

03095
9

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



**Erupciones de 1991 y 1998-1999 del volcán de Colima:
Mecanismos de transporte y deposición de los flujos piroclásticos
de bloques y ceniza.**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(SISMOLOGÍA Y FÍSICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA)**

PRESENTA

RICARDO SAUCEDO GIRÓN

299005

Noviembre de 2001



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.

Agradezco la confianza y apoyo que siempre recibí de mis padres,

Salvador Saucedo

y

Josefina Girón

a mis hermanos,

Eduardo

Salvador

José Luis

Rosa

Patricia

Víctor

Guadalupe

Y a todos mis sobrinos

Agradecimientos.

Quiero manifestar mi agradecimiento a mi asesor José Luis Macías, pues él fue quien me propuso el desarrollo de la presente investigación y a quien le debo los resultados obtenidos. Además, en los momentos difíciles y más allá de su deber como asesor, siempre estuvo a mi lado para apoyarme en todos sentidos e inyectarme un poco de su entusiasmo para continuar adelante.

Al Doctor Marcus Bursik, dado que su opinión e ideas durante el trabajo de campo que desarrollamos en 1998 y 1999-2000, fueron fundamentales para este trabajo de investigación. Además le agradezco el apoyo que me brindó durante la visita que hicimos mi asesor y yo a la Universidad de Buffalo, N.Y. Así como su solidaridad y comprensión durante los tiempos difíciles.

Al Doctor Michael Sheridan, por su apoyo técnico en la simulación de flujos piroclásticos y por sus importantes comentarios sobre el mapa de peligros que se presenta en este trabajo.

A la Doctora Lucia Capra, le agradezco la minuciosa revisión y sus desinteresados pero importantes comentarios que en gran medida contribuyeron a enriquecer el contenido de este trabajo.

Al Doctor Juan Manuel Espíndola, pues aún antes de ingresar a este posgrado me demostró su interés en mi trabajo y por que a lo largo de mi estancia en este instituto siempre recibí su apoyo.

Al Doctor Gerardo Carrasco, por sus importantes comentarios, los cuales dieron lugar a la reflexión y a mejorar substancialmente algunos aspectos del presente trabajo.

Al Doctor Gerardo Aguirre, por el gran interés ha mostrado en este trabajo, así como por sus importantes comentarios y disposición al revisar el manuscrito final.

Al Doctor Sergio Rodríguez, por el tiempo invertido en la revisión del presente trabajo, así como en sus comentarios pues éstos contribuyeron a mejorar el trabajo. Además, quiero aprovechar la ocasión para agradecerle el apoyo que me brindó desde que inicié mis estudios en el Instituto de Geofísica de la UNAM.

Al Doctor Hugo Delgado, por el tiempo que invirtió en la minuciosa revisión al presente trabajo, la cual contribuyó a enriquecer esta investigación.

Aprovecho la oportunidad para agradecer el sincero interés que sobre mi trabajo y mi superación personal me han manifestado algunos investigadores del área de la vulcanología. Además, les agradezco las muestras de apoyo que me han hecho llegar en los momentos difíciles:

Dr. Víctor Hugo Garduño

Dr. Claus Siebe

Dr. Jean Christophe Komorowski

Dr. Robert Tilling

Agradezco el solidario apoyo de mis compañeros del posgrado en Ciencias de la Tierra del Instituto de Geofísica, en especial a mis entrañables amigos:

Renato Castro

José Luis Arce

Juan Carlos Mora

Armando García

Jasinto Robles

Juan Carlos Gavilanes

Abel Cortés

Agradezco a la biblioteca conjunta de Ciencias de la Tierra de la UNAM el apoyo bibliográfico que me brindó a lo largo de todos mi trabajo de investigación, en especial al Lic. Arturo Méndez y al Sr. Jaime Real.

A CONAC y T y DGAPA pues gracias al soporte económico que me brindaron por medio de becas directas y a través de los proyectos 27993T y N100999DGAPA de los cuales el Dr. José Luis Macías es responsable, ya que gracias a este apoyo fue posible el desarrollo y conclusión de la presente tesis.

Al Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México y en especial a su posgrado, pues me brindó la oportunidad de ser parte de esta gran institución educativa.

Al Sr. Melchor Urzúa y Sr. Javier Velasco del Sistema Estatal de Protección Civil de Colima, por la confianza y el apoyo logístico que durante el trabajo de campo me brindaron.

A la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, en especial al Dr. Rafael Barboza y al Ing. Margarito Tristán, por la oportunidad que me han ofrecido para poderme desarrollar como investigador en esta honorable institución.

INDICE

Resumen.....	2
Lista de figuras.....	iv
Lista de tablas.....	vi
I. Introducción	3
I.1. Propósito del trabajo.....	5
I.2. Objetivos.....	6
I.3. Metodología	7
I.4. Terminología....	
II. Generalidades	
II.1 Antecedentes eruptivos del volcán de Colima.....	13
II.2. Flujos piroclásticos de bloques y ceniza.....	14
II.3. Modelos previos.....	16
III. Flujos piroclásticos tipo Merapi generados en 1991 en el volcán de Colima.	
Resumen.....	23
III.1. Introducción.....	24
III.2. Reseña de la erupción.....	25
III.3. Características de los depósitos de los FBC.....	27
III.4. Estratigrafía y distribución de los depósitos.....	29
III.4.1. Depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza (F ₁).....	31
III.4.2. Depósito de oleada piroclástica (<i>surge</i>) S ₁	32
III.4.3. Depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza F ₂	34
III.4.4. Depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza F ₃	35
III.4.6. Depósito de caída aérea AF ₁	36
III.5. Sedimentología.....	37
III.6. Componentes.....	41
III.7. Interpretación cronológica de los depósitos de FBC.....	43
III.7.1 Diferentes ambientes (facies) de depósito de los FBC.....	44
III.8. Discusión.....	44
III.8.1. Nomenclatura.....	44
III.8.2. Modelo propuesto.....	45
III.8.3. Interpretación genética de las distintas facies	49
III.8.4. Conclusiones.....	52
IV.- Flujos piroclásticos de bloques y ceniza generados en 1998-1999, en el volcán de Colima.	
Resumen.....	55

IV.1. Introducción.....	56
IV.2. Reseña de la erupción de 1998-1999.....	57
IV.3. Observaciones de flujos piroclásticos.....	63
IV.3.1-descripción-del-flujos-piroclástico-generado del 10 de diciembre de 1998.....	63
IV.5. Depósitos de bloques y ceniza (Facies de canal.....	65
IV.6. Facies marginales.....	67
IV.7. Emplazamiento de los flujos e implicaciones genética de los depósitos.....	70
IV.8. Flujos piroclásticos del 17 de julio de 1999.....	70
IV.8.1. Depósitos de flujo de bloques y ceniza (Facies de Canal)	73
IV.8.2. Facies de Marginales.....	71
IV.8.3 Emplazamiento de los flujos e implicaciones genéticas de los depósitos.....	74
IV.9. Granulometría.....	76
IV.10. Mecanismos de emplazamiento.....	79
IV.11. Conclusiones.....	82
 V. Discusión sobre emplazamiento de flujos piroclásticos de bloques y ceniza	
V.1. Introducción.....	85
V.2.Mecanismo de emplazamiento de avalancha basal.....	85
V.2.1. Facies cercana.....	86
V.2.2. Facies lejana.....	86
V.2. Nube diluida.....	87
 VI. Flujos piroclásticos del Volcán de Colima: Modelación y Mapa de peligros	
Resumen.....	90
V.1. Introducción.....	91
V.2. Antecedentes.....	94
V.3. La Erupción de 1913.....	96
V.3.1. Estratigrafía de los depósitos de la erupción de 1913.....	98
V.4. Flujos Piroclásticos de 1994.....	98
V.5. Modelación de Flujos Piroclástico.....	100
V.6. Flow 3D.....	103
V.6.1. Resultados.....	107
V.7. Mapa de peligros para flujos piroclásticos.....	110
V.8. Zona I.....	112
V.9. Zona II.....	114
V.10. Zona III.....	115
V.11. El riesgo de una erupción tipo 1913.....	116
V12. Conclusiones.....	119

VI.- Conclusiones generales.....	121
----------------------------------	-----

Bibliografía.....	125
-------------------	-----

Lista de figuras.

Fig. 1. Localización, el volcán de Colima se localiza en la porción SW del Cinturón Volcánico Mexicano.....	13
Fig. 2. Estratigrafía propuesta por Mellors et al. (1981).....	18
Fig. 3. Modelo de emplazamiento de BFC propuesto por Takahashi y Tsujimoto (2000).....	20
Fig. 4. Vista aérea del flujo piroclástico del 16 de abril.....	28
Fig. 5a y b. Distribución de los depósitos de flujos piroclásticos de 1991 en las barrancas Cordobán.....	29 y 30
Fig. 6. Mapa topográfico mostrando la distribución de los depósitos después de la erupción de 1991.....	31
Fig. 7. Correlación longitudinal de secciones estratigráficas.....	32
Fig. 8. Vista hacia el sur de la barranca Cordoban Central. Morfología de hummocks corresponde a depósitos de avalancha de escombros del volcán de Colima.....	33
Fig. 9. Vista del punto 3 en la facies cercana.....	33
Fig. 10. Detalle de los depósitos de la unidad S ₁ en el sitio 4.....	34
Fig. 11. Vista del punto 6.....	36
Fig. 12. a. Histogramas de los depósitos de 1991.....	39
Fig. 13. Curva compuesta de tamaño de partículas de los depósitos de F ₃	40
Fig. 14. Granulometría y análisis de componentes de tres muestras seleccionadas de los depósitos de F ₃	42

Fig. 15. Diagrama esquemático mostrando la relación entre una avalancha y un flujo de ceniza y sus depósitos asociados.....	47
Fig.16.-Perfil topográfico y variaciones de grava y arena con la distancia.....	49
Fig. 17. a. Vista del domo nuevo sobre el cráter del volcán de Colima, el 20 de noviembre de 1998.....	58
Fig. 18. Vista aérea del desarrollo de un flujo piroclástico sobre el flanco SSW del volcán, 22 de noviembre de 1998.....	59
Fig. 19. Alcances máximo de los depósitos de FBC, oleadas y flujos de lava.....	60
Fig. 20. Vista de la parte Sur del volcán de Colima durante la erupción de 1998.....	61
Fig. 21. Vista panorámica desde la mesa de la Yerbabuena hacia el Este, del flujo piroclásticos generado el 10 de diciembre de 1998.....	64
Fig. 22. Columna estratigráfica compuesta de los depósitos de flujo piroclástico de noviembre y diciembre de 1998.....	66
Fig. 23. Vista de los depósitos del flujo piroclástico del 10 del diciembre de 1998, en la parte Noreste de la barranca Cordoban Este.....	67
Fig. 24. Vista de la superficie de dos depósitos de bloques y ceniza.....	68
Fig. 25. Depósito basal de color gris claro masivo de flujo piroclástico diluido (fp), depósito con estratificación cruzada (s) y capa fina de ceniza de caída (ca).....	69
Fig. 26. Vista panorámica desde el sureste de la columna eruptiva del 17 de julio de 1999.....	71
Fig. 27. a. Panorámica de los depósitos de bloques y ceniza llenando las barrancas San Antonio-Montegrande.....	72
Fig. 28. a. Depósitos de bloques y ceniza en la barranca San Antonio - Monte Grande, en los cuales los bloques son soportados por una matriz de arena.....	75

Fig. 29. Correlación estratigráfica de los depósitos cercanos y distales del 17 de julio de 1999.....	77
Fig. 30. Aspecto de los depósitos del 17 de julio de 1999 en el punto 13, compuesto de un depósito basal de surge (s) y un depósito de bloques y ceniza (pf).....	77
Fig. 31. a. Curvas acumulativas de los depósitos del 10 de diciembre de 1998.....	78
Fig. 32. Vista hacia el Sur del volcán de Colima desde el paso del Colimote en el volcán Nevado de Colima.....	97
Fig. 33. Columna estratigráfica compuesta de 1913.....	99
Fig. 34. Representación Gráfica del coeficiente de Heim (Sheridan, 1979).....	101
Fig. 35. Simulación por computadora de los flujos piroclásticos generados por los tres escenarios eruptivos considerados.....	106
Fig. 36. Alcance de los depósitos de FBC de la fase I de la erupción de 1913.....	108
Fig. 37. Alcance de los depósitos de FBC de la fase II de la erupción de 1913.....	109
Fig. 38. Alcance de los depósitos de FBC de la fase III de la erupción de 1913.....	109
Fig. 39. Mapa de peligros volcánicos para los flujos piroclásticos generados por los tres escenarios con mayores posibilidades.....	113

Lista de tablas

Tabla 1. Granulometría de los depósitos de 1991.....	37
Tabla 2. Análisis de componentes de los depósitos de 1991.....	42
Tabla 3. Historia eruptiva del Volcán de Colima.....	93

Tabla 4. Volúmenes, áreas y coeficientes de fricción de los depósitos de las erupciones de 1913 (fase I, II y III), 1991, 1994 y 1998-1999.....	105
Tabla 5. Resultados de la simulación de flujos piroclásticos.....	106

Abstract

The April 16, 1991, November 20, 1998 and July 17, 1999, eruptions of volcan de Colima represented a great opportunity to study the emplacement of block and ash flows, because excellent video footage, photographic material, and field observations were available. Two different processes generated the pyroclastic flows: a) partial collapse of external parts of the dome (Merapi type), and b) collapse of the basal part of a 10-km high eruptive column (Soufrière type). This study demonstrated that independently of the eruptive mechanism each pyroclastic flow immediately segregated into a basal avalanche and an overriding turbulent ash cloud.

The 1991 block-and-ash flow deposits were emplaced in two main depositional facies, proximal and distal, separated from one another by a break in slope going from 30° to 20°. The deposit in proximal facies consists of massive, clast-supported units (up to 1 m thick) with boulder to pebble size lithics locally supported by a coarse-sand matrix and devoid of segregation structures or grading. The deposit in distal facies consists of massive, matrix-supported units with a total thickness of 8 m, which contain dispersed boulder to pebble size lithics in a medium to fine-sand size matrix.

In proximal facies, the basal avalanche moved as a granular flow (> 30° slope). As it has been observed in other volcanoes, when the avalanche has enough mass and velocity to continue across the break in slope (> 20° slope), it will propagate by a laminar mechanism as Bingham material or/and pseudoviscous fluid.

When the basal avalanche lost velocity and eventually stopped, the overriding turbulent ash cloud moved as an independent dilute density current or dilute pyroclastic flow. In particular, the December 10, 1998, dilute pyroclastic flow emplaced from base to top a massive pyroclastic-flow, a dune-bedded pyroclastic-surge, and a massive ash fall derived from the suspended particles entrapped in the cloud.

Based on the studies mentioned above and the analysis of the eruptive history of the volcano during the last 426 years a map for pyroclastic flows was constructed. By using the deposits termini (heim coefficient) and the Flow 3D algorithm of Kover (1995), a series of pyroclastic flow simulations were carried out. The results led to the construction of a map subdivided into three zones according to the degree of hazard and recurrence through time. Zone 1, has the largest probability to be reached by a small runout pyroclastic flow of Merapi and Soufrière type (< 5 km). Zone 2, would be affected by Soufrière type pyroclastic flows similar to those produced during phase II of the 1913 eruption (~9 km). Zone 3, will only be affected by pyroclastic flows formed by the collapse of eruptive column plinian

type, like the 1913 eruption (~15 km). An eruption of the same magnitude as the 1913, will affect inhabitants of towns located to 15 km around the volcano such as: Yerbabuena, and Becerrera (State of Colima), and Tonila, San Marcos, Cofradia, and Juan Barragán (State of Jalisco), as well as an important number of small villages and hamlets.

Resumen

Las erupciones del volcán de Colima ocurridas el 16 de abril de 1991, el 20 de noviembre de 1998 y el 17 de julio de 1999, representan algunos de los mejores ejemplos conocidos de generación de flujos piroclásticos de bloques y ceniza. Estos eventos fueron observados directamente y se cuenta con testimonios orales y gráficos, además de excelentes afloramientos. Los flujos piroclásticos fueron generados por diferentes procesos tales como: colapso parcial de las partes externas del domo, desprendimiento de grandes bloques desde el frente de un flujo de lava en movimiento, y el colapso de la base de una columna eruptiva no sostenida de 10 km de altura.

Los resultados de este trabajo muestran que, independientemente del mecanismo de formación, los flujos piroclásticos de bloques y ceniza (FBC), se dividen en dos partes: a) una avalancha basal formada por bloques y ceniza, y b) una nube turbulenta compuesta de ceniza que se desarrolla sobre la avalancha basal.

Los depósitos de la avalancha basal (facies de canal) de la erupción de 1991, mostraron dos subfacies, una cercana y, otra lejana. Además, se observó que espacialmente el punto que separa las dos facies esta relacionado a un cambio en la pendiente de $> 30^\circ$ a $< 20^\circ$, ubicado a ~2 km del volcán. En la facies cercana, los depósitos son masivos y soportados grano a grano, mientras que en la facies lejana son masivos pero los bloques son soportados por una matriz de arena media a gruesa.

Uno de los resultados más importantes obtenidos en este trabajo mostró que la avalancha basal de los FBC de las erupciones de 1991 y 1998-1999, durante su primera etapa (facies cercana, sobre pendientes $> 30^\circ$), se desplazaron como un flujo granular, y que posteriormente al pasar sobre pendientes menores a los 30° , perdieron velocidad y eventualmente se detuvieron. No obstante, si el volumen y la fragmentación son importantes, la avalancha basal tiene la capacidad de continuar moviéndose aún sobre pendientes muy pequeñas (facies lejana), donde se mueve como un flujo pseudo-viscoso.

Por otra parte, el presente trabajo mostró que la nube superior turbulenta es capaz de moverse de forma independiente como una corriente de densidad diluida u oleada piroclástica. En el caso particular del flujo piroclástico del 10 de diciembre de 1998, se pudo observar cómo la corriente de densidad diluida depositó tres horizontes de la base a la cima: una capa masiva de arena (flujo piroclástico), una capa con estratificación cruzada (oleada piroclástica), y una capa de caída de arena fina que cubre a todos los depósitos.

type, like the 1913 eruption (~15 km). An eruption of the same magnitude as the 1913, will affect inhabitants of towns located to 15 km around the volcano such as: Yerbabuena, and Becerrera (State of Colima), and Tonila, San Marcos, Cofradía, and Juan Barragán (State of Jalisco), as well as an important number of small villages and hamlets.

Resumen

Las erupciones del volcán de Colima ocurridas el 16 de abril de 1991, el 20 de noviembre de 1998 y el 17 de julio de 1999, representan algunos de los mejores ejemplos conocidos de generación de flujos piroclásticos de bloques y ceniza. Estos eventos fueron observados directamente y se cuenta con testimonios orales y gráficos, además de excelentes afloramientos. Los flujos piroclásticos fueron generados por diferentes procesos tales como: colapso parcial de las partes externas del domo, desprendimiento de grandes bloques desde el frente de un flujo de lava en movimiento, y el colapso de la base de una columna eruptiva no sostenida de 10 km de altura.

Los resultados de este trabajo muestran que, independientemente del mecanismo de formación, los flujos piroclásticos de bloques y ceniza (FBC), se dividen en dos partes: a) una avalancha basal formada por bloques y ceniza, y b) una nube turbulenta compuesta de ceniza que se desarrolla sobre la avalancha basal.

Los depósitos de la avalancha basal (facies de canal) de la erupción de 1991, mostraron dos subfacies, una cercana y, otra lejana. Además, se observó que espacialmente el punto que separa las dos facies esta relacionado a un cambio en la pendiente de $> 30^\circ$ a $< 20^\circ$, ubicado a ~2 km del volcán. En la facies cercana, los depósitos son masivos y soportados grano a grano, mientras que en la facies lejana son masivos pero los bloques son soportados por una matriz de arena media a gruesa.

Uno de los resultados más importantes obtenidos en este trabajo mostró que la avalancha basal de los FBC de las erupciones de 1991 y 1998-1999, durante su primera etapa (facies cercana, sobre pendientes $>30^\circ$), se desplazaron como un flujo granular, y que posteriormente al pasar sobre pendientes menores a los 30° , perdieron velocidad y eventualmente se detuvieron. No obstante, si el volumen y la fragmentación son importantes, la avalancha basal tiene la capacidad de continuar moviéndose aún sobre pendientes muy pequeñas (facies lejana), donde se mueve como un flujo pseudo-viscoso.

Por otra parte, el presente trabajo mostró que la nube superior turbulenta es capaz de moverse de forma independiente como una corriente de densidad diluida u oleada piroclástica. En el caso particular del flujo piroclástico del 10 de diciembre de 1998, se pudo observar cómo la corriente de densidad diluida depositó tres horizontes de la base a la cima: una capa masiva de arena (flujo piroclástico), una capa con estratificación cruzada (oleada piroclástica), y una capa de caída de arena fina que cubre a todos los depósitos.

Lo anterior muestra que los FBC de 1991 y 1998-1999, experimentaron un sustancial aumento en la fragmentación con la distancia a la fuente. Esto se traduce en un cambio en la reología del flujo, por lo que su movimiento cambia de un flujo granular (facies cercana) a un flujo pseudo-viscoso tipo *Bingham* en la facies distante, y por lo tanto presenta una importante resistencia a la deformación (*yield strength*).

Adicionalmente a la investigación anterior y con base en los antecedentes eruptivos del volcán de Colima, se elaboró un mapa de peligros para flujos piroclásticos. Para su elaboración se usó el algoritmo "Flow 3D", el cual fue calibrado con la información detallada de las erupciones de 1913, 1991, 1994, y 1998-1999. La historia eruptiva del volcán de Colima muestra que los flujos piroclásticos generados en estas erupciones, representan el escenarios eruptivos con mayores posibilidades de presentarse a corto plazo.

El mapa muestra tres zonas de peligro, de acuerdo a la frecuencia y al alcance de los flujos piroclásticos producidos en cada uno de los escenarios eruptivos contemplados. Las zonas 1 y 2 (0-9 km del volcán) de mayor peligro, podrían ser afectadas por flujos tipo Merapi y Soufrière. La zona 3 podría ser afectada por flujos piroclásticos de pómez y ceniza, producto del colapso de la base de una columna eruptiva pliniana, como los de la erupción de 1913. Un evento de tal magnitud afectaría al menos a 15,000 habitantes de los poblados ubicados hasta 15 km de la cima, como son: Quesería, Yerbabuena, Becerrera, en el estado de Colima y Tonila, San Marcos, Cofradia y Juan Barragán en el estado de Jalisco, así como un número importante de ranchos.

I. Introducción

El registro estratigráfico de la mayoría de los grandes volcanes de México, frecuentemente presenta depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza (FBC). Los últimos trabajos desarrollados en algunos de los volcanes más importantes del país como La Malinche (Castro, 1999), Nevado de Toluca (Macías et al., 1997), Colima (Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991), Pico de Orizaba (Carrasco, 1999; Siebe et al., 1993), Tacaná (Macías et al., 2000), Chichón (Macías et al., 1998) y los Domos de Zitácuaro (Capra et al., 1997) han dado a conocer la presencia de importantes depósitos derivados de la destrucción parcial o total de un domo central. En estos trabajos se muestra, además, que la recurrencia de esta clase de eventos forma una parte importante del comportamiento eruptivo de estos volcanes. Sin duda, el caso más relevante lo constituye el volcán de Colima, pues sólo en el siglo XX presentó 8 episodios eruptivos con generación de FBC (tipo Merapi y Soufrière). Sin duda el evento reciente más importante ocurrió en 1913, cuando los flujos piroclásticos tipo Soufrière alcanzaron hasta 9 km desde la cima del volcán. En la década de los noventa, el volcán de Colima generó FBC en 1991, 1994 y 1998-99, los cuales viajaron hasta 4 km del volcán. Durante los últimos 37 años, el volcán de Colima ha generado este tipo de flujos piroclásticos cada 5 años, lo que representa uno de los índices de recurrencia más altos en el mundo. Por los motivos expuestos, el volcán de Colima debe de ser considerado como uno de los volcanes más activos y peligrosos del mundo, además de representar un laboratorio natural para el estudio de los FBC.

A pesar de su inmejorable situación para el estudio de los FBC, no es sino hasta 1991 cuando se presenta el primer trabajo detallado de estos depósitos (Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991). Durante las erupciones de 1991, 1994 y 1998-1999 se logró obtener gran variedad de información, la cual consta de registros sísmicos, SiO₂ (COSPEC espectrómetro de correlación), diferentes parámetros químicos de análisis de agua y gases. Además, a través de fotografías, videos e informes de

testigos, se contó con suficiente información que permitió documentar el seguimiento del emplazamiento de los flujos piroclásticos. Los depósitos generados durante estas erupciones permitieron, además, contar con un excelente registro estratigráfico y sedimentológico de los mismos. Con toda esta información se planteó como objetivo central de este trabajo, proponer un modelo de transporte y depósito de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza.

No obstante la intensa actividad eruptiva del volcán de Colima durante los últimos 38 años, hasta el momento no ha representado mayor riesgo para los pobladores que viven en los alrededores del volcán. Sin embargo, el riesgo que representa este tipo de erupción siempre estará latente en cualquier volcán activo del mundo que genere FBC. Basta recordar la erupción del volcán Chichón, Chiapas en 1982, donde después de un período de reposo de 550 años (Espíndola et al., 2000), despertó para terminar con la vida de cerca de 2,000 personas y destruir nueve poblados, lo que constituye la catástrofe más grave asociada a actividad volcánica en la historia de México. Sin duda el antecedente más dramático con la generación de FBC, lo representa la erupción de 1902 del Monte Peleè, ubicado en la Isla Martinica, donde una serie de flujos piroclásticos, a los que Lacroix (1904) denominó "*nuee ardente*" o nube ardiente, arrasó con la ciudad de San Pierre, matando a aproximadamente 28,000 personas (Lacroix, 1904).

Con el propósito de que esta investigación se traduzca en un beneficio directo para la sociedad en general, y para los habitantes de los alrededores del volcán de Colima en lo particular, se elaboró un mapa de peligros volcánicos para flujos piroclásticos (tipo Merapi, Soufrière y pliniana tipo 1913). Este mapa, está basado, en el estudio detallado de la erupción de 1913, 1991, 1994 y 1998-1999, así como en una revisión de la historia eruptiva del volcán de Colima. El mapa de peligros contempla la zonificación de los flujos piroclásticos derivados de los escenarios eruptivos con mayores probabilidades de ocurrencia a corto y mediano plazo en el volcán de Colima (Merapi, Soufrière y pliniana tipo 1913). En general los elementos que se utilizaron para la creación del mapa de peligros fue: la

información obtenida de estos de 1913, 1991 y 1998-1999 (Saucedo et al., 1997; Saucedo et al., 2001a; 2001b), una digitalización de la topografía escala 1: 50,000 (INEGI-E13B25-y-25, E13B34-y 35), y el programa "Flow 3D" (Kover, 1995) para delimitar los alcances de los tres diferentes flujos piroclásticos contemplados.

El presente trabajo consta de seis capítulos, los dos primeros tratan sobre los objetivos, modelos previos y marco teórico del área. En los capítulos III y IV, se hace un análisis detallado de los depósitos de bloques y ceniza producidos en las erupciones de 1991 y 1998-1999, en donde se propone un modelo conceptual del mecanismo de transporte y depositación de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza. En el capítulo V, se presenta un mapa de peligros volcánicos para flujo piroclásticos del volcán de Colima. El mapa se elaboró utilizando los datos de las erupciones de 1913, 1991, 1994 y 1998-1999, un análisis de la historia eruptiva y el programa "Flow 3D". Finalmente en el capítulo VI, se presentan las conclusiones generales de la tesis.

I.1. Propósito del trabajo.

El presente trabajo tiene como propósito analizar en la literatura vulcanológica, toda la información sobre la formación de flujos piroclásticos de bloques y ceniza y en especial, aquellos que proponen modelos de transporte y sedimentación para este tipo de flujos piroclásticos. Con base en el estudio detallado de los depósitos de los FBC generados durante las erupciones de 1991, 1994 y 1998-1999 y en la información gráfica u oral disponible, se propondrá un modelo capaz de explicar los mecanismos de transporte y sedimentación para flujos piroclásticos de bloques y ceniza emplazados en 1991 y 1998-1999, independientemente de su origen. Con la intención de contribuir al mejoramiento de los mapas de peligros del volcán de Colima y de darle un beneficio social a la información obtenida en esta investigación, se elaboró un mapa de peligros volcánicos para flujos piroclásticos,

con la zonificación de tres diferentes escenarios eruptivos tipo Merapi, Soufrière y colapso de una columna pliniana tipo 1913.

I.2. Objetivos:

1. Caracterizar los depósitos generados por los FBC del volcán de Colima e identificar sus variaciones texturales con la distancia de la fuente.
2. Identificar los diferentes factores internos y externos que intervienen en los mecanismos de transporte y depósito de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza.
3. Proponer un modelo de emplazamiento para flujos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Merapi y Soufrière.
4. Crear un mapa de peligros volcánicos para flujos piroclásticos del volcán de Colima considerando los tres escenarios eruptivos con mayores posibilidades de presentarse en el corto y mediano plazo (Merapi, Soufrière y colapso de columna pliniana tipo 1913).

I.3. Metodología:

Para cumplir satisfactoriamente con los objetivos trazados, fue necesario diseñar un plan de trabajo, en lo general se puede dividir en cuatro tipos de actividades: 1. recopilación de información, 2. trabajo de campo, 3. trabajo de laboratorio y 4. redacción. Estas actividades, junto con las complementarias fueron subdivididas en otros 6 puntos que a continuación se mencionan:

I.3.1. Recopilación y análisis de la información.

- a. Sobre flujos piroclásticos de bloques y ceniza y sobre sus mecanismos de transporte y depósito.
- b. Búsqueda de material fotográfico, videográfico y de testigos de las

erupciones de 1991 y 1998-1999.

c.- Trabajos previos sobre las erupciones de 1991 y 1998-1999.

I.3.2. Trabajo de campo.

a. Mapeo de los depósitos de las erupciones de 1991 y 1998-1999.

b. Estratigrafía detallada de los depósitos generados por las erupciones de 1991 y 1998-1999.

c. Muestreo de las diferentes unidades reconocidas.

Laboratorio I.3.3

I.3.3.1. Sedimentología.

Usando el método de tamizado en seco se midió el porcentaje en peso de las fracciones comprendidas entre -5 phi (31.5 mm) a 4 phi (16.0 mm), mientras que por el método de pipeta (húmedo) se obtuvieron las fracciones comprendidas entre el intervalo 4 phi (0.63 mm) y 9 phi (0.002-0.00098 mm).

Se analizaron un total de 41 muestras en 23 de las cuales se emplearon los métodos de tamizado en seco y de pipeta. En las 18 muestras restantes solo se utilizó el método de tamizado en seco para obtener el porcentaje en peso de las fracciones comprendidas entre el intervalo de -5 phi a 4 phi, dado que el objetivo que se perseguía era diferente.

Los parámetros estadísticos obtenidos como la mediana ($Md\phi$) y la selección ($\sigma\phi$), fueron calculados utilizando el programa SFT desarrollado por Wohletz et al. (1989) el cual utiliza el método de Inman (1952).

En este trabajo se utilizó la siguiente clasificación sedimentológica: canto (> 256 mm), guijarro (256-64 mm), grava (64-4 mm), gránulo (4-2 mm), arena (2-0.0625 mm), limo (0.0625-0.004 mm) y arcilla (< 0.004 mm). Es importante aclarar que esta terminología no se aplicó desde el punto de vista genético, ya que todos los clastos son el resultado de procesos volcánicos.

Es importante señalar que debido a la falta de afloramientos que permitieran un muestreo sistemático, no fue posible realizar la granulometría de las fracciones mayores a -5ϕ de los depósitos de FBC de las erupciones de 1991 y 1998-1999. Sin embargo, esto no fue una limitante para poder caracterizar la granulometría de los depósitos, ni para proponer un modelo del emplazamiento de los flujos.

1.3.3.2. Componentes.

Reconocimiento de los componentes que conforman los depósitos de las diferentes unidades de la erupción de 1991. Para este propósito se utilizó un microscopio estereoscópico, contando 500 partículas en cada fracción estudiada, en el intervalo -5ϕ y 4ϕ , donde en lo general se diferenciaron líticos juveniles, no juveniles (densos, poco densos y alterados), cristales, vidrio y pómez de la erupción de 1913.

1.3.3.3. Simulación digital de flujos piroclásticos.

- a. Cálculo del coeficiente de fricción de los flujos piroclásticos de las erupciones de 1913, 1991, 1998-1999 del volcán de Colima.
- b. Digitalización de la topografía en un radio de 15 km alrededor del volcán de Colima, con curvas cada 100 m.
- c. Utilizando una computadora Silicon Grphics 02 y el programa Flow 3D, se simularon flujos piroclásticos para los tres escenarios eruptivos contemplados.

1.3.4. Integración de resultados y redacción de la tesis.

I.4. Terminología.

Flujos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Merapi: Los flujos piroclásticos "*tipo Merapi*", fueron observados por primera vez en el volcán Merapi, Indonesia, en 1931. Estos fueron clasificadas en primer lugar como nubes ardientes tipo Merapi e

introducidas a la literatura volcánica por Escher en 1931 y 1933 como flujos piroclásticos tipo Merapi (Boudon et al., 1993).

En general, los flujos piroclásticos tipo Merapi se generan por el colapso gravitacional de las partes extremas de un domo central, o bien pueden desarrollarse cuando el frente de un flujo de lava viscosa desciende por las pendientes pronunciadas de un volcán, provocando el desprendimiento de grandes bloques.

Flujos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Pelée: Los flujos piroclásticos "tipo Pelée", toman su nombre de la erupción ocurrida en 1902 en el volcán Pelée, Isla de Martinica. En general, los flujos piroclásticos tipo Pelée, resultan de una explosión dirigida lateralmente desde la base de un domo en crecimiento (Lacroix, 1904; Fisher y Heiken, 1982).

Flujos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Soufrière: Este tipo de flujos piroclásticos fue descrito por primera vez en la erupción del volcán Soufriere en 1902, localizado en el Caribe en la Isla de San Vicente. Los flujos son el producto de la expulsión de un viejo tapón de lava, el cual obstruye el conducto (Cas y Wright, 1988). En general este tipo de erupción se caracteriza por el desarrollo de una columna eruptiva (<15 km de altura), la cual por densidad y debido al efecto de la gravedad colapsa y produce flujos piroclásticos.

Nube ardiente: Lacroix (1904) propuso el término "*nuée ardente*" o nube ardiente por primera vez para describir los flujos piroclásticos de bloques y ceniza generados en el volcán Peleé en la erupción de 1902, en los que se desarrolló una gran nube de ceniza.

Flujo piroclástico de bloques y cenizas: En el texto se refiere como flujo piroclástico al proceso de fluir del material, tal y como lo denominan Cas y Wright (1988) y Druitt (1998).

Avalancha basal: Por conveniencia en este trabajo se usa para referirse a la parte densa del flujo compuesta de bloques que se mueven en la base del flujo piroclástico.

Flujo piroclástico diluido: Se refiere a una corriente de densidad o gravedad, en la cual el espacio entre partículas (≤ 1 mm de diámetro) es muy grande y donde éstas son sostenidas por turbulencia o por fluidización; en general son clasificados como flujos piroclásticos poco densos o diluido (Valentine, 1987).

Nube de ceniza: Nube compuesta de ceniza que se desarrolla sobre la avalancha basal, cuando ésta desciende por los flancos del volcán y que posteriormente se precipita para formar un depósito de caída.

Flujo Granular: Flujo de gravedad no cohesivo donde la densidad del medio que envuelve a las partículas es igual al del medio ambiente y donde las partículas son soportadas por fuerzas dispersivas, producto de la transmisión de momento por el choque entre partículas (Lowe, 1976).

Flujo granular de densidad modificada: Flujo de gravedad con las mismas características que el anterior, con la diferencia que el medio que envuelve a las partículas (compuesto de aire, gas y ceniza) presenta una densidad mayor a la del medio ambiente (Lowe, 1976; Nairn y Self, 1978, Boudon et al., 1993).

Flujo pseudo-viscoso: Flujo no newtoniano con una alta resistencia a la cizalla (yield strength), con una reología similar a un flujo tipo Bingham (Freundt y Bursik, 1998).

Angulo de estabilidad: Máxima inclinación en grados en donde un material granular no cohesivo ni viscoso se mantiene en condiciones estables, que en general corresponde a 32° (Lowe, 1976).

Matriz: partículas con un diámetro menor a 2 mm que envuelven y al mismo tiempo soportan a bloques de varios centímetros de diámetro.

Domo: Cuerpo de lava superficial con forma semi-circular con paredes muy inclinadas.

Domo de lava exógeno: Domo en el cual se observa su crecimiento y que puede desarrollar flujos de lava (Ui et. al., 1999)

Domo de lava endógeno: Domo en el cual no se observa su crecimiento interno y no desarrolla flujos de lava (Ui et. al., 1999).

II. Generalidades

II.1. Antecedentes eruptivos del volcán de Colima.

El volcán de Colima ($19^{\circ}31' N$; $103^{\circ} 37' W$; 3860 msnm), se localiza en la porción oeste del Cinturón volcánico Trans-Mexicano, y en el extremo sur del Graben de Colima (Fig. 1). Durante el siglo XX, el volcán de Colima se caracterizó por la frecuente generación de flujos piroclásticos de bloques y ceniza de volumen pequeño, los cuales han sido documentados en algunos trabajos.

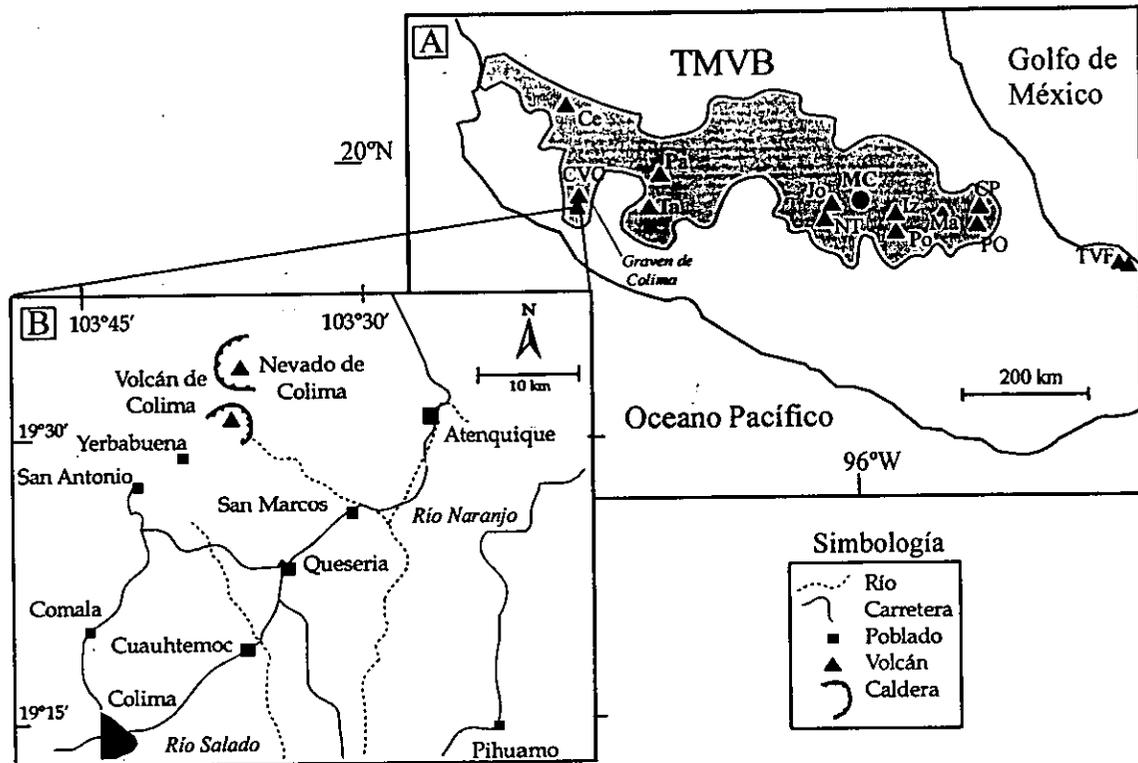


Fig. 1. El volcán de Colima se localiza en el extremo SW del Cinturón volcánico Trans-Mexicano. Abreviaciones: Ce = Ceboruco, CVC= Complejo volcánico de Colima, Ta = Tancitaro, Pa = Parícutin, Jo = Jocotitlán, NT = Nevado de Toluca, MC = Ciudad de México, Iz = Iztaccihuatl, Po = Popocatepetl, Ma = Malinche, CP = Cofre de Perote, PO = Pico de Orizaba y TVF = Campo volcánico de los Tuxtlas.

Arreola (1915) y Waitz (1935) reportaron la formación de pequeñas avalanchas en 1903 y 1909 y señalaron que éstas descendieron por el flanco este del volcán alcanzando distancias de entre 4 y 5 km. Asimismo, durante la fase inicial de la erupción de 1913, la erupción más explosiva del siglo XX, se produjeron flujos piroclásticos de bloques y ceniza (FBC) que alcanzaron una distancia de 9 km

(Saucedo, 1997). La erupción de 1913, terminó con la expulsión y destrucción del domo de lava que ocupaba el cráter y con la formación de una columna eruptiva pliniana de 21 km de altura. La lluvia de pómez y ceniza asociada reportó incluso en la Ciudad de Saltillo, Coahuila a 720 km de distancia del volcán (Waitz, 1915). Este evento produjo un cráter de 450 m de diámetro con una profundidad de cerca de 350 m (Waitz 1935). Después de 48 años, en 1961, una nueva emisión de lava relleno nuevamente el cráter, desbordando su límite norte con la formación de un flujo de lava que descendió por la ladera a más de 1 km (Luhr y Carmichael 1990). A partir de esta fecha la actividad del volcán se caracterizó por presentar varios episodios efusivos (1961-62, 1975-76, 1981-82, 1991 y 1998-1999), algunos de los cuales fueron acompañados con la formación de flujos piroclásticos de bloques y ceniza (Torpe et al., 1977; Luhr y Carmichael, 1990; Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991).

Los primeros estudios sobre flujos piroclásticos fueron hechos por Rodríguez-Elizarrarás (1995), quien presentó una distribución general de algunos depósitos. Sheridan y Macías (1995) presentaron un mapa de peligros de flujos piroclásticos basado en probabilidades. Sin embargo, los estudios detallados sobre estos flujos piroclásticos, inician después de la erupción del 16 de abril de 1991, la cual fue documentada por Rodríguez-Elizarraras et al. (1991) y posteriormente estudiada por Saucedo et al. (2001a; 2001b).

II.2. Flujos piroclásticos de bloques y ceniza.

Los eventos volcánicos más frecuentes a nivel mundial ocurridos en el siglo XX, fueron erupciones producidas por colapsos parciales de domos (andesíticos-dacíticos). Los mejores ejemplos están representados por las erupciones del Mt. Pelée (Martinique) en 1902 (Lacroix, 1904), Soufriere (San Vicente) en 1902 (Anderson y Flett, 1903), Santa María (Guatemala) en 1906 (Rose, 1972), Merapi (Indonesia) en 1984 (Boudon et al., 1993), La Soufriere de Guadalupe, Martinica en

1976 (; Sheridan, 1980), Santiaguito (Guatemala) en 1972 (Rose, 1972; Rose et al., 1977), el volcán Chichón (México) en 1982 (Sigurdsson et al., 1984; Macías et al., 1998), el volcán de Colima (México) en 1991 y 1998-1999 (Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991; Saucedo et al., 2001), Unzen (Japón) en 1991 (Miyabuchi, 1999; Fujii y Nakada, 1999; Takahashi y Tsujimoto, 2000) y Soufriere Hills (Montserrat) en 1995-2000 (Cole et al., 1998; Calder et al., 1999).

El mecanismo eruptivo que da origen a este tipo de eventos por lo general se relaciona al crecimiento de un domo de lava en la cima de un volcán o bien, a la intrusión de un cuerpo de magma bajo un volcán previamente bloqueado por un domo central de composición andesítica o dacítica. En algunos casos, sólo basta una mínima cantidad de magma para desestabilizar el domo central y provocar su colapso parcial. Este colapso, genera una avalancha de rocas incandescentes y una nube de ceniza superior, las cuales se mueven hasta perder su energía cinética. Sin embargo, si una mayor cantidad de magma asciende hacia la superficie, es muy probable que el evento tienda a una explosión más violenta.

En la literatura volcanológica los trabajos que tratan mejor el mecanismo de generación de los FBC son los de Fink y Kieffer (1993) y Sato et al. (1992). Estos señalan que la diferencia entre la generación de una erupción explosiva y una efusiva, está directamente relacionada con la eficiencia que tiene la superficie del magma para desgasificar o liberar sus volátiles y puntualizan, además, que el ascenso lento del magma frecuentemente propicia una desgasificación efectiva, lo que resultará en la extrusión de un flujo de lava o un domo, en ambos casos con explosividad relativamente baja. Por otra parte, cuando existe una variación en el grado de desgasificación, se presentan cambios en la presión de poro, lo que puede influir directamente en la manera en la cual el domo que obstruye el cráter sea destruido. Según Sato et al. (1992), la generación de flujos piroclásticos tipo Merapi, Pelée y Soufriere, está asociada a un complejo sistema de desgasificación del magma, en donde diferentes combinaciones de equilibrio, entre la resistencia

interna del magma (*tensile strength*) y la presión de poro ejercida por los gases magmáticos dan origen al menos a tres mecanismos eruptivos diferentes:

1. tipo Peleé ($P_e \leq T_s$, donde localmente $P_e > T_s$)
2. tipo Merapi ($P_e < T_s$)
3. tipo Soufrière ($P_e > T_s$)

Donde:

P_e = Presión de poro en exceso.

T_s = Resistencia interna del magma a la tensión (*tensile strength*).

Con base en lo anterior se puede concluir que, si la resistencia interna del magma es mayor que la presión de poro en todo el domo de lava, éste no será capaz de desintegrarse hasta que una parte o todo colapse por gravedad (tipo Merapi). Por otra parte, si las condiciones de equilibrio entre estas dos fuerzas son inversas sólo en algunos sectores del domo, provocará explosiones laterales (tipo Pelée), lo que puede explicarse si pensamos que, el domo en formación es heterogéneo en el contenido de agua y por lo tanto en presión de poro en exceso. Pero cuando todo el domo presenta una presión de poro mayor a la resistencia interna del magma, éste puede explotar instantáneamente para formar una columna eruptiva, dando paso al desarrollo de una erupción tipo Soufrière o a una tipo Vulcaniana (Sato et al 1992; Fink y Kieffer 1993).

II.3. Modelos previos

En los primeros trabajos sobre la formación de FBC, varios autores consideraron que la vesiculación y la liberación de volátiles de los clastos juveniles jugaban un papel importante en la movilidad de las corrientes de densidad (Lacroix 1904; Perret, 1937; Taylor, 1958; Moore y Melson, 1969; Rose et al., 1977). Por ello, consideraron que el incremento en la vesicularidad del centro hacia la periferia de

un gran número de bloques encontrados en los depósitos de FBC podía indicar que una cantidad importante de volátiles habían sido liberados de estas partículas. Por su parte, autores como Anderson y Flett (1903), Lacroix (1904) y McDonald (1972), sugirieron que la ingestión de aire frío y su posterior expansión era el principal factor que favorecía tanto la movilidad del flujo como su capacidad para transportar grandes bloques por varios kilómetros. En otros trabajos se pensó que cada partícula dentro de una avalancha basal, estaba rodeada por gas liberado de su interior en expansión, lo cual producía flotación de las partículas o un efecto de colchón de aire en la base de la avalancha basal (Anderson y Flett, 1903; Fenner, 1923; Perret, 1937). Esta idea fue retomada por varios autores, quienes atribuyeron la movilidad de las corrientes de densidad al entrapamiento de aire frío en la base de la avalancha o flujo piroclástico (McTaggart, 1960; Johnson et al., 1970; Melson y Saenz, 1973; Moore y Melson, 1969).

Por su parte, Davies et al. (1978) describieron los flujos piroclásticos de bloques y ceniza producidos durante la erupción de 1974 en el volcán Fuego de Guatemala, como avalanchas incandescentes (*glowing avalanches*). En dicho trabajo los autores concluyeron que los flujos se habían movido en dos partes: a) como una masa basal de escombros que fluyó de forma laminar y con una alta concentración de partículas, similar a un flujo de escombros; y b) como una nube de ceniza superior (*ash cloud*). Los depósitos derivados de esta erupción mostraron que bloques de más de 5 m de diámetro fueron transportados a más de 7 km de la fuente por flujos piroclásticos, con una probable resistencia interna a la deformación (*yield strength*).

Rose (1972) y Rose et al. (1977) fueron los primeros en señalar que la nube de ceniza que sobreyace a la parte basal, se separó y movió delante de ésta, dejando un área donde los árboles fueron derribados y la vegetación fue parcialmente quemada. Nairn y Self (1978) y Boudon et al. (1993) consideraron que las avalanchas calientes producidas en 1975 por el volcán Ngauruhoe, Nueva Zelanda y en 1984 en el volcán Merapi, Indonesia, se movieron como un flujo granular de

densidad modificada, donde el fluido intersticial que separaba a las partículas era más denso que el medio ambiente (Lowe, 1976). Nairn y Self (1978) señalaron que la nube de ceniza que sobreyace a la avalancha fue producida por una capa turbulenta de baja densidad, la cual se separó de la parte basal de la avalancha una vez que ésta sobrepasó el quiebre en pendiente. Este súbito cambio en la pendiente provocó una disminución en la velocidad de la avalancha basal y dió lugar al desarrollo de una nube de ceniza que posteriormente se depositó como material de caída.

Mellors et al. (1988) estudió los depósitos producidos por el colapso de un domo de lava del volcán Santa Elena (EUA) en 1986. Los depósitos que describieron de la base a la cima son (Fig. 2): un depósito de avalancha (capa 1), un depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza (capa 2A), un depósito de oleada piroclástica (2B) y por último un capa de ceniza de caída (capa 2C). Según estos autores, los depósitos fueron producidos por un colapso de domo que produjo un flujo que se segregó en dos partes con la disminución de la pendiente. Esto provocó la segregación de una parte rica en bloques (capas 1), mientras que otra parte del flujo continuó su movimiento sobre pendientes menores al ángulo de estabilidad para materiales granulares, el cual al depositarse formó la capa 2A, compuesta por bloques soportados por una matriz de ceniza. Por su parte, la nube turbulenta de ceniza que sobreyacía a la parte basal del flujo (1, 2A) se

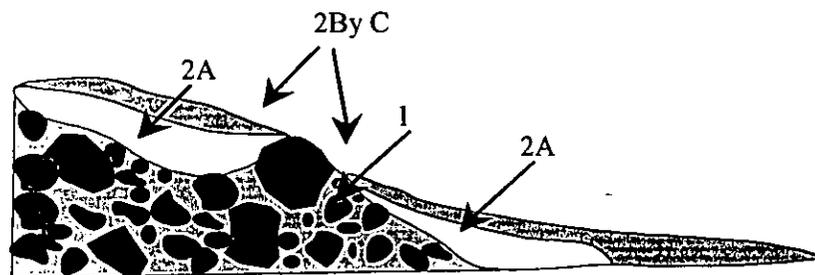


Fig. 2 sección estratigráfica de los depósitos de avalancha, flujos piroclásticos y oleadas de la erupción de 1986 en el volcán Santa Elena (tomada de Mellors et al. 1988)

separó y se movió como un flujo piroclástico secundario, el cual fue capaz de moverse sobre una pendiente menor (Fisher y Heiken 1982), emplazando una oleada piroclástica (2B), y una nube turbulenta de ceniza que posteriormente dio lugar a un depósito de ceniza de caída (2C; Fig. 2).

En estos primeros trabajos varios autores coinciden en que la avalancha basal se mueve como un flujo granular de densidad modificada en la cual los granos son sostenidos por fuerzas dispersivas derivadas de la interacción entre partículas (Nairn y Self, 1978; Denlinger, 1987; Mellors et al., 1988; Boudon et al., 1993; Fujii y Nakada, 1999). El desarrollo de frentes, levees, gradación inversa y grandes bloques soportados por una matriz, ha hecho pensar que los FBC se mueven como una corriente de densidad con una alta resistencia a la deformación *yield strength* (Nairn y Shelf, 1978; Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991; Wilson y Head, 1981).

Recientemente, Fujii y Nakada (1999) consideraron que los flujos piroclásticos tipo Merapi generados en 1991 por el volcán Unzen (Japón) fueron formados por una corriente basal turbulenta de alta concentración (cuerpo principal), una zona de fluidización intermedia y una nube superior convectiva y diluida formada por aire, gas y ceniza liberada desde la parte basal del flujo. La fragmentación en la base del flujo favoreció la generación de una zona de fluidización, capaz de moverse al frente del flujo principal como una corriente de densidad diluida independiente. Según Fujii y Nakada (1999), en pendientes elevadas, la zona fluidizada, puede moverse a mayor velocidad que el cuerpo principal del flujo. Por su parte, la generación y separación de la nube de ceniza turbulenta superior *ash cloud*, es favorecida por súbitos cambios de pendiente o barreras topográficas, ya que en estos puntos favorecen la fragmentación de las partículas que viajan en la parte basal del flujo. Estos autores retomaron la idea de Fisher y Heiken (1982), quienes fueron los primeros en proponer que una corriente de densidad secundaria se separó de la avalancha basal sobrepasando altos topográficos, para después

destruir la ciudad de San Pierre en 1902, durante la erupción del volcán Monte Pelée.

Fujii y Nakada (1999) concluyeron que la liberación de gas desde la base del flujo disminuye a medida que la fragmentación decrece, lo cual trae como consecuencia dos efectos: 1. la velocidad del cuerpo principal del flujo disminuye, y 2. las partículas sostenidas en la zona de fluidización reducen su diámetro. Este cambio trae como consecuencia que la velocidad de la zona fluidizada sea mayor a la del cuerpo principal del flujo, por lo que la primera se mueve como una oleada piroclástica. Estos autores concluyen que los lóbulos observados durante el avance de los flujos piroclásticos, pueden representar la segregación de la zona fluidizada delante del cuerpo principal del flujo y la mezcla de ésta con aire a medida que avanza sobre las pendientes del volcán (Huppert, 1986).

Recientemente, Takahashi y Tsujimoto (2000) desarrollaron un modelo numérico experimental con el cual concluyen que los flujos piroclásticos producidos el 3 de junio de 1991 en el volcán Unzen, se movieron como un flujo granular en su facies cercana a la fuente (1.6 km), donde la liberación de gas por efecto de la interacción entre las partículas fue mínima (Fig. 3). Señalaron también que su depositación sólo ocurrió en pendientes con un ángulo inferior al de estabilidad de un material granular (flujo granular $< 30^\circ$). Este proceso causó que una parte

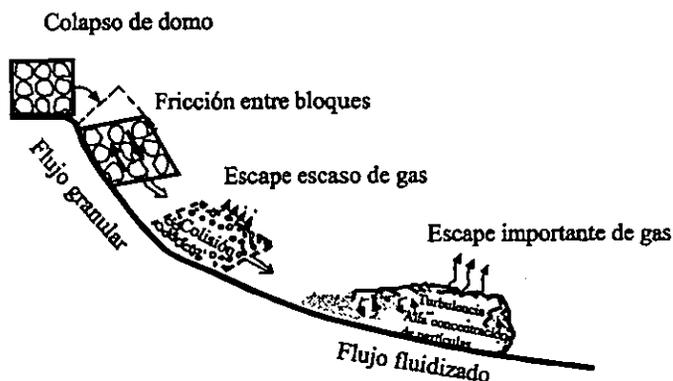


Fig. 3. Modelo de emplazamiento para flujo piroclástico tipo Merapi, propuesto por Takahashi y Tsujimoto (2000).

del flujo compuesta por partículas milimétricas siguiera avanzando, con la diferencia de que en esta parte del flujo, las partículas fueron soportadas por el escape de gases de su interior (Fig. 3): El modelo propuesto sugiere que una capa parcialmente fluidizada, es sobreyacida por otra capa fluidizada en donde las partículas son sostenidas en suspensión debido al empuje ejercido por los gases liberados en la parte basal del flujo. Cuando el flujo encuentra una disminución en la pendiente, la parte gruesa del flujo tiende a depositarse, mientras que la parte parcialmente fluidizada forma una oleada piroclástica (*ash cloud surge*), capaz de moverse en forma independiente del cuerpo principal.

III. Flujos piroclásticos tipo Merapi generados en 1991 en el volcán de Colima.

Resumen

La erupción del 16 de abril de 1991 en el volcán de Colima representó una oportunidad única para el estudio de los flujos piroclásticos tipo Merapi, generados a partir del colapso parcial de domo, debido a que se contó con testimonios orales, gráficos y excelentes afloramientos.

La principal etapa eruptiva produjo una serie de flujos piroclásticos de bloques y ceniza (FBC), que alcanzaron una distancia de 4 km sobre las barrancas Cordobán (Oeste, Central y Este). Los depósitos derivados de estos eventos, rellenaron las barrancas con espesores de más de 10 m. Sin embargo, después de siete años de erosión, los depósitos en las barrancas Cordobán Este y Oeste, fueron removidos prácticamente en su totalidad. No obstante, en el brazo Central de ésta barranca se encontró un excelente registro estratigráfico, entre las cotas 2900 a 2330 msnm. Los depósitos de FBC, se dividieron en dos facies principales una cercana y otra lejana, las cuales están claramente separadas por un cambio en la pendiente de $> 30^\circ$ a $< 20^\circ$ ubicado aproximadamente a 2 km del volcán.

En la facies cercana (< 2 km), los depósitos son masivos con ~ 1 m de espesor, soportados grano a grano, aunque en algunos puntos se observó una escasa matriz del tamaño de la arena gruesa soportando tanto a bloques como gravas. La facies lejana está compuesta por al menos tres unidades de flujo, con un espesor total de ~ 10 m. Cada unidad es masiva con bloques soportados por una matriz del tamaño de la arena media a fina. Es frecuente observar la concentración de bloques en la cima del depósito. En general estos depósitos presentan una tendencia a mostrar una gradación inversa con una mala selección.

Una capa fina de ceniza con estratificación cruzada, está presente en algunos puntos sobreyaciendo a las dos facies descritas. Los parámetros sedimentológicos mostraron que en los depósitos de las dos facies, la fragmentación se incrementó con la distancia. En su parte cercana, el flujo se comportó como un flujo granular (avalancha basal), en donde la interacción entre las partículas produjo

inmediatamente una nube de ceniza diluida (*ash cloud*) que viajaba por encima de la parte basal del flujo. El alcance máximo del flujo granular depende del ángulo de reposo y del volumen de material involucrado desde la fuente. Si la avalancha cuenta con suficiente material y velocidad como para poder sobrepasar el quiebre en pendiente, es muy posible que la fragmentación de las partículas aumente considerablemente con la distancia. Este fenómeno produce un cambio en la reología del flujo, por lo que su movimiento cambia de un flujo granular inercial a un flujo pseudo - viscoso en la facies distante, el cual presenta una importante resistencia a la deformación (*yield strength*). El paso del flujo por el quiebre en pendiente produce además una disminución notable en la velocidad causando la pérdida de su capacidad de transporte (sedimentación de partículas gruesas) y turbulencia (pérdida de material fino) y la formación de una nube de ceniza. Este proceso deriva en el desarrollo de una oleada piroclástica (*ash cloud surge*), que se propaga al frente de la parte basal del FBC, y en los estadios finales de movimiento, una nube de ceniza se levanta, dando lugar a su depositación por caída.

III.1. Introducción

En 1991 y después de un periodo de quietud de 10 años, el volcán de Colima inició un nuevo período de actividad magmática, el cual culminó con la extrusión de un domo de lava exógeno (Ui et al., 1999) y la formación de una serie de flujos piroclásticos de bloques y ceniza de volumen pequeño.

Este episodio eruptivo tiene un interés particular debido a que se cuenta con un excelente registro estratigráfico, sísmico, fotográfico, videográfico y un número importante de testigos (Lermo et al., 1993; Nuñez et al., 1994; Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991). Después de siete años de erosión, los depósitos de 1991 mostraron excelentes afloramientos en la barranca Cordobán Central, entre las cotas 2900 y 2330 msnm. En 1997-1998, antes del inicio de la última erupción de

noviembre de 1998, se hizo un estudio estratigráfico detallado de los depósitos con la toma de muestras para análisis sedimentológicos y de componentes. La erupción de 1998 produjo tres flujos de lava que cubrieron a los depósitos de 1991 en los tres afluentes de la barranca Cordobán.

En algunos trabajos de varios volcanes alrededor del mundo se han examinado depósitos de FBC y se han descrito únicamente secciones aisladas de éstos. Sin embargo, hasta el momento no se ha descrito una secuencia estratigráfica completa que muestre las diferencias entre los depósitos cercanos y distantes desde la fuente. En este trabajo se presentan datos sobre la estratigrafía, sedimentología y componentes de los depósitos de la actividad de 1991 en el volcán de Colima y su variación con la distancia a la fuente. La correlación de estos datos con el registro de la erupción permite presentar un modelo conceptual bien fundamentado, que explica los mecanismos de transporte y depositación para este tipo de flujos piroclásticos.

III.2. Reseña de la erupción.

En marzo de 1990, el volcán de Colima presentó señales de reactivación consistentes en fumarolas detectadas en la cima del volcán, con temperaturas del orden de los 500 a 600 °C (Connor et al., 1991). La actividad fumarólica decreció en los meses de marzo y abril hasta los primeros días del mes de noviembre. En diciembre de 1990, fueron reportados los primeros derrumbes, la aparición de pequeñas fracturas y una baja en la temperatura de las fumarolas a 200 C°. En febrero de 1991, fueron observadas nuevas fracturas (Connor et al., 1991). La actividad sísmica que acompañó la erupción presentó cinco crisis que van de febrero de 1991 a diciembre del mismo año (Núñez-Cornú et al., 1994). Los sismos fueron localizados bajo el volcán Nevado de Colima, 5 km al norte del volcán de Colima. El 1° de marzo de 1991 se reportó la extrusión de un domo andesítico de aspecto escoriáceo en la cima del volcán (59.7 % SiO₂; Connor et al., 1991). El día 2

de marzo el domo presentaba un diámetro de 27 m por 6.5 m de alto; el 27 de marzo éste ya presentaba 100 m de diámetro y 20 a 30 m de altura (GVN, 1991; Connor et al., 1991; Núñez-Cornú et al., 1994).

El 16 de abril de 1991, alrededor de las 16:00 horas (hora local), y después de una serie de sismos poco profundos, la porción suroeste del antiguo domo se colapsó, dando paso a la generación de una serie de flujos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Merapi, los cuales se emplazaron de forma discontinua durante las siguientes tres horas (Rodríguez-Elizarrarás, et al., 1991). Entre febrero y diciembre de 1991, Núñez-Cornú et al. (1994) contaron más de 1800 derrumbes o pequeñas avalanchas, incluyendo las del 16 de abril. La erupción de 1991, finalizó con la extrusión de un flujo de lava que alcanzó 2.5 km por el brazo oeste de la barranca Cordobán.

El 16 de abril de 1991 se lograron realizar un número importante de observaciones, fotografías y videos de los FBC, donde se observó que los FBC fueron el producto de colapso parcial del domo, similar a lo observado en el volcán Unzen en 1991 (Sato et al., 1992). Las observaciones sobre el proceso de formación de los flujos piroclásticos en la zona cercana al volcán, mostraron las siguientes características (Fig.4): 1) impactos de bloques lanzados desde el frente del flujo en el momento de su avance sobre las pendientes del volcán, lo cual produjo pequeñas y aisladas nubes de ceniza, 2) un frente frecuentemente cubierto por una nube de ceniza poco densa, 3) cuando el frente de flujo logra verse, éste presenta un espesor de unos cuantos metros, y se muestra como una nube cargada de ceniza en forma de lengua alargada, desplazándose a nivel del terreno y lanzando algunos bloques en forma balística desde su frente. En la parte lejana se observó: (Fig. 4): 1) una nube turbulenta densamente cargada de ceniza que cubrió la superficie del terreno por donde va desplazándose, 2) el flujo se mueve por los bajos topográficos o barrancas, sin que éste sea totalmente confinado, 3) ocasionalmente son lanzados bloques desde el frente del flujo donde localmente la pendiente es mayor. Las

observaciones muestran cómo, ocasionalmente, se desarrolla una nube de ceniza de espesor considerable, detrás de la parte frontal del flujo.

III.3. Características de los depósitos de los FBC.

Según Rodríguez-Elizarrarás et al. (1991), en el momento de su formación, los flujos piroclásticos del 16 de abril de 1991 se segregaron en una parte densa basal y una nube turbulenta compuesta de ceniza, la cual viajaba por encima de la parte densa (Fig. 4). Los flujos fueron controlados por la topografía y se encauzaron por los tres brazos principales de la barranca Cordobán (Este, Central y Oeste), donde alcanzaron una distancia máxima de 4 km ($H/L = 0.47$) (Fig. 5a).

La superficie de los depósitos de FBC, se caracterizó por presentar una serie de lóbulos sobrepuestos, donde era frecuente encontrar bloques en la superficie, soportados por una matriz del tamaño de la arena media a gruesa o soportados por bloques, dentro de una muy escasa matriz (Fig. 5b). En varios puntos se observó el desarrollo de levees marginales, los cuales están formados por bloques soportados por bloques y en ocasiones con una escasa matriz. En general los depósitos presentaron mala selección, eran poco consolidados y los bloques estaban soportados por una matriz de arena media a fina. El volumen total de los depósitos fue del orden de $0.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ (FBC = $120000.0 \text{ m}^2 \times 6.0 \text{ m}$ y para los depósitos de caída $706000000 \text{ m}^2 \times 0.001 \text{ m}$), incluyendo los depósitos de la nube de ceniza (Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991). Estos autores identificaron marcas en los árboles a una altura de 2 m con lo que mostraron que los flujos estaban parcialmente inflados al momento de pasar por estos puntos. La vegetación fue derribada casi totalmente o doblada en la dirección del flujo pero no fue carbonizada, aunque algunos magueyes estaban cocidos.

Rodríguez-Elizarrarás et al. (1991), señalaron que el desarrollo de frentes y levees, así como la presencia de bloques en la superficie de los depósitos, eran una clara muestra de que éstos fueron emplazados por un flujo denso con una alta

esistencia interna (*yield strength*) donde los bloques eran soportados por una matriz.

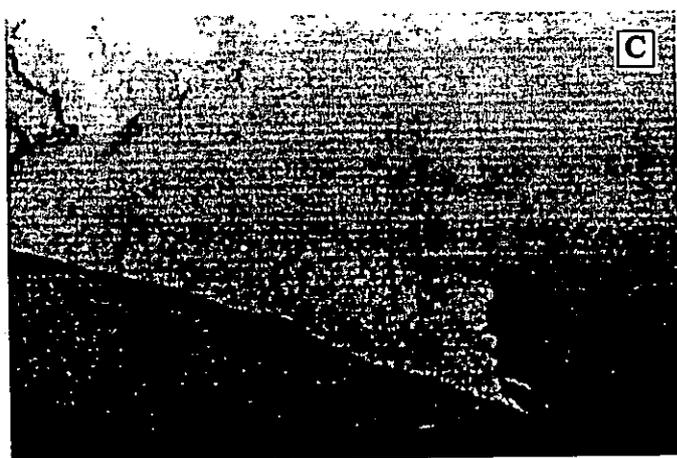
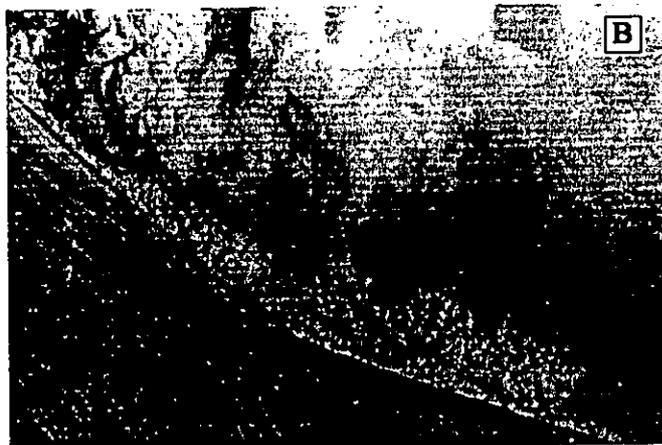


Fig.4. Vista aérea del flujo piroclástico del 16 de abril a). Domo nuevo y generación de un flujo piroclástico desde el cráter, b). Flujo piroclástico moviéndose a través las pendientes del volcán de Colima y c). Frente de flujo moviéndose sobre una pendiente de bajo ángulo (fotografías de Gómez Hoffman).



Fig. 5a. Distribución de los depósitos de flujos piroclásticos de 1991 en las barrancas Cordobán (foto C. Siebe, 1991).

III.4. Estratigrafía y distribución de los depósitos.

En 1998, los depósitos de FBC de 1991, estaban expuestos únicamente a lo largo de la barranca Cordobán Central, éstos fueron casi completamente removidos en los brazos Este y Oeste (Fig. 6). Con el propósito de analizar con detalle los depósitos existentes en la barranca Cordobán central, se estudiaron 8 secciones estratigráficas en una distancia de 3 km entre la cota 2900 y 2330 msnm (Fig. 7).



Fig. 5b.- Superposición de unidades de flujo en la barranca Cordoban Oeste, donde los frentes y levées están bien desarrollados (foto tomada por C. Siebe)

Estas fueron tomadas como base para construir una columna estratigráfica compuesta, que consta de cinco unidades que de la base a la cima se han denominado como : F₁ flujo (FBC) , S₁ surge u oleada piroclástica, F₂ flujo (FBC), F₃ flujo (FBC), AF₁ caída de ceniza (Fig. 7).

Las secciones estratigráficas más completas y donde fue posible observar todos los depósitos se ubicaron en la parte cercana a la fuente y antes del quiebre en pendiente, entre 0 y 2 km (puntos 1, 2; Fig. 6). Después de este punto (facies lejana), sólo fue posible reconocer los depósitos de F₃ y AF₁ (puntos 6 y 7, Fig. 7). Todos los depósitos observados presentaron los mismos componentes, que consisten en:

andesita gris densa >> vidrio > cristales de plagioclasa > andesita roja alterada > pómez beige de la erupción de 1913. Dado que la andesita gris densa representa el componente más común de los depósitos con más del 70% en peso, se considera a los depósitos de 1991 como monolitológicos.

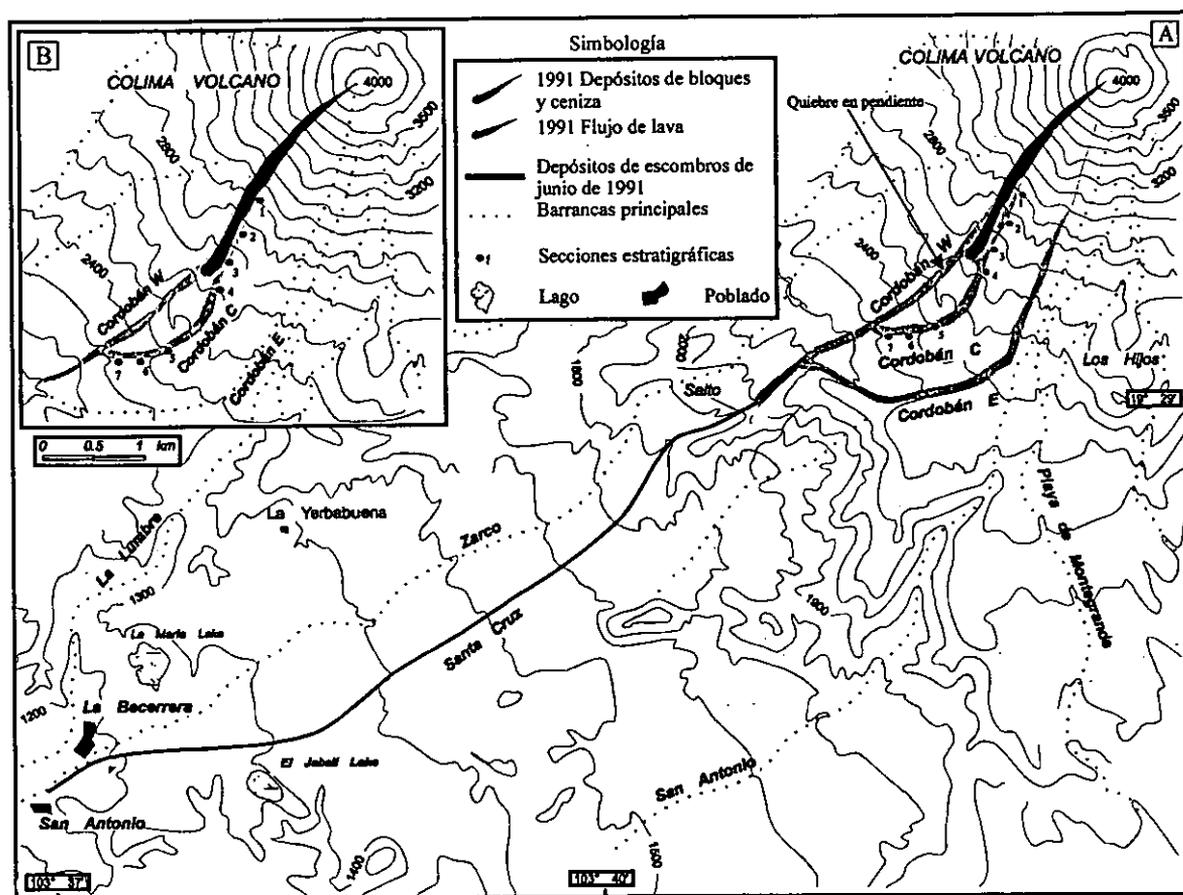


Fig. 6. A. Mapa topográfico que muestra la distribución de los depósitos después de la erupción de 1991, así como la localización de los puntos estudiados, y B. muestra los remanentes de los depósitos durante el trabajo de campo en 1998.

III.4.1. Depósito de los flujo piroclástico de bloques y ceniza F_1 .

F_1 , es un depósito monolitológico gris claro con un espesor que varía entre 0.25 m en la parte cercana y 1.4 m en su parte más lejana. Es masivo y los clastos son soportados por clastos, aunque puede existir una matriz escasa del tamaño de la arena gruesa (Fig. 8). En general, los clastos son del tamaño de la grava. Sin

embargo, se observaron bloques de 10-20 cm y hasta de más de 2 m de diámetro en el punto 2 (Fig. 9). Esta unidad se observa hasta una distancia máxima de la cima de 1.5 km, posteriormente se acuña y se pierde (2785 m.snm, $H/L=0.72$). Se estima un volumen del orden de $3 \times 10^{-5} \text{ km}^3$ ($0.04 \text{ km}^2 \times 8 \times 10^{-4} \text{ km}$).

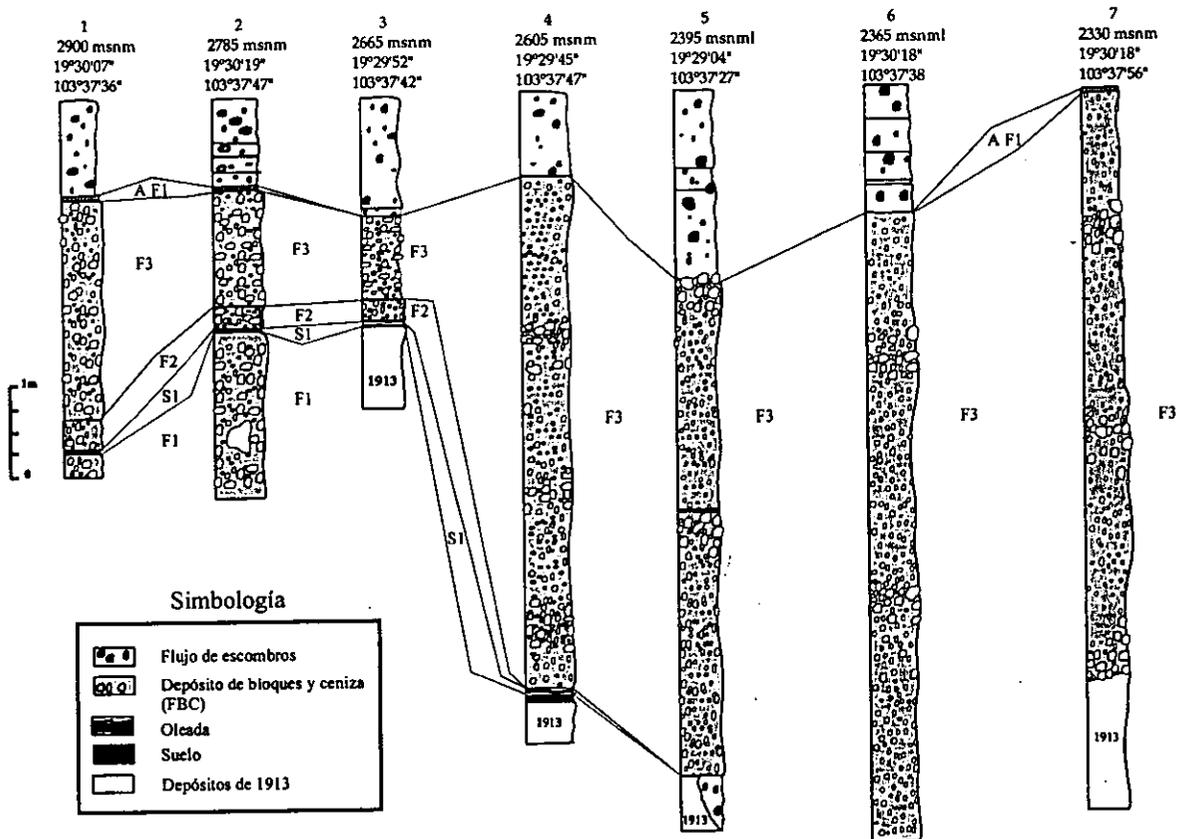


Fig. 7. Correlación longitudinal de las secciones estratigráficas seleccionadas a lo largo de la barranca Cordoban Central. F₁, F₂, F₃ son depósitos de FBC, S₁ oleada piroclástica y AF depósito de caída.

III.4.2. Depósito de oleada piroclástica S₁ (surge).

S₁ es un depósito rosa de entre 0.3 y 5.5 cm de espesor, compuesto por partículas del tamaño de la arena fina y limo (Fig. 10). Ocasionalmente presenta gradación inversa y un contacto inferior erosivo (punto 4, Fig. 10 A y B). En el punto 4, S₁ está formado por tres horizontes finos (1, 3 y 1.5 cm de la base a la cima; Fig. 7). En su interior es común encontrar trozos de vegetación quemada. Este depósito fue



Fig. 8. Vista hacia el sur de la barranca Cordoban Central, depósitos expuestos en la facies cercana y un amplio abanico en la facies lejana. La morfología de hummocks corresponde a depósitos de avalancha de escombros del volcán de Colima, la flecha muestra la parte lejana de la Barranca Cordoban Este.

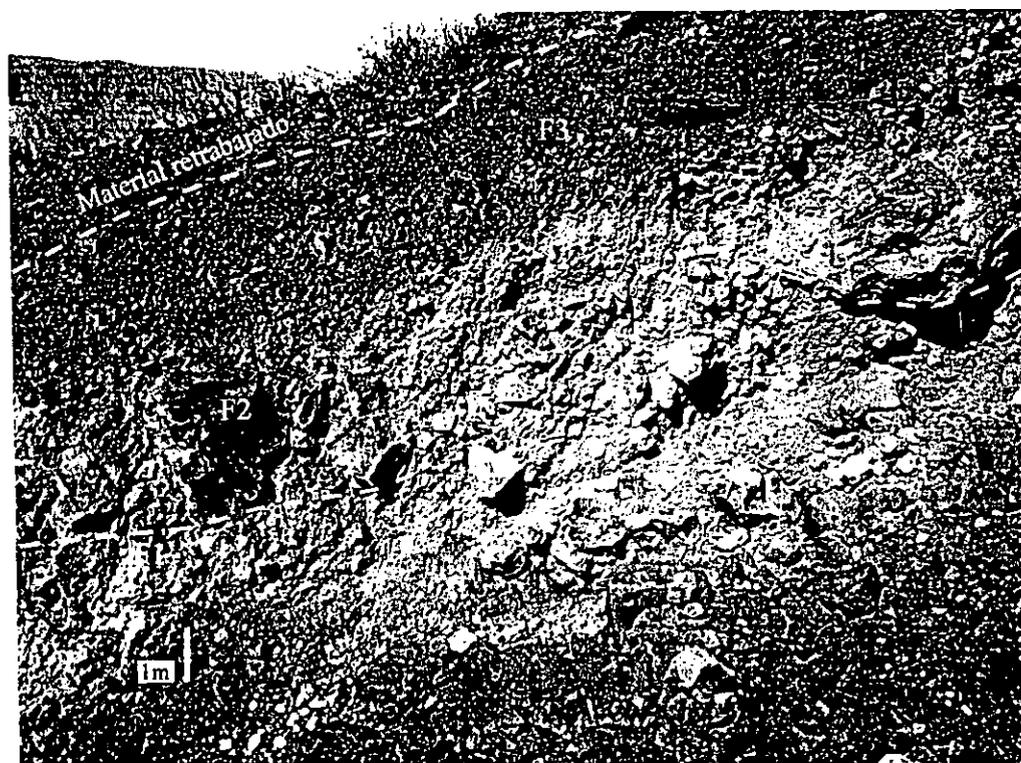


Fig.9. Vista del punto 1 en la facies cercana, donde F₁, F₂ y F₃ están expuestas, en la cima material retrabajado.

observado en las márgenes de la barranca, donde la vegetación fue doblada en la dirección del flujo y los magueyes fueron cocidos. Este depósito fue reconocido en los puntos 1, 2 y 4, hasta una distancia de 2.4 km y se le estimó un volumen de $1.2 \times 10^{-6} \text{ km}^3$ ($0.48 \text{ km}^2 \times 2.5 \times 10^{-5} \text{ km}$).

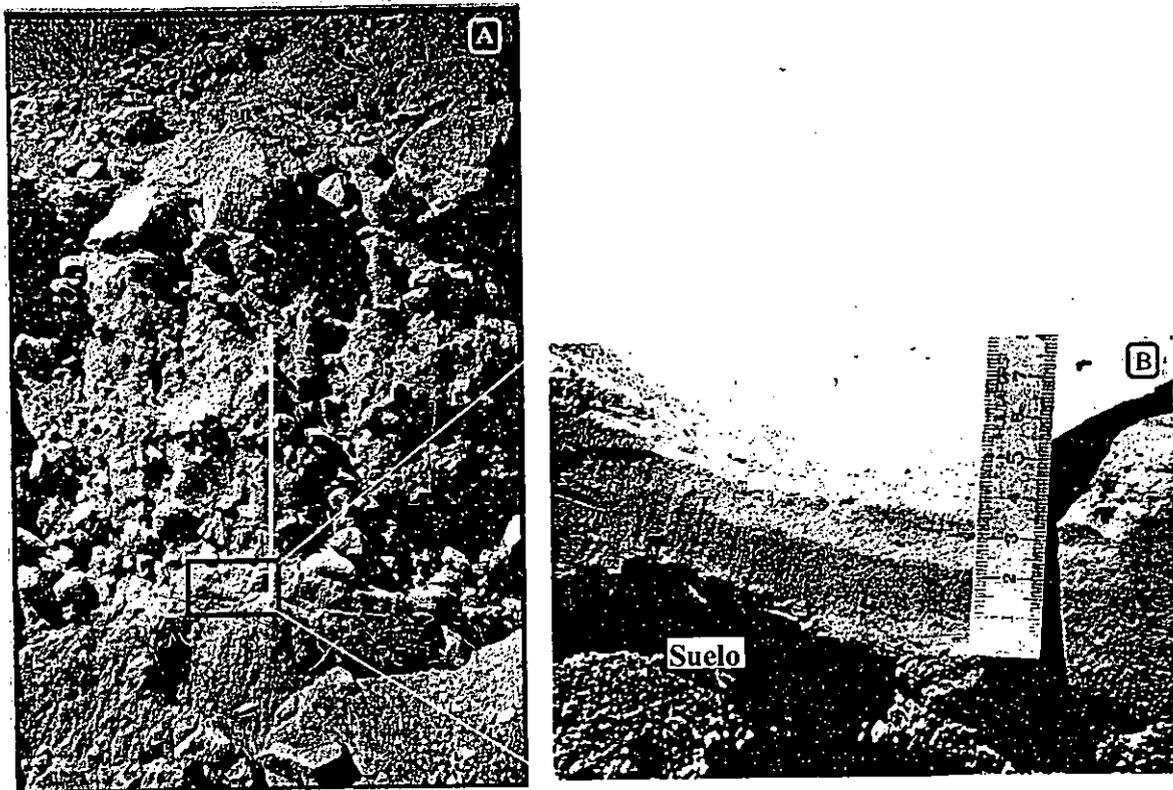


Fig. 10. A. Detalle de los depósitos de la unidad S_1 en el sitio 4, en este punto el depósito está compuesto por una capa delgada de arena fina. B. En la base se observa su contacto erosivo.

III.4.3. Depósitos de los flujo piroclástico de bloques y ceniza (F_2).

F_2 es un depósito gris claro, monolítico, de 25 a 40 cm de espesor, masivo y compuesto principalmente por clastos de andesita gris del tamaño de la grava, soportados por una matriz del tamaño de la arena gruesa. Los bloques mayores presentaron un diámetro promedio de 19 cm, su contacto inferior es plano,

mientras que el superior se caracteriza por un cambio textural (Fig. 8). F₂ fue correlacionado en los puntos 1, 2 y 3 (Fig. 7) y alcanzó una distancia de 2.2 km, posteriormente el depósito acuña entre los puntos 3 y 4 (2665 msnm, H/L = 0.6) con un volumen de $2 \times 10^{-4} \text{ km}^3$ ($0.05 \text{ km}^2 \times 4 \times 10^{-4} \text{ km}$).

III.4.4. Depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza F₃.

F₃, es un depósito gris claro monolitológico, masivo y compuesto de bloques angulares y subangulares de andesita gris soportados por una matriz del tamaño de la arena media a gruesa. El espesor varía de entre 1 y 3 m en la facies cercana y 7.4 m en la facies lejana (punto 6, Fig. 11).

En su facies cercana (punto 2; Fig. 7), el depósito presenta bloques de 1.5 m de diámetro en promedio, los cuales en algunos puntos están soportados grano a grano o bien por una escasa matriz del tamaño de la arena fina.

En la facies lejana (puntos 6 y 7, Fig. 11), los bloques tenían un diámetro promedio, de 72 cm, están soportados por una abundante matriz del tamaño de la arena media a gruesa y presenta una gradación inversa.

Los depósitos de FBC que conforman F₃, se asocian a la etapa eruptiva más activa de la erupción de 1991. Esta corresponde al 16 de abril de 1991, fecha en la cual se emplazó un número indeterminado de FBC. En la barranca Cordoban Central, los depósitos F₃ están compuestos por tres unidades de flujo con características texturales similares. La parte superior de cada unidad de flujo, se caracteriza por presentar un importante número de bloques alineados en la dirección del flujo (Fig. 11). En el punto 5, se pudo observar una capa fina discontinua de 0.003 m de espesor compuesta de ceniza del tamaño de la arena fina que marca el límite entre dos de estas unidades de flujo.

Más allá del punto 7 (Fig. 6), los depósitos habían sido removidos por la erosión, sin embargo, Rodríguez-Elizarrarás et al. (1991) reportan que los depósitos alcanzan una distancia de 4 km de la fuente llegando hasta la cota 2100 msnm

($H/L = 0.44$). En la barranca estudiada cubrió un área de 0.08 km^2 con un espesor promedio de 7 m, por lo que se le calculó un volumen de $6 \times 10^{-3} \text{ km}^3$. Por lo tanto, la unidad- F_3 constituye el depósito más importante generado durante la erupción de 1991.



Fig. 11. Vista del punto 6, unidad F_3 , donde los bloques están soportados por una matriz de arena. Las unidades afloran en ambas laderas y están separadas por una concentración de bloques alineados en su cima.

III.4.5.- Depósito de caída aérea AF_1 .

AF_1 , es un depósito de color gris claro, en la barranca Cordoban Central presenta un espesor de alrededor de 2.0 cm, entre 1.5 y 4 km de distancia a la fuente (Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991). Es masiva y está compuesta por ceniza del tamaño de la arena media. En el presente trabajo la unidad no se observó completa. En los márgenes de las barrancas, se observa lapilli acrecional y estructuras de desgasificación (punto 2; Fig. 7). La ceniza AF_1 fue transportada por los vientos dominantes con una dirección hacia el este-sureste, afectando a los poblados de Tonila y Quisería a 13 km, así como el aeropuerto de Colima ubicado a 30 km de

distancia. Rodriguez-Elizarrarás et al. (1991) estimaron un volumen de $1 \times 10^{-4} \text{ km}^3$ para esta unidad.

III.5.- Sedimentología.

Se realizaron 23 análisis granulométricos, en los que se determinó un espectro granulométrico comprendido entre -5ϕ y 9ϕ . Las fracciones comprendidas entre -5ϕ y 4ϕ , se tamizaron en seco, mientras que por el método de pipeta se obtuvo el porcentaje en peso de las fracciones más finas (5ϕ a 9ϕ). Los valores obtenidos fueron graficados en forma de histogramas y se presentan en porcentaje en peso de grava, arena y limo-arcilla en la tabla 1.

Tabla 1. Granulometría de los depósitos de bloques y ceniza de la erupción de 1991. En la columna de la izquierda aparecen los puntos muestreados en las diferentes unidades.

Unidad	Distancia en km	Grava en wt%	Arena en wt%	Limo y arcilla en wt%	Arcilla en wt%	Md en phi	σ en phi
F1							
Punto 1	1.8	55.12	41.67	3.2	0.07	-3.20	2.78
Punto 2	2.0	52.61	44.32	3.08	0.13	-2.75	2.80
S1							
Punto 1	1.8		73.68	26.32	0	4.45	0.42
Punto 2	2.0		73.45	26.55	0	5.25	0.72
Punto 3	2.4		48.09	51.92	5.42	5.25	0.82
Punto 4	2.6	35.93	38.97	25.1	0	5.30	0.53
Punto 5	3.3	12.89	75.51	11.62	0	5.20	2.63
F2							
Punto 1	1.8	34.19	59.71	5.24	0.48	-0.90	2.95
Punto 2	2.0	38.39	54.57	7.05	0	-1.30	3.18
Punto 3	2.4	42.99	53.96	3.06	0	1.20	3.05
F3							
Punto 1	1.8	45.55	51.83	5.63	0.29	-1.95	3.03
Punto 2	2.0	53.18	44.48	2.36	0	-2.45	2.82
Punto 3	2.4	31.34	63.01	5.66	0	-0.60	2.73
Punto 4	2.6	21.33	70.29	8.38	0	-0.25	0.25
Punto 5	3.3	36.79	55.2	8.01	0	0.40	3.10
Punto 6	3.8	48.3	47.3	4.38	0	-0.95	3.53
Punto 7	4.0	41.6	51.6	6.7	0	-0.65	3.35
FA1							
Punto 1	1.8		45.24	54.76	0	4.9	1.60

Porcentaje en peso = %, $Md\phi$ = mediana y $\sigma\phi$ = selección. La distancia en kilómetros esta referida a la cima del volcán.

Los análisis granulométricos de los depósitos de F_1 mostraron un incremento en el contenido de arena con respecto a la distancia a la fuente de 41 a 44 %, mientras que el contenido de limo y arcilla se mantiene constante de 3.2 a 3.08 % (punto 1, 2; Tabla 1). Los histogramas de esta unidad muestran una curva bimodal cerca de la fuente con picos en -4ϕ y 0ϕ y son asimétricos hacia la parte gruesa de la curva (Fig. 12A). Estadísticamente tienen una mediana (M_d) de -3.20, -2.75 entre los puntos 1 y 2, lo que indica que tanto la fragmentación como la selección del depósito ($\sigma\phi = 2.80\phi$ a 2.78ϕ) a se incrementaron con la distancia (Tabla 1).

Los depósitos que corresponden a S_1 , están constituidos por partículas entre los tamaños -3ϕ y 8ϕ . Esta unidad presentó un pequeño decremento en el contenido de arena de 74% en las partes cercanas (1.75 km) a 39 y 48% en las partes distantes, aunque aumenta a 75% en el punto 5 (2.4 km, Tabla 1). El contenido de limo y arcilla presentó un aumento de 26 a 52% en los puntos 1 a 3. Mientras que en las localidades más distantes ubicadas a más de 3.1 km (puntos 4, 5), decreció a 25 y 12%. Los histogramas de distribución tienen una curva polimodal con picos en los puntos 2, 4 y 5 principalmente (Fig. 12A), mientras que en los sitios 1 y 3 (muestras 4a, b y c), la forma de la curva es bimodal. El valor de M_d , varía de 4.45ϕ a 5.20ϕ , entre los puntos 1 y 4, lo que indica que la unidad se hizo más fina con la distancia y su valor de selección ($\sigma\phi$) se incrementó de 0.42ϕ a 2.63ϕ . En general las curvas de distribución de la unidad presentaron una asimetría hacia la porción fina, mientras que en los puntos 1 y 4 presentaron colas en ambas direcciones (Tabla 1).

Los depósitos F_2 tuvieron una disminución en el contenido de arena del 60% (punto 1) a 54% (punto 3). Mientras que el contenido de limo y arcilla presenta variaciones en los tres primeros puntos al disminuir de 5% a 3.5 % y de nuevo aumentar a 7 % en el punto más distante. Por el contrario, las partículas gruesas de entre -2ϕ y -5ϕ se incrementaron de 34 a 43%.

Las curvas de distribución son polimodales en los puntos 2 y 3 y bimodales en el punto 1 con picos en -4ϕ y 0ϕ (Fig. 12A). Todas las curvas mostraron asimetría

hacia la parte gruesa de los histogramas. La unidad presentó una Md que varía de -0.9ϕ a -1.30ϕ , mientras que los valores de selección ($\sigma\phi$) varían de 2.95ϕ a 3.18ϕ (Tabla-1).

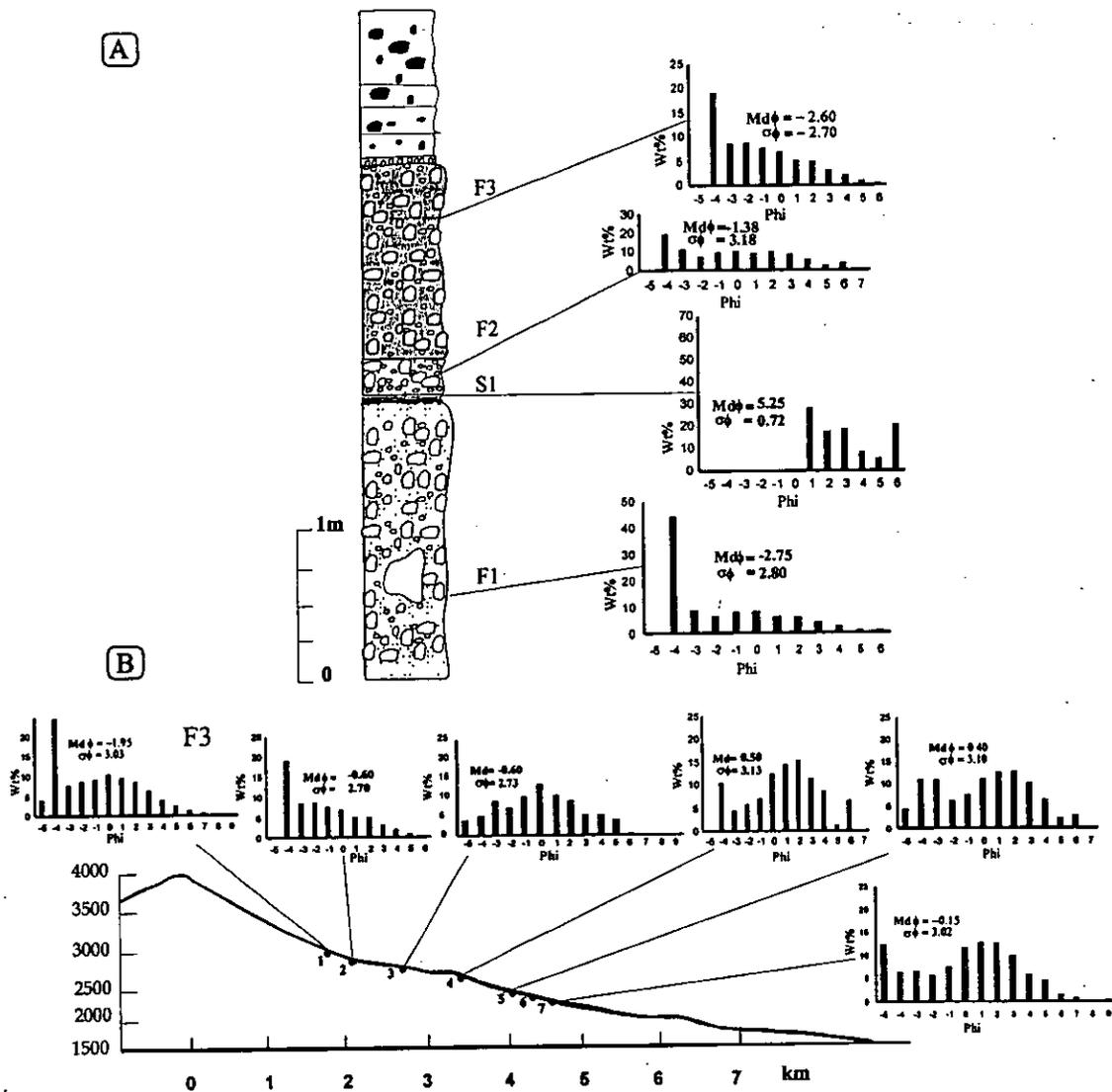


Fig. 12.- A) Histogramas de los depósitos en el punto 2, donde se muestran las características granulométricas de los diferentes depósitos generados en la erupción de 1991 (los detalles de todos los depósitos se presentan en la Tabla 1) y B) Muestra los histogramas de F₃, desde el punto 1 (facies cercana) al punto 7 (facies lejana).

Los análisis sedimentológicos de la unidad F₃, se realizaron tomando como base la unidad inferior (Fig. 7), donde se tiene un espectro completo de las fracciones (-5 a 9 phi). En general, F₃ presenta una curva bimodal con modas en -4 y 0 phi en la parte cercana y de -5 y 1 phi en su porción lejana (Fig. 12b). Los parámetros de

selección decrecen con la distancia de 3.03 phi (punto 1) a 0.25 phi (punto 4), después de este sitio, los valores de selección aumentan (3.10-3.53 phi) lo que hace pensar en la incorporación de material (*bulking*; Tabla 1).

La tabla 1, muestra las variaciones del contenido de grava, arena y limo-arcilla de la unidad F₃, donde se observa la variación del tamaño de partícula con relación a la distancia a la fuente. En ésta se observa un importante decremento de grava (partículas de entre -4 y -2 phi) de 45 a 21 % entre los puntos 1 y 4 y un aumento de 41 % en el punto más distante (punto 7). Mientras que en el mismo intervalo la arena aumenta de 51 a 70 % y disminuye a 52 % en el punto 7. Por su parte, el limo aumenta de 5 a 8 %. Las fracciones -2, -1 y 0 phi y 1, 2, 3 y 4 phi presentan un importante incremento en el punto 3 (Fig. 13).

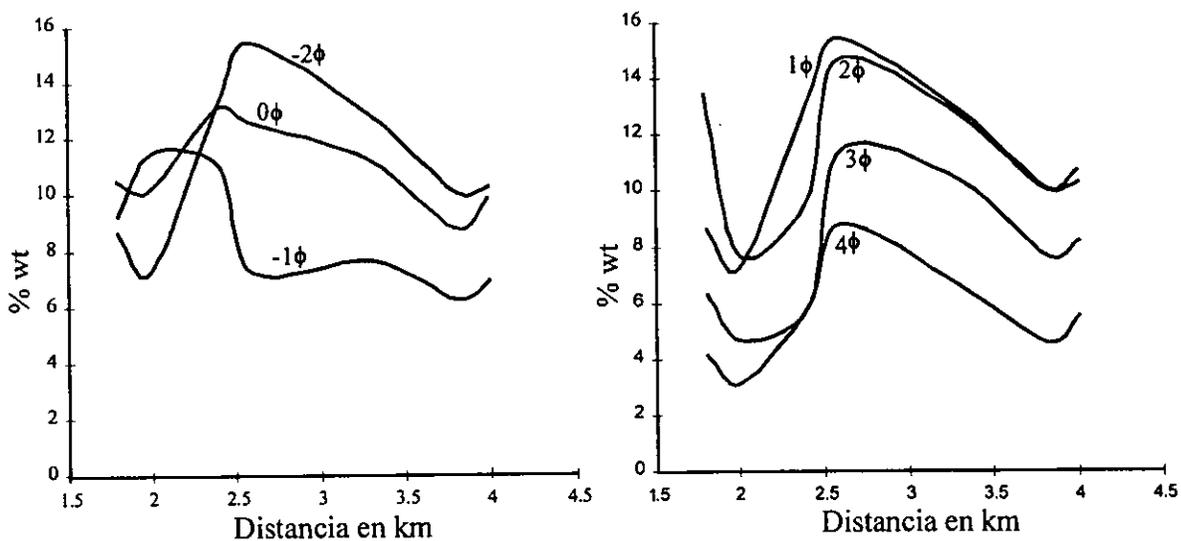


Fig. 13. Variaciones en porcentaje en peso (%wt) de F₃, de las fracciones -2, -1, 0 phi y 1, 2, 3 y 4 phi, con relación a la distancia a la fuente.

Los depósitos de AF₁ están representados entre las fracciones 0 phi y 1 phi y sólo fueron reconocidos en los puntos 1,2, y 5. Donde se observó una disminución de partículas de arena del 45 a 37%, lo cual contrasta con el aumento de 55 a 63% de limo-arcilla. En general, estos depósitos presentaron una distribución bimodal con una asimetría hacia la parte fina de los histogramas. Por su parte los valores de la

mediana ($Md\phi$) fueron relativamente constantes de 4.9 y 4.2, mientras que los valores de selección se incrementaron con la distancia a la fuente de 0.16 a 1.30.

III.6. Análisis de componentes.

Se realizaron un total de 72 análisis de componentes en 10 muestras seleccionadas de los puntos 1, 2 y 7. Los puntos seleccionados, están ubicados en la parte cercana, media y distante. Por lo que la intención de seleccionar estos puntos, fue el de analizar las posibles variaciones de los diferentes componentes con la distancia a la fuente. Seis de estos análisis fueron realizados en las fracciones 0 a 4ϕ , mientras que los restantes se hicieron en el intervalo de -5ϕ a 4ϕ . Los depósitos F_1 , F_2 y F_3 , están formados principalmente por líticos accesorios (Tabla 2), derivados de la fragmentación del domo viejo y de las paredes alteradas del cráter. La unidad F_3 esta constituida por clastos accesorios, los cuales constituyen entre el 70 y 100% de las fracciones -5ϕ a -1ϕ . En orden de importancia el segundo componente es el vidrio con 20-70% en las fracciones 2ϕ , 3ϕ y 4ϕ . Por su parte, los clastos rojizos de andesita alterada derivados del domo viejo y de las paredes del cráter constituyen entre el 10 y el 38 % de las fracciones finas de 1 a 4ϕ (Fig. 14).

Los depósitos de 1991 presentaron un claro incremento en el contenido de clastos de andesita alterada, tanto en sentido vertical de 14 a 30 %, como en sentido horizontal entre los puntos 1, 2 y 3 (Tabla 2). La unida F_2 tiene el más alto contenido en clastos de andesita alterada, variando entre el 10 y 25 %, aún mayor que la unidad F_3 . En general, el contenido de líticos juveniles en los depósitos de 1991 fue del orden de 1.5 % en las tres primeras unidades y 2.2 % en la unidad F_3 (Fig. 14; Tabla 2).

Por su parte, el contenido de pómez (depósitos de 1913) y cristales, en su conjunto, nunca sobrepasaron el 1%.

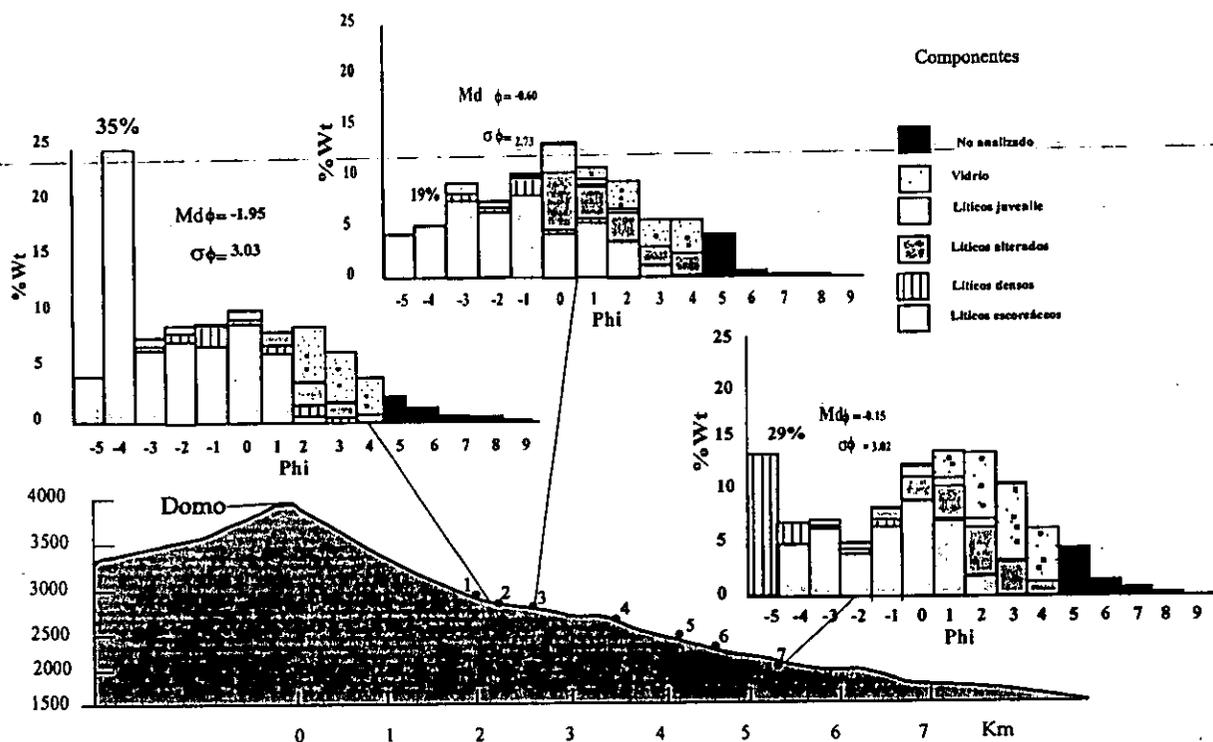


Tabla 2. Componentes de los depósitos de flujos piroclásticos de 1991

% wt es el porcentaje en peso de los diferentes componentes y de la pómez de los depósitos de la erupción de 1913. P. densos = líticos accesorios poco densos.

Unidad	% wt P. densos	% wt Densos	% wt Alterados	% wt Juveniles	% wt Pómez (1913)	% wt Vidrio	% wt Cristales
F1							
Punto 1	61.79	8.64	14.14	0.73	0.00	14.47	0.21
S1							
Punto 1	25.32	4.70	23.47	1.47	0.00	45.14	0.00
Punto 2	5.84	0.17	29.74	0.84	0.00	63.16	0.26
Punto 2	7.89	0.52	27.00	0.57	0.00	63.91	0.10
Punto 2	16.10	1.32	30.43	0.98	1.48	49.23	0.45
F2							
Punto 1	69.03	5.87	14.86	0.68	0.00	9.58	0.00
Punto 3	53.03	4.18	26.50	1.02	1.14	13.96	0.09
F3							
Punto 1	62.35	8.49	10.69	0.36	0.00	18.30	0.13
Punto 3	53.03	4.19	26.56	1.02	1.14	13.96	0.09
Punto 7	44.54	24.50	12.78	2.25	0.04	15.74	0.10

Los depósitos de la erupción de 1913 se encuentran esparcidos por toda esta región y se caracterizan por presentar un color pardo claro y estar constituidos por pómez y ceniza, la pómez presenta un color beige y es rica en cristales de hornblenda.

III.7. Interpretación cronológica de los depósitos de FBC.

La columna estratigráfica compuesta de los depósitos de la erupción de 1991 consta de cinco unidades, las cuales, al parecer fueron emplazadas al menos por tres grandes eventos o colapsos gravitacionales de un domo que ocupaba la cima del volcán de Colima. El primer colapso de éste, inició el 16 de abril a las 16:00 hrs. tiempo local, y continuó por al menos 3 hrs. Antes de esta fecha no se reportan FBC, por lo que prácticamente todos los depósitos descritos en este trabajo fueron el resultado de una serie de colapsos sostenidos ocurridos el 16 de abril de 1991. Los depósitos F_1 y S_1 , corresponden a un FBC relativamente pequeño, que sólo alcanzó una distancia de 1.5 km de la fuente, es decir, antes del quiebre de la pendiente (Fig. 4). El flujo se separó en dos partes: una avalancha densa basal, donde los bloques eran soportados por bloques (F_1), y una nube de ceniza (*ash cloud*) (S_1) que cubrió la avalancha basal, la cual alcanzó una distancia de 2.2 km. Esto muestra que S_1 presentó una mayor movilidad que F_1 , ya que la distancia que recorrió fue mayor 0.7 km que la alcanzada por F_1 . Los depósitos de S_1 se observaron hacia la base de la secuencia y erosionaron el suelo de 1991 (punto 4; Fig. 10). Este depósito (S_1), es interpretado como el producto de una oleada piroclástica (*ash cloud surge*) (Denlinger, 1987; Fujii y Nakada, 1999).

El colapso continuo del domo y un aumento en el volumen de material removido generó otros colapsos gravitacionales con la formación de igual número de flujos piroclásticos (depósitos de F_2 y F_3) con alcances de 2.2 y 4 km, respectivamente. El segundo flujo piroclástico (F_2), transportó partes importantes del domo antiguo, ya que éste presenta un mayor contenido de líticos de andesita alterada en comparación con los depósitos F_1 y S_1 . Esto indica una progresiva destrucción del domo y un aumento en la incorporación de clastos durante su emplazamiento.

Cada unidad fue depositada por el paso de un flujo denso (Fig. 11), sin embargo, la sucesión de estos eventos y su carácter erosivo no permitió la conservación de las unidades finas derivadas de las oleadas piroclásticas (S_1) o de caída de ceniza entre las unidades de flujo (Fujii y Nakada 1999).

Por su volumen y distribución, las unidades de flujo que conforman los depósitos F_3 representan los FBC más importantes generados durante la erupción de 1991. Estos

depósitos fueron asociados a los FBC observados por varios testigos, quienes dieron su versión sobre su formación y el de una nube de ceniza de color rosa. Esta última, alcanzó una altura de varios kilómetros para después ser arrastrada por los vientos dominantes y formar el depósito de ceniza de caída AF₁. Por lo anterior, y dado que se cuenta con un excelente registro estratigráfico de los depósitos de F₃, la siguiente discusión tomará a F₃ como base para explicar la formación, mecanismos de transporte y sedimentación que presentan este tipo de FBC.

III.7.1 Diferentes ambientes de depósito (facies) de los FBC.

La excelente conservación de los depósitos de FBC (F₃) generados el 16 de abril de 1991, permitió analizar las variaciones laterales (estratigráficas, sedimentológicas y de componentes) que sufren los FBC.

El análisis tomó como base los depósitos de FBC de la unidad F₃, dado que éstos están ampliamente expuestos tanto en la parte cercana al volcán (punto 1, 2 y 3) como en su porción distante (punto 4, 5, 6 y 7; Fig. 6 y 7). De acuerdo con los estudios texturales y sedimentológicos, y al análisis del material fotográfico y vídeo, se propone que, los depósitos son el resultado de dos ambientes de depósito diferentes (facies), que se pueden dividir en: a) facies cercana a la fuente, donde la pendiente es $\geq 30^\circ$ y b) facies lejana a la fuente, donde las pendientes suelen ser del orden de $< 20^\circ$. Ambos ambientes, están separados por un cambio en la pendiente del terreno ubicado a ~ 2 km de la cima. Por lo tanto, las dos facies de F₃ están estrechamente relacionadas a las condiciones iniciales del flujo (volumen) y a las condiciones topográficas.

III.8. Discusión

III.8.1. Nomenclatura.

Uno de los estudios más detallados sobre depósitos de FBC fue realizado por Mellors et al. (1988) sobre el colapso de domo ocurrido el 9 de mayo de 1986, en el volcán Santa Elena. Este evento produjo cuatro unidades texturalmente diferentes, denominadas de la base a la

cima como (1, 2A, 2B y 2C; Fig. 2). La unidad 1, esta compuesta por bloques y gravas soportados grano a grano que son el resultado de una avalancha o *rock fall*. La unidad 2A, está compuesta por bloques soportados por una matriz del tamaño de la arena, pobremente seleccionada emplazada a partir de un "flujo piroclástico". La unidad 2B, es una capa delgada, masiva y en ocasiones laminar o con estratificación cruzada, compuesta de arena a limo depositada por una "oleada piroclástica". La unidad "C es una capa masiva de ceniza emplazada producto de la caída de una nube de ceniza (Fig. 4). En el presente trabajo, se toma como base la terminología de Mellors et al. (1988).

En la mayor parte de la literatura las unidades 1 y 2A no son diferenciadas y se les ha referido como una misma unidad, derivada de la avalancha basal (Cole et al., 1998), como un depósito derivado de un flujo basal (*underflow*; Davies et al., 1978), o derivado de un *rock fall avalanche* (Mellors et al., 1988). Sin embargo, en los depósitos de 1991 del volcán de Colima, fue posible definir que las unidades 1 y 2A, representan un cambio de facies lateral de la avalancha basal. Por lo tanto, y no obstante que presentan texturas diferentes, son el producto de una misma unidad de flujo. Recientemente, Macías et al. (1998) sugirieron que a la base de los depósitos de FBC de la erupción de 1982 del volcán Chichón, se encuentra un depósito soportados por clastos resultado del paso de la avalancha basal a través del quiebre en pendiente.

Por su parte, los depósitos de las unidades 2B y 2C, han sido reportados como depósitos producidos por una nube de ceniza o huracanada (Moore y Melson, 1969, Rose et al., 1972 y Rose et al., 1977) o bien como el resultado de una nube de ceniza que se desarrolla por encima de la parte densa y que puede llegar a moverse como un flujo piroclástico independiente (Fujii y Nakada, 1999; Takahashi y Tsujimoto, 2000), cuya posición con relación a la avalancha basal, ha sido reportada controversialmente subyaciendo a los depósitos de bloques y ceniza (Nakada y Fujii, 1993; Fujii y Nakada, 1999) o en posición ambigua (Miyabuchi, 1999).

III.8.2. Modelo propuesto

Se construyó un modelo de emplazamiento para FBC, usando la información obtenida en el estudio de los depósitos del volcán de Colima (erupciones de 1991 y 1998-1999), junto con

las observaciones reportadas en otros volcanes para depósitos similares (Fig. 15A-E). Los cambios en textura que presentan los depósitos, están asociados a un cambio lateral de facies, al pasar de un depósito soportado por clastos a un depósito donde los clastos son soportados por una matriz rica en arena. Este cambio de facies está asociado tanto al cambio en pendiente que presenta el edificio volcánico a 2 km de distancia del cráter como a un aumento considerablemente en la tasa de fragmentación. En el caso de los depósitos de facies cercanas, el alcance de éstos está fuertemente controlado por el ángulo de reposo para materiales que se mueven bajo un régimen de flujo granular inercial ($\sim 32^\circ$, avalancha basal) (Fig. 15 A, B y C). Mientras que en el caso de los depósitos de facies distantes, éstos se mueven bajo un régimen pseudo-viscoso (no newtoniano- tipo Bingham), donde las partículas esta soportadas por una matriz y no por una presión dispersiva, como es el caso de un flujo granular no cohesivo (Lowe, 1976). Por lo tanto, tienen la capacidad de moverse aún sobre pendientes muy pequeñas (Takahashi y Tsujimoto 2000). Por lo anterior, el cambio de facies tiene como punto de transición la zona donde la pendiente cambia de $>30^\circ$ a $<20^\circ$. En general, es muy probable que esta zona sea un punto de referencia común en los volcanes del mundo con este tipo de actividad (Fig. 15D).

En el caso de Colima, los depósitos de la facies cercana, presentaron un espesor máximo de 1m y un alcance de apenas 1.5 km. La textura de esta unidad, sugiere que se movió como un flujo granular, donde el movimiento es inducido por la interacción entre las partículas, generándose una presión dispersiva que favorece la movilidad (Drake, 1990). Asimismo, la naturaleza de los depósitos que presentan clastos soportados por clastos, sugiere que el material puede ser incapaz de propagarse espontáneamente sobre superficies con una inclinación por debajo del ángulo de reposo tal y como lo citan Lowe (1976) y Takahashi y Tsujimoto (2000).

En algunos volcanes se han encontrado depósitos donde los clastos son soportados por clastos justo en el cambio en pendiente, lo que muestra que éstos son el resultado de un depósito que representa un salto en masa de material que se movió como una avalancha dentro de un régimen de flujo granular inercial (Macías et al., 1998).

En la medida que un flujo piroclástico recorre mayores distancias, experimenta un aumento en la fragmentación de las partículas, lo cual puede traducirse en el desarrollo de una proporción importante de matriz (Fig. 16B). En este sentido, la transición de los depósitos

de clastos soportados por clastos a clastos soportados por una matriz, corresponde al cambio entre las facies cercana y lejana (Fig. 15D; 16A).

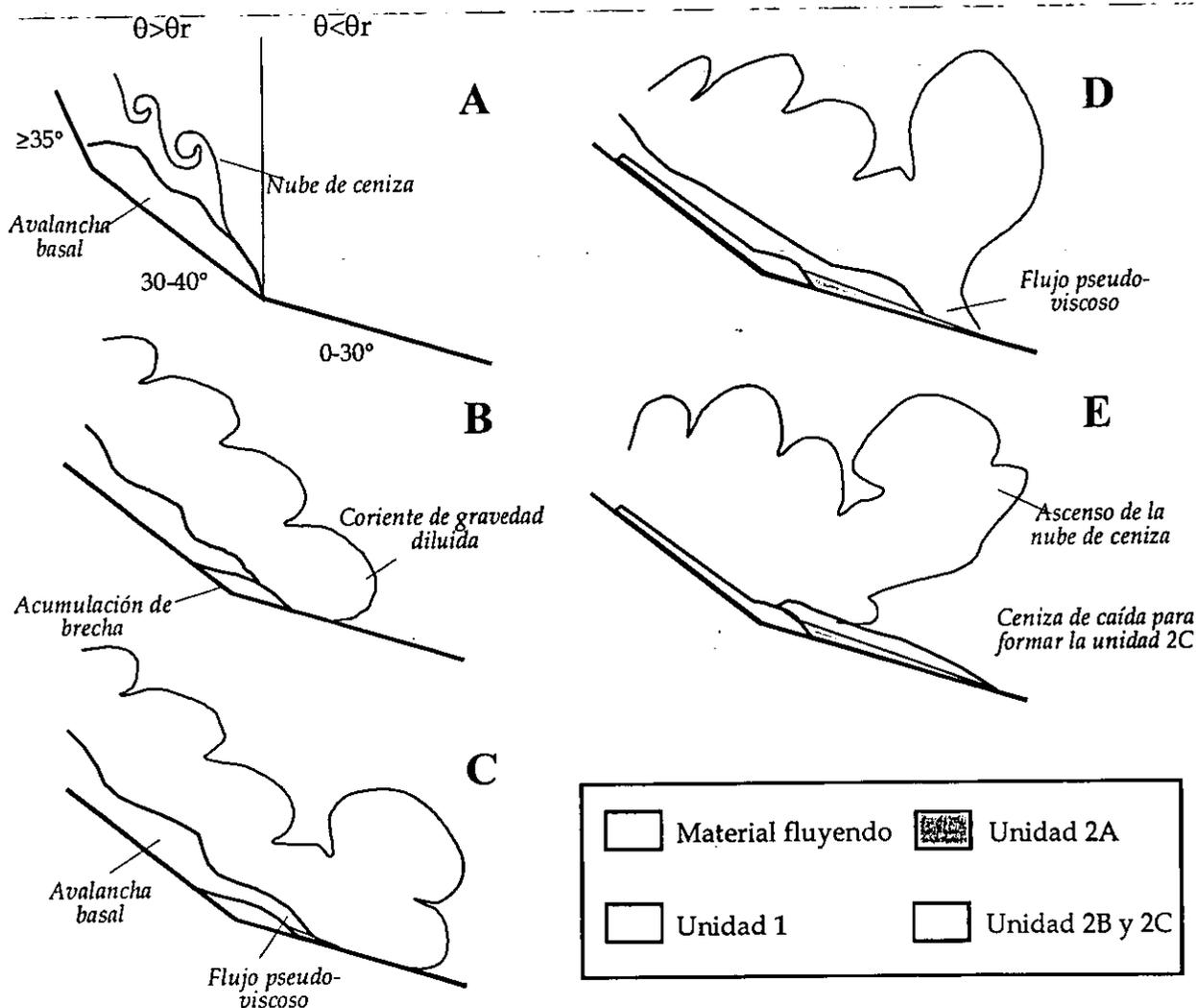


Fig. 15. Diagrama esquemático que muestra la relación entre una avalancha y un flujo de ceniza y sus depósitos asociados. Theta (θ) es el ángulo de la pendiente local. Theta-r (θ_r) es el ángulo reposo del material que conforma la avalancha.

El aumento en la fragmentación en un flujo piroclástico de este tipo ocurre cuando una explosión causa la destrucción de un domo, dado que ésta se relaciona directamente con un aumento en el contenido de volátiles, vesiculación y fragilidad de las rocas. Asimismo, la fragmentación está fuertemente relacionada con el volumen involucrado en la formación del flujo piroclástico (Hayashi y Self, 1992; Fink y Kieffer, 1993). Por lo anterior, se considera que una parte importante de la matriz de los depósitos de la unidad 2A, es el

resultado de un aumento en el grado de fragmentación que experimentan los flujos piroclásticos de bloques y ceniza (Fig. 16 B).

Los depósitos, 2A (Mellors et al., 1988), han sido descritos en numerosos volcanes y presentan varias características que incluyen varios tipos de gradaciones, estructuras de segregación de gas y una pobre selección. Estos depósitos, pueden ser reconocidos hasta 10 km de distancia de la fuente con espesores de más de 12 m (10 m en el caso de F₃ en Colima 1991), frecuentemente sus límites laterales están marcados por el desarrollo de levees. En el volcán Chichón, subyaciendo a los depósitos 2A en la facies distante, se reconoció un depósito localmente soportado por una matriz de clastos gruesos, masivo y con un límite superior con un ángulo mucho menor al de reposo para un material granular (Macías et al., 1998). Por lo que se pensó que estos depósitos no fueron el resultado de un flujo granular ni de un flujo pseudo-viscoso (Bingham). Macías et al. (1998) interpretaron este depósito como el resultado de un salto hidráulico, donde el soporte de los clastos (matriz) dentro del flujo se pierde a medida que el flujo se encuentra y sobrepasa un quiebre en pendiente.

En el volcán de Colima, fueron reconocidas capas delgadas compuestas de ceniza del tamaño de la arena media a fina y con estratificación laminar, masiva e incluso cruzada. Estas capas son equivalentes a las capas 2B y 2C descritas por Mellors et al. (1988). El depósito 2B, es un depósito con estratificación cruzada que puede encontrarse subyaciendo al depósito 2A (Fig. 15D). Su extensión lateral no es conocida, pero ha sido observado en algunas secciones formando capas no mayores a los 5 cm de espesor. Este tipo de depósitos también fue descrito en el volcán Unzen en 1991 (Nakada y Fujii 1993; Fujii y Nakada 1999), así como en los depósitos de 1991 en Colima, en donde éstos depósitos sobreyacían y erosionaban un suelo (Fig. 10B).

En 1991, plantas y arbustos fueron derribados y quemados por el paso del flujo que depositó la capa 2B. Estos depósitos (~10 cm de espesor), fueron también depositados a una corta distancia (del orden de los 100 m), por delante de los depósitos de 2A. Por su parte 2C es un depósito masivo compuesto por fragmentos de tamaño de limo, que normalmente sobreyace a todos los depósitos tanto en áreas cercanas como distantes. Este depósito rara vez es mayor a 1 cm de espesor, aunque se observó que éstos fueron

depósitos por acción del viento a varios kilómetros de distancia de los depósitos de la avalancha basal (Fig. 15E).

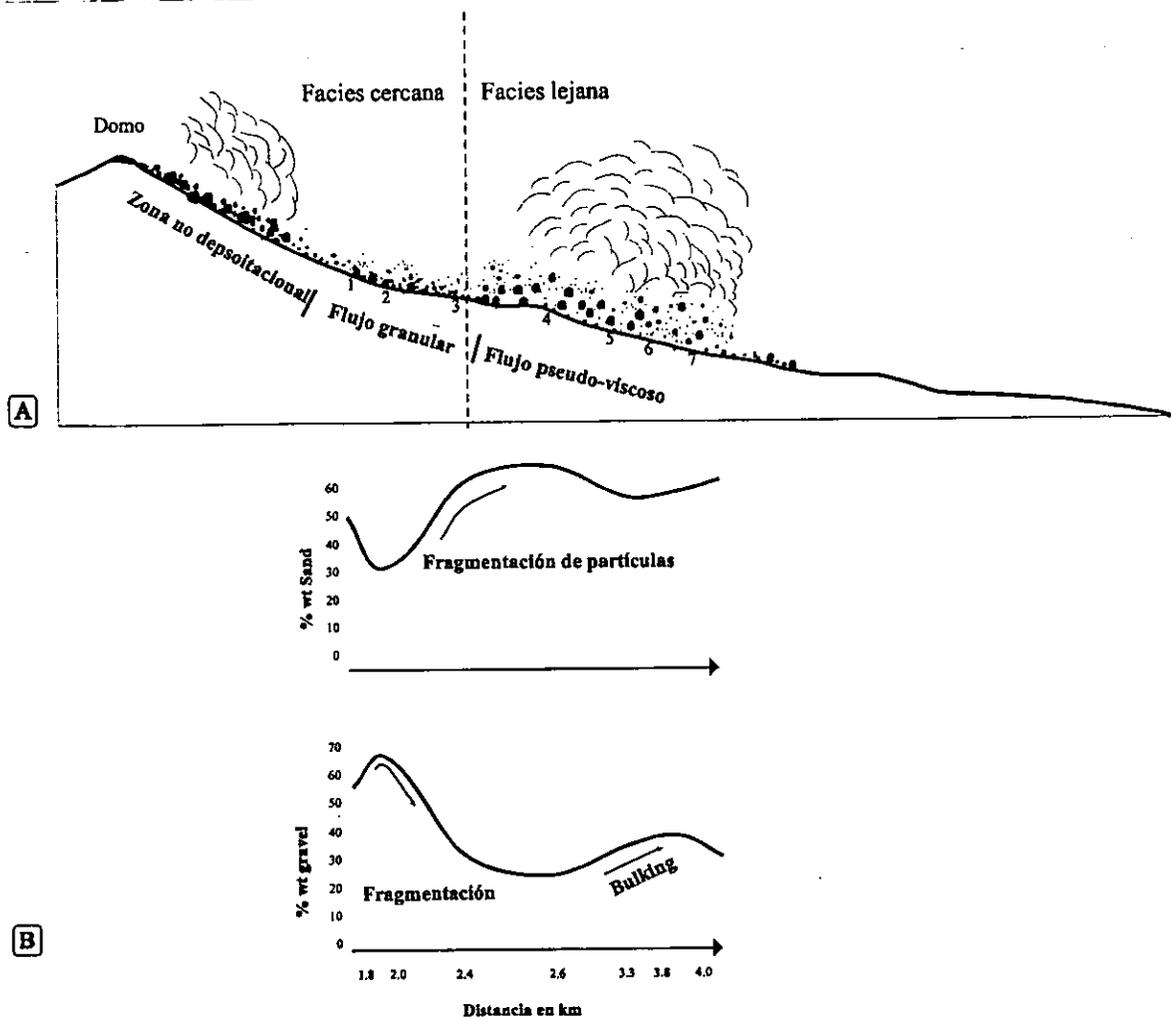


Fig. 16. A) El perfil topográfico muestra los dos ambientes de depósito (facies cercana y lejana), así como las características físicas del flujo en sus facies cercana y lejana. B) Curvas donde se muestran las variaciones de grava y arena con la distancia a la fuente de la unidad F_3 .

III.8.3.-Interpretación genética de las distintas facies.

El movimiento tanto de una turbidita como de un FBC, se inicia cuando existe material gravitacionalmente inestable (Parker et al., 1986; Normark y Piper, 1991). Según Sato et al. (1992), el inicio de un FBC puede ocurrir cuando un domo en crecimiento rebasa el límite del cráter y/o empuja el material adyacente hacia las pendientes pronunciadas del volcán o

también, debido al avance de un flujo de lava de cuyo frente se desprenden grandes bloques.

En el caso del volcán de Colima en 1991 el inicio de los FBC se debió al colapso gravitacional de una parte externa del domo antiguo, o de acuerdo a la descripción de Ui et al. (1999), directamente del frente del flujo de lava que estaba siendo extruído (domo exógeno).

Algunos experimentos han demostrado que una avalancha granular inercial de bajo volumen que se desplaza por una pendiente rugosa con un ángulo de inclinación entre $>32^\circ$ y el de reposo, puede encontrar sobre el cauce clastos previamente depositados, los cuales pueden ser incorporados inmediatamente (Tisher et al., 1999). En el caso de los primeros eventos (FBC) derivados de un colapso de domo, los flujos piroclásticos se caracterizan por su bajo volumen y sólo alcanzan cortas distancias. Por lo que el posible aumento posterior en su volumen (*bulking*) no es suficiente para aumentar su fragmentación y, por tanto, su movilidad por lo que la parte basal de estas avalanchas difícilmente podrían viajar más allá del quiebre en pendiente.

Lo anterior, sugiere que en la zona cercana a la fuente el movimiento de un FBC es semejante al de una avalancha granular inercial, tal y como de manera experimental lo concluyen Takahashi y Tsujimoto (2000; Fig. 9). En este trabajo, los autores explican el movimiento de la avalancha basal sobre un ángulo cercano al de reposo para un material granular ($<32^\circ$). Según esa investigación, la zona que representa la facies cercana consta de dos partes, la primera está sobre el ángulo de reposo ($>32^\circ$), donde prácticamente no hay depositación. Mientras que la segunda está por debajo del ángulo de reposo y sobre la cual la avalancha basal no puede propagarse como un flujo granular por lo que tienden a depositarse. La depositación del material que conforma la avalancha basal progresa a medida que las fuerzas dispersivas derivadas de la interacción entre partículas decrece.

Por otra parte, si el volumen de material que conforma el flujo es alto, la fragmentación tenderá a aumentar considerablemente, induciendo un cambio en las propiedades físicas del flujo, al pasar de un flujo granular inercial a un flujo pseudo-viscoso capaz de moverse en pendientes muy inferiores a 32° .

Localmente se observa una capa delgada laminar sobre los depósitos de la avalancha basal, o bien fuera de las márgenes de las barrancas, de donde fue depositada la unidad basal.

Estos depósitos (2B), suelen formar pequeñas dunas, las cuales son derivadas a partir de un flujo diluido u oleada piroclástica (*ash cloud surge*). Este flujo diluido suele desarrollarse sobre la avalancha basal, desplazándose como una corriente de densidad diluida o como una nube de gas y ceniza derivada de la fragmentación que experimentan las partículas en la base de la avalancha (Fig. 15B), similar al *ash cloud surge* descrito por Denlinger (1987). La formación de esta corriente de densidad, su movimiento posterior, y depósito como oleada piroclástica, sólo ocurre cuando la cantidad de material (ceniza y gas) generado en la base de la avalancha, es suficiente como para separarse del flujo principal. Al separarse del cuerpo principal del flujo, se mueve en forma independiente como oleada piroclástica o *ash cloud surge* (Fujii y Nakada, 1999; Takahashi y Tsujimoto, 2000). La velocidad a la que se puede desplazarse una corriente de densidad diluida u oleada piroclástica sobre pendientes mayores a 32° , es inferior a la que desarrolla la avalancha basal (Freundt y Rosi, 1998). Dado que más allá del quiebre en pendiente sobre ángulos muy inferiores a 32° la parte basal del flujo ya no puede moverse como un flujo granular. Sin embargo, si la avalancha basal ha experimentado un considerable aumento en la fragmentación y por lo tanto liberado suficientes volátiles, el flujo granular puede presentar un cierto grado de fluidización (Sparks, 1976). Lo que se traduce en una disminución en la resistencia a fluir, aumentando su capacidad para desplazarse sobre pendientes menores al ángulo de reposo para material granular (Wilson y Wolker, 1981; Fujii y Nakada, 1999; Takahashi y Tsujimoto, 2000).

Hayashi y Shelf (1992) concluyeron que la movilidad de los flujos volcánicos es directamente proporcional al volumen del depósito y a un consecuente aumento en la fragmentación. Este último proceso, da paso a un considerable aumento en el contenido de partícula finas y al escape de gases, lo que traduce en un cambio en el mecanismo de soporte. Dado que los bloques son soportados por una matriz, lo cual trae como resultado un cambio en las condiciones físicas del flujo, favoreciendo su movilidad sobre pendientes con ángulos muy por debajo de los 32° (Takahashi y Tsujimoto, 2001). Con este mecanismo de soporte, donde se mezclan gas, ceniza y bloques, el material puede desplazarse en forma laminar como un flujo pseudo-viscoso. Estos materiales no newtonianos, suelen presentar una resistencia a la deformación o *yield strength* que le permite el desarrollo de levees y frentes de flujo (Jhonson, 1984). Los flujos con estas

características físicas no tienen un ángulo de reposo bien definido, por lo que fluyen sobre una pendiente hasta que la flotación y fuerzas verticales tienden a disiparse.

Sin embargo, las fuerzas de fricción entre el material que constituye el flujo y el substrato así como una viscosidad alta del flujo, pueden resultar en una disminución de la velocidad de desplazamiento. Al mismo tiempo, si se genera una gran cantidad de ceniza y gas, se está en condiciones de formar una gruesa y densa corriente de densidad (diluida), que puede desplazarse a una mayor velocidad que la avalancha basal (Freundt y Rosi, 1998). La separación de la corriente de densidad diluida de la avalancha basal, puede resultar en la depositación de una capa delgada con estratificación cruzada o en el desarrollo de pequeñas dunas (2B), que subyacen a los depósitos del flujo basal (2A).

El proceso de formación de la capa 2B fue sugerido por primera vez por Fisher y Heiken (1982), al asociar este tipo de flujo con la destrucción de la ciudad de San Pierre en Martinica durante la erupción de 1902, en el volcán Mont Pelée. Asimismo, el desarrollo de una corriente de densidad diluida (capa 2B) también fue observado en la erupción de 1991 en el volcán Unzen (Fujii y Nakada 1999) y en las erupciones del volcán de Colima en 1991 y 1998. Sobre el mecanismo de formación de 2B, es importante considerar que su movilidad depende del volumen de material en suspensión o *ash cloud*. La nube de ceniza, es el producto de la fragmentación de las partículas en la parte basal del flujo y de la cantidad de aire atmosférico atrapado. La posición de los depósitos de 2B con respecto a los de la avalancha basal, en gran medida depende de los cambios que experimenta el flujo basal durante su desarrollo. Por lo que los depósitos 2B, pueden localizarse tanto subyaciendo a los depósitos de la avalancha basal como a varios cientos de metros al frente de éstos.

III.10.- Conclusiones.

La serie de colapsos gravitacionales del domo del volcán de Colima acontecidos el 16 de abril de 1991, produjo una serie de flujos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Merapi que se movieron como un flujo granular sobre las pendientes más altas del edificio volcánico ($>30^\circ$), produciendo depósitos donde los clastos angulares son soportados por clastos (facies cercanas). Por otra parte, cuando el volumen inicial de la avalancha basal fue lo

suficientemente grande, ésta pudo ser capaz de rebasar el quiebre en pendiente (ubicado ~2 km de la fuente). En estas condiciones, los flujos se movieron como flujos pseudo-viscosos, con una alta resistencia a la deformación (*yield strength*), aún sobre pendientes suaves. Es probable que la liberación de volátiles por efecto de la fragmentación de partículas represente la clave para que inicie un proceso de fluidización parcial dentro del flujo, en donde las partículas más finas son sostenidas dentro de la parte basal del flujo. El desarrollo de levees, frentes de flujo y gradación inversa de los depósitos, apoyan esta idea. No obstante, Hayashi y Self (1992) señalan que la fluidización como mecanismo de transporte en flujos piroclásticos es discutible, dado que no encontraron diferencias entre la movilidad que presentan avalancha de origen volcánico y no volcánico. Según estos autores únicamente el volumen es el factor determinante en su movilidad. Por lo tanto, en este capítulo se propone que la movilidad de los flujos piroclásticos de bloques y cenizas producidos por el colapso parcial de domo (tipo Merapi), depende de los siguientes factores: volumen inicial, fragmentación y factores topográficos (pendiente sobre la cual se mueven).

IV. Flujos piroclásticos de bloques y ceniza generados entre 1998 y 1999.

Resumen.

Después de tres años de quietud desde 1994, el volcán de Colima incrementó su actividad sísmica y número de desprendimientos de bloques desde la cima. La actividad sísmica alcanzó su punto más alto el 20 de noviembre de 1998, cuando un domo nuevo inició su crecimiento en la parte suroeste del cráter. El cuerpo de lava rápidamente alcanzó el límite del cráter y lo sobrepaso, iniciando así la generación de flujos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Merapi, los cuales se encauzaron en las barrancas: La Lumbre, Cordobán Oeste y Este, donde alcanzaron distancias de 3, 4.5 y 3 km de distancia respecto al cráter respectivamente. El primero de diciembre de 1998, el cuerpo de lava que descendía del volcán se dividió en tres lóbulos que, para los primeros días de 1999 ya alcanzaban 3.1, 1.3 y 2.3 km sobre los tres afluentes de la barranca Cordobán. El desprendimiento de grandes bloques desde la cima del volcán dió origen a la formación de flujos piroclásticos. Uno de los mejores ejemplos de lo anterior fue el flujo observado el 10 de diciembre de 1998. En los primeros meses de 1999, la actividad eruptiva se tornó más violenta, como lo muestran las explosiones ocurridas en febrero 10, mayo 10 y julio 17. Durante esta última, se formó una columna eruptiva de 10 km de altura, el colapso de su base generó un flujo piroclástico de bloques y ceniza que alcanzó 3.3 km, emplazándose sobre las barrancas San Antonio-Montegrande.

Independientemente del mecanismo de formación, los flujos piroclásticos se segregaron inmediatamente en dos partes: una avalancha basal (flujo de bloques y ceniza) que se movió como un flujo granular, y una nube superior diluida, en la cual las partículas eran sostenidas en suspensión de forma turbulenta. Al perder velocidad, la parte basal eventualmente se detuvo, mientras que la parte superior fue capaz de moverse de forma independiente como una corriente de densidad diluida (flujo piroclástico). La corriente de densidad diluida derribó magueyes, árboles y pulió los troncos que encontró a su paso, quedando toda la vegetación

orientada en la dirección del flujo. En la fase final, la nube de ceniza perdió densidad e inició su ascenso como una nube de ceniza que posteriormente dio origen a un depósito de ceniza de caída.

Los depósitos de flujo de bloques y ceniza (*block-and-ash flow deposit*) llenaron las principales barrancas ubicadas en el sector S-SW del volcán, con depósitos de más de 6 m de espesor, producto de al menos 5 unidades de flujo. Por su parte, la corriente de densidad diluida (*ash cloud surge*) alcanzó los márgenes de las barrancas y viajó más allá del límite de los FBC. Sus depósitos constan de tres unidades de la base a la cima, un depósito masivo de ceniza del tamaño de la arena gruesa, un depósito de ceniza del tamaño de la arena media con estratificación cruzada y un depósito masivo compuesto por ceniza del tamaño de la arena fina.

IV.1. Introducción

La erupción de 1998-1999 del Volcán de Colima, permitió estudiar la relación que existe entre los procesos de emplazamiento y depositación de los FBC. Los resultados del presente trabajo mejoran el entendimiento de los mecanismos de transporte y depositación de estos flujos, toda vez que la información obtenida nos permitió caracterizar los depósitos tanto de la avalancha basal como de la corriente de densidad diluida que se desarrolla sobre la primera. Además, permitieron entender que, aunque ambas partes constituyen un flujo piroclástico de bloques y ceniza, en un momento dado se comportan como flujos independientes, en donde cada uno presenta características reológicas diferentes y por tanto, una dinámica de depositación diferente.

A diferencia de la erupción de 1991, la erupción de 1998-1999 permitió documentar y comparar dos mecanismos generadores de flujos piroclásticos de bloques y ceniza: tipo Merapi y Soufrière. Al respecto, se comprobó que no obstante las diferencias en el estilo de formación, los mecanismos de transporte y sedimentación y los depósitos generados no presentan diferencias considerables.

En este trabajo se observa una notable correlación entre las distintas facies depositacionales derivadas de un FBC con los modelos presentados en otras partes del mundo. Por lo tanto el modelo de transporte y sedimentación propuesto en este trabajo, puede aplicar para cualquier volcán que genere flujos piroclásticos de bloques y ceniza de tipo Merapi y Soufrière.

IV.2. Reseña de la erupción de 1998-1999

Después de tres años de quietud, el Volcán de Colima mostró un incremento en la actividad sísmica durante los meses de marzo, junio y noviembre de 1997. En este último mes, sobre la superficie del domo que ocupaba el cráter, fue reportado un sistema de fracturas con orientación N-NW (Cortés y Gavilanes, 1998). El 6 de julio de 1998 la RESCO reportó un enjambre sísmico que culminó con una explosión pequeña en la cima del volcán (GVN, 1998a). Taran et al. (2000), reportaron cambios químicos en fumarolas y manantiales que evidenciaban la posibilidad de una erupción, dieciocho meses antes de la erupción. Las fumarolas de alta temperatura, presentaron aumentos en deuterio (δD) y HCO_3 , mientras que los manantiales tuvieron un aumento de boro tres meses antes del evento eruptivo. Desde 1997, todas las mediciones de COSPEC (espectrómetro de correlación) mostraron cantidades de SO_2 indetectables. El 30 de octubre de 1998, cuando fueron registradas 408 t/d de SO_2 (GVN, 1998c). El 18 de noviembre del mismo año las emisiones de SO_2 fueron de 1610 t/d, lo que fue seguido el día 19 por tremor armónico y aumento en el número de derrumbes (GVN, 1998c). El 20 de noviembre de 1998, se reportó la aparición de un nuevo domo sobre la parte S-SW de la cima del volcán, con un diámetro de 30 x 50 m y 15 m de altura y un volumen de $3.8 \times 10^5 \text{ m}^3$ (GVN, 1998b) (Fig. 17a).

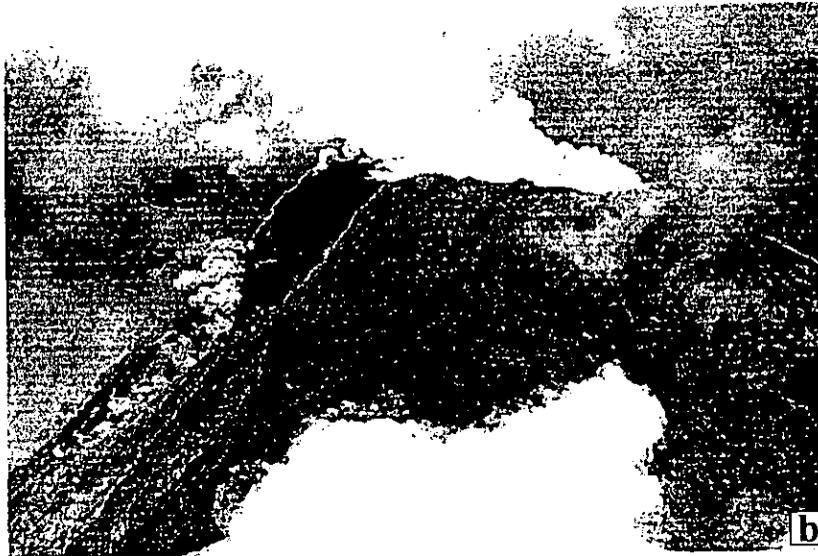
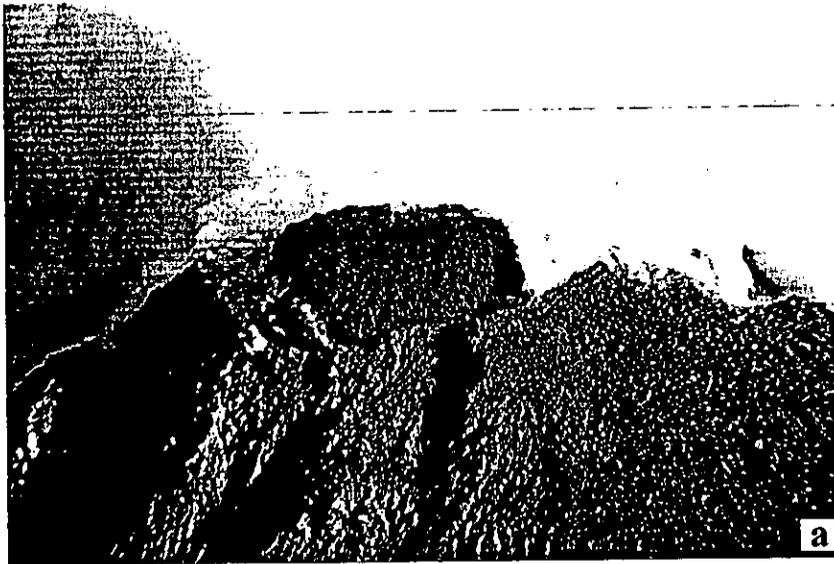


Fig. 17. a). Vista del domo nuevo sobre el cráter del volcán de Colima el 20 de noviembre de 1998. Obsérvese la intensa actividad fumarólica alrededor de éste. b). Avance del frente del flujo de lava sobre las empinadas pendientes del volcán y pequeños desprendimientos de bloques desde su frentes, 21 de noviembre de 1998 (foto A. Cortés).

El 21 de noviembre de 1998, un flujo de lava inició su descenso por el límite SSW de la cima del volcán, al mismo tiempo que se iniciaba la formación de flujos piroclásticos tipo Merapi (Fig. 17b). El día 22, el flujo de lava ya tenía 150 m de longitud y sólo tres días más tarde ya alcanzaba los 370 m, y descendía sobre las barrancas Cordobán Oeste y Este. En los siguientes días, grandes bloques de

dimensiones métricas se colapsaron desde los frentes de flujos de lava y generaron importantes flujos piroclásticos que se encauzaron sobre las mismas barrancas (Fig. 18).

Los flujos piroclásticos de mayor alcance, fluyeron sobre la barranca Cordobán Oeste hasta una distancia de 4.5 km ($H/L = 0.42$) (Fig. 19 y 20). La nube de ceniza asociada al emplazamiento de los flujos piroclásticos, se depositó como lluvia de ceniza en un radio de 12 km (GVN, 1998c).

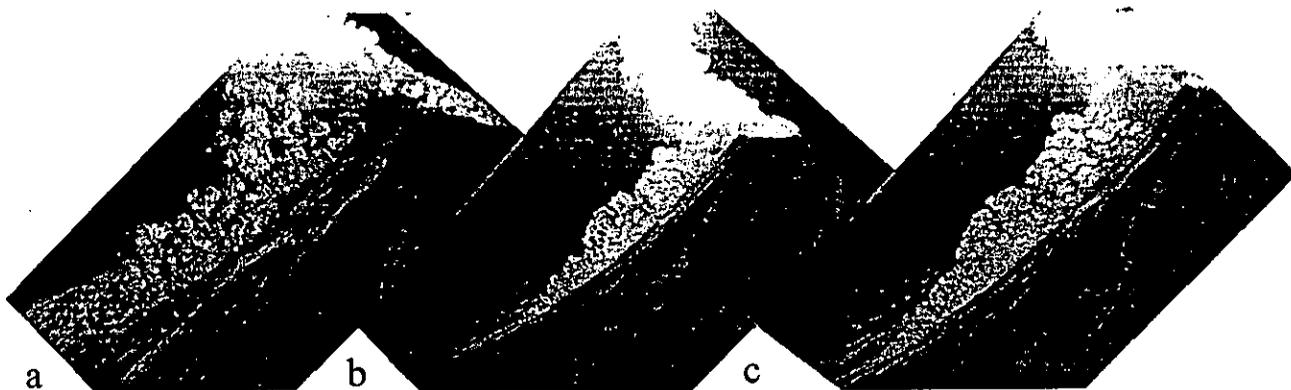


Fig. 18.- Vista aérea del desarrollo de un flujo piroclástico sobre el flanco S-SW del volcán, 22 de noviembre de 1998. a) El colapso de bloques desde el frente de un flujo de lava, forma una nube que inicia su movimiento pendiente abajo, del cual salen disparados hacia el frente una gran cantidad de bloques b) segundos mas tarde, el flujo piroclástico desarrolla una avalancha basal la cual es sobreyacida por el desarrollo de una nube de ceniza (b-c). Mientras tanto, una fuerte desgasificación se observa en la cima del volcán (foto A. Cortés).

El 1 de diciembre de 1998, el flujo de lava que descendía sobre la barranca Cordobán Oeste, se dividió en tres frentes, que para inicios de 1999, alcanzaban 2.8, 3.1 y 2.5 km de largo sobre las tres barrancas Cordobán. El volumen total estimado fue del orden de $33 \times 10^6 \text{ m}^3$ (GVN 1999a).

Las mediciones de emisión de SO_2 hechas entre el 1° de diciembre de 1998 y enero de 1999, registraron valores excepcionales para el volcán de Colima con 4930 t/d de SO_2 (GVN, 1998d; GVN, 1999a). Una importante crisis sísmica fue registrada del 6 al 10 de febrero de 1999, la cual terminó con una fuerte explosión que destruyó parte del nuevo domo (GVN, 1999b).

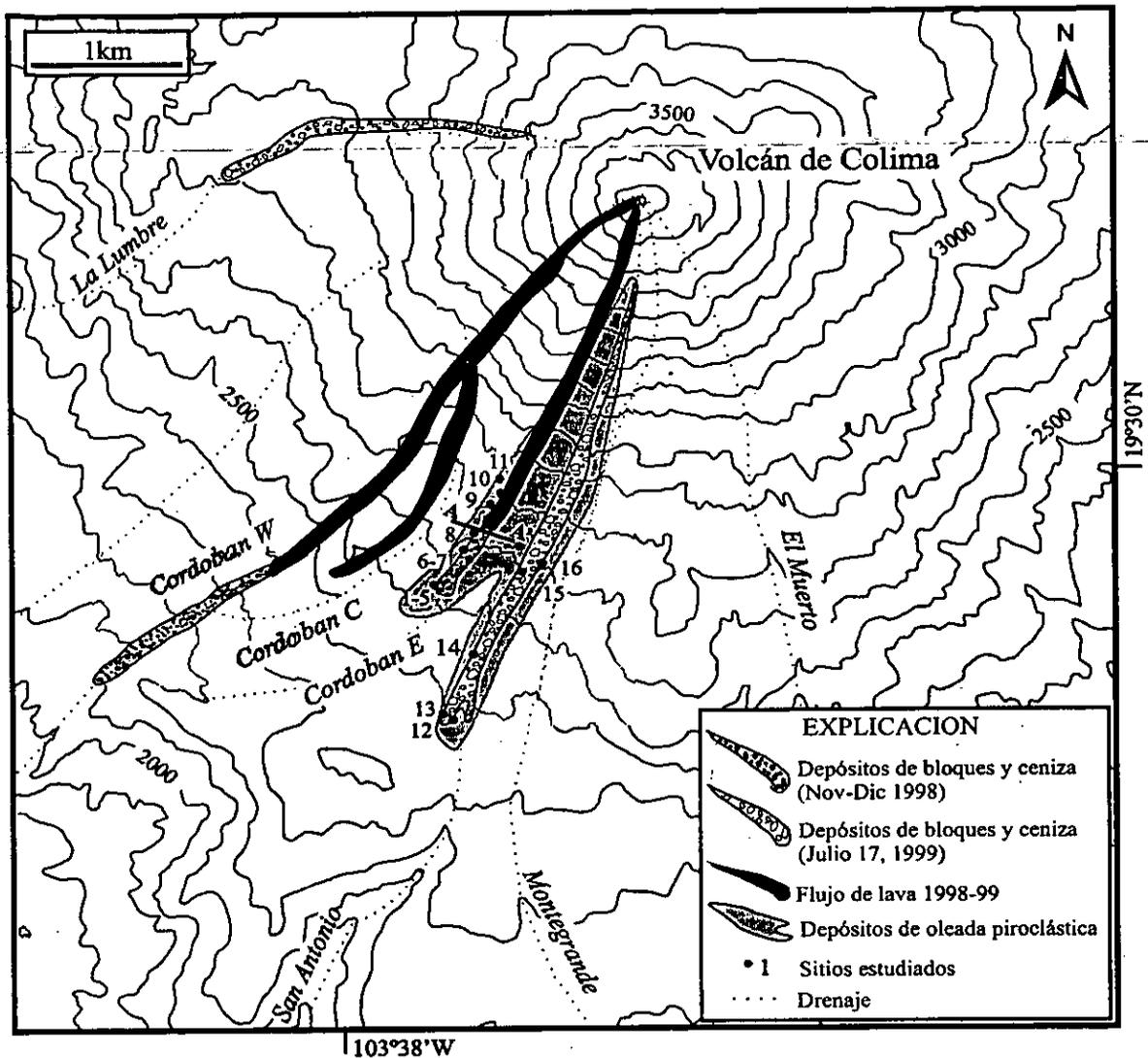


Fig. 19.- Alcance máximo de los depósitos de FBC, oleadas piroclásticas y flujos de lava, los círculos indican los puntos de muestreo. Las curvas de nivel indican intervalos de 100 m.

El ruido producido por la explosión fue escuchado en las ciudades de Colima y Ciudad Guzmán, ubicadas a 30 y 25 km del volcán, respectivamente. La detonación formó una columna de ceniza que alcanzó entre 3 y 4 km de altura sobre el cráter (GVN, 1999b). Un importante número de proyectiles fueron lanzados a una distancia de entre 3.5 y 4 km, principalmente en dirección norte-

noreste, donde sus impactos formaron cráteres de más de 2 m de diámetro (GVN, 1999b).



Fig. 20. Vista de la parte Sur del volcán de Colima. Al fondo de la foto se observa el avance de uno de los flujos de lava sobre la barranca Cordobán E, mientras que hacia la base es posible observar los depósitos de FBC generados durante los primeros días del mes de diciembre de 1998.

Aparentemente, este evento generó flujos piroclásticos de bloques y ceniza que alcanzaron las barrancas San Antonio y Montegrande, lo cual no fue plenamente confirmado (GVN, 1999a).

La actividad se mantuvo baja hasta el día 10 de mayo, fecha en que otra fuerte explosión se produjo en la cima del volcán. Esta al igual que la anterior, fue escuchada en la ciudad de Colima y desarrolló una columna de ceniza que se levantó hasta una altura de 6.5 km sobre el cráter (GVN, 1999c). Un importante número de proyectiles balísticos fueron lanzados hasta una distancia de 4.5 km, provocando un número importante de incendios forestales. Asimismo, algunos observadores localizados a ~8 km del volcán, reportaron el emplazamiento de flujos piroclásticos sobre las barrancas La Lumbre y Cordobán (GVN, 1999c). Después de un breve periodo de reposo, la actividad sísmica y discretas explosiones continuaron hasta el 26 de mayo. Un vuelo realizado el 3 de junio, reveló la formación de un nuevo cráter de 180 x 200 m y 70 m de profundidad, sobre la superficie del domo nuevo (GVN, 1999e).

El 17 de julio de 1999 a las 12:41 hora local, después de 13 horas de intensa actividad sísmica, el Volcán de Colima produjo la explosión más violenta ocurrida desde 1913, al tiempo que se desarrolló una nube de ceniza que alcanzó 10 km de altura, provocando una lluvia de ceniza hasta una distancia de 30 km, y la formación de una capa de ceniza de entre 3 y 5 mm a 13 km del volcán (GVN, 1999d). Algunos flujos piroclásticos se encauzaron en las barrancas San Antonio y Montegrande, hasta una distancia de 3.3 km. Asimismo, algunos reportes indicaron que la vegetación en la barranca La Lumbre fue quemada hasta una distancia de 5.5 km. Sobre las barrancas oeste, central y este, fueron reportados depósitos de FBC que parcialmente cubrieron la superficie de los flujos de lava generados en 1998 (GVN, 1999d). Esta explosión dejó un cráter de 230 m de diámetro y 70-80 m de profundidad, sólo un poco mayor que el cráter observado el 3 de junio de 1999. Después del 19 de julio de 1999, los parámetros de monitoreo regresaron a los niveles que registraban antes de la erupción (GVN, 1999d).

Previo a un aumento en la sismicidad, el volcán de Colima presentó una nueva explosión el 22 de febrero del 2001, generando nuevos cráteres de impacto en la

parte norte del volcán (el Playón) y posiblemente flujos piroclásticos menores (J.C. Gavilanes, comunicación personal).

IV.3. Observaciones de los flujos piroclásticos generados en noviembre-diciembre de 1998.

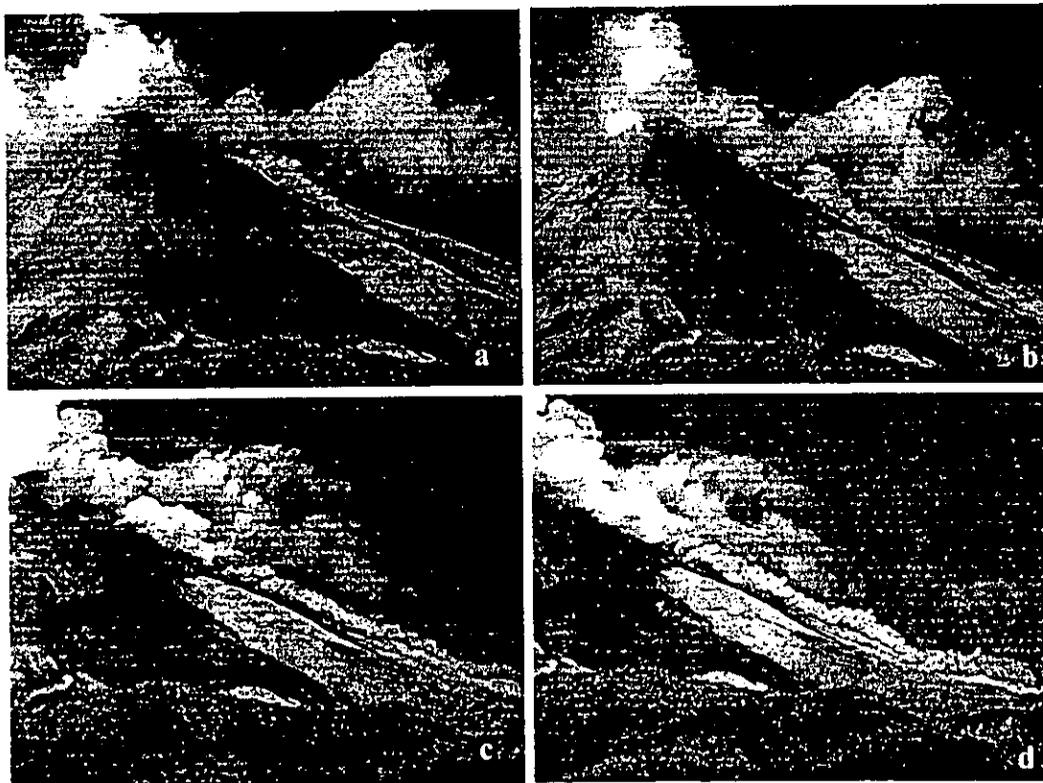
La generación de flujos piroclásticos de bloques y ceniza, inició el 21 de noviembre de 1998. Estos se generaron a partir del desprendimiento de grandes bloques de varios metros de diámetro desde los frentes de los diferentes flujos de lava que descendían por las barrancas Cordobán oeste, central y este ubicadas al S-SW del volcán (Fig. 18). Al desprenderse, los bloques inmediatamente se fragmentaban en bloques menores y desarrollaban una nube de ceniza que cubría el avance de los fragmentos más grandes. Este evento relleno parcialmente 3 km de la barranca Cordobán Este con cinco depósitos de flujo piroclástico. Estos depósitos aún mostraban claramente sus frentes y el desarrollo de levées. Durante los días posteriores al 8 de diciembre, se observó y documentó mediante videos y fotografías, la formación de varios flujos piroclásticos que se emplazaron en la barranca Cordobán Este. El 10 de diciembre de 1998, se instaló un punto de observación en el sitio conocido como la Mesa de la Yerbabuena, ubicado 6 km al suroeste del volcán. En este sitio fue posible documentar mediante video la generación y desarrollo de un flujo piroclástico de bloques y ceniza, descrito en la siguiente sección. A partir del 10 de febrero de 1999, la actividad sufrió un cambio importante, al pasar a una fase más violenta con tres eventos explosivos ocurridos el 10 de febrero, 10 de mayo y 17 de julio de 1999.

IV.3.1. Descripción del flujo piroclástico generado el 10 de diciembre de 1998.

El 10 de diciembre de 1998, se pudo observar la formación de un flujo piroclástico tipo Merapi, a partir del desprendimiento de un mega bloque (> 15 m) desde el

límite sureste del domo nuevo. Después de unos segundos, el frente de flujo estaba formado por una cascada de bloques que saltaban, se deslizaban y chocaban entre sí y contra el terreno; seguidos por un flujo más coherente. Este flujo se separó en dos partes principales: una avalancha basal, y una nube de ceniza turbulenta, que se desplazaba, sobre la avalancha basal dirigiéndose en volutas hacia la cima del volcán (Fig. 21a y b). Cuando el flujo se aproximó al quiebre en pendiente ubicado a ~2 km de la cima, se desarrolló un sobresaliente frente redondeado de ceniza seguido por una avalancha delgada, a la vez sobreyacida por una nube de ceniza turbulenta (Fig. 21c y d). Cuando el flujo pasó a través del quiebre en pendiente ($>30^\circ$ a $<20^\circ$) una nube pequeña turbulenta se empezó a desarrollarse (Fig. 21 e y f). Instantes después, el flujo se hizo más grueso y remontó los límites entre la barrancas Cordobán Este y San Antonio. Un video muestra como en este momento, algunos bloques de dimensiones métricas (~ 5 m) son lanzados al frente del flujo momentos antes de que éste se encauzará en la barranca Cordobán Este.

A medida que la base del flujo continuó alimentando la nube de ceniza, ésta incrementó notablemente su espesor, después de 132 segundos la parte más



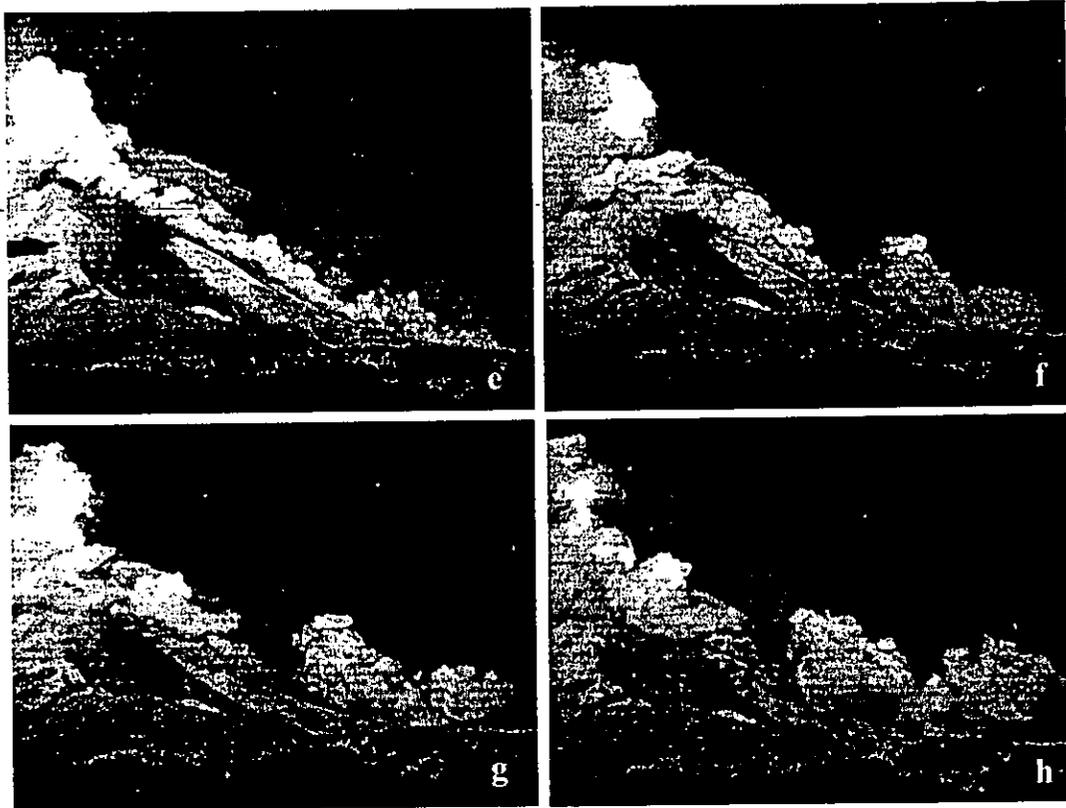


Fig. 21.- Vista panorámica desde la Mesa de la Yerbabuena hacia el este, del flujo piroclásticos generado el 10 de diciembre de 1998. Un bloque se desprende desde la parte SE del domo y forma un flujo piroclástico pequeño (a-b). Acelera y forma un frente semi-redondeado (c-d). En el quiebre en pendiente una nube de ceniza se empieza a desarrollar (e-f). Mientras el flujo entra en la barranca Cordoban Este, momentos más tarde se desarrolla una segunda nube de ceniza (g-h). El tiempo total de emplazamiento fue de 132 segundos.

densa del flujo se detuvo dentro de la barranca, permitiendo que la nube turbulenta de ceniza ascendiera, en dos direcciones; una hacia la cima del volcán y la otra hacia el frente del flujo formando una capa fina de ceniza (Fig. 21g-h).

IV.5. Depósitos de flujos bloques y ceniza (Facies de Canal).

En la barranca Cordobán Este fueron reconocidos cinco lóbulos sobrepuestos producto del mismo número de flujos piroclásticos. Estos depósitos tenían un espesor total de 8 m (Fig. 22a y 23b). Las cinco unidades de flujo presentan la misma textura en su superficie. Estos están compuestos por fragmentos de composición andesítica de color gris oscuro y en menor proporción por clastos alterados de tono rojizo de la misma composición.

Noviembre - Diciembre, 1998
 Cordoban Este
 19° 29' 34"
 103° 37' 31"
 2495 msnm
 sección 1 a 4

Diciembre 10 1998
 Cordoban Este
 19° 29' 38"
 103° 37' 34"
 2605 msnm
 Sección 5

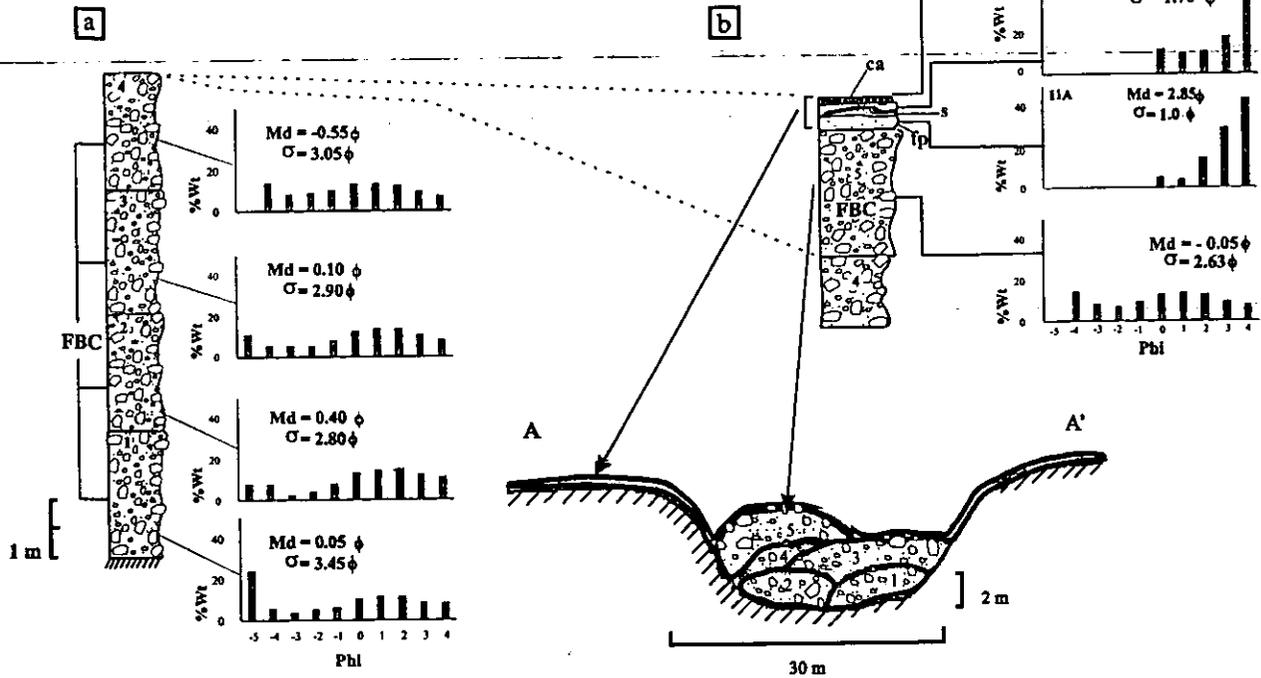
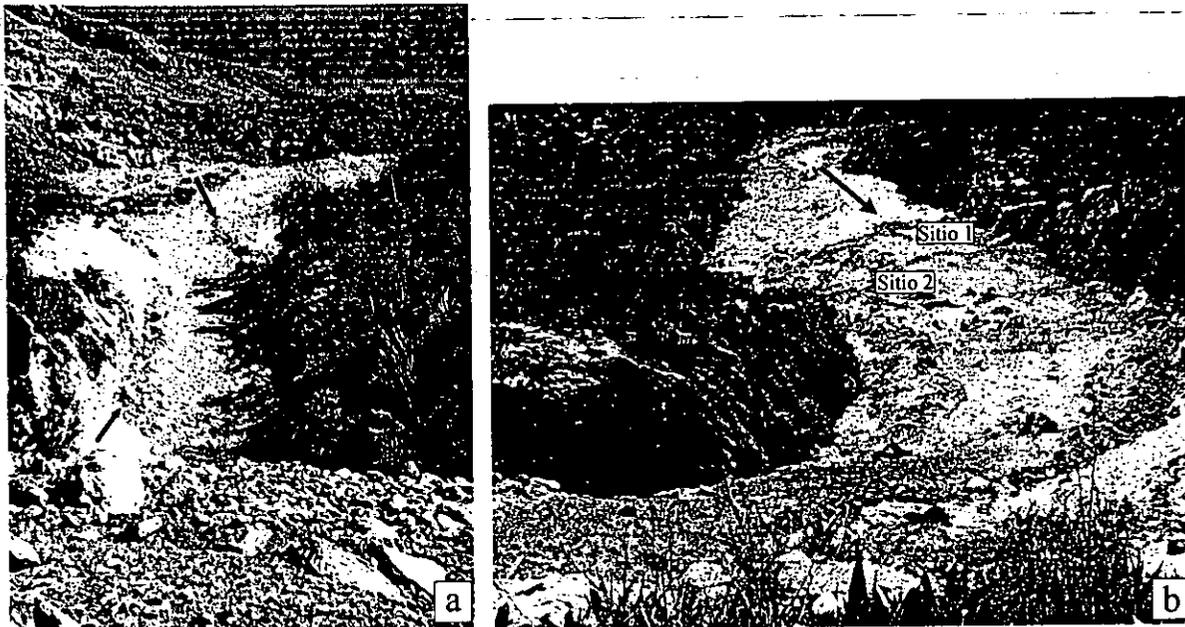


Fig. 22. Columna estratigráfica compuesta de los depósitos de flujos piroclásticos generados en noviembre y diciembre de 1998, expuestos en la barranca Cordoban E. a).- depósitos de canal, b) depósitos marginales. FBC = depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza, fp = depósito de flujo piroclástico diluido, ca = depósito de caída y s = depósito de oleada piroclástica.

Estos, están soportados por una matriz del tamaño de la arena media a gruesa, por lo que estos depósitos pueden ser considerados como monolitológicos. Cada depósito de flujo presenta un lóbulo frontal (1.5-2 m de espesor) con soporte grano a grano con un diámetro máximo de bloques de 1.7 m (24b). Asimismo, se observa que algunos de ellos forman levées de 0.7 m de espesor, compuestos por bloques de hasta 60 cm de diámetro con escaso contenido de partículas finas (Fig. 23a). La superficie de los depósitos de la barranca Cordoban Este (Fig. 23b), está compuesta por gran cantidad de bloques suspendidos en una matriz del tamaño de la arena gruesa (24a). Localmente la superficie mostró algunas variaciones de un sitio a otro. En el punto 1, los bloques estaban soportados por una matriz del tamaño de la arena media, mientras que en el punto 2 (a ~ 20m del punto 1) los

bloques tenían soporte grano a grano con escasa matriz (Fig. 23b y 24a-b, sitios 1



y 2).

Fig. 23. A). Vista de los depósitos del flujo piroclástico del 10 del diciembre de 1998 en la parte noreste de la barranca Cordoban Este, las flechas muestran los levées. B).- Vista de los frentes de los depósitos de bloques y ceniza, donde se señala la ubicación de los sitios 1-y 2, mismos que son mostrados en la figura 24.

En general, los depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza fueron observados hasta una distancia de 3 km sobre las barrancas Cordobán Este y La Lumbre, con un coeficiente de fricción de 0.47 y un volumen aproximado de $8.1 \times 10^5 \text{ m}^3$ ($180000 \text{ m}^2 \times 9 \text{ m}$).

IV.6. Facies marginales.

Estos depósitos fueron observados sobre la parte marginal de las barrancas y en sitios distantes de los depósitos de bloques y ceniza. En el sitio 5, ubicado en el límite occidental de la barranca Cordobán Este (Fig. 19 y 22b), se encuentra la secuencia estratigráfica más completa dejada por un flujo piroclástico diluido (Fig.25a).

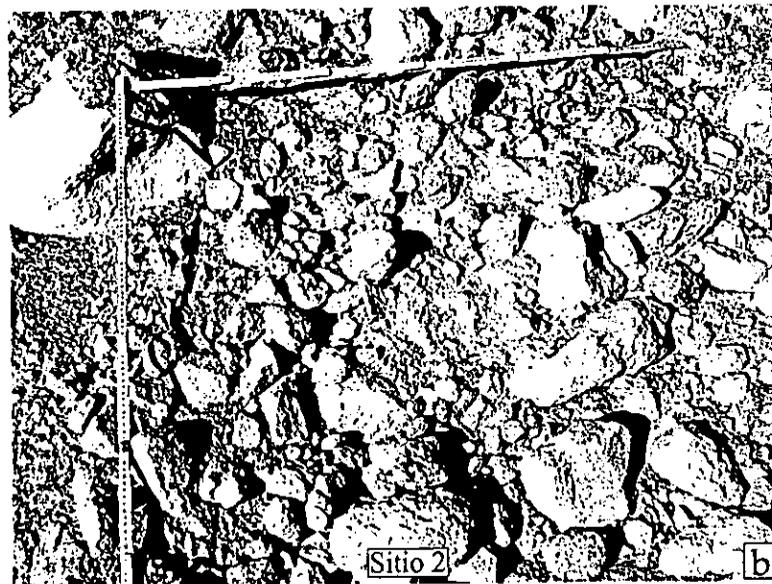
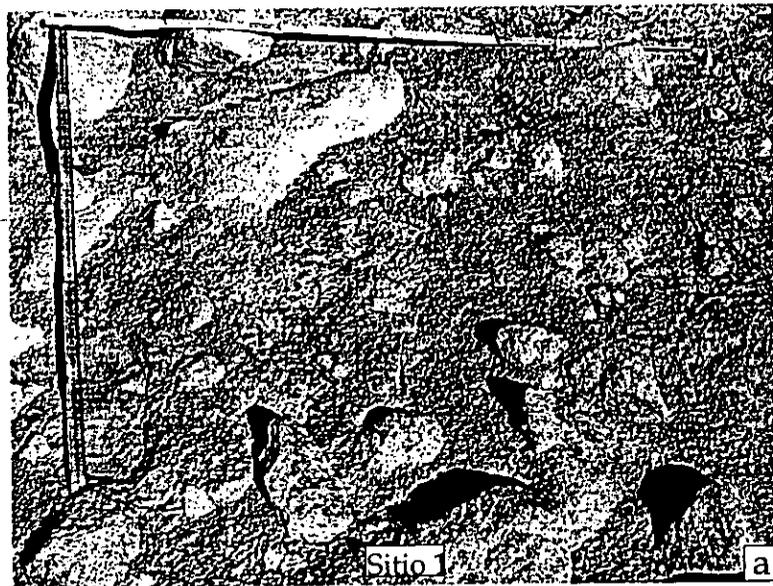


Fig. 24. Vista de la superficie de dos depósitos de bloques y ceniza, a).- bloques soportados por una abundante matriz, punto 1, y b).- bloques soportados grano a grano, aunque es posible ver una escasa matriz. En ambos casos la regla es de 1 m.

De la base a la cima está compuesta por las siguientes unidades; depósito de color gris claro masivo de 4 cm de espesor, compuesto de arena gruesa (flujo piroclástico diluido "fp"). Sobre la capa basal se observó un depósito de color beige de 1 cm de espesor que presenta estructuras de duna (oleada piroclástica "S"). Coronando esta secuencia se observa un depósito de color gris claro, masivo de 0.5 cm de espesor compuesto de arena fina y limo (depósito de caída "ca") (Fig. 25a).

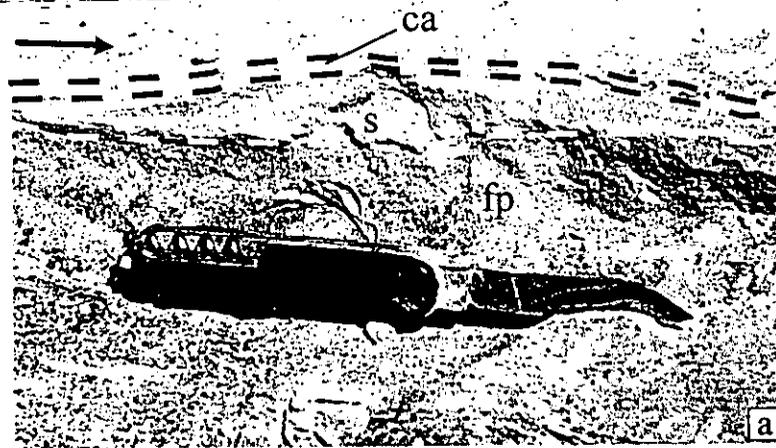


Fig. 25.- Margen Oeste de la barranca Cordoban E a).- vista del depósito basal de color gris claro masivo de flujo piroclástico diluido (fp), depósito con estratificación cruzada (s) y capa fina de ceniza de caída (ca). La navaja mide 16 cm. b).- Magueyes y plantas derribadas en la dirección del flujo y arena acumulada en la base. La flecha indica la dirección del flujo.

El flujo diluido que produjo estos depósitos derribó y quemó magueyes, plantas, arbustos y arboles (Fig. 25b). Algunos magueyes y arboles ubicadas a corta distancia del cauce de la barranca, se observaron pulidos y cubiertos por una capa de arena fina.

IV.7. Emplazamiento de los flujos e implicaciones genéticas de los depósitos.

La barranca Cordobán. Este, fue rellena hasta una distancia de 3 km por la superposición de cinco depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza, emplazados entre el 21 de noviembre y el 8 de diciembre de 1998 (Fig. 22a). La correlación entre las diferentes unidades de flujo y un evento específico es muy difícil. Sin embargo, los depósitos de la unidad 5 (Fig. 22b) dentro de la facies de canal (*block-and-ash flow deposits*) y los depósitos marginales que corresponden a las tres unidades finas reportadas en el sitio 5 (Fig. 23b), pueden ser correlacionados con el flujo que se filmó el 10 de diciembre de 1998. En otras palabras, se asume que cada flujo piroclástico (FBC) deposita una parte basal compuesta de bloques y ceniza (facies de canal) y otra parte superior compuesta de tres unidades (facies marginal), 1.- capa de arena gruesa (*dilute pyroclastic flow*), 2.- capa de ceniza y limo con estructuras de duna (*surge*), y 3.- capa delgada de ceniza del tamaño de la arena fina (*ash fall*). Los tres depósitos fueron derivados de la nube turbulenta que sobreyace a la avalancha basal. No obstante, no fue posible hacer una correlación entre las facies de canal y marginal, para cada unidad de flujo reconocida, debido a que en la mayoría de los casos la parte fina derivada de la nube de ceniza (facies marginal), fue erosionada por los flujos piroclásticos subsecuentes (Fujii y Nakada, 1999; Miyabuchi, 1999).

IV.8. Flujos piroclásticos del 17 de julio de 1999.

La explosión del 17 de julio de 1999 inició con un fuerte estruendo que fue escuchado en la ciudad de Colima, ubicada a más de 30 km del volcán. Esta, lanzó a la atmósfera proyectiles de 9 cm de diámetro que alcanzaron 3 km de distancia, al tiempo que se levantaba una nube de ceniza de 10 km por encima del cráter del volcán (GVN, 1999d, Fig. 26).

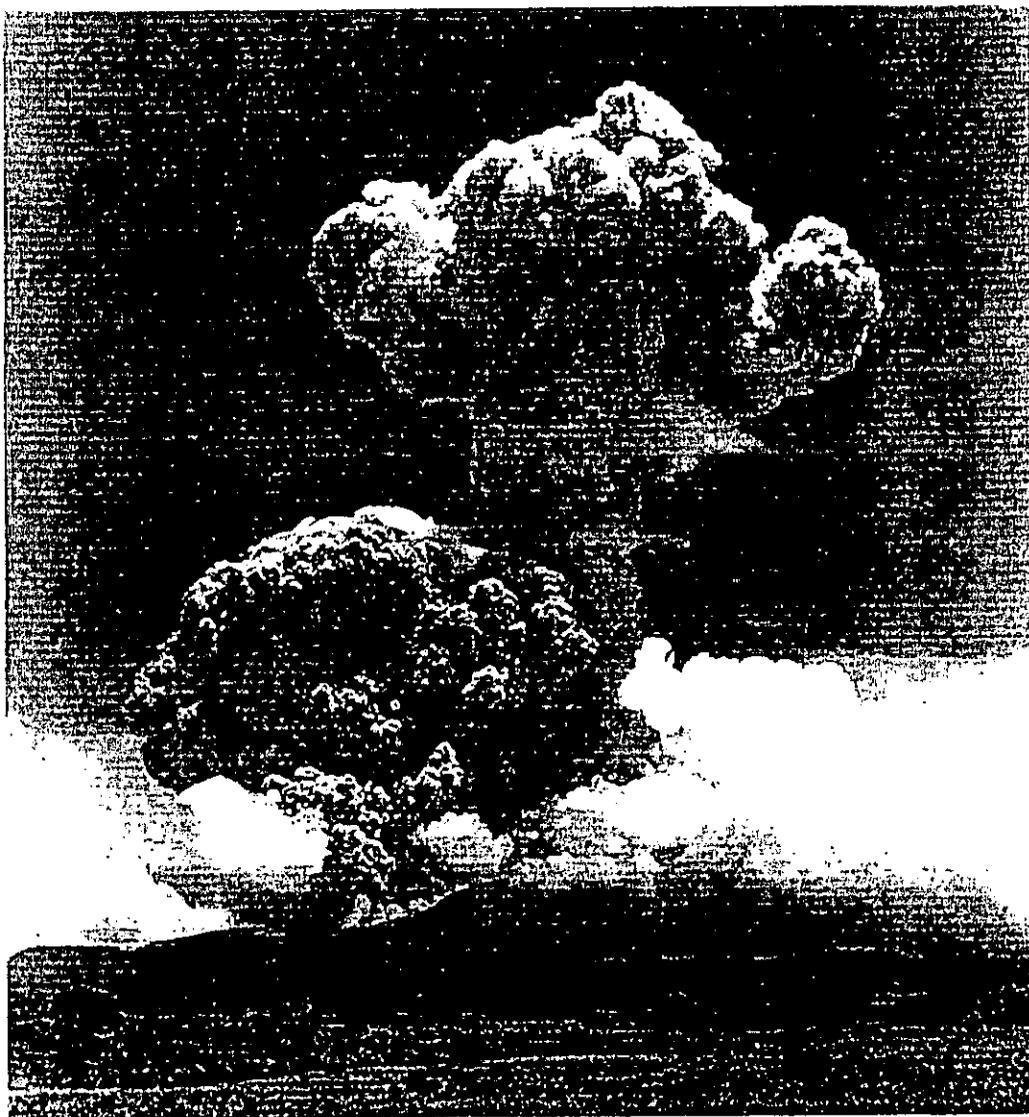


Fig. 26. Vista panorámica de la columna eruptiva del 17 de julio de 1999. La columna alcanzó 10 km de altura, posteriormente se desarrollaron flujos piroclásticos, los cuales se encauzaron sobre las barrancas San Antonio-Montegrande.

Segundos más tarde, la parte basal de la columna se colapsó hacia el flanco sur-suroeste del edificio, dando paso a la formación de flujos piroclásticos tipo Soufriere (Sato et al., 1992). El flujo piroclástico se encauzó por las barrancas San Antonio y Montegrande hasta una distancia de 3.3 km, mientras que la nube de ceniza desarrollada encima del flujo alcanzó ~4 km de altura (Fig. 26 y 27a).

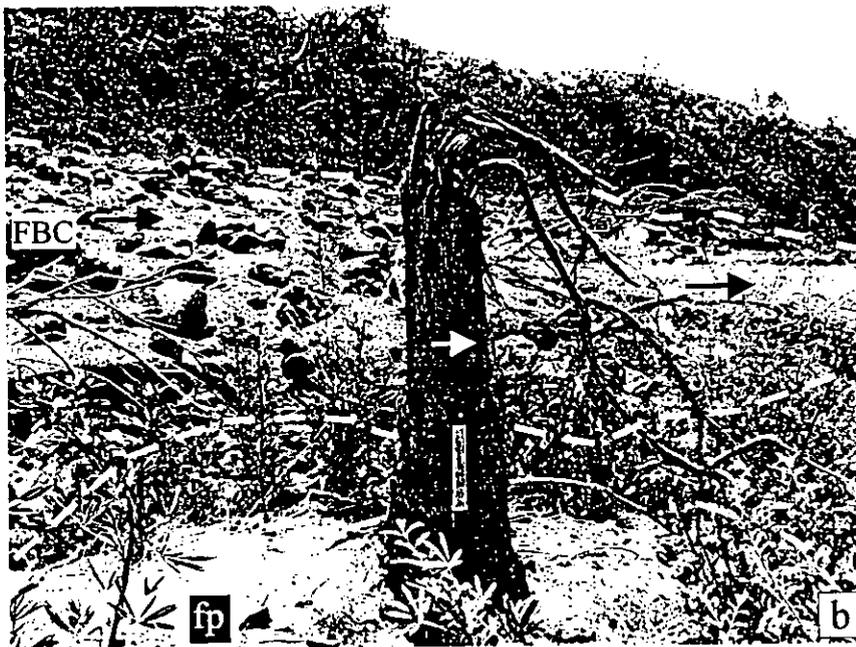


Fig. 27. a) Panorámica de los depósitos de bloques y ceniza llenando las barrancas San Antonio-Montegrande, la línea blanca muestra el límite del depósito. b).- Detalle de un árbol de 30 cm de diámetro derribado y orientado en la dirección del flujo en el punto 15, la línea marca el límite entre los depósitos de FBC y fp, las flechas indican la dirección del flujo. La pala mide 69 cm de largo.

El flujo piroclástico quemó la vegetación hasta una distancia de 5 km en la barranca la Lumbre, y cubrió parcialmente los flujos de lava generados en por la

erupción de 1998 en los brazos de la barranca Cordobán. Debido a lo inaccesible del área estos depósitos no fueron estudiados.

IV.8.1- Depósito de flujo de bloques y ceniza (Facies de Canal).

Las barrancas Montegrande-San Antonio fueron visitadas el 15 de febrero y el 11 de marzo del 2000. Durante este reconocimiento se observó que en el tramo comprendido entre las cotas 2500 y 2400 msnm, era imposible diferenciar una barranca de otra, dado que éstas fueron totalmente rellenas entre estas alturas por los depósitos de flujo piroclástico (Fig. 27a). Sobre la superficie del depósito dejados por los flujos del 17 de julio de 1999, no se reconocieron frentes o lóbulos. En algunos puntos, la erosión descubrió el depósito y fue posible observar que las barrancas fueron cubiertas por un solo evento.

La parte densa del depósito es gris, masiva monolitológica (de composición andesítica) con espesores que van de 1.2 m (punto 13) a 4-5 m (punto 14; Fig. 19 y 28a). El depósito ocasionalmente muestra concentración de líticos sub-angulosos en la cima con diámetros de 70 cm en promedio. Los bloques se encuentran soportados por una matriz del tamaño de la arena media a gruesa; no se observaron marcas de desgasificación (Fig. 28a). Estos depósitos se encuentran rellenas las barrancas San Antonio y Montegrande hasta una distancia de 3.3 km del volcán, con un volumen total de $7.92 \times 10^5 \text{ m}^3$ ($230000 \text{ m}^2 \times 3.5 \text{ m}$) y un coeficiente de Heim de 0.45.

IV.8.2 Facies Marginales

La parte fina del depósito producto de la erupción del 17 de julio de 1999, cubrió los márgenes de las Barrancas Cordobán E, San Antonio y Montegrande. Es una capa delgada compuesta por partículas del tamaño de la arena gruesa a media. En el sitio 15 (Fig. 19; 28b) estos depósitos están constituidos por dos capas: 1) una

capa basal (fp), masiva de 2 cm de espesor compuesta de arena y limo con un contacto inferior erosivo (Fig. 28b), y 2) un depósito gris claro (s) compuesto por ceniza del tamaño del limo y de la arena media con estratificación cruzada que presenta un contacto inferior erosivo (Fig. 28b) y un espesor de 9 a 18 cm en los sitios 13 y 15 respectivamente (Fig. 19). En las barrancas San Antonio y Montegrande la relación estratigráfica entre los depósitos de la parte fina con los depósitos de bloques y ceniza, es un tanto ambigua. En las áreas cercanas (sitio 15; Fig. 29a), estos horizontes cubren el depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza, mientras que en las partes distantes, lo subyacen (sitio 13, Fig. 29b y Fig. 30a y b).

IV.8.3. Emplazamiento de los flujos e implicaciones genéticas de los depósitos.

Los depósitos de FBC generados el 17 de julio de 1999, fueron estudiados en las Barrancas San Antonio-Montegrande. Los resultados muestran que los depósitos se pueden dividir en dos partes: una parte densa compuesta por bloques y ceniza y una parte fina compuesta por arena y limo.

La parte densa fue emplazada por la avalancha basal del flujo que se encauzó en las barrancas San Antonio-Montegrande hasta una distancia de 3.3 km, removiendo el follaje de los árboles hasta una altura de 6 m, erosionando además su corteza hasta una altura de 2 m. La parte fina fue emplazada por una nube de ceniza diluida que remontó barreras topográficas afectando la parte marginal de las barrancas. En estos sitios, árboles hasta de 30 cm de diámetro fueron derribados y/o cortados de tajo, la mayoría de los cuales presentaba una orientación en la dirección del flujo (Fig. 27b). La posición estratigráfica de estos depósitos con relación a los producidos por la avalancha basal (bloque y ceniza) no es constante, dado que en la parte cercana los están sobreyaciendo, mientras que en la parte distal, los subyace. En general, la temperatura de los flujos fue variable ya que en

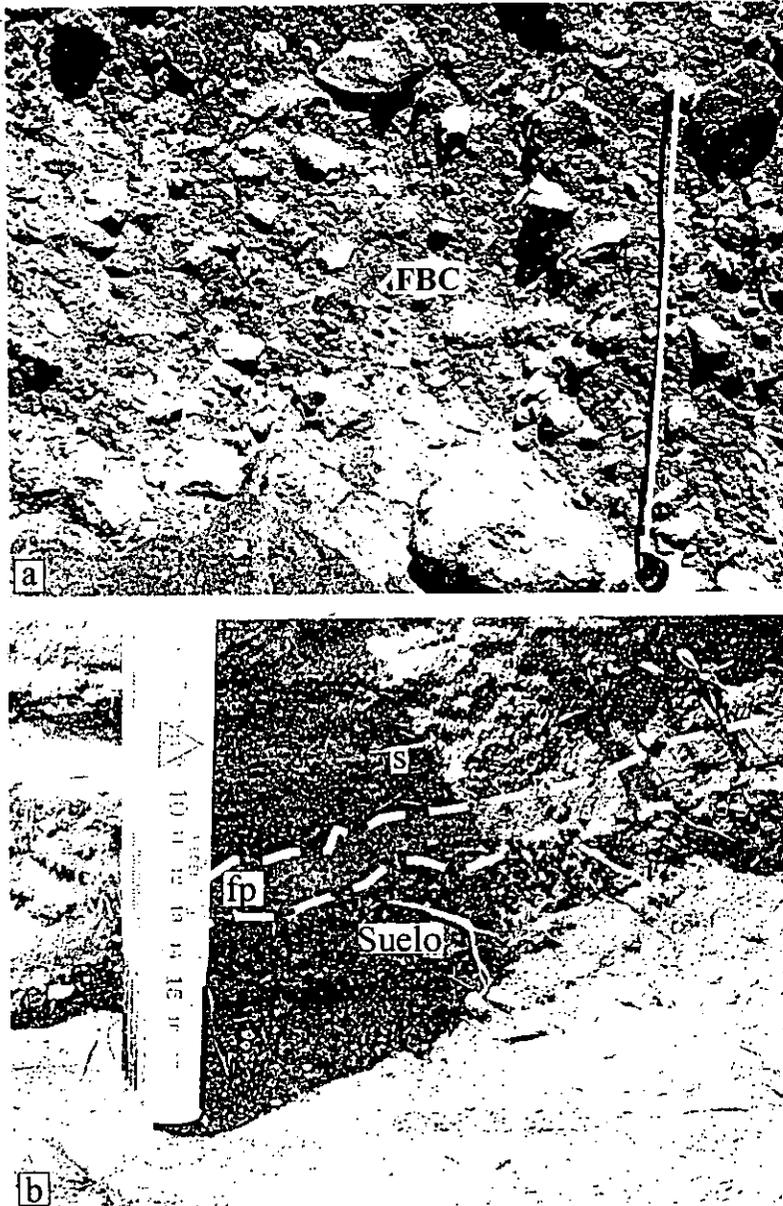


Fig. 28. a). Depósitos de bloques y ceniza en la barranca San Antonio-Montegrande, en donde los bloques son soportados por una matriz de la arena en el sitio 14. b).- Vista del depósito marginal en el punto 15. En el depósito de oleada piroclástica (s) se observa un importante contenido de material vegetal, la línea muestra el límite del depósito de flujo piroclástico diluido (fp) con el suelo.

algunos lugares la vegetación estaba solo cocida mientras que en otras estaba quemada (~ 200°C).

IV.9. Granulometría

Se realizaron 18 análisis granulométricos para los depósitos de noviembre-diciembre de 1998 y el 17 de julio de 1999. En general, los depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza del 10 de diciembre, presentaron una distribución bimodal con modas principalmente en -4ϕ , 1ϕ y -2ϕ , sin mayores variaciones entre las diferentes unidades de flujo, así como una $Md\phi$ de entre 0.05ϕ y 0.40ϕ y una selección $\sigma\phi$ de 2.63 a 3.45ϕ (Fig. 22). Por su parte, las tres unidades que conforman los depósitos de facies marginales: a).- flujos piroclásticos diluidos presentan una $Md\phi = 2.80$ y $\sigma\phi = 1.70$, b).- depósito de surge con una $Md = 2.85\phi$ y $\sigma = 1\phi$ y por último c).- el depósito de caída aérea presenta una $Md = 2.70\phi$ y $\sigma = 1.10\phi$ (Fig. 22).

Los depósitos de la erupción del 17 de julio de 1999 presentaron parámetros granulométricos similares a los encontrados en los depósitos de noviembre y diciembre de 1998 (Fig. 22 y 29). Los histogramas muestran una curva bimodal con picos en -4ϕ y 1ϕ , pero son más gruesos y menos seleccionados ($Md\phi = -1.75$; $\sigma\phi = 3.18-3.2$) respecto a los flujos de noviembre-diciembre. Los depósitos de las facies marginales presentan una curva unimodal asimétrica, hacia la fracción fina con un pico en 4ϕ . Los depósitos que sobreyacen a los de bloques y ceniza (fp y s, puntos 15 y 14; Fig. 29) presentan valores de $Md\phi = 2.45$ y $\sigma\phi$ de 1.28 a 1.30, mientras que los depósitos que los subyacen (s, punto 13 Fig. 29) presentan dos picos bien definidos en 3ϕ y 4ϕ ($Md\phi = 2.45$ y $\sigma\phi = 1.20$; Fig. 29). Las curvas acumulativas sugieren que los depósitos de facies marginales fueron derivados de los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza que llenan las principales barrancas. Dado que éstas muestran un espectro de tamaños de partículas ($< -2\phi$) claramente inferior a los depósitos de la matriz de los FBC (Fig. 31a y 29b). En particular, los depósitos de noviembre y diciembre de 1998 mostraron una clara tendencia a la pérdida de partículas gruesas y un aumento de partículas finas, así como una mejor selección, con respecto a los depósitos del 17 de julio de 1999 (Fig.

Cercana
 19° 29' 23"
 103° 37' 09"
 2510 msnm
 Secciones 14 y 15

Lejana
 19° 29' 41"
 103° 37' 35"
 2405 msnm
 Sección 13

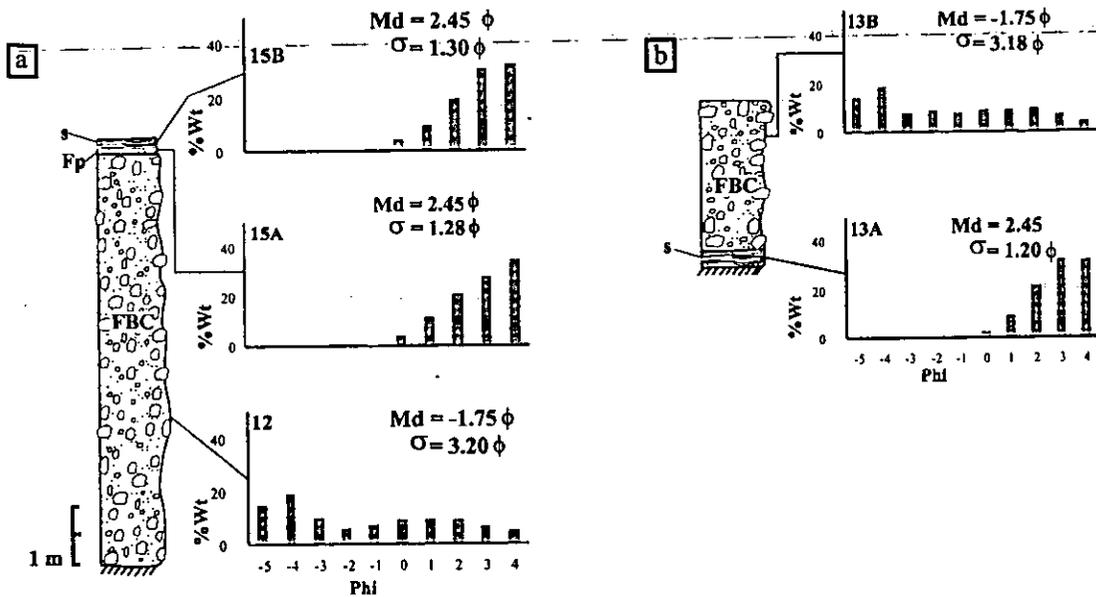


Fig. 29. Correlación estratigráfica de los depósitos cercanos del 17 de julio de 1999 (puntos 14 y 15) y lejanos (punto 13). Nótese la posición estratigráfica de los depósitos de surge (s).



Fig. 30. a). Aspecto de los depósitos del 17 de julio de 1999 en el punto 13, compuesto de un depósito basal de surge (s) y un depósito de bloques y ceniza (FBC). Nótese la concentración de bloques en la cima del depósito. La regla es 1 m de largo. b). Detalle de la unidad inferior, donde se observa el desarrollo de un depósito con estratificación cruzada (s), el cual fue erosionado por la unidad superior.

22 y 29). La pendiente y la distribución de las curvas acumulativas de los depósitos de bloques y ceniza (tipo Merapi y Soufriere) generados durante esta erupción, son similares a los depósitos generados en 1991 en el volcán Unzen,

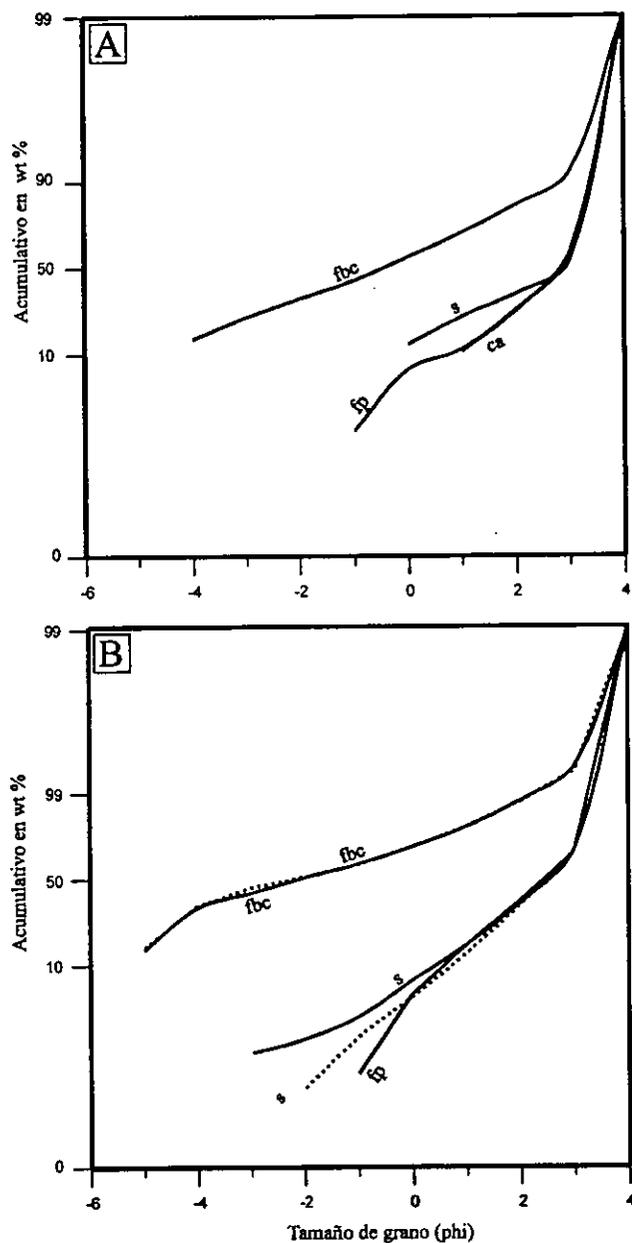


Fig. 31. a). Curvas acumulativas de los depósitos del 10 de diciembre de 1998 (tipo Merapi) b). curvas acumulativas de los depósitos del 17 de julio de 1999 (Soufriere). fbc = flujo piroclástico de bloques y ceniza, ca = depósitos de caída, s = depósitos de surge y fb = flujo piroclástico diluido. En línea punteada los depósitos distantes.

Japón, (Fujii y Nakada, 1999; Miyabuchi, 1999), en 1984 en el Merapi, Indonesia (Boudon et al., 1993), en 1986 en el Santa Helena (Mellors et al., 1988) y en 1976 en el Fuego de Guatemala (Davies et al., 1978; Rose et al., 1977).

V.10. Mecanismos de emplazamiento

Los flujos piroclásticos generados durante la erupción de 1998-1999 del volcán de Colima fueron producidos por al menos dos mecanismos diferentes: 1).- Tipo Merapi, generados a partir del desprendimiento de bloques del frente de flujo de lava en pendientes altas, 2).- Tipo Soufriere, generados a partir del colapso de la base de la columna eruptiva generada por la explosión del 17 de julio de 1999. Independiente del mecanismo de formación, los flujos piroclásticos se comportaron de forma similar y produjeron un mismo tipo de depósitos. La formación de FBC en el volcán de Colima inicia por la desestabilización y el desprendimiento de bloques del domo o del frente de un flujo de lava. Al rodar, saltar y golpearse unos con otros, estos bloques se fragmentan en bloques más pequeños, dando paso a la formación de una nube de ceniza turbulenta. Sobre las pendientes más fuertes, algunos bloques aislados se movían a mayor velocidad que el frente del flujo, como fue el 10 de diciembre de 1998 (Fig. 21a-h). Esta masa incoherente de material dió paso a la formación de una parte basal compuesta por bloques y ceniza, así como una superior compuesta por ceniza.

El soporte grano a grano que muestran los depósitos de las facies cercanas de los depósitos de FBC de la erupciones de 1991 y 1998 en el Volcán de Colima (Fig. 24b, Saucedo et al., 2001a). Los resultados de experimentos en laboratorio (Drake 1990; Takahashi y Tsujimoto 2000), y las marcas de impacto en bloques (Sieh y Bursik 1986; Grunewal et al., 2000). Muestran con toda claridad que durante la primera etapa de las erupciones de 1991 y 1998-1999 en el Volcán de Colima, la avalancha basal de los FBC se movió como un flujo granular bajo la acción de la gravedad. Por lo tanto, se piensa que durante esta etapa del FBC, el escape de gas

por fragmentación desde la avalancha basal fue mínimo (Davies et al 1978; Nairn y Shelf, 1978; Mellors et al., 1988; Boudon et al., 1993; Yamamoto et al., 1993; Fujii y Nakada 1999; Takahashi y Tsujimoto et al., 2000). Por lo que se concluye que en la parte cercana los FBC, se mueven de forma similar a un flujo granular (Drake, 1990).

Conforme el flujo avanza pendiente abajo, éste desarrolla un frente bien redondeado y turbulento, y una vez que el flujo pasa el quiebre en pendiente (de $>30^\circ$ a $<20^\circ$), se desarrolla una nube turbulenta compuesta de ceniza, la cual asciende por convección, de forma similar a lo que ocurre en un salto hidráulico o salto granular. En el cambio de pendiente, la parte basal del flujo es encauzada dentro de la barranca, mientras experimenta una disminución en la velocidad. Lo anterior, se traduce en una disminución en la capacidad del flujo para poder soportar grandes partículas, tal y como se ha documentado en otros volcanes. (Cole y Scarpati 1993; Freundt y Schminke 1985; Levine y Kieffer 1991; Macías et al., 1998). Después del quiebre en pendiente algunos flujos piroclásticos como el del 10 de diciembre, fueron capaces de remontar algunas de las paredes de las barrancas antes de entrar en ellas. Una vez dentro de la barranca, el flujo fue capaz de avanzar otro kilómetro antes de detenerse. A partir de este punto las partículas finas ascendieron como una nube de ceniza. En este mismo sitio, la nube se dividió en dos partes, una que fue arrastrada por el viento hacia la cima del volcán y otra que se levantó verticalmente mientras que el flujo continuaba avanzando hacia el frente (Fig. 21a-h). Conforme el flujo de bloques y ceniza avanzaba, se desarrollaron dos procesos importantes; primero, al continuar su movimiento aumenta la fragmentación de las partículas en la avalancha basal, lo que produce la liberación de gas. Esto permite un incremento en el empuje hacia arriba de las partículas para formar la nube de ceniza. Adicionalmente, se desarrolla de una zona donde las partículas son soportadas por una matriz fina (fp; Takahashi y Tsujimoto, 2000), tal y como fue observado en los depósitos generados en Colima en 1991 (Saucedo et al., 2001a). El segundo proceso, más

allá del quiebre en pendiente la parte basal del flujo se desacelera, permitiendo que la parte diluida que la sobreyace se separe de ésta y avance a una mayor velocidad que la parte basal (Palladino y Valentine, 1995; Denlinger, 1987; Nairn y Shelf 1978). La parte diluida se transforma en un flujo piroclástico diluido independiente, tal y como fue discutido por algunos autores (Fisher y Heiken 1982; Mellors et al., 1988; Freundt y Bursik, 1998; Fisher 1995; Fujii y Nakad, 1999; Takahashi y Tsujimoto, 2000). Este proceso explica la secuencia estratigráfica inversa de los flujos piroclásticos generados el 17 de julio de 1999, en la cual los depósitos de oleada piroclástica sobreyacen a los depósitos de la avalancha basal, en la facies cercana, mientras que en la facies lejana subyacen a estos depósitos. Estudios recientes sobre los mecanismos de transporte y depositación de ignimbritas (Branny y Kokelaar, 1992) sugieren que los depósitos de flujo piroclástico como los de facies marginales en Colima, son el resultado de una alta tasa de sedimentación en un sistema de depositación (sedimentación progresiva o *progresive aggradation*).

Si esta idea se aplica a los depósitos de Colima, significa que la secuencia estratigráfica derivada del flujo piroclástico diluido es el producto de una sedimentación que varía de alta a baja, lo que a su vez depende de la concentración de partículas en la nube de ceniza. Lo que puede ser confirmado tanto por las estructuras que forman los depósitos como por tamaño de las partículas en los mismos. Este cambio en la tasa de sedimentación, puede ser el resultado de una progresiva disminución en el tamaño medio del grano y en la densidad de las partículas con el tiempo, de forma similar al concepto de flujo estratificado en oleadas piroclásticas (Valentine, 1987).

En Colima, los flujos piroclásticos de bloques y ceniza viajaron más de 2 km del quiebre en pendiente, y rellenaron las barrancas con depósitos de entre 4 y 6 m de espesor. La superficie de los depósitos está compuesta por una serie de lóbulos sobrepuestos, en donde cada uno de estos presenta un frente inclinado y el desarrollo de levées marginales, compuestos de bloques con diámetros de

algunos centímetros, rodeados por una escasa matriz de arena media a gruesa. Estas características hacen pensar que los flujos piroclásticos tenían un *yield strength* importante que permitía el soporte de bloques en su superficie (Boudon et al., 1993; Rodríguez-Elizarráras et al., 1991; Davies et al., 1978; Nairn y Shelf, 1978), de forma similar a lo que ocurre en un flujo de escombros (Johnson, 1984). Asimismo, la gradación inversa, estructuras de desgasificación y las marcas sobre los árboles ubicados en los márgenes de los cauces (observado en las erupciones de Colima de 1991 y 1998-1999), mostraron que los flujos pudieron presentar cierto grado de fluidización (tipo 1 de Wilson, 1980). Sin embargo, las evidencias de fluidización no son claras, por lo que no significan que ésta juegue un papel importante en la movilidad del flujo. Hayashi y Self (1992) consideran que la fluidización no es importante como mecanismo de transporte en los flujos piroclásticos. Por lo que determinan que la movilidad de las avalanchas frías y calientes, así como de los flujos piroclásticos de volumen de pequeño, depende directamente del volumen de material involucrado en una avalancha. Por su parte los trabajos desarrollados por Dade y Huppert (1998), llegan a esta misma conclusión.

El flujo piroclástico diluido que se separó de la avalancha basal, fue capaz de remontar algunas lomas con alturas de ~20 m, derribar algunos árboles y quemar la vegetación. En estos sitios, algunos perdieron su corteza y en su lugar se pudo observar una superficie pulida, donde numerosas partículas del tamaño de la arena gruesa estaban incrustadas.

IV.11. Conclusiones.

Los flujos piroclásticos de 1998-1999 fueron generados por varios procesos desencadenados a partir del crecimiento de un domo en la cima del volcán; por colapso de la parte externa de un nuevo domo en crecimiento, por el desprendimiento de grandes bloques desde el frente de un flujo de lava, y por el

colapso de la base de una columna eruptiva pequeña no sostenida. Los diferentes mecanismos de formación de los flujos piroclásticos fueron observados en videos y fotografías. Mientras que los depósitos generados fueron estudiados en campo casi en forma inmediata a su emplazamiento.

En el presente trabajo, se propone que los flujos piroclásticos de bloques y ceniza producidos por el colapso gravitacional (tipo Merapi) o la destrucción de un domo (tipo Soufriere), se mueven de forma similar, en donde su movilidad es función directa del volumen inicial y de la pendiente a través de la cual se desplazan (Hayashi y Shelf, 1992; Dade y Huppert, 1998).

Con base en los resultados obtenidos del estudio de las erupciones de 1991 y 1998-1999, se concluye que los flujos piroclásticos de bloque y ceniza generados en Colima, inmediatamente se separaran en una avalancha basal y una nube superior turbulenta compuesta de ceniza. En las pendientes más fuertes, la parte basal se mueve como un flujo granular, sin embargo, si su volumen es lo suficiente grande, pueden llegar más allá del quiebre en pendiente y moverse sobre pendientes más suaves, en donde la fragmentación y la fluidización pueden jugar un papel importante durante el emplazamiento del flujo en sus etapas finales.

Una vez que la avalancha basal se desacelera y se detiene, la nube turbulenta superior se mueve de forma independiente como un flujo piroclástico diluido (Fujii y Nakada, 1999; Takahashi y Tsujimoto, 2000). Este fue capaz de remontar algunas barreras topográficas y emplazar tres depósitos, una capa masiva de arena (flujo piroclástico diluido), una capa con estratificación cruzada (oleada piroclástica). Posteriormente, cuando la nube de ceniza por sedimentación se hace menos densa que el medio ambiente, ésta se levanta para posteriormente depositar una fina capa de ceniza de caída.

V. Discusión sobre emplazamiento de flujos piroclásticos de bloques y ceniza.

V.1. Introducción.

El estudio de los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza generados durante las erupciones de 1991 y 1998-1999 del volcán de fuego de Colima, indica que fueron el resultado de dos mecanismos eruptivos diferentes (tipo Merapi y Soufrière), presentan una secuencia estratigráfica similar. En general los depósitos se pueden dividir en dos partes: a) una parte gruesa y b) una parte fina. La primera está compuesta por bloques soportados bloques en la parte cercana al volcán (<1.8 km) y bloques y ceniza en su porción lejana (≥ 2 km). Ambas, sólo se encuentran rellenando la parte profunda de las barrancas (facies de canal). Por el contrario, la parte fina, está constituida por dos capas delgadas compuestas de ceniza (con estratificación masiva y cruzada) y se encuentra distribuida sobre las márgenes de las barrancas y fuera de éstas (facies marginal), con espesores de algunos centímetros.

V.2. Mecanismos de emplazamiento de la avalancha basal.

La correlación entre los depósitos y el proceso de formación de flujos piroclásticos de bloques y ceniza generados durante las erupciones de 1991 y 1998-1999 del volcán de Colima, indica que éstos se forman a partir de una avalancha basal, sobre la cual se desarrolla una nube de ceniza (Davies et al., 1978; Self y Hayashi, 1978; Fisher y Heiken, 1982; Mellors et al 1988).

El estudio de los depósitos producidos por la erupción de 1991, indica que la avalancha basal sufrió un cambio lateral importante a lo largo de sus 4 km de recorrido. Este cambio se observa en las cercanías del quiebre en pendiente de $> 30^\circ$ a $< 20^\circ$, ubicado a 2 km del volcán. Antes y después de este sitio, se observan cambios texturales importantes que tienen que ver con un cambio en el mecanismo de emplazamiento del flujo.

V.2.1. Facies Cercana

En los primeros 2 km de recorrido (facies cercana) donde la pendiente del terreno (θ) es mayor al ángulo de reposo para un flujo granular ($\theta-r$), la avalancha se movió como un flujo granular inercial no cohesivo, movido por gravedad (Lowe, 1976, Takahasi y Tsujimoto, 2000). En la primera inicial del movimiento la interacción entre partículas de la avalancha es más bien friccional que colisional (Drake, 1990, Sohn, 1997), por lo que el nivel de fragmentación y escape de gas desde los fragmentos juveniles es bajo (Takahasi y Tsujimoto, 2000). En la parte final de esta etapa, la interacción entre partículas es mayor favoreciendo la fragmentación y el escape de gas del interior de las mismas aumenta, traduciéndose en una fuerza dispersiva que les imprime mayor movilidad.

V.2.2. Facies Lejana

Más allá del quiebre en pendiente ($> 2\text{km}$ de la cima) y sobre una pendiente del terreno (θ) de $< 20^\circ$, debido al aumento de fragmentación (matriz) la avalancha basal presenta un cambio en su reología y continua moviéndose como un flujo pseudo-viscoso con una alta resistencia crítica (*yield strength*). Esto le da la capacidad de moverse sobre pendientes inferiores al ángulo de reposo para un material granular ($\theta-r$), además de poder soportar en su superficies bloques con dimensiones de más de 1 m de diámetro. Este hecho produce que los depósitos de la avalancha basal, muestren una burda estratificación inversa (Figuras. 11, 24 y 30).

En el presente modelo los depósitos de la avalancha basal de los flujos piroclásticos son el producto del emplazamiento de un flujo en masa o *plug flow* (Sparks, 1976; Wilson y Walker, 1981; Walker y Wilson, 1982). Con esta perspectiva, cada unidad de flujo representaría el paso de un solo flujo independiente que se desplaza como una masa coherente. Por lo tanto, se propone que la avalancha basal de los flujos

piroclásticos de bloques y cenizas se depositó en masa (Fisher, 1966; Palladino y Valentine, 1995) y no por sedimentación progresiva o *aggradation* (Branney y Kokelaar, 1992).

En la facies lejana, la avalancha basal de cada flujo piroclástico, se comporta como un flujo tipo Bingham, donde existe un gradiente de velocidades entre la parte inferior y la parte superior del flujo. La parte basal se mueve bajo un régimen laminar, mientras que la parte superior presenta una velocidad constante al moverse como una masa rígida o *plug flow* (Johnson, 1970; McEwing, 1989; Palladino y Valentine, 1995). La diferencia en velocidad entre las capas adyacentes produce una mayor interacción entre las partículas y la generación de una presión dispersiva (fuerzas normales a la superficie del terreno) que disminuye hacia la parte superior del flujo, donde el gradiente de velocidad es prácticamente nulo (Palladino y Valentine, 1995). Este hecho hace que los grandes clastos migren hacia los niveles más altos del flujo dándole al depósito una burda estratificación inversa. Rodine y Johnson (1976), señalan que la diferencia entre la densidad de clastos y la matriz, así como la resistencia crítica (*yield strength*) de un material, son factores que juegan un papel importante en la estratificación inversa de algunos depósitos de flujos piroclásticos.

V.3. Nube diluida.

Es muy claro que en el caso de la erupción de 1998-99 del volcán de Colima la nube superior fue capaz de separarse después del quiebre en pendiente de la avalancha basal y avanzar de manera independiente. En este trabajo se consideró a esta nube como una corriente de densidad diluida o flujo verticalmente estratificado, donde la concentración de partículas disminuye gradualmente hacia la parte superior (Valentine, 1987). Es muy factible que hacia la base del flujo, se desarrolle una carpeta de tracción, alimentada por la precipitación de partículas que precipitan desde la parte superior del flujo (Lowe, 1982; Shon, 1997; Druitt,

1992). Por lo tanto, se piensa que la sedimentación de la corriente de densidad diluida, pueda llevarse a cabo por sedimentación continua (*progresisve aggradación*) de acuerdo con el modelo de Branney y Kokelaar (1992). Estos autores, proponen que la deposición se lleva a cabo a partir de un flujo estratificado (Lowe, 1978; Valentine, 1987; Druitt, 1992), en donde la concentración de las partículas disminuye de la base a la cima. La gran cantidad de partículas en la base del flujo forma una zona de alta concentración o carpeta de tracción en donde la turbulencia se ve inhibida, y por un mecanismo de *hindered-settling* se puede producir una gradación inversa. El mecanismo de enplazamiento aquí descrito para la nube diluida concuerda con los modelos propuestos por otros autores para secuencias similares (Lowe 1982; Branney y Kokelaar, 1992; Sohn, 1997).

VI. Flujos Piroclásticos del volcán de Colima: Simulación y Mapa de peligros

Resumen

Con base en el estudio de los flujos piroclásticos generados durante los últimos 426 años en el volcán de Colima fue posible elaborar un mapa de peligros. Este mapa fue generado mediante el programa "Flow 3D" de Kover (1995), el cual emplea un modelo digital de terreno y parámetros físicos de los flujos piroclásticos como el coeficiente de fricción (a_0), la viscosidad (a_1) y turbulencia del flujo (a_2). El programa es capaz de definir las trayectorias que podrían tomar los flujos piroclásticos y su perfil de velocidades a lo largo de su trayecto. En el mapa de peligros propuesto se muestran las áreas más susceptibles a ser afectadas por flujos piroclásticos generados a partir de tres escenarios eruptivos con mayor posibilidad de presentarse en el corto y mediano plazo. En estos escenarios se incluye la erupción de 1913, la cual se desarrolló en tres fases eruptivas, la fase I generó flujos piroclásticos derivados del colapso de domo (tipo Merapi), la fase II flujos piroclásticos por colapso de columna eruptiva no sostenida (tipo Soufrière), y la fase III produjo flujos piroclásticos derivados del colapso de una columna eruptiva pliniana. Los flujos piroclásticos producidos durante estas tres fases sirvieron como base para calibrar el programa Flow 3D. Los alcances máximos de los flujos simulados fueron unidos en una sola línea que representa la zona de afectación posible para cada caso.

Los flujos piroclásticos producidos en 1991, 1994 y 1998-1999 también fueron considerados para delimitar las zonas de peligro en el mapa.

Las zonas 1 y 2 de peligro, podrían ser afectadas por flujos piroclásticos tipo Merapi o Soufrière. Estos flujos podrían ser similares a los ocurridos en la década pasada (zona 1) y a los desarrollados en la fase II de la erupción de 1913 (zona 2, tipo Soufrière). Estos últimos, sólo afectarían algunos ranchos, al poblado de la Yerbabuena y probablemente al poblado de La Becerrera. La zona 3 podría ser afectada por flujos piroclásticos generados por el colapso de una columna pliniana o fase III de la erupción de 1913. Estos afectarían a varios poblados importantes

como son La Becerrera y Quesería en el Estado de Colima, y Tonila, Cofradía, San Marcos y Juan Barragán en el Estado de Jalisco, en los cuales se encuentra asentada una población aproximada de 15,000 personas.

El presente mapa de peligros tiene la finalidad contribuir a la mitigación del riesgo volcánico en la zona. En este mapa, se muestra con mayor detalle las áreas susceptibles a ser afectadas por flujos piroclásticos generados a partir de tres escenarios eruptivos. Asimismo, servirá para mejorar los mapas de peligros ya existentes para el volcán de Colima.

VI.1. Introducción

El registro histórico del volcán de Colima, indica que es el volcán más activo de México con al menos 45 erupciones desde 1576 (De la Cruz, 1993) y es uno de los más activos de Norte América con alrededor de 25 erupciones que han generado flujos piroclásticos. Al menos tres se han generado a partir del colapso de una columna eruptiva pliniana, 12 de tipo Soufrière y por lo menos 9 tipo Merapi (Tabla 3). Sin embargo, dado que los flujos piroclásticos tipo Merapi y prácticamente todos los tipo Soufrière generados en los últimos ~200, no han alcanzado una distancia mayor a los 5 km, en este trabajo la zona con mayor peligro es considerada aquella que, históricamente, ha sido afectada por estos dos tipos de FBC .

En este mismo contexto y dada su violencia, la erupción ocurrida en 1913 representa un punto básico de referencia para evaluar el peligro y riesgo volcánico en el volcán de Colima, debido a que en los últimos ~426 años, el volcán de Colima ha presentado este tipo de erupciones, por lo menos en tres ocasiones (1576?, 1606-1690?, 1818 y 1913). Estas erupciones, independientemente de que representen la apertura o cierre de un ciclo eruptivo, han dado lugar a la formación de una columna pliniana (Luhr y Carmichael 1981; Robin et al., 1990). Los flujos generados a partir del colapso de dicha columna presentaron alta movilidad con velocidades

de más 100 m/s, y un alcance de 15 km. Por lo anterior, y dada su importancia, a continuación se presenta un recuento de la erupción de 1913, así como una breve recopilación de la actividad del volcán de Colima durante el siglo pasado.

En el siglo XX, la actividad inició con un par de explosiones en 1903 y 1909, las cuales formaron cráteres de entre 30 y 50 m en la superficie del domo, que en ese tiempo ocupaba la cima del volcán. Durante la erupción de 1913 el domo fue destruido, dejando en su lugar un cráter de ~ 400 m de diámetro (Waitz 1915). Después de este evento, la actividad al interior del cráter inició en 1922 con la emisión de lava, que colmó su interior en los años 50's. Esta actividad dió lugar a un domo central que tiempo después comenzó a desbordarse dando paso a la generación de los primeros flujos piroclásticos en 1961-1962 (Waitz, 1935; Mooser, 1961). A partir de esta fecha han ocurrido diversos flujos piroclásticos (1975- 1976, 1981, 1987?, 1991, 1994 y 1998-1999), que han incrementado su intensidad con el tiempo. Este hecho pone de manifiesto que el peligro derivado por flujos piroclásticos en el volcán de Colima tiene que ser evaluado de manera urgente, dado que constituye un riesgo latente para las poblaciones asentadas alrededor del volcán.

En este capítulo, se presenta un breve análisis estratigráfico de los depósitos derivados de los flujos piroclásticos generados en la erupción de 1913. Adicionalmente, se hace referencia a las características de los FBC generado en las tres últimas erupciones del volcán de Colima (1991, 1994 y 1998-99), como son alcances, volúmenes y coeficientes de fricción (Saucedo et al., 2001a, b), datos básicos para el empleo de programas de simulación como "Flow 3D".

El resultado de los trabajos sobre los principales escenarios (tres) que generan flujos piroclásticos en el volcán de Colima, indicó que éstos tienen diferentes grados de movilidad y que en su mayoría desarrollan una nube de ceniza turbulenta (corriente de densidad diluida), tipo oleada piroclástica con una movilidad capaz de sobrepasar barreras topográficas y alcanzar distancias hasta de varios kilómetros más allá de la aparte densa de los flujos piroclásticos que las

generan. Al respecto, es importante aclarar que este no es asunto menor, dado que los límites de las diferentes zonas de peligro en el mapa que se propone en el presente trabajo, no contemplan el alcance de los flujos diluidos; pues hasta el momento no se cuenta con la información necesaria para ello. No obstante, es preciso determinar estos alcances, dado que estos flujos han sido responsables de algunas de las tragedias más dolorosas en la historia de la vulcanología. Al respecto, solo basta mencionar la erupción del Monte Peleè en 1902, donde la parte diluida viajó como flujo independiente al menos dos kilómetros para destruir la Ciudad de San Pierre y acabar con la vida de 28000 personas.

Tabla 3.- Historia eruptiva del volcán de Colima

Numero	Año	Tipo de erupción	Referencia	Características
1	1576	Posible pliniana	Barcena, 1887	Generación de FBC?
2	1590	Explosión	Waitz, 1935	Lluvia de ceniza en una amplia zona, posible FBC tipo Soufriere
3	1606	Posible pliniana	Tello, 1650; Arreola, 1915	Explosión y caída de ceniza hasta Mich., posible generación de FBC Soufriere
4	1611	Explosión	Bárcena, 1887	Lluvia de ceniza en una amplia zona, posible FBC tipo Soufriere
5	1690	Posible pliniana	Lurh y Carmichael, 1990	Posible generación de Fp
6	1771	Explosión	Bárcena, 1887	Caída de ceniza en Guadalajara, posible FBC tipo Soufriere*
7	1818	Pliniana	Sartorius, 1871; Bárcena, 1887 y Arreola, 1915	Fp, y caída de ceniza hasta la C. de México
8	1869-1872	Cono adventicio	Bárcena, 1887	Flujos de lava y FBC tipo Merapi y caída de ceniza
9	1880	Flujo de lava y FBC tipo Merapi	Kerber, 1882, Comunicación personal C. Siebe	Flujos de lava y FBC tipo Merapi en el flanco SW
10	1885-1886	Flujo de lava en el flanco SW-W	Bárcena, 1887	Flujo de lava, FBC tipo Merapi
11	1885-1886	Explosiones	Barcena, 1887	FBC tipo Soufriere ?
12	1890	Explosión	Arreola, 1915, De la Cruz, 1993	Caída de ceniza hasta a C. de Guanajuato y FBC tipo Soufriere?
13	1891-1892	Explosión	Arreola, 1915; Starr, 1894	Caída de ceniza en C. Colima y posibles FBC tipo Soufriere?
14	1903	Explosión	Arreola, 1915; Waitz, 1935	Caída de ceniza y FBC tipo Soufriere
15	1908	Explosión	Arreola, 1915; Waitz, 1936	Caída de ceniza y FBC tipo Soufriere
16	1909	Explosión	Arreola, 1915; Waitz, 1937	Caída de ceniza y FBC tipo Soufriere
17	1913	Pliniana	Waitz, 1915 Y 1935; Arreola, 1915	Fp Merapi, Soufriere, Fp de columna pliniana y caída de ceniza a 720 km.
18	1962-1961	Flujo de lava y FBC tipo Merapi	Mooser, 1961	Alcance del flujo de lava aprox. 2 km tipo Merapi en el flanco N
19	1975-1979	Flujo de lava y FBC tipo Merapi	Thorpe et al., 1977	Alcance del flujo de lava 4.5 km, tipo Merapi en el flanco SE
20	1981-1982	Flujo de lava y FBC tipo Merapi	Lurh y Carmichael, 1990	Alcances del flujo de lava 1 km, tipo Merapi en el flanco S
21	1987	Explosión	Lurh y Carmichael, 1991	Formó un cráter en la parte E de la cima y FBC tipo Soufriere
22	1991	Flujo de lava y FBC tipo Merapi	Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991; Saucedo et al., 2001a	Alcance de los FBC tipo Merapi, 4 km y del F. de lava 2 km en el flanco SW
23	1994	Explosión	Saucedo et al., 1995	FBC tipo Soufriere con una alcance de 3.5 km
24	1998-1999	Tres flujos de lava y FBC tipo Merapi y Soufriere	Saucedo et al., 2001b	Alcance de FBC tipo Merapi 4,5 y Soufriere 3.3 de los flujos de lava 3 km
25	2001	Explosión y FBC tipo Soufriere	Comunicación personal Gavilanes, 2001	????

Es importante resaltar que el presente mapa de peligros no pretende sustituir los ya existentes, pero si tiene la intención de mejorarlos. En el presente mapa, los límites que se marcan detallan con mayor precisión las áreas susceptibles a ser afectadas por los flujos piroclásticos de corto y mediano alcance de los tres escenarios más frecuentes en el volcán de Colima (Merapi, Soufrière y colapso de la parte baja de una columna pliniana). Al respecto es importante señalar que si bien estos escenarios son los más frecuentes en la historia eruptiva del volcán durante los últimos 426 años, éstos no son los únicos que podrían presentarse.

VI.2. Antecedentes.

A pesar de que en nuestro país existe un importante número de volcanes activos, solo tres de ellos cuentan con un mapa de peligro. El primer mapa de peligros fue presentado por Nelson en 1986, después de haber resumido la historia eruptiva del volcán Ceboruco, Nayarit. Posteriormente, Boudal y Robin (1989) presentaron la historia eruptiva y la zonificación de peligros volcánicos del volcán Popocatepetl. En 1994, Hoskuldsson y Cantagrel realizaron un mapa de peligros para el Pico de Orizaba, estos autores calcularon la probabilidad de que un determinado peligro volcánico pudiera afectar un área específica. Actualmente, Sheridan et al. (2001), están desarrollando una nueva versión del mapa de peligros del Pico de Orizaba. En esta versión, se compara los resultados obtenidos utilizando el "cono de energía", el programa "Flow 2D" (Malin y Sheridan 1982; Sheridan y Malin 1983; Sheridan y Macías 1992) y el programa "Flow 3D" (Kover, 1995).

Durante la crisis volcánica que inició el 21 de diciembre de 1994, Macías et al. (1995) realizaron un mapa de peligros para el volcán Popocatepetl. Este mapa esta basado en el conocimiento de la historia eruptiva hasta ese momento. Este mapa, fue complementado con simulación de flujos piroclásticos y fue desarrollado en un tiempo breve utilizando los programas Flow 2D y 3D. Este mapa demostró la facilidad y rapidez con la que la información geológica del volcán puede ser

plasmada en un mapa de peligros. El mapa muestra una zonificación de peligros para flujos piroclásticos, avalanchas de escombros, caída de pómez y flujos de escombros. En la actualidad este mapa es utilizado por las autoridades de protección civil para ubicar las rutas de evacuación, albergues y zonas de seguridad.

Sheridan y Macías (1995) presentaron una evaluación del peligro volcánico en el volcán de Colima, basada en el cálculo de la probabilidad de que una área determinada pudiera ser afectada por un determinado tipo de flujo piroclástico. Al respecto, los diferentes tipos de flujos fueron caracterizados de acuerdo a su coeficiente de fricción (H/L) y por lo tanto por su movilidad. En este trabajo, el cálculo de la probabilidad se obtuvo mediante la aplicación de la siguiente expresión:

$$P_r = P_s/P_t$$

Donde P_r es la probabilidad de que un punto P_s sea alcanzada por un flujo piroclástico P_t (FBC y pómez y ceniza).

Si en una crisis volcánica se da por descontado que se generará un determinado tipo de flujo piroclástico (FBC o poméz y ceniza), P_t puede se asume igual a 1, por lo tanto:

$$P_r = P_s$$

La ventaja de este tipo de mapas, es que los límites representan un valor probabilístico, por lo tanto se habla de un límite semi-cuantitativo. Lo anterior, es de gran importancia para las autoridades civiles encargadas de aplicar el plan de emergencia volcánica, dado que para ellos es mas fácil entender que un límite representa el 40% de probabilidad de que una determinada área pueda ser afectada por un flujo piroclástico que si se habla de un límite de peligro de moderado a alto.

El tercer mapa fue realizado para el volcán de Colima por Martín del Pozzo et al. (1995). En éste, se delimitó de manera general las áreas que podrían ser afectadas por depósitos de avalanchas de escombros, de caída aérea de pómez y ceniza,

flujos piroclásticos y lahares. La zonificación se basó en algunos trabajos realizados sobre la geología, morfología e historia eruptiva del volcán de Colima (Rodríguez-Elizarrarás, 1995; Luhr y Carmichael, 1990; Martín del Pozzo, 1987).

VI.3. La Erupción de 1913.

La última actividad explosiva del volcán de Colima inició en enero de 1913 (Waitz 1915; Saucedo et al., 1997). Saucedo (1997) realizó un estudio estratigráfico y reconstruyó los eventos ocurridos durante la erupción, datos que fueron enriquecidos por una recopilación de la información existente y entrevistas con testigos oculares. Los resultados de este estudio indican que antes de la erupción, el volcán de Colima tenía una altitud de entre 3860 msnm (Waitz 1915) y 3960 msnm (Arreola, 1915) y su cráter estaba ocupado por un domo de lava en bloques que le daba una apariencia de bóveda (Fig. 32). Sobre el domo se podían observar dos pequeños cráteres de 30 a 50 m de diámetro ubicados al noroeste y sur-sureste, producto de las actividades explosivas de 1903 y 1909 (Waitz 1915). La primera fase eruptiva inició el 18 ó 19 de enero de 1913 con una serie de colapsos parciales del domo y algunas explosiones que produjeron flujos de bloques y ceniza tipo Soufrière, los cuales rellenaron las barrancas ubicadas al sur del volcán hasta una distancia de 9 km.

La actividad más importante de esta erupción (fase III), inició alrededor de las 12:00 A.M. del mismo 20 de enero, ésta consistió en el desarrollo de una columna pliniana que alcanzó 21 km de altura, la cual fue dispersada por los vientos dominantes hacia el noreste. La columna logró sostenerse durante ~8 horas produciendo un depósito de caída de pómez con espesores de 1m a 2 km de la cima, 15 cm a 25 km y caída de ceniza en la ciudad de Saltillo, Coah. a 725 km de distancia con espesores menores a 1 mm. El área cubierta por este depósito fue de ~14,100 km², con un volumen de 0.9 km³ (0.31 km³ DRE). El colapso parcial de la columna eruptiva produjo oleadas y flujos piroclásticos ricos en ceniza, pómez y

escoria. Estos, se encauzaron por todas las barrancas que circundan al volcán y alcanzaron distancias hasta de ~15 km.

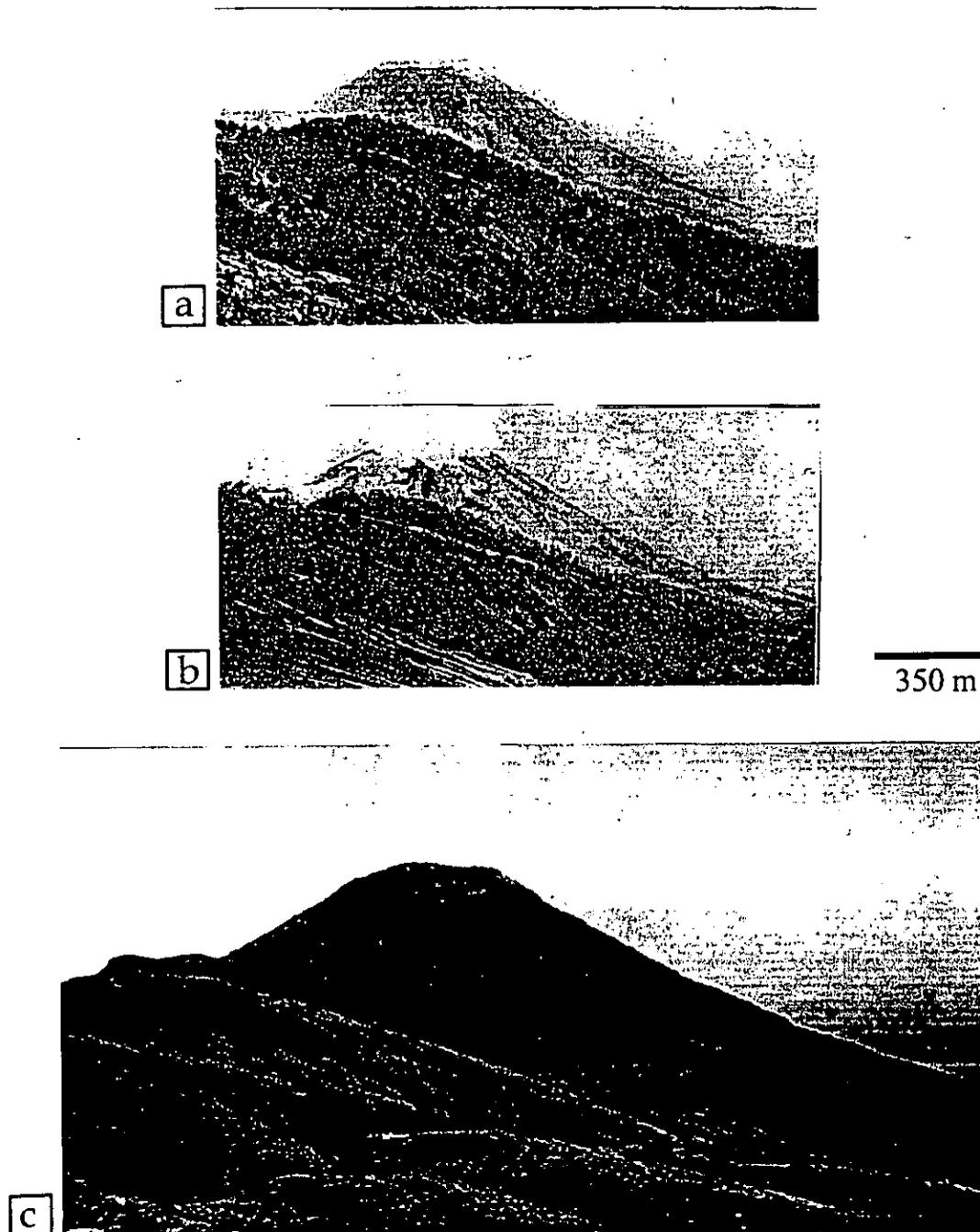


Fig. 32. Vista hacia el sur del volcán de Colima, tomada desde el paso del Colimote, en el volcán Nevado de Colima. a). Morfología de la cima en 1909, b).- Morfología de la cima pocos meses después de la erupción de 1913 y c). Morfología de la cima en 1997.

Los clastos juveniles que conforman los depósitos derivados de estos flujos piroclásticos son ricos en cristales de hornblenda (Luhr y Carmichael 1990; Robin, et al., 1990) lo cual contrasta con los productos generados en 1991 y 1998-1999, en donde la hornblenda es escasa o no está presente (Mora et al., 2001; Luhr, 2001). Al final de la erupción de 1913, el volcán de Colima había perdido alrededor de 100 m de altura. Ahora, en la cima que antes ocupó un domo, había un cráter con bordes irregulares de entre 350 y 400 m de diámetro y al menos 350 m de profundidad (Arreola 1915; Waitz, 1935) (Fig. 32b).

VI.3.1.- Estratigrafía de los depósitos de la erupción de 1913.

La figura 33, presenta un resumen de la estratigrafía de los depósitos de 1913, (Saucedo, 1997). Los depósitos de esta erupción, están formados de material accesorio (andesita densa y poco densa no juvenil) > pómez juvenil > escoria juvenil > accesorios alterados (clastos de andesita alterada no juvenil) > clastos densos juveniles y escasos cristales. La secuencia estratigráfica de la base a la cima está compuesta por las unidades que se muestran en la figura 33.

VI.4.- Flujos Piroclásticos de 1994

La actividad inició con una crisis sísmica el 4 de julio de 1994, ésta se agudizó el día 17 y culminó el día 21 con una explosión que destruyó casi por completo el domo formado durante la erupción de 1991, formando un cráter de 135 m de diámetro y 40 m de profundidad (GVNc 1994; GVNd, 1995). La explosión del 21 de julio de 1994, generó flujos piroclásticos de bloques y ceniza que se encausaron por dos de los brazos de la barranca Cordobán (Central y Este) alcanzando distancias de 2 y 3.7 km de la cima.

Los depósitos se pueden dividir dos parte: densos, compuestos de bloques y ceniza derivados y finos compuestos por un delgada capa de ceniza, derivada de una

Espesor total = 34.5 m

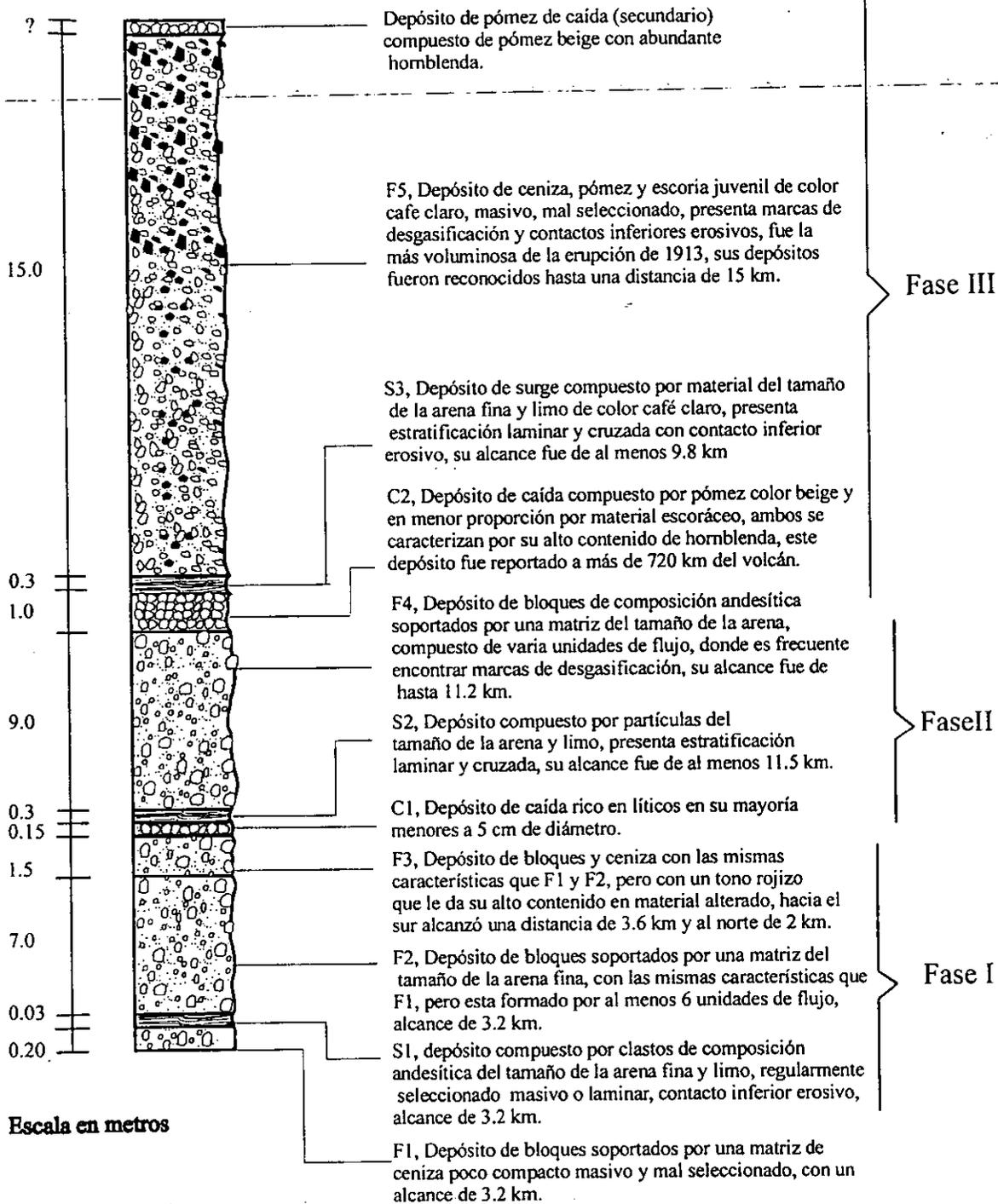


Figura 33.- Columna estratigráfica compuesta de los depósitos producidos durante las tres fases eruptivas de la erupción de 1913. F₁, F₂, F₃, F₄, F₅ son depósitos de flujos piroclásticos, C₁ y C₂ son depósitos de caída y S₁, S₂ y S₃ depósitos de oleadas piroclásticas. nube de ceniza (*ash cloud surge*), la cual se desarrolla encima de la una avalancha basal.

Los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza rellenaron parcialmente las barrancas (4 m de espesor) y estaban compuestos por bloques (andesita) de hasta 2.40 m de diámetro, soportados por una matriz de ceniza del tamaño de la arena media. Además, presentaban gradación inversa y las partes marginales y frontales presentaban el desarrollo de levees y lóbulos de ~ 0.50 m y 2 m respectivamente. Sobre la superficie del depósito era frecuente encontrar pequeños cráteres de desgasificación ("pipes").

El volumen calculado para estos depósitos varía de 450000.0 a 600000.0 km³ con un coeficiente de fricción (H/L) de 0.41 (Tabla 4).

Los depósitos derivados de la nube de ceniza (*ash cloud surge*) fueron observados 40 m más allá fuera de los cauces de las barrancas. Los depósitos estaban formados por una capa de arena fina semiendurecida de apenas 1-1.5 cm de espesor. En esta misma área, la cara de los árboles orientada hacia el volcán se encontraban cubiertos por una capa de arena fina. Sin embargo, estos árboles de 5 m de altura no presentaron evidencia de abrasión ni perdieron su follaje. En general la vegetación afectada por el paso de la nube de ceniza se encontraba inclinada en la dirección del flujo, cubierta por ceniza y completamente seca pero sin llegar a ser carbonizada.

VI.5.- Modelación de Flujos Piroclásticos

La distancia que una avalancha gravitacional no volcánica puede recorrer, depende principalmente de tres factores: la altura del punto de inicio de la avalancha, su volumen y la topografía (Heim, 1932). Este autor propuso el concepto de coeficiente de fricción con el propósito de caracterizar la movilidad de los deslizamientos de roca o avalanchas. Este parámetro tiene como base el modelo de Coulomb/Mohr (fricción de deslizamiento) expresada en la ecuación:

$$\tau = C + \sigma \tan\phi$$

Donde,

τ = es la resistencia a la deformación

C = cohesión

σ = fuerza normal = $(mg\cos\theta)$

$\tan\phi$ = ángulo de fricción interna

Sin embargo, si se ignora la cohesión y la masa del cuerpo se considera constante, la movilidad de una masa de material puede ser expresada por la relación directa entre la altura de inicio del deslizamiento (H) y la máxima distancia horizontal alcanzada por éste (L), y se expresa con la siguiente ecuación:

$$\tau = \sigma \tan\phi$$

De donde, $\tan\phi = \tau / \sigma$.

$$H/L = \tan\phi$$

Donde $\tan\phi$ es el coeficiente de fricción aparente o coeficiente de "Heim", el cual tiene un valor de crítico 0.6 ($\tan 32^\circ$) para avalanchas secas (flujos granulares no cohesivos, Fig. 34)

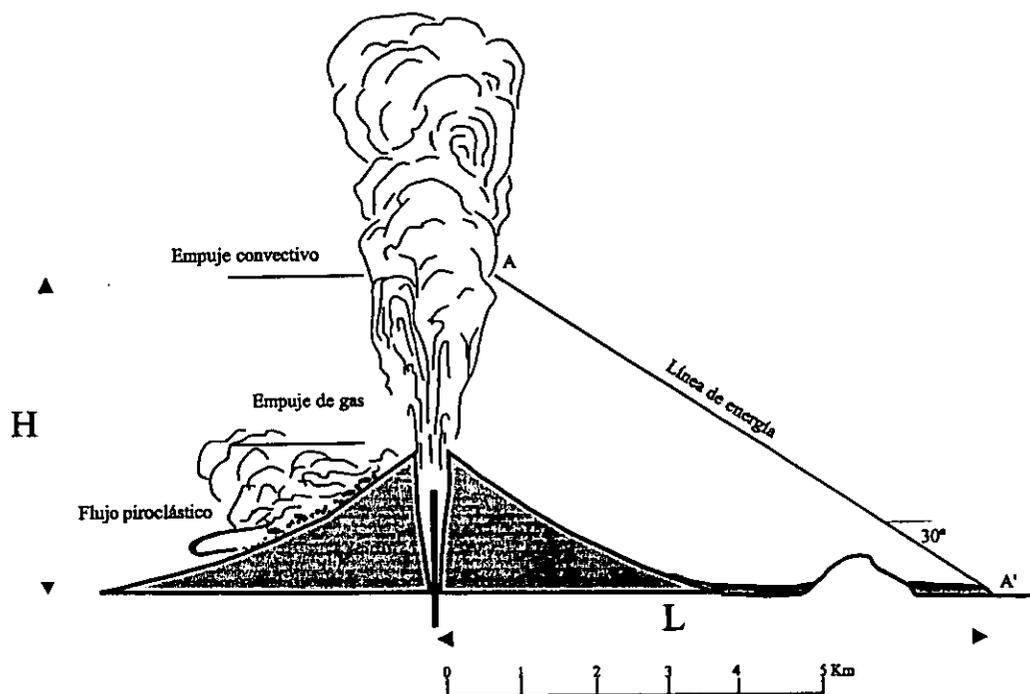


Fig. 34.- Representación Gráfica del coeficiente de Heim o de fricción interna, modificada de Sheridan, (1979).

Heim (1932) propuso como línea de energía a la línea hipotética que une los centros de gravedad del cuerpo antes y después de su deslizamiento, lo cual no es otra cosa que la representación gráfica del coeficiente de fricción. Teóricamente esta línea debe tener una inclinación $>32^\circ$ para avalanchas o flujos granulares no cohesivos (Lowe, 1976). Sin embargo, en muchos ejemplos el valor de esta pendiente es considerablemente menor, lo que evidencia un alcance excesivo (excessive runout). Por lo anterior, se piensa que durante el desplazamiento del material pueden intervenir otros factores diferentes a la fuerza de gravedad que sirven como medio lubricante para que la masa de roca tenga una movilidad mayor a la teóricamente esperada (0.6). Este valor también podría indicar que el punto de origen del flujo fue subestimado (Hsü, 1975; Sheridan 1979).

Tomando como base el concepto de línea de energía Malin y Sheridan (1982) y Sheridan y Malin (1983) propusieron el concepto de cono de energía para representar la línea de energía en tres dimensiones sobre una representación digital del terreno. Con este método, los autores construyeron un mapa de peligros para oleadas piroclásticas para los volcanes Vulcano, Lipari y Vesuvio.

En 1989, McEwen y Malin crearon un programa que modela flujos gravitacionales en dos dimensiones, para describir el movimiento de avalanchas de nieve, tomando como base el modelo de Mellor (1978). Con este programa modelaron la avalancha de escombros de 1980 del Monte Santa Elena. El modelo de Mellor (1978) señala que la resistencia a fluir de un cuerpo de nieve está relacionada con la fricción (a_0), viscosidad (a_1), y turbulencia (a_2) del cuerpo, para lo cual propuso la siguiente ecuación:

$$\tau = a_0 + a_1v + a_2v^2$$

donde τ es la resistencia a fluir y v es la velocidad.

Con la finalidad de describir de manera más real el comportamiento de los flujos piroclásticos. McEwen y Malin, (1989) consideran el parámetro de viscosidad con lo que hacen una comparación entre el comportamiento de un flujos piroclásticos y

un fluidos tipo Bingham. Sin embargo, el modelo siempre sobrestimo las velocidades.

Wadge et al.-(1998), simularon el avance de flujos piroclásticos sobre un plano x, y , donde el terreno es representado mediante una ecuación matemática y no como un modelo físico (MaEwen y Malin, 1989). La ecuación en la que se basa el modelo es la de conservación de masa y momento:

Los resultados de la ecuación, fueron combinados con una representación digital del terreno para simular los flujos piroclásticos generados el 12 de mayo de 1996 por el volcán Soufrière Hills en la isla de Montserrat (Wadge et al., 1998). En este modelo se utilizan dos ecuaciones, la primera para simular el movimiento de un flujo piroclástico denso, y la segunda se para simular el movimiento de una oleada piroclástica derivada o alimentada por la parte densa del flujo piroclástico denso.

VI.6.- Flow 3D

El programa "Flow 3D", diseñado por Kover (1995) tiene como base un modelo digital del terreno. Fue creado usando una red irregular de triángulos, para lo cual es necesario contar con las coordenadas de cada punto del terreno (x, y, z). Esta red es formada por triángulos lo más homogéneos posibles y conectados unos con otros por medio de sus vértices, lo que resulta en un modelo digital del terreno (MDT). Empleando como base el MDT, el programa Flow 3D puede simular las trayectorias más probables de un flujo gravitacional definiendo las líneas de flujo, las cuales siguen los puntos topográficamente más bajos. La longitud de los vectores de desplazamiento del flujo se calcula multiplicando el cambio en el vector de aceleración por un incremento de tiempo dado. El cambio en la velocidad se obtiene de la siguiente ecuación:

$$\Delta v = a_{tri} \cdot \Delta t$$

Donde v es el vector de velocidad instantánea del flujo, a_{tri} vector de la aceleración gravitacional en el triángulo sobre el cual se desplaza el flujo y Δt es el incremento de tiempo.

Para el cálculo de la resistencia debida a la fricción se emplea una variación del modelo de Coulomb similar al utilizado para calcular la línea de energía y deslizamiento de bloques:

$$\tau = g\mu \cos\theta$$

Donde τ es la resistencia a la deformación, g es la aceleración debido a la gravedad, μ es la fricción interna o coeficiente de deslizamiento y θ es la inclinación del terreno en la dirección del flujo o dicho en otras palabras, es la máxima inclinación del triángulo por donde se desplaza el flujo.

El programa Flow 3D puede ser empleado para pronosticar el movimiento superficial del material piroclástico movido por gravedad. Por lo tanto, el modelo cinético de Kover (1995) puede ser empleado en la evaluación del peligro volcánico. Este modelo esta basado en el algoritmo de Mellor (1978) para avalanchas de nieve, que utiliza los tres parámetros empíricos descritos anteriormente (a_0 , a_1 y a_2), coeficiente fricción, viscosidad y turbulencia del flujo de material granular.

Con el propósito de reconstruir el patrón de velocidades y las posibles trayectorias tanto de los flujos piroclásticos de la erupción de 1913 como de los generados en la década pasada, fueron ejecutadas una serie de simulaciones en una computadora SILICON GRAPHICS modelo 02 del centro de computo de la UNAM (DGSCA). Para la modelación se utilizó el programa FLOW-3D (Kover, 1995; Sheridan y Kover, 1996), así como un coeficiente de fricción (coeficiente de Heim, a_0) apropiado al tipo de flujo piroclástico que se quería simular (Tabla 4). Asimismo, se utilizó un valor de viscosidad aparente (a_1) de 0.01, dado que con este valor los resultados de movilidad y el alcance de los flujos piroclásticos modelados, se adaptaron mejor a los datos observados en el campo.

Los resultados del modelo con Flow 3D mostraron una buena correlación con los datos de campo. Las simulaciones de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Merapi-de-la-erupción-de-1913-(fase-I)-y-los-generados-durante-la-última-década (1991, 1994 y 1998-1999), tuvieron un comportamiento similar con recorridos cercanos a los 5 km (Tablas 4 y 5). Para obtener un mejor espectro de las posibles trayectorias, se seleccionaron diferentes puntos de origen alrededor del volcán.

El resultado fue que, en algunas barrancas, este tipo de flujos piroclásticos pueden alcanzar distancias de ~5 km, mientras que en otras apenas llegan al quiebre en

Tabla 4.- Escenarios eruptivos

Año y fase Eruptiva	Tipo de erupción	Altitud en msnm	H-h en km	Alcance en km	Heim (H/L ó a_0)	Volumen en km ³	Area en km ²
1991	Merapi	3860	1.08	1.5	0.72	0.000031	0.04
						125	
1991	Merapi	3860	1.2	2.0	0.6	0.000017	0.05
						5	
1991	Merapi	3860	1.8	4.0	0.44	0.0006	0.01
1994	Soufrière	3860	2.5	3.75	0.41	0.0003	0.1
1998, Cordoban C.	Merapi	3860	1.9	4.5	0.42	0.0008	0.14
1998 Cordoban E.	Merapi	3860	1.4	3.0	0.47	0.00045	0.09
1999, Montegrande	Soufrière	3860	1.5	3.3	0.45	0.00079	0.23
1999 La Lumbre	Soufrière	3860	1.4	3.0	0.48	0.00036	0.09
1913 fase1	Merapi	3860	1.6	3.5	0.37-0.41	0.00013	0.07
1913 fase2	Soufrière	3860	1.4	9.0	0.27	0.01	0.23
1913 fase3	Pliniana	3860	2.6	15.0	0.17	0.0019	0.45

H-h = diferencia de alturas, L = alcance, H/L ó a_0 = coeficiente de Heim, m.s.n.m = altura sobre el nivel del mar.

pendiente del volcán a ~ 2 km de distancia (Tabla 4; Fig. 35a, b y c). Además, el modelo muestra claramente que algunas de las barrancas ubicadas hacia el sureste y noroeste del volcán, podrían ser afectadas por esta clase de flujos piroclásticos.

Para el caso de los flujos piroclásticos tipo Merapi, el modelo se ajustó a los alcances observados en campo con un coeficiente de fricción inferior (0.35) al calculado (ver Tabla 5 y figuras 35a y 36).

Tabla 5. Resultados de la simulación de flujos piroclásticos

Tipo de erupción y fase	H/L ó a0	Viscosidad	Velocidad en m/s	Tiempo en segundos	Alcance en km
Fase I	0.35	0.10	30 a 68	100	3.5
Fase I	0.17	0.10	55 a 100	160.00	8.20
Fase II	0.12	0.10	60 a 110	224.00	13.00

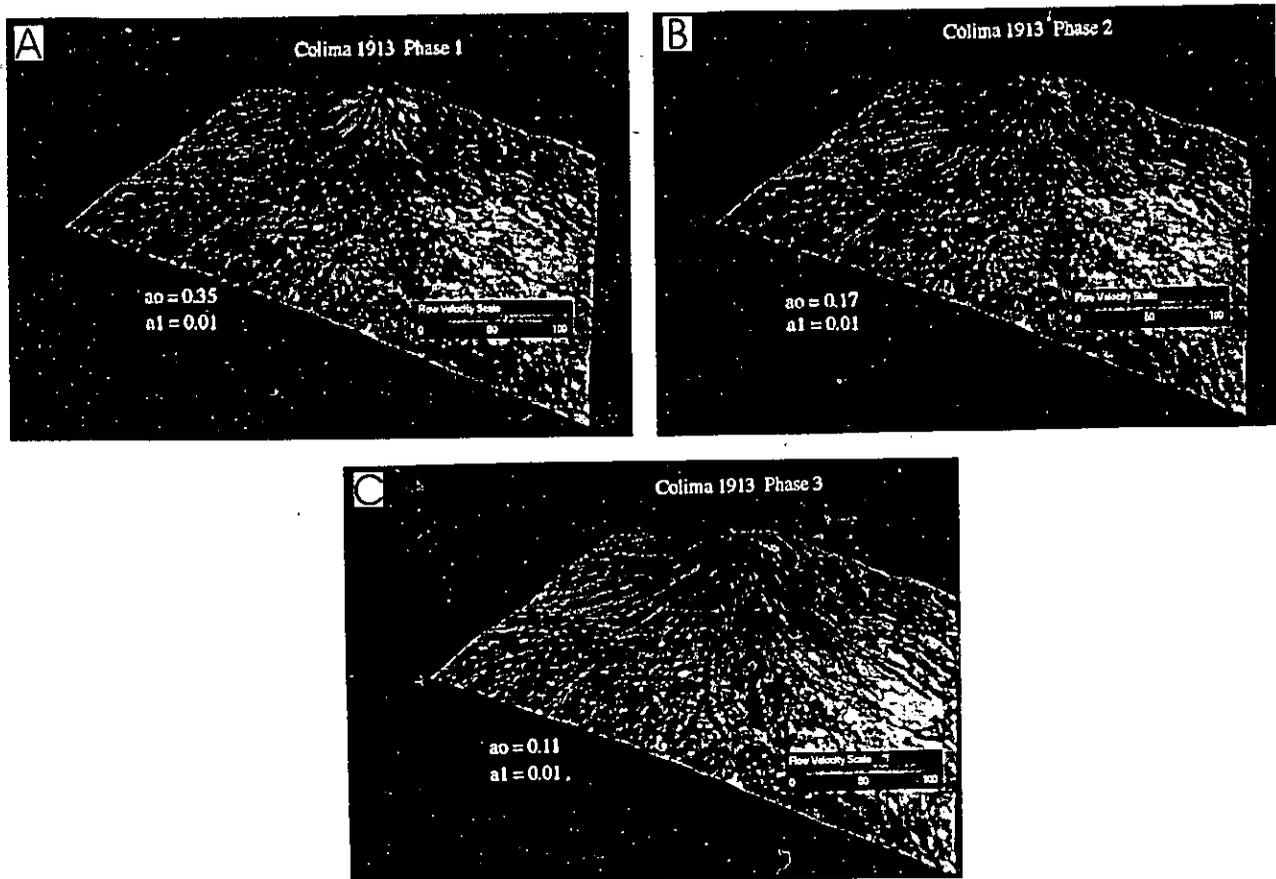


Fig. 35.- Simulación por computadora de los flujos piroclásticos generados para los tres escenarios eruptivos considerados, donde se puede hacer una comparación entre las áreas afectadas por flujos piroclásticos reales (área sombreada) y las áreas que podrían ser afectadas por los diferentes flujos piroclásticos contemplados en este trabajo. a).- Flujos de bloques y ceniza tipo Merapi, b).- FBC tipo Soufrière y c).- Flujos piroclásticos de ceniza y pómez derivados del colapso de una columna pliniana. Los modelos están orientados de SE a NW.

Para modelar los flujos piroclásticos tipo Soufrière (fase II de la erupción de 1913), se uso un coeficiente de fricción aparente de 0.17 (Tabla 5; Figs. 35b y 37). La diferencia entre el coeficiente de fricción calculado y el utilizado en el modelo Flow

3D, se explica si se considera que los flujos piroclásticos tipo Soufrière, son el resultado del colapso de una columna eruptiva. En otras palabras, el valor calculado de 0.27 representa un valor mínimo dado que no contempla la altura del colapso (Tabla 4). Asimismo, el modelo contempla la topografía actual, la cual no necesariamente corresponde a la que existía antes de la erupción de 1913. Por otra parte, sería recomendable utilizar un valor de viscosidad más apropiado, con el propósito de ajustarlo con los datos de campo. En el mismo caso se encuentran los flujos derivados del colapso de la parte baja de una columna eruptiva de tipo Pliniano (fase III de la erupción de 1913). Estos flujos fueron modelados con un coeficiente de fricción de 0.12, inferior al calculado de 0.17 (Tablas 4 y 5; Fig. 35c y 37).

VI.6.1.- Resultados.

La simulación de los diferentes tipos de flujos piroclásticos muestran una buena correlación con los datos obtenidos en el campo (Fig. 35a, b y c). El modelo muestra que todas las barrancas que descienden del volcán son susceptibles a ser cubiertas por los diferentes tipos de flujos piroclásticos. Sin embargo, las distancias recorridas por los flujos piroclásticos dependen únicamente del tipo de erupción del cual se deriven (Merapi - Soufrière y Pliniana) y de su propio volumen. En el caso de los flujos piroclásticos tipo Merapi, el modelo muestra que podrían extenderse hasta una distancia de ~7 km sobre las barrancas ubicadas en el sector suroeste (La Lumbre y El Zarco), mientras que en las barrancas ubicadas en la parte sur-sureste, pueden alcanzar alrededor de 6 km (Monte grande, El Muerto, La Tuna y Santa Ana) y en las barrancas restantes su alcance no sería mayor a 5 km.

Los flujos piroclásticos tipo Soufrière podrían alcanzar una distancia de 11 km por las barrancas ubicadas al suroeste del volcán (La Lumbre, Zarco y Cordobán), de 9 a 10 km por las barrancas que se localizan en la parte sur y sureste (Monte grande, El Muerto, La Tuna, Santa Ana, La Arena y Beltrán), mientras que en el norte,

derivados del actual volcán de Colima y los depósitos derivados del Nevado de Colima o Paleofuego, el modelo ha servido para trazar con mayor precisión las zonas de peligro en sus niveles bajo, medio y alto.

VI.7.- Mapa de peligros para flujos piroclásticos.

El presente mapa tiene como objetivo principal delimitar con mayor precisión las zonas de posible afectación por flujos piroclásticos tipo Merapi, Soufrière y colapso de columna pliniano tipo 1913. Las zonas trazadas complementarán los mapas de peligros ya existentes para el volcán de Colima.

La construcción del presente mapa de peligros esta basada en un estudio detallado de los depósitos derivados de los flujos piroclásticos generados en 1913, 1991, 1994, y 1998-1999, así como un análisis de la información histórica de los últimos 426 años. Los resultados mostraron que, la historia eruptiva del volcán de Colima durante los últimos 426 años consta de al menos 43 erupciones (De la Cruz, 1993), de las cuales 25 han producido flujos piroclásticos. De éstas, 12 pudieron ser de tipo Soufrière, 3 de tipo pliniano y el resto tipo Merapi (Tabla 4). Con base en lo anterior, se puede pensar que los flujos piroclásticos con mayor recurrencia en el volcán de Colima son los de tipo Soufrière, seguidos de los de tipo Merapi, y los menos frecuentes son los producidos por una erupción Pliniana. Sin embargo, y no obstante los datos anteriores, sólo en tres o cuatro ocasiones se han generado flujos piroclásticos tipo Soufrière con un alcance mayor a los 5 km (1818?, 1913, 1606? y 1576?). Por su magnitud y dada el área susceptible a ser afectada, se optó por delimitar la zona de peligro mediano con los alcances de los flujos piroclásticos tipo Soufrière que han alcanzado más de 5 km (1913, 1818 y 1576? y 1606?). Mientras que la zona de bajo peligro corresponde a la que podría ser afectada por los flujos piroclásticos menos frecuentes, derivados de una erupción pliniana (1913, 1818 y 1690?).

Es conveniente señalar que durante este período, la erupción de 1913, es el escenario eruptivo más explosivo que se conoce. Por lo tanto este mapa no incluye el alcance que pudieran tener erupciones más violenta. No obstante, esto no significa que el volcán de Colima no pueda presentar en el futuro una erupción con un grado de explosividad mayor a la de 1913.

En este mapa no se considera el peligro que representan los flujos piroclásticos que generaron los depósitos de ceniza color amarillo, ampliamente distribuidos alrededor del volcán de Colima (>15 km). Lo anterior, debido a que no existen evidencias claras de que éstos representen el producto de una actividad del volcán de Colima. Komorowski et al. (1994), fecharon un trozo de madera en estos depósitos en $17,960 \pm 215$ años A.P., lo cual indica que estos depósitos podrían corresponder a una erupción ocurrida en el volcán Palofuego o una de las últimas etapas del volcán Nevado de Colima.

En comparación con el mapa de peligros volcánicos de Martín del Pozzo et al. (1995), el presente mapa contempla únicamente la zonificación para flujos piroclásticos. En general los límites propuestos por estos autores son mayores a los propuestos en el presente mapa con algunas diferencias importantes. Por ejemplo el mapa de Martín del Pozzo et al. (1995), deja descubiertas dos áreas (San José del Carmen-Tecuán y Juan Barragán), que de acuerdo a las simulaciones realizadas en este trabajo, son susceptibles a ser afectados por flujos piroclásticos derivados del colapso de una columna pliniana. Además, estos autores no explican los escenarios eruptivos sobre los cuales está basada su zonificación ni tampoco describen las características físicas de los depósitos (coeficientes de fricción aparente, volumen y alcances).

Por último, una de las ventajas que ofrece este mapa a las autoridades civiles, es el de poder manejar una crisis volcánica de acuerdo a un escenario determinado. De esta forma, las autoridades civiles podrían planear con antelación las acciones a seguir en caso de un determinado escenario eruptivo. Estas medidas podrían ser

adaptadas en la medida que la actividad eruptiva escale hacia niveles más violentos y explosivos.

VI.8.- Zona 1 (alto peligro)

Esta zona 1 es la de mayor probabilidad de ser afectada por flujos piroclásticos producidos por el colapso parcial de domo o tipo Merapi (Sato et al., 1992). A este grupo pertenecen los depósitos generados durante la primera fase eruptiva de la erupción de 1913 (F1, S1, F2 y F3), así como los generados en 1975, 1991, 1994 y 1998-1999 (Torphe et al., 1977; Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991; Saucedo 1997; Saucedo et al., 2001a, b). Este tipo de evento es el más frecuente en la historia volcánica de Colima, de hecho, se tiene un registro de alrededor de 19 eventos durante los últimos 426 años con una recurrencia de cerca de 22 años. Sin embargo, su frecuencia se ha venido incrementando con el tiempo, desde 1962 en promedio ocurre un evento cada 6 años y en la última década uno cada 3 años.

En general, estos flujos piroclásticos se asocian a un colapso parcial de domo o bien al desprendimiento de grandes bloques del frente de un flujo de lava en movimiento (Rose et al., 1977; Ui et al., 1999; Saucedo et al., 2001a, b). En ambos casos, el resultado de la fragmentación de los bloques es un depósito que rellena las barrancas y que se compone de bloques y ceniza con un radio de afectación cercano a ~5 km. Esta zona (zona II; Fig. 39) presenta una forma similar a la anterior, con la diferencia que en ésta, los alcances sobre las barrancas ubicadas al sur, sureste y suroeste son mayores. Por lo que las barrancas más susceptibles a ser afectadas son: La Lumbre, El Zarco y Santa Cruz, en la parte Suroeste con alcances ~11 km; las barrancas San Antonio, Montegrande y El Muerto en la porción sur con alcances ~ 9 a 10 km; y en la porción sureste en las barrancas La Tuna, Santa Ana, La Arena y Beltrán, en donde pueden alcanzar entre 6 y 10 km. En este escenario, la zona del volcancito es cubierta en su totalidad por flujos piroclásticos.

La zona 1 (peligro alto) tiene una forma un tanto circular alargada hacia el suroeste y sureste, donde se extiende hasta 6 y 7 km desde el volcán, sobre las barrancas La Lumbre, El Zarco, Montegrande, El Muerto, La Tuna y Santa Ana. Esta zona cubre prácticamente todo el edificio hasta una distancia de más de 3 km, a excepción de una porción del volcancito. Esta zona incluye las pendientes pronunciadas del volcán, todas las barrancas que lo circundan y el Playón. Por lo tanto el riesgo que representan para las poblaciones cercanas al volcán es relativamente bajo, dado que la población más cercana al volcán de Colima esta asentada a 8 km de la cima (La Yerbabuena, Colima).

VI.9.- Zona 2 (peligro intermedio).

El límite de esta zona se propuso tomando en cuenta los alcances de los flujos piroclásticos generados durante la fase II de la erupción de 1913. Estos flujos pueden clasificarse como tipo Soufrière o Vulcanianos, dado que son el producto de una explosión que destruye parcialmente el domo central, y desarrolla una columna eruptiva no sostenida que colapsa y da origen a flujos piroclásticos de bloques y ceniza (Sato et al., 1992).

En el volcán de Colima, este tipo de flujos piroclásticos ha sido generado en tres o cuatro ocasiones durante el siglo pasado. En 1903 y 1909?, así como durante la segunda fase eruptiva de la erupción de 1913 (C₁, F₄ y S₂); posiblemente durante la explosión generada en 1994; y durante la explosión del 17 de julio de 1999. Durante la década pasada, estos eventos aparentemente tuvieron un período de retorno de 4 a 5 años, que es menor en comparación con el de los flujos tipo Merapi.

La zona de peligro naranja, fue trazada de acuerdo con los alcances de los flujos piroclásticos de la fase II de la erupción de 1913, dado que es el único antecedente donde este tipo de FBC alcanzaron distancias mayores a 5km.

No obstante su menor recurrencia, este tipo de flujos piroclásticos representa un riesgo latente para las poblaciones asentadas en un radio de 10 km de la cima, entre las cuales se incluyen: La Yerbabuena con más de 167 habitantes, La Becerrera con 271 habitantes, Cofradía y Juan Barragán con ~100 habitantes cada uno, así como para un importante número de ranchos como El Jabalí, Pedro Virgen, San Antonio, La Joya, Caucenta, El Fresnal, Los Machos y el Durazno entre otros.

VI.10.- Zona 3 (bajo peligro)

Esta zona es la más amplia de todas, y sus límites fueron trazados tomando en cuenta los alcances de los flujos piroclásticos generados durante la fase III de la erupción de 1913. Estos flujos fueron el resultado del colapso gravitacional de una columna eruptiva Pliniana, y solo se han presentado en tres ocasiones en los últimos 426 años. Por lo tanto, se consideran de baja recurrencia (una por cada 142 años) con relación a los otros escenarios considerados.

El potencial destructivo de este tipo de flujos puede ser devastador para las poblaciones ubicadas a un radio de 15 km. Dado que estos flujos generan depósitos de pómez, escoria y ceniza con espesores de más de 15 m, y alcanzan distancias de entre 13 y 15 km (Fig. 38).

Tomando como referencia el límite de la caldera del Paleofuego, localizada en la zona norte del volcán, la zona amarilla, presenta una forma de abanico, donde sus puntos más distantes con relación al volcán de Colima, se ubican hacia el suroeste, sur y sureste.

En la porción suroeste, la zona amarilla alcanza una distancia de 15 km, donde se incluyen: las barrancas La Lumbre, El Zarco y Santa Cruz, además, cubre una buena parte de la mesa donde se ubican los poblados de El Tecuán y San José del Carmen. Mientras que en su porción sur, la zona alcanza los límites de la cuenca donde se ubica el rancho La Joya hasta una distancia que puede variar de 9 a 11 km.

En las barrancas Montegrande y El Muerto alcanza una distancia de más de 12 km, mientras que en las barrancas La Tuna, Santa Ana, La Arena y Beltrán, ubicadas al sureste del volcán, alcanza una distancia de entre 12 y 13 km. Cubre además parte de las barrancas el Durazno y Plátanos, las cuales pertenecen al sistema hidrográfico del volcán Nevado de Colima.

En la porción oeste-noroeste, cubre parte de la caldera del antiguo paleofuego, extendiendo dos apéndices; el primero cruza la mesa de San José del Carmen y alcanza el arroyo la Bueyada a 10 km del volcán, y el segundo cubre al poblado del Tecuán y alcanza las inmediaciones del poblado de San José del Carmen a más de 15 km del volcán.

Aunque los flujos piroclásticos que dieron origen a estos depósitos solo se presentaron una vez en el siglo pasado (1913), y alrededor de tres en los últimos 426 años (Bárcena 1887; Arreola 1915; Luhr y Carmichael 1990; Medina et al., 1983; De la Cruz 1993), el área que podría ser afectada por este tipo de erupciones representa la zona de más alto riesgo, debido a que adicionalmente a los poblados mencionados en la zona 2, dentro de ésta, se encuentran asentados los poblados más importantes de la región como es el caso de: Quesería (7,733 habitantes), Tonila (3,307), San Marcos (3,328) y San José del Carmen (894) (INEGI, 2000). Adicionalmente, pero con una menor probabilidad de ser afectados se tiene a los poblados La Lima, El Naranjal y Montitlán con un número de habitantes cada uno que varía de 100 a 200 personas.

Por lo tanto, en caso de presentarse una erupción como la 1913, sólo por efecto de los flujos piroclásticos se verían afectados alrededor de 15,000 habitantes que actualmente viven en los poblados asentados en un radio de 15 km.

VI.11.- El riesgo de una erupción futura tipo 1913

Algunos autores señalan que durante los últimos 400 años el volcán de Colima ha experimentado ciclos eruptivos con una duración aproximada de 100 años cada

uno, en donde puntualizan que estos ciclos concluyen o inician con una erupción de gran magnitud, tipo 1913 (Luhr y Carmichael 1981; Robin et al., 1991). Los flujos piroclásticos asociados a este tipo de eventos representan una grave amenaza para los poblados asentados alrededor del volcán afortunadamente en los últimos años el peligro potencial que representan ha sido estudiado por algunos investigadores. Al respecto, el mapa de peligros del volcán de Colima de Martín del Pozzo et al. (1995), proporciona información sobre las áreas susceptibles a ser afectadas por flujos piroclásticos. Adicionalmente, Sheridan y Macías (1995) presentaron un modelo para poder estimar la probabilidad de que un poblado pueda ser afectados por un determinado flujos piroclásticos.

Sin embargo, la posibilidad de pronosticar la generación de un gran flujo piroclástico en el volcán de Colima es extremadamente difícil. Si se toman como ejemplo los flujos piroclásticos generados en abril de 1991, se verá que sólo una semana después de su generación, el riesgo fue decretado formalmente bajo. Esto debido a que la actividad sísmica había disminuido notoriamente. Es muy importante puntualizar que la producción de un flujo piroclástico tipo Merapi en el volcán de Colima no está relacionada únicamente la actividad sísmica o a los otros parámetros geofísicos de monitoreo; más bien, está asociada a la inestabilidad gravitacional del domo central o flujos de lava que desciende por las laderas del volcán. Por lo tanto, es importante monitorear con todo detalle la estabilidad del edificio volcánico por medio de observaciones directas, donde se ponga especial atención a la aparición de fracturas, crecimiento y acumulación de lava u otros factores que desestabilicen porciones del edificio volcánico.

La incertidumbre de poder pronosticar la próxima erupción tipo 1913 en el volcán de Colima es grande, pues esta pudo inclusive haberse iniciado durante la reciente actividad de 1998-1999, o bien puede ocurrir durante los próximos años.

Actualmente, un importante número de poblaciones se encuentran asentadas en zonas sujetas a diferentes niveles de peligro por flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas asociadas.

Es importante resaltar que el alcance de las oleadas piroclásticas asociadas a la parte densa del flujo piroclástico, normalmente excede el alcance esperado para éstos. Por lo tanto, en el presente mapa de peligros no están contemplados sus alcances pues no se cuenta con la información suficiente. Por lo tanto, a los límites de las zonas 1, 2 y 3 se les debe adicionar una área de seguridad del orden de varios kilómetros. Esta zona de seguridad es de suma importancia como lo atestiguan algunos casos históricos. Durante la erupción de 1902 del volcán Pelée, el flujo piroclástico se separó en dos partes una parte basal que siguió las barrancas y una parte superior diluida (oleada piroclástica) que se separó moviéndose como un flujo independiente por más de ~2 km, esta nube destruyó la ciudad de San Pierre matando a 28,000 personas (Fisher y Heiken, 1982; Lajoie et al., 1989; Lacroix, 1904). Lo mismo ocurrió en la erupción del 15 de septiembre de 1991 en el volcán Unzen, donde las oleadas piroclásticas se separaron de los flujos piroclásticos y viajaron 0.9 km más allá de la parte basal densa (Fujii y Nakada 1999). Un evento similar ocurrió el 25 de junio de 1997, cuando la parte diluida (oleada piroclástica) de un flujo piroclástico de bloques y ceniza del volcán Soufrière Hill, Monserrat, se desplazó como flujo independiente alrededor de 3 km (Calder et al., 1999). Durante la erupción del 17 julio de 1999 en el volcán Colima, la parte diluida del flujo viajó ~0.5 km más allá de la distancia alcanzada por la parte densa del flujo piroclástico. Existen otros ejemplos modernos de eventos de mayor magnitud que fueron subestimados y que produjeron oleadas piroclásticas y flujos piroclásticos como fueron los casos del volcán Santa Elena en 1980, Unzen en 1991 y Pinatubo en 1991. La próxima erupción de gran magnitud del volcán de Colima (tipo 1913), tiene una alta probabilidad de afectar varios poblados con un número total de 15,000 habitantes. Es importante resaltar que además del poblado de La Yerbabuena, el cual tiene un 99% de probabilidad de que sea afectado por flujos piroclásticos (Sheridan et al., 1995), los poblados que estarían en alto riesgo serían: La Becerrera, San Antonio, Cofradía, El Fresnal y San Marcos, así como un número importante de ranchos (El Jabalí, La Joya, Caucenta, los Machos, el Durazno, entre otros).

Varios poblados como Tonila, Quesería, San José del Carmen y El Tecuán también podrían ser susceptibles de ser afectados por oleadas piroclásticas asociadas.

Aunado al peligro que implican los flujos y oleadas piroclásticas, también se debe considerar la amenaza que representan los flujos de lodo que se pueden generar a lo largo de todas las barrancas que drenan al volcán de Colima y algunas del volcán Nevado de Colima, en especial la de Atenquique.

VI.12.- Conclusiones

El estudio de los flujos piroclásticos producidos durante el último siglo y el análisis de la historia eruptiva de los últimos 426 años mostró que el volcán de Colima ha originado flujos piroclásticos mediante tres mecanismos principales: 1) tipo Merapi, 2) tipo Soufrière y 3) colapso de columna pliniana. Los depósitos producidos por los diferentes mecanismos eruptivos (Merapi-Soufrière y Pliniano) tienen características distintivas, tales como el tipo y proporción de componentes, textura, distribución, alcances y volumen.

El modelado digital mostró que los flujos piroclásticos tipo Merapi recorrieron 4 km en un tiempo de 100s y desarrollaron velocidades entre 30 y 68 m/s. Los flujos tipo Soufrière recorrieron 9 km en 160s y alcanzaron velocidades del orden de 55 a 100 m/s. Por último, los flujos piroclásticos de la fase III de la erupción de 1913, desarrollaron velocidades de entre 60 y 110 m/s y recorrieron 15 km en 224 s. Mientras que los flujos generados en 1991, 1998 alcanzaron velocidades de entre 55 y 60 m/s, y recorrieron 4 y 3 km en 72 y 55 segundos respectivamente.

Con el programa Flow 3D se logró reproducir la trayectoria seguida por los flujos piroclásticos, su perfil de velocidades con la distancia y su distribución máxima alrededor del volcán, datos indispensables para delimitar las zonas que podrían ser afectadas por este tipo de fenómenos. Una ventaja que ofrece este tipo de modelo, es que se pueden incluir áreas de difícil acceso o dudosa comprobación, lo cual

permite delimitar con mayor certeza los alcances máximos de los diferentes flujos piroclásticos.

La construcción del mapa de peligros, está basada en el reconocimiento en campo de los alcances máximos de los depósitos de flujos piroclásticos observados en campo y su modelo generado con el programa Flow 3D. Este análisis permitió el establecimiento de tres zonas de peligro volcánico: 1) zona 1 (alto peligro) con una alta probabilidad de incidencia de flujos piroclásticos tipo Merapi-Soufrière de alcance similar, 2) zona 2 (peligro intermedio) asociada al emplazamiento de flujos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Soufrière de alcance mayor a 5 km y 3) zona 3 (bajo peligro), que corresponde al emplazamiento de los flujo piroclásticos menos frecuentes en los últimos 426 años, derivados del colapso de una columna pliniana. Esta zonificación puede resultar de utilidad para el manejo del riesgo volcánico por parte de las autoridades de protección civil, dado que muestran de una manera clara las áreas susceptibles a ser afectadas por los flujos piroclásticos generados, por los tres escenarios eruptivos estudiados en este trabajo. Estos, además resultan ser los que presentan mayores posibilidades de presentarse en el corto plazo.

Aunque no se da por descontado que el volcán de Colima pueda presentar una erupción más explosiva que la ocurrida en 1913, lamentablemente hasta el momento, no existe información alguna que permita precisar los alcances que podrían tener flujos piroclásticos generados a partir de una erupción más explosiva.

Finalmente, se recomienda tomar en cuenta una zona de seguridad del orden de varios kilómetros más allá del límite trazado para las diferentes zonas en el mapa de peligros, dado que en este mapa no se contempló dicho alcance.

VII. Conclusiones

VII.1. Conclusiones

Los flujos piroclásticos de bloques y ceniza generados durante las erupciones de 1991 y 1998-1999, del volcán de Colima fueron originados por varios mecanismos.

a) por el colapso gravitacional de partes externas del domo, b) por el desprendimiento de bloques del frente de flujos de lava (tipo Merapi), y c) por el colapso gravitacional de las partes bajas de una columna eruptiva (tipo Soufrière). Independientemente de su origen los flujos piroclásticos de bloques y ceniza inmediatamente se separaron en dos partes: a) una avalancha basal (*block and ash flow*) y b) una nube de ceniza superior turbulenta.

Varias evidencias sugieren que la avalancha basal se movió como un flujo granular (facies cercana), en las pendientes más pronunciadas del volcán ($>30^\circ$). Si la avalancha tenía un volumen lo suficiente grande entonces podía viajar más allá del quiebre en pendiente (2 km de la fuente) y moverse sobre pendientes más suaves ($<30^\circ$ facies lejana), como un flujo pseudoviscoso el cual tenía una alta resistencia a la deformación (*yield strenght*).

Al pasar por el quiebre en pendiente la avalancha basal sufrió una reducción importante en su velocidad por lo que la nube turbulenta superior pudo separarse de la avalancha y moverse de forma independiente como un flujo piroclástico diluido. Este flujo, fue capaz de remontar las paredes de las barrancas en donde dejó depósitos delgados (facies marginales).

Los depósitos de la avalancha basal solo se encuentran rellenando barrancas (facies de canal) y en general presentaron dos texturas. En la facies cercana (1.5 km), el depósito estaba compuesto por bloques y gravas soportados grano a grano con escasa matriz de arena gruesa,

a) En la facies lejana (> 2 km), el depósito estaba compuesto por bloques de 0.7 y 1 m, soportados por una matriz de arena media con concentración de bloques en su cima.

Los depósitos derivados de la nube de ceniza se observaron tanto en las barrancas como fuera de ellas (facies marginal). En las secciones más completas se reconocieron tres diferentes tipos depósitos, de la base a la cima se observó:

a) un depósito de 2 a 4 cm, masivo compuesto por arena gruesa, b) sobre el cual se desarrolló un depósito de 2 a 9 cm con estratificación cruzada y dunas compuesto por arena media a fina, y c) coronado la secuencia se observó un depósito masivo de caída de algunos milímetros a 10 cm de espesor compuesto por arena fina y limo.

Se propone que los flujos piroclásticos de bloques y cenizas producidos por el colapso parcial de domo (tipo Merapi) y destrucción parcial o total de un domo (tipo Soufrière o Vulcaniano), se mueven manera similar al cual depende del volumen inicial, fragmentación de los clastos juveniles y la topografía.

El estudio de los flujos piroclásticos producidos durante el último siglo y el análisis de la historia eruptiva de los últimos 426 años, mostró que el volcán de Colima ha originado flujos piroclásticos mediante tres mecanismos principales: 1) tipo Merapi, 2) tipo Soufrière y 3) por colapso de columna pliniana. Cada uno de estos mecanismos a producido flujos piroclásticos con diferentes alcances (coeficientes de fricción), parametros que pueden ser utilizados para llevar a cabo simulaciones además de los cuales mediante el programa Flow 3D. Los resultados obtenidos fueron los siguientes:

- 1) Los flujos piroclásticos tipo Merapi tuvieron alcances del orden de 4 km, se emplazaron en un tiempo de 100s a velocidades de 30 a 68 m/s.
- 2) Los flujos piroclásticos tipo Soufrière alcanzaron 9km en un tiempo de 160 segundos con velocidades de 55 a 100 m/s.
- 3) Los flujos piroclásticos derivados del colapso de la parte baja de una columna eruptiva Pliniana, recorrieron 15 km en 224 segundos con velocidades de entre 60 y 110 m/s.

4) Por ultimo, los flujos piroclásticos generados en 1991 y 1998, alcanzaron velocidades entre 55 y 60 m/s, recorriendo una distancia de 4 y 3 km en 72 y 55 segundos respectivamente:

La construcción del mapa de peligros para flujos piroclásticos, esta basada en la correlación entre los alcances máximos observados en campo y aquéllos obtenidos mediante el programa Flow 3D. De esta forma se establecieron tres zonas de peligro volcánico:

- 1) Zona 1 (peligro alto) con una alta posibilidad de incidencia de flujos piroclásticos tipo Merapi (1991, 1994 y 1998-2000),
- 2) Zona 2 (peligro moderado), asociada a la frecuencia con la cual se emplazan de flujos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Soufrière con un alcance mayor a 5 km (1913, 1918, 1606? y 1576) y
- 3) Zona 3 (peligro bajo), que corresponde a la de menor posibilidad ya que esta relacionada a la generación de flujos piroclásticos menos frecuentes, derivados del colapso de una columna eruptiva pliniana (1576, 1606, 1818 y 1913).

Los límites trazados en el mapa de peligros solo muestran el alcance de la parte densa de los flujos piroclásticos. En otras palabras, no se considera la nube turbulenta superior que frecuentemente es capaz de remontar barreras topográficas y extenderse algunos cientos o incluso varios kilometro más allá de la avalancha basal como ocurrió en el caso de la erupción de 1902 del volcán Pelée.

Bibliografía

- Anderson, T. y Flett, J.S., (1903). Report on the eruption of the Soufriere Vincent in 1902. Royal Society London. 200: 353-553.
- Arreola, J. M., (1915). Catálogo de las erupciones antiguas del Volcán de Colima. Memorias de la Sociedad Antonio Alzate. Tomo 32: 443-481.
- Bárcena, M., (1887). Informe sobre el estado actual del volcán de Colima. Anales del Ministerio de fomento de México. 328-365.
- Boudal, C. y Robin, C., (1989). Volcán Popocatépetl: recent eruptive history, and potential hazards and risk in future eruptions. In Volcanic hazards assessment and monitoring (ed) John Letter. IAVCEI Proceeding in Volcanology 1: 110-162.
- Boudon, G., Camus, G., Lajoie, J., (1993). The 1984 nuée-ardente deposits of Merapi volcano, Central Java, Indonesia: stratigraphy, textural characteristics, and transport mechanisms. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 55: 327-342.
- Branney, M.J., Kokelaar, P., (1992). A reappraisal of ignimbrite emplacement: Progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. Bulletin of Volcanology. 54: 504-520.
- Calder, E.S., Cole, P.D., Dade, W.B., Druitt, T.H., Hoblitt, R.P., Huppert, H.E., Ritchie, L., Sparks, R.S.J., y Young, S.R., (1999). Mobility of pyroclastic flows and surges at the Soufriere Hills volcano, Montserrat. Geophysical Research Letters. 26: 537-540.
- Capra, C., Macías, J.L., Garduño, V.H., (1997) The Zitacuaro Volcanic complex, Mexico: magmatic and eruptive history of resurgent caldera. Geofísica Internacional. 36: 161-179.
- Carrasco-Núñez, G. y Rose, W.I., (1995). Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico, 8.5 -9.0 ka . Journal of Volcanology and Geothermal Research. 69: 197-215.
- Carrasco-Núñez, G., (1999). Holocene block-and-ash flows from summit dome activity of Citlaltépetl volcano, eastern Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 88: 4-66.
- Cas and Wright (1988). Volcanic Successions Modern and Ancient. London. 528.
- Castro-Govea, R. (1999). Historia eruptiva reciente del Volcán la Malinche. Tesis de maestría, posgrado en Ciencias de la Tierra del Instituto de Geofísica de la UNAM: 130pp.
- Cole, P. D., Calder, E.S., Druitt, T.H., Hoblitt, R., Roberson, R.S. y Young, S.R., (1998). Pyroclastic flows generated by gravitational instability of the 1996-97 lava dome of Soufriere Hills Volcano, Montserrat. Geophysical Research Letters. 25: 3425-2428.
- Cole, P.D. y Scarpati, C., (1993). A facies interpretation of the eruption and emplacement mechanisms of the upper part of the Napolitan Yellow Tuff, Campi Flegrei, Southern Italy. Bulletin of Volcanology. 55: 311-326.
- Connor, C., J. Luhr, J., Del Pozzo, A., (1991). Structure and petrology of the march 1991 dome, volcán Colima, México: possible transition toward explosive eruption. Geophysical Research Letters. 1-13.
- Cortés, A. y Gavilanes, J.C., (1998). Evolución morfoestructural de la cima del volcán de Colima (1997-1998). in: U.G. M. (Editor), Resúmenes, Puerto Vallarta, Jal. 38-39.
- Dade, W.B. y Huppert, H.E., (1998). Long-runout rockfall. Geology. 26: 769-864.

- Davies, D. K., Quearry, M., Bonies, S.B., (1978). Glowing avalanches from the 1974 eruption of the volcano Fuego de Guatemala. *Geological Society of America Bulletin*. 89: 369-394.
- De la Cruz, S., (1993). The historical eruptive activity of Colima Volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 55: 51-68.
- Denlinger, R. P., (1987). A model for generation of ash clouds by pyroclastic flows, with application to the 1980 eruptions at Mount St. Helens. *Journal of Geophysical Research*. 92: 10,284-10,298.
- Drake, T. G., (1990). Structural features in granular flows. *Journal of Geophysical Research*. 95(B6): 8681-8695.
- Druitt, T. H., (1992). Emplacement of the 18 may 1980 blast deposit ENE of Mount St. Helen, Washington. *Bulletin of Volcanology*. 54: 554-572.
- Druitt, T. H., (1995). Settling behavior of concentrated dispersions and some volcanological applications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 65: 27-39.
- Druitt, T. H., (1998) Pyroclastic density currents, in: *The physics of explosive Volcanic eruption*, ed. Gilbert, J.S. y Sparks, R.S.J Geological Society Special Publication, No 145pp. London: 186pp.
- Espíndola, J.M., Macías, J.L., Tilling, R.I., Sheridan, M.F., (2000). Volcanic history of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico, during Holocene and its impact on human activity. *Bulletin of Volcanology*. 62: 90-104.
- Fenner, C. N., (1923). The origin and mode of emplacement of the great tuff deposit of the valley of the Ten Thousand Smokes. *National Geographic Society Contr. Tech. Paper, Katmai Ser. 1: 74.*
- Fink, J. H. y Kieffer, S. W., (1993). Estimate of pyroclastic flow velocities resulting from explosive decompression of lava domes. *Nature*. 363: 612-615.
- Fisher, R.V., (1966). Mechanism of deposition from pyroclastic flow. *American Journal of Science*. 264: 350-363.
- Fisher, R.V. y Smith, L.A., (1980). Destruction of St. Pierre, Martinique, by ash-cloud surges, May 8 and 20, 1902. *Geology*. 8: 472-476.
- Fisher, R. V. y Heiken, G., (1982). Mt. Pelée, Martinique: may 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 13: 339-371.
- Fisher, R. V., (1995). Decoupling of pyroclastic currents: hazard assessments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 66: 257-263.
- Francis, P.W., Roobol, M.J., Walker, G.P.L., Cobbold, P.R., y Cowed, M., (1974). The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanches deposits. *Geol. Rundsch*, 63: 357-388.
- Freundt, A. y Schmincke, H.U., (1985). Lithic-enriched segregation bodies in pyroclastic flow deposits of Laacher See Volcano (East Eifel, Germany). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 25: 193-224.
- Freundt, A. y Bursik, M., (1998). Pyroclastic Flow transport mechanisms. In *From Magma to Tephra*, (ed) Freundt, A. y Rosi, M. Elsevier Science Ltd. Amsterdam. 4, 173:231.
- Fujii, T. y Nakada, S., (1999). The 15 September 1991 pyroclastic flows at Unzen volcano (Japan): a flow model for associated ash-cloud surge. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 89: 159-172.

- Grunewald, U., Sparks, R.S.J., Kearns, S., y Komorowski, J.C., (2000). Friction marks on blocks from pyroclastic flows at the Soufriere Hills volcano, Montserrat: Implications for flow mechanisms. *Geology*. 28: 827-830.
- GVN (1991) *Bulletin of Global Volcanism Network* Smithsonian Institution, Washington D.C. 16 (2): 2-3.
- GVN, (1998a). *Bulletin of Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, Washington D.C. 23 (9): 7-8.
- GVN, (1998b). *Bulletin of Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, Washington D.C. 23 (10): 9.
- GVN, (1998c). *Bulletin of Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, Washington D.C. (23) 11: 7-8.
- GVN, (1998d). *Bulletin of Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, Washington D.C. (23) 12: 4-5.
- GVN, (1999a). *Bulletin of Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, Washington D.C. (24) 1: 3-5.
- GVN, (1999b). *Bulletin of Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, Washington D.C. (24) 2: 6-8.
- GVN, (1999c). *Bulletin of Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, Washington D.C. (24) 4: 2-4.
- GVN, (1999d). *Bulletin of Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, Washington D.C. (24) 6: 14.
- GVN, (1999e). *Bulletin of Global Volcanism Network*, Smithsonian Institution, Washington D.C. (24) 8:2.
- Hayashi, J. N. y Self, S., (1992). A comparison of pyroclastic and debris avalanche mobility. *Journal of Geophysical Research*. 97: 9063-9071.
- Heim, A., (1932). *Bergsturz und Menschenleben*. Fretz und Wasmuth, Zurich. 238 pp.
- Huppert, H. E., Turner, J.S., Sparks, R.S.J. y Hollwoth, M.A. (1986). A laboratory simulation of pyroclastic flow down slopes. *Journal of Volcanology Geothermal Research*. 30: 179-199.
- Houskulsson A. y Robin C., (1993). Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba eastern Mexico *Journal of Volcanology Geothermal Research*. 55: 571-587.
- Houskulsson A. y Cantagrel J.M., (1994). Volcanic Hazard in the surrounding Pico de Orizaba, eastern Mexico. *Natural Hazards*. 10:197-219.
- Hsü, K.J., (1975). Catastrophic debris stream (Sturzstroms) generated by rockfalls. *Geological Society of American Bulletin*. 86: 129-140.
- Inman, D.L., (1952). Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal Sedimentary Petrology*. 22: 125-145.
- Johnson, A.M., (1984). Debris flow. In: D. Brunsten and D.B. Prior (Editors), *Slope Instability*. Wiley, Chichester. 257-361.
- Johnson, A. M. (1970). *Physical processes in Geology*. Freeman, W.H., new York, 557 pp.
- Kellerhals, B. y J. Dale, B., (1971). Sampling procedures for coarse fluvial sediments. *Journal of Hydraulics Division*. 97 (HY8): 1165-1180.
- Komorowski, J.C., Cortés, A., Navarro, C., Saucedo, R., Gavilanes, J.C. (1997). The Colima complex part I and part II. IAVCEI 1997, Puerto Vallarta, México. Excursion 3 Guidebook.

- Kover, T. R., (1995). Application of a digital terrain model for the modeling of volcanic flow: A tool for volcanic hazard determination. *Geology*. Master thesis SUNY, Buffalo. 62 pp.
- Lacroix, A., (1904). *La Montagne Pelée et ses éruptions*. Massons et Cie, Paris. Paris: 622.
- Lajoie, J., Boudon, G., y Bourdier, J.L., (1989). Depositional mechanics of the 1902 pyroclastic nuées-ardente deposits of Mt. Pelée, Martinique. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 38: 131-142.
- Lermo, J., Cuenca, J., Monfret, T., Hernández, F., Nava, E., (1993). Algunas características espectrales de la sismicidad asociada a la actividad del Volcán de Colima. *Geofísica Internacional*. 32 (4): 683-697.
- Levine, A.H. y Kieffer, S.W., (1991). Hydraulics of the August 7, 1980, pyroclastic flow at Mount St. Helens, Washington. *Geology*. 19: 1121-1124.
- Lowe, D. R., (1976). Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*. 46 (1): 188-199.
- Lowe, D.R., (1982). Sediment gravity flows: II. depositional models whit special reference to high density turbidity currents. *Journal Sedimentary Petrology*. 52: 279-297.
- Luhr, J. F. y Carmichael I.S.E. (1981). The Colima Volcanic complex, Mexico: II. Late quaternary cinder cones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 76: 127-147.
- Luhr, J. F. y Carmichael I. S. E., (1990). *Geology of volcán de Colima*. Instituto de Geología/UNAM. Serie de Divulgación 107pp.
- Luhr, J.F., (2001). Petrology and geochemistry of the 1991 and 1998-1999 lava flows from Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, en prensa.
- Macías, J. L., Carrasco-Nuñez, G., Delgado, H., Del Pozzo, A.L., Siebe, C., Hoblitt, R.P., Sheridan, M.F., Tilling, R.I., (1995). Mapa de peligros volcánicos del Popocatepetl. Mexico D.F. Instituto de Geofísica, UNAM.
- Macías, J. L., Espíndola, J.M., Bursik, M.I., Sheridan, M.F., (1998). Development of lithic breccias in the 1982 pyroclastic flow deposits of El Chichón volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 83: 173-196.
- Macías, J. L., Sheridan, M. F. Espíndola, J.M., (1997). Reappraisal of the 1982 eruptions of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico New data from proximal deposits. *Bulletin of Volcanology*. 58: 459-471.
- Macías J.L., Espíndola, J.M., García-Palomo, A., Scott, K. M. Hughes, S. (2000). Late Holocene Peléan-style eruption at Tacaná volcano, Mexico and Guatemala: last, present and future hazards. *Geological Society of America Bulletin*. 112 : 1234-1249.
- Malin, M. C. y Sheridan, M.F., (1982). Computer-assisted mapping of pyroclastic surges. *Science*. 217: 637-640.
- Martín Del Pozzo, A., (1987). Los flujos piroclásticos del Volcán de Colima, México. III numero especial sobre La Faja Volcánica Mexicana. *Geofísica Internacional*. 26: 291-307.
- Martín Del Pozzo, A. L., Sheridan, M., Barrera, D., Hubp J., Vázquez Selem, L. (1995). Mapa de peligros Volcán de Colima. México D.F. Instituto de Geofísica, UNAM.
- Mora, J.C., Macías, J.L., Saucedo, R., Orlando, A., Manetti, P., Vaselli, O., (2001). Petrology and geochemistry of the 1998-1999 products of Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. En prensa.
- Mcdonald, G.A., (1972). *Volcanoes*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall, 510 pp.

- McEwen, A. S. y Malin, M. C., (1989). Dynamic of Mount St. Helens 1980 pyroclastic flow, rockslide-avalanche, lahars, and blast. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 37: 205-231.
- Mctaggart, G.-V., (1960). Experiments on density and turbidity currents. part I-II. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 3: 369-382.
- Medina F., De la Cruz S., Mena M. (1983). El volcán de Colima. Instituto de Geofísica de la UNAM. Reporte, 11-18.
- Melson, W.D. y Saenz, R., (1973). Volume, Energy and cyclicity of eruptions of Arenal Volcano, Costa Rica. *Bulletin of Volcanology*. 37: 416-437.
- Mellor, M., (1978). Dynamic of snow avalanches, in Voight, B. of, *Rockslide and avalanches*, I. Natural phenomena. Amsterdam, Elsevier: 753-792.
- Mellors, R. A., Waitt, R.B., Swanson, D.A., (1988). Generation of pyroclastic flows and surges by hot rock avalanches from the dome of Mount St. Helens volcano, USA. *Bulletin of Volcanology*. 50: 14-25.
- Miyabuchi, Y., (1999). Deposits associated with the 1990-1995 eruption of Unzen volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 89: 139-158.
- Moore, J. G. y Melson, W. G., (1969). Nuées ardentes of the 1968 eruption of Mayon volcano. *Bulletin of Volcanology*. 33 (2): 600-620.
- Mooser, F., (1961). Los volcanes de Colima. Instituto de Geología, UNAM. No 61, 49-71.
- Nairn, I. A. y Self, S., (1978). Explosive eruption and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 3: 39-60.
- Nakada, S. y Fujii, T., (1993). Preliminary report on the activity at Unzen volcano (Japan), November 1990-November 1991: dacite lava dome and pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 54: 157-160.
- Navarro C., Gavilanes, J.C., y Cortés, A., (2001). Movement and emplacement of lava flow at Volcán de Colima, Mexico: Nov. 1998-Feb. 1999. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (en revisión).
- Nelson, S., (1986). Geología del Volcán Ceboruco, Nayarit, con una estimación del riesgo de erupciones futuras. *Revista del Instituto de Geología de la UNAM*. 6 (2): 243-258.
- Normark, W.R. y Piper, D.J.W., (1991). Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional records, *In From Shoreline to Abyss: SEPM Special Publication* 46: 207-229.
- Núñez, F., Nava, A., De la Cruz, S., Jiménez, Z., Valencia, C., García, R., (1994). Seismic activity related to the 1991 eruption of Colima volcano, Mexico. *Bulletin of Volcanology*. 56: 228-237.
- Palladino, D. M. y Valentine G. A., (1995). Coarse-tail vertical and lateral grading in pyroclastic flow deposits of the lateral Volcanic Complex (Vulsini, central Italy): Origin and implications for flow dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 69: 343-364.
- Parker, G., Fukushima, Y. y Pantin, H.M. (1986) Self-accelerating turbidity currents: *Journal of Fluid Mechanics*. 171: 145-181.
- Perret, F. A., (1937). The eruption of Mt. Pelée 1929-1932. *Carn. Inst. Washington* 458: 126.
- Robin, C., Komorowski, J.C., Boudal, C., Mossand, P., (1990). Mixed-magma pyroclastic surge deposits associated with debris avalanche deposits at Colima volcanoes, Mexico. *Bulletin of Volcanology*. 52: 391-403.

- Rodin, D. y Johnson, A.M., (1976). The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic material, to flow on gentle slope. *Sedimentology*. 23: 213-234.
- Roobol, M.J., Smith A.L, Wright, J.V., (1987). Lithic breccias in pyroclastic flow deposits on St. Kitts, West Indies. *Bulletin of Volcanology*. 49: 694-707.
- Rodríguez-Elizarrarás, S. R., Siebe, C., Komorowski, J.C., Espíndola, J.M. y Saucedo, R., (1991). Field observation of pristine block and-ash-flow deposits emplaced April 16-17, 1991 at volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 48: 399-412.
- Rodríguez-Elizarrarás, S.R., (1995). Consideraciones preliminares sobre riesgo en el volcán de Colima, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12, 1: 47-51.
- Rose, W.I., (1972). Notes on the 1902 eruption of Santa María volcano, Guatemala. *Bulletin of Volcanology*. 36: 29-45.
- Rose, W. I., Pearson, T., Bonis, S., (1977). Nuée ardente eruption the foot of a dacite lava flow Santiaguito, Guatemala. *Bulletin of Volcanology*. 40 (1): 23-38.
- Sartorius, C., (1871). Eruption of the volcano in June 1869. *The American Journal of Science and Article 3rd serie. II, 381, in Smithsonian Report. 1869: 423pp.*
- Sato, H., Fujii, T., Nakada, S., (1992). Crumbling of dacite dome lava and generation o pyroclastic flows at Unzen volcano. *Nature*. 360: 664-666.
- Saucedo, R., (1997). Reconstrucción de la erupción de 1913 del volcán de Colima. Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica de la UNAM, México. 185pp.
- Saucedo, R., Komorowski, J.C., Macías, J.L., Sheridan, M.F., (1997). Modeling of pyroclastic flows generate during the 1913 eruption of Colima Volcano, México. AGU Fall Meeting, San Francisco, Eos, Transaction, American Geophysical Union.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Bursik, M.I., Mora, J.C., Gavilanes, J.C., Cortés, A., (2001a). Emplacement of pyroclastic flows during the 1998-1999 eruption of volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. (en prensa).
- Saucedo, R., Macías, J.L. y Bursik, M., (2001b). Pyroclastic flow produced by partial dome collapse during the 1991 eruption of Colima volcano: Stratigraphic, sedimentology, and emplacement mechanisms. (en revisión en *Bulletin of Volcanology*)
- Sheridan, M. F., (1979). Emplacement of pyroclastic flow. *Geological Society Special Publication*. 180: 125-136.
- Sheridan M. F., (1980). Pyroclastic Block Flow from the September, 1976, Eruption of La Soufrière Volcano, Guadalupe. *Bulletin of Volcanology*. 43 (2): 397-402.
- Sheridan, M. F., y Malin, M., (1982). Application of computer-assisted mapping to Volcanic hazard evaluation of surge eruptions: Vulcano, Lipari, and Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 17: 187-202.
- Sheridan, M.F. y Macías, J.L., (1995). Estimation of risk probability for gravity-driven pyroclastic flows at Volcán Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 66: 251-256.
- Sheridan, M. F. y Macias J. L., (1992). PC software for 2-Dimensional gravity-driven flow Application to the Colima and Chichón Volcanoes, Mexico., Universidad de Colima.
- Sheridan, M. F. y Kover, T., (1996). Flow-3D: A computer code for simulation rapid open-channel Volcanic flow. *proc. UIST Workshop on the technology of disaster prevention against local Severe Storms.*, Norman OK.
- Sheridan, M.F., Hubbard, B., Carrasco-Nuñez, G., Claus, S., (2000). GIS model for volcanic hazard assessment: pyroclastic flows at Volcán Citlaltépetl, México. UNAM (en prensa).

- Siebe C. y Abrams, M., (1993). Holocene block-and-ash flow fan at the W slope ice-capped Pico de Orizaba volcano. Mexico-implications for future hazards *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 59: 1-31.
- Sieh, K., y Bursik, M., (1986). Most recent eruption of the Mono Craters eastern California. *Journal of Geophysical Research*. 91: 12539-12571.
- Sigurdsson, H., Carey, S.N. y Espíndola, J.M., (1984). The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico: Stratigraphy of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 23: 11-37.
- Shon, Y.K., (1997). On traction-carpet sedimentation. *Journal of sedimentary Research*. 67 (39): 502-509.
- Sparks, R. S. J., (1976). Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*. 23: 147-188.
- Starr, F., (1903). The recent eruption of Colima. *Journal of Geology*. 11: 749 pp.
- Takahashi, T. y Tsujimoto, H. (2000). A mechanical model for Merapi-type pyroclastic flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 98: 91-115.
- Taran, Y., (1998). Monitoreo geoquímico de la actividad de los volcanes Colima y Chichón In: U.G. M. (Editor), Puerto Vallarta, Jal., 37-38.
- Taran, Y., Gavilanes, J.C., Cortés, A. y Armienta, M.A., (2000). Chemical precursors to the 1998-1999 eruption of Colima Volcano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 17: 112-126.
- Taylor, G. A. M., (1958). The 1951 eruption of Mount Lamington, Papua. Bureau of Mineral Resources of Australia. *Geological Geophysics Bulletin*. 38: 117pp.
- Tello, F., (1650). Crónica miscelánea y conquista espiritual y temporal de la Santa provincia de Xalisco, en el nuevo reino de la Galicia y nueva Vizcaya y descubrimiento del nuevo México.
- Tischer, M., Bursik, M. y Pitman, E.B., (2001). Velocimetry and kinematics of sand pile avalanches, *Journal of Sedimentary Research*. V. 71, No 3: 355-364.
- Torphe, R. S., Gibson, I. L., Vizcaíno J.S., (1977). Andesitic pyroclastic flows from Colima Volcano. *Nature*. 265: 724-725.
- Ui, T., Matsuwo, N., Sunita, M., Fujinawa A., (1999). Generation of block-and-ash flow during the 1990-1995 eruption of Unzen volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 89: 123-137.
- Valentine, G.A., (1987). Stratified flow in pyroclastic surges. *Bulletin of Volcanology*. 49: 616-630.
- Waitz, P., (1915). El estado actual de los volcanes de México y la última erupción de volcán de Colima (1913). *Revista volcanológica*. 259-268.
- Waitz, P., (1935). Datos históricos y bibliográficos acerca del Volcán de Colima. *Memorias de la Sociedad Antonio Alzate*. Tomo 53: 349-383.
- Wedge, G., Jackson, P., Bower, S.M., (1998). Computer simulation of pyroclastic flows from dome collapse. *Geophysical Research Letters*. 25: 3677-3680.
- Wilson, L. y Head, J.W., (1981). Morphology and rheology of pyroclastic flows and their deposits, and guidelines for future observations: In Lipman P.W., Mullineaux, D.R., eds. The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. U.S. Geological Survey Professional paper. 1250: 513-524.
- Wilson, C.J.N., (1980). The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: An experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 8: 231-249.

Wohletz, K.H., Sheridan, M.F., y Brown, W.K., (1989). Particle size distributions and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash. *Journal of Geophysical Research*. 94: 15703-15721.

Yamamoto, T., Takarada, S. y Suto, S., (1993). Pyroclastic flows from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*. 55: 166-175.