

002571 lej.
3

ESTUDIO DE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL VOLCAN CHICHON 1982

TESIS PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRO
EN CIENCIAS. (FISICOQUIMICA)

FRANCISCO MANUEL MEDINA MARTINEZ

FACULTAD DE QUIMICA, UNAM

DIVISION DE ESTUDIOS SUPERIORES

MAESTRIA EN CIENCIAS (FISICOQUIMICA)

00271
1102

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ESTUDIO DE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL VOLCAN CHICHON 1982

CONTENIDO

Capítulo I

- 1.0 Introducción. El área de las Ciencias de la Tierra
 - 1.1 La Tierra Sólida.
 - 1.2 Algunos aspectos Termodinámicos y Cinéticos en el estudio de la Tierra Sólida.
 - 1.3 La Tectónica Global.
 - 1.4 El Vulcanismo; tipos de volcanes y de erupciones.
 - 1.5 Aspectos Físicos y Químicos del Vulcanismo.
 - 1.6 El riesgo volcánico y el vulcanismo en México
- Referencias.

Capítulo II

- 2.0 La temperatura del interior de la Tierra y la generación de magma.
 - 2.1 El ascenso de material magmático a la superficie.
 - 2.2 Los volátiles y la formación de ceniza volcánica.
 - 2.3 Aspectos termodinámicos y cinéticos de las erupciones.
 - 2.4 La columna eruptiva
- Referencias.

Capítulo III

- 3.0 Las erupciones de marzo-abril, 1982 del Volcán Chichón.
 - 3.1 Volúmenes arrojados y alturas de las columnas eruptivas.
 - 3.2 La evolución del crater y el colapso de la erupción del 3 de abril.
 - 3.3 Contenido de volátiles y balance energético.
 - 3.4 Modelo para el mecanismo eruptivo.
- Referencias.

CAPITULO I

1.0 Introducción. El área de las ciencias de la Tierra.

A grandes rasgos, las áreas que conforman a las ciencias de la tierra pueden dividirse en cuatro:

- Estudio de la alta atmósfera y su relación con el medio interplanetario.
- Estudio de los procesos atmosféricos.
- Estudio de los procesos oceanográficos.
- Estudio de los procesos en la Tierra Sólida.

La labor de investigación en cada una de estas áreas tiene como objetivo la comprensión global de los fenómenos que se llevan a cabo en las diferentes partes de la tierra. La metodología comúnmente empleada consiste en comparar las observaciones directas con los resultados de modelos teóricos. Estos modelos se han ido desarrollando al aplicar, en el estudio de los diversos fenómenos, los múltiples avances logrados en las diferentes áreas de la Física, la Química, las Matemáticas, la Geología, etc.

A manera de ejemplo podríamos mencionar el descubrimiento de la radiación cósmica de alta energía como consecuencia de algunos experimentos acerca de la conductividad de los gases, realizados a finales del siglo pasado (Mejía y Aguirre, 1973). Actualmente el estudio de la radiación cósmica está íntimamente relacionado con la Física de partículas elementales.

Asimismo, es muy conocido el empleo de diversos modelos termodinámicos

que se aplican al estudio de los procesos atmosféricos (Adem 1962, Adem 1973). Estos modelos se aplican a la tropósfera, con objeto de evaluar la transferencia de masa y energía en el sistema océano-atmósfera, dentro del patrón general de circulación atmosférica. En esta forma, se ha podido construir un esquema que permite predecir los cambios climáticos a corto plazo. Son conocidos también los modelos de formación y disipación de nubes basados en la nucleación y equilibrio de fases (Battan, 1963); o los modelos químicos, termodinámicos y de medios continuos que se emplean en el estudio de la circulación oceánica (Riley y Skirrow, 1965, Horne, 1969).

En el área de la Tierra Sólida, también se emplean modelos que permiten comprender la dinámica de los procesos que ocurren en el interior de la Tierra. Esta área ha cobrado un notable desarrollo a partir de los años 60, los descubrimientos que ocurrieron en estas fechas permitieron abandonar la idea de una tierra inerte y sin movimiento para comenzar a plantear teorías dinámicas, que engloban los diversos procesos que ocurren en el interior y la superficie de la tierra (Scheidegger, 1968, Lomnitz, 1973).

1.1 La Tierra Sólida.

Hoy día se aplica, para el estudio de la Tierra Sólida, un modelo general denominado Tectónica Global. Los estudios sismológicos han permitido observar que la superficie de la Tierra está dividida en varias placas rígidas que están en movimiento relativo y cuya interacción genera los principales rasgos topográficos, plegamientos, elevaciones, falla-

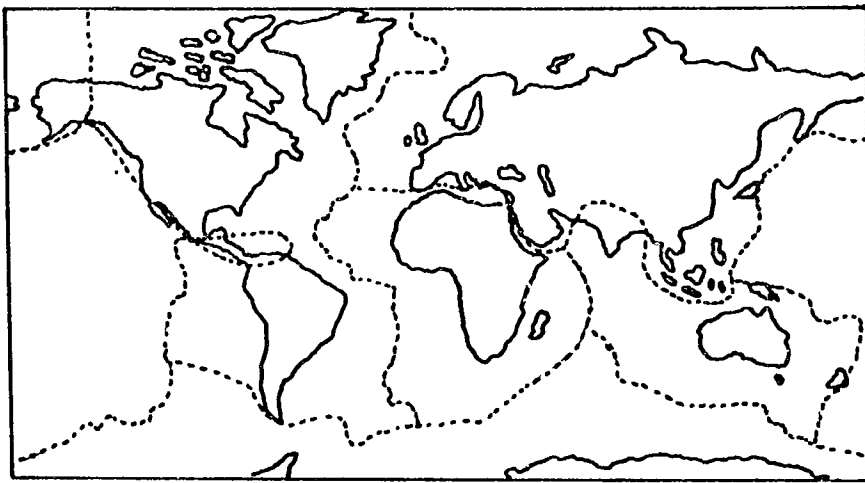


Fig 1 Placas de la superficie Terrestre

mientos, etc. Asociado a los bordes de estas placas se encuentran las diversas manifestaciones volcánicas y sísmicas (Fig. 1).

Los modelos propuestos para explicar el movimiento de estas grandes masas corticales involucran fuentes de energía provenientes de la desintegración de isótopos radiactivos y de procesos de diferenciación. A este respecto, la Geoquímica ha sido una herramienta natural empleada en el estudio de la composición química inicial de la Tierra y de su evolución en el tiempo. Así mismo, la Geoquímica ha sido muy empleada para el estudio de procesos que tienen lugar en los primeros kilómetros por debajo de la superficie terrestre: metalogénesis, magmatismo, circulación de agua, etc. En la mayoría de los casos la medición de parámetros se vuelve un problema indirecto debido a la dificultad de medirlos in situ, sobre todo por debajo de los 3 ó 4 kilómetros.

No obstante ha sido posible establecer una serie de modelos que hoy día nos presentan un esquema general de los procesos de la Tierra, y de sus fenómenos más importantes: magnetismo, sismicidad y volcanismo.

La historia de estos modelos se remonta por lo menos al siglo I a.c. con las ideas cataclísmicas de Plinio el Joven. Una larga secuela de ideas producto de autores como Agrícola (siglo XVI), Steno (siglo XVII), Lomonosov (siglo XVIII), Hutton (siglo XVIII), Kelvin (siglo XIX) o Dirac (siglo XX), han ido conformando poco a poco el área de estudio de la tierra sólida (Jacobs et al. 1974).

Uno de los avances importantes que resolvió una serie de polémicas en torno a la edad de la Tierra fue el descubrimiento de la radioactividad. Estos permitieron el fechamiento y por tanto la posibilidad de medir la

velocidad a la que ocurren una enorme cantidad de fenómenos en la Tierra, los cuales, debido a que se realizan en escalas de tiempo geológicas, no nos parecen relevantes.

Las ideas que prevalecen hoy día con respecto al interior de la Tierra han sido producto de las áreas de la Sismología, Gravimetría y Paleomagnetismo. Los estudios llevados a cabo nos permiten conocer el interior terrestre formado por un núcleo interno sólido y denso de 1200 km de radio, envuelto por un núcleo externo parcialmente fundido y de alta temperatura de 2250 km de espesor. El estado parcialmente fundido de esta capa ha sido establecido a partir del análisis de transmisión de ondas sísmicas a través de él. El núcleo está envuelto por una capa silícica, el manto, que presenta una serie de discontinuidades aparentemente ligadas a la existencia de interfases. Una de las grandes contribuciones en este aspecto han sido los resultados del estudio termodinámico de la transición olivino-espinela, basada en datos experimentales, que permiten explicar la zona de transición del manto superior-manto inferior situada a 700-750 km de profundidad (Ringwood A. y Green D., 1966).

Finalmente la corteza terrestre, de 30 km de espesor promedio, envuelve el manto y constituye la capa sólida más externa del planeta (Fig. 2). Uno de los problemas más complejos consiste en determinar la composición interna de la Tierra; los pozos más profundos que han sido perforados tienen sólo 10 km de profundidad, lo cual permite observar su composición en menos de un 0.1% de su diámetro. Por tal motivo, se ha recurrido a la necesidad de formular modelos teóricos tales que concuerden con los datos observados desde la superficie, apoyándose en esquemas evolutivos de diversa índole. Es de reconocerse que esta metodología no lleva a soluciones únicas.

Bajo este esquema, las rocas arrojadas por los volcanes han ayudado a re-

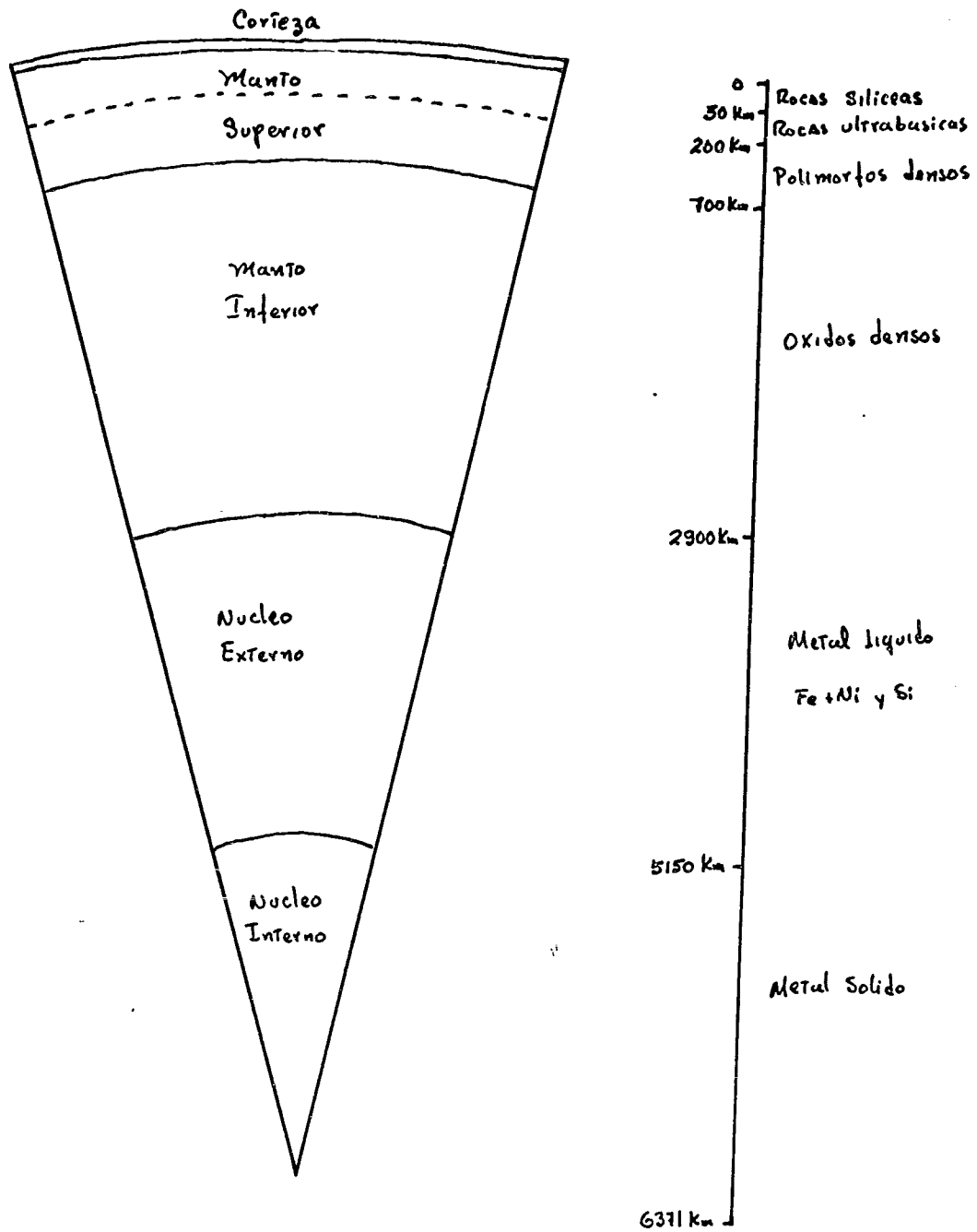


Fig 2 Capas de la Tierra

plantear algunos modelos; debido a que tienen un origen profundo, del orden de hasta 200 km. (Magnitskiy, 1967), lo cual corresponde a muestras del manto superior terrestre. Por tal motivo, los estudios geoquímicos se han centrado en este tipo de rocas.

1.2 Algunos aspectos termodinámicos del estudio de la Tierra Sólida.

Dentro de los esquemas termodinámicos involucrados en el estudio del interior de la Tierra, están los de composición y equilibrio de fases del manto terrestre, los cuales se han llevado a cabo desde diferentes puntos de vista. Se parte del supuesto de que la Tierra se formó inicialmente por agregación de cuerpos de composición condritica con una posterior diferenciación, por colapso gravitacional y calentamiento, que originó la separación de los materiales densos de los ligeros formando el núcleo, el manto y la corteza terrestre.

En esta forma, la tierra llegó a ser un cuerpo con un porcentaje alto de fusión que empezó a perder calor por convección y conducción; enfriándose a través de las adiabáticas (líneas punteadas, Fig. 3) hasta llegar a las curvas de solidificación para el manto y el núcleo (Birch 1965, Magnitskiy 1967).

En esta forma se explica la existencia de un núcleo externo líquido (Región A-B) que ha guardado el calor debido a la alta inercia térmica del manto. Este modelo puede estudiarse enmarcándolo en esquemas térmicos de la evolución del planeta, así como intentar calcular la eficiencia del sistema en convección. Estos aspectos han sido estudiados por F.C. Stacey (1967, 1977), llegando a la conclusión que el 10% de la

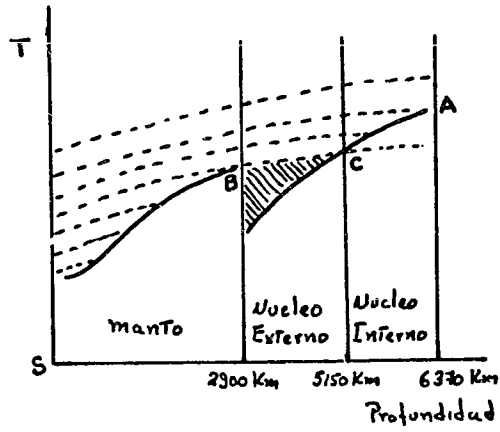


fig 3 Curvas de fusión y líneas de enfriamiento de la Tierra

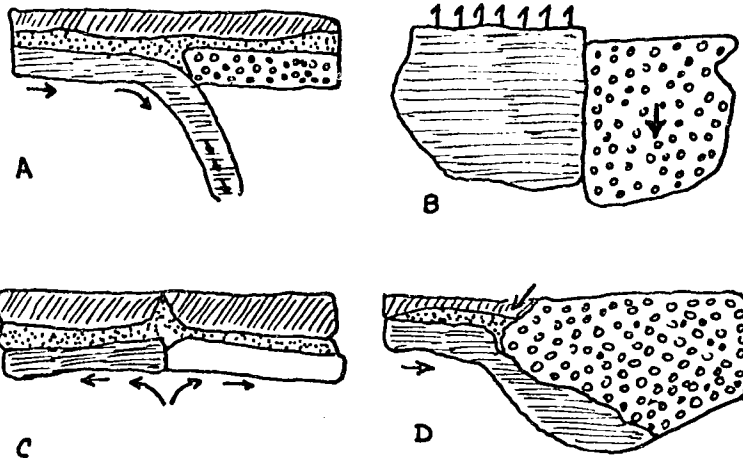


fig 4
Interacción de placas A-Subduccion B-Transcursión
C-Extrusión D-Acreción

energía térmica se convierte en energía mecánica, siendo ésta la cantidad de energía liberada por sismos. El modelo de Stacey implica un ciclo carnot para la celda convectiva así como una serie de parámetros termodinámicos estimados, como es la relación entre calores específicos a presión y volumen constante, los coeficientes de incompresibilidad adiabática e isotérmica, el coeficiente de expansión volumétrica, etc.

Este mismo autor ha sugerido argumentos similares para explicar la existencia del campo magnético terrestre, como resultado de movimientos convectivos en el núcleo externo (Stacey, 1974).

Una gran gama de estudios han sido dedicados al establecimiento de las ecuaciones de estado para diversos componentes del manto terrestre, así como al cálculo de las funciones H, S, V, etc. (Ringwood y Green, 1966, Irvine y Stacey 1975, Kalinin y Pankov, 1974, Pankov y Kalinin, 1975, etc).

Uno de los resultados interesantes de estos estudios es el referente a los cambios de fase que conllevan drásticos cambios en volumen (Dennis y Walker, 1965). Algunos trabajos se han dedicado a estudiar la influencia de este cambio de fase en sistemas convectivos, llegando a la conclusión de que tanto la liberación de energía como el cambio de volumen implicados en dichas transiciones de fase podrían explicar algunos de los fenómenos observados en la superficie terrestre. (Schubert G. et al 1970, Schubert G. y Turcotte D. 1971, Schubert G. et al 1975). Tal es el caso de los sismos profundos para los cuales se ha llegado a proponer, como mecanismo de generación, un súbito cambio en volumen local generado por un cambio de fase (Randall, 1964). En general los sismos de gran profundidad (400-700 km) muestran un patrón de radiación (en las ondas sísmicas), que concuerdan con un cambio en volumen, lo cual sugiere un abrupto cambio de fase local. En principio este modelo ha sido rechazado argumentando que la duración

de las señales sísmicas son de sólo segundos y cubre áreas de ruptura del orden de decenas de kilómetros, implicando que la cinética del cambio de fase debería llevarse a cabo a velocidades no observadas. No obstante, estos aspectos no han sido estudiados en detalle.

1.3 La Tectónica Global.

Suponiendo la existencia de fenómenos convectivos en el manto, vistos como fenómenos de fluencia (creep) (Stacey 1963, Bott 1967), es factible obtener un modelo que puede explicar los grandes desplazamientos de las placas corticales en los últimos 200 millones de años. Para Lomnitz (1973) la geología histórica es sólo la historia de la interacción dinámica entre las diferentes placas.

Pueden distinguirse 4 formas principales de interacción (Fig. 4): subducción, o convergencia entre 2 placas de espesor aproximado provocando la inmersión de una bajo la otra. Este fenómeno ha sido observado a lo largo de los arcos insulares. Dentro del esquema convectivo, la subducción se asocia a corrientes descendentes. Estas zonas presentan por lo general volcanismo ácido y sismicidad somera y profunda. Extrusión o separación de 2 placas delgadas. Este fenómeno se ha observado en las cordilleras centro-oceánicas, y están asociadas a las corrientes ascendentes originando la generación de material cortical. Por lo general presentan volcanismo basáltico y sismicidad somera. Transcurrente o deslizamientos de 2 placas oceánicas o una oceánica y una continental. Este fenómeno es característico del área de California y genera sismicidad somera. Acreción o colisión lenta entre una placa oceánica y una continental, con un consecuente

crecimiento de la última a expensas de la primera,

De la interacción entre placas se origina una serie de fenómenos asociados, como la orogenia, el fracturamiento, la formación de Grabens, de Trincheras, el volcanismo, los terremotos, etc.

Para el caso de México la mayoría de los fenómenos sísmicos y volcánicos se explican por medio de la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la placa norteamericana; sin embargo, aun cuando muchos de los parámetros de esta subducción han sido reportados, la geodinámica que prevalece en la región sur de México no está aún bien estudiada (Hanus y Vanek, 1977). En especial, el origen del Eje Volcánico Mexicano, como resultado de esta subducción, presenta algunos puntos que deben ser estudiados con más detalle.

Ligado a la subducción y a la extrusión se encuentra la mayoría de los fenómenos volcánicos. La explicación en torno al diferente carácter de las lavas en ambos casos es mediante diversos esquemas de diferenciación presente en la placa subducente (Wyllie, 1971, Jacobs et al. 1974) (Fig. 5). Sin embargo, aún no es claro si el material magmático, en este caso, se genera como producto de la fusión de la placa o si tiene su origen en la fusión del material del manto adyacente a la placa subducente o una combinación de ambos.

1.4 Tipos de volcanes y erupciones.

La terminología empleada para clasificar a los volcanes y a las erupciones es incompleta. La mayoría de ésta hace referencia a los productos arrojados mientras otra hace referencia al mecanismo de erupción.

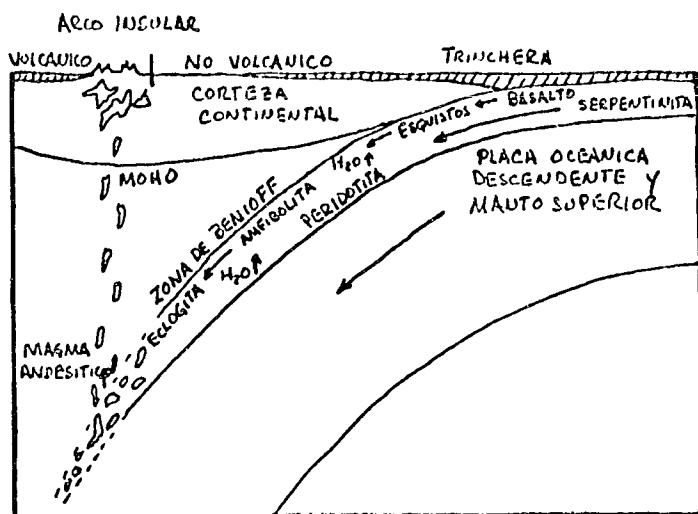


FIGURA 5
 SECCION DE UN ARCO INSULAR MOSTRANDO UNA
 ESTRUCTURA GEOLOGICA GENERAL
 (Jacobs et. al. 1974)

De hecho han sido reconocidos varios tipos de estructuras volcánicas pero sólo 2 de ellos presentan importancia a nivel general. Los conos cineríticos o volcanes monogenéticos; estructuras volcánicas formadas por material fragmentado que presentan actividad sólo durante su formación por un período de meses. En contraste, los estratovolcanes o volcanes poligenéticos son grandes estructuras que crecen por la gradual acumulación de capas de lava y capas de material fragmentado llegando a tener alturas considerables y actividad frecuente.

Las erupciones volcánicas se clasifican de acuerdo al material que emiten en: Hawaiianos si están caracterizados por emisiones de lava basáltica de baja viscosidad, la cual permite la liberación de gases en forma tranquila. Strombolianos si están caracterizados por emisiones tipo stromboli consistentes de explosiones regulares de intensidad moderada acompañadas de lava líquida y columnas de vapor. Vulcaneanos si están caracterizadas por explosiones fuertes y emisión de fragmentos no juveniles del cráter, escoria y bombas. Es característica la formación de una columna eruptiva en forma de coliflor que contiene gran cantidad de material fragmentado. Peleanas si están caracterizadas por explosiones intensas y produce columnas de gas caliente y ceniza incandescente en emulsión, lo cual le imprime una densidad límite a la columna provocando su colapso y descenso por las laderas del volcán.

Otras clasificaciones hacen referencia al tipo de material que emiten o del cual está compuesto de acuerdo al porcentaje relativo de silicatos presentes: Basálticos, Andesíticos, Dacíticos, Riolíticos, etc.

Asimismo, los productos volcánicos presentan una clasificación:

Lava	}	Tipo pahoehoe	- muy fluida
		aa	- viscosa, bloques con puntas agudas
		bloque	- viscosa
Piroclastos	}	ceniza	- partículas menores a 4 mm
		lapilli	- entre 4 y 64 mm
		bloques	- mayores a 64 mm
		bombas	- bloques emitidos en estado plástico
		lahares	- lodo formado con ceniza, lapilli y agua.

Con esta base se ha hecho otro esquema para clasificar las erupciones: Emisión de lava tipo Islándico o Hawaii; emisión de lava más piroclastos tipo Stromboli Vulcaneano o Surtisiano (contacto con agua); emisión de piroclastos tipo Pliniano o Peleano; flujos asociados con la desintegración del domo tipo merapi o tipo peleano (formación de nubes ardientes); colapsos estructurales tipo Krakatoa o Valles; cráteres de explosión tipo Diatremas, explosiones freáticas o freatomagmáticas.

Las nubes ardientes o flujos de ceniza se clasifican a su vez en Peleanas, St. Vincent, Krakatoa o Asama dependiendo del origen del flujo (del cráter o colapso de la columna eruptiva), del tipo de material compuesto por el flujo (presencia de pómez) etc.

No obstante, en la literatura moderna se observa una clara tendencia a la formulación del mecanismo eruptivo en base a parámetros físicos y quí-

micos, para definir el proceso eruptivo. Estos aspectos podrán, en en futuro, proporcionar una base adecuada para el estudio sistemático de los fenómenos volcánicos ya que no existe, hasta el momento, una estandarización en cuanto a la observación de parámetros en las manifestaciones volcánicas.

1.5 Algunos aspectos físicos y químicos del vulcanismo.

El material magmático puede definirse como aquella sustancia natural, parcial o totalmente fundida, la cual solidifica en forma vítrea o cristalina en una roca ígnea, usualmente rica en sílice y es capaz de fluir bajo la influencia de esfuerzos moderados (Williams y McBirney, 1979). Contiene por lo general cristales o fragmentos de roca en suspensión y componentes volátiles en solución. Salvo raras excepciones están dentro de un intervalo limitado de composición química lo cual refleja procesos físico-químico definidos de generación y diferenciación.

La propiedad más importante es su viscosidad, relación entre esfuerzo cortante y deformación cortante; ésta depende fuertemente de la composición, en especial de la proporción de silicio. Por ejemplo, el óxido de silico SiO_2 (Si/O = 1:2) tiene una viscosidad de 10^{10} poises pero el $\text{Na}_2 \text{Si}_2\text{O}_5$ (Si/O = 1:2 1/2) tiene una viscosidad de 28 poises y el Na_4SiO_4 (Si/O = 1:4) tiene una viscosidad de 0.2. Asimismo, la viscosidad de un magma depende fuertemente de la temperatura y del contenido de volátiles, siendo el más importante el agua:

Composición	°C	Viscosidad (seca)	Viscosidad con agua
Granito	785°	10^{12}	10^6 (5% H ₂ O)
Andesita	1150°	10^4	$10^{3.5}$ (4% H ₂ O)
Basalto	1150°	$10^{3.2}$	10^3 (4% H ₂ O)

El abatimiento de viscosidad por presencia de agua es drástico sobre todo en el rango de 0.1-6% (en peso). El efecto de la presión en la viscosidad no ha sido bien estudiado, pero algunos resultados preliminares sugieren que la viscosidad decrece al aumentar la presión (Kushiro y Yoder, 1976).

Debido a la alta viscosidad de las lavas, (10^3 poises) y las velocidades a las que fluyen (algunos cm/seg) el flujo puede aproximarse al laminar en la mayoría de las condiciones geológicas.

Las temperaturas observadas en la mayoría de las erupciones volcánicas son: 750-850°C para lavas riolíticas (70% SiO₂), 850-950°C para andesitas (60% SiO₂), 950-1100°C para basalto andesitas (50% SiO₂), 1100-1250°C para basaltos (45% SiO₂).

Las lavas son muy malas conductoras de calor y tienen un marcado contraste entre el calor específico a presión constante (cp=0.3 cal/gr°C) y el calor latente ($\Delta H_p \sim 65-100$ cal/gr). La densidad varía entre 2.2 y 2.8 gr/cc y es muy baja la caída en densidad entre el estado sólido y el líquido.

La solubilidad de gases en silicatos fundidos varía con la presión, con la temperatura y con la composición tanto del gas como del magma. El volumen del gas y del líquido es mayor que el volumen de la mezcla, por lo tanto la solubilidad del gas aumenta con la presión; por

otro lado, a presión de gas constante menor que la presión total, cualquier incremento en presión en el líquido disminuye la solubilidad del gas debido a que el volumen del líquido con gas en solución es mayor que la del líquido solo. Debido a esto, es difícil predecir como varía el contenido de volátiles en un magma con la profundidad.

Debido a que la presión de vapor aumenta con la temperatura, la solubilidad de cualquier volátil varía inversamente con la temperatura; sin embargo hay evidencias de que a altas presiones la solubilidad del CO₂ aumenta con la temperatura (Mysen et al. 1976).

La solubilidad del agua, por lo general el principal volátil, varía con la raíz cuadrada de la presión (Williams y McBirney, 1979, Kushiro et al. 1976):

$$N_o = S \sqrt{P}$$

donde N_o es la fracción peso disuelta a la presión P . S es una constante del orden $4.1 \times 10^{-6} \text{ mN}^{-1/2}$ o 1.3×10^{-3} si la presión se expresa en bars. Esta constante varía muy poco con la composición.

Los volátiles más comunes son el H₂O, el CO₂, el SO₂, el H₂S, el HCL, el CS₂ y el COS; sin embargo ha sido poco investigado el efecto de estos volátiles en el comportamiento de un magma. En fechas recientes, se ha visto la necesidad de aumentar los estudios en el papel que juegan los volátiles en el proceso de formación de ceniza volcánica, asimismo su presencia en alta concentración y la viscosidad de la lava son 2 factores determinantes en el carácter explosivo de una erupción; las cuales suelen ser las más peligrosas y dañinas. Asimismo, han sido muy utilizados en términos de predicción de actividad, no

tándose una relación entre el aumento en contenido de azufre en los gases magmáticos antes de una actividad eruptiva (Elskens, 1971).

Asimismo, analizando la composición de los gases en las fumarolas y su porcentaje relativo es factible inferir las condiciones fisicoquímicas a las cuales se formaron lo cual da una indicación de las condiciones de temperatura y presión de los procesos que se llevan a cabo a profundidad.

Este aspecto es importante puesto que permite evaluar la profundidad de la cámara magmática y en algunos casos el tipo de magma presente; colateralmente pueden proporcionar información del tipo de interacción que se lleva a cabo entre el magma y el medio circundante.

Debido a su baja densidad y viscosidad los gases tienen una gran movilidad dentro de la corteza y por tanto son buenos indicadores de las propiedades de los materiales atrapados o circulantes bajo la superficie. Existen indicios de que pueden ser usados con buena certidumbre en la predicción (Tonani, 1971); sin embargo el monitoreo más empleado por el momento es el sísmico y el geodésico. El patrón común antes de una erupción es la existencia de un cambio en la actividad sísmica superficial y la deformación del edificio volcánico, lo cual se presenta como regla general.

Otro tipo de monitoreo lo constituye el gravimétrico, que detecta variación es de la densidad y temperatura o del nivel de profundidad del magma; el magnetométrico, que mide cambios en el campo magnético debido a variaciones en temperatura y la percepción remota, vigilancia por medio de satélites de la variación en temperatura superficial por medio de sus efectos en la vegetación.

1.6 El riesgo volcánico y el vulcanismo en México.

Durante el presente siglo cerca de 340 volcanes han presentado actividad eruptiva. Considerando que existen sólo 600 volcanes catalogados como activos por el IAVCEI, (1958-1959) esta actividad representa un riesgo potencial que necesita de una evaluación. La frecuencia de erupciones por año para las últimas dos décadas es de 6 a 7 erupciones por año. La actividad volcánica en la última década ocasionó decenas de muertes, evacuaciones de ciudades y pérdidas económicas considerables (T. Simpkin, 1979) lo cual motivó que la UNESCO promoviera diferentes simposios sobre el tema, durante los años 74, 75 y 76 con objeto de definir programas para el estudio de riesgo volcánico.

En México el panorama no difiere mucho del esquema mundial, durante el presente siglo han tenido actividad eruptiva los volcanes de Colima, (1903, 1909, 1913, 1957, 1975 y 1982); el Tacaná (1903 y 1949); el San Martín Tuxtla (1922); el Popocatepetl (1920 y 1935); el Parícutín nacido en 1943 que tuvo actividad hasta 1952; el Bárcena nacido en 1952 que tuvo actividad hasta 1953 y el Chichón (1982). Esto representa 14 períodos eruptivos en 82 años; una cada seis años en lo que va del siglo. Si bien es cierto que sólo la actividad del Colima, del Tacaná y la del Chichón han causado graves consecuencias, este alto índice obliga a la evaluación del riesgo sobre todo para las zonas densamente pobladas.

México cuenta con 14 centros volcánicos que han manifestado actividad en los últimos 3000 años. (Figura 6 y tabla 1). Hasta hace poco tiempo se entendía por volcán activo aquel que había mostrado cualquier signo de actividad en tiempos históricos. (~ 6000 años). Sin embargo, debido

Volcanes Activos de Mexico Catalogados por IAVCEI
(numeracion con referencia a Tabla I)

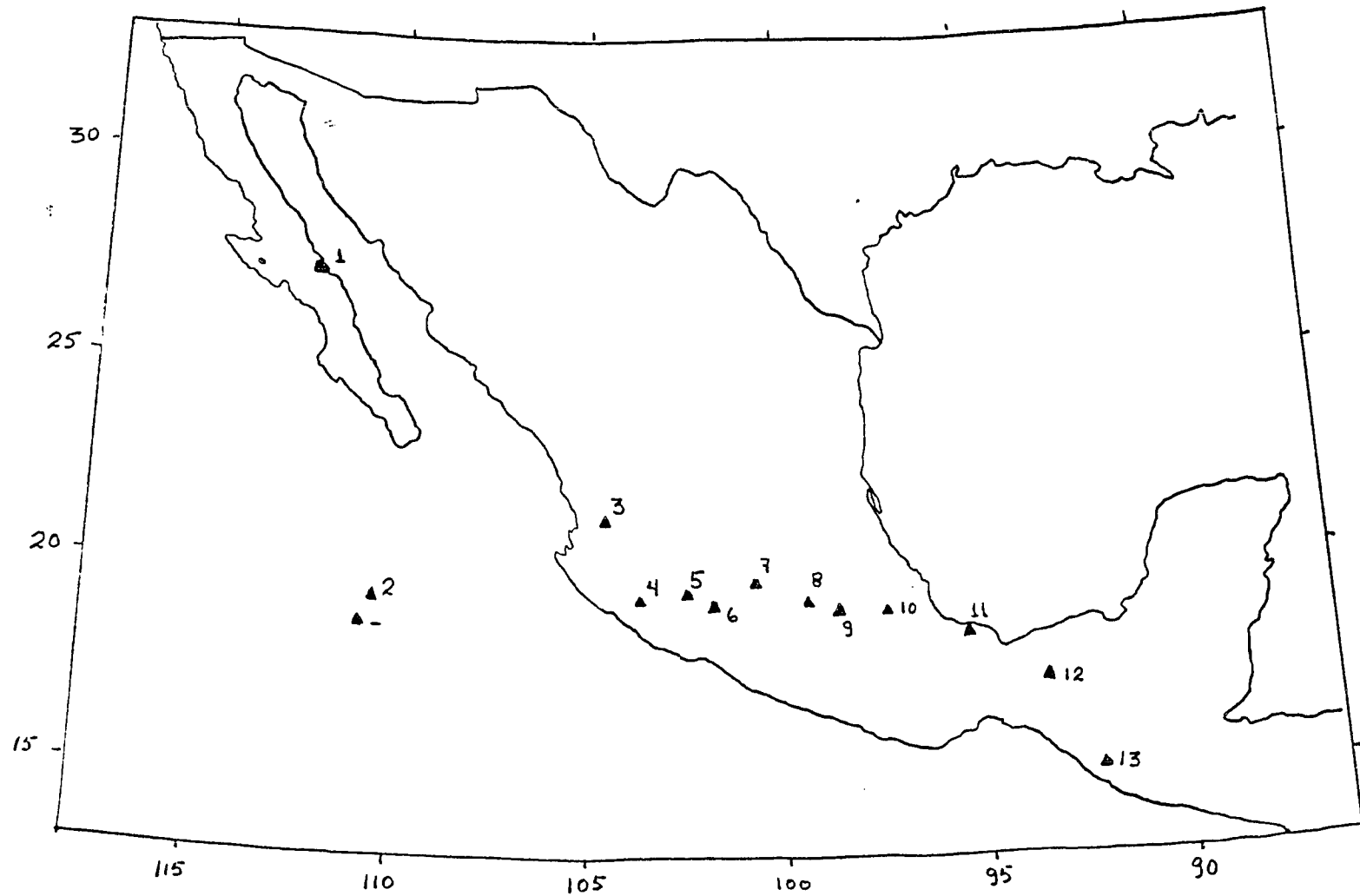


Fig - 6

TABLA I

VOLCANES ACTIVOS EN MEXICO, CATALOGADOS POR EL IAVCEI

1.- Volcán:	Tres Vírgenes
No. Catálogo:	14-1-1
Altura:	1195 m.s.n.m.
Tipo:	Estratovolcán
Localización:	27°18' N 112°35' W Baja California Sur
Petrología:	Basalto olivínico
Erupciones recordadas:	1746, 1857
2.- Volcán:	Bárcena
No. Catálogo:	14-1-2
Altura:	375 m.s.n.m.
Tipo:	Cono cinerítico
Localización:	19°16' N 110°48' W islas Revillagigedo, Colima
Erupciones recordadas:	1952- Nacimiento, 1953.
- Volcán:	Evermann
No. Catálogo:	No está catalogado
Altura:	1000 m.s.n.m.
Tipo:	Volcán de escudo
Localización:	18°45' N 110°57' W islas Revillagigedo, Colima
Petrología:	Basalto alcalino
Erupciones recordadas:	1848, 1896, 1951.
3.- Volcán:	Ceboruco
No. Catálogo:	14-1-3
Altura:	2164 m.s.n.m.
Tipo:	Estratovolcán
Localización:	con 2 calderas y 3 conos cineríticos 21°09' N 104°30' W Nayarit
Petrología:	Basalto-hiperstena-andesita
Erupciones recordadas:	1870-1876 Erupción inicial violenta febrero 21 de 1870. Formó nubes ardientes.

Cont. Tabla I.

- 4.- Volcán: Colima
 No. Catálogo: 14-1-4
 Altura: 3960 m.s.n.m.
 Tipo: Estratovolcán
 Localización: 19°25' N
 103°43' W
 Colima
 Petrología: Hiperstena-augita-hornblenda-andesita
 Erupciones recordadas: 1576, 1590, 1611, 1622, 1749, 1770,
 1771, 1795, 1806, 1808, 1809, 1818
 1837, 1869 (boca adventicia formación)
 1903, 1909, 1913, 1957, 1975.
- 5.- Volcán: Paricutín
 No. Catálogo: 14-1-5
 Altura: 3170 m.s.n.m.
 Localización: 19°29' N
 102°15' W
 Michoacán
 Petrología: Basalto-andesita
 Erupciones recordadas: 1943 (febrero 20 nacimiento), 1944-1952
- 6.- Volcán: Jorullo
 No. Catálogo: 14-1-6
 Altura: 1330 m.s.n.m.
 Tipo: Cono cinerítico
 Localización: 19°02' N
 101°40' W
 Michoacán
 Petrología: Basalto olivínico
 Erupciones recordadas: 1759-1774
- 7.- No. Catálogo: Campo Sierra de San Andrés
 Tipo: 14-1-7
 Campos de solfataras, geysers
 Localización: 19°50' N
 100°38' W
 Michoacán
 Petrología: Riolita
- 8.- Volcán: Xitle
 No. Catálogo: 14-1-8
 Altura: 3120 m.s.n.m.
 Tipo: Cono cinerítico
 Localización: 19°15' N
 99°13' W
 Distrito Federal
 Petrología: Basalto olivínico
 Erupciones recordadas: Datación de la erupción (carbono (14))
 450 A.C.

Cont. Tabla I.

9. Volcán: Popocatepetl
 No. Catálogo: 14-1-9
 Altura: 5452 m.s.n.m.
 Tipo: Estratovolcán
 Localización: 19°01' N
 98°37' W
 Puebla
 Petrología: Hiperstena-andesita muy viscosa
 Erupciones recordadas: 1347, 1354, 1519, 1530, 1539, 1542,
 1548, 1571, 1592, 1642, 1664, 1697,
 1720, 1802, 1920, 1935.
10. Volcán: Pico de Orizaba
 No. Catálogo: 14-1-10
 Altura: 5676 m.s.n.m.
 Tipo: Estratovolcán
 Localización: 19°02' N
 97°17' W
 Veracruz
 Petrología: Andesitas de hornblenda y augita
 Erupciones recordadas: 1537, 1545, 1566, 1613, 1630, 1687.
11. Volcán: San Martín
 No. Catálogo: 14-1-11
 Altura: 1550 m.s.n.m.
 Tipo: Cono basáltico
 Localización: 18°35' N
 95°10' W
 Veracruz
 Petrología: Basalto olivínico
 Erupciones recordadas: 1664, 1793, 1829, 1838, 1922.
12. Volcán: El Chichón
 No. Catálogo: 14-1-12
 Altura: 1350 m.s.n.m.
 Tipo: Estratovolcán
 Localización: 17°20' N
 93°12' W
 Chiapas
 Petrología: Andesita-hornblenda
 Erupciones recordadas: Actividad sulfatárica constante.
13. Volcán: Tacaná
 No. Catálogo: 14-1-13
 Altura: 4092 m.s.n.m.
 Tipo: Estratovolcán
 Localización: 15°08' N
 92°06' W
 Chiapas
 Petrología: Hornblenda-andesita-hipersteno
 Erupciones recordadas: 1855, 1878, 1903, 1949.

a que se ha observado actividad en volcanes considerados "muertos"; como es el caso de Mont Lamington en Nueva Guinea que entró en actividad en 1951 después de 13,000 años de reposo, o el Bezymianny en Kamtchatka o el Tristan de Cunha en 1961, o el Chichón en 1982, el término "Volcán activo" ha tenido que revisarse.

En términos generales, se recomienda la implementación de levantamientos geológicos en las áreas volcánicas con objeto de reconstruir la historia eruptiva de un volcán, lo más extensa posible, ayudados por las técnicas convencionales de datación. Este tipo de estudios ha permitido observar que un volcán poligenético puede tener actividad durante lapsos de 1 a 2 millones de años; en el caso de volcanes monogenéticos, asociados con áreas volcánicas, el área puede presentar desarrollo de conos cineríticos durante períodos del orden de 70 millones de años (P.E. Baker, 1979).

Para el caso de México ambos aspectos son importantes. El levantamiento de los mapas anteriormente mencionados permite establecer una base estadística para evaluar en términos numéricos el riesgo asociado a un volcán. Los fenómenos destructivos que pueden acompañar a una erupción son: (Booth, 1979).

- Actividad Sísmica.- La cual consiste de temblores de baja magnitud asociados a la etapa previa en la erupción. Estos se clasifican por sus características en contenido de frecuencia y por su profundidad, notándose que los eventos someros (~ 2 Km) aumenta considerablemente días antes de su erupción.
- Emisión de Piroclastos.- La emisión de cenizas y partículas de diámetro menor a 0.2 mm es muy frecuente, y si bien es cierto que sólo afecta a los poblados muy cercanos al volcán (~ 10 Km), pueden tener

- un efecto muy destructivo como generadores y propagadores de incendios. Asimismo, si la emisión es considerable y se realiza en tiempos cortos, la acumulación de ceniza en los techos de casas, incluso a distancias mayores, puede colapsarlos. Tal es el caso del volcán Chichón que provocó la caída del 5% de las casas de Pichucalco (25 km) y el 20 % de Ixtacomitán (~15 km) (Medina F. 1982)
- Flujos de lava.- Este tipo de efectos son por lo general poco destructivos, ya que su alcance es de sólo unos pocos kilómetros.
 - Flujo de Piroclastos.- Este efecto es el de mayor destructividad y se manifiesta como flujos de material denso (gas con sólidos en suspensión) a muy alta temperatura (centenas de grados) y gran movilidad (velocidades del orden de varias decenas de km/hr). Pueden presentarse debido al colapso de la columna eruptiva, caso del Chichón que será tratado más adelante, o por explosión directa.
 - Colapso estructural.- Consistente en el colapso de una parte o todo el edificio volcánico ocasionado por explosiones por lo general freáticas o freatomagmáticas. Es común observarlo en volcanes marinos y ocasionan fenómenos destructivos asociados como los tsunamis.
 - Lahares.- Muchos de los estratovolcanes tienen una altura suficiente para condensar el vapor atmosférico y originar nieve y hielo en las partes altas del edificio. Al ocurrir una erupción este hielo se derrite y se mezcla con la ceniza volcánica provocando avalanchas de lodo de gran movilidad y alta densidad. Este efecto fue particularmente destructivo en la erupción del Volcán Santa Helena en Estados Unidos en la erupción de 1980. En el caso del Chichón este fenómeno se presentó con algunas variantes las cuales se mencionarán más ade-

lante.

Aun cuando hay pocas referencias tocantes al manejo del riesgo volcánico, Fournier D'Albe (1979) propone una evaluación cuantitativa en base a 3 parámetros: Inversión, vulnerabilidad y peligro.

El parámetro inversión hace referencia a los recursos humanos y de capital, presentes en una área de riesgo. Idealmente un estudio de riesgo debe ser la base para planificar la inversión en zonas volcánicas. El parámetro de vulnerabilidad se refiere a la proporción de la inversión expuesta, en diferente grado a riesgo. Para la evaluación de este parámetro es necesario conocer el tipo de actividad predominante en el volcán; si la posibilidad de actividad por medio de flujo de piroclásticos o lahares existe en una área, debido a que así lo indique la historia eruptiva del volcán, la vulnerabilidad es del 100%, considerándose menor para cualquier otro tipo de emisiones.

El parámetro peligro es el más complejo de los tres y se refiere a la evaluación numérica de la probabilidad de que una área en particular se vea afectada por la acción volcánica, en un lapso de tiempo determinado. De ser factible, este parámetro debe incluir un factor de peso que refleje la intensidad del tipo de erupción esperada. En la evaluación de este parámetro, el conocimiento de la historia eruptiva del volcán proporciona una base estadística adecuada siempre que se extienda por períodos del orden de miles de años.

En años recientes la probabilidad de erupción ha sido evaluada haciendo uso de los estudios de la función de distribución de los períodos de reposo. Esta técnica estadística, conocida como teoría de renovación, pre

tende, mediante la función de distribución para la longitud de los períodos de reposo, evaluar la función de densidad de probabilidad para la duración de dichos períodos. (Wickmann 1966, Reyment 1976, Medina, 1982).

La formulación más común es vía un modelo Poissoniano del tipo:

$$P(n) = \left\{ (ht)^n (n!)^{-1} \right\} e^{-ht}$$

donde $P(n)$ es la probabilidad de que n eventos tengan lugar en una unidad de tiempo t ; h es el valor medio de los eventos presentados por unidad de tiempo t .

Un problema diferente se presenta al estudiar las zonas con alta densidad de volcanes monogenéticos, ya que se sabe que éstos sólo tienen actividad por períodos del orden de unos años. Sin embargo, el área presenta actividad durante muchos cientos de miles de años; tal es el caso de la zona de Chichinautzin (S y SO del D.F.), área que cuenta con 146 conos desarrollados en los últimos 50,000 años en una área de 950 km². Suponer una razón de crecimiento constante daría que nace un cono cada 350 años y como el último formado en el área fue hace 2,500 años (el Xitle), resultaría una probabilidad de 1, para el presente, de que naciera un nuevo cono. Este caso es muy simplista y se requiere de datos de fechamiento para evaluar la función (supuesta constante en este caso) de desarrollo de conos en el tiempo. (Medina 1982).

Este tipo de estudios, así como el levantamiento de mapas de riesgo en áreas volcánicas es importante que se realicen a corto plazo en México puesto que más de la mitad de la población y de la industria está situada en áreas vecinas a volcanes activos.

CAPITULO I

REFERENCIAS

- Adem J., (1962). On the Theory of the general circulation of the Atmosphere. Tellus 14 (1) 102-115.
- Adem J., (1973). Ocean effects on Wether and Climate Geofis. Int. 13 (1) 1-71.
- Anderson, D.L. (1967). Phase changes in the upper mantle. Science Vol. 157.
- Baker, P.E. (1979). Geological aspects of Volcano prediction. J. of Geol. Soc. London. Vol. 136.
- Battan, J. (1963). Física de Nubes. Eudeba.
- Birch, F. (1965). Speculations on the Earth's Thermal History. Geol. Soc. of Am. Bull. Vol. 76.
- Booth, B. (1979). Assessing Volcanic Risk. J. of Geol. Soc. (London). Vol. 136.
- Boot, M. (1967). Terrestrial Heat Flow and the Mantla Convection Hipotesis. Geophys. J. R. Astr. Soc. Vol. 14.
- Bullard, F. (1976). Volcanoes of the Earth. Texas Press.
- Davis P. y Runcorn S. (Ed) (1980). Mechanisms of Continental Drift and Plate Tectonics. Academic Press.
- Deanis J, y Ch. T. Walker (1965). Earthquakes resulting from metaestable phase transitions. Tectonophysics 2, 401-407.
- Elskens, I. (1971). The Chemistry of volcanic gases and its conection with the prediction of volcanic activity. UNESCO Earth Sciences.
- Fournier D'Alba, E. (1979). Objetives of Volcanic monitoring and predic-tion. J. of Geol. Soc. (London) Vol. 136.
- Garlick, D.G. (1969). Consequences of Chemical equilibrium across phase changes in the mantle. Lithos Vol. 2.
- Horne, R. (1969). Marine Chemisty - Wiley Interscience.
- Irvine, R. y Stacey, F. (1975). Pressure dependance of the Thermal Gruneisen Parameter, with application to the Earth's Lower Mantle and outer care. Physics of the Earth and Planetary Interiors. Vol. 11.

- Iwasaki, I. (1971). Chemical Surveillance and prediction of volcanic activity. UNESCO Earth Sciences 8.
- Jacobs, J.A., Russell D.R. and Wilson J.T. (1974) Physics and Geology 2a. Ed. McGraw Hill Co. USA.
- Kalinin V. y Pankov V. (1974). Equations of State of Rocks. Izvestia Earth Physics Vol. 1974 No. 7.
- Kushiro, I., Yoder, H. y Mysen, B. (1976). Viscosities of basalt and andesite melts at high pressure. J. Geophys. Res. Vol. 81.
- Lomnitz, C. (1973). Global Tectonics and Earthquake Risk. Ed. Elsevier.
- McDonald, G.A. (1972). Volcanoes. Prentice Hall.
- Magnitsky, V.A. (1967). The Internal Structure and Physics of the Earth. NASA, Book N67-23321 U.S.A.
- Medina F. (1981). Vulcanología y Evaluación del riesgo volcánico en México. Anales del Instituto de Geofísica. Vol. 25.
- Medina F. (1981). El Volcán Chichón. GEOS Boletín de la Unión Geofísica Mexicana. Vol. 2
- Medina, F. (1982). Analysis of the eruptive history of the Volcán de Colima, México. (1560-1980) Geofís. Int. (Submitted).
- Mejía, G. y Aguirre, C. (1973). La Radiación Cósmica. OEA Monografía Serie Física No. 9.
- Metchnic VI, Gladwin M.T. and F.D. Stacey' (1974) core convection as a Power Source for the Geomagnetic Dynamo: A Thermodynamic Argument. J. Geomag. Geoelect. 26, 405-415.
- Mysen, B., Egglar, D., Seitz, M. y Holloway, J. (1976) Carbon dioxide in silicate melts and crystals. Amer. Jour. Sci. Vol. 276.
- Pankov, V. y Kalinin V. (1975). Thermodynamic Characteristics of Rocks and Minerals under the conditions obtaining in the Earth's Mantle. Izvestia Earth Physics Vol. 1975 No. 3.
- Randall, M.S. (1964). Seismic Energy generated by a Sudden Volume Change B.S.S.A. 54 1291-1298.
- Reyment, R. (1976). Analysis of volcanic Earthquakes of asamayama. Random Process in Geology. Springer Verlay.
- Riley J. y G. Skirrow Eds. (1965). Chemical Oceanography 2 Vols. Academic Press.

- Ringwood A. y Green D. (1966). An experimental investigation of the Gabbro-Eclogite transformation and some Geophysical implications. Tectonophysics. Vol. 3
- Scheidegger A. (1968). Principios de Geodinamica. Ed. Omega
- Simkin T. (1979). Volcanology. Reviews of Geophysics and Space Physics. Vol. 17
- Schubert G., Turcotte D. y Oxburgh E. (1970). Phase Change instability in the mantle. Science. Vol 169
- Schubert G. y Turcotte D. (1971). Phase changes and mantle convection. J. of Geophys. Res. Vol. 76
- Schubert G., Yuen D. y Turcotte D. (1975). Role of phase transitions in a dynamic mantle. Geophys. J. R. Astron. Soc. Vol. 42
- Stacey F.D. (1962). The theory of creep in rocks and the mantle convection hypothesis. Geophys. J.R. Astron. Soc. Vol. 14
- Stacey F.D. (1967). Convecting Mantle as a Thermodynamic Engine. Nature Vol. 214
- Stacey F.D. (1977). Applications of Thermodynamics to fundamental Earth Physics. Geophys. Surveys. Vol. 3
- Tonani F. (1971). Concepts and Technics for the Geochemical forecasting of Volcanic eruptions. UNESCO Earth Sciences # 8
- Wickmann F. (1966). Repose periods patterns of Volcanoes. Arck. Miner. Geol. Vol.4
- Williams H. y McBirney A. (1979). Volcanology. Freeman, Cooper and Co. USA
- Wyllie P.J. (1971). The Dynamic Earth. Wiley

CAPITULO II

2.0 La temperatura del interior de la tierra y la generación de material magmático.

En el manto superior, se registra un súbito cambio de velocidad de las ondas sísmicas en contraste con su velocidad en la corteza, (la onda P aumenta de 6.9 a 8.1 km/seg y la S de 3.9 a 4.6 km/seg). Este cambio, se piensa debido a una diferencia en composición química o a un cambio de fase. Si la base de la corteza está compuesta de basalto (o un equivalente p.e. Gabro), dada las condiciones de presión y temperatura en el manto superior, su composición debe ser peridotita (silicatos de magnesio y fierro, olivino y piroxeno). Esto es en el supuesto de que el cambio en velocidad observado se deba a diferente composición química; en caso de que sea debido a un cambio de fase, el constituyente del manto superior es la eclogita (fase más densa del basalto; la idea aceptada en forma general es que el constituyente del manto superior es la peridotita.

Otras discontinuidades en la velocidad de ondas sísmicas, se observan en el manto a profundidades de 400 y 700 km cuyo origen se postula ligado a cambios de fase. Sin embargo, a 100 km de profundidad la velocidad baja de 8.1 km/seg a 7.8 km/seg regresando a 8.1 a los 250 km de profundidad. La presencia de esta capa, conocida como capa de baja velocidad (o astenosfera), ha sido explicada mediante modelos térmicos. La temperatura de las primeras decenas de kilómetros del interior de la tierra, es factible estimarla conociendo el flujo de calor que escapa por la superficie terrestre. A este efecto se han llevado a cabo

más de 15,000 mediciones de flujo de calor tanto en océanos como en continentes, de la superficie terrestre.

El flujo de calor está determinado por la ecuación de Fourier:

$$Q = -x \frac{\partial T}{\partial n} + H$$

donde H = generación de calor interna (presencia de isótopos radiactivos); x = conductividad térmica; $\frac{\partial T}{\partial n}$ = gradiente de temperatura normal a la superficie terrestre.

Aun cuando los valores del flujo varían hasta en un orden de magnitud, para diferentes partes de la tierra, el promedio de los valores continentales es prácticamente igual al promedio de los valores oceánicos. ($\bar{Q} = 1.86$ micro calorías/cm²seg). Por otra parte, los valores para H, generación interna de calor por radiogénicos, de las partes continentales es mayor por un orden de magnitud de H para las partes oceánicas (360 ergs/gr año y 50 ergs/gr año); implicando por lo tanto que el gradiente térmico bajo la corteza oceánica es mayor que bajo la corteza continental.

Con los valores medidos se ha podido estimar la variación de temperatura con la profundidad para las partes continentales, sin embargo esta evaluación, para profundidades mayores a 50 Km, presenta grandes dificultades sobre todo por la determinación de la dependencia de la conductividad térmica con la presión y temperatura. De las fórmulas ajustadas por medio de un gradiente que varía como un polinomio de 2o. grado, $x = 0.007$ y $Q_0 = 1.86$.

Se obtiene:

$$T = 25.9 z - 0.132 z^2 + 0.000083 z^3$$

usando los valores en °C y z = profundidad en kilómetros (Magnitskiy, 1968). Así, la temperatura a 20 Km es 465°C, a 40 Km 835°C y a 100 km 1380°C. (Fig. 1).

La curva de fusión de la peridotita es conocida, y se presenta en la Fig. 1. Sin embargo, esta curva de fusión varía sustancialmente si la peridotita contiene agua aún en tan poca cantidad como 0.1%, caso en el cual se intersecta con el gradiente térmico terrestre entre 100 y 250 km, lo cual podría explicar la existencia de la capa de baja velocidad (astenosfera; a la capa que se encuentra por encima de la astenosfera se le denomina litosfera y contiene a la corteza (\approx 30 km) y parte del manto superior).

Suponiendo el estado de fusión para un 5% del volumen en la capa de baja velocidad, se logra explicar bastante bien la atenuación observada en la velocidad de las ondas sísmicas.

Por otra parte, el gradiente térmico observado (\approx 20°C/Km) es superior al gradiente adiabático, el cual es sólo del orden de 0.5 °C/Km. Este aspecto es importante ya que si la capa de baja velocidad contiene un porcentaje de material fundido, el hecho de que el gradiente térmico sea mayor al gradiente adiabático provocará que los componentes pesados tiendan a sumergirse y los ligeros a flotar, presentando inestabilidad y por lo tanto desplazamientos verticales generando calor por disipación viscosa y provocando la formación de zonas de fusión con porcentajes de material fundido, mayor al 5%.

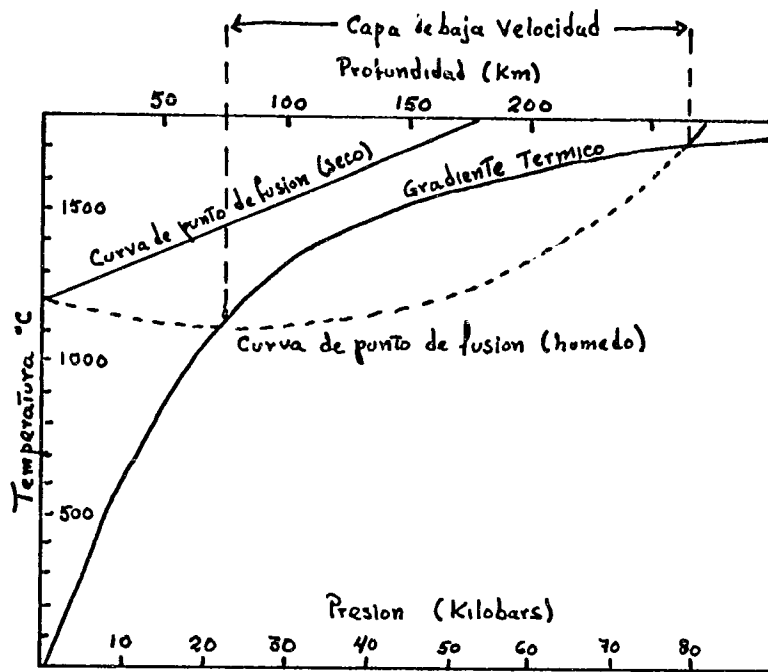


fig - 1

2.1 El ascenso de material magmático a la superficie.

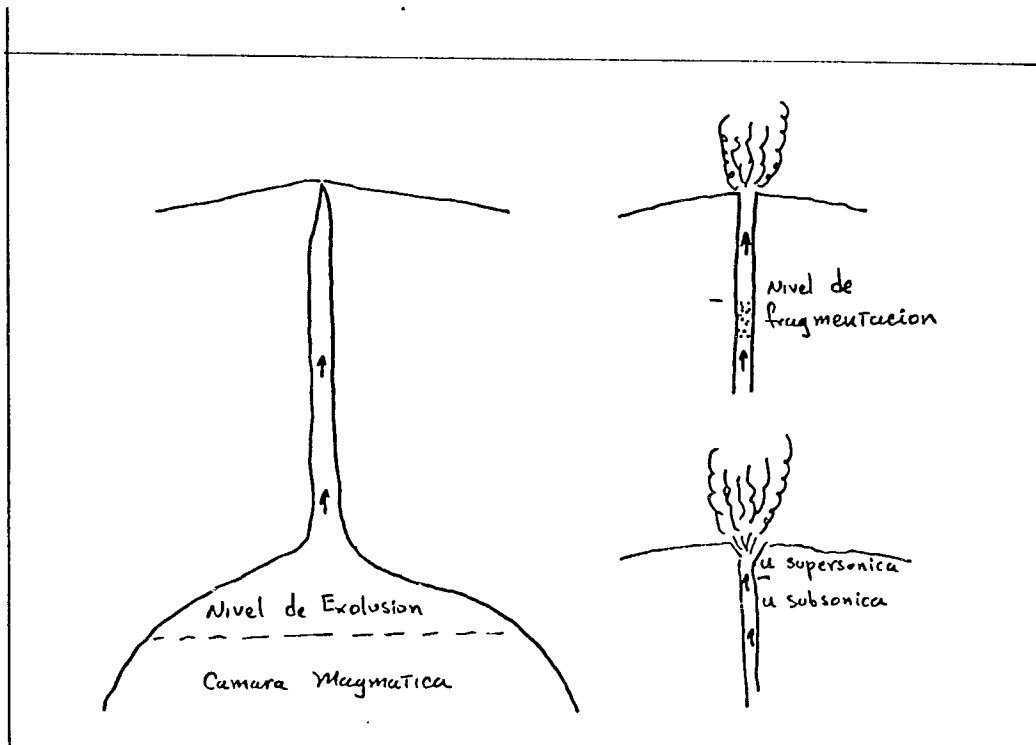
La generación de magma y los fenómenos asociados con su ascenso a través de las diferentes capas terrestres hasta llegar a la superficie, constituyen uno de los grandes problemas de la Vulcanología, Petrología Ignea y Geodinámica.

La tectónica global, en especial la geodinámica de las zonas de subducción explican la generación de material magmático como un proceso asociado a la subducción, el cual se presenta cuando la placa penetra, con un porcentaje relativo de agua, en temperaturas presentes a profundidades del orden de 100-200 km. Para explicar su ascenso hasta la superficie se han propuesto 5 causas combinadas (Fedotov, 1977):

- a) Ascenso de la capa parcialmente fundida por el mecanismo de fusión por zonas.
- b) Liberación del contenido de gases durante su ascenso provocando un aumento en la presión local.
- c) Presión debida a esfuerzos tectónicos.
- d) Aumento de presión como consecuencia del aumento de volumen durante la fusión.
- e) Fuerzas de flotación.

Es conocida la existencia de zonas con capas de material parcialmente fundido en el manto superior, en las cuales el gradiente de temperatura es mayor que el gradiente adiabático. Bajo estas condiciones, la

convección en estas capas es factible y provoca desplazamientos verticales. Durante la fusión de estos materiales el incremento en volumen proporciona una fuerza adicional acompañada de esfuerzos cortantes.



El ascenso de material puede aproximarse por la relación de Maxwell:

$$\frac{d\sigma}{dt} + G \frac{\sigma}{\eta} = G \frac{d\theta}{dt}$$

donde σ = esfuerzo cortante, θ = deformación cortante, G = módulo cortante y η = viscosidad.

Confusión completa, un material del manto superior puede incrementar su volumen en un 4-5%, lo cual origina fracturas y se inicia el ascenso a lo largo de estas fallas.

La flotación de líquidos menos viscosos en medios más densos puede aproximarse mediante un modelo de un conducto circular cuya descarga está determinada por:

$$Q = \frac{\pi r^4 \Delta p}{8 \nu l}$$

r = radio del canal, ν = viscosidad dinámica y Δp = caída de presión a lo largo de l . La velocidad del flujo en ascenso por fuerzas de flotación es:

$$v = \frac{r^2 \Delta \rho g}{8 \nu}$$

un radio promedio puede estimarse para conductos volcánicos del orden de 150 m (Fedotov, 1977), si la viscosidad de la astenosfera es 10^{19} - 10^{20} poises y la viscosidad de magma fundido es de 10^4 - 10^3 poises y debido al aumento de presión $\nu = 10^{10}$ poises $\Delta \rho = 0.1 \text{ gr/cm}^3$, entonces v , la ve

locidad de ascenso es del orden de 15 m/año para conductos del orden de 2-3 metros en radio y de 100 km/año para conductos del orden de 150 m en radio.

La mejor manera de estimar la velocidad promedio del flujo de magma en el manto a lo largo de estos conductos es mediante el volumen de roca ígnea arrojada en un área para un período de tiempo grande (p. ej. el cuaternario). Esta relación ha sido evaluada para la región de Kamchatka (Fedotov, 1976) y es de la forma:

$$\text{Log } V \text{ (cm/año)} \approx 11.3 - 2 \text{ log} R \text{ (cm)}$$

Aun en el caso de máxima viscosidad del magma, 10^{19} poises, el magma puede ascender por conducto de ≈ 1 km a velocidades de 0.4 cm/año.

En la corteza, el magma adquiere fuerzas suplementarias para su ascenso, la liberación de volátiles aumenta la presión sobre todo si son magmas ricos en gases. Este efecto es significativo entre 0 y 35 km. Adicionalmente, las fuerzas tectónicas en la corteza pueden favorecer el fracturamiento de la superficie y facilitando el ascenso de magma. Es casi regla general que el volcanismo se manifiesta en zonas bajo condiciones de tensión y muy raramente en zonas bajo condiciones de compresión.

El mecanismo sugerido para la fusión de material en el manto superior es:

- a) fusión por cambio de fase de parte del material de la placa subducente, debido al incremento en temperatura.
- b) ascensos de material ligero y descenso de material denso.
- c) disipación de energía por viscosidad en el proceso la cual es propor-

cional a $\eta v^2 u$; v = velocidad cortante y u = volumen del líquido que fluye. La liberación de energía provoca descenso en la viscosidad y el aumento en la viscosidad de ascenso del magma en los conductos.

Se ha sugerido incluso que el magma asciende en forma de grandes "gotas" (astenolitos), simplemente por flotación en un medio más denso, hasta la corteza. Una esfera líquida moviéndose en un medio viscoso tiene una velocidad de ascenso:

$$V_a = \frac{2v^2 \Delta \rho g}{9\eta_2} \cdot \frac{\eta_2 + \eta_1}{\left(\frac{2}{3} \eta_2 + \eta_1\right)}$$

v = radio de la esfera, $\Delta \rho$ = diferencia en densidades, η_2 = viscosidad del medio y η_1 = viscosidad de la esfera. Si $\eta_2 \gg \eta_1$

$$V_a \approx \frac{\Delta \rho g r^2}{3\eta_2}$$

la velocidad de ascenso del astenolito es prácticamente independiente de su viscosidad. Si $\Delta \rho = 0.2$, $\eta_2 = 10^{19}$ (astenosfera).

$$\text{Log } V_a \text{ (cm/año)} = 2 \log R - 9.7$$

Por otro lado, si son columnas que crecen a través de la astenosfera que terminan en una semiesfera del mismo radio, la presión hidrostática en el tope de la columna es:

$$P_1 = \Delta \rho g (\bar{h} + h) \pi r^2$$

$\Delta\rho$ = diferencia en densidad, \bar{h} = espesor de la capa alimentadora de magma, h = altura de la columna y r = radio de la columna. Es conveniente aclarar que el ascenso de magma, según un estudio detallado en Kamchatka (Fedotov, 1976) se lleva a cabo según columnas verticales y no por medio de astenolitos. Así también, que aun cuando al inicio del ascenso del magma tiene una composición ultrabásica, durante el camino se diferencia anexando rocas ácidas.

Muy probablemente estas columnas anchas en la base convergen en la astenosfera y al llegar a ella (40-50 km de profundidad) la viscosidad se incrementa y la velocidad de ascenso decrece. Consecuentemente la cabeza de la columna se aplana y ensancha si es que el flujo permanece constante, Muy probablemente el mecanismo de ascenso en la astenosfera sea por medio de fisuras y conductos originados por presión hidrostática y fuerzas tectónicas. En las partes superiores de la corteza, (0 - 20 km). La fuerza de ascenso se debe probablemente a la que origina la liberación de volátiles cuyo efecto es mayor al disminuir la profundidad.

(Fig. 2).

2.2 Los volátiles y la formación de ceniza.

El comportamiento explosivo de un magma depende fuertemente de su viscosidad y del contenido de gases, (Verhoogen, 1951). Una alta viscosidad y alto contenido de gases por lo general conducen a fenómenos explosivos en las erupciones volcánicas; mientras que las lavas de baja viscosidad generan derrames efusivos. La viscosidad a su vez se incrementa fuertemente con el contenido de sílica. La cual permite también mayor disolu

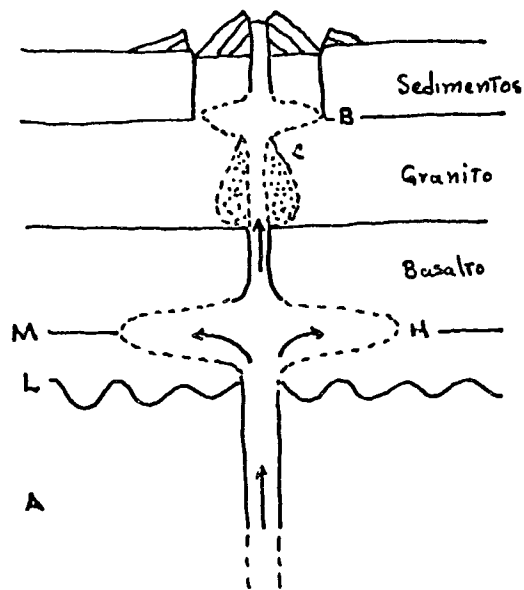


Fig 2 A-Astenosfera L-frontera litosfera
 M-frontera corteza H-Cámara magmática
 B-Cámara magmática C-Zona de diferenciación

ción de agua.

Por ceniza volcánica se entiende fragmentos piroclásticos muy pequeños (≈ 0.1 mm) de magma juvenil; y de hecho su formación es sinónimo de explosión volcánica.

J. Verhoogen (1951) planteó, como explicación a la formación de ceniza, los siguientes puntos:

Al tomar un elemento de volumen de lava, puede ocurrir que las burbujas se formen y asciendan rápidamente por flotación; durante su ascenso estas tenderán a aumentar de volumen. Para una cierta viscosidad, las burbujas aumentarán de volumen más rápidamente que la velocidad a la cual ascienden por flotación y coalescen. Cuando un número eficientemente grande de burbujas coalesce, fragmentan la lava y le quitan cohesión. Si este proceso se lleva a cabo instantáneamente, ocurrirá una explosión, cuya intensidad dependerá esencialmente de la magnitud de la presión residual.

Sea u = velocidad de expansión y v = velocidad de ascenso por flotación:

$$u \gg v$$

por Stokes:

$$v = \frac{2g\rho r^2}{9\eta}$$

donde v = radio de la burbuja, g = aceleración de la gravedad, ρ = densidad y η = viscosidad.

$$u = \frac{dr}{dt}$$

donde r_0 = radio inicial dependerá de la tensión superficial de la interfase líquido-gas. La presión en la burbuja debido a la tensión superficial es $2\sigma/r_0$ y ésta no puede ser mayor que Π la presión de sobresaturación (presión de vapor-presión real), puesto que en caso contrario no se formarían burbujas.

Tomando $r_0 \sim 10^{-5}$ cm con P_0 , presión de la burbuja en este estado y P presión de expandida al radio r ; el grado de expansión puede calcularse de acuerdo a Rayleigh (1917). Sea u la velocidad radial de la superficie de la burbuja de radio r , U la velocidad en el líquido a la distancia R del centro de la burbuja, entonces:

$$U = u \frac{r^2}{R^2}$$

y la energía cinética E del líquido alrededor de la burbuja:

$$E = \frac{1}{2} \rho \int_0^{\infty} U^2 4\pi R^2 dR = 2\pi \rho u^2 r^3$$

el trabajo de expansión:

$$w = \int_{V_0}^V p dv; \quad P_0 V_0^\gamma = P V^\gamma$$

suponiéndolo adiabático.

$$\text{Si } V_0 = \frac{4}{3} \pi r_0^3 ; \quad v = \frac{4}{3} \pi r^3$$

$$w = \frac{4}{3} \pi \frac{1}{\gamma-1} P_0 r_0^3 \left\{ 1 - \left(\frac{r_0}{r} \right)^{3(\gamma-1)} \right\}$$

usando $\gamma = 1.333$ por simplicidad:

$$u^2 = \frac{2p_0}{\rho} \frac{r_0^3}{r^3} \times \left(1 - \frac{r_0}{r} \right)$$

Mientras que u decrece si r crece, v crece si r crece. Si se requiere que las burbujas pequeñas crezcan más rápido de lo que ascienden:

$$\frac{2p_0 r_0^2}{\rho r^3} \left(1 - \frac{r_0}{r} \right) \gg \frac{4g^2 \rho^2 r^4}{81n^2}$$

El crecimiento de r no es indefinido, y para que p sea mayor que la presión actuando en el medio se tiene una barrera viscosa para, la condición de que $u \gg v$ se cumple para viscosidades superiores a 10^8 poises. (R.S.S. Sparks, 1978).

Si las burbujas se expanden rápidamente a su v máximo ($\approx 10^{-4}$ cm) y el número de burbujas (n) por cm^3 es tal que $n^{-1/3} \approx r$, el número de burbujas debe ser mayor a $10^{12}/\text{cm}^3$ para que pierda cohesión la lava. Para el caso isotérmico los resultados son muy similares.

En este caso se ha supuesto que r tiene un máximo ($10 r_0$) puesto que no está entrando nuevo material; asumiendo que durante el proceso hay difu

45

sión de agua:

$$\frac{dp}{dt} = - \frac{m}{v^2} RT_0 \frac{dv}{dt} + \frac{RT_0}{v} \frac{dm}{dt}$$

donde m es el número de moles de agua en una burbuja de volumen v y

$$\frac{dv}{dt} = 4\pi r^2 u$$

si la cantidad de agua que entra es proporcional a la superficie de la burbuja:

$$dm = k4\pi r^2 u$$

$$u = \frac{1}{p} \left(RT_0 k - \frac{r}{3} \frac{dp}{dt} \right)$$

donde k es el coeficiente de difusión. Bajo estas condiciones Verhoogen (1951) evaluó en $n/\text{cm}^3 > 700$ el número de burbujas por unidad de volumen para que ocurra la fragmentación.

2.3 Relaciones entre presión, contenido de volátiles y velocidad de salida en erupciones explosivas.

Las erupciones de tipo explosivo, sobre todo aquellas que desarrollan flujos piroclásticos, presentan un peligro potencial considerable para las áreas aledañas. Como hemos visto, éstas se presentan en magmas viscosos con saturación de volátiles (agua). Con objeto de formular modelos que

nos permitan explicar el comportamiento de estas erupciones, haremos uso de las siguientes consideraciones: un volcán puede aproximarse a un conducto casi circular que conecta un reservorio magmático, de profundidad variable, con la superficie. La ecuación de balance de energía en el caso de un fluido en movimiento es:

$$p_f - \int_{p_i} \frac{dp}{\rho} = \frac{1}{2} (U_f^2 - U_i^2) + gh + \Sigma fr$$

donde p_i , p_f , U_i y U_f representan los valores inicial y final de la presión y de la velocidad del fluido, h la distancia vertical que separa el estado final del inicial y Σfr la energía perdida por efectos de fricción en las paredes del conducto.

Tanto la presión como la densidad están referidas a la componente fluida la cual en este caso es una mezcla de una fase gaseosa y una fase sólida en suspensión; de acuerdo a la relación de densidad de mezcla, las fracciones de ambas componentes puede separarse;

$$\frac{1}{\rho} = \frac{x}{\sigma_g} + \frac{1-x}{\sigma_r}$$

donde x representa la fracción peso de la componente gaseosa y σ_g , σ_r representan la densidad de la fase gaseosa y la fase sólida en suspensión. De hecho esta última fase tendrá partículas sólidas y partículas líquidas, pero en una primera aproximación puede considerarse igual densidad para ambas. Para describir el comportamiento de la fase gaseosa puede usarse la ecuación de gas ideal, ya que por lo general la temperatura re

ducida es del orden de 2 y la presión reducida puede variar de 10 a 1, más adelante se verá la variación cuando la temperatura reducida es menor a 3.0.

El movimiento del fluido puede llevarse a cabo isotérmicamente o adiabáticamente, en cada caso la fase gaseosa tendrá un comportamiento:

$$P = \sigma_g RT$$

ó

$$P \propto \sigma_g^\gamma$$

donde γ es la razón de calores específicos a presión y volumen constante

En esta forma, un movimiento isotérmico vendrá dado por:

$$xRT \ln P_i/P_f + \frac{1-x}{\sigma_r} (P_i - P_f) = \frac{1}{2} (U_f^2 - U_i^2) + gh + \Sigma f_r$$

y en el caso adiabático:

$$xRT_i \frac{\gamma}{\gamma-1} \left| 1 - \frac{P_f^{(\gamma-1)/\gamma}}{P_i^{(\gamma-1)/\gamma}} \right| + \frac{(1-x)}{\sigma_r} (P_i - P_f) = \frac{1}{2} (U_i^2 - U_f^2) + gh + \Sigma f_r$$

donde T_i es la temperatura de la fase gaseosa al inicio de la expansión, la cual era igual a la temperatura del magma.

La aplicación de estas ecuaciones al movimiento de un fluido magmático en la chimenea del volcán, requiere que tanto la fase gaseosa como la fase sólida en suspensión tengan la misma velocidad y temperatura que cada estado del movimiento; dada la conductividad térmica de la fase gaseosa la temperatura que ésta tenga será un factor decisivo para determinar la cantidad de energía disponible para el movimiento.

Sin embargo, la fase gaseosa no es, por lo general mayor a 6 u 8% del total, por lo que la energía disponible reside en la fase sólido-líquido.

La energía térmica del proceso siempre es mucho mayor que la energía cinética. Si el movimiento del fluido dentro del conducto se lleva a cabo rápidamente, (velocidades del orden de decenas de metros por segundo).

Entonces se requerirá de un buen factor de transferencia de calor de las fases líquidas-sólidas a la fase gaseosa para preservar el movimiento.

Si un elemento de volumen contiene pocas partículas o si éstas son de gran tamaño, la energía disponible disminuye y la velocidad esperada baja.

Dparks et al (1980) han demostrado que si el fluido contiene más de 50% en peso de partículas menores a un milímetro, la respuesta térmica es menor a un segundo; es decir más rápida que el tiempo en el cual el fluido pasa por la chimenea hasta llegar a la atmósfera.

Tipos de explosiones.

Wilson (1980) clasifica a las erupciones explosivas en Plinianas, Strom-

bolianas y Vulcaneanas. Los primeros consisten básicamente en la dispersión a profundidad de un cuerpo magnético juvenil en gas y fragmentos líquido-plásticos; provocando un amplio rango en los tamaños de las partículas producidas.

Este proceso es independiente del tiempo ya que su duración es mayor que el tiempo que toma a cualquier elemento de volumen pasar a través del sistema; las pérdidas de energía son mínimas debido a la alta velocidad generada. La formación de burbujas, la formación de fragmentos y la generación del proceso eruptivo es casi simultáneo. El número de partículas pequeñas, que mantienen la energía del sistema, es considerable. Este proceso se da en magmas relativamente viscosos; en el cual $U_i \approx 0$ y dada su rapidez puede considerarse isotérmico:

$$XRT \ln P_i/P_s + \frac{1-X}{\sigma_r} (P_i - P_s) = \frac{1}{2} U_s^2 + gh + \epsilon fr$$

considerando que la fase gaseosa es agua la fracción pasó de volátiles puede calcularse en función de la profundidad a la cual se genera la explosión.

$$X_D = S \sqrt{P}$$

X_D = fracción peso disuelta en el magma a presión P ; S es una constante (d) orden de $10^{-6} \text{ m N}^{-1/2}$, 10^{-3} bars). Para ciertas presiones, X_D es mayor que X y toda el agua estará en solución; la exsolución comenzará a la profundidad h_0 en la cual $X_D = X$. Tomando la presión cercana a la litostática,

$$\sigma_r gh_o = \left(\frac{x}{s}\right)^2 - p_s$$

Usando $\sigma_r = 2.8 \text{ gr/cc}$ h_o es del orden de 10 km para $X = 7\%$; si $h_o \sim 3.5 \text{ km}$ $X = 4\%$ y si $h_o \sim 0.5 \text{ km}$ $X = 0.05\%$. La tabla 1 y la figura 3 muestran la variación de la velocidad de salida en función de la profundidad del nivel de exsolución.

Las estrombolianas, se presentan como eventos discretos que ocurren en materiales juveniles cercanos a la superficie y se suponen como explosiones producto de acumulación de bolsas de agua. Esta acumulación lleva cierto tiempo y por tanto no puede suponerse como isotérmica; los fragmentos observados en estos casos exceden a 1 mm (Walker, 1973) y no pueden proporcionar la energía suficiente. Básicamente el magma es menos viscoso que en las explosiones Plinianas.

Por último las Vulcaneanas, son también explosiones discretas que ocurren a intervalos grandes de tiempo y se debe a la acumulación de gas cerca de la superficie con materiales sólidos cuya resistencia es vencida por la presión del gas, por lo que se observa gran cantidad de partículas grandes y no juveniles. Por lo general el gas es agua subterránea que se evapora por contacto con el magma caliente. La onda térmica solo puede penetrar distancias del orden de decenas de centímetros en la capa sólida y esta penetración se lleva a cabo en períodos mayores, a 1 hora. Para este tipo de erupciones se han llegado a observar velocidades de salida (de la columna eruptiva) superiores a los 400 m/seg (Nairn y Self, 1978) lo cual indica una alta presión en la acumulación de gas; implicando altas concentraciones de volátiles y por lo tanto la presencia de agua

subterránea en el proceso.

Suponiendo un modelo para este tipo de erupciones (Fig. 4) con una capa de roca compacta de densidad σ , extensión vertical L y sección horizontal A ; con una bolsa de gas de igual sección y extensión Z a presión P_i y temperatura T_i ; al ocurrir el rompimiento de la capa rocosa, el gas se expande adiabáticamente, y la ecuación de movimiento para la masa de rocas expelidas es:

$$AL\sigma \frac{du}{dt} = (P - P_f) A - \frac{1}{2} \sigma_a C_D A U^2 - AL\sigma g$$

donde U y du/dt es la velocidad y la aceleración, C_D es el coeficiente de arrastre (≈ 1), σ_a es la densidad del aire y P es la presión del gas en expansión, relacionada con P_i y la distancia vertical que alcanza la masa rocosa (y):

$$\frac{P}{P_i} = \left(\frac{z}{z+y} \right)^{\gamma}$$

Estas erupciones también podrían caer bajo el esquema de grandes bolsas de gas atrapadas bajo la superficie, calentadas por material juvenil, que provocan una tensión, deformada y fracturando la salida. Suponiendo $T_i = 950^\circ\text{C}$ y P_i del orden de algunos cientos de bars, y valores razonables de L y z acordes con mantos freáticos o agua meteorítica adicional a la intersticial, es decir, volátiles del orden de 20 - 30%, de tal forma que:

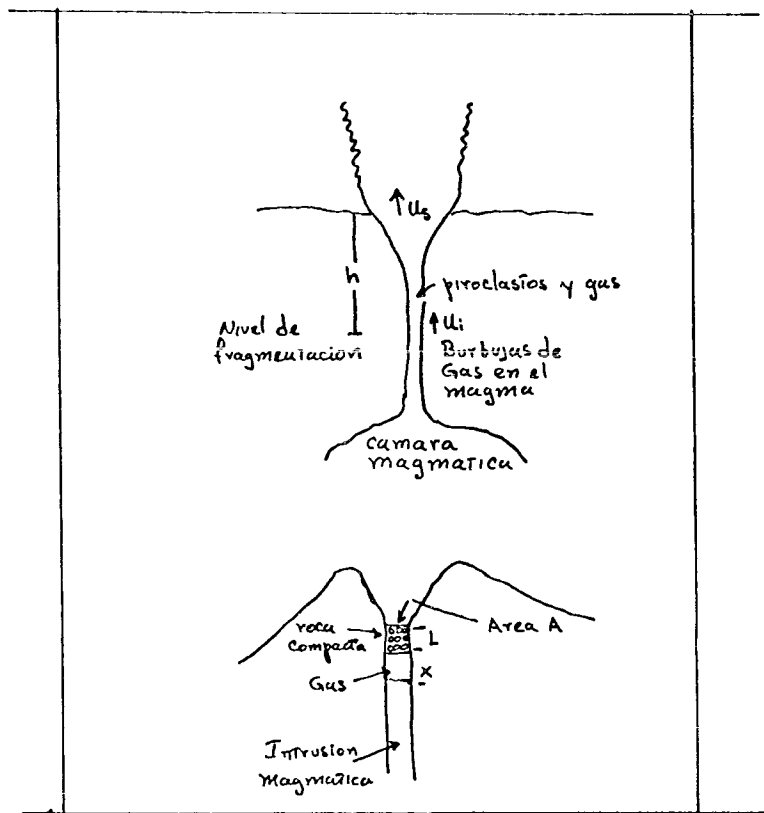


Fig 4

$$\frac{z}{L} = \frac{RT_i}{P_i} \frac{x}{1-x}$$

Se obtienen relaciones de z/L 20 para $x = 30\%$.

En esta forma, para diferentes valores de L , z , T_i , P_i y U se obtienen las curvas (Fig. 5) las cuales se ajustan a:

$$\frac{1}{2} U_s^2 = B x$$

donde $U_s = \text{Vel. máxima}$, $B = 0.55 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{seg}^2$.

El conducto.

Si en la ecuación de conservación de energía se considera que el término de pérdida por fricción es función del arrastre en la pared del conducto:

$$-\frac{dp}{\rho} = gdh + udu + \frac{fu^2}{4r} dh$$

y la ecuación de continuidad de gasto:

$$\frac{dm}{dt} = \dot{m} = \rho \pi u r$$

$$\text{ó} \quad \frac{d\rho}{\rho} + \frac{du}{u} + 2 \frac{dr}{r} = 0$$

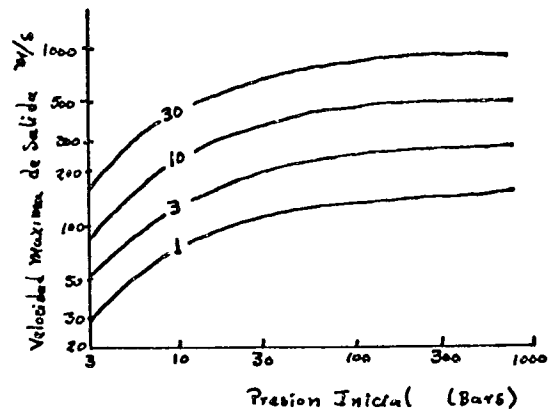


fig 5

puede obtenerse las siguientes relaciones:

$$\left\{ 1 - \frac{u^2}{u_c^2} \right\} \frac{du}{dh} = \left(\frac{u^2 f}{4r} + g \right) \frac{u}{u_c^2} - 2 \frac{u}{r} \frac{dr}{dh}$$

$$\left\{ 1 - \frac{u^2}{u_c^2} \right\} \left\{ \frac{\kappa RT}{P} + \frac{(1-\kappa)P}{r} \right\} \frac{dp}{dh} = 2 \frac{u^2}{r} \frac{dr}{dh} - g - \frac{fu^2}{4r}$$

donde $u_c = \sqrt{\frac{RT}{\kappa}} \left(\kappa + \frac{(1-\kappa)P}{\sigma_r RT} \right)$

u_c representa la velocidad del sonido en el fluido. Las emisiones anteriores presentan singularidad si $u = u_c$:

$$\left(\frac{dr}{dh} \right)_L = \frac{rg}{2u_c^2} + \frac{f}{8}$$

La figura 6, muestra u_c como función de P y κ , tomando $T = 950^\circ\text{C}$ y $\sigma_r = 2.67$; y muestra valores límite de u_c .

Si $u < u_c$, $(1 - u^2/u_c^2) > 0$ y para $du/dh > 0$ es necesario:

$$\left(\frac{u^2 f}{4r} + g \right) \frac{u}{u_c^2} - \frac{2u}{r} \frac{dr}{dh} > 0$$

$$\frac{dr}{dh} < \frac{rg}{2u_c^2} + \frac{fu^2}{8u_c^2}$$

Lo cual implica un conducto convergente si $u > u_c$, $(1 - u/u_c) < 0$ y para $du/dh > 0$ es necesario:

$$\frac{dr}{dh} > \frac{rg}{2u_c^2} + \frac{fu^2}{8u_c^2}$$

lo cual implica un conducto divergente.

El factor de fricción f depende del número de Reynolds (Re) y de la rugosidad de las paredes; si $Re = 2r\rho u/\eta$, debe haber un cambio notable de este número en la vecindad del nivel de fragmentación, antes de éste la viscosidad es entre 10^{10} y 10^{13} poises para pasar a una viscosidad del orden de 10 poises.

Por debajo del nivel de exsolución ($x = 0$) el fluido se mueve lentamente de acuerdo al balance de fuerzas de flotación y de disipación viscosa; la densidad del fluido es σ_r y el gradiente de presión es litostático.

$$dp = -\sigma_{cr} g dh$$

$$\text{y si } f = \frac{32\eta}{r\rho u} + f_0 \quad \text{y} \quad du = 0$$

$$g(\sigma_{cr} - \sigma_r) = \frac{8\eta u}{r^2} + \frac{f_0 u^2 \sigma_r}{4r}$$

$$u = \left(\frac{16\eta}{f_0 \sigma_r} \right) \left(\sqrt{1 + \frac{gr^2(\sigma_{cr} + \sigma_r) f_0 \sigma_r}{64 \eta^2}} - 1 \right)$$

pero en caso de flujo Laminar:

$$u = \frac{g(\sigma_{cr} - \sigma_r)r^2}{8\eta}$$

y el gasto en masa en el conducto es:

$$\dot{m} = \frac{\pi r^2 \sigma_r (\sigma_{cr} - \sigma_r) g}{8\eta}$$

Por encima del nivel de fragmentación, la velocidad aumenta considerablemente y erosiona el conducto en su parte superficial dependiendo de la resistencia de las capas superficiales.

La Temperatura.

Al asumir que el gas se expande isotérmicamente puede justificarse:

$$-\int_{p_i}^{p_f} \frac{dp}{\rho} = g \int_{h_i}^{h_f} dh + \int_{u_i}^{u_f} u du + \int_{h_i}^{h_f} \frac{fu^2}{4r} dh$$

$$-x \int_{p_c}^{p_f} \frac{dp}{\sigma} + \frac{(1-x)}{\sigma_r} (p_i - p_f) = g (h_f - h_i) + \frac{1}{2} u_f^2 - \frac{1}{2} u_i^2 + F$$

si la presión es cercana a la litostática

$$p_i - p_f = \sigma_{cr} g (h_f - h_i)$$

y por encima del nivel de fragmentación F es pequeño.

$$-x \int_{P_i}^{P_f} \frac{dp}{\sigma} \approx \frac{1}{2} u_f^2$$

Caso adiabático

$$\frac{1}{2} u_f^2 \approx XRT \left(\frac{\gamma}{\gamma-1} \right) \left(1 - \left(\frac{P_f}{P_i} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \right)$$

Caso isotérmico a T_c

$$\frac{1}{2} u_f^2 \approx XRT_c \ln \frac{P_i}{P_f}$$

La diferencia entre ambas representa la energía que la parte no gaseosa proporciona por enfriamiento para que la temperatura del gas se mantenga.

Si la temperatura del magma varía entre T_i y T_f , $T_c \approx \frac{1}{2} (T_i + T_f)$:

$$C_p (T_i - T_f) = xR \left[\frac{1}{2} (T_i + T_f) \ln \frac{P_i}{P_f} - T_i \left(\frac{\gamma}{\gamma-1} \right) \left(1 - \left(\frac{P_f}{P_i} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \right) \right]$$

suponiendo que x permanece constante después del nivel de fragmentación.

Con esta ecuación puede que si $x \sim 5\%$ $T_f = T_i - 52^\circ$; si $x \sim 2\%$ $T_f = T_i - 14^\circ$. Si $T_i \sim 1000^\circ$, la energía térmica empleada para desarrollar energía cinética en el fluido es menor a 5% por lo que la temperatura puede considerarse como constante.

La columna.

Al entrar en la atmósfera, las partículas de la columna se dispersarán en función de su tamaño y densidad. Si una partícula en la columna tiene radio r , masa m , densidad σ y a la altura h viaja con velocidad \dot{h} ; con densidad local del medio ρ que asciende a velocidad u :

$$m\dot{h} = -mg + \frac{1}{2} \rho C \pi r^2 (u-h)^2$$

donde c = coeficiente de arrastre,

$$\dot{h} = -g + \frac{3\rho C(u-h)^2}{8r\sigma}$$

cuando la aceleración es cero;

$$\frac{3\rho C u^2}{8g} = r\sigma$$

El radio de la columna b se incrementa con la altura, debido a que incorpora y calienta el aire del medio y disminuye la presión atmosférica. Los datos de dispersión para partículas con $r\sigma$ (Wilson, 1976); extrapolando la tendencia se obtiene un valor límite $r_0\sigma_0$ para la cual puede evaluarse la velocidad de salida:

$$\frac{8g}{3c} r_0\sigma_0 = \rho_0 u_0^2$$

la figura 6, muestra u_0 para diferentes erupciones estudiadas (Wilson, 1976).

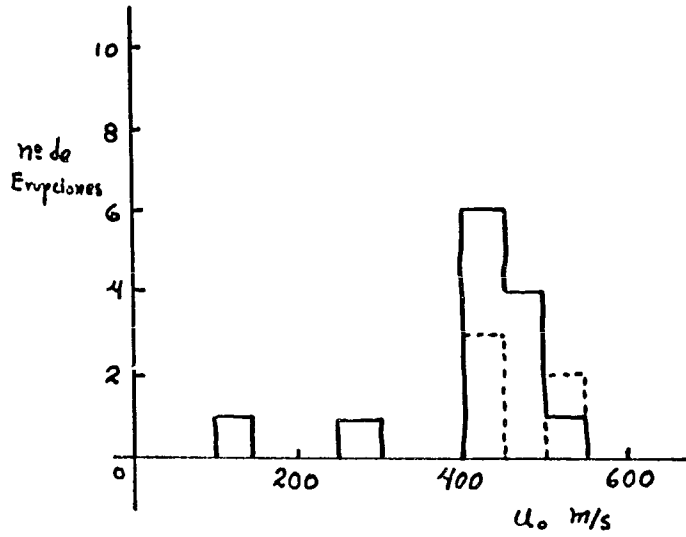


fig 6 velocidad de salida de 5 erupciones plinianas y 13 subplinianas.

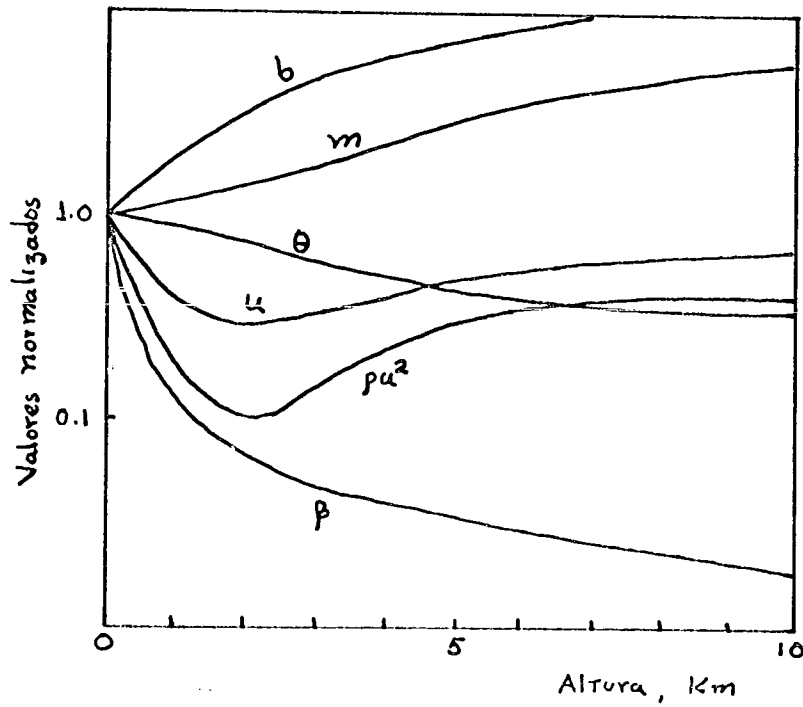


fig 7

La columna eruptiva.

La columna eruptiva puede visualizarse como un chorro de gas con piroclastos en suspension que entra a la atmosfera. Esta columna, de radio b_0 , con velocidad en la parte central u_0 y densidad inicial (del gas) ρ_0 asciende en la atmosfera. La densidad de la columna inicialmente es β_0 a la temperatura θ_0 . La densidad del gas y del fluido estan relacionadas por medio del contenido de volatiles (fraccion en peso), x :

$$\beta_0 = 100 \rho_0 / x$$

considerando que el volumen de solidos es despreciable.

Conforme la columna asciende, adiciona aire frio y disminuye la temperatura en funcion de la altura h , el radio de la columna y su densidad tambien varian con la altura. Una primera aproximacion para analizar este comportamiento es el tratamiento de Prandtl (1949), se considera que $\rho = \beta = \alpha$, $\theta = \theta_0$ y desprecia la variacion de la densidad con la altura. En este caso:

$$b = b_0 + h/8$$

$$u = u_0 \left(\frac{b_0}{b_0 + h/8} \right)$$

La desaceleracion de la parte central de la columna esta dada por:

$$\frac{du}{dt} = u \frac{du}{dh} = - \frac{u^2}{8b}$$

incluyendo efectos de gravedad:

$$u \frac{du}{dh} = - \frac{u^2}{8b} g \left(1 - \frac{\alpha}{\rho} \right)$$

incluyendo la adición de aire:

$$-\frac{g}{q^2} \left(1 - \frac{\alpha}{\beta}\right) = u \frac{du}{dh} + \frac{(0.5 u^2 + gh)}{b^2 \beta} \frac{d(b^2 \beta)}{dh}$$

donde q representa la relación entre el promedio de la velocidad de ascenso y la velocidad en el centro de la columna. La variación en volumen por unidad de altura es:

$$\pi b^2 = \pi b_0^2 \left(\frac{\theta}{\theta_0}\right) \left(\frac{P_0}{P}\right)$$

donde P es la presión atmosférica a la altura h y temperatura θ .

La variación en densidad es:

$$\beta = \beta_0 \frac{b_0^2}{b^2} \left(1 + \frac{x}{100}\right) \frac{R_g}{R_a} \left(\frac{b_0^2}{b^2} \frac{\theta_0}{\theta} \frac{P}{P_0} - 1\right)$$

y el balance en temperatura es:

$$\begin{aligned} & F C_{ps} \theta_0 \left(1 - \frac{x}{100}\right) + C_{pg} \theta_0 \frac{x}{100} + C_{pa} \theta_0 \frac{x}{100} \frac{R_g}{R_a} \left(\frac{b_0^2}{b^2} \frac{\theta_0}{\theta} \frac{P}{P_0} - 1\right) \\ & = \theta \left(F C_{ps} \left(1 - \frac{x}{100}\right) + C_{pg} \frac{x}{100} + C_{pa} \frac{x}{100} \frac{R_g}{R_a} \left(\frac{b_0^2}{b^2} \frac{\theta_0}{\theta} \frac{P}{P_0} - 1\right)\right) \end{aligned}$$

donde F = fracción peso de piroclastos que mantienen equilibrio térmico con el gas, C_{pg} , C_{ps} y C_{pa} , calores específicos de piroclastos, gas volcánico y aire.

La solución de esta ecuación via un esquema de diferencias finitas presenta, para $F \approx 0.65$, $b_0 = 100$ m, $u_0 = 400$ m/s y $x = 3\%$ para valores normalizados, las soluciones a los diversos parámetros graficados en la figura 7 (Wilson, 1976).

En la figura puede observarse la rápida desaceleración inicial

del material arrojado, la cual se incrementa posteriormente debido al calentamiento del aire al ingresar agua caliente, (volatíl volcánico mas común) dando lugar a la formación de columnas convectivas. Es interesante hacer notar que si los volátiles son densos p.ej. CO_2 o SO_2 o se presentan bajos valores de x , u_0 , o altos valores de b_0 ; la columna eruptiva se colapsa formando un flujo de piroclastos.

La energía térmica que puede proporcionarse a la columna es:

$$E_t = (\theta_o - \theta_f) \left(\frac{x}{100} C_{pg} + \left(1 - \frac{x}{100} \right) C_{ps} \right)$$

y la energía cinética:

$$E_c = \frac{1}{2} u_0^2$$

Esta energía está relacionada con la altura que alcanza la columna eruptiva; considerando que la energía potencial es:

$$E_h = g \sum_{i=1}^n m_i (h - h_i)$$

donde h , altura de la columna y m_i es la masa agregada a la columna en un intervalo de altura finito centrado en h_i . Esta altura ha sido evaluada como:

$$h = 8.2 \dot{Q}^{\frac{1}{4}}$$

Esta ecuación ha sido ajustada para una docena de erupciones observadas, en función del gasto en masa (Wilson, 1978)

$$h = 236.6 \dot{M}^{\frac{1}{4}}$$

donde h =metros y \dot{M} = kilogramos/segundo.

CAPITULO II

REFERENCIAS

- Bennett F. (1971). Vaporization waves in explosive volcanism. Nature. Vol 234
- Bennett F. (1974). On volcanic ash formation. Am. J. of Science. Vol. 274
- Blackburn E., Wilson L. y Sparks R. (1976). Mechanisms and dynamics of Strombolian activity. J. Geol. Soc. (London). Vol. 132
- De la Cruz S., Espindola J. y Medina F. (1980). Consideraciones acerca del flujo de calor terrestre. Ciencia. Vol. 31
- Fedotov S. (1977). Geophysical data on deep-seated magmatic activity below Kamchatka and an estimate of the forces that the rise of magmas into volcanoes. Int. Geology Rev. Vol. 19
- Fedotov S. (1977). Mechanism of deep-seated magmatic activity below island arc volcanoes and similar structures. Int. Geology Rev. Vol. 19
- Fedotov S. (1978). Ascent of basic magma in the crust and mechanism of basaltic fissure eruptions. Int. Geology Rev. Vol. 20
- Fedotov S. (1981). Magma rates in feeding conduits of different volcanic centres J. of Volc. and Geoth. Res. Vol. 9
- Lubimova E. (1967). Thermal History of the Earth. Geophys. Monographs AGU # 13
- Magnitsky V. (1967). The internal structure and physics of the Earth. NASA Libro N67-23321
- Rayleigh (1917) On the pressure developed in a liquid during the collapse of a spherical cavity. Phylos. Mag. Vol. 34
- Self S., Wilson L. y Nairn I. (1978). Vulcanian eruption mechanisms. Nature Vol. 277
- Sparks R. y Wilson L. (1976). A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. J. Geol. Soc. (London) Vol. 132
- Sparks R. (1978). The dynamics of bubble formation and growth in magmas: A review and analysis. J. of Volc. and Geoth. Res. Vol. 3
- Sparks R., Wilson L. y Hulme G. (1978). Theoretical modeling of the generation movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. J. of Geophys. Res. Vol. 83

- Sparks R. y Wilson L. (1982). Explosive Volcanic eruptions V. Geophys. J. R. Astron. Soc. Vol. 69
- Verhoogen J. (1951). Mechanics of ash formation. Am. J. of Science Vol. 249
- Walker G., Wilson L. y Bowell E. (1971). Explosive volcanic eruptions I. Geophys. J.R. Astron. Soc. Vol. 22
- Wilson L. (1972). Explosive Volcanic eruptions II. Geophys. J. R. Astron. Soc. Vol. 30
- Wilson L. (1976). Explosive volcanic eruptions III. Plinian Eruption Columns. Geophys. J.R. Astron. Soc. Vol. 45
- Wilson L., Sparks R., Huang T. y Watkins N. (1978). The control of volcanic heights by eruption energetics and dynamics. J. of Geophys. Res. Vol. 83
- Wilson L. (1980). Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic eruptions. J. of Volc. and Geoth. Res. Vol. 8
- Wilson L., Sparks R. y Walker G. (1980). Explosive volcanic eruptions IV. Geophys. J. R. Astron. Soc. Vol. 63

CAPITULO III

3.0 La actividad eruptiva del Chichón, marzo-abril de 1982.

La formulación desarrollada en el capítulo anterior se aplicará al estudio de las erupciones del Volcán Chichón 1982. Este volcán inició un período de actividad consistente de una serie de emisiones explosivas de intensidad intermedia. El fenómeno fué cubierto, para su observación, por equipo y personal del Instituto de Geofísica de la UNAM. Varios aspectos de los datos recabados de esta actividad han sido publicados, en diversos reportes técnicos, por esta Institución. (Reportes técnicos 1, 2 y 3).

Los estudios que se están llevando a cabo comprenden los aspectos sismológicos, gravimétricos, magnetométricos, químicos y físicos de las diferentes fases eruptivas. En el presente capítulo se tratarán los aspectos relevantes al desarrollo de la formación del nuevo cráter, la energía involucrada en el fenómeno, la formación de flujos piroclásticos y algunos aspectos de la columna eruptiva. Este desarrollo pretende contribuir a formalizar los estudios vulcanológicos en esta área así como aportar información relevante al riesgo volcánico en el área.

El Volcán Chichón es un estratovolcán, edificado por capas de lava y material piroclástico (ceniza) intercaladas. Se encuentra enclavado en la pequeña serranía de Magdalena, porción norte de Chiapas, a los $17^{\circ} 21.6'$ de latitud norte y $93^{\circ} 13.8'$ de longitud oeste. (Fig. 1).

Su altura es cercana a los 1300 m. s.n.m. y tiene una forma cónica alargada hacia el noroeste; la parte más amplia de la base mide cerca de 5.5 km.

En la parte superior presenta un viejo cráter ovalado de 1.9 km por 0.9 km, relleno de material piroclástico. Dentro de éste se formó un nuevo cráter, debido a la actividad de los días 3 y 4 de abril, casi circular y con diámetro mayor a los 600 metros. Hacia el noroeste y suroeste del cráter presenta 2 estructuras viejas, aparentemente ligadas con viejas bocas adventicias, así como también una estructura que semeja un criptodomo.

Los únicos antecedentes que existen acerca de su actividad son: actividad sísmica y probable actividad eruptiva durante la primera mitad del siglo pasado. (no confirmado). Actividad sísmica y fumarólica durante 1929 y 1930 (F.K. Mullerried, 1932). Actividad sísmica y manifestaciones termal durante 1964. Estudios realizados en 1974 (Damon y Montesinos, 1974) y en 1980-1981 (CFE Reporte de la Comisión de Geotermia, 1981) hicieron no tar la presencia de intensa actividad fumarólica y termal con manantiales profundos a geotemperaturas del orden de 250 a 300° C; asimismo, la geoquí mica practicada a las aguas permitió comprobar una intensa interacción roca-agua por medio de ácidos sulfhídrico y clorhídrico, bicarbonatos, sulfatos, etc., indicando la existencia de zonas de alta permeabilidad e intenso fracturamiento.

La presente etapa eruptiva se inició con la presencia de actividad sísmica varias semanas antes de la primer fase explosiva. (28 de marzo). La sismicidad fué notoria en el área desde noviembre de 1981 y aumentó notablemente durante el mes de marzo. Incluso para el día 6 de marzo fué reportado un evento de magnitud (mc) 4. (J. Havskov, et al, 1982).

Esta actividad sísmica culminó con una erupción explosiva violenta el domingo 28 de marzo a las 23:32 horas locales. La actividad fue clasificada como vulcanéana con grado de explosividad intermedia, presentando abundan-

emisión de ceniza, pómez y fragmentos. Fué característico la ausencia de lava en forma fluida para esta etapa y las posteriores.

La emisión tuvo lugar por medio de un pequeño cono, producto de la deformación del domo volcánico, y tuvo una duración aproximada de una hora con máxima intensidad. La deformación del domo volcánico fue posterior a 1974 puesto que Damon y Montesinos no reportan nada a este respecto.

La caída de ceniza afectó una área de $37,000 \text{ km}^2$ y afectó diversos poblados, (F. Medina, 1982). Diversas emisiones pequeñas fueron observadas por satélite los días 30 y 31 de marzo, así como el 2 de abril. A partir del 31 de marzo la actividad sísmica se incrementó nuevamente (J. Havskov et al, 1982) hasta alcanzar una frecuencia mayor a los 30 eventos por hora el día 3 de abril. En este día, a las 19:35 horas se inició una nueva fase explosiva muy violenta con duración cercana a los 38 minutos. Posteriormente, después de una relativa calma, ocurrió la última fase explosiva, violenta hasta la fecha, a las 5:30 horas del día 4 de abril. Esta última fase tuvo una duración aproximada de 1 hora.

La actividad del día 3 de abril fué particularmente destructiva, presentándose un colapso de la columna eruptiva y la generación de flujos piroclásticos y "surges", acompañados por flujos de pómez. (Sigurdsson et al, 1982).

Posteriormente sólo han sido registrados fenómenos derivados de esta actividad, como es la formación de un lahar el día 26 de mayo que provocó la avenida de agua y lodo a temperaturas del orden de $80-90^\circ\text{C}$. (F. Medina, 1982). Cualquier otra manifestación, excepto la fumarólica ha cesado casi por completo. Con objeto de evaluar si este estado estacionario del vol-

cán pudiera evolucionar a una nueva fase eruptiva, se continúa la labor de vigilancia por parte del Instituto de Geofísica.

La erupción del 28 de marzo.

Las erupciones tuvieron un mecanismo vulcaniano caracterizado por un magma ácido viscoso de composición andesítica. Una gruesa capa de material consolidado superficial permitió la acumulación de gases, en su mayoría agua, lo cual aumentó la presión interna hasta rebasar la resistencia mecánica de la capa, provocando una explosión violenta que cubrió un pequeño conducto y deformó la parte superior del domo. El diámetro superior de este conducto (cráter) alcanzó sólo 10 ó 15 metros de acuerdo al análisis de las fotos tomadas por el Gobierno del estado de Chiapas.

Los espesores de ceniza y material fragmentado reportados por Sigurdsson et al para esta primera actividad cubren una área de 70 km en radio. La tendencia promedio del espesor en función de la distancia es

$$\text{Espesor} = A X^{-b}$$

donde $A = 1744.08$, $b = -1.33$ con coeficiente de ajuste $r^2 = 0.99$. El espesor está dado en milímetros y tiene un máximo en $X = 0$ de 280 milímetros. Este ajuste es mejor que el de una distribución exponencial. Sabiendo que la ceniza cubrió una área mayor a los 400 km en radio, se evaluó la cantidad de material arrojado extrapolando a esta distancia. El volumen total para esta erupción fué de:

$$V_1 = 0.28332 \text{ km}^3$$

La evaluación de la densidad para ceniza compactada, (los datos fueron tomados 10 semanas después de la erupción) fué de $\rho = 1.2 \text{ gr/cc}$. Lo cual da una masa total de:

$$m_1 = 3.4 \times 10^8 \text{ toneladas}$$

arrojadas en 1 hora; ésto requiere de un gasto de

$$m_1 = 9.4 \times 10^7 \text{ kg/seg.}$$

La erupción del 3 de abril.

Durante esta erupción el radio de la boca de salida evolucionó hasta terminar en 300 metros. En este caso, los gases acumulados debieron contener gran cantidad de volátiles magmáticos disueltos (SO_2 y CO_2) puesto que el colapso de la columna fué provocado por el aumento del radio en el conducto y por la alta densidad del fluido.

El ajuste de los espesores en función del radio, reportados por el mismo autor, tiene un coeficiente de ajuste más alto para una distribución exponencial:

$$\text{Espesor} = 166.04 e^{-0.2x} \quad r^2 = 0.97$$

Con un máximo de 165 milímetros.

Bajo las mismas consideraciones anteriores:

$$V_2^1 = 0.031533 \text{ km}^3$$

$$m_2^1 = 3.78 \times 10^7 \text{ toneladas}$$

Para esta erupción debe considerarse además el volumen de material de los flujos piroclásticos, éstos se extendieron sólo una área de 6 km en radio y alcanzó espesores de 3.5 metros hasta los 15 cm. (Sigurdsson et al 1982). Estos datos permiten evaluar el volumen de los flujos en:

$$V_2'' = 0.053438 \text{ km}^3$$

$$m_2'' = 7.48 \times 10^7 \text{ toneladas.}$$

Ambos materiales dan un volumen total arrojado de

$$V_2 = 0.08971 \text{ km}^3$$

$$m_2 = 1.126 \times 10^8 \text{ toneladas.}$$

La duración de esta fase fué de sólo 30 minutos lo cual de un gasto en masa de:

$$m_2 = 6.2 \times 10^7 \text{ kg/seg}$$

La erupción del 4 de abril.

El ajuste promedio es similar al de la primera erupción:

$$\text{Espesor} = 171.54 \times r^{-0.74} \quad r^2 = 0.97$$

Con un máximo en 90 milímetros. La extrapolación de estos datos a 400 km en radio da un volumen de:

$$V_3 = 0.151424 \text{ km}^3$$

$$m_3 = 1.81 \times 10^8 \text{ toneladas}$$

Considerando la duración aproximada de esta fase como 1 hora 15 minutos se obtiene un gasto de:

$$m_3 = 5.0 \times 10^7 \text{ kg/seg}$$

Altura que alcanzaron las columnas eruptivas.

Wilson et al (1978) ha demostrado que en una columna convectiva de erupción, la altura máxima de la columna es proporcional a la raíz cuarta del gasto en masa. La ecuación que relaciona estos aspectos es:

$$H = 236.6 \text{ m}^{-1/4}$$

Donde H está en metros y m en kg/seg. Haciendo uso de esta expresión,

la altura de las columnas son:

$$H_1 = 23.296 \text{ km}$$

$$H_2 = 20.994 \text{ km}$$

$$H_3 = 19.895 \text{ km}$$

Estos resultados concuerdan con los reportados por la NOAA de acuerdo a sus observaciones realizadas por satélite.

Velocidades de salida de la columna.

La ecuación de continuidad relaciona el gasto en volumen con el radio del conducto y la velocidad de descarga:

$$m = \pi r^2 u; \quad u = \frac{m}{\pi r^2}$$

El análisis de las velocidades calculadas bajo estos datos tiene particular importancia en el caso de la segunda explosión puesto que sabemos que el radio evolucionó de 10 a 300 metros en aproximadamente 30 minutos, por lo que podemos asumir una función del tiempo para el crecimiento del radio.

Para la primer erupción las velocidades de salida considerando que el radio varió entre 6 y 15 metros se obtienen velocidades de salida de:

r	u
6 m	687 m/seg
8 m	386 m/seg

r	u
10 m	247 m/seg
12 m	171 m/seg
15 m	109 m/seg

En el caso de la segunda erupción, asumiendo una función creciente en el radio:

$$r = r_0 e^{1.87 \times 10^{-3} t}$$

con t en segundos y $r_0 = 10$ m

Las velocidades obtenidas en función del tiempo son:

r	t	u
10	0	158 m/seg
11.2 m	60 seg	126 m/seg
17.52 m	300 seg	51 m/seg
30.7	600 seg	16.8 m/seg
94.3	1200 seg	1.8 m/seg
289.6	1800 seg	0.18 m/seg

Obteniéndose una velocidad cero para 38 minutos de duración lo cual provocaría al colapso de la columna observada. Estos datos concuerdan en principio con los observados. Para la tercer erupción debe asumirse que el conducto quedó nuevamente obstruido por el material que se colapsó en la segunda erupción. Sería difícil asumir nuevamente una nueva evolución del radio

en el tiempo.

Es de hacer notar, que los depósitos de las diferentes erupciones indican la presencia de colapso solamente en la segunda erupción; y que la capa correspondiente a la primera erupción presenta una capa de material fino que se depositó antes de tiempo, de acuerdo a un modelo de caída libre, indicando la existencia de una explosión freática. Estos datos serán utilizados más adelante para proponer un modelo evolutivo de la erupción.

Fracción peso de gas en exsolución.

Una forma de evaluar el orden de magnitud de la fracción peso de gas, producto de la exsolución en el proceso, es por medio del ajuste de la curva de la ecuación.

$$AL \sigma \frac{du}{dt} = (p - p_s) A - \frac{1}{2} \sigma a C_o Au^2 - A L \sigma a$$

para erupciones de tipo vulcanearo. En esta ecuación μ y $d\mu/dt$ son la velocidad y aceleración, C_o = coeficiente de arrastre, σa = densidad del aire y P la presión en el gas en expansión (Ver Capítulo II). El análisis del comportamiento de estos parámetros nos permite ajustar una curva relacionando la velocidad de salida con la fracción en peso de volátiles de la forma:

$$\frac{1}{2} U_s^2 = BX$$

Donde B es una constante con valor de $5.5 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{seg}^2$. Wilson 1980).

Aplicando este ajuste a las velocidades obtenidas para la primera y segunda erupción tenemos que el valor de la fracción en peso de volátiles resulta ser de 30% para la primera erupción y de 2.5% para la segunda.

Estos resultados concuerdan bastante bien con las observaciones de campo; en la primera erupción la intrusión magmática entró en contacto con mantos freáticos desarrollando actividad sísmica característica (Havskov et. al. 1982), presentando depósitos fragmentados y depósitos de caída libre prematuros producto de explosiones freáticas. Así mismo, la relativa baja de volátiles y el aumento en el radio del conducto de salida provocaron el colapso de la columna pliniana de la segunda erupción. Dicho colapso muestra depósitos de flujos piroclásticos característicos y depósitos de "surges" correspondientes a la inestabilidad convectiva durante el colapso (H. Sigurdsson et. al. 1982).

Un "surges" es una nube que emerge de la base de la columna eruptiva con crecimiento radial a gran velocidad horizontal (~ 50 m/seg) y puede transportar material clástico a distancias considerables. Por lo general se observa en las erupciones freatomagmáticas (Moore J., 1967).

Energía cinética en las columnas.

En muchas erupciones de tipo explosivo se han reportado eficiencias de conversión de energía térmica a energía cinética del orden del 80% o mayores (Self et. al. 1979). Morton et. al. (1956) estableció

una relación entre la altura de columnas, producto de explosión, y la energía generada en la explosión la cual es:

$$H = 8.2 Q^{1/4}$$

donde H es la altura de la columna en metros y Q es el grado de liberación de energía calorífica en Watts. Con esta relación es factible calcular, conociendo la altura de las columnas eruptivas, la energía utilizada en la generación de las mismas:

$$H_1 = 23\ 296\ \text{m} \qquad m_1 = 3.4 \times 10^8\ \text{Kg.}$$

$$H_2 = 20\ 994\ \text{m} \qquad m_2 = 1.12 \times 10^8\ \text{Kg.}$$

$$H_3 = 19\ 895\ \text{m} \qquad m_3 = 1.8 \times 10^8\ \text{Kg.}$$

usando $H = 8.2 Q^{1/2}$ la energía utilizada en cal/seg resulta:

$$Q_1 = 1.55 \times 10^{13}\ \text{cal/seg}$$

$$Q_2 = 1.03 \times 10^{13}\ \text{cal/seg}$$

$$Q_3 = 0.81 \times 10^{13}\ \text{cal/seg}$$

considerando que esta energía proviene del calor disponible del material magnético a 950°C, puede evaluarse la energía térmica total (cp ~ 0.3 cal/gr°C y ΔT ~ 925°C):

$$Q_1 = 2.62 \times 10^{13}\ \text{cal/seg}$$

$$Q_2 = 1.72 \times 10^{13}\ \text{cal/seg}$$

$$Q_3 = 0.92 \times 10^{13}\ \text{cal/seg}$$

considerando adicionalmente un calor latente de fusión de 70 cal/gr:

$$Q_1 = 3.28 \times 10^{13} \text{ cal/seg}$$

$$Q_2 = 2.15 \times 10^{13} \text{ cal/seg}$$

$$Q_3 = 1.15 \times 10^{13} \text{ cal/seg}$$

con esto puede evaluarse la eficiencia de conversión de energía térmica a cinética para cada erupción:

$$\eta_1 = 47\%$$

$$\eta_2 = 48\%$$

$$\eta_3 = 70\%$$

Esta conversión tan alta se debe a la gran cantidad de partículas submilimétricas, las cuales aún cuando tienen una inercia térmica considerable, debido a su tamaño transfieren toda su energía a la fase gaseosa casi instantáneamente; dado que la conversión más alta se observa en la tercera erupción, esta última es la que presenta teóricamente la mayor cantidad de material submilimétrico. Este dato concuerda bastante bien con los datos de campo reportados por Sigurdsson et. al. (1982); existiendo una discrepancia para la primera y segunda erupción; aún cuando estas tienen igual eficiencia de conversión, la dispersión de partículas es mayor en la primera erupción. Dicha discrepancia parece resolverse al considerar que en la segunda erupción las partículas no tuvieron la dispersión de la primera puesto que la columna se colapsó formando los depósitos de flujos piroclásticos sólo en un área reducida y de gran espesor.

BIBLIOGRAFIA

- Canul, R. (1981). Observaciones geoquímicas de la zona geotérmica del Chichón, Chiapas, México. Comisión Federal de Electricidad.
- Damon, P. and Montesinos, E. (1974). Late cenozoic volcanism and Metallogenesis in an active Benioff zone in Chiapas, México. A. Geol. Soc. Dig. U.S.A. Vol. 11.
- Havskov, J., De la Cruz, S., Singh, S.K., Medina, F. y Gutiérrez, C. (1982). Seismic activity related to the March-April 1982 eruptions of el Chichón Volcano, Chiapas, México. Geophys. Res. Lett. (submitted).
- Instituto de Geofísica (1982). Informe técnico No. 1 sobre la erupción del Volcán Chichón. UNAM.
- Instituto de Geofísica (1982). Informe técnico No. 2 sobre la erupción del Volcán Chichón. UNAM.
- Instituto de Geofísica (1982). Informe técnico No. 3 sobre la erupción del Volcán Chichón. UNAM.
- Medina, F. (1982). El Volcán Chichón. Geos, Boletín de la Unión Geofísica Mexicana. Vol. 2, No. 4.
- Moore, J. (1967). Base surge in recent volcanic eruptions. Bull. Volcanologique Vol. 30.
- Morton, B.R., Taylor, G., and Turner, J.S. (1956). Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous sources. Proc. R. Soc. A-234.
- Mullerried, F.K. (1933). El Chichón: único volcán en actividad en el sureste de México. Rev. Inst. Geol. Vol. 33.
- Prol, R.M., Medina, F., Chaporov, D., Frikh-Khar, D., Muravitskaya, G., Polak, B. and Stepanets, M. (1982). Preliminary Chemical Results of the March-April "El Chichón" volcanics. Geofísica Internacional Vol. 21 No. 1.
- SEAN Bulletin (1982). Smithsonian Institution Vol. 7 No. 3.
- SEAN Bulletin (1982). Smithsonian Institution Vol. 7 No. 4.
- SEAN Bulletin (1982). Smithsonian Institution Vol. 7 No. 5.
- SEAN Bulletin (1982). Smithsonian Institution Vol. 7 No. 6.
- Self, S., Wilson, L., and Nairn, I. (1979). Vulcanian Eruption Mechanisms. Nature Vol. 277.

- 7
- Sigurdsson H., Carey, S., Cornell, W. and Espíndola, J. (1982). El Chichón Volcano, México. Report to the U.S. National Science Foundation. USA.
- Sparks, R.S. and Walker, G.P. (1973). The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. Nature Physical Science Vol. 241.
- Wilson, L., Sparks, R., Huang, T. and Watkins N. (1978). The Control of Volcanic heights by eruption energetics and dynamics. J. of. Geophys. Res. Vol. 83.
- Wilson, L. (1980). Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic eruptions. J. of Volc. and Geoth. Res. Vol. 8.