

**ANALISIS DE LAS COLUMNAS ERUPTIVAS DEL VOLCAN CHICHON
MARZO-ABRIL, 1982. VELOCIDAD DE SALIDA, PRESION DE LA
CAMARA MAGMATICA Y ENERGIA CINETICA ASOCIADA**

F. MEDINA M.*

RESUMEN

Usando como base los datos de la cantidad de material arrojado y los tiempos de duración observados en las erupciones de marzo-abril de 1982, del volcán Chichón, se evalúan las alturas que alcanzaron las columnas eruptivas y las velocidades máximas de salida del flujo eruptivo. Las velocidades resultantes son superiores a los 400 m/seg para la erupción del 28 de marzo y cercana a los 1 000 m/seg para la erupción del 4 de abril. Con los datos de velocidad máxima se calculan las presiones internas desarrolladas en el nivel de fragmentación de la cámara magmática. Las presiones resultantes se proponen ligadas al porcentaje de agua en cada erupción. Para la erupción del día 3 de abril, este porcentaje es del orden de 15%; este alto valor, así como el súbito crecimiento del radio del cráter, se postulan como el origen de los 'surges' (derrames acarreados por flujo turbulento) desarrollados en esta erupción. Adicionalmente, se evalúan las energías cinéticas desarrolladas en cada erupción, las energías térmicas y las eficiencias de conversión de energía térmica a cinética.

ABSTRACT

Based on the volumes of the erupted material and duration times of the March-April 1982 eruptions of the El Chichón volcano, the heights and flow velocities of the eruptive columns are evaluated. The velocities obtained are higher than 400 m/sec in the March 28 eruption and of the order of 1 000 m/sec in the April 4 eruption. With the velocity data the internal pressure in the fragmentation level of the magma chamber are computed. Assuming that the generated pressure is a function of the water content and gasification temperature, the percentage of water is evaluated for the different eruptions. The high percentage of water (15%) in the April 3 eruption, as well as the sudden growth of the crater, were probably the source of the observed surges. The kinetic and thermal energy, as well as the efficiency of the thermal to kinetic energy conversion are evaluated for each eruption.

* *Instituto de Geofísica, UNAM. Apartado Postal 1805, Ensenada 22800, BCN, MEXICO.*

INTRODUCCION

Durante los últimos años se ha registrado un marcado desarrollo en el área de la Vulcanología. Numerosos análisis de diferentes manifestaciones volcánicas han permitido aportar un mejor conocimiento de los diversos fenómenos eruptivos (Fudalli y Melson, 1972; Wilson, 1976; Steinberg y Babenko, 1978; Wilson *et al.*, 1978; Settle, 1978; Nairn y Self, 1978; Self *et al.*, 1979; Wilson, 1980; Wilson *et al.*, 1980). Estos trabajos han permitido formular modelos, desde el punto de vista físico, que facilitan el análisis comparativo del comportamiento de diferentes parámetros involucrados en una manifestación volcánica, como son: la velocidad de salida del material eruptivo, la altura de la columna eruptiva, la presión interna de la cámara magmática, el contenido de volátiles, el gasto en masa de la erupción, la densidad y la temperatura del fluido eruptivo, etc. La mayoría de estos modelos están basados en la teoría de dinámica de fluidos, en especial, en las ecuaciones de conservación de energía de Bernoulli y la ecuación de continuidad. Los modelos generados han permitido establecer la importancia relativa de los diversos parámetros que deben cuantificarse en una erupción, lo cual facilita la observación en forma homogénea de las diferentes manifestaciones volcánicas. Este último punto es importante, ya que la acumulación de datos homogéneos facilita tanto el análisis de los mismos modelos como el análisis del riesgo en una área de vulcanismo activo.

Tomando en cuenta estos modelos, en el presente trabajo se lleva a cabo un análisis de las manifestaciones eruptivas de marzo-abril de 1982 del volcán Chichón, de las velocidades de salida de la columna eruptiva, de la presión interna generada en cada erupción y de la energía asociada. La actividad del volcán Chichón reviste gran importancia, ya que presentó flujos y derrames piroclásticos de gran magnitud, que resultaron ser sumamente destructivos, señalando el alto riesgo volcánico presente en esa área (Sigurdsson *et al.*, 1984). Esta actividad volcánica es la más intensa que se ha registrado en México durante el presente siglo.

EL VOLCAN CHICHON

El volcán Chichón forma parte del Eje Volcánico Mexicano (Mooser, 1958); está situado en el sureste de México, en el Estado de Chiapas (figura 1). Los volcanes activos más cercanos al Chichón son el San Andrés Tuxtla, a 220 km al NO y el Tacaná, a 280 km al SE. Diversos autores han llevado a cabo estudios relacionados con el tectonismo del área del volcán Chichón y de la relación tectónica entre el Eje Volcá-

nico Mexicano con la subducción de la placa de Cocos. Havskov *et al.* (1982), haciendo uso de la sismicidad de área, asocian el desarrollo del volcán a la subducción de la Placa de Cocos, y reportan que el volcán se encuentra a 225 km sobre el centro de la zona de Benioff, asumiendo un ángulo de 45° . Por su parte, Nixon (1982) sostiene que el volcanismo en esta área está relacionado con la subducción de diferentes

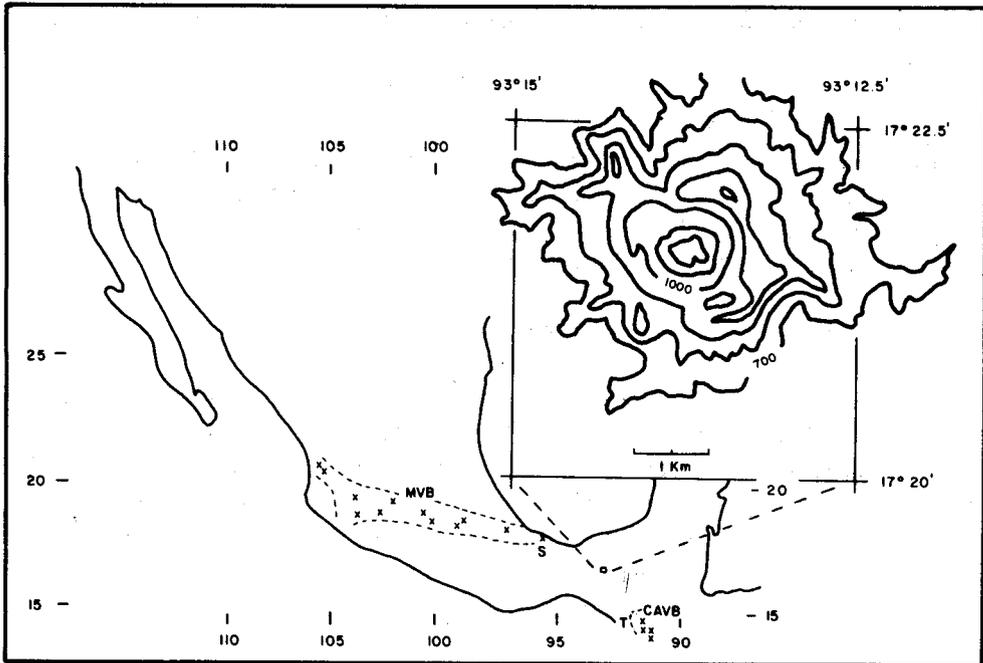


Fig. 1. Localización del volcán Chichón. Topografía con curvas de nivel cada 100 m. MVB= Eje Volcánico Mexicano, CAVB= Eje Volcánico Centro-Americano, S= Volcán San Andrés Tuxtla, T= Volcán Tacaná.

segmentos de litosfera oceánica de diferente edad que penetran con diferente ángulo de subducción y propone que la interacción de las Placas de Cocos, Caribe y Norteamericana forman un complejo y extenso tectonismo relacionado con el volcanismo de San Andrés Tuxtla, el Chichón y el Tacaná. Para Shurbet y Cebull (1984) el volcanismo en esta área es independiente de la subducción y proponen que la parte sureste de México forma una microplaca en cuyos bordes norte y noreste se desarrolla el volcanismo. Mooser (1972) reconoce, basado en los rasgos geológicos, una serie de movimientos tectónicos a lo largo del eje volcánico y sugiere la presencia de una serie de bloques corticales que lo limitan por el sur. Estos bloques, de acuerdo con Urrutia (1983), desarrollan un complejo tectonismo regional ligado con la posible rotación de los bloques como producto de su interacción con el proceso de subducción.

Localmente, Canul *et al.* (1983) reconocen que el volcanismo en el área del Chichón está relacionado con el sistema de fallas de desplazamiento lateral que afectan el anticlinorio de Chiapas, y con la subducción de la Placa de Cocos. El complejo volcánico está situado entre los anticlinales de Caimba y de La Unión, en la provincia fisiográfica de la Sierra Madre de Chiapas. Estos anticlinales son el resultado de intensa actividad orogénica del Mioceno (Acevedo, 1962), la cual produjo un intenso fracturamiento en el área.

La actividad del volcán en épocas pasadas es poco conocida, Carey *et al.* (1983) reportan actividad, usando fechamiento por carbono (C-14), hacia los años 390 d.C., 730 d.C. y 1410 d.C.; siendo ésta la última fecha de actividad anterior a la de 1982. No obstante, Canul *et al.* (1983), basándose en reportes de los habitantes locales, mencionan una etapa de actividad eruptiva hacia 1830.

LA ACTIVIDAD ERUPTIVA

La actividad de 1982 se inició con una violenta explosión freatomagmática el 28 de marzo a las 23:32 hs tiempo local (GMT = tiempo local + 6 hs). Posteriormente, después de una serie de erupciones pequeñas, tuvo lugar una violenta explosión el 3 de abril a las 19:35 hs, la columna eruptiva se colapsó, formando derrames de pómez y piroclastos; una explosión también violenta se desarrolló a las pocas horas, el 4 de abril, a las 05:33, la cual también formó derrames. Una serie de pequeñas erupciones durante los siguientes 6 días marcaron la etapa final de esta actividad.

La ceniza llegó a cubrir más de 30 000 km², afectando diversas áreas agrícolas. Cerca de 300 km² alrededor del volcán, incluyendo 15 poblaciones y rancherías, fueron totalmente destruidos y se reportaron más de 180 muertes y varias centenas de desaparecidos, debido a la acción directa de la actividad volcánica (Medina, 1982).

Las erupciones, clasificadas como plinianas por Sigurdsson *et al.* (1984), produjeron gruesos depósitos de pómez, piroclastos y ceniza, en forma de flujos y por caída libre. Además, se observaron depósitos de piroclastos acarreados por flujo turbulento o 'surges' (Fisher, 1979; Wholetz y Sheridan, 1979), producto del colapso de las columnas eruptivas que se desarrollaron en las erupciones del 3 y el 4 de abril. Un estudio completo de los depósitos eruptivos, llevado a cabo por Sigurdsson *et al.* (1984), distingue dos estratos de ceniza por caída libre, uno de gran espesor, producto de la explosión freatomagmática del 28 de marzo, y uno muy delgado, producto

de una pequeña explosión el día 3 de abril a las 2:40 hs. La actividad del día 3 a las 19:35 hs produjo un grueso estrato de ceniza por caída libre, así como grandes depósitos producto de flujos de pómez y piroclastos. La parte superior de este estrato se encuentra erosionada debido al depósito de piroclastos acarreados por flujo turbulento o 'surges'. Este flujo se formó como consecuencia del colapso de la columna eruptiva; dicho colapso tuvo su origen en el rápido crecimiento de la boca de salida, la cual evolucionó en forma súbita de un valor menor de 150 m hasta los 500 m de radio (figura 2). Adicionalmente, esta columna tuvo una alta cantidad de fragmentos líticos, lo cual le confirió una mayor densidad.

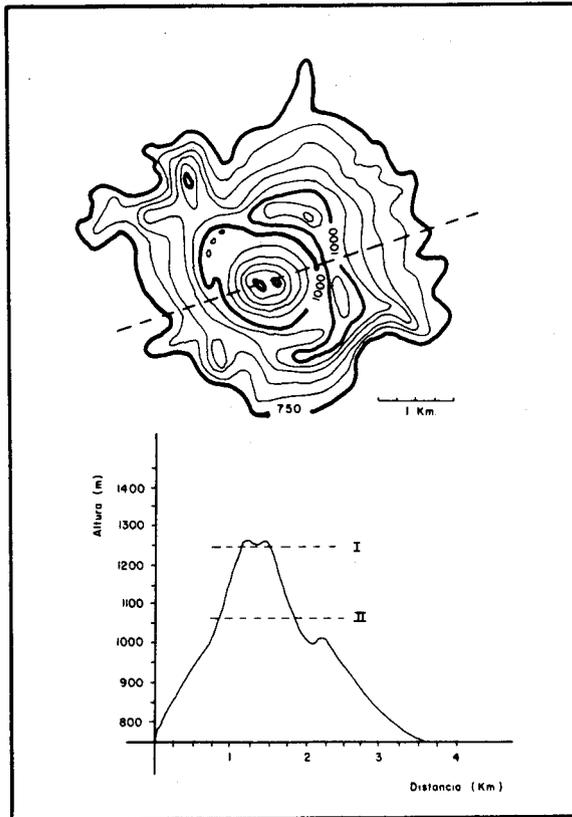


Fig. 2. Topografía del volcán Chichón, con curvas de nivel cada 50 m y corte con escala vertical exagerada 5 : 1. El nivel I corresponde al radio máximo abierto durante la erupción del día 28 de marzo. El nivel II corresponde al cráter final que quedó después de la actividad de los días 3 y 4 de abril.

Un tercer depósito, producto de la erupción del día 4, muestra gruesos depósitos de ceniza y flujos piroclásticos, así como material lítico juvenil.

Los volúmenes de material arrojado en cada erupción no han sido bien establecidos; sin embargo, Sigurdsson (Com. Pers.) evalúa un volumen total de ceniza en $58 \times 10^6 \text{m}^3$ (densidad 2.67 gr/cm^3) el cual fue medido dentro de una área de 30 km de radio. Dado que la ceniza se depositó en una área de radio superior a los 100 km, el dato reportado puede contener hasta un 50% de error. Los volúmenes de flujos piroclásticos y de material acarreado por flujo turbulento (surges) son estimados por el mismo autor en $120 \times 10^6 \text{m}^3$ (densidad 2.67 gr/cm^3) y $90 \times 10^6 \text{m}^3$ (densidad 2.67 gr/cm^3) respectivamente. Estos materiales se depositaron dentro del área de 30 km de radio, por lo que el error estimado es menor de 10%. Estos últimos materiales se depositaron tanto por la erupción del día 3, como por la del día 4, y no es fácil la evaluación del volumen arrojado en cada caso, debido a que ambas erupciones se suscitaron con sólo 9 horas de diferencia.

Los tiempos en los cuales fueron arrojados estos materiales son conocidos, tomando como base la duración de la señal sísmica (Havskov *et al.*, 1983). Asimismo, la altura que alcanzó cada erupción ha sido reportada (SEAN, Bulletin). Esta información está resumida en la Tabla I.

Con estos datos, y utilizando diversas ecuaciones de la dinámica de fluidos, es posible caracterizar algunos de los parámetros involucrados en la evolución de las columnas eruptivas.

TABLA I

	Marzo 28	Abril 3	Abril 4
Volumen Arrojado ^a			
10^6 m^3			
Ceniza	26	8	24
Flujos ^b	-----	60	60
Surges ^b	-----	45	45
Masa Total			
10^9 kg	69	300	344
Tiempo Duracion ^c			
seg	1920	1860	3900
Gasto en Masa			
10^7 kg/seg	3.5	16	8.8
Altura de la Columna Calculada (m)	18100	26500	22900
Reportada (m)	17-18000	-----	22-24000
Gasto en Volumen			
$10^4 \text{ m}^3/\text{seg}$	3.5	16	8.8

^a Sigurdsson (Com. Pers.)

^b Estimado 50% del total en cada erupcion.

^c Havskov et.al. (1983)

ALTURA DE LAS COLUMNAS ERUPTIVAS Y VELOCIDAD DE FLUJO

Una columna eruptiva consiste básicamente en la descarga, a altas velocidades, de gases con sólidos en suspensión. Recientemente se han desarrollado algunos modelos que permiten estudiar el comportamiento de una columna eruptiva, tanto su generación a partir del nivel de fragmentación, como su desarrollo en la atmósfera (Wilson, 1976; Sparks y Wilson, 1976; Wilson *et al.*, 1978; Wilson *et al.*, 1980). Morton *et al.* (1956) desarrollaron un tratamiento teórico que permite expresar la altura de una columna en términos de la energía total incorporada a la fase gaseosa. Una relación

empírica, basada en el trabajo de Morton *et al.* (1956) y modificada por Wilson *et al.* (1978), con datos de ocho diferentes erupciones, permite calcular la altura de una columna eruptiva en términos de gasto en masa; esta relación es:

$$H = 236.6 m^{1/4} \quad (1)$$

donde H es la altura de la columna en metros y m es el gasto en masa arrojado en kg/seg. Esta relación se obtuvo con datos de columnas con alturas entre 2 y 40 km que tienen un gasto en masa entre 10^4 y 10^9 kg/seg. La relación contiene un factor de eficiencia para la conversión de energía térmica usada en el desarrollo de la columna eruptiva de 70% (en la mayoría de las observaciones realizadas en columnas eruptivas cuyo gasto en masa es superior a 10^2 m³/seg, este factor varía entre 70% y 100%, Wilson *et al.*, 1980). Las alturas evaluadas para las erupciones del volcán Chichón, utilizando los volúmenes de material reportados por Sigurdsson (Com. Pers.) y los tiempos reportados por Havskov *et al.* (1983) resultan ser de 18.1, 26.5 y 22.9 km. Los valores de la primera y tercera erupción concuerdan razonablemente con los valores reportados por medio de mediciones de satélite que corresponden a 17 y 24 km (SEAN, Bulletin vol. 7, No. 3-5). En el caso de la segunda erupción, la columna se colapsó formando derrames piroclásticos y 'surges'. La buena correlación entre los valores estimados y los reportados de las alturas de las columnas nos permite suponer que el valor del gasto en masa está razonablemente bien estimado. Aceptando este valor y asumiendo una densidad de 1 gr/cm³ para el flujo eruptivo (densidad media de la mezcla de gases y piroclastos, Settle, 1978), se puede conocer el gasto en volumen, el cual es de 3.5×10^4 m³/seg, 16×10^4 m³/seg y 8.8×10^4 m³/seg. Haciendo uso de la ecuación de continuidad:

$$m = \pi r^2 v \quad (2)$$

donde r es el radio de la boca del cráter y v es la velocidad de salida del flujo eruptivo y utilizando los valores del gasto en masa, es posible establecer los límites máximos de la velocidad de salida en función del crecimiento del radio de la boca del cráter abierto durante la erupción.

Con ayuda de fotografías tomadas entre la erupción del 28 de marzo y la del 3 de abril (Mooser, com. pers.) es posible estimar un radio máximo, abierto debido a la actividad del día 28 de marzo, de 150 - 180 m. Este radio creció como consecuencia de las erupciones del día 3 y del día 4 hasta llegar a los 500 m, originando un cráter final casi circular de 1 km de diámetro (figura 2).

La Tabla II contiene la velocidad de salida en función del radio para las diferentes erupciones.

TABLA II

RADIO (m)	VELOCIDAD DE SALIDA m/seg		
	Marzo 28	Abril 3	Abril 4
5	445	2037	1120
10	111	509	280
15	49	226	124
25	17	81	45
50	4.4	20	11
100	1.1	5	3.8
150	0.5	2.2	1.2

La magnitud de la velocidad máxima de salida puede estimarse, en el caso de la tercera erupción, por un método alternativo, debido a que se cuenta con datos del tamaño de los fragmentos líticos y la distancia a la que fueron arrojados (Sigurdsson *et al.*, 1984). Steinberg y Babenko (1978) desarrollan la ecuación:

$$mdw/dt = -mg(1 - \rho/\sigma) + 1/2 C\rho \pi r^2 (U - w)^2. \quad (3)$$

Esta ecuación se obtiene a partir del análisis de las fuerzas que actúan sobre una partícula de radio r , masa m y densidad σ que viaja con velocidad w en un fluido gaseoso de velocidad U y densidad ρ , C es el coeficiente de arrastre y g es la aceleración de la gravedad. Dividiendo entre la masa y suponiendo que los fragmentos tienen un volumen de $4/3 \pi r^3$ se obtiene:

$$dw/dt = -g(1 - \rho/\sigma) + 3C\rho(U - w)^2/8r\sigma \quad (4)$$

para cualquier partícula que viaja en el flujo eruptivo, llegará una altura en la cual la fuerza de arrastre es equivalente al peso de la partícula, por lo que la aceleración será cero. La partícula iniciará su caída en el flujo gaseoso y en estas condiciones puede asumirse (Wilson, 1976):

$$3C\rho U^2 = 8g\sigma(1 - \rho/\sigma). \quad (5)$$

En este caso, r corresponde al valor del radio extrapolado a distancia cero de la curva r contra la distancia al cráter para los fragmentos líticos (figura 3), lo cual representa una variación del método reportado por Wilson (1976). El valor de C puede variar desde 1.0, si la velocidad del flujo es menor que la velocidad del sonido en el gas, hasta un valor de 2.0, si la velocidad es mayor que la del sonido. Considerando una densidad de fluido gaseoso del orden de 0.3 kg/m^3 y la densidad de los frag-

mentos de $2\,670\text{ kg/m}^3$, se obtiene una velocidad de salida U del orden de $1\,350\text{ m/seg}$ para $C = 1.0$ y 960 m/seg para $C = 2.0$. El valor medio entre estos límites de velocidad es del mismo orden de magnitud que el valor estimado a partir de los datos de la Tabla I para un radio de 5 metros.

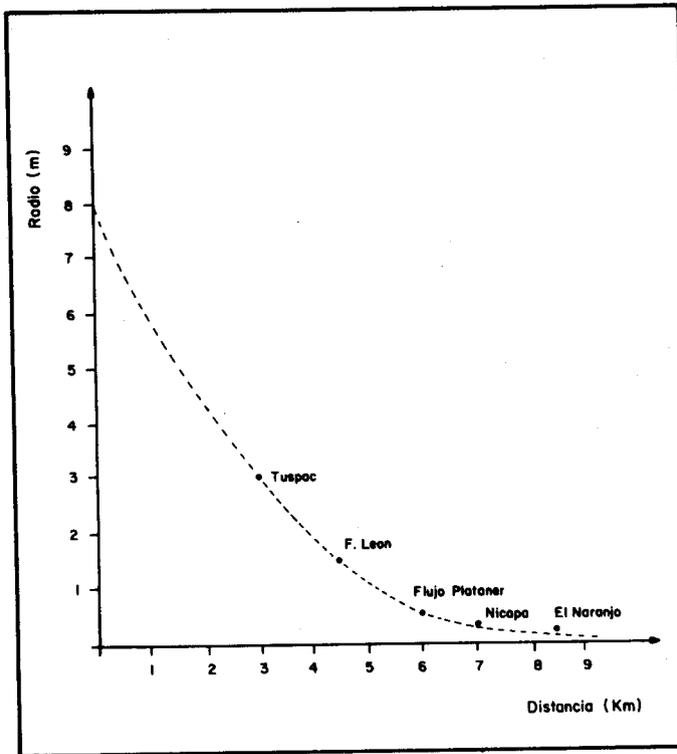


Fig. 3. Curva de alcance de fragmentos de radio r según su distancia al cráter de acuerdo con valores observados.

Adicionalmente, puede evaluarse la velocidad de los fragmentos usando la solución a la misma ecuación desarrollada por Steinberg y Babenko (1978); esta solución es del tipo:

$$w = U - ([4g(\sigma/\rho) - 1] / 3C)^{1/2} (D)^{1/2}. \quad (6)$$

donde D es el diámetro de los fragmentos líticos.

Utilizando los valores de $\sigma = 2\,670\text{ kg/m}^3$, $\rho = 0.3\text{ kg/m}^3$ y $D = 8\text{ m}$; se obtiene una velocidad de salida de los fragmentos de este diámetro del orden de 150 m/seg para $U = 1\,120\text{ m/seg}$. Con esta velocidad de salida y con un ángulo mayor de los 70° con respecto a la horizontal, producto de un flujo con dirección preferencial en

sentido vertical, el fragmento caería dentro de un radio de 2 km, lo cual concuerda con los datos observados (Sigurdsson *et al.*, 1984).

PRESION EN LA CAMARA MAGMATICA Y PORCENTAJE DE VOLATILES

Con la velocidad de salida máxima es posible estimar la presión alcanzada en la cámara magmática antes de la erupción, usando una simplificación de la ecuación de conservación de Bernouilli (Fudali y Melson, 1972; McBirney, 1973):

$$P_{cm} \approx 0.0125 v^2 \quad (7)$$

donde P_{cm} es la presión en bars y v es la velocidad del flujo en m/seg.

En esta forma, las presiones estimadas antes de cada erupción son de 2 500 bars, 45 125 bars y 15 125 bars (usando la velocidad máxima para un radio de 5 m). Las presiones internas así calculadas resultan demasiado grandes. Diversos autores (McBirney, 1973; Fudali y Melson, 1972; Nairn y Self, 1978), han propuesto que la presión interna es del mismo orden de magnitud que la presión litostática equivalente a la profundidad de la cámara magmática; no obstante, las presiones calculadas a partir de datos de velocidad no han podido ser justificadas asumiendo una profundidad equivalente a la litostática. Fudali y Melson (1972), calculan una presión de 4 700 bars para la erupción del Volcán Arenal, justificando las velocidades de salida observadas de 600 m/seg, pero descartan una profundidad equivalente de 16 km para el nivel de fragmentación de la cámara magmática, reconociendo que la fragmentación ocurrió a sólo unas centenas de metros de profundidad. Nairn y Self (1978), calculan una presión de 2 000 bars con la velocidad de salida observada en la erupción del volcán Ngauruhoe, pero tampoco pueden justificar la profundidad de 7.5 km equivalente a dicha presión para la erupción y, basándose en la sismicidad, reportan una profundidad de sólo unas centenas de metros para el origen de la explosión eruptiva debida a la fragmentación.

Podemos considerar que la presión se debe solamente al cambio súbito de fase del agua contenida en el magma y la presente en depósitos acuíferos superficiales, al pasar instantáneamente a una temperatura superior a su temperatura crítica (647.4°K ó 374.1°C), temperatura a la cual sólo puede estar en fase gaseosa. El cálculo de la presión necesaria para que se mantenga el mismo volumen que en la fase líquida por encima de la temperatura crítica, usando la ecuación general del estado gaseoso, permite obtener presiones que van desde decenas de bars hasta decenas de miles de bars

(figura 4). Dicha variación de la presión es sólo una función de la temperatura y del porcentaje de agua que se gasifica, pero es independiente de la profundidad.

En esta forma, para una temperatura ligeramente superior a los 375°C , la presión generada puede variar instantáneamente, desde 2 000 bars (1% de agua) hasta 40 000 bars (25% de agua), y a los 850°C la presión puede variar desde los 3 000

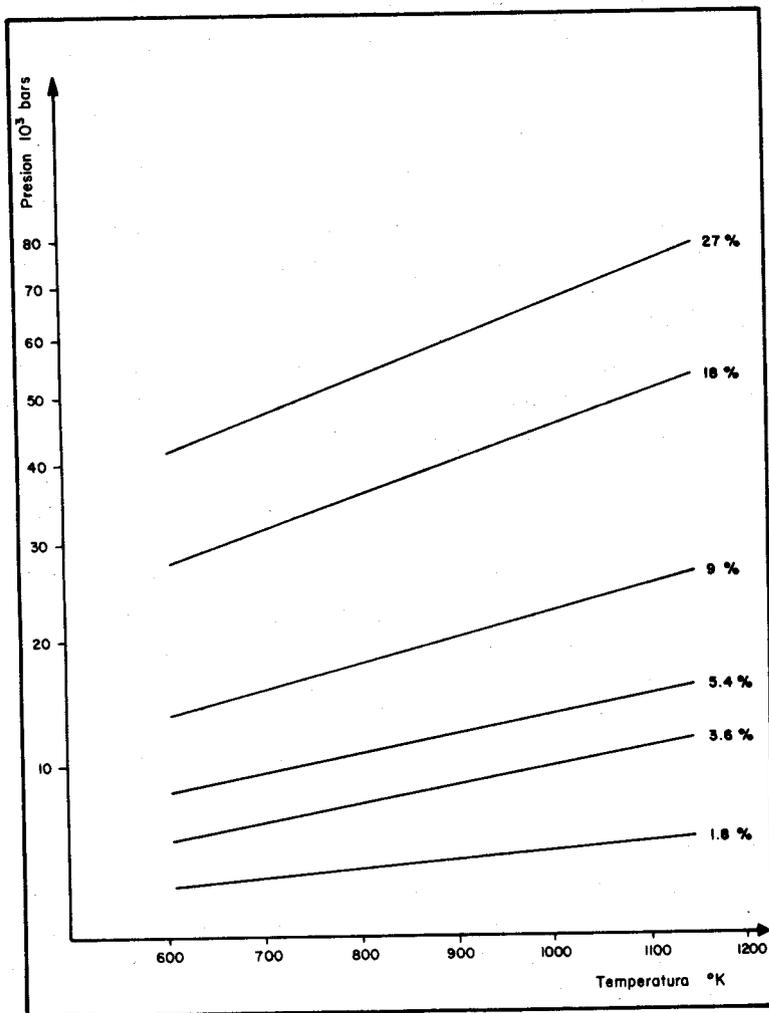


Fig. 4. Gráfica, para diferentes porcentajes en peso, de la variación de la presión instantánea liberada por la gasificación del agua al sobrepasar su temperatura crítica, con respecto a la temperatura de gasificación.

bars (1% de agua) hasta los 70 000 bars (25% de agua). Las velocidades típicas observadas en explosiones plinianas (Wilson, 1976) están comprendidas entre los 300 y los 650 m/seg, éstas podrían justificarse por la variación en la temperatura de gasificación (temperatura del magma) y por la cantidad de agua, pero en forma independiente de la profundidad a la cual ocurre la fragmentación. Además, no se requiere de grandes porcentajes de agua para alcanzar estas presiones y velocidades. Este modelo podría explicar el porqué, aun cuando el nivel de fragmentación ocurre generalmente a profundidades menores de los 2 km, las presiones evaluadas con las velocidades observadas resultan en la mayoría de los casos cantidades sumamente grandes.

Para el caso del Chichón, la temperatura del magma antes de la erupción, reportada por Luhr y Carmichael (1984), es de 750 a 850°C. De acuerdo con el modelo planteado, el porcentaje de agua en cada erupción fue de 2% en la primera, 15% en la segunda y 5.5% en la tercera; no obstante, el nivel de fragmentación siempre estuvo a una profundidad menor de 2 km, de acuerdo con los datos sísmicos reportados (Havskov *et al.*, 1983). Adicionalmente, el alto porcentaje de agua en la erupción del día 3 de abril concuerda con las observaciones de Sigurdsson *et al.* (1984), que propone para ésta un mecanismo freático o freatomagmático y los 'surges' como producto del colapso de la columna eruptiva.

ENERGIA CINÉTICA DESARROLLADA

Para eventos instantáneos, es posible utilizar las relaciones empíricas de Morton *et al.* (1956) y modificadas por Wilson *et al.* (1978), que relacionan la altura de la columna y la cantidad de energía cinética desarrollada en la erupción. Esta relación es del tipo:

$$H = 1.37 Q^{1/4} \quad (8)$$

donde H es la altura de la columna en metros y Q es la energía cinética en Joules. Tomando como base las alturas reportadas (SEAN, Bulletin), las energías cinéticas desarrolladas que se obtienen son: 3.0, 13.9 y 8.9 x 10¹⁶ joules (Tabla III). Dado que se conoce la temperatura del magma, puede calcularse la energía térmica desarrollada en cada erupción por medio de la ecuación:

$$Q = mC(T - t) \quad (9)$$

donde m es la cantidad de material en kg, C es la capacidad calorífica, T es la temperatura de 800°C y t es la temperatura ambiente (25°C). Usando una capacidad calorífica de 0.2 cal/gr°C, las energías térmicas evaluadas resultan ser de 4.4, 19 y 22 x 10¹⁶ joules, por lo que la eficiencia en cada erupción, es decir, la relación de energía

cinética a energía térmica desarrollada es de 68% en la primera erupción, 73% en la segunda y 40% en la tercera; otros autores (Self *et al.*, 1979) han reportado eficiencias similares. Suponiendo que esta eficiencia es una medida del porcentaje de partí-

TABLA III

ERUPCION	E. CINETICA	E. TERMICA	EFICIENCIA
Marzo 28	3×10^{16} joules	4.4×10^{16} joules	68 %
Abril 3	13.9×10^{16} joules	19×10^{16} joules	73 %
Abril 4	8.9×10^{16} joules	22×10^{16} joules	40 %

culas submilimétricas producidas en la fragmentación (Self *et al.*, 1979), las cuales ceden más rápidamente su energía térmica a la fase gaseosa que las partículas de diámetro mayor de 1 mm (Wilson, 1976), la erupción del día 3 de abril fue la que tuvo mayor cantidad de partículas submilimétricas; no obstante, no evolucionó convectivamente y se colapsó. El colapso sólo puede justificarse por el descenso drástico de la velocidad del fluido al crecer el radio del cráter.

CONCLUSION

Aceptando que los gastos en masa de material arrojado por las tres erupciones están razonablemente estimados, podemos indicar algunas características de la actividad de marzo-abril de 1982 del volcán Chichón:

a) Las velocidades máximas del flujo en las columnas eruptivas fueron superiores a los 400 m/seg durante la erupción del 28 de marzo y cercanas a los 1 000 m/seg en las erupciones del 3 y 4 de abril. Estas dos últimas desarrollaron derrames de flujos piroclásticos y 'surges'.

b) El colapso de la columna eruptiva del 3 de abril fue debido al súbito aumento en el radio del cráter, lo cual disminuyó la velocidad de salida del flujo. Asimismo, la densidad del flujo aumentó debido a la incorporación de fragmentos líticos producidos por la desintegración del cráter al pasar de un radio menor de los 150 m a los 500 m.

c) Los surges producidos en la erupción del día 3 de abril fueron producto del colapso de la columna y de la interacción del magma con depósitos acuíferos superfi-

ciales, lo cual se infiere por el alto porcentaje de agua evaluado en esta erupción, a partir de la presión interna generada; estos datos concuerdan con datos de campo reportados (Sigurdsson *et al.*, 1984).

d) Aun cuando se desarrollaron presiones internas de gran magnitud, las erupciones se produjeron a una profundidad menor de los dos km (Havskov *et al.*, 1981). La gasificación instantánea del agua puede generar estas presiones en forma independiente de la profundidad del nivel de fragmentación.

e) La erupción del día 3 de abril fue la más energética, desarrollando una energía cinética cuatro veces superior a la erupción del 28 de marzo y 35% mayor que la del 4 de abril. Esto implica que la cantidad de partículas submilimétricas es mucho menor en la erupción del 28 de marzo que en las otras dos erupciones, siendo en la del 3 de abril ligeramente mayor esta cantidad que en la del 4 de abril.

Estas características son, al parecer, muy similares a los ciclos de actividad anteriores al actual, observándose que la generación de flujos piroclásticos y de surges es frecuente (Sigurdsson *et al.*, 1984). Estos aspectos permiten estimar que el riesgo volcánico en el área vecina al volcán es muy alto, por lo que no se recomienda la reinstalación de asentamientos humanos en una área menor de los 10 km en radio.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco la valiosa cooperación de H. Sigurdsson (Univ. de Rhode Island), quien me facilitó sus datos de campo y de J. M. Espíndola y J. Urrutia F. (Inst. de Geofísica, UNAM), quienes me proporcionaron valiosos comentarios.

BIBLIOGRAFIA

- ACEVEDO, J., 1962. Estructuras de la porción occidental del frente de la Sierra Madre de Chiapas. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, 14, 5-6.
- CANUL, R., A. RAZO y V. ROCHA-LOPEZ, 1983. Geología e historia volcanológica del volcán Chichonal, Estado de Chiapas. *In:* M. Alcayde (Ed.), El Volcán Chichonal. UNAM, Instituto de Geología, p.3-22.
- CAREY, S., H. SIGURDSSON, M. RUBIN, R. TILLING y W. DUFFIELD, 1983. Eruptive activity at El Chichón volcano, México, during the past 2 000 yr. *EOS (Trans. Am. Geophys. Union)* 64, 893. (abs.)

- FISHER, R. V., 1979. Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 6, 305-318.
- FUDALI, R. y W. MELSON, 1972. Ejecta velocities, magma chamber pressure and kinetic energy associated with the 1968 eruption of Arenal Volcano. *Bull. Volcanol.* 35, 383-401.
- HAVSKOV, J., S. K. SINGH y D. NOVELO, 1982. Geometry of the Benioff Zone in the Tehuantepec area in southern Mexico. *Geofis. Int.* 21, 325-330.
- HAVSKOV, J., S. DE LA CRUZ, S. K. SINGH, F. MEDINA y C. GUTIERREZ, 1983. Seismic Activity related to the March-April 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, México. *Geophys. Res. Lett.*, 10, 293-296.
- LUHR, J. y I. CARMICHAEL, 1984. Volatiles and trace elements partitioning in the El Chichón Trachyandesite. *EOS (Trans. Am. Geophys. Union)* 65, p.299 (abs.).
- McBIRNEY, A., 1973. Factors governing the intensity of explosive andesitic eruptions. *Bull. Volcanol.* 37, 443-453.
- MEDINA, F., 1982. El Volcán Chichón. *GEOS, Bol. Unión Geofis. Mex.*, 2, 4-19.
- MOORE, J., 1967. Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull. Volcanol.* 30, 337-363.
- MORTON, B., G. TAYLOR y J. TURNER, 1956. Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous sources. *Proc. Roy. Soc. Ser. A.*, 234, 1-23.
- MOOSER, F., 1958. Catalogue of Active Volcanoes of the World, Part XI, 1, 'Central America'. Int. Ass. of Volc., Rome.
- MOOSER, F., 1972. The Mexican Volcanic Belt: Structure and Tectonics. *Geofis. Int.*, 12, 55-70.
- NAIRN, I. y S. SELF, 1978. Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in Feb. 75. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 3, 39-60.
- NIXON, G., 1982. The relationship between quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 514-523.
- RAMPINO, M. y S. SELF, 1984. Atmospheric effects of El Chichón Volcano. *Scient. Am.*, 250, 48-57.
- SEAN, Bulletin. Smithsonian Institute, Vol. 7, No. 3, 4, 5, 1982.
- SELF, S., L. WILSON y I. NAIRN, 1979. Vulcanian Eruption Mechanism. *Nature*, 277, 440-443.
- SETTLE, M., 1978. Volcanic eruption clouds and the thermal power output of explosive eruptions. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 3, 309-324.

- SHURBETT, D. y S. CEBULL, 1984. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 101, 159-165.
- SIGURDSSON, H., S. CAREY y J. ESPINDOLA, 1984. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, México: Stratigraphy of pyroclastic deposits. *J. Volcanol. Geoth. Res.* (Submitted).
- SPARKS, R. S. y L. WILSON, 1976. A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *J. Geol. Soc. London*, 132, 441-451.
- STEINBERG, G. y J. BABENKO, 1978. Experimental velocity and density determination of volcanic gases during eruption. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 3, 89-98.
- URRUTIA, J., 1983. Preliminary Paleomagnetic Study of lower Tertiary volcanic rocks from Morelos and Guerrero States. *Geofís. Int.*, 22, 87-110.
- WILSON, L., 1976. Explosive Volcanic Eruptions III. Plinian eruption columns. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 45, 543-556.
- WILSON, L., R. SPARKS, T. HUANG y D. WATKINS, 1978. The control of volcanic column heights by eruptions, energetics and dynamics. *J. Geophys. Res.*, 83, 1829-1836.
- WILSON, L., 1980. Relationships between pressure volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosions. *J. Volcanol. Geotherm Res.*, 8, 297-313.
- WILSON, L., R. SPARKS y G. WALKER, 1980. Explosive Volcanic Eruptions IV: The control of magma properties and conduit geometry in eruptive column behaviour. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 63, 117-148.
- WOHLETZ, K. y M. SHERIDAN, 1979. A model of pyroclastic surge. *Geol. Soc. Am. Special Paper 180*, 177-194.

(Recibido: 31 de agosto, 1984)

(Aceptado: 13 de septiembre, 1984)