC-10 en la Estación Aérea Naval Cubi Point, a 40 km del Monte Pinatubo, inclinado hacia atrás con ceniza volcánica en el estabilizador, lo que parece ser nieve, es en realidad ceniza volcánica en el suelo; estas partículas grandes producen efectos locales devastadores y efectos meteorológicos a corto plazo.***

Symons (1888) después de la erupción en 1883 del Krakatoa, Robock; y Misa (1982) después de la erupción del Monte Santa Elena en 1980, mostraron que esta temporal carga atmosférica reduce la amplitud del ciclo diario del aire de la superficie en la región de la nube de la tropósfera, pero estos efectos desaparecen tan pronto como las partículas se depositan en el suelo.

Continuas emisiones volcánicas, incluyendo fumarolas y pequeñas erupciones episódicas, añaden sulfatos a la tropósfera, pero su tiempo ahí es mucho más corto que los de los aerosoles estratosféricos (Figura 4.1), por lo tanto, no son importantes para el cambio climático, pero podría ser si existe un cambio repentino o una tendencia a largo plazo en ellos.

Las emisiones mundiales de azufre por los volcanes en la tropósfera es aproximadamente del 14 % del total de las emisiones naturales y antropogénicas, pero tiene una contribución mucho mayor en relación a los efectos radiactivos. Muchas emisiones volcánicas son de las laderas de las montañas, por encima de la capa límite atmosférica y, por lo tanto, tienen una mayor vida útil que los aerosoles antropogénicos.

Las grandes erupciones volcánicas inyectan gases de azufre en la estratósfera, que se convierten en aerosoles de sulfato, con un tiempo de residencia de aproximadamente un año (Figura 4.1); las partículas de aerosol de sulfato tienen un radio efectivo de alrededor de 0,5 micras, equivalente a la longitud de onda de la luz visible, que interactúan más fuertemente con la radiación de onda corta solar que de la onda larga (~ 10 micras) de la radiación emitida por la superficie y la atmósfera.

La interacción de onda corta incluye algo de absorción en longitudes de onda del infrarrojo, produciendo algo de calentamiento de la parte superior de la nube de aerosol, pero dispersando su mayoría; la luz que es retro-dispersada es esencialmente reflejada por el sistema Tierra-atmósfera, enfriando el planeta, gran parte de ella se dispersa hacia delante, dando lugar a más radiación difusa hacia abajo, y la baja radiación menos directa. En la onda larga, la nube de aerosol absorbe la radiación hacia arriba desde la superficie y la atmósfera, el calentamiento de la nube de aerosol se emite hacia abajo, produciendo una compensación por la reducción de la radiación solar, pero este efecto de onda larga es un orden de magnitud menor que el efecto de onda corta, por lo que el efecto neto es el enfriamiento de la superficie, excepto en la noche polar donde no hay luz solar. La nube de aerosol también emite hacia arriba, pero mucha menos radiación que la superficie, por lo tanto, a los satélites que tratan de medir las temperaturas de la

superficie marina o índices de vegetación, la nube de aerosol volcánico produce una interferencia, que debe ser abordado; estos efectos se ilustran en la figura 4.1.

Para una erupción tropical, el calentamiento estratosférico es mayor en los trópicos que en las latitudes altas, produciendo un mayor gradiente de temperatura del polo al ecuador, especialmente en invierno. En el invierno del hemisferio norte, este gradiente produce un fuerte vórtice polar, y esta corriente en chorro fuerte produce un patrón característico de onda estacionaria de circulación troposférica que resulta en el calentamiento del invierno en el hemisferio norte (Perlwitz y Graf, 1995; Koderet, 1996;. Thompson y Wallace, 1998, 1999a, b).

Este efecto indirecto de advección de la temperatura es más fuerte que el efecto de enfriamiento radiactivo que domina a bajas latitudes y en el verano; después de la erupción del Pinatubo, el agotamiento del ozono observado fue mayor en las latitudes altas del hemisferio norte, en el segundo año después de la erupción mejora el fortalecimiento del vórtice polar, y el calentamiento invierno mejora en el segundo año después de la erupción [Stenchikov et al., 2002], la oscilación cuasi-bienal de los vientos estratosféricos también modula estos efectos [Stenchikov et al., 2004].

## **4.2 Razones para estudiar los impactos volcánicos sobre el clima**

El estudio de los efectos de las erupciones volcánicas sobre el clima es importante por varias razones: En primer lugar nos ayuda a mejorar los modelos climáticos; las erupciones volcánicas son una importante causa natural del cambio climático en muchas escalas de tiempo. El estudio de las respuestas del clima a las erupciones volcánicas

nos ayuda a comprender mejor los procesos de radiación importantes y dinámicos en el sistema climático.

Las grandes erupciones volcánicas, como en 1991 la erupción del Monte Pinatubo en las Filipinas, pueden producir perturbaciones a corto plazo (2-3 años), pero son grandes para el sistema climático; si bien no podemos utilizarlas para probar los procesos a largo plazo, como los cambios en la circulación termohalina, podemos tomar ventaja de ellos para examinar algunas breves escalas temporales de procesos de retroalimentación e impactos. Si un modelo climático responde correctamente a una erupción volcánica, nos da más confianza en que el tiempo y la amplitud del calentamiento global en el futuro estará bien simulada por el modelo, por ejemplo, Soden et al. (2002) demostró que sin el voto positivo más importante en el sistema climático, el vapor de agua en retroalimentación, un estado del modelo climático es incapaz de reproducir el enfriamiento global observado después de la erupción del Pinatubo. Estos resultados proporcionan evidencia cuantitativa de la fiabilidad de retroalimentación del vapor de agua en los modelos climáticos actuales, lo que es crucial para su uso durante las proyecciones de calentamiento global.

En segundo lugar, el conocimiento actual de los efectos de grandes erupciones volcánicas, nos proporciona la posibilidad de hacer predicciones climáticas estacionales e interanuales del calentamiento invierno en el hemisferio norte y refrigeración en verano después de grandes erupciones tropicales (Robock, 2000), así podemos tener confianza en las predicciones de enfriamiento global en el verano siguiente a las grandes erupciones tropicales, a menos que haya una gran variación simultánea debido al fenómeno de El Niño (Anexo 2), al igual que en 1982 tras la erupción del Chichonal.

Ahora también puede predecir que habrá una respuesta de la circulación en los primeros uno - dos inviernos del hemisferio norte, después de una gran erupción tropical, lo que resulta en el calentamiento del invierno de los continentes; podemos dar cuenta de los efectos de la modulación de esta respuesta por la fase de la oscilación cuasi-bienal.

En tercer lugar, las erupciones volcánicas proporcionan un análogo para algunas partes de la teoría del invierno nuclear. La teoría del invierno nuclear: los efectos climáticos de una inyección masiva de aerosoles de hollín a la atmósfera por los incendios después de un holocausto nuclear mundial (Turco et al, 1983 and 1990; Robock, 1984 and 1996), incluye la inyección al alza de los aerosoles a la estratosfera, con rápida dispersión global de los aerosoles estratosféricos, el calentamiento de la estratósfera, y el enfriamiento en la superficie bajo esta nube.

Como no podemos realizar este experimento en el mundo real para probar la teoría, las respuestas climáticas similares a las erupciones volcánicas es proporcionar un análogo de estos fenómenos y nos dará más confianza en simulaciones de modelos climáticos de todos los posibles impactos antropogénicos en el clima, de hecho, Rampino y Auto (1992) reconocen explícitamente cuando se refieren a un "invierno volcánico"(Anexo3) como el efecto de una erupción volcánica masiva.

En cuarto lugar, el estudio de los efectos volcánicos en el clima nos permite separar las causas naturales del cambio climático inter-década de los efectos antropogénicos; las principales causas potenciales del cambio climático en una escala de tiempo para variaciones solares, las erupciones volcánicas y los gases antropogénicos de efecto invernadero.

Para entender lo importante que son los efectos antropogénicos sobre el clima, y atribuir el  $0,6^{\circ}\text{C} \pm 0,2^{\circ}\text{C}$  de calentamiento del siglo pasado (Jones et al, 1999; Folland et al, 2001) para sus causas, debemos entender la fuerza de las causas naturales del cambio climático. Robock (1999) demostró que las principales causas del cambio climático desde 1600 hasta 1850 eran naturales, con las erupciones volcánicas como las más importantes, sin embargo, encontraron que las causas naturales no explican el calentamiento del último siglo y medio, pero que podría estar bien simulado con el forzamiento antropogénico, se incluyó.

Estos y otros llevaron a Houghton (2001) a la conclusión de que la mayor parte del calentamiento de la segunda mitad del siglo 20, fue causada por la contaminación humana de la atmósfera, además, las emisiones de azufre en la tropósfera por encima de la capa límite de volcanes, producen sustancial cantidad de aerosoles troposféricos (Graf et al., 1997).

La resolución de la incertidumbre en la cantidad y oportunidad de estas emisiones volcánicas, lentos en la tropósfera, va a producir una mejor comprensión de las actas de aerosoles de sulfato troposférico, su contribución a los cambios radiativos y microfísicos de nubes, y por lo tanto, su papel en relación con el cambio climático.

En quinto lugar, la respuesta a las erupciones volcánicas nos permite comprender mejor los efectos del cambio climático antropogénico en la vida (Robock, 2003b), la respuesta de la biósfera a la erupción del Pinatubo ilustra su sensibilidad al cambio climático y las porciones del ciclo del carbono; por ejemplo, el número inusualmente grande de cachorros de oso polar nacidos en el verano de 1992 se debe a la

característica de invierno y verano, la temperatura de las respuestas del sistema climático.

El más grande enfriamiento en el verano de 1992 estaba en el centro de América del Norte, y como resultado el hielo en la bahía de Hudson fue fundido casi un mes más tarde de lo normal. Los osos polares, que se alimentan y tienen hijos en el hielo, eran mucho más pesados y tuvieron crías más sanas que el verano. Los biólogos los llaman los "Osos Pinatubo" (Stirling, 1997), mientras que las condiciones frías en el verano después de la erupción del Pinatubo fue beneficiosa para los osos polares en la bahía de Hudson, y había muchos más osos nacidos ese año que el año anterior o posterior, la preocupación a largo plazo para estos osos, y muchas otras plantas y animales en el Ártico, sin embargo, es el efecto contrario debido al calentamiento global. Este es un ejemplo de cómo los beneficios del Pinatubo de enfriamiento global nos enseñan acerca de los impactos negativos del calentamiento global antropogénico, además, el crecimiento de la vegetación más difusa y de menos radiación solar directa, tuvo más dióxido de carbono de la atmósfera de lo normal, reduciendo temporalmente el observado aumento a largo plazo del dióxido de carbono (Gu et al, 2002 and 2003; Farquhar y Roderick, 2003), añade a nuestra comprensión del ciclo del carbono.

#### **4.3 ¿Cómo podemos cuantificar el registro del pasado vulcanismo climáticamente significativo?**

Para medir el clima natural de las erupciones volcánicas del pasado, para poder colocar climático antropogénico en su contexto, necesitamos un mejor registro de la

frecuencia de la magnitud y potencial de producción de azufre de las erupciones pasadas.

Índices volcánicos: el índice de velo de polvo (DVI) (Lamb, 1970, 1977 and 1983), el índice de explosividad volcánica (VEI) (Newhall y Self, 1982; Simkin et al, 1981; Simkin y Siebert, 1994) y Mitchell (1970), todos tienen limitaciones (Rampino y Self, 1982), como se discute en detalle por Robock (1995), Robock y Free (1995) llegaron a la conclusión de que un índice de núcleo de hielo potencialmente sería superior, ya que incluiría reales observaciones físicas de los restos de los componentes climáticamente significativos (sulfato) de cada erupción, si se dispone de suficientes núcleos para superar el ruido natural en cada núcleo individual.

Aunque Rind (1996) estima que el forzamiento volcánico es potencialmente más fácil de captar que el forzamiento solar (en particular la parte de baja frecuencia), la carga inicial de sulfato volcánico en la atmósfera es incierto si se estima utilizando núcleos de hielo, datos de flujo de sulfato de sólo uno o unos pocos núcleos. Robock (1995) demostró que cualquier par de registros de los núcleos de hielo de sulfato volcánico se correlacionan mal, pero cuando un número mayor se combinaron, la señal volcánica se hace más clara.

Zielinski (1997) señaló que todavía no hay un completo entendimiento de la variabilidad de un núcleo a otro, resulta en sólo un 75 % de probabilidades de que un evento como el de El Chichonal, se llegó a grabar en cualquier núcleo particular. Este es incluso el caso de grandes erupciones como se comenta por Cole-Dai (2000) para la erupción 1259. Los eventos pueden estar ausentes y sesgos son potencialmente de gran tamaño utilizando un solo o un pequeño número de núcleos.

Ahora la comunidad científica tiene la oportunidad de tomar ventaja de un número significativamente mayor de observaciones de testigos de hielo, y combinarlos con una nueva comprensión de transporte estratosférico, para producir un índice mejorado de volcanismo pasado para obligar a mejorar los modelos climáticos.

Robock y Free (1995, 1996) y Robertson (2001) recogieron datos de un cierto número de núcleos y generados hemisféricamente por medio de flujos volcánicos de sulfato, sin embargo, desde mediados de la década de 1990, una serie de nuevos núcleos de alta resolución con un control muy preciso de edad han sido perforados, y los nuevos datos han sido publicados. Las nuevas técnicas se han desarrollado para analizar los núcleos para la señal volcánica (Naveau 2003) y determinar la distribución latitudinal y estacional de los aerosoles estratosféricos en la estratósfera (Ammann 2003), entre los nuevos núcleos que estén disponibles son los de Budner (2003) y Mosley-Thompson (2003).

Un avance importante para permitir una mejor interpretación de la ubicación de las erupciones que producen firmas de núcleos de hielo, serían mejores modelos atmosféricos de transporte y la deposición que podrían rastrear aerosoles de sulfato de la ventilación para el hielo; dicho transporte y deposición de los modelos se están desarrollando.

Los núcleos de hielo no darán información detallada sobre las emisiones troposféricas de volcanes, que podría ser muy importante para el clima de cada región y el clima global, sin embargo, observaciones en tiempo real y los modelos actuales están siendo realizadas por los nueve centros de avisos de cenizas volcánicas en todo el mundo, que emiten alertas para los aviones, y su producción podría ser archivada en el

tiempo. Además, el nuevo "A-Train" de satélites proporcionará una mayor capacidad de medición de los aerosoles troposféricos.

#### **4.4. ¿Podemos diseñar un sistema mejorado para la medición y el seguimiento de los gases atmosféricos y aerosoles resultantes de erupciones futuras?**

A pesar de la tecnología actual, sin una mejor planificación y una inversión en equipamiento, habrá diferencias significativas en las observaciones de la próxima gran erupción volcánica. Para estar listo para la próxima erupción mayor, dada la falta de un sistema de satélites de vigilancia mundial, deberíamos tener una flota de globos estratosféricos, aviones equipados, y aviones estratosféricos con la capacidad de hacer las observaciones in situ, listos para ser despegados dentro de unas semanas después de la erupción. Si bien hay muchos observatorios en las latitudes medias del hemisferio norte, y varias en las latitudes medias del hemisferio sur, no los hay en los trópicos para medir los aerosoles estratosféricos, con la excepción de la de Bandung, Indonesia (6,9° S, 107.6° E), que está plagada por el mal tiempo. Sería relativamente barato y rápido de llenar este vacío (Robock y Antuña, 2001), mientras que el A-Train (Stephens 2002) se incluye las primeras basadas en el espacio, no van a ser tan sensibles como los basados en tierra, y será necesario observaciones auxiliares para la calibración y validación, sin embargo, una nueva técnica para medir SO<sub>2</sub> mediante observaciones desde el satélite TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS) instrumento que ha estado en la órbita de los satélites diferentes durante los últimos 25 años, será de utilidad (Prata, 2003).

Cercanos a la ventilación de las observaciones de los gases volcánicos y las emisiones de aerosoles, a menos que la erupción se prevé con antelación al igual que el

Monte St. Helens en 1980 y el Monte Pinatubo en 1991, dependerá de trabajo con los observadores locales. Como muchos volcanes se encuentran en países en vías de desarrollo, un programa para entrenar, trabajar con, y apoyar a los observadores locales mejoraría significativamente nuestra capacidad para controlar las erupciones pequeñas y medianas. Debido a la diversidad de observaciones disponibles para erupciones, un sistema de asimilación de datos utilizando modelos atmosféricos se deben desarrollar, que será la única manera de producir un aerosol estratosférico conjunto de datos que se puede utilizar para la química atmosférica y cálculos climáticos. La necesidad de una base de datos de aerosoles estratosféricos establecidos para el modelo de circulación general (GCM) estudios que cubre un intervalo de tiempo prolongado, mucho tiempo se ha reconocido (Robock, 2000 and 2001), y Sato (1993) desarrollaron un conjunto de datos regionales estratosféricos de un promedio de profundidad óptica de los aerosoles en  $\lambda = 0,55 \text{ m}$  para el periodo 1850-1990, sin embargo, para los experimentos de GCM, información acerca de la dependencia espectral de aerosol propiedades radioactivas y su distribución vertical es necesaria.

Andronova (2000) calculado la radiación volcánica, obligando a nivel de la tropopausa utilizando profundidades ópticas de Sato et al. [1993] y empleó una relación de regresión estimada para el período postPinatubo utilizando las características de aerosol de Stenchikov et al. [1998], pero no se llegó a la distribución vertical de los aerosoles.

El aerosol estratosférico, Gas (SAGE) y la medición de aerosoles estratosféricos proyectos (McCormick et al, 1979; Mauldin et al, 1985;. McCormick, 1987; Thomason, 1991; Veiga, 1993) han aportado por más de 20 años datos dimensionales del aerosol

estratosférico extinción espectral, el registro más largo tal. Hitchman et al. (1994) y Stevermer et al. (2000) .Utiliza estos datos para estudiar la climatología regional de la media del aerosol, sin embargo, las muestras de SAGE II indican sólo cada banda de latitud cada 40 días, no cubre las regiones polares, y sus grandes lagunas en las regiones de fuerte carga de aerosoles, donde la nube de aerosol causa la extinción tanto de la señal solar que no eran posibles recuperaciones. SAGE III (Thomason y Taha, 2003) ahora está proporcionando altas latitudes cobertura, pero las observaciones en baja latitud son incompletas. La erupción de El Chichón en 1982 (la segunda más importante en términos de impacto atmosférico en la segunda mitad del siglo 20 después Monte Pinatubo) no fue cubierta por las observaciones SAGE porque el instrumento no estaba listo en 1981, y SAGE II se puso en marcha en 1984. El satélite Explorer hizo tomar algunas observaciones durante el período El Chichón, pero sus observaciones tendrán que ser combinados con otros datos en el contexto de un sistema de asimilación de datos para producir una consistente tridimensional mundial de aerosol estratosférico con el conjunto de datos que se puede utilizar para estudiar la respuesta climática durante los últimos 20 años del siglo 20, que incluye el Chichón y Pinatubo.

#### **4.5 ¿Cómo podemos modelar mejor el impacto climático de las erupciones, incluyendo la microfísica, química, transporte, radiación y respuestas dinámicas?**

A pocos MCG han simulado la respuesta climática general a la erupción del Pinatubo en 1991, usando una distribución determinada de los aerosoles (Stenchikov et al., 1998). Los demás problemas incluyen adecuadamente en cuenta los efectos de la Oscilación Cuasi-Bienal, la evolución microfísica y el transporte de los aerosoles, los efectos sobre

la capa de ozono, la cantidad y los efectos de la inyección de vapor de agua en la estratosfera, y la respuesta regional, aunque en algunos se están haciendo progresos a lo largo de esas líneas (Stenchikov et al., 2003 and 2003), experimentos de asimilación de datos y programas de comparación de modelos, como el Pinatubo comparación de modelos Project (PINMIP) está llevando a cabo en el marco del GCM-Realidad Proyecto de Inter-comparación SPARC (GRIPS) (Pawson et al., 2000), esto ayudará a mejorar los modelos. El objetivo final sería la de los modelos de conductos para de magma, los modelos de penachos, y los modelos microfísicos y el transporte en la estratósfera de los modelos climáticos para predecir el impacto de la gran erupción siguiente tan pronto como se produzca.

#### **4.6. ¿Cómo las erupciones en latitudes altas afectan el clima?**

La mayoría de investigaciones sobre los efectos de las erupciones volcánicas sobre el clima tropical se ha centrado en las erupciones explosivas, tales como la reciente en 1963 (Agung), 1982 (El Chichón) y 1991 (Pinatubo), sin embargo, dos de las mayores erupciones de los últimos cinco siglos tuvieron lugar en las altas latitudes del hemisferio norte, la erupción de Laki en Islandia 1783-1784 (Franklin, 1784; Thordarson y Self, 2003), y la erupción del Katmai en 1912 en Alaska. Monte Hudson en Chile estallado en 1991, pero sus emisiones de S eran mucho más pequeñas que las emisiones del Pinatubo, por lo que no fue posible aislar sus efectos. La erupción de Laki de 8 meses de duración fue a partir de una fisura de 27 km de largo (Figura 4.3) afectando la calidad del aire y el clima la mayor parte del Hemisferio norte, y si ocurriera hoy podría detener el tráfico aéreo durante seis meses (Thordarson y Self, 2003). El verano de 1783 tuvo

condiciones climáticas extremas e inusuales, en el verano, el Ártico era inusualmente frío, pero Europa occidental era inusualmente caliente. La gente de Japón sufrió la hambruna más severa de su historia; el invierno de 1783-84, por otra parte, fue uno de los más graves en Europa y América del Norte en los últimos 250 años; los mecanismos que produjeron este cambio climático aun no son bien entendidos.



***Figura 4.3. La fila de conos Laki, mirando hacia el suroeste de la montaña Laki. Nótese los autobuses y coches estacionados en la parte inferior para observar la escala. Conos en la distancia están oscurecidos por lluvia. Fotografía de Alan Robock, 30 de agosto de 2002.***

#### **4.7. ¿Qué importancia tienen los efectos indirectos de las emisiones volcánicas en las nubes?**

El efecto indirecto de las emisiones de sulfato troposférico en las nubes (Penner, 2001) es un área de intensa investigación; los aerosoles de sulfato pueden servir como núcleos de condensación de nubes, y la adición de aerosoles de sulfato de nubes produce más, pero más pequeño posible gotas. Esto aumenta el albedo de las nubes,

produciendo un enfriamiento adicional neto del sistema climático, y se conoce como el "primer efecto indirecto" de aerosoles de sulfato. Además, la vida útil de la nube y de la estructura puede variar, así aerosoles de sulfato pueden afectar la precipitación, la estructura atmosférica térmica y temperatura de la superficie.

#### **4.8. ¿Dónde están los importantes sitios potenciales para futuras erupciones?**

Para el monitoreo, predicción de respuesta a emergencias, aviones de alerta, y en tiempo real de la respuesta climática, sería útil saber que los volcanes serían más propensos a entrar en erupción; esto implicará la producción de mejora mapas de riesgos y catálogos de peligros, de nuevo, será necesario trabajar con y apoyar a los observadores locales.

## CONCLUSIONES

Como bien sabemos nuestro planeta es un lugar con vida, el vulcanismo es uno de sus procesos naturales, su potencial destructivo se potencializa al establecer ciudades en zonas de peligro o de actividad latente, esta situación será cada vez más común pues aumentará con el crecimiento natural de la población.

Algunas investigaciones destinadas a responder a las preguntas anteriores ya están en marcha, alimentadas por las interacciones de las comunidades de vulcanología y el clima.

Los futuros avances en la comprensión de este importante aspecto de las interacciones planetarias de la litósfera en el sistema climático, será el resultado de los proyectos financiados que responden a las preguntas anteriores, es necesario comprender los grandes efectos de éste fenómeno, su ocurrencia puede dar lugar a grandes catástrofes pero las consecuencias pueden ser reducidas si se comprende su naturaleza.

El vulcanismo es un proceso natural, su potencial destructivo se potencializa al establecer ciudades en zonas de peligro o de actividad latente, esta situación será cada vez más común pues aumentará con el crecimiento natural de la población.

Es necesario comprender los grandes efectos de este fenómeno, su ocurrencia puede dar lugar a grandes catástrofes pero las consecuencias pueden ser reducidas si se comprende su naturaleza.

Así, resumimos en cinco puntos la trascendencia del estudio de la actividad volcánica en términos de climatología:

- En primer lugar nos ayuda a mejorar los modelos climáticos; las erupciones volcánicas son una importante causa natural del cambio climático en muchas escalas de tiempo

El estudio de las respuestas del clima a las erupciones volcánicas nos ayuda a comprender mejor los procesos de radiación importantes y dinámicos en el sistema climático.

- En segundo lugar, el conocimiento actual de los efectos de grandes erupciones volcánicas, nos proporciona la posibilidad de hacer predicciones climáticas estacionales e interanuales del calentamiento invierno en el hemisferio norte y refrigeración en verano después de grandes erupciones tropicales
- En tercer lugar, las erupciones volcánicas proporcionan un análogo para algunas partes de la teoría del invierno nuclear. Efectos climáticos de una inyección masiva

de aerosoles de hollín a la atmósfera por los incendios después de un holocausto nuclear mundial

- En cuarto lugar, el estudio de los efectos volcánicos en el clima nos permite separar las causas naturales del cambio climático inter-década de los efectos antropogénicos; las principales causas potenciales del cambio climático en una escala de tiempo para variaciones solares, las erupciones volcánicas y los gases antropogénicos de efecto invernadero
- En quinto lugar, la respuesta a las erupciones volcánicas nos permite comprender mejor los efectos del cambio climático antropogénico en la vida

## BIBLIOGRAFÍA

- Dornbusch, R., Potrba, J., (compiladores); El Calentamiento de la Tierra; Pineda Camacho, M., (traducción); 1994; CONACYT.
- González, José Luis; Contaminación volcánica: sus efectos y su relación antropogénica; revista Tecnología y Sociedad; No 14; enero – abril, 1999; pp. 23 -
- Juárez Núñez, Apolonio; sobre el problema de la capa de ozono terrestre, memorias del taller sobre cambio climático global, contaminación ambiental y capa de ozono terrestre; FCFM-BUAP; 13-15 de febrero; 1995.
- R. M, Goody; Atmospheric radiation, Theoretical Basis; segunda edición; editorial Oxford; 1989.
- V. Ramanathan; The greenhouse theory of climatic change: A test by advertent global experiment; Science; 1988, 240; pp. 293-299.
- V. Ramanathan et al; Climatic – chemistry interactions and effects of changing atmospheric trace gases; Rev. Geophys; 1987; 25; 1441 – 1482.
- V. Ramanathan; Radiative Transfer Within the Earth's Troposphere and Stratosphere, A Simplified Radiative-Convective Model; Journal of the Atmospheric Sciences; 1976; 33; pp. 1330-1356.
- A., Robuck, & M. Matson, 1983. "Circumglobal transport of the El Chichón Volcanic Dust Cloud", Science, Vol. 211, pp. 195 – 197.
- Casadevall, T.J., Doukas, M.P., Neal, C.A., McGimsey, R.G. y Gardner, 1994, "Emission rates of sulfur dioxide from Redoubt Volcano, Alaska during the 1989

- 1990 eruptions”, *Journal of Volcanology and Geothermal research*, pag. 519 – 530.
- Kuhn, Gerald G., “The impact of Volcanic Eruptions on Worldwide Weather”, *21ST CENTURY SCIENCE & TECHNOLOGY*, pag 58 – 68, invierno 1997 – 1998.
  - Scott, W., “Los peligros Volcánicos”, *World Organization of volcano observatories*, 1993.
  - Molist, J., Colombo F., “Riesgo Volcánico”, *Serie casa de los volcanes*, Madrid, 1995.
  - Pasquill, F., “Atmospheric Diffusion”, *Van Nostrand Reinhold*, New York, 1971.
  - Suzuki, T., “Physics and Tectonics”, *Terra Scientific*, Tokio, 1983.
  - Wilson, L. & Huang, T., “Earth Planet”, *Sc., Lett.* 44, 311, 1979.
  - Parra, A., Juan, & Figueroa, M., Dante, “Aplicación de un Modelo de Advección – Difusión para la Dispersión de Ceniza Volcánica”, *Rev. Mex. de Fis.*, vol. 45, No. 5, pag. 466 – 471, oct. 1999.
  - <http://www.geo.mtu.edu/department/classes/ge404/gcmayber/>
  - <http://www.geo.mtu.edu/volcanoes/>
  - Robock, A., Pinatubo eruption: The climatic aftermath, *Science*, 295, 1242-1244, 2002a.
  - Robock, A., Blowin’ in the wind: Research priorities for climate effects of volcanic eruptions. *EOS*, 83, 472, 2002b.
  - Robock, A., Volcanoes: Role in climate, in *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, J. Holton, J.

- Curry, and J. Pyle, Eds., (Academic Press, London), 10.1006/rwas.2002.0169, 2494-2500, 2003a.
- Robock, A., Introduction: Mount Pinatubo as a test of climate feedback mechanisms, in *Volcanism and the Earth's Atmosphere*, A. Robock and C. Oppenheimer, Eds. (American Geophysical Union, Washington, DC), 1-8, 2003b.
- Robock, A., and J. C. Antuña, Support for a tropical lidar in Latin America, *EOS*, 82, 285, 289, 2001.
- Robock, A., and M. P. Free, Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present, *J. Geophys. Res.*, 100, 11,549-11, 567, 1995.
- Robock, A., and M. P. Free, The volcanic record in ice cores for the past 2000 years, *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years*, edited by P. D. Jones, R. S. Bradley, and J. Jouzel, Springer-Verlag, Berlin, 533-546, 1996.
- Robock, A., and C. Mass, The Mount St. Helens volcanic eruption of 18 May 1980: Large shortterm surface temperature effects, *Science*, 216, 628-630, 1982.
- Robock, A., and C. Oppenheimer, Eds., *Volcanism and the Earth's Atmosphere*, Geophysical Monograph 139, (American Geophysical Union, Washington, DC), 360 pp., 2003.
- Sato, M., J. E. Hansen, M. P. McCormick, and J. B. Pollack, Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990, *J. Geophys. Res.*, 98, 22,987-22,994, 1993.
- Shepherd, T. G., Issues in stratosphere-troposphere coupling, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 80, 769- 792, 2002.

- Simkin, T., L. Siebert, L. McClelland, D. Bridge, C. G. Newhall, and J. H. Latter, Volcanoes of the World, Hutchinson Ross, Stroudsburg, Pa., 232 pp., 1981.

# ANEXOS

## Anexo 1

### Invierno volcánico

Un invierno volcánico es la reducción de temperatura motivada por ceniza volcánica y “motas” de ácido sulfúrico obstaculizando el paso de los rayos del Sol. Este fenómeno suele originarse tras una erupción volcánica.

#### Consecuencias sobre los seres terrestres

Los inviernos volcánicos pueden causar un fenómeno denominado como cuello de botella, es decir, una caída drástica en la variedad de especies animales seguido, de forma inmediata, por un período de gran divergencia genética (conocido como diferenciación) entre los supervivientes. Según el antropólogo Stanley Ambrose, este tipo de sucesos disminuyen el tamaño de la población a niveles lo suficientemente bajos para dar pie a cambios evolutivos, los cuales se producen de forma más acelerada en poblaciones reducidas dando lugar a una diferenciación de la población.

#### Casos pasados de inviernos volcánicos

Se ha sugerido que un invierno volcánico ocurrió hace entre 71.000 – 73.000 años tras una súper erupción en el Lago Toba en la isla indonesia de Sumatra. Los 6 años subsiguientes se concentró la mayor cantidad de azufre volcánico de los últimos 110.000 años, causando, probablemente, una deforestación significativa en el sudeste asiático enfriando la temperatura global de la Tierra en 1 °C. Algunos científicos barajan la hipótesis de que la erupción causó una vuelta inmediata a un clima glacial acelerando la glaciación continental que venía ocurriendo, causando una reducción masiva de

población de ambos, animales y seres humanos. Otros son de la opinión de que los efectos climáticos de la erupción fueron demasiado débiles y cortos como para tener semejante impacto sobre la población humana del momento.

Esto, junto con el hecho de que las mayores diferenciaciones en la raza humana ocurrieron en el mismo periodo, lleva a pensar en el efecto de cuello de botella ya comentado asociado a un invierno volcánico. Las súper erupciones con masas eruptivas totales de al menos  $10^{15}$  kg (la de Toba fue de  $6.9 \times 10^{15}$  kg) ocurren, de media, cada millón de años.

#### Casos recientes de inviernos volcánicos

La lista de inviernos volcánicos recientes es algo más modesta pero sus efectos, han sido significantes. Benjamin Franklin sugirió en una publicación en 1783 que el inusualmente frío verano de 1783 se debió a polvo volcánico procedente de Islandia, donde la erupción del volcán Laki liberó enormes cantidades de dióxido de azufre, resultando en la muerte de una parte importante de la ganadería y provocando una hambruna que acabó con una cuarta parte de la población. Las temperaturas cayeron aproximadamente  $1^{\circ}\text{C}$  en el hemisferio norte al año siguiente de la erupción.

Los sucesos meteorológicos extremos en 535-536 fueron, con probabilidad, asociados a una erupción volcánica.

En 1452 / 1453 una erupción cataclísmica del volcán submarino Kuwae provocó daños en todo el mundo.

En 1600, erupcionó el Huaynaputina en Perú. Estudios a partir de los anillos de troncos de árbol muestran que 1601 fue un año frío. Rusia padeció la mayor hambruna entre 1601-1603. Entre 1600-1602, Suiza, Letonia y Estonia tuvieron inviernos

excepcionalmente fríos. La vendimia en Francia en 1601 fue tardía y casi nula en Perú y Alemania. Los melocotoneros florecieron más tarde de lo normal en China y el Lago Suwa en Japón se heló de forma prematura.

La erupción de 1815 del Tambora, un estratovolcán en Indonesia, ocasionó heladas en pleno verano en el Estado de Nueva York y nieve en Nueva Inglaterra en lo que se conoció como el Año sin verano de 1816.

En 1883, la explosión de Krakatoa también creó en condiciones similares a la de un invierno volcánico. Los cuatro años siguientes a la explosión fueron inusualmente fríos, y el invierno de 1888 fue la primera vez que nevó en esa parte del mundo. Se registraron nevadas record en muchas partes del mundo.

Más recientemente, en 1991 la explosión del Monte Pinatubo, otro estratovolcán en las Filipinas, provocó una bajada de las temperaturas globales durante 2 o 3 años.



## **Anexo 2**

### **El Chichonal (México).**

El volcán Chichonal (también conocido como Chichón) se localiza en la región montañosa que colinda con los municipios de Francisco León y Chapultenango, en el noroeste del Estado Mexicano de Chiapas, a unos 25 km de Pichucalco (Chiapas), y a unos 75 km tanto de Villahermosa (Tabasco) como de San Cristóbal de las Casas (Chiapas). Los volcanes estratificados están considerados como los de actividad más letal, pues no arrojan lava, sino que las emisiones son principalmente de cenizas y gases (esencialmente aerosoles de ácido sulfúrico) que ascienden verticalmente, muy alto en la atmósfera. Fue descubierto como volcán en 1923, por el geólogo Alemán Federico K. Mulleriend, antes de su erupción en 1982 tenía una altitud de 1,260 msnm, y de 1,060 después de ella. Se formó a partir de capas alternantes de lava, ceniza y otros materiales arrojados por erupciones repetidas a través de fracturas y grietas de los estratos sedimentarios y calizos de la región. Los lugareños afirman que antes de 1982 el volcán también hizo erupción en 1850, a diferencia de los geólogos quienes dicen que eso fue hace alrededor de mil años (quizá dos erupciones en los pasados 1200 años). El Chichonal no había sido estudiado como volcán, sino solo como potencial fuente de energía geotérmica.

El domingo 28 de marzo de 1982, a las 23:32, se registró un sismo de 3,5 grados Richter. Le siguió una erupción que arrojó ceniza, rocas y gases hasta una altura de 17 km en la atmósfera. Esta ceniza estuvo cayendo en las inmediaciones del volcán en los días que siguieron, hasta el sábado 3 de abril. Los habitantes zoques dirían que desde

noviembre de 1981 sintieron temblar la tierra. El personal de la CFE había reportado sacudidas y ruidos de la tierra, que el agua de los ríos se había calentado y emitía un olor a azufre, y que siempre había una nube de vapor sobre la montaña.

El sábado 3 de abril, en los alrededores del volcán se registró una intensa actividad sísmica (casi 30 temblores por hora durante la mañana, y uno cada minuto por la tarde) que anticipó la llegada de otra erupción. Los temblores prácticamente cesaron a las 19:00, y el volcán estalló violentamente a las 19:35 con una duración de 30 minutos aproximadamente. A las 5:33 del lunes 5 de abril, el Chichonal estalló por tercera vez con una duración de 45 minutos aproximadamente.

Se estima que el Chichonal arrojó quizá diez veces más ceniza y gases de lo que, dos años antes, había arrojado el Monte Santa Helena, en el estado de Washington, EE.UU. La nube subió hasta la estratosfera (casi 35 km de altitud) y se extendió por todo el mundo. Los vientos que soplaban hacia el sur llevaron las cenizas a muchas ciudades de los estados de Tabasco, Campeche y parte de Oaxaca, Veracruz y Puebla, pero especialmente de Chiapas. Fue necesario desalojar a miles de habitantes de la región y se cerraron los aeropuertos y gran parte de los caminos.

Este tipo de erupciones se denominan "plinianas" en recuerdo de Plinio el Viejo, naturalista romano, que con su intención de no perder detalle de la erupción del Vesubio, que en el año 79 sepultó con varios metros de ceniza las ciudades de Pompeya y Herculano, se acercó demasiado y perdió la vida. Pero también en honor de Plinio el Joven, que describió la probable muerte de su tío, al igual que la erupción que él, más juicioso, presencié desde una distancia de varios kilómetros.

El volcán arrojó ceniza casi continuamente. Durante la erupción del sábado 3 de abril, hubo intensa actividad eléctrica, y ruido ensordecedor que parecía provenir de todas partes. Aunque la segunda y tercera erupciones fueron de corta duración (30 y 45 minutos, respectivamente) ambas estuvieron acompañadas de flujos piroclásticos, gigantescas avalanchas de gases (vapor de agua, ácido sulfúrico y óxidos de carbono y azufre) y cenizas a grandes temperaturas, que se mueven a velocidades increíbles.

Se calcula que en el Chichonal estos flujos piroclásticos alcanzaron temperaturas de 750 °C y descendieron a más de 150 km/h en avalanchas de 8 km de largo, 60 m de alto y 150 de ancho. Estos flujos fueron los responsables de la mayoría de las muertes registradas.<sup>1</sup> Siguiendo la ruta trazada por el Valle del río Magdalena, destruyeron todo a su paso, incluido el municipio de Francisco León. La ceniza también bloqueó el cauce del río, creando un lago artificial que posteriormente inundarían la región con agua lodosa. Desde la noche del sábado y durante todo el domingo, la gente buscó desesperadamente escapar atravesando las montañas.

La mayor devastación ocurrió en las inmediaciones del volcán, siendo los municipios más afectados Francisco León y Chapultenango (que desaparecieron por completo), Nicapa, Esquipula Guayabal, El Naranjo. El ejército evacuó a mucha gente, pero mucha más se quedó, y nunca se supo cuántas personas murieron.

Científicos de EE.UU. consideraron que las cenizas de esta erupción formaron una nube de más de 3 kilómetros de espesor que flotando a 20 000 m de altitud rodeó el mundo desde México hasta la India; llegó a Hawái el 9 de abril; a Japón, el 18; al Mar Rojo, el 21 y, por último, el 26 de abril cruzó el Océano Atlántico. Estimaron también que la cantidad de luz solar incidente sobre la superficie terrestre se redujo en un 5 a 10%,

con algún efecto en la temperatura media mundial de los dos años siguientes (del orden de una disminución del 0,5 °C).

### **Anexo 3**

#### **Pinatubo (Filipinas)**

El Pinatubo es un volcán activo ubicado en la isla de Luzón en las Filipinas, entre las provincias de Zambales, Bataan y Pampanga. Antes de 1991, la montaña sufría un fuerte proceso de erosión. Estaba cubierta por un denso bosque en donde habitaban varios miles de habitantes autóctonos, los aeta, quienes se habían instalado en las montañas desde la época de la colonización española, en 1565.

La erupción más reciente ocurrió en junio de 1991, tras 500 años de inactividad, produciendo una de las más grandes y más violentas erupciones del siglo XX. Gracias a un par de aeta que vivían en un pueblo del monte Pinatubo, se logró evacuar a varios miles de personas en las áreas circundantes, evitando pérdidas de vida. Sin embargo, los daños materiales fueron enormes debido al flujo piroclástico, cenizas y deslizamientos de tierra y lava producidos durante las lluvias subsiguientes. Miles de casas fueron destruidas.

Los efectos de la erupción se sintieron en todo el mundo. Envío grandes cantidades de gases hacia la estratósfera, más que cualquier otra erupción desde la de Krakatoa en 1883. Los gases emitidos produjeron una capa global de ácido sulfúrico durante los meses siguientes. Las temperaturas globales bajaron aproximadamente 0,5 °C (0,9 °F), y la destrucción de la capa de ozono aumentó de manera importante.

#### Anexo 4.

#### Erupciones históricas.

<b>Volcán</b>	<b>Localización</b>	<b>Fecha</b>	<b>Observaciones</b>
Tera	Mar Egeo	1500 a.C.	Causó grandes tsunamis.
Vesubio	Italia	79 a.C.	Arrasó las ciudades de Pompeya y Herculano.
Tambora	Indonesia	1815	Causó 92,000 muertes y formó una caldera de 6 km de diámetro y fragmento el edificio volcánico reduciendo su altura de 4000m a 2850 smn.
Krakatoa	Indonesia	1883	Causó tsunamis que ocasionaron la muerte de 40,000 personas. La columna eruptiva se levantó 35-50 km y formó una caldera de 6 km de diámetro.
Cotopaxi	Ecuador	1877	Produjo un lajar de 300 km de largo.

Mont Pelée	Las Antillas francesas	1902	Destruyó la ciudad de Saint Pierre y mató a sus 30,000 habitantes.
Sakurijama	Japón	1914	
Paricutín	México	1943-1952	Nacimiento del volcán en un campo de cultivo, destruyó varios poblados.
Surtsey	Islandia	1963	
Taal	Filipinas	1965	
Santa Helena	Estados Unidos	1980	Erupción lateral, 30 muertes.
Chichón	México	1982	Causó 2000 muerte e inyectó aerosoles en la atmosfera, por lo que se le considera la más importante del siglo.
Nevado de Ruiz	Colombia	1982	Produjo un lajar que destruyó el poblado de Armero, matando a sus 20,000 habitantes.
Pinatubo	Filipinas	1991	Más de 900 muertos por causas directas e indirectas.

## Anexo 5

### Principales reacciones en la estratósfera

