

03077
1



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO DE GEOFÍSICA

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
SECRETARÍA DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS
Y TECNOLÓGICAS

Modelo semiempírico de depósitos
de caída en volcanes

TESIS
QUE PARA OBTENER EL GRADO
DE MAESTRO EN CIENCIAS
(SISMOLOGÍA Y FÍSICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA)
PRESENTA:

ALEX ONAR GONZÁLEZ MELLADO

México, diciembre/2000

284960



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.

Índice General

0.1	Resumen	4
0.2	Abstract	4
1	Introducción	6
2	Ceniza volcánica	9
2.1	Propiedades físicas y químicas	9
2.2	Génesis	13
2.3	Medición de los depósitos	17
2.4	Riesgos asociados	18
3	Dinámica de la columna eruptiva	23
3.1	¿Qué es una columna eruptiva?	23
3.2	Fase de empuje	27
3.3	Fase convectiva	28
3.4	Fase difusiva-advectiva	36
4	Aspectos Meteorológicos	39
4.1	Capas atmosféricas	39
4.2	Vientos atmosféricos	48
5	Modelos de dispersión y depósitos de ceniza volcánica	57
5.1	Los primeros modelos	58
5.2	Modelos difusivos-advectivos	61
5.3	Sedimentación de ceniza volcánica	67
5.4	¿Por qué una nueva propuesta?	76
6	Modelo para depósitos de caída en volcanes	79
6.1	Técnicas de modelación.	79
6.2	Modelación vulcanológica.	81
6.2.1	Fase empírica del proyecto y ecuaciones propuestas.	81
6.2.2	Fase semiempírica del proyecto y ecuación final propuesta.	94
6.3	Modelación computacional	104

7 Resultados y Conclusiones	107
7.1 El E^{mp} para el modelo empírico.	108
7.2 Cálculo de altitudes	108
7.3 Comparación de volúmenes	110
7.4 Comparación de coeficientes de difusión horizontal	113
7.5 Capacidades y deficiencias del modelo propuesto	113
8 Agradecimientos	122
A Parámetros empíricos	126
B Parámetros eruptivos	196

Resumen

La caída de ceniza es el fenómeno volcánico que afecta áreas más extensas alrededor de un volcán activo. Debido a la reactivación del volcán Popocatepetl en 1994, el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED, México) promovió el proyecto llamado: Simulador de escenarios de caída de ceniza volcánica (SECCVO).

Entre 1994 y 2000 han ocurrido alrededor del Popocatepetl, varios eventos significativos de caída de ceniza, que han afectado 3 capitales de estado como son Cuernavaca (~64km), Puebla (~44 km) y Tlaxcala (~52 km) y la capital de la República Mexicana, la Ciudad de México (~71 km) y un gran número de pequeñas localidades donde viven más de 1 millón de personas. El mayor evento de caída de ceniza se reportó el 30 de junio de 1997, cuando la emisión más grande de este episodio, en combinación con vientos del SE produjeron caídas de ceniza en la Ciudad de México y Cuernavaca, forzando a cerrar el Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México por más de 8 horas.

El modelo de depositación de ceniza se desarrolló en dos etapas. Primero se realizó el modelo empírico, el cual fue elaborado del análisis de los mapas de isopacas de 14 erupciones bien documentadas y con diferentes intensidades eruptivas.

Las tres hipótesis en el desarrollo del modelo empírico fueron: 1) las curvas de isopacas son cerradas y cuasi-elípticas; 2) el espesor de cenizas decrece con la distancia siguiendo una ley potencial; y 3) El efecto del viento es incluido dentro del factor azimutal, como lo sugieren estudios de dispersión de nubes de ceniza.

Pruebas efectuadas con el simulador arrojan excelentes resultados acordes con los datos de campo. Este proyecto se continuó con el desarrollo de la ecuación semiempírica, la cual asigna más significado a los términos de la ecuación empírica.

SECCVO es un programa que puede generar escenarios de depósitos de ceniza de erupciones con diferente intensidad y condiciones meteorológicas, entorno a un volcán activo, hasta una distancia de alrededor de 100 km. El programa se contruyó usando las librerías gráficas libres y portables VOGL (Very Ordinary Graphics Libraries). El programa corre en PC (bajo Dos, Windows y Linux), en iMac (bajo Linux ppc), en SUN (bajo Solaris) y SGI (bajo Irix). El proposito de ello fue contar con un programa flexible para uso de Personal de Protección Civil bajo condiciones variadas y adversas.

En los resultados se muestran aplicaciones del modelo para las erupciones del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl y 28 de marzo del 1982 del volcán El Chichón.

Abstract

Ash-fall is the most extensive volcanic phenomenon, affecting the largest areas. Due to the unrest at Popocatepetl volcano that began in 1994, the National Cen-

ter for Disasters Prevention (CENAPRED, Mexico) promoted a project called: Simulator of Ash-fall Deposit Scenarios for Mexican Volcanoes (SECCVO).

Several significant ash-fall events have occurred between 1994 and 2000 around Popocatepetl, reaching 3 state capitals, namely Cuernavaca (~64 km), Puebla (~44 km) and Tlaxcala (~52 km), the nation's capital, Mexico City (~71 km) and a large number of small towns, where more than 1 million people live. The largest ash-fall event was reported on June 30th, 1997, when the largest emission in the current episode, combined with South-Esterly winds produced light ash-falls in Mexico City and Cuernavaca, forcing the Mexico City International Airport to close for more than 8 hours.

Development of the model was made in two phases. First, we developed an empirical model, which was obtained from the analysis of 14 well documented cases of ash-fall deposits with different eruptive intensities.

Three main assumptions in the development of the empirical models were: 1) Isopach lines are closed, quasi-elliptic curves; 2) Ash thickness decreases with distance following a power law; 3) Wind effects are included within an azimuthal factor, as suggested from studies of ash cloud dispersion.

Testing of the simulator yields excellent agreement with field data for different eruptions. This project continued towards development of a semi-empirical equation, assigning further significance to the terms in the empirical equation.

SECCVO can build ash-deposit scenarios from different eruption types and intensities around an active volcano, to a distance of about 100 km. The program is built using the freeware portable graphics library VOGL (Very Ordinary Graphics Libraries). The program runs in many platforms, such as PC (under DOS, WINDOWS, LINUX), iMAC (under LINUX), SUN (under Solaris) and SGI (under Irix). The purpose of this is making the program flexible for the use of Civil Protection personnel, under a variety of adverse condition.

Applications of the model to the Dicember 21, 1994 Popocatepetl volcano and to the March 28, 1982 El Chichon volcano events are discussed.

Capítulo 1

Introducción

La modelación del fenómeno de depositación de ceniza volcánica es un problema que involucra distintas áreas de la ciencia, como la física, la vulcanología, la geología, la meteorología, las matemáticas y la computación.

Los capítulos 2 al 5 de esta tesis buscan adentrarse al fenómeno volcánico que se modela, y son breves introducciones a los temas de interés y se enfocan especialmente en los puntos esenciales relacionados con este proceso. Sin embargo, no son necesariamente los antecedentes de este modelo, ya que la metodología vulcanológica finalmente propuesta es muy diferente a lo publicado en la mayoría de los artículos relacionados con el tema. Se recomienda leer los temas que no estén relacionados con la especialidad de los lectores y posteriormente pasar al cuerpo del trabajo que son los *Capítulos 6 y 7* y los *Apéndices A y B*.

El modelo propuesto recrea posibles escenarios de depositación de caída de ceniza volcánica en los alrededores de un volcán activo. Estos escenarios pueden ser de pequeña, mediana y gran intensidad y con diversas condiciones eruptivas y meteorológicas. Fue desarrollado para estudiar y analizar el peligro al que están sometidas las poblaciones aledañas ante el impacto producido por este fenómeno.

Por ello, en el *Capítulo 2* se analizan aspectos relevantes como la génesis de los productos volcánicos de caída, sus propiedades físicas y químicas, cómo se miden los depósitos en campo y los riesgos asociados a este peligro volcánico.

La tasa de emisión de material piroclástico (intensidad), por el tiempo que dura el evento eruptivo son directamente proporcionales a la cantidad de ceniza depositada. Las erupciones de gran intensidad, provocan columnas de ceniza estacionarias que pueden durar desde varios minutos, hasta horas o días. Es uno de los fenómenos más espectaculares asociados a las erupciones volcánicas. Además, es la estructura a través de la cual viaja la ceniza volcánica que se emite desde el cráter, alcanzando grandes alturas, posteriormente se transporta por los vientos atmosféricos y por último se deposita en el suelo a grandes distancias.

La estructura de la columna eruptiva viene tratada en el *Capítulo 3*. Así mismo, se narran brevemente algunas erupciones importantes ocurridas en el

siglo XX, con la finalidad de enfatizar la gran diversidad de fenómenos distintos que se presentaron durante cada una de ellas y que afectaron los depósitos de material de caída.

La columna eruptiva se desarrollan en el interior de una estructura atmosférica vertical. En el *Capítulo 4* se hace un pequeño repaso de las propiedades físicas básicas que tiene esta estructura y del movimiento (o viento) que se genera en su interior, para luego remarcar en qué lugar de las ecuaciones que gobiernan la dinámica eruptiva propuestas por diversos autores, intervienen estos términos.

En el *Capítulo 5* se comenta lo que se ha hecho en cuanto a modelación de depósitos de ceniza a nivel mundial. La mayor parte del capítulo se tomó del estudio que realizó Carey (1996) [26], sobre los modelos eruptivos existentes. Los modelos y los resultados expuestos no fueron utilizados como antecedentes del trabajo propuesto, con excepción de la ley $1/4$ tratada en el *Capítulo 3* y el rango de valores de los coeficientes de difusividad expuestos en el modelo de Armienti [4]. Se exponen algunos motivos por los cuales se sugiere desarrollar un nuevo modelo.

En el *Capítulo 6* se presenta una nueva propuesta. Se describe cómo se desarrolló el simulador SECCVO Ver. 1.0 desde un punto de vista vulcanológico y computacional. Se expone con detalle la metodología empírica y semiempírica del modelo vulcanológico que soporta al simulador. Para ello, se analizaron un total de 14 erupciones bien documentadas, la mayoría ocurridas en el siglo XX. Así mismo, se describe cómo fue realizada su implementación computacional y cuál es su forma de operación.

El *Capítulo 7* muestra diversos resultados y conclusiones. Se discuten las capacidades y deficiencias del modelo y se exponen los motivos por los cuales es útil en la evaluación del riesgo e impacto producido por caída de ceniza volcánica en las poblaciones ubicadas alrededor de un volcán activo.

Por último, los *Apéndices A* y *B* forman la base del trabajo expuesto en el *Capítulo 6*.

El *Apéndice A*, fundamenta el modelo empírico. Se muestra el mapa de isopacas que se estudió para cada erupción y se explica qué sectores fueron analizados. Se muestran dos gráficas de interés, una de las cuales compara dos posibles modelos del proceso y la otra el rango con mayor acumulación de exponentes de decaimiento potencial. Se presentan la tabla de espesores observados T_{obs} y teóricos T_{teo} y los errores porcentuales para cada dato $E^p(\%)$, así como el error promedio porcentual total $E^{mp}(\%)$ encontrados con los parámetros empíricos óptimos. Estos últimos conformaron la tabla de parámetros empíricos mostrada en el *Capítulo 6*.

El *Apéndice B*, fundamenta el modelo semiempírico. Para cada una de las 14 erupciones estudiadas, se muestra una extensa recopilación de los parámetros eruptivos utilizados en el modelo y cómo fueron seleccionados. Por ejemplo, para una misma erupción es común encontrar varios datos de altura H de columnas eruptivas, debido a que existen diferentes técnicas para medirla. En este apéndice se mencionan las fuentes de donde se obtuvieron cada una de ellas, la técnica que se utilizó para estimar su valor y, cual fue la altura final que se tomó con el objeto de crear, junto con los demás parámetros, la tabla de parámetros

Capítulo 2

Ceniza volcánica

2.1 Propiedades físicas y químicas

¿Qué es la ceniza volcánica? Esta pregunta fue formulada repetidamente desde los tiempos de Aristóteles. Los primeros científicos realizaron algunos estudios notables sobre la ceniza volcánica y las erupciones que la producen, pero se vieron limitados por la escala, ya que no contaban con aparatos ópticos para escudriñar objetos microscópicos y sus componentes. Es sólo durante las últimas décadas que se cuenta con el equipo de laboratorio adecuado, como es por ejemplo el microscopio electrónico, para caracterizar todo el amplio espectro de tipos de ceniza volcánica existente, llegando incluso a escalas de decenas de micrómetros (10^{-6} m).

Es además en estos últimos 20 años que se ha tenido también la posibilidad de ir más allá de las muestras de ceniza despositadas en el suelo para recolectar *in situ* (mediante aviones y sondas meteorológicas) muestras de ceniza de plumas volcánicas a altitudes por arriba de los 20 km [52].

Los materiales volcánicos emitidos por una gran erupción se pueden dividir en la fracción volátil (gases) segregada del magma en un momento dado y la fracción lávica (líquida con gases disueltos). El material lávico que se desgasifica, enfría y consolida en contacto con la atmósfera forma a las rocas volcánicas y se divide en fragmentario (piroclastos) y masivo (domos y coladas).

Los materiales fragmentarios tienen especial interés, ya que su abundancia está asociada a las erupciones más violentas y destructivas. Todos los piroclastos ("fragmentos incandescentes") se originan al escapar violentamente los gases del magma arrastrando porciones del fundido; pero la mecánica es diferente para cada tipo de erupción, que puede reconocerse estudiando el volumen, forma, distribución, fragmentación y selección de sus piroclastos.

La dinámica de las masas piroclásticas da lugar a una gran división entre los piroclastos de proyección aérea, que caen en forma de lluvia, o siguiendo una trayectoria balística, y las masas piroclásticas que se desplazan sobre la superficie siguiendo un régimen de fluido laminar o turbulento, aunque este

último puede hacerse incluso laminar si, tras un largo recorrido se presentan las oportunas condiciones reológicas [3].

Los piroclastos en capas o depósitos se denominan genéricamente *tefra*, aunque este término se restringió inicialmente a los "de caída", hasta que el uso y su introductor S. Thorarinsson, lo extendió también a los piroclastos "de flujo". Actualmente, el término *tefra* se reserva para designar depósitos donde los piroclastos se encuentran sueltos, en contraposición al término *toba*, que se aplica también genéricamente, a los depósitos de piroclastos consolidados.

A los fragmentos de *tefra* cuyo tamaño es menor que 2 mm se les llama *ceniza*, a los que están entre 2 y 64 mm *lapilli* y a los mayores de 64 mm *bloques* y *bombas* [130]. Las densidades varían desde pómez y escorias vesiculares de baja densidad, hasta cristales y fragmentos líticos muy densos. El material puede ser de tipo juvenil (formado del magma involucrado en la erupción) o de tipo accidental (formado de rocas preexistentes) [130].

La ceniza volcánica está compuesta de **fragmentos de roca, minerales y vidrio** [52]. La forma y tamaño de los fragmentos de vidrio dependen principalmente de la forma y tamaño de las burbujas de gas presentes en el interior del magma inmediatamente antes de la erupción y del proceso responsable de la fragmentación del mismo. La variedad de formas distintas que se encuentra en los fragmentos es inmensa y va desde aquellos que tienen curvas suaves hasta aquellos que son afilados y en forma de delgadas láminas de vidrio que provienen de otros más grandes que se despedazaron.

Las propiedades físicas de la ceniza volcánica dependen fuertemente de las proporciones relativas de vidrio, cristales y roca fragmentada, así como de la composición química de los componentes y el tamaño de grano. Los granos muy finos de vidrio volcánico son usados comercialmente como abrasivos.

Usando tanto el microscopio estereoscópico con la finalidad de describir y separar el material de mayor interés como el microscopio electrónico para estudios a mayor detalle, se puede obtener información muy valiosa sobre la actividad presente de un volcán. En efecto, extrayendo información sobre los componentes de la ceniza y la textura que presenta, se determina si una ceniza volcánica es de origen juvenil o no, indicando con ello si la actividad del volcán presenta una probable componente magmática.

Es importante mencionar las propiedades eléctricas asociadas a la ceniza volcánica. En muchas erupciones de gran intensidad se han observado fenómenos eléctricos, como rayos y el fuego de St. Elmo en el interior de la nube de ceniza volcánica, indicando que en esa localidad los límites de permitividad eléctrica del aire han sido excedidos. De aquí que exista en el interior de las plumas volcánicas una cantidad de carga eléctrica, que además de producir un hermoso espectáculo visual, puede también ser la causa de agregación de partículas, aumentando con ello la tasa de sedimentación de las mismas ([116] y [44]). Aviones en pleno vuelo han acumulado un gran potencial eléctrico [95] por el contacto de partículas de ceniza que podían o no estar cargadas. Este potencial se manifestó en forma de corona o puntos de descargas, también conocido como fuego de St. Elmo.

Se ha reportado una gran cantidad de fuegos de St. Elmo alrededor de aviones por pilotos que desafortunadamente se han encontrado con una pluma

Distance from Volcano (km)	(mi)	Median Grain Size (mm)	Maximum Grain Size (mm)	Density gm/cm ³ (lb/ft ³)			% Compaction	Thickness (mm)
				Loose	Compact	Wet		
312	(195)	.018	≥1.2*	.70 (43.70)	.97 (60.56)	1.49 (93.02)	27.30	31(c) 42.6 [√]
402	(251)	.022	≥.3*	.73 (45.57)	.91 (56.81)	1.59 (99.26)	20.00	4
35	(22)	.026	≥1.2*	1.16 (72.42)	1.47 (91.77)	1.64 (102.38)	21.21	30
243	(152)	.028	≥.3*	.89 (55.56)	1.34 (83.66)	1.57 (98.02)	33.34	10
54	(34)	.030	≥.3*	1.03 (64.30)	1.29 (80.53)	1.47 (91.77)	20.00	32
58	(36)	.035	>1.2*	1.02 (63.68)	1.30 (81.16)	1.43 (89.27)	21.43	25.4 [√]
42	(26)	.039	≥.6*	.70 (43.79)	.99 (55.56)	1.71 (106.76)	20.45	23
62	(39)	.040	≥1.8*	1.00 (62.43)	1.27 (79.29)	1.50 (93.65)	21.88	22 28.2 [√]
								(w)
40	(25)	.042	≥1.2*	1.33 (83.00)	1.46 (93.15)	1.69 (105.50)	8.69	32
37	(23)	.045	≥2.3*	1.12 (69.92)	1.40 (87.40)	1.88 (117.37)	20.00	10 12.5 [√]
								(w)
60	(38)	.048	≥2.3*	1.10 (68.67)	1.37 (85.53)	1.80 (112.37)	19.23	25 30.9 [√]
								(w)
40	(25)	.061	≥1.2*	1.18 (73.61)	1.40 (87.40)	1.87 (116.74)	15.79	9(w) 10.7 [√]
344	(215)	.065	≥.3*	.70 (43.70)	.94 (56.68)	1.46 (91.15)	25.00	—
42	(26)	.087	4.0	1.21 (75.54)	1.47 (91.77)	2.79 (174.18)	17.65	29 35.2 [√]
								(w)
70	(44)	.11	≥1.2*	1.15 (71.79)	1.44 (89.99)	1.76 (109.88)	20.59	23
40	(25)	.14	1.0	1.00 (62.43)	1.55 (96.77)	1.94 (121.11)	35.48	25
43	(27)	.15	20.0	1.13 (70.55)	1.57 (98.02)	1.78 (111.13)	27.91	15
136	(85)	.19	≥.6*	1.37 (85.53)	1.74 (108.63)	1.65 (103.01)	21.15	12
136	(85)	.20	≥.6*	1.20 (74.92)	1.52 (95.52)	1.65 (103.01)	21.15	12
58	(36)	.35	3.0	1.10 (68.67)	1.28 (79.91)	1.44 (89.89)	14.04	27 31.4 [√]
								(w)
58	(36)	.37	3.0	1.14 (71.17)	1.30 (81.16)	1.60 (99.89)	12.32	33 37.6 [√]
								(w)
42	(26)	.37	4.0	1.19 (74.29)	1.45 (90.52)	1.65 (103.00)	17.50	30(w) 36.4 [√]
41	(25.5)	.38	5.0	1.16 (72.42)	1.37 (85.53)	1.70 (106.13)	15.79	35 41.6 [√]
								(w)
45	(28)	.51	5.0	1.06 (66.18)	1.23 (76.79)	1.35 (71.79)	14.49	31 36.3 [√]
								(w)
27	(17)	.53	10.0	1.11 (69.26)	1.31 (81.78)	1.76 (109.88)	15.66	50
47	(29.5)	.54	6.0	1.05 (65.55)	1.26 (78.66)	1.16 (72.42)	16.67	31 37.2 [√]
								(w)
43	(27)	.74	10.0	1.25 (78.04)	1.53 (95.52)	1.42 (88.65)	18.33	5
23	(14.5)	.80	15.0	.89 (55.56)	1.01 (63.05)	.99 (61.81)	11.76	40
23	(14.5)	.83	39.0	1.00 (62.43)	1.40 (87.40)	1.30 (81.16)	28.57	70
23	(14.5)	2.5	45.0	.63 (39.33)	.73 (45.57)	.81 (50.57)	12.69	62
10	(6.0)	2.5	130.0	1.47 (91.77)	1.76 (109.88)	1.82 (114.87)	116.28	500
10	(6.5)	4.6	46.0	.82 (51.19)	.95 (59.31)	.99 (61.81)	13.21	80

* = Maximum grain size determined by sieve analysis; (w) = Sample wet when measured; (c) = Sample previously compacted by rain;
[√] = Corrected thickness.

Figura 2.1: Propiedades físicas de las muestras de ceniza volcánica de la erupción del 18 de mayo de 1980 del volcán Mt. St. Helena [53].

volcánica en vuelo [45].

Una propiedad física importante de los depósitos de ceniza es su densidad, la cual puede variar dependiendo del tiempo que ha transcurrido desde su depositación. Si acaba de depositarse tiene en el interior un considerable contenido de aire (ceniza suelta), si sufre intemperización se compacta (ceniza compactada) y si también ha entrado en contacto con el agua se humedece (ceniza húmeda).

La figura 2.1 muestra una tabla con diferentes valores de densidad de cenizas obtenidas de los depósitos remanentes de la erupción del 18 de mayo de 1980 del volcán Mt. St. Helens.

Los datos de ceniza suelta, compactada y húmeda de la tabla anterior se muestran graficados en la figura 2.2.

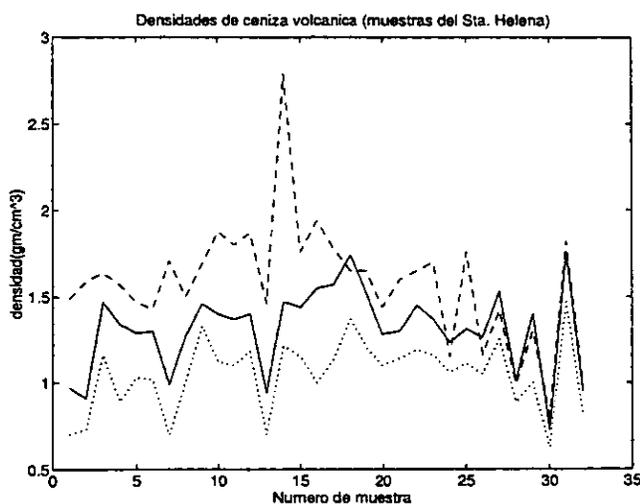


Figura 2.2: Gráfica del muestreo de densidades para la erupción del 18 de mayo de 1980 del volcán Mt. St. Helens. La curva con traza discontinua representa los datos de ceniza húmeda, la curva con la traza continua los datos de ceniza compactada y la curva con traza punteada los datos de ceniza suelta.

También se pueden obtener las densidades máximas, mínimas y promedio para cada tipo de cenizas. Los resultados se muestran en la tabla siguiente:

Densidad de ceniza (gr/cm^3)	Mínima	Máxima	Promedio
suelta	0.63	1.47	1.049
compactada	0.73	1.76	1.312
húmeda	0.81	2.79	1.578

De aquí que se tomen para la ceniza suelta una densidad máxima de $\sim 1.5 gr/cm^3$ y una densidad promedio de $\sim 1.1 gr/cm^3$, mientras que para la ceniza húmeda una densidad máxima de $2.8 gr/cm^3$ y una densidad promedio de $\sim 1.6 gr/cm^3$.

Sobre las superficies de las partículas de ceniza se pueden adherir sustancias precipitadas directamente de los gases eruptivos. Por ello el estudio de los lixiviados de la ceniza ("ceniza lavada") proporcionan información sobre la composición química de los gases.

Las emanaciones gaseosas de los volcanes está constituida en su mayoría por H_2O , SO_2 , CO_2 , H_2S , HCl y HF . El SO_2 puede reaccionar con el agua, formando ácido sulfúrico y depositarse sobre las partículas de ceniza; el HCl y el HF pueden también cubrir esas partículas de forma que mediante una lixiviación de las cenizas con agua destilada es posible cuantificar la cantidad de sulfato, cloruro y fluoruro que se encuentran como recubrimiento de la ceniza. La concentración de estos iones y la relación entre ellos se ha asociado a diversos grados de contribución magmática así como al estado de desgasificación del magma, ya que el SO_2 se emite antes que el HF y el HCl conforme el magma se acerca a la superficie [125]. Esta información puede ser muy útil para determinar si una erupción dada es realmente magmática o si se trata de una erupción freática.

Por este motivo es importante realizar un análisis frecuente de la ceniza, que además de proporcionar información valiosa a la investigación básica, en la práctica da un gran apoyo al área denominada *vigilancia volcánica* (o monitoreo volcánico), que como lo definen Tilling y Punongbayan [130] se refiere colectivamente a los estudios científicos que observan, registran y analizan sistemáticamente los cambios visibles o invisibles, que ocurren en un volcán o sus alrededores.

2.2 Génesis

Cuando ocurren explosiones en las bocas activas de un volcán, las nubes de material que se observan, tienen colores diferentes. A veces salen más blancuecinas, indicando un alto contenido de vapor de agua (H_2O) condensado, mientras que otras veces son más oscuras, de un color grisáceo, indicándonos un alto contenido de cenizas.

Las explosiones volcánicas no son producto de una reacción química exotérmica sino exclusivamente producto de la fragmentación de un material que puede estar fundido (magma) o sólido (material ya solidificado previamente y que obstruye las bocas de salida de un volcán). Se conocen 4 procesos que producen fragmentación:

1. Descompresión paulatina del magma que asciende, crecimiento de burbujas, y fragmentación del magma, ocasionado por la súbita descompresión de las burbujas al alcanzar la presión atmosférica, arrancado con ello porciones del fundido (*erupción magmática*);
2. Mezcla explosiva del magma con el agua de acuíferos superficiales (*erupción freatomagmática o hidrovulcánica*);
3. Fragmentación de las rocas durante una expansión rápida de vapor y/o agua caliente (*erupción freática*). Estas explosiones literalmente trituran

el material "antiguo", preexistente en los conductos internos del volcán, emitiéndolo ya solidificado desde el mismo cráter;

4. Demolición abrasiva entre los fragmentos al colisionar uno con otro y con el substrato adyacente.

Lo que se observa como *ceniza* volcánica son los fragmentos de magma expulsados del cráter y que se han enfriado en la atmósfera o bien los fragmentos sólidos preexistentes que han sido demolidos y arrojados por la explosión misma.

La fragmentación es un proceso físico muy complejo donde están involucradas muchas variables y la limitación física de una observación directa del fenómeno durante una erupción volcánica. Se ha podido llegar razonablemente cerca del cráter, para observar los procesos que forman la ceniza volcánica, sólo si la erupción es de baja intensidad. Sin embargo, estas erupciones no son de interés para los sedimentólogos ya que el material que depositan es mínimo.

En cuanto a erupciones explosivas de magmas andesíticos y riolíticos, únicamente se han observado desde lejos las menos energéticas ya que la columna eruptiva se distorsiona constantemente por la nube turbulenta de cenizas, gases y vapor de agua condensada, imposibilitando cualquier aproximación mayor. Por ello la ayuda que proporcionan los modelos numéricos, para obtener información en primera aproximación, de la fragmentación ha sido innegable y seguirán siendo en un futuro una manera de obtener información valiosa al menos hasta que se encuentre alguna forma de instalar instrumentos que sobrevivan dentro del cráter volcánico durante toda una erupción.

Para entender los procesos que producen ceniza volcánica, no queda más que confiar en: la observación directa de las erupciones, los modelos numéricos de erupciones basados en la física de la evolución del magma, migración y erupción, en los experimentos de laboratorio y en los estudios de los depósitos en campo.

Las *erupciones magmáticas* son erupciones explosivas que liberan de forma súbita la sobrepresión de los volátiles existentes en el interior del magma cerca o al alcanzar la superficie terrestre. Una primera explicación de estas erupciones dadas por Verhoogen [134] se desarrolla a continuación.

El magma contenido en una cámara magmática contiene altas concentraciones de volátiles en solución. Por un desequilibrio del sistema, empieza a ascender y la presión litostática que se ejerce sobre este fluido disminuye creándose burbujas microscópicas (la ley de Henry explica que la solubilidad de los gases es directamente proporcional a la presión externa sobre el sistema). En la parte superior de la columna de magma se observa que el fluido es un continuo (se puede alcanzar cualquier región del fluido sin salirse del mismo), mientras que la fase gaseosa es discontinua (sin número de burbujas individuales). Si estas burbujas por flotación ascienden más rápido que el fluido a la superficie, entonces la lava solamente ebullición como sucede en los lagos de lava.

Si por el contrario, un gran número de burbujas se expande más rápido que de lo que puede ascender el fluido comenzarán a unirse hasta que el fluido se haga discontinuo, es decir se fragmenta en pequeños trozos de líquido o vidrio entre burbujas adyacentes de tal forma que pierde cohesión. La presión en el

interior de las burbujas alcanza grandes valores y al entrar en contacto con la presión atmosférica se produce una explosión que expulsa los fragmentos de magma y cuya intensidad depende esencialmente de la magnitud de esta presión residual. Si es pequeña, podemos observar una pequeña nube de polvo que se expande lentamente (tipo "flujo de arena"), si la presión es grande puede ocurrir una violenta explosión tipo pliniana o vulcaniana [134].

Es importante mencionar que la explicación de Verhoogen es válida sólo para fuentes de lava de magmas poco viscosos, que se caracterizan por alcanzar alturas desde unos cuantos metros hasta varios cientos de metros, y los depósitos de caída se distribuyen de forma circular u ovalada alrededor de un cráter central o en líneas paralelas en un cráter de fisura. Estas fuentes están formadas por un aerosol de líquido basáltico de baja viscosidad cuyo mecanismo está controlado por la expansión de los gases, formando grandes burbujas que posteriormente colapsan generando una potente explosión. El tamaño de las partículas que se expulsan en estas erupciones van, desde bombas de un 1 metro o más de diámetro hasta esferas de unos cuantos micrómetros. El material grueso se deposita dentro de un radio de unos cuantos cientos de metros a partir del cráter mientras que la ceniza más fina, incluyendo los filamentos denominados cabellos de Pelé, son esparcidos viento abajo y depositados como material de caída libre.

Sin embargo, la explicación anterior no es válida para magmas muy viscosos con una composición rica en sílice, pues no explica la formación de la pómez que se da en esos eventos tan explosivos. En efecto, si todas las burbujas se fusionaran y se desintegraran a la hora de la explosión habría solamente ceniza y no existiría presencia de pómez. Alfred Ritman (1936), uno de los pioneros de la vulcanología, propuso que los gases del magma salen de la solución conforme el magma va ascendiendo a través de los conductos más superficiales. Después de que el magma alcanza la superficie terrestre y que la erupción se ha iniciado, la espuma altamente viscosa se desbarata al sufrir una violenta descompresión antes de que pueda ocurrir la fusión de burbujas. Las propiedades físicas, así como la forma que distingue a la pómez, son controladas por la historia del crecimiento de las burbujas, la presencia o ausencia de fenocristales como puntos de nucleación (recordemos que los fenocristales son aquellos granos de mineral que cristalizan dentro del magma antes de la erupción), y el tipo de fragmentación que sufre el magma espumoso durante la erupción.

Dentro de la pómez se pueden encontrar muchos tamaños y distribuciones de forma de burbujas, tantas como tipos de erupciones volcánicas existentes, pero todas ellas se interpretan como el crecimiento continuo de burbujas cuando asciende el magma y durante la erupción (i.e. primera generación) o discontinuo, antes y durante la erupción (i.e. segunda generación). A continuación se da un ejemplo hipotético de Heiken y Wohletz 1991 [54] de como se forma tanto la ceniza volcánica como la pómez en una erupción explosiva cuyo magma es rico en sílice, tomando en cuenta las características de las burbujas del gas encontradas dentro de la pómez y las partículas de ceniza volcánica.

Se tomó un magma rico en sílice (con un 70%) el cual contenía un 2%–3% de agua. El crecimiento de burbujas puede empezar a una profundidad entre 1 y 3 km por abajo de la superficie terrestre, lugar donde la presión de vapor del soluto

sobrepasa la presión litostática. Si está presente el bióxido de carbono (CO_2) se presentan burbujas, pues según estudios de Holloway [59] puede exsolverse aún a grandes profundidades. Además si el magma contiene muchos cristales, hay una nucleación y se presenta un crecimiento de las burbujas del gas sobre la superficie de los minerales lo cual genera fragmentos de pómez con un gran contenido de racimos de burbujas. Estos racimos de burbujas que se forman alrededor de los fenocristales u otras inclusiones se pueden fusionar y formar grandes cavidades dentro del magma espumoso.

Si el crecimiento de las burbujas ocurre a profundidades someras, cerca del cráter, la pómez puede tener vesiculaciones aproximadamente esféricas. En este caso no hay un periodo de tiempo antes de la fragmentación para que las vesículas se alargen en forma de tubo por el flujo. Las partículas de ceniza vítrea producida en estas erupciones son fragmentos de bloques arqueados. Después de que se abre en la superficie un conducto o un cráter, la tasa de flujo de magma se incrementa grandemente. Y si esta tasa excede la del ascenso de las burbujas, las vesículas de gas son fragmentadas por el flujo formando largos tubos.

La masa de magma espumoso más o menos frágil se desbarata por la presión diferencial que ocurre en la interfase entre el magma y la atmósfera. Es entonces cuando una onda de choque se mueve (por arriba de la pómez y la ceniza) hacia afuera del cráter, mientras una onda de expansión se propaga hacia abajo donde se halla el magma inflado, permitiéndole una rápida descompresión [54]. Estas erupciones explosivas son controladas probablemente por la presión diferencial y no por las burbujas que se funden una con otra.

Las erupciones explosivas más grandes que se han presentado desarrollan columnas eruptivas con alturas máximas de hasta 55 km y se denominan erupciones ultraplínianas. Emiten grandes cantidades de fragmentos de pómez que pueden tener hasta varios decímetros de diámetro y pueden alcanzar hasta los 10 km de distancia al cráter. Sin embargo, la ceniza fina puede llegar a encontrarse a distancias de cientos de kilómetros del cráter. Los fragmentos de vidrio que arrojan este tipo de explosiones son piezas formadas de las paredes de las burbujas cuando el magma asciende hasta el cráter. Las formas de estos fragmentos vítreos dependen tanto de la forma y tamaño de las burbujas existentes en el interior del magma como de los procesos eruptivos responsables de la fragmentación.

Las *erupciones hidrovulcánicas* ocurren cuando la roca fundida entra en contacto directamente con un cuerpo de agua subterráneo o somero como son los lagos, pantanos o área de algún litoral marítimo. La formación y el colapso de películas de vapor en la interface del agua y la roca fundida es la causa que se deforme y se fragmente el fundido así como de la expansión explosiva de una gran presión de vapor [52].

El rápido sobrecalentamiento del agua finaliza en una erupción que es mucho más eficiente en la producción de fragmentación y dispersión de ceniza volcánica que las erupciones que solamente son controladas por el crecimiento y descompresión de burbujas. Estas erupciones producen ceniza volcánica con un grano extremadamente fino creado principalmente por la minúscula ruptura de las paredes de las burbujas vítreas, y cuyo tamaño medio del grano puede

llegar a valores por debajo de los $40\mu m$, siendo los componentes mucho más finos ($< 10\mu m$) los que permanecen en suspensión en la estratósfera el suficiente tiempo para ser acarreados por grandes distancias.

Las *erupciones freáticas* son perturbaciones que se dan en los sistemas geotermales, ocasionadas por la intrusión de magma nuevo a profundidad sin que haya contacto directo entre el agua y el material fundido. Cambios en los niveles de agua subterránea como actividad tectónica ocasionan erupciones donde hay exclusivamente explosiones de vapor sin ninguna emisión de magma. Este tipo de erupciones se da en muchas regiones volcánicas, e incluso en áreas geotérmicas donde no existe ningún tipo de actividad volcánica reciente. Es importante recalcar que todo volcán que se reactiva, por lo general tiene por debajo una red de acuíferos, que se son afectados por el repentino cambio térmico, y pueden producir una actividad que es inicialmente freática. A veces la actividad de un volcán se queda en ese estado sin ningún cambio posterior. Sin embargo, también puede ser la antesala de una erupción magmática de gran intensidad. Muchas veces, estas explosiones producen la desintegración mecánica del material más viejo que obstruye los conductos de salida de material, provocando la emisión de ceniza "antigua".

Por último, el cuarto mecanismo de producción de ceniza aunque no tenga asociado un nombre especial de erupción, se da especialmente durante un colapso gravitacional de un edificio volcánico o posibles avalanchas, tal como las que ocurrieron durante la erupción del Mt. St. Helens en 1980.

2.3 Medición de los depósitos

Existen dos formas de estudiar los depósitos volcánicos de caída libre. Uno es el estudio de depósitos formados por antiguas erupciones volcánicas, y otro el estudio de los depósitos concurrentemente con una erupción. Tanto en el primer caso como en el segundo se tiene una gran cantidad de puntos de control a diferentes distancias alrededor del volcán con el objeto de que el muestreo cubra todas las direcciones posibles y sea lo suficientemente denso.

En el primer caso, básicamente se estudian los horizontes correspondientes a los depósitos de caída libre fechándolos y posteriormente correlacionándolos con depósitos que se ubican en otros puntos de la región y que tengan rasgos físicos similares distintivos (por el ejemplo la misma secuencia estratigráfica) para concluir que son depósitos generados por la misma erupción.

Posteriormente, con las muestras obtenidas en varios puntos de control se generan, usando un método de interpolación, los mapas de *isopacas* (curvas de igual espesor de ceniza) e *isopletas* (curvas de igual diámetro de los fragmentos) de la erupción de interés. Estos estudios son de gran importancia para conocer el alcance y la magnitud de erupciones pasadas. Los requisitos para reconstruir el registro geológico de las erupciones pasadas y su actividad reciente incluye los siguientes puntos como lo mencionan Tilling y Punongbayan [130]:

1. Establecer una secuencia estratigráfica de los productos de erupciones pasadas.

2. Determinar la extensión de depósitos individuales o de grupos de depósitos y estimar la magnitud de las erupciones que las produjeron.
3. Determinar el origen de los depósitos.
4. Determinar la edad de los depósitos por medio de varias técnicas con el objeto de determinar una cronología de eventos y estimar su frecuencia.

Una reconstrucción detallada de un depósito de caída de tefra que incluye medición de espesores, tamaño de grano, selección y distribución de tamaños máximos de fragmentos líticos y de pómez proporciona información muy útil sobre la dinámica eruptiva y permite estimar la altura de la columna eruptiva, la tasa de emisión de material y los patrones eólicos [21].

Además, se pueden alabrar mapas de zonificación para el peligro de caída de tefra, con el objeto de identificar áreas que tendrían la posibilidad de ser impactadas durante erupciones futuras. En este sentido estos estudios cubrirían uno de los aspectos de importancia de la evaluación de los peligros volcánicos a largo plazo. La manufactura de estos mapas por lo general se basa en la frecuencia y magnitud (expresada en volumen total de tefra o bien en la relación espesor contra área de las isopacas), de anteriores caídas de tefra y en los modelos regionales de la circulación de los vientos, todos ellos, datos obtenidos de los depósitos antiguos.

Por otra parte, se estudian los depósitos de caída de tefra en tiempo real durante una erupción. En los puntos de muestreo (preferentemente lugares altos como por ejemplo rama de árboles, azoteas etc.) se instalan horizontalmente pequeñas cajas de área conocida, con el objeto de calcular rápidamente tanto su espesor como densidad y evitar que la lluvia destruya el depósito. En un periodo de actividad eruptiva moderada en cada estación se mide el espesor acumulado desde el último muestreo y se recoge la ceniza acumulada con un cepillo fino en bolsas de plástico que son selladas para ser analizadas [83]. La caja se instala nuevamente para que se obtengan las siguientes muestras en los próximos días.

Con los datos, se pueden generar también mapas de isopacas e isopleas, para obtener información útil sobre el volumen total de material de caída emitido en un intervalo de tiempo dado, que puede ser de días hasta semanas dependiendo de las condiciones en que se encuentre el volcán en ese momento. Posteriormente se puede calcular áreas de igual espesor y una secuencia temporal del volumen total emitido.

2.4 Riesgos asociados

La caída de tefra constituye el peligro directo de mayor alcance derivado de erupciones volcánicas. Por ejemplo, durante grandes erupciones, superficies de 10^3 a 10^4 km^2 pueden quedar cubiertas con una capa mayor a los 10 cm, y la ceniza fina puede ser acarreada sobre áreas de orden continental y aún más grandes. Típicamente, al incrementarse la distancia desde el centro de emisión, la tefra presenta una disminución en el tamaño de grano y forma depósitos más delgados,

sin embargo, en algunas erupciones históricas se han observado algunas áreas aisladas donde el espesor de la capa de tefra aumenta en zonas distales ([105] y [106]). Carey y Sigurdsson [22] han propuesto que la formación de agregados de partículas a partir de la ceniza fina del Mt. St. Helens, causó una depositación rápida de la nube de tefra de espesores mayores en áreas ubicadas en dirección del viento.

El alcance de los fragmentos más grandes de la tefra, como son las bombas se halla dentro de un radio al volcán de 5 a 10 km [6]. En las explosiones del Asama en 1938, bombas de 1 m de diámetro fueron lanzadas hasta una distancia de 4.5 km [130]. Se tiene el reporte de un bloque de $1.5 m^3$ que impactó a 5 km de distancia del cráter durante la erupción del volcán Lascar el 21 de febrero de 1991 [47].

Por otro lado, los gráficos de Walker [136] de tamaños máximos de fragmentos líticos y de pómez versus distancia de los centros de emisión, indican que bombas pequeñas de pómez (64 a 100 mm) han sido acarreadas a distancias horizontales de hasta 20-28 km dependiendo del tamaño de la erupción, mientras que bombas líticas fueron llevadas hasta 10-30 km [130]. Por afuera de estos radios estimados, se tiene caída de lapilli y ceniza volcánica.

Los peligros asociados a este material de caída son variados y de largo alcance, pero es importante recalcar que la caída de tefra es aquella que relativamente ha ocasionado menos muertes en la población, siendo responsable solamente del 4.6% del total de decesos ocasionados por erupciones volcánicas desde el 1600 D.C. [6].

Las personas pueden sobrevivir a la caída de bombas pequeñas en refugios mínimos, sin embargo las caídas de bombas grandes pueden afectar a las personas hasta en refugios sólidos. Por otro lado, la acumulación de tefra puede provocar el colapso de los techos de los edificios, destruir líneas de transmisión de energía y comunicaciones, y dañar o liquidar completamente la vegetación.

Se sabe que los efectos ocasionados por cargas de tefra sobre los techos de las casas y de los edificios, puede variar en función del diseño de la construcción de los mismos y por las condiciones de la ceniza misma [6].

Los techos planos pueden ser más propensos a fallar. Los techos que tienen cierta inclinación, donde la carga depende del coeficiente de fricción de la ceniza, de la inclinación que presente el techo y del material y textura del mismo son generalmente más seguros. Sobre un techo liso resbala más rápido la ceniza que sobre un techo rugoso. Un techo de cemento es más resistente que un techo de teja o madera.

La consistencia de la ceniza es otro factor que influye en la carga. Por lo visto con anterioridad la ceniza suelta o poco compactada tiene una densidad promedio y máxima de 1.1 y 1.5 gr/cm^3 , mientras que la tefra húmeda de 1.6 y 2.8 gr/cm^3 . De esta forma, la carga promedio y máxima impartida por una capa de 10 cm de espesor de tefra es 110 y 150 kg/m^2 si está suelta o bien de 160 y 280 kg/m^2 si está húmeda.

Como las reglas de construcción varían de país a país y los factores involucrados son muchos, Blong comenta que no es posible definir con seguridad un espesor crítico por arriba del cual tendremos un colapso o daño de la construc-

ción. Datos de las tablas nos sugieren que alrededor de 100 mm puede ser una cifra crítica en muchos casos, sin embargo algunas casas serán dañadas hasta con menos de la mitad de esa cantidad, en especial si la caída de ceniza es acompañada con fuertes precipitaciones pluviales.

Se puede concluir tentativamente que un espesor de alrededor de 100 mm puede representar un límite crítico lo cual se ilustra por 3 ejemplos donde no ocurrieron daños.

Cuando el volcán Stromboli depositó 60-80 mm de tefra en los techos planos de las casas en los poblados cercanos, Perret [100], reportó que no se habían observados efectos adversos. De forma similar en la erupción de 1937 en el puerto de Rabaul se depositaron alrededor de 100 mm de tefra sobre los techos de las construcciones de la ciudad [78] y muchas salieron ilesas. Tercero, durante la erupción de 1967 en la Isla Decepción la Estación Antártica Británica salió sin daños de una caída de 80 mm, mientras que la Estación Chilena fue severamente afectada, con algunos techos derrumbados por una caída de 500 mm [5].

Por otro lado, a pesar que en San José ha caído un total de tefra de alrededor de 12 cm entre 1963 y 1965 por las erupciones del Irazú, las caídas individuales de ceniza rara vez han acumulado más que unas cuantas decenas de gramos por metro cuadrado. Bajo estas condiciones los techos de lámina corrugada se limpiaron con la lluvia mientras que la tefra recolectada en los techos acanalados y con desagües rompían las canaletas cuando la ceniza no era removida periódicamente [28].

Por último, fueron suficientes 10 mm de tefra en la ciudad de Yakima durante la erupción del 18 de Mayo de 1980 del Mt. St. Helens para ocasionar serios daños a techos galvanizados durante el periodo más intenso de caída de material.

Los efectos de la depositación sobre la vegetación son muy variables. Caídas de tefra de más de 1 m de espesor liquidarían la mayoría de los tipos de vegetación [130], incluso capas delgadas de tefra pueden causar daños severos dependiendo de las especies de vegetales, de la época del año y de la etapa de crecimiento de la planta [6]. Rees (1970) [103], ha sugerido 4 causas directas obvias por las que se pierden los cultivos: (1) entierro completo de la planta; (2) enterramiento parcial, lo cual restringe a la raíz el acceso al oxígeno; (3) defoliación y un prolongado periodo sin hojas; (4) recubrimiento de ceniza en la superficie de las hojas, bloqueando la absorción de luz solar. Una causa indirecta que puede afectar al cultivo es la falta de riego por daños en los sistema de irrigación.

En pocos casos la tefra puede estar lo suficientemente caliente para dañar o destruir totalmente un cultivo. El límite inferior a partir de la cual empezamos a tener daños en los cultivos es de 10 mm de espesor, aunque en ciertos cultivos bajos como son los retoños que apenas están brotando y las fresas por ejemplo esta cantidad es suficiente para perder toda la siembra [6].

La suspensión de partículas de grano fino en el aire afecta la visibilidad y la salud, especialmente en personas con problemas respiratorios [130], sin tenerse reporte hasta ahora de decesos por este motivo. Sin embargo, no se puede decir lo mismo para el caso de animales domésticos que se encuentran en el área de afectación de una caída de tefra.

Es un hecho que, por la absorción y transporte de sales solubles, gases y ácidos nocivos, como ocurrió en la erupción de 1989 del volcán Lonquimay en Chile (que concentró y dispersó gran cantidad de flúor) ocurrieron cuantiosas pérdidas en el sector ganadero de la región.

En efecto, dejó una secuela de muerte por osteofluorosis y daño físico interno, causado por los 2 a 4 kilos de ceniza (vidrio volcánico) que se acumularon en promedio en las vísceras de cada animal después de 3 a 4 meses de vivir bajo la lluvia de tefra, lo cual dio como resultado a más de 10000 animales domésticos muertos. Situaciones muy similares a ésta se vivieron también en Islandia, durante la erupción del Hekla en 1983, que causó la muerte de miles de animales [47].

Por otra parte, el transporte aéreo, ferroviario y carretero es especialmente vulnerable. Blong (1984) narra lo grave que puede ser el encuentro con una pluma volcánica en pleno vuelo para la aviación moderna. A finales de junio de 1982, un Boeing 747 de la British Airways con 240 personas a bordo que volaba a 150 km al WSW del volcán Galunggung y a una altura de 11300 m, se encontró con una pluma volcánica que detuvo completamente las 4 turbinas, rayó el parabrisas y la superficie de las alas. El avión perdió 7500 m en 16 minutos, antes que los motores arrancaran nuevamente. Se tuvo que hacer un aterrizaje de emergencia en Jakarta utilizando solamente 3 turbinas.

Otro caso similar se presentó a mediados de julio de 1982, en Singapur. A un Boeing 747 con 230 personas a bordo y a una altura de 9000 m se le detuvieron 3 turbinas en el interior de una pluma volcánica del mismo volcán. El jumbo perdió 2400 m de altura antes que volviera a arrancar una de las turbinas y aterrizaron en Jakarta con sólo 2 turbinas en operación.

Análisis posteriores a los vuelos, para cada uno de esos accidentes, revelan una capa de material vidriado depositada sobre las superficies de la sección de turbina. Además se encontró que había ocurrido cierta abrasión o desgaste de las hojas del compresor, de la turbina y de los estatores [6]. La combinación de estos efectos ocasionó los cambios en las características fundamentales de vuelo así como en la eficiencia de las modernas turbinas.

Swanson y Beget (1994) [129] demostraron que la ceniza volcánica, ingerida por turbinas en operación, se funde parcialmente (esto es todos los vidrios y algunos minerales) ya que la temperatura de operación es muy semejante a la temperatura de fusión. La ceniza fundida se deposita y se adhiere en las partes más calientes del motor y puede bloquear sus funciones. De aquí que la propuesta que plantean estos autores para prevenir este problema es reducir las condiciones de temperatura de operación de las turbinas por debajo del punto de fusión de la ceniza ingerida (abajo de los 1000 °C). Sin embargo, aún en condiciones de reposo los motores funcionan a temperaturas por arriba a la de transición sólido-líquido del vidrio (700-860 °C), lo cual podría seguir ocasionando problemas al presentarse un recocimiento de las partículas de vidrio en las partes más calientes de las turbinas.

Otras vías de comunicación que se han visto afectadas seriamente, son las carreteras. Por ejemplo, en la erupción del 18 de mayo de 1980 del Mt. St. Helens se redujo la visibilidad sobre las supercarreteras, provocando accidentes au-

tomovilísticos, congestionamientos viales (por la gran cantidad de carros huyendo de la zona de peligro) y alteración en la velocidad de circulación, dejando varados a vacacionistas e inutilizable la infraestructura turística. Además, se pudieron probar por primera vez diversos métodos para limpiar los miles de km del manto de tefra que cubrió las carreteras.

En el área forestal circundante al Mt. St. Helens el Servicio Forestal de los Estados Unidos reportó daños en aproximadamente 2650 km de terracería, mientras que otras estimaciones sugieren que se requirió limpiar unos 30000 km de calles tanto en los condados como en las ciudades afectadas. El departamento de Transporte del Estado de Washington estimó un costo de 50 millones de dólares sólo para limpiar la tefra acumulada sobre todas las carreteras dentro de un radio de 160 km a la redonda del volcán [6].

Finalizando, en la recopilación que hacen Tilling y Punongbayan sobre los peligros asociados a la caída de tefra, mencionan que aun caídas de ceniza ligeras (menores de 2 cm de espesor) pueden causar graves daños a servicios comunitarios críticos como son hospitales, centrales eléctricas, plantas de bombeo, sistemas de drenaje y plantas de tratamiento de aguas ([111] y [112]).

La ceniza fina también puede ocasionar cortocircuitos en las líneas de transmisión. Además las comunicaciones pueden verse afectadas por daños en líneas telefónicas, estaciones transmisoras de radio y televisión y por desórdenes de tipo eléctrico ocasionados por rayos. La oscuridad producida durante el día por las caídas de tefra puede persistir desde horas hasta varios días [6], lo cual puede causar pánico y complicar otros problemas.

La caída de tefra también ha causado incendios tanto por rayos generados en las nubes eruptivas, como por fragmentos incandescentes. Los fragmentos que son lo suficientemente grandes como para contener el calor necesario para iniciar un incendio típicamente caen a pocos kilómetros del cráter. Sin embargo, en el caso del monte Fuji durante la erupción del 1700 se generaron incendios a 10 km de distancia debido a fragmentos de pómez de 20 a 30 cm de diámetro [132].

En contraste con los peligros ocasionados por otros fenómenos volcánicos, muchos de los efectos de la caída de tefra pueden ser mitigados mediante una adecuada planificación y preparación. Blong [6] presenta varios métodos utilizados durante caídas de tefra en el pasado, incluyendo remoción de tefra de los techos u otras estructuras conforme se va acumulando, el diseño de la orientación e inclinación de los techos para impedir una elevada acumulación, refuerzo de paredes y techos para soportar las cargas y el impacto de los proyectiles, remoción o estabilización de la tefra en el terreno para impedir que ésta se retrabaje, diseños de filtros para maquinaria y el uso de máscaras respiratorias o pañuelos húmedos sobre nariz y boca para reducir la inhalación de tefra y gases.

Capítulo 3

Dinámica de la columna eruptiva

3.1 ¿Qué es una columna eruptiva?

La columna de gases y cenizas, es una de las características más espectaculares de una erupción volcánica. Para su estudio hay que acudir a una sucesión de modelos parciales, dada la gran complejidad del fenómeno. En primer lugar, hay que distinguir entre columnas estacionarias y de explosión. En las primeras, las características de la emisión de material en la base de la columna permanecen constantes, durante suficiente tiempo para que la columna eruptiva se desarrolle totalmente y permanezca estacionaria, mientras que en las explosiones, se considera que el tiempo de emisión es pequeño en comparación con el desarrollo de la nube. En general, se suelen presentar situaciones intermedias e incluso mezcladas.

Para las erupciones más violentas, se han podido distinguir dos tipos de columnas eruptivas: las *columnas plinianas* y las *columnas co-ignimbríticas*. En las columnas plinianas el mecanismo motor de todo el proceso, es la expansión del vapor de agua y otros volátiles, inicialmente a altas temperaturas y presiones, hasta alcanzar las condiciones atmosféricas. Durante el ascenso de la masa de gases y cenizas se pueden diferenciar varias fases: en las proximidades de la boca eruptiva predomina la energía cinética y se rige por las leyes de la balística, considerándose que las velocidades de salida del gas pueden ser supersónicas ($> 340 \text{ m/s}$) (*fase de empuje*). La siguiente etapa, se rige por la disipación de la energía térmica, siendo su desarrollo tanto mayor cuanto mayor sea la eficiencia en la transferencia de calor: el movimiento corresponde al ascenso convectivo de una masa de gas y sólidos en suspensión, que puede alcanzar alturas de decenas de kilómetros en la atmósfera (*fase convectiva*, ver figura 3.1). Posteriormente los materiales se dispersan de acuerdo con un modelo de difusión (*fase difusiva*), quedando sometidos a la interacción de los vientos dominantes de la alta atmósfera, así como a la interacción con el campo gravitacional terrestre, el cual se

encarga de precipitar los fragmentos más grandes, cubriendo extensas regiones con una capa que se puede extender a distancias de cientos de kilómetros a partir del punto de emisión. Los fragmentos más pequeños como el polvo volcánico y aerosoles permanecen en suspensión por más tiempo y son arrastrados por los vientos dominantes. De esta manera pueden dar la vuelta al globo terráqueo, como sucedió recientemente en la erupción del volcán El Chichón en 1982.

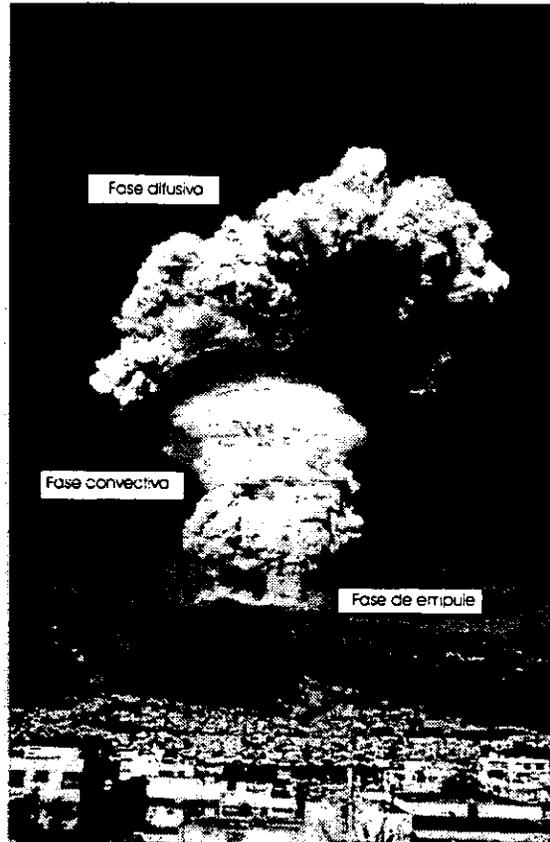


Figura 3.1: Erupción del 7 de octubre de 1999 del volcán Guagua Pichincha, Ecuador. Fotografía tomada por Daniel Andrade (<http://geofisico.cybw.net>) desde la ciudad de Quito.

En las columnas co-ignimbríticas, el mecanismo que las origina es radicalmente distinto. En este caso un gran flujo piroclástico, sumamente denso y caliente cubre una gran región (decenas a cientos de km^2) adyacente al volcán, y de ahí se crean las condiciones suficientes para que ascienda una gran masa convectiva de material hasta grandes altitudes. Es común que la columna se mantenga por un tiempo considerable, mientras el volcán siga aportando flujos calientes a esa región.

Sucede a veces, que la tasa de emisión de material o el diámetro del cráter son muy grandes o la velocidad de emisión muy pequeña, de forma que el ma-

terial situado en la parte inferior de la columna no logra quedar en suspensión por lo que colapsa en forma de fuente alcanzando una altura de solamente unos cuantos kilómetros. De estas fuentes, se pueden desparramar lateralmente flujos piroclásticos extremadamente calientes y densos y conforme los piroclastos se asientan, las capas superiores de aire se expanden, bajando la densidad de la mezcla. Si el aire que entra es suficiente, el material superior de la corriente, que es el más ligero, es arrancado hacia arriba generándose una pluma convectiva. De esta forma toda la energía térmica de una fuente colapsada puede ser transferida a una pluma convectiva, y cantidades masivas de material expelido pueden penetrar a grandes alturas en la atmósfera [147].

No obstante el origen de ambos tipos de columnas es diferente, son similares en cuanto a que ambas tienen una fase convectiva y una fase difusiva. Los estudios de dispersión de hongos de ceniza volcánica a través de fotografías de satélite, como las de Matson (1984) [84] para el volcán El Chichón, Sparks et al. (1986) [120] para el Mt. St. Helens y Koyagushi y Tokuno (1993) [72] para el Pinatubo, no permiten aún determinar el origen de la columna. Para ello hay que efectuar estudios más locales de cómo se desarrolló la erupción y analizar los depósitos con el objeto de reconocer una serie de parámetros que permitan descifrar el mecanismo, la energía y demás características de la erupción.

El estudio de las columnas eruptivas estacionarias es sin duda complejo, pues dentro de una misma etapa eruptiva, pueden incluso presentarse múltiples veces columnas plinianas intercaladas con co-ignimbríticas. Muchas veces se tiene la idea simple de que una erupción se limita al nacimiento, desarrollo y extinción de una sola columna eruptiva estacionaria como por ejemplo, en la erupción del 20 de febrero de 1943 del volcán Parícutin [79].

En efecto, la erupción del volcán Parícutin, se inició con explosiones constantes que provocaron ligeras emisiones de cenizas, pero abundante emisión de bombas de todos tamaños. El 18 de marzo, inició la fase cinerítica más intensa que duró hasta el 9 de junio de 1943 [79], llegando a alcanzar la columna eruptiva una altura promedio de 6 km. Así, por casi tres meses se mantuvo una columna estacionaria de 6 km de altura, que provocó ligeras caídas de ceniza hasta en la ciudad de México, situada a unos 250 km aproximadamente.

Sin embargo para otros casos su historia ha sido completamente distinta, ya que el desarrollo de la actividad de una fase eruptiva es única para cada volcán. A continuación se revisan esquemáticamente, a modo de ejemplo, tres grandes erupciones ocurridas recientemente a nivel mundial.

En el volcán Mt. St. Helens la explosión más grande se registró contemporáneamente con un sismo de magnitud 5 a las 15:32.2 UT (8:32 A.M. hora local), del 18 de mayo de 1980, y junto con el derrumbe parcial del edificio volcánico provocó una avalancha gigante y una emisión de material sumamente denso y caliente que cubrieron una área aproximada de 600 km^2 . Hasta las 16:00.0 UT se pudieron distinguir 4 nubes de ceniza de distinto origen. Las primeras dos, no se elevaron más allá de 10 km de altura. El primer caso se originó, por la incorporación de material generado por múltiples explosiones que ocurrieron conforme grandes bloques se deslizaban hacia abajo en la avalancha gigante. La segunda ocurrió cuando parte de la avalancha llegó hasta el valle

donde pasaba un río y al interactuar con el agua disparó una gran explosión hidrovulcánica. La tercera nube, cuya duración fue de casi 12 minutos (15:38 a 15:50) y cuya altura máxima alcanzó los 25 km, se generó a un costado del volcán justo sobre el área de 600 km^2 cubierta por la explosión dirigida (*blast*), y como un todo se elevó en un tiempo de 2 minutos entre las 15:36 y 15:38. Esta nube fue de origen co-ignimbrítico y estrictamente no fue generada por una explosión, sino por una súbita descompresión del fluido provocada por la mezcla del aire con el flujo del *blast* y por sedimentación de los piroclastos. Por último, la cuarta nube se generó a las 15:43 logrando una altura máxima de 30 km. Su origen probablemente se relaciona con un material piroclástico que fue encontrado posteriormente en estudios de los depósitos [120], lo que sugiere que se liberó por una gran explosión alrededor de las 15:50. La erupción pliniana no empezó hasta después de las 16:00 horas y se extendió por 9 horas más, produciendo una columna entre los 14 y 18 km de altura [120].

En el volcán El Chichón se presentaron 6 explosiones que provocaron columnas Plinianas (desde el 28 de marzo al 3 de abril de 1982), de más de 20 km de altura y de algunas horas de duración [22]. La más intensa de todas fue la quinta explosión que ocurrió el 3 de abril a las 19:35 (hora local) y alcanzó una altura de 24 km. Se mantuvo aproximadamente por 4 horas y fue además la única que provocó grandes flujos piroclásticos en zonas aledañas. En la foto tomada a las 20:00 horas de ese día (25 minutos después de comenzar la erupción) por los satélites ambientales GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) y NOAA-6 [84], se puede observar que la nube tiene una forma de disco centrado aproximadamente sobre el volcán, con un diámetro del orden de 140 km. En la foto tomada a las 01:00 el 4 de abril (5 horas después) la nube se ha deformado en una cuasi elipse hasta una distancia máxima del orden de 600 km debido a los fuertes vientos predominantes.

En el volcán Pinatubo, la erupción pliniana empezó a las 8:51 (hora local) del 12 de junio de 1991, y fue la primera de una serie de intensas erupciones explosivas que generaron columnas de cenizas de al menos 19 km de altura. Otro dos pulsos muy intensos se observaron; uno a las 22:52 de ese mismo día con una columna de 24 km, y otro a las 8:41 del 13 de junio, con una columna mayor a los 24 km. Todos estos pulsos presentaron grandes flujos piroclásticos. Pero la fase más intensa de la erupción empezó a las 13:09 del 14 de junio, con una explosión que provocó cambios dramáticos en la actividad sísmica del volcán. A las 5:55 hr del 15 de junio ocurrió una explosión anular, cuya columna alcanzó los 12 km de altura [101]. De las imágenes del Satélite Meteorológico Geostacionario Japonés Himawari [72], se pudo observar que desde las 10:40 Hrs., la columna de ceniza atravesó la zona de nubes cuya altura máxima se calculó en 17 km. Entre las 10:40 y las 13:40, las imágenes que fueron tomadas cada 15 minutos indicaron que esa nube no era originada por una sola explosión sino por pulsos eruptivos repetitivos. A las 14:40 la nube con forma de disco tenía un diámetro calculado en 280 km y cuyo centro se localizó a 30 km del volcán Pinatubo. Una hora después (15:40) la erupción alcanzó su clímax y la nube se expandió hasta alcanzar un diámetro de 400 km. Los registros barográficos e infrasónicos también sugieren que la máxima intensidad eruptiva ocurrió entre las 15:00 y

16:00 horas [101], [67]. Las imágenes de satélite GMS muestran también que la altura que alcanzó la pluma fue de 35 a 40 km alrededor de las 15:00 hr del 15 de junio [101], y que la nube dispersada continuó expandiéndose hasta las 19:40 horas, lo cual indica que la columna que inició a las 14:40 permaneció estacionaria al menos por 5 horas. Estudios posteriores realizados sobre los depósitos remanentes, sugieren que el origen de esta gigantesca nube de cenizas fue de tipo pliniano [72].

3.2 Fase de empuje

La fase de empuje se ubica en la región inferior de la columna eruptiva. La mezcla volcánica (gases más fragmentos piroclásticos) producida por la violenta descompresión de los volátiles en el magma, (y tal vez por otros mecanismos que aún no han sido bien estudiados) sufre un súbito cambio de momento o aumento de energía cinética al entrar a la atmósfera. Esta expansión del sistema es análoga a la inyección continua de un chorro turbulento (*jet*) en la atmósfera libre. El chorro turbulento o fluido volcánico cuenta con varias propiedades: 1) Tiene 2 fases (piroclastos + gases volcánicos); 2) un considerable momento lineal inicial proporcionado por el mecanismo de la explosión; 3) una densidad inicial mucho mayor que el aire atmosférico y 4) altas temperaturas ($> 700^{\circ}\text{C}$).

Como los gases volcánicos son los encargados de impulsar el material piroclástico a este sector de la columna se le nombra también región impulsada por el gas (*gas-thrust region*). La inyección de fluido a altas velocidades (chorro de material volcánico) dentro de otro fluido que se halla en reposo (aire atmosférico), genera remolinos turbulentos de aire alrededor de la columna volcánica. Estos actúan como enormes ventiladores e incorporan grandes cantidades de aire al flujo volcánico conforme éste se mueve hacia arriba [141], haciendo que parte de la energía cinética se disipe y con ello decrezca el momento inicial.

Esta estructura está sujeta a la enorme fuerza del arrastre atmosférico y, no obstante a que en erupciones sumamente violentas y de gran intensidad las velocidades de emisión del material se aproximan a las máximas posibles en volcanes terrestres (alrededor de $650 - 700 \text{ m/s}$ [86], [141]), la región de la columna impulsada por el gas, no excederá los 3 km de altura. Las fuerzas de arrastre disipan momento, y desaceleran rápidamente el chorro volcánico a velocidades menores de unas pocas decenas de metros por segundo, de manera que en la cima de esta región la velocidad puede alcanzar un mínimo, suficiente para aún mantener el material grueso en suspensión.

En muchas erupciones, se observa que desde esta región caen las bombas o bloques. Todos estos fragmentos balísticos pueden salir de la columna si el ángulo de expulsión con respecto al eje vertical de la columna es suficientemente grande. Los alcances de tales fragmentos están determinados por su velocidad inicial, ángulo de expulsión, tamaño y densidad [140]. Pueden proporcionar información muy útil sobre la altura de la columna y la intensidad de la erupción, ya que el alcance que pueden tener está relacionado directamente con las condiciones iniciales que se mantienen en la columna en su fase de empuje.

Si no entra suficiente aire en la mezcla eruptiva (para que la densidad de cuerpo sea menor que la del medio ambiente atmosférico) se presenta un colapso gravitacional parcial o total de la columna, lo que genera flujos piroclásticos.

A pesar de la importancia de la dinámica de la columna, la región impulsada por el gas raramente contribuye con más del 10% de la altura total de la columna [109].

3.3 Fase convectiva

Una vez que el chorro volcánico ha ingerido suficiente aire, la columna eruptiva sobrepasa su primer nivel de flotación neutra para entrar a la región convectiva. La fase convectiva en el interior de la columna eruptiva se origina por las altas temperaturas del material emitido. En efecto, si el material saliera a temperatura ambiente, la altura de las columnas eruptivas no sería mayor a la altura que alcanzan en la fase de empuje (estrictamente podría existir una diferencia si la pluma volcánica tiene un gran contenido de agua, pues la misma es menos densa que el aire a la misma temperatura). Sin embargo la rápida transferencia de calor del material volcánico al aire incorporado hace que este se expanda y se genere una súbita disminución de la densidad, creando con ello una fuerza de flotación que hace ascender al material en suspensión por decenas de kilómetros.

La región convectiva ejerce la mayor influencia sobre la altitud de la columna, y genera hasta el 90% de las alturas, tanto de nubes eruptivas plinianas como strombolianas [117]. En esta región, las velocidades son más pequeñas que las velocidades de escape con valores entre 10 y 200 m/s [119].

A continuación, se analiza, qué sucede cuando el material volcánico a altas temperaturas alcanza la región convectiva. Se observa primero que el chorro volcánico para columnas plinianas de gran intensidad llega en un tiempo muy corto (alrededor de 8 a 9 segundos [119]) a esta región. En el trayecto tiene tiempo para transferir calor al aire de la mezcla, de modo que a pesar de disminuir el momento de la mezcla, vuelve a aumentar por la gran fuerza de flotación que se produce.

La fuerza de flotación convectiva que se genera a una cierta altura depende básicamente de la proporción de aire, gas volcánico y piroclastos existentes dentro de la nube. Muchos fragmentos son sacados de la nube por el efecto combinado de las fuerzas de arrastre así como de la gravedad, lo que genera un proceso de selección eficiente que remueve los fragmentos más grandes de los más pequeños. Por ello sólo estos últimos son acarreados más arriba por la pluma convectiva.

Generalmente, la región convectiva de la pluma es altamente turbulenta y por ello las velocidades locales en cualquier punto están fluctuando de manera regular. A veces son lo suficientemente grandes para que la mayor parte del material que entra sea acarreado hasta la cima de la región convectiva.

Se estimó el número de Reynolds R en la base de la región convectiva, tomando como datos la velocidad mínima de $u \sim 10 \text{ m/s}$ [119], la longitud característica del sistema como el diámetro del cráter $l \sim 1000 \text{ m}$ (orden de magnitud

del diámetro de un cráter de tamaño intermedio) y la viscosidad cinemática del fluido como $\nu = 0.15 \text{ cm}^2/\text{s}$. Se usó el valor de la viscosidad cinemática del aire ya que la mezcla de gases y piroclastos dentro de la columna eruptiva rápidamente llega a ser dominada por el aire, a causa de la ingestión del mismo. Con esto, se obtuvo el siguiente valor de R :

$$R = \frac{ul}{\nu} = \frac{(10 \text{ m/s})(1000 \text{ m})}{(0.15 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s})} \approx 7.0 \times 10^8$$

Se ha observado el movimiento de un flujo incompresible dentro de un tubo. En este caso el flujo se transforma de turbulento a laminar siempre y cuando:

$$R < 2000$$

En el caso del flujo de material volcánico a través de la atmósfera, se trata de un flujo compresible a gran velocidad, sin restricción alguna. Para estos casos el número de Reynolds crítico parece ser aún menor que 2000. Por ello el valor calculado es varios órdenes de magnitud más grande, lo que implica que en la región convectiva el fluido es turbulento.

Con excepción de las erupciones débiles, las velocidades convectivas que se pueden encontrar en la línea central son lo suficientemente grandes para acarrear algunos fragmentos del tamaño de un puño (del diámetro de 5 cm) cerca de la cima de la columna, y sólo los fragmentos más grandes (del diámetro de decenas de centímetros) siguen trayectorias balísticas [119]. Mientras que, cerca de los bordes de la columna, donde las velocidades verticales son pequeñas, hasta inclusive los fragmentos más reducidos pueden precipitar.

Una característica de las columnas convectivas descubierta recientemente, es que una vez que empiezan a ascender a partir de su mínima velocidad lo pueden hacer con una notable aceleración (en un intervalo de alturas dentro de la región convectiva), debido a una combinación particular de intensidad y velocidad inicial de emisión, o bien pueden ascender a una velocidad casi igual o ligeramente por arriba de la velocidad mínima. A las primeras se les denomina columnas superflotantes (*superbuoyant columns*) mientras que a las segundas simplemente columnas flotantes (*buoyant columns*).

Muchas columnas eruptivas son superflotantes e incluso mediciones de la velocidad efectuadas en la región convectiva de las columnas eruptivas indican que pueden presentarse ambos comportamientos en diferentes etapas. Esto fue reportado por Sparks y Wilson (1982) [118] durante el monitoreo de varios frentes de plumas en ascenso desde el cráter del volcán Soufrière de St. Vincent durante la erupción del 1979 [14].

Frecuentemente, las plumas superflotantes sobrepasan su segundo punto de flotación neutral debido a su inercia [109]. Por ejemplo, en el caso de la erupción del 15 de junio de 1991 del volcán Pinatubo, se observó en las imágenes del satélite Himawari [73], un domo o copa que sobresalía del centro de la región de sombrilla en forma de disco. A juzgar por el ancho de la sombra que proyectaba, la altura del domo se calculó en varios kilómetros.

Los primeros estudios de modelación de columnas convectivas, se remontan al estudio de Morton et al. (1957) [91], quienes se interesaron en modelar plumas convectivas provocadas por combustión. Morton et al., desarrollaron algunas teorías para fuentes de fuerzas de flotación instantáneas y sostenidas, usando métodos que son aplicados a fluidos estratificados cuya densidad puede tener cualquier variación con la altura. Las suposiciones básicas que utilizaron fueron:

1. Los perfiles verticales de velocidad y flotación son similares en cualquier altura.
2. La tasa de fluido que entra a la columna a cualquier altura es proporcional a la velocidad característica a esa altura.
3. Los fluidos son incompresibles y no cambian de volumen cuando se mezclan, y además las variaciones locales en densidad a través del movimiento son pequeñas comparadas con alguna densidad de referencia.

Las ecuaciones que gobiernan la dinámica de este sistema son las ecuaciones de la mecánica de fluidos con las hipótesis anteriores. Las ecuaciones que se trabajan en forma adimensional, son: conservación del volumen, momento y flotación (conservación de la energía). Para una fuente instantánea se encontró una solución exacta, mientras que para una fuente sostenida se obtuvo una solución numérica. Por último Morton et al. aplicaron estos análisis a una atmósfera (compresible) y predijeron la altura que debían alcanzar las plumas de humo de fuentes típicas de calor (como son los incendios), en una atmósfera estratificada y estable, bajo varias condiciones. Una de las fórmulas más significativas para una atmósfera estándar es la de la ley 1/4:

$$H = 46Q^{1/4} \quad (3.1)$$

donde H es la altura de la pluma medida en metros y Q la potencia térmica en kilowatts. Morton et al. dieron una aplicación particular de este resultado para el caso de un incendio forestal. En efecto, si se tiene 1000 toneladas de madera forestal que se queman cada hora y se supone que la madera quemada da del orden de 4000 cal/g, entonces se produce calor a una tasa de aproximadamente 5×10^6 Kw. De acuerdo a la ecuación anterior y teniendo en cuenta una atmósfera estándar (es decir la temperatura decrece verticalmente a $6.5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ y la temperatura del piso es de $15 \text{ }^\circ\text{C}$), entonces la pluma de humo se eleva alrededor de 2200 m. De esta misma forma se puede estimar la tasa con la que se quema un bosque, observando la altura que alcanza el humo. Morton et al. dieron otra aplicación interesante de la ecuación 3.1, más tarde retomada por Fedotov [39], que fue estimar la tasa de calor que emite un volcán hacia la atmósfera midiendo solamente la altura que alcanza la nube de cenizas por arriba del cráter.

Considerando esta idea y aplicándola a la erupción del 30 de junio de 1997 que tuvo el volcán Popocatepetl. Varias aeronaves comerciales reportaron la

emisión de una columna de cenizas en forma de hongo que se elevó hasta una altura de 13,000 m sobre el nivel del mar (Reporte del 1 de julio de 1997, 06:05 hr, de la actividad del volcán Popocatépetl, CENAPRED). Usando la ley $1/4$ se estimó que esa erupción desarrolló una potencia térmica de:

$$Q = \left(\frac{8000 \text{ m}}{46 \text{ m}/Kw^{1/4}} \right)^4 = 9.15 \times 10^8 Kw$$

Del mismo reporte emitido por el CENAPRED, se sabe que la fase de mayor intensidad de la erupción duró aproximadamente 35 minutos. De donde se obtiene que la cantidad de energía calorífica liberada fue:

$$E_{Popocatépetl} \approx Q * \Delta t = 1.9 \times 10^{15} J.$$

Comparándola con la energía liberada durante una explosión nuclear, se sabe que del total de energía liberada durante un evento explosivo de esta naturaleza, un tercio se consume en calor (Ref: <http://www.csi.ad.jp/ABOMB/data.html>). Se estima que la bomba de Hiroshima fue de 13-kilotones [9]. Se conoce que la energía liberada por una explosión de 1-kilotón es de $4.18 \times 10^{12} J$. Por lo tanto la energía térmica liberada por la bomba de Hiroshima fue de:

$$E_{Hiroshima} \approx \frac{(13 \text{ kt}) (4.18 \times 10^{12} J/kt)}{3} = 1.81 \times 10^{13} J$$

Una chimenea casera, emite los productos de la combustión, hasta una altura aproximada de 45-80 m de altura [39]. De aquí que la máxima energía calorífica liberada durante una hora es del orden de:

$$E_{chimenea} \approx (10 Kw)(1 hr) = 3.6 \times 10^7 J$$

Efectuando comparaciones se observa que la energía liberada por el evento del 30 de junio de 1997 del volcán Popocatépetl con la energía térmica liberada por una chimenea es:

$$\frac{E_{Popocatépetl}}{E_{chimenea}} = \frac{1.9 \times 10^{15} J}{3.6 \times 10^7 J} \approx 5.3 \times 10^7$$

y con respecto a la energía térmica liberada por la explosión de la bomba de Hiroshima se tiene que:

$$\frac{E_{Popocatépetl}}{E_{Hiroshima}} = \frac{1.9 \times 10^{15} J}{1.81 \times 10^{13} J} \approx 105.$$

El evento del 30 de junio se considera que fue de mediana intensidad. Erupciones muchos más grandes pueden liberar miles de veces más energía calorífica que la explosión de la bomba de Hiroshima.

Settle (1978) [110] efectuó posteriormente un análisis muy interesante de la fase convectiva de una pluma, donde explicó detalladamente los procesos físicos que se desarrollan en su interior.

La fuerza de flotación en la región convectiva depende críticamente de la densidad del vapor, que a su vez es función de la temperatura de la nube. La misma disminuye con la altura al expandirse el vapor de agua conforme se incorporan porciones de aire más frío. Por ello el ascenso de la columna eruptiva está regido por una dinámica de competencia que por un lado enfría la nube (reduciendo el contraste de densidad entre la nube y el aire atmosférico existente a su alrededor), mientras que por otro la calienta (con la continua liberación de energía térmica manteniendo ese gran gradiente de densidades).

La energía térmica que se suministra a una nube eruptiva proviene del enfriamiento de los fragmentos incandescentes y de los gases volcánicos. En efecto, se observa que la energía térmica liberada por la fase del gas volcánico al momento de condensarse es función de:

1. El calor específico del gas.
2. La masa existente en fase de gas.
3. El intervalo de temperaturas en que se enfría.

A elevadas temperaturas ($100\text{ }^{\circ}\text{C} < T < 2000\text{ }^{\circ}\text{C}$), el calor específico de los silicatos, vapor de agua y bióxido de carbono tienen el mismo orden de magnitud (el calor específico de los silicatos está entre $0.2\text{-}0.3\text{ cal}/(\text{g}^{\circ}\text{C})$ [90], [149]; el calor específico de los vapores supercalientes es del orden de $0.5\text{ cal}/(\text{g}^{\circ}\text{C})$ [69] y el calor específico del bióxido de carbono es del orden de $0.3\text{ cal}/(\text{g}^{\circ}\text{C})$ [27].

Tomando como hipótesis que el vapor de agua, el bióxido de azufre y el bióxido de carbono son los principales constituyentes del gas volcánico, la cantidad relativa de calor liberado por el enfriamiento de una mezcla de gas volcánico y material piroclástico a través de intervalos de temperaturas comparables depende sustancialmente de la masa relativa de gas y piroclastos existente en la mezcla. De la masa total de material emitido, el gas volcánico comúnmente ocupa menos de un 10%, por lo que en muchos casos es el material piroclástico el que proporciona la mayor fuente de energía térmica liberada en la atmósfera durante una erupción explosiva.

Settle además hace la observación de que la cantidad de energía térmica de una nube eruptiva depende de una gran variedad de otros factores, incluyendo:

1. Las propiedades físicas y térmicas del material piroclástico (i.e. densidad, calor específico, rugosidad de la superficie, etc.).
2. La distribución del tamaño de las partículas del material piroclástico (fragmentos mayores a 5 mm no pueden alcanzar el equilibrio térmico con el aire y los gases circundantes [117]).
3. El tiempo de vuelo de cada una de las partículas piroclásticas [140].
4. La posible condensación del gas volcánico y/o la entrada de vapor de agua si las condiciones de saturación son mantenidas en el interior de la nube [139].

5. La tasa a la cual el aire del medio ambiente penetra en la porción inferior de la nube [92].

Un incremento en la cantidad de material piroclástico emitido por unidad de tiempo (intensidad eruptiva) durante una erupción explosiva, provoca un incremento en la concentración del material volcánico expulsado. Esto proporciona grandes cantidades de calor a la nube y genera una fuerza de flotación más intensa que hace que la nube ascienda a alturas mayores.

En efecto, observaciones de campo, indican que las columnas eruptivas comúnmente alcanzan su máxima altura durante la fase más intensa y violenta de una erupción en particular. En general, es raro que se reporten simultáneamente observaciones de la altura de la nube eruptiva y de la tasa de producción de piroclastos durante una erupción explosiva. En muchos casos se ha observado la altura de la nube y retrospectivamente se ha estimado la tasa de producción de piroclastos, promediando el volumen de material piroclástico producido en una fase eruptiva particular sobre el tiempo total que duró dicha fase.

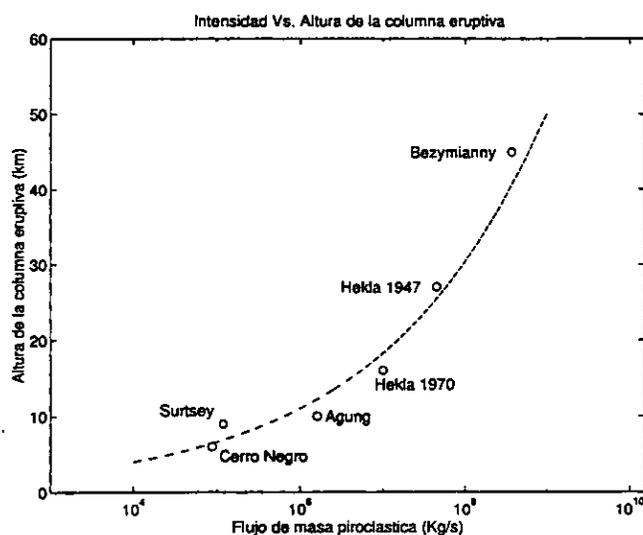


Figura 3.2: Gráfica de la altura H de la columna eruptiva Vs. Flujo de Masa piroclástica (o intensidad I) [110].

Utilizando los datos tanto de las alturas como de las intensidades de 6 erupciones muy bien documentadas, Settle hizo un ajuste por mínimos cuadrados y obtuvo la siguiente ecuación que expresa la altura de la columna eruptiva H (en km) como función del flujo de masa \dot{M} (en kg/s):

$$H = 0.527(\dot{M})^{0.220} \quad (3.2)$$

con un coeficiente de correlación de $r=0.97$ y cuya gráfica se muestra en la figura 3.2.

El valor del coeficiente de correlación entre H y \dot{M} es notable, en vista de las condiciones eruptivas y meteorológicas tan diversas que sin duda existieron en las diferentes erupciones explosivas de los volcanes estudiados. Esta relación es una sorprendente ley empírica que explica la altura máxima que alcanza la nube convectiva en función de la tasa de material emitido durante la erupción.

Otra importante contribución empírica en el estudio de la dinámica de las nubes convectivas fue hecha por Fedotov (1985) [39]. Hasta esa fecha ya había fórmulas empíricas que relacionaban el poder convectivo o potencia térmica Q con la altura máxima H que alcanzaban las nubes de humo en chimeneas industriales. Para el caso de una atmósfera estable sin viento, se contaba con la fórmula de Morton, mientras que si había un viento cruzado se contaba con varias fórmulas entre ellas la fórmula de Briggs (1969) [11] y la fórmula de CONCAWE (International Working Group on Conservation of Clean Air and Water, Western Europe). Todas estas ecuaciones están lo suficientemente probadas, por análisis efectuados en plumas de chimeneas industriales de cientos de grandes plantas y estaciones eléctricas. Es importante mencionar que la potencia máxima de estas plumas no alcanza más de los 120 Mw (120×10^3 Kw). En el caso de una pluma volcánica, en los periodos entre erupciones la potencia térmica liberada por las fumarolas en muchos casos no excede los 250 Mw [68], por lo que las fórmulas mencionadas probablemente puedan servirnos para estimar la energía liberada durante una erupción de tales características.

Sin embargo, la potencia térmica liberada durante erupciones explosivas es de varios órdenes de magnitud más grande, llegando a valores de $4 \times 10^6 - 1 \times 10^{10}$ Mw [110], por lo que no está claro si la extrapolación de las fórmulas anteriores es válida en este intervalo de potencias térmicas.

Fedotov se encargó de efectuar este análisis auxiliándose de los datos de 8 erupciones explosivas (6 de las cuales fueron utilizadas por Settle en 1978), en donde la atmósfera estuvo relativamente estable, mientras que usó los datos de dos grandes erupciones ocurridas en los volcanes de Kamchatka: Tolbachik (1975-1976) y Alaid (1981), en donde los vientos predominantes fueron intensos.

A las conclusiones que llegó Fedotov es que la fórmula de Briggs:

$$Q = 2.7 \cdot 10^4 H^3 u^3 x^{-2} \quad (3.3)$$

donde Q está dado en kilowatts, H y x en metros (x es la distancia viento abajo) y u en m/s (velocidad del viento a lo largo del eje de dispersión principal), se puede usar para Q que esté dentro de un intervalo de $10^3 - 10^7$ kw, es decir para fumarolas y erupciones estrombolianas. Pero puede tener un error de medio orden de magnitud si las condiciones meteorológicas no son estables.

Los mejores resultados para estimar la potencia térmica cuando existe un viento predominante considerable se obtuvo usando la fórmula de CONCAWE:

$$Q = 0.136 H^2 u^{1.5} \quad (3.4)$$

siendo las unidades de Q Kilowatts, H metros y u en m/s. Los resultados se pueden extrapolar para Q que van desde valores mayores a los existentes en las plumas industriales ($10 \times 10^3 - 100 \times 10^3$ Kw) hasta valores iguales o

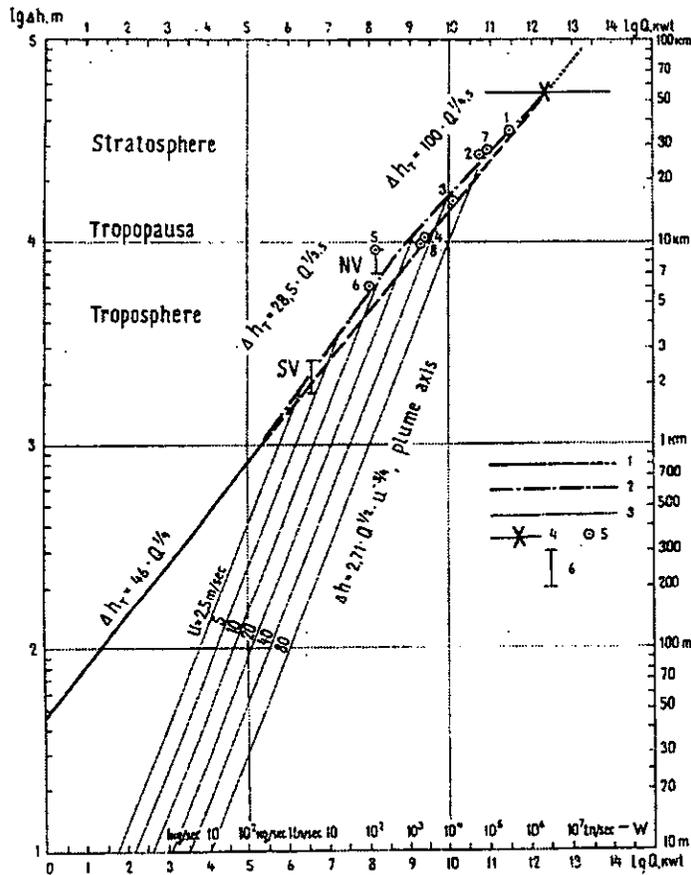


Figura 3.3: Dependencia empírica de una pluma convectiva estacionaria de altura Δh_t cuya fuente tiene un poder calorífico Q . 1) Gráfica del Morton et al. [91] dada por la ec. 3.1 para una atmósfera estándar y un clima en calma; línea continua - representa el intervalo dentro del cual las alturas calculadas a partir de la pluma de grandes chimeneas están de acuerdo con las observaciones hechas; línea discontinua- es la extrapolación de la ec. 3.1 para el intervalo de erupciones grandes; línea punteada - representa la extrapolación de la ec. 3.1 fuera del máximo Δh_t , que ocurre para erupciones plinianas. 2) Relaciones sugeridas en este trabajo para los cálculos cuando $\Delta h_t = 1 - 10 \text{ km}$ y $\Delta h_t = 10 - 55 \text{ km}$. 3) Gráfica de la fórmula 3.3 de CONCAWE, para diferentes velocidades de viento u . 4) Límite de la altura de una columna pliniana de acuerdo con Wilson y otros (1978) [142]. 5) Datos de Q Vs Δh_t para erupciones grandes. 6) Δh_t para la dispersión hacia el Norte y hacia el Sur de la erupción del Tolbachik [39].

mayores a los que se alcanzan en las plumas de grandes erupciones volcánicas ($100 \times 10^6 - 300 \times 10^6$). Esta fórmula ha sido bastante precisa incluso bajo condiciones meteorológicas muy diversas.

Por último para condiciones meteorológicas estables con viento cruzados poco intensos Fedotov encontró que las ecuaciones (cuya gráfica se muestra en la figura 3.3) que mejor se adaptaban a los datos de campo fueron:

$$Q = \begin{cases} \left(\frac{H}{46}\right)^4, & H < 1 \times 10^3 m \\ \left(\frac{H}{28.5}\right)^{3.5}, & H = 1 \times 10^3 - 1 \times 10^4 m \\ \left(\frac{H}{100}\right)^{4.5}, & H = 1 \times 10^4 - 5.5 \times 10^4 m \end{cases} \quad (3.5)$$

donde Q está dado en kilowatts y H en metros. Se puede observar que la primera ecuación no es más que la ecuación de Morton et al.. Es importante hacer notar que la altura H de todas las expresiones empíricas que se han mencionado hasta ahora se toma a partir del cráter del volcán, y que la validez de las mismas son única y exclusivamente ciertas para fuentes térmicas continuas.

3.4 Fase difusiva-advectiva

Una vez que la nube eruptiva alcanza su máxima altura, es señal de que la fuerza de flotación se ha neutralizado, pues la densidad de la nube se ha igualado a la densidad de la atmósfera. Si en ese momento las condiciones meteorológicas estuvieran en absoluto reposo y a su vez se suspendiera el suministro de material volcánico (intensidad cero), entonces la columna eruptiva permanecería quieta sobre el volcán, hasta que el mismo enfriamiento de la nube y el peso de las partículas o algún otro cambio en las condiciones mencionadas hicieran cambiar su dinámica y, por ende, su forma.

Esto puede pasar en un pulso eruptivo muy corto, como se demuestra claramente durante una explosión ocurrida en el Popocatepetl el día 4 de Octubre de 1997, (video grabado por Ing. Francisco Castillo, CENAPRED) que generó una pequeña emisión de ceniza a las 10:28 hora local, en una atmósfera casi estática. La nube ascendió lentamente, por convección y alcanzó a las 10:32 hr. su altura máxima (aproximadamente a 1 km por arriba del cráter). Allí permaneció sin tener cambios en su forma hasta las 10:36 hr. a partir de donde lentamente empezó a disminuir su altura y a ensancharse lateralmente hasta que para las 10:56 hr. prácticamente la altura máxima se ubicaba cerca del cráter y la forma de la nube era muy semejante a la de un sombrero achatado.

El paulatino descenso de la nube, como un globo que se desinfla se explica por el enfriamiento de la misma, que hace que su densidad aumente a valores por arriba de la densidad atmosférica y por lo tanto 'caiga' o 'resbale' lentamente por los costados de la pluma, abombándose hasta alcanzar la forma de un disco.

Sin embargo, en erupciones estacionarias donde el aporte de masa es continuo y a veces durante horas, una vez que llega al nivel de flotación neutral, donde ya no puede ni ascender ni descender, no le queda más que expandirse lateralmente (cumpliendo el principio de conservación de la masa) generando con ello el hongo

tan característico o región de paraguas (*umbrella region*) que todos conocen de fotos y documentales de grandes erupciones.

Si los vientos son poco intensos, el hongo visto desde una imagen de satélite tiene la forma de un disco perfectamente simétrico que puede expandirse por decenas de kilómetros o de lo contrario puede deformarse a una figura "cuasi-elíptica". La misma presenta un eje mayor en la dirección de mayor dispersión (que coincide con la dirección del viento predominante) y un punto de estancamiento en la dirección opuesta, observado por primera vez en las imágenes de satélite durante la erupción del 18 de mayo de 1980 del Mt. St. Helens y posteriormente en la erupción del 15 de junio de 1991 del Pinatubo. Este punto tan característico, tiene velocidad resultante igual a cero, ya que la velocidad de expansión radial se iguala con la velocidad del viento predominante. La configuración de fuerzas anterior, puede permanecer estacionaria por un tiempo considerable, al menos mientras se mantengan estables las condiciones meteorológicas y la fase más intensa de la erupción.

La fase difusiva-advectiva de la columna está caracterizada por una intrusión lateral hacia la atmósfera para formar la región de paraguas. La base de esta región se define por un nivel de densidad neutral (altura H_b) donde la pluma ascendente tiene la misma densidad que la atmósfera que la rodea, mientras que la parte más alta (altura H_t) está controlada por el efecto de inercia de la columna a la altura H_b . Típicamente la relación $(H_t - H_b)/H_t$ se encuentra entre los 0.25 y los 0.3 [91], [119]. Bajo condiciones estacionarias, la nube sigue fluyendo de forma radial con excepción de eventuales y pequeños acarros de aire que puedan ocurrir por arriba de H_b . Sparks [119] proporciona una expresión aproximada, bastante útil, de como varía la velocidad radial de la nube conforme se expande:

$$V_r = \frac{A}{r} \quad (3.6)$$

donde $A = 4680 \text{ km}^2/\text{hr}$ es el valor de la constante para el caso de la erupción del 18 de mayo de 1980 del Mt. St Helens [120], r es la distancia al origen de la nube en km y V_r es la velocidad radial de la nube a la distancia r en km/hr. Este simple tratamiento de la cinemática en la región de paraguas está de acuerdo con la nube que se generó durante la erupción del Mt. St. Helens.

Es de importancia recalcar que, los fenómenos físicos que rigen la dinámica de una nube volcánica son la *difusión* del material volcánico (como un fluido de 2 fases: fragmentos sólidos y gases volcánicos) dentro de la atmósfera (fluido de 1 sola fase), y la *advección* del mismo, por un campo de vientos cuyas variaciones tanto en magnitud como dirección están determinadas por la altura a la que se desarrolla el hongo eruptivo y por las condiciones meteorológicas existentes en ese momento.

Un descubrimiento reciente muy interesante fue realizado a partir de datos obtenidos por sensores térmicos infrarrojos de satélites meteorológicos, de la parte superior de las columnas eruptivas. Se observó que la región de paraguas puede llegar a presentar un sobre-enfriamiento de hasta varias decenas de grados

centígrados más abajo de la temperatura de la atmósfera circundante [148]. Esto debido principalmente a que ocurre una violenta expansión adiabática.

Hoy en día una gran cantidad de investigadores siguen modelando las diferentes fases de las columnas eruptivas explosivas, tomando en cuenta factores cada vez más complejos y resolviendo las ecuaciones de la hidrodinámica en su totalidad con sus respectivas condiciones de frontera, utilizando para ello métodos numéricos y grandes recursos de cómputo.

Con estas metodologías para el caso de la fase de empuje o convectiva se pueden obtener condiciones críticas de cuando la columna puede o no colapsar. Es muy importante conocer estas condiciones ya que son puntos de inestabilidad a partir de los cuales se pueden presentar nuevos regímenes dinámicos que describen otros fenómenos volcánicos de igual o mayor complejidad, como son por ejemplo los flujos piroclásticos.

Así mismo la modelación de la fase difusiva-advectiva y la precipitación del material volcánico de caída por efecto gravitacional proporcionan estimaciones de las cantidades de material que podrían depositarse en la zona aledaña a un volcán. Un resumen de estos modelos y las teorías de depositación que los soportan, se expondrán con más detalle en capítulos siguientes.

Capítulo 4

Aspectos Meteorológicos

4.1 Capas atmosféricas

La dinámica de la nube u hongo eruptivo básicamente depende de la intensidad de la erupción y de los vientos atmosféricos existentes a la altitud donde se expande la pluma. Las trayectorias de los materiales que precipitan dependen además de la gravedad y del arrastre de los vientos existentes entre la nube y el suelo.

Como las columnas eruptivas de grandes erupciones pueden alcanzar alturas máximas del orden de 50 km sobre la superficie terrestre, es importante analizar algunos conceptos de meteorología, con la finalidad de saber cuáles factores tendrán un efecto directo en el comportamiento de la depositación del material.

La atmósfera es una envoltura gaseosa que rodea a la Tierra, y está formada por una mezcla de gases llamada *aire*.

Los componentes constantes son: el nitrógeno (N_2), el oxígeno (O_2) y los gases inertes o nobles, cuyas proporciones son invariables hasta grandes alturas. Además existen 4 componentes siempre presentes: el vapor de agua (H_2O), el gas carbónico (CO , CO_2), el ozono (O_3) y el polvo atmosférico, cuya cantidad varía según el lugar y las condiciones atmosféricas.

Existen además componentes accidentales, como son el anhídrido sulfuroso procedente de quemar carbón, derivados del petróleo y minerales sulfurados; el amoníaco, procedente de la descomposición de la materia orgánica; óxidos de nitrógeno, originados durante las descargas eléctricas de las tormentas, y el óxido de carbono de los gases de escape de los automóviles. Afortunadamente estos componentes accidentales se encuentran en pequeñas cantidades, pero a veces pueden hallarse en concentraciones letales, como ocurrió con la famosa niebla de Londres en el año 1953.

Por definición se llama *aire seco* al aire atmosférico que resulta al quitarle el vapor de agua que contiene, y cuya composición permanece invariable hasta 20 km de altura. Pero la composición completa del aire de la atmósfera baja está dada en la tabla siguiente:

Gases Permanentes		
Gas	Símbolo	Volumen porcentual (%)
Nitrógeno	N_2	78.08
Oxígeno	O_2	20.95
Argón	Ar	0.93
Neón	Ne	0.0018
Helio	He	0.0005
Hidrógeno	H_2	0.00005
Xenón	Xe	0.000009
Gases Variables		
Vapor de agua	H_2O	0-4
Bióxido de carbono	CO_2	0.035
Monóxido de carbono	CO	0.00001
Ozono	O_3	0.000004

Tabla 4.1: Composición de la atmósfera cerca de la superficie terrestre [1], [64].

Es interesante observar que los gases más importantes para la meteorología son el vapor de agua, el gas carbónico y el ozono.

El vapor de agua juega un papel importante en procesos de radiación y debido a que puede pasar a las fases líquida y sólida. El gas carbónico y el ozono, este último especialmente abundante entre 20 y 50 kilómetros de altura, son importantes debido a sus propiedades de absorción de radiación.

Por encima de los 80 kilómetros de altura, el oxígeno se disocia por acción de la radiación ultravioleta procedente del sol, dando lugar a oxígeno atómico que se recombina formando ozono. Sin embargo, esta reacción química es más eficiente entre 20 y 30 kilómetros que por encima de los 80 kilómetros de altura [94].

La atmósfera se encuentra retenida por la gravedad y alcanza su densidad máxima a nivel del mar. Se adelgaza conforme nos alejamos de la superficie terrestre hasta que llega ser indistinguible del gas interplanetario. De aquí, que no este definida la localización de la "cima" de la atmósfera.

El espesor de la atmósfera se puede caracterizar por un parámetro llamado *escala de alturas* que se define a continuación. Considerando a la atmósfera, esencialmente como un fluido compresible en equilibrio hidrostático, la ecuación que gobierna este sistema es:

$$\nabla p + \rho g = 0, \quad (4.1)$$

donde p y ρ son la presión y densidad respectivamente y g es la fuerza del campo gravitacional en la que está inmerso el fluido.

Para tener un sistema bien definido, es necesario tener la ecuación de estado del sistema. Se ha observado que el aire, a la temperatura y presión de la atmósfera, se comporta aproximadamente como una mezcla de gases ideales.

Para cada componente tendremos:

$$p_i V = n_i RT, \quad (4.2)$$

donde p_i es la presión parcial de la componente i , V es el volumen, n_i el número de moles de la componente i , R la constante universal de los gases y T la temperatura absoluta. Para una mezcla:

$$p = \sum p_i \quad \text{Ley de Dalton,}$$

$$pV = nRT, \quad (4.3)$$

donde p es la presión total y n es el número total de moles. Definimos un peso molecular promedio como:

$$M = m/n = \left(\sum n_i M_i \right), \quad (4.4)$$

donde m es la masa y M_i es peso molecular de la componente i . De aquí, que la ecuación 4.3 pueda ser rescrita como:

$$p = \frac{RT}{M} \rho. \quad (4.5)$$

El sistema final por resolver para obtener la presión es:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (4.6)$$

$$\rho = \frac{M}{RT} p \quad (4.7)$$

Eliminando ρ y resolviendo la ec. diferencial para la presión se obtiene:

$$p(z) = p_0 e^{-\int_0^z \frac{M}{RT} dz} = p_0 e^{-\int_0^z \frac{dz}{H}}, \quad (4.8)$$

donde se ha definido al parámetro $H = RT/gM$, el cual se denomina escala de altura local. Por observaciones se puede considerar a M constante hasta una altitud de 100 km (la composición del aire se mantiene homogénea, Homosfera); g depende de la altura, pero su variación es de solamente alrededor del 3% por cada 100 km. H varía con la temperatura T . Para $T = 273 \text{ }^\circ K$, $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ y $M = 28.96$ se obtiene:

$$H = 8 \text{ km.} \quad (4.9)$$

Por lo tanto, si se tiene un modelo isotérmico de la atmósfera la ec. 4.8 se transforma en:

$$p = p_0 e^{-z/H}, \quad (4.10)$$

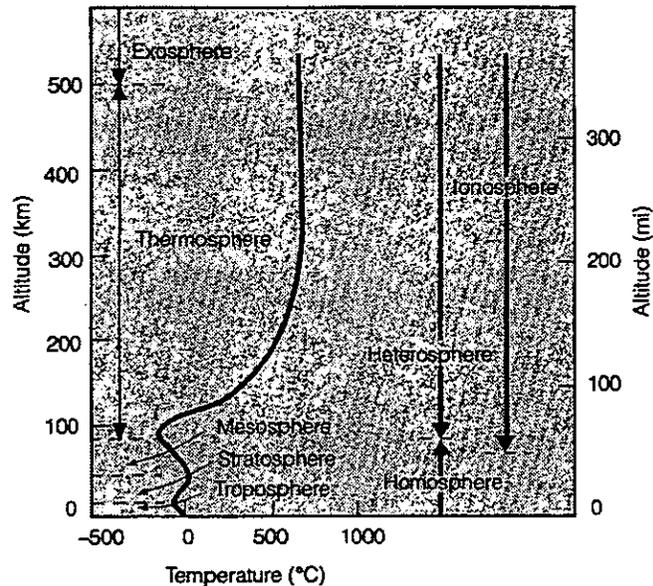


Figura 4.1: Capas de la atmósfera basadas en la temperatura, composición y propiedades eléctrica [1].

y H indica la altura donde la presión ha disminuido en un factor de $e^{-1} = 0.37$, es decir la altura dentro de la cual está contenida cerca de $2/3$ de la masa de toda la atmósfera [64].

Las unidades que más se usan para medir presión en los mapas de isobaras (curvas de igual presión) climatológicos son los milibares (mb). Otra medida común de presión usada en la aviación y en los reportes del clima emitidos por radio y televisión son los milímetros de mercurio (mmHg). A nivel del mar, el valor estándar promedio para la presión atmosférica es:

$$1013.25 \text{ mb} = 759.968 \text{ mmHg}, \quad (4.11)$$

De la ec. 4.10 se puede observar que cerca del nivel del mar la presión decrece rápidamente, mientras que a grandes alturas decrece más despacio. Con una presión cercana a los 1000 mb cerca del nivel de mar, a una altura de 5.5 km, la presión del aire disminuye a la mitad (500 mb). En una elevación como la del monte Everest (cercano a los 9 km) la presión del aire es de alrededor de 300 mb, de aquí, que la cima está por arriba del 70% de todas las moléculas de la atmósfera. A una altura de 50 km la presión del aire es cercana a 1 mb, lo cual significa que el 99.9% de las moléculas están por abajo de ese nivel.

Se tienen otras formas de subdividir a la atmósfera por capas, si se toman en cuenta los perfiles verticales de algunas otras propiedades físicas. Cada capa está definida por las propiedades que se toman en consideración (fig. 4.1):

1. Variación de la temperatura.

2. Composición de los gases.

3. Propiedades eléctricas.

Por ejemplo, hasta finales del siglo XIX se creía que la temperatura del aire decrecía con la altura, hasta llegar al cero absoluto en el límite superior de la atmósfera.

En las figuras 4.1 y 4.2, se muestra cómo varía la temperatura del aire con la altura de acuerdo con observaciones realizadas en años recientes.

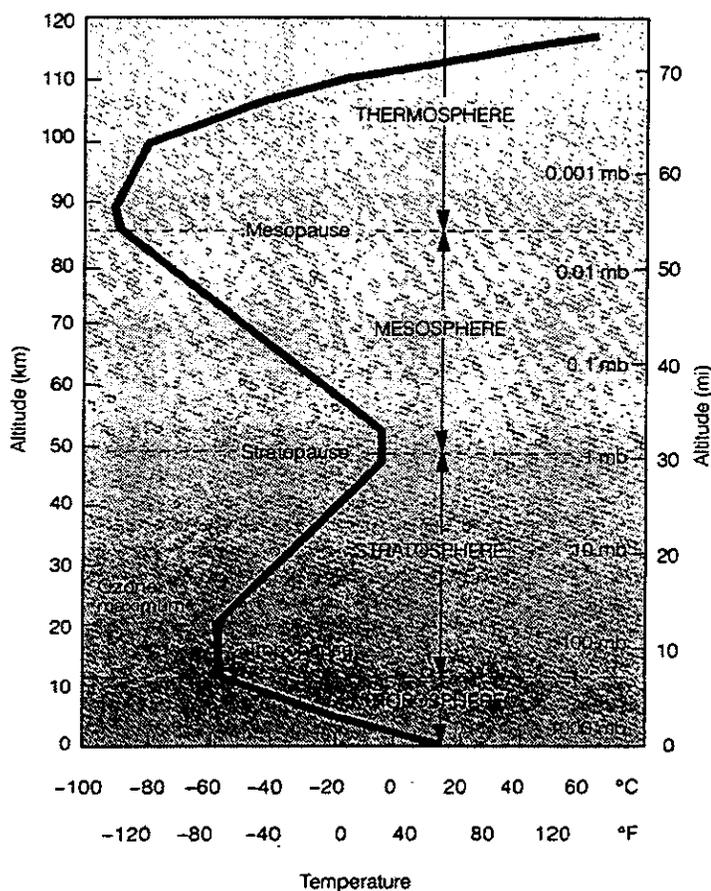


Figura 4.2: Perfil promedio de temperatura con altura. La línea sólida muestra como varía la temperatura promedio en cada capa atmosférica [1].

Como se puede observar la temperatura no obedece una regla simple. Por la importancia que tiene la temperatura es importante manejar el concepto de gradiente de temperaturas con la altura Z . Este gradiente es conocido como *tasa*

de decrecimiento y está definido por:

$$\gamma = -\frac{dT}{dz} \quad (4.12)$$

siendo T la temperatura y z la altura vertical sobre el nivel del mar. El signo menos hace que γ sea positivo para el caso usual en el que la temperatura disminuye con la altura, hasta aproximadamente 11 km. Por lo general, en la parte más baja de la atmósfera se toma un valor promedio de $\gamma = 6.5 \text{ }^\circ\text{C}$ por cada km que se ascienda. Es importante distinguir la tasa de decrecimiento ambiental de la *tasa de decrecimiento adiabática*, el cual se utiliza para una parcela de aire que asciende. En el último caso la parcela de aire se enfría por la expansión durante el ascenso, sin extraer calor del aire que la rodea. La tasa de decrecimiento adiabática es por lo tanto más grande que la tasa ambiental y tiene un valor de $9.8 \text{ }^\circ\text{C}$ por cada km.

La *troposfera* se extiende desde la superficie de la Tierra hasta la *tropopausa*, la cual está localizada a la altura donde γ llega a ser cero o cercanamente cero. La altitud de la tropopausa en verano se halla entre los 15 y 18 km sobre el ecuador, y los 8 a 10 km sobre las regiones polares. En invierno la tropopausa es difícil localizarla. Se puede asumir una altura promedio de 11 km para esta capa. Se conoce que para el Valle de México la tropopausa se halla a una altura de 16.5 km ([30]).

Como se tiene un enfriamiento de $6.5 \text{ }^\circ\text{C}$ por cada km que se asciende, la temperatura a 11 km de altura es del orden de $-56 \text{ }^\circ\text{C}$ cuando la temperatura al nivel del mar es de $15 \text{ }^\circ\text{C}$. Durante periodos de calma la temperatura frecuentemente se incrementa con la altura en la parte más baja de la troposfera, creándose una condición conocida como *inversión de temperatura*. La capa de aire superficial que es más frío es cubierta por una capa de aire caliente, de forma que casi no se desarrollan corrientes convectivas. La capa de aire más baja se encuentra estable y los contaminantes quedan atrapados sobre sus fuentes, como se ha podido observar en muchas ciudades modernas.

La troposfera contiene alrededor de las $3/4$ partes de la masa total de toda la atmósfera, prácticamente todo el vapor de agua y el polvo atmosférico. Ya que estos componentes son esenciales para que se desarrollen los procesos climáticos, casi todos los fenómenos atmosféricos ocurren en esta región.

¿A qué se debe que en esta capa exista un decrecimiento de la temperatura con la altura? Principalmente al calentamiento de la superficie terrestre por los rayos solares, que a su vez calienta el aire por encima de ella. Este fenómeno es la causa además, de la convección y los vientos. La convección llega a ser muy débil en la cima de la troposfera ya que el aire es menos denso.

En algunas zonas, de la parte superior de esta región, la tropopausa se rompe. Es difícil de localizar estos lugares, pero en ellos los científicos han observado una mezcla del aire troposférico con el estratosférico y viceversa. Estas rupturas también demarcan las posiciones de las *corrientes de chorro* (*jet stream*), intensos vientos que serpentean en delgados canales, como un río, a velocidades que frecuentemente exceden los 100 nudos (185.2 km/hr) y que ocasionalmente pueden alcanzar los 250 nudos (463 km/hr) [1]. Otras fuentes,

como Eagleman [37] informan que en estos lugares han sido medidas velocidades de corrientes de chorro mayores a 550 km/hr, pero la media es de 130 km/hr durante el periodo de invierno y de 65 km/hr durante el periodo de verano.

Por arriba de la tropopausa está situada la *estratosfera*, la cual se extiende hasta la *estratopausa* a una altura de 50 km por arriba del nivel del mar como se muestra en la figura 4.2. La estratosfera es una región que se creía estaba perpetuamente en calma. Sin embargo información adquirida en años recientes, indican que existen corrientes de aire de considerable magnitud. Los aviones ocasionalmente han encontrado una clara turbulencia en la parte más baja de la estratosfera al igual que en la troposfera. Estos encuentros han sido sin una advertencia previa visible, y pueden ser altamente destructivos. El rastreo por radar de las radiosondas han mostrado frecuentemente vientos de alta velocidad y corrientes verticales erráticas a considerables alturas. Toda esta mezcla de movimientos supone que hay una pequeña diferencia en la composición del aire de la parte más alta de la troposfera y de la parte más baja de la estratosfera.

La temperatura permanece casi constante alrededor de $-56\text{ }^{\circ}\text{C}$, desde la tropopausa hasta una altura de 20 km. Esta es una región isotérmica, donde la ec. 4.10 es válida. Más arriba, la temperatura empieza a aumentar con la altura hasta alcanzar un valor cercano a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la estratopausa, es decir se presenta una inversión de la temperatura.

Esto ocurre, debido a que se produce y se destruye ozono por la absorción de radiación ultravioleta (UV). Algunas de estas energías se encargan en calentar la estratosfera. Si no estuviera presente el ozono, el aire sería mucho más frío con la altura como sucede en la troposfera. La mayor concentración de ozono se tiene a una altura del orden de 22 km.

Las concentraciones de vapor de agua en la estratosfera son pequeñas, pero la humedad relativa es aún de unos cuantos puntos porcentuales a causa de las temperaturas que, por lo general, son bajas.

La cantidad de partículas atmosféricas son reducidas, pero se han observado a partir de radiosondas varias subcapas donde se encuentran en mayor número.

Pese a la presión tan pequeña que tenemos a estas alturas, (del orden de un centésimo de la presión a nivel del mar), muchas radiosondas y aviones especializados como son los U-2 logran ascender hasta allí.

En la parte alta de la atmósfera las corrientes de convección difícilmente se mantienen, debido a la densidad tan reducida del aire, por lo que el intercambio de energía ocurre por procesos de absorción y emisión de radiación.

Por arriba de la estratosfera está situada la *mesosfera* que se extiende desde la estratopausa hasta los 80 km de altitud sobre el nivel del mar. La densidad del aire sigue disminuyendo hasta alcanzar en la cima de esta región valores de 0.00001 del valor existente a nivel del mar. La temperatura decrece constantemente desde valores cercanos a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la estratopausa hasta valores de $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 80 km, representando la altura más fría de nuestra atmósfera terrestre.

La adquisición de datos en esta región es muy difícil y mucho de lo que se conoce hasta hoy es inferido.

La capa más caliente, arriba de la mesosfera se llama *termosfera*. En este lugar, las moléculas de oxígeno (O_2) absorben energía de los rayos solares, provo-

cando un calentamiento de esa región. Como esta capa tiene un número relativamente pequeño de moléculas y átomos (pueden viajar hasta distancias de más de medio km sin colisionar), la absorción de una cantidad pequeña de energía provoca un gran aumento en la temperatura del aire.

En la parte superior de la termosfera, alrededor de los 500 km de altura sobre el nivel del mar, el aire se encuentra tan enrarecido que las moléculas pueden viajar grandes distancias antes que impacten con otra moléculas y muchas con una pequeña cantidad de energía logran escapar del campo gravitacional terrestre. Aquí la temperatura alcanza su valor más alto y permanece constante. Dependiendo de la hora del día, la actividad solar y la latitud los valores están entre 400 y 2000 °C. La variación diurna es de 500-800 °C [64]. Esta región donde átomos y moléculas son disparadas al espacio se denomina *exosfera* y representa el límite superior de nuestra atmósfera.

¿En qué lugar de la modelación de columnas eruptivas interviene la estratificación de la atmósfera? ¿Qué parámetros meteorológicos son los importantes?

Observemos primero las ecuaciones que modelan una columna eruptiva. Se sabe que el material que se halla en el interior de una columna eruptiva es una mezcla multifase de piroclastos calientes, gases volcánicos y aire que se incorpora a la pluma. Esto se modela como un *gas perfecto*. La aproximación es válida cuando el intercambio de masa entre las fases es pequeña, y el intercambio de momento y entalpía entre las fases es tan rápida, que la velocidad y las temperaturas son las mismas en todas las fases [70].

Esta última condición es equivalente a la hipótesis de que los sólidos y los gases están en equilibrio térmico y esto ocurre cuando los sólidos son pequeños [117].

El modelo supone además que todo el material permanece en la columna hasta que la columna alcanza su altura máxima, lo cual ignora cualquier caída de material durante el ascenso de la misma. De aquí, que este modelo describe mejor las erupciones en las cuales la mayoría de la masa de sólidos es pequeña como, por ejemplo, los fragmentos de polvo, los cuales serán acarreados mucho más alto que las rocas de gran tamaño. De una revisión de datos de campo, de distribuciones de tamaños de partículas Sparks y Wilson [117] sugieren que más del 90% de los sólidos tienen menos de 5 mm de diámetro y de ellos más del 60% son de diámetros menores al milímetro. De aquí, que esta aproximación está justificada con el fin de identificar los procesos físicos básicos que ocurren dentro de la columna y evitar con ello introducir complicaciones adicionales si se considera explícitamente el flujo multifase.

Una columna que se eleva en la atmósfera, tiene en todo instante una frontera definida, pero irregular debido a la turbulencia. Sin embargo una columna estacionaria, tiene un perfil suave y las propiedades características a una altura dada, se pueden describir en términos del modelo *cima del sombrero* (*top hat model*), en la cual las propiedades toman un valor promedio tanto en la columna como en el fluido del medio ambiente. A una altura dada de la columna, Woods

[146] describe estas propiedades de la siguiente forma :

$$\text{Flujo de masa} = \beta w b^2 = \int u \rho dA \quad (4.13)$$

$$\text{Flujo de momento} = \beta w^2 b^2 = \int u^2 \rho dA \quad (4.14)$$

$$\text{Flujo de entalpía} = \beta E w b^2 = \int u \rho e dA \quad (4.15)$$

donde las integrales se efectúan para el área de una sección horizontal de la columna, β es la densidad de la mezcla en el interior de la columna, w es la velocidad media a través de la sección, b es el radio efectivo de la sección, E la entalpía específica de la columna y u la velocidad, ρ la densidad y e la entalpía específica en cada punto de la sección.

No se efectuará una deducción detallada de los siguientes resultados, pero sí es importante decir que se derivan a partir de los principios de conservación de la masa, momento y energía, considerando el flujo neto que atraviesa un volumen fijo de control ubicado en una delgada rebanada horizontal de la columna eruptiva. Se tiene la siguiente expresión para el flujo de masa [17] [122]:

$$\frac{d}{dz} (\beta b^2 w^2) = 2a_e \alpha b w, \quad (4.16)$$

para el flujo de momento

$$\frac{d}{dz} (\beta b^2 w^2) = b^2 g (\alpha - \beta), \quad (4.17)$$

y para el flujo de energía

$$\frac{d}{dz} (\beta b^2 w C_v T) = 2a_e \alpha b w C_e T_e - \alpha b^2 w g. \quad (4.18)$$

donde α es la densidad del aire atmosférico, a_e es una constante de incorporación empírica, igual a 0.095 [91], g es la aceleración gravitacional, C_v es la capacidad calorífica de la mezcla emitida, T es su temperatura y C_e es la capacidad calorífica y T_e la temperatura ambiente.

En el caso del flujo de energía es necesario suponer que la incorporación de energía térmica de los alrededores domina la conversión de energía térmica a energía potencial (de aquí, que el primer término de la derecha de la ecuación 4.18 es mucho más grande que el segundo término), y también que la capacidad calorífica del material en la pluma es la misma que se halla en la atmósfera que rodea a la columna. Efectuando las manipulaciones algebraicas correspondientes, asumiendo un coeficiente de expansión térmico constante y usando una aproximación de Boussinesq se tiene que la ecuación 4.18, para el flujo de energía se reduce a :

$$\frac{d}{dz} \left(b^2 w g \frac{\alpha - \beta}{\alpha} \right) = b^2 w \frac{g}{\alpha} \frac{d\alpha}{dz} \quad (4.19)$$

Podemos observar que los parámetros atmosféricos dentro de estas ecuaciones son T_e y α . Es decir necesitamos conocer la estratificación de temperaturas en la atmósfera T_e , así como la estratificación de la densidad con la altura. Es justo aquí, donde la ciencia de la meteorología nos proporciona información valiosa.

Woods [146], adopta para la temperatura atmosférica un decrecimiento lineal en la troposfera, una temperatura constante en la tropopausa y un crecimiento lineal en la estratósfera:

$$T_e = \begin{cases} T_o - \mu z & \text{para } z \leq H_1 \\ T_o - \mu H_1 & \text{para } H_1 \leq z \leq H_2 \\ T_o - \mu H_1 + \omega (z - H_2) & \text{para } z \geq H_2 \end{cases}$$

donde H_1 es la altura de la tropopausa, H_2 es la altura de la estratosfera, μ es el gradiente de temperaturas en la troposfera ($6.5^\circ\text{C}/\text{km}$), ω es el gradiente de temperaturas en la estratosfera ($2.0^\circ\text{C}/\text{km}$) y $T_o = 273^\circ\text{K}$ es la temperatura de la atmósfera a nivel del mar.

Tomando $R_a = R/M$ y resolviendo la integral de la ecuación 4.8 con el perfil de temperatura T anterior, se obtiene el siguiente perfil de presión:

$$P = \begin{cases} \frac{P_o}{T_o} (T_o - \mu z)^{\frac{g}{R_a \alpha}} & \text{para } z \leq H_1 \\ \frac{P_o}{T_o} (T_o - \mu H_1)^{\frac{g}{R_a \alpha}} \exp\left(\frac{-g(z-H_1)}{R_a(T_o - \mu H_1)}\right) & \text{para } H_1 \leq z \leq H_2 \\ \frac{P_o}{T_o} (T_o - \mu H_1)^{\frac{g}{R_a \alpha}} \exp\left(\frac{-g(H_2-H_1)}{R_a(T_o - \mu H_1)}\right) [T_o - \mu H_1 + \omega(z - H_2)]^{\frac{g}{R_a \alpha}} & \text{para } z \geq H_2 \end{cases}$$

de donde por último, de la ecuación 4.7, podemos obtener el perfil de densidad atmosférica α para cualquier altura z :

$$\alpha = \frac{P}{R_a T_e} \quad (4.20)$$

4.2 Vientos atmosféricos

La atmósfera, es un fluido compresible compuesto por aire que se halla la mayor parte del tiempo en constante movimiento. A este movimiento comúnmente se le conoce como *viento*.

Es invisible aunque por donde se mire se evidencian los rasgos de su presencia. Se encarga de esculpir las rocas, mover hojas, dispersar el humo y desplazar el vapor de agua hacia las partes superiores donde puede condensarse en nubes. El viento es un elemento poderoso. Es muy importante en el clima, mueve tormentas y grandes masas de aire alrededor del globo terráqueo. Transporta calor, humedad, polvo, bacterias, polen de un lugar a otro [1], y cuando existe una gran erupción volcánica se encarga también de transportar los materiales emitidos a cientos de kilómetros de distancia de la fuente.

El transporte puede ser laminar o turbulento. En efecto, se sabe por estudios efectuados en túneles de viento que el movimiento de un fluido viscoso

Escala de Beafort	Nudos	Km/hr	Descripción	Observaciones
0	0-1	0-2	Calma	El humo se eleva verticalmente.
1	1-3	2-6	Suave	La dirección del viento se aprecia por la deriva del humo, pero no por la veleta.
2	4-6	7-11	Brisa ligera	El viento se siente en el rostro, se agitan levemente las hojas de los árboles y las veletas se mueven.
3	7-10	12-19	Brisa débil	Las ramas delgadas y las hojas están en constante movimiento; se despliegan suavemente las banderas.
4	11-16	20-29	Brisa moderada	El viento levanta papeles y polvo del suelo; las ramas gruesas de los árboles se mueven; las banderas ondean y se despliegan a todo su ancho.
5	17-21	30-39	Brisa fresca	Se agitan los arbustos y se mecen los árboles pequeños, el agua de las albercas, lagunas, etc., con pequeñas olas increspadas.
6	22-27	40-50	Brisa fuerte	Las ramas grandes se agitan, silban los alambres telefónicos y los paraguas se usan con dificultad.
7	28-33	51-61	Ventarrón	Los árboles se agitan desde el tronco, se dificulta caminar contra el viento.
8	34-40	62-74	Temporal	Se rompen las ramas pequeñas de los árboles; casi impide caminar.
9	41-47	75-87	Tormenta	Ocurren daños menores en las estructuras; levanta tejas de los techos.
10	48-55	88-101	Borrasca	Arranca árboles de raíz y ocurren daños considerables en las estructuras.
11	56-64	102-119	Vendaval	Rara vez experimentado, siempre acompañado de destrozos considerables.
12	≥75	≥120	Huracán	El grado de destrucción es catastrófico.

Tabla 4.2: Descripción de la escala de Beafort (SENEAM).

y compresible, como es el aire, solamente es laminar por abajo de cierto valor crítico del número de Reynolds.

Para números de Reynolds suficientemente grandes, el flujo en el túnel se hace de repente extremadamente irregular y sin ninguna ordenación aparente. Las velocidades radiales (perpendiculares al eje de simetría del túnel), parecen oscilar en forma caótica con respecto a su valor promedio. Este fenómeno que es observable a simple vista es lo que se conoce como turbulencia.

El tamaño de los *remolinos turbulentos*, puede variar mucho, según cómo y dónde se producen, ya que la turbulencia se presenta prácticamente en todo fluido en movimiento. Así, además de los túneles de vientos, que nos han servido de ejemplo inicial se habla de turbulencia atmosférica (vertical, horizontal, sistema de circulación, etc.), turbulencia en la estela de un buque, turbulencia de un río, etc. En cada uno de estos ejemplos, el tamaño de los remolinos turbulentos es, a su vez, variable, yendo desde varios kilómetros en los movimientos de la atmósfera, hasta dimensiones microscópicas en ciertos túneles de viento [135].

Existen circulaciones de todos tamaños en la atmósfera y basados en esta propiedad los meteorólogos las ordenan para tener una jerarquía de movimientos denominada *escalas de movimientos*.

Como todos los fenómenos naturales los vientos también tienen asociada una escala de magnitudes. El viento es una magnitud vectorial que tiene dirección e intensidad.

La intensidad está agrupada en una tabla, elaborada en 1806 por Beaufort y precisada en 1963 por la Organización Meteorológica Mundial que proporciona una escala que indica qué tan fuerte son los vientos en base a los efectos que se observan sobre los objetos que nos rodean y que se presenta en la tabla 4.2.

En muchas regiones, el viento sopla más frecuentemente en una dirección que en otra. Se le da el nombre de **vientos dominantes** a la dirección del viento que con mayor frecuencia se observa durante un periodo de tiempo dado. Estos vientos pueden ser afectados de forma importante por el clima de una región.

Tener la información de cuáles son los vientos dominantes, ayuda a decidir dónde construir centros industriales, para evitar que el viento transporte los contaminantes hacia la ciudad, en qué dirección construir las pistas de aterrizaje de un aeropuerto, de forma que estén alineadas con el viento dominante durante el despegue y aterrizaje de los aviones, y en el caso de una erupción volcánica saber cuáles regiones van a tener más probabilidades de ser afectadas por una caída de ceniza dependiendo de la época del año en la que ocurra.

Los vientos dominantes pueden ser representados, por una *rosa de los vientos*, que indica el porcentaje de tiempo durante el cual los vientos soplaron en diferentes direcciones en un periodo dado. Cada segmento, a partir del centro, indica la dirección de donde viene el viento y la longitud del segmento indica el porcentaje de tiempo que el viento se mantuvo soplando desde esa dirección, como se muestra en la fig. 4.3.

A diferencia del viento dominante, el cual es un concepto estadístico, tenemos el **viento actual**, que es la dirección y magnitud del viento en el lugar y tiempo que los instrumentos toman las medidas. La rosa de los vientos se contruye procesando los datos de los vientos actuales.

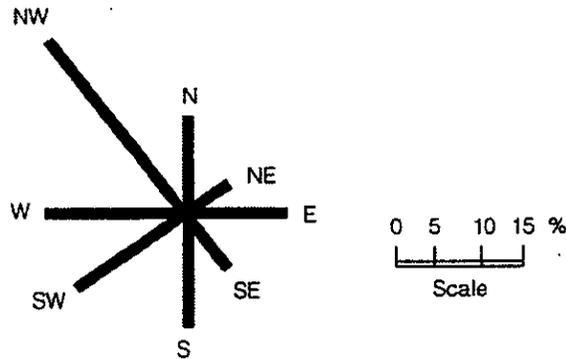


Figura 4.3: Esta rosa de los vientos, representa el porcentaje de tiempo que sopló el viento de diferentes direcciones en un sitio dado durante el mes de enero en los últimos diez años. El viento dominante es del NW y la dirección del viento menos frecuente es la del NE [1].

Los sistemas de movimiento que ocurren en la atmósfera, pueden ser clasificados de varias formas. Un método de clasificación que ha resultado ser muy útil está basado en escalas de tiempo y distancia dentro de la cual se reconoce al sistema en particular. El movimiento atmosférico está compuesto frecuentemente de un espectro de sistemas de circulación con escalas de diversos tiempos y longitudes.

La escala de tiempo usualmente se relaciona con la escala de longitud: la máxima escala de longitud con la máxima escala de tiempo. Por ejemplo, el sistema de circulación más grande que existe en la atmósfera, tiene una escala de longitud comparable con el diámetro de la Tierra. La circulación más pequeña tiene una escala de longitud comparable con el camino libre medio de las moléculas individuales [64].

De acuerdo con la escala de longitud, el espectro del movimiento atmosférico se puede dividir en movimientos a *escala planetaria*, *escala sinóptica*, *mesoescala* y *pequeña escala*, cuyas fronteras se definen en la tabla 4.3.

Para cada subdivisión se pueden efectuar diferentes aproximaciones en las ecuaciones de movimiento, lo cual ha proporcionado una herramienta muy útil para los estudios de la dinámica atmosférica.

El movimiento a escala planetaria incluye sistemas de circulación con escalas horizontales comparables con las dimensiones de la Tierra. En esta parte se estudian los patrones de viento más grandes que cubren la totalidad del globo terrestre.

Los movimientos a escala sinóptica tienen escalas horizontales más pequeñas que los movimientos a escala planetaria, pero aún así se necesita una red suficientemente larga para observarlos. El espacio entre estaciones que componen la red puede ser del orden de varios cientos de kilómetros. Muchos sistemas de circulación responsables de los cambios climáticos día a día son sistemas de este tipo.

El movimiento de mesoescala tiene escalas horizontales del orden de $10^1 - 10^2$ kilómetros. Este incluye, los vientos locales (como los que se forman a lo largo de las costas y montañas), las tormentas, los tornados y los huracanes.

Algunos ejemplos de movimiento a escala pequeña, son el ascenso de plumas industriales, pequeños cúmulos de nubes y pequeños remolinos, que situados cerca de la superficie terrestre están gobernados por mecanismos convectivos y turbulentos.

Escala de Longitud	Dimensiones típicas (km)	Ejemplos
Planetaria	10000	Celdas de Hadley
Sinóptica	1000	Ciclones de latitudes medias
Mesoescala	100	Tormentas
Pequeña escala	≤ 10	Pequeños cúmulos

Tabla 4.3: Escalas de movimientos atmosférico [64].

Existen muchas otras formas de clasificar el movimiento atmosférico, por ejemplo de acuerdo a la regularidad, tendríamos flujos laminares y turbulentos. Algunos son inducidos por la fuerza generada por el gradiente de presión, mientras que otros son inducidos por las fuerzas de flotación. También pueden ser generados por algún mecanismo de inestabilidad, como son las *termales* que son provocados por inestabilidad vertical de la atmósfera. Otros son las inestabilidades de *corte*, frecuentemente observadas muy cerca de la superficie.

Una característica importante de los flujos atmosféricos a gran escala, es que su componente vertical de la velocidad del aire es mucho más pequeña que su componente horizontal. El movimiento del aire es casi paralelo a la superficie terrestre.

En efecto, si se considera un sistema meteorológico con una escala horizontal típica L , se tiene que la escala vertical Z del sistema comúnmente está limitado por la profundidad D de la troposfera.

$$Z \leq D \quad (4.21)$$

Una parcela de aire que viaje a través de este sistema tiene una velocidad horizontal típica u y una velocidad vertical w . El tiempo que le toma a la parcela viajar la distancia horizontal L es:

$$T \approx L/u \quad (4.22)$$

Durante el mismo tiempo, la parcela también recorrió una distancia vertical $Z \leq D$.

$$T \approx Z/w \leq D/w. \quad (4.23)$$

Por lo tanto,

$$\frac{L}{u} \leq D/w, \quad (4.24)$$

o bien,

$$\frac{w}{u} \leq D/L. \quad (4.25)$$

donde D , en general es del orden de 10 km. Si L es del orden de 1000 km, w/u es casi del orden de 0.01. De aquí, que el movimiento de sistemas a gran escala sea prácticamente en un plano horizontal bidimensional.

Por ello para determinar el movimiento del aire, se necesitan considerar sólo las componentes horizontales de la ec. de movimiento. Si se toma \vec{v}_h como la velocidad horizontal de una parcela de aire, la ecuación de movimiento para \vec{v}_h se puede obtener tomando las componentes horizontales de la ecuación general de movimiento:

$$\frac{D\vec{v}_h}{Dt} = -\frac{\nabla_h p}{\rho} - f\hat{z} \times \vec{v}_h + \vec{F}_r \quad (4.26)$$

donde \hat{z} es el vector unitario en la dirección vertical, $f = 2\Omega \sin \phi$ es el parámetro de Coriolis, ϕ la latitud y \vec{F}_r son las fuerzas de fricción.

Las fuerzas ocasionadas por el gradiente de presión son las responsables de iniciar y mantener los movimientos atmosféricos a gran escala en las latitudes intermedias. En efecto, las aceleraciones de las parcelas por lo general son pequeñas comparadas con la fuerza de Coriolis que actúan sobre ellas. La velocidad de los vientos que se observan en la atmósfera son comúnmente del orden de 10 m/s (36 km/hr). El parámetro de Coriolis para latitudes intermedias tiene magnitudes de 0.0001 1/s. Esto da una aceleración del orden de 0.001 m/s² y la tasa de cambio que se ha observado en la velocidad de los vientos atmosféricos es mucho más pequeña que este valor. De donde se deduce que la fuerza de Coriolis se debe balancear aproximadamente con la fuerza provocada por el gradiente de presión y con la fricción. En las partes altas se tiene que las fuerzas de fricción son pequeñas, por lo que en realidad es la fuerza de Coriolis principalmente la que se balancea con la fuerza de gradiente de presión. La velocidad del aire determinada por este balance se conoce como *viento geostrófico* [64]:

$$f\hat{z} \times \vec{v}_g = -\frac{\nabla p}{\rho}. \quad (4.27)$$

donde \vec{v}_g se usa para denotar la velocidad del viento geostrófico. Esta ecuación nos dice que el viento geostrófico \vec{v}_g , es perpendicular al gradiente de presión ∇p (i.e paralelo a las isobaras) y que caminando en su dirección, el vector velocidad del viento geostrófico se dirige a nuestra izquierda.

La experiencia indica que \vec{v}_g es una buena aproximación del viento real observado por encima de la capa de fricción representando el viento medio entre 2 líneas isobaras con un error medio del 10% sobre el viento real. La aproximación geostrófica no es válida en situaciones en las que la aceleración es importante, como en las inmediaciones de una corriente de chorro y en las situaciones de formación rápida de borrascas o anticiclones.

Por lo general, entre latitudes de 35° y 60° el viento geostrófico tanto en superficie como en altura es una buena aproximación del viento real [94].

Bursik (1997) [17] hace el comentario de que la dispersión de tefra es un complejo grupo de procesos interrelacionados, en la cual puede llegar a predominar un proceso en particular, dependiendo de factores como la concentración de partículas, la distancia a la fuente, y la estructura de los vientos atmosféricos. Los procesos de dispersión mejor entendidos hasta el momento se pueden modelar basados en las soluciones de la ecuación de difusión-advección de Csanady [31] y suponiendo que los principales procesos que gobiernan la dispersión de tefra son el transporte por el viento, la difusión por turbulencia y el asentamiento por la gravedad, la ecuación para este sistema es:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(U_x C) + \frac{\partial}{\partial y}(U_y C) + \frac{\partial}{\partial z}[(U_z + V_s) C] \\ &= \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) + S \end{aligned} \quad (4.28)$$

donde C es la concentración de partículas; $\vec{U} = (U_x, U_y, U_z)$ es la velocidad del viento; K_x , K_y y K_z son los términos diagonales del tensor de difusividad; V_s la velocidad de depositación de las partículas y S es la concentración de masa de partículas que entran al sistema a cada instante (y referido más adelante con el término de fuente).

En esta ecuación se puede observar que el parámetro atmosférico visible es \vec{U} . En efecto, las componentes de este campo de viento son proporcionados a partir del procesamiento de datos de muestreo que diariamente se obtiene del radiosondeo en diferentes localidades del país.

Otro término donde interviene información meteorológica muy valiosa es en la velocidad de asentamiento de las partículas V_s .

La velocidad de asentamiento determina el tiempo de caída de las partículas de tefra. En general se determina principalmente por el tamaño y densidad de las partículas y se puede encontrar igualando la fuerza de gravedad:

$$F_g = mg. \quad (4.29)$$

La fuerza de arrastre, la cual es función del área de una sección de corte Ω y la velocidad de caída V de una partícula:

$$F_a = \frac{1}{2} \alpha D \Omega V^2 \quad (4.30)$$

donde α es la densidad del aire y D el coeficiente de arrastre, que a su vez es función de la forma de la partícula y del número de Reynolds R :

$$R = \alpha d V / \eta \quad (4.31)$$

siendo d una longitud característica de la partícula (por ejemplo para una esfera d sería el diámetro) y η la viscosidad del aire.

Para partículas esféricas con $R \ll 1$ se tiene que [76],

$$D = B/R$$

donde $B = 24$. Si las partículas no son esféricas y $R \ll 1$, existe una fórmula similar a 4.31, con valores de B diferentes. Para números de Reynolds grandes el coeficiente de arrastre no depende de R y es constante (en el caso de la esfera es de $D \approx 0.5$).

Cuando se alcanza el equilibrio entre la fuerza de arrastre y la gravedad, tenemos:

$$mg = \frac{1}{2} \alpha D \Omega V_s^2. \quad (4.32)$$

En realidad la partícula cae siguiendo una ley de decaimiento exponencial. Para partículas volcánicas con diámetros de $1 \mu m$ a 1 cm la velocidad de caída V puede ser considerada igual al valor asintótico V_s dado por la ecuación anterior. Ésta se alcanza dentro de un error de 1% en su recorrido inicial para distancias menores de 5 metros [4]. Suponiendo que las partículas tienen forma esférica con radio r y densidad σ para pequeños números de Reynolds ($R \leq 1$) de la relación anterior se obtiene la ley de Stokes para la velocidad de caída V_s [76]:

$$V_s = \frac{2\sigma r^2 g}{9\eta}. \quad (4.33)$$

Donde podemos notar que la velocidad final de caída no depende de la densidad del aire. Mientras que para números de Reynolds grandes ($R \geq 1000$) tenemos:

$$V_s = \left(\frac{8r\sigma g}{3\alpha D} \right)^{1/2}. \quad (4.34)$$

En este caso, tenemos una dependencia de α , y los efectos de la viscosidad son despreciables. En los casos intermedios ($1 < R < 1000$) el problema de calcular la dependencia de D en función de R es complejo. Sin embargo, para el caso de partículas con forma esférica se cuenta con datos experimentales y el coeficiente de arrastre D se conoce para un amplio intervalo de valores de R .

Se observa nuevamente, la importancia de conocer el perfil de densidad α con la altura (ecuación 4.20), pues para números de Reynolds grandes interviene nuevamente este parámetro atmosférico en el cálculo de la velocidad de sedimentación.

Otro término importante de la ecuación 4.28 que es afectado por la meteorología es el tensor K de difusividad. En efecto, el modelo teórico de difusión de tefra se basa en la hipótesis que el transporte a nivel local de material es proporcional al gradiente local de concentración (ley de Fick). El flujo de partículas Γ , a través de una superficie cerrada es según Armienti [4]:

$$\Gamma = -K \frac{\partial C}{\partial n}, \quad (4.35)$$

donde C es la concentración de la ceniza que se difunde, K es el tensor de difusividad y n es la componente normal a la superficie. El tensor de difusividad se encuentra estrechamente relacionado a las condiciones atmosféricas y puede variar con el espacio y el tiempo. En general se definen tres coeficientes de difusión diferentes, con el fin de tomar en cuenta la anisotropía en las 3 direcciones principales x , y , z , causada por la gravedad.

K_z es la difusividad para el transporte vertical del material volcánico, y $K_x = K_y$, es el coeficiente para el transporte en dirección horizontal. El coeficiente de difusividad horizontal es cercano a cero por arriba de los 500 m de altitud [98]. El coeficiente horizontal depende fuertemente de la escala del fenómeno. Para unas pocas decenas de kilómetros, los valores están en un intervalo de 0 a $250 \text{ m}^2/\text{s}$ dependiendo del parámetro de estabilidad de Pasquill. Para escalas de 100 km, la difusividad varía desde 1000 a $10000 \text{ m}^2/\text{s}$, también dependiendo del parámetro de estabilidad de Pasquill [98]. Y para dimensiones espaciales más grandes (muchos cientos de kilómetros) son del orden de $10^4 \text{ m}^2/\text{s}$ [99].

Con estos ejemplos se puede ver como los parámetros meteorológicos son esenciales para desarrollar y entender, desde un punto de vista teórico, tanto la dinámica de la columna eruptiva como la dispersión y depositación de las partículas a partir de la misma.

Capítulo 5

Modelos de dispersión y depósitos de ceniza volcánica

Modelar de forma cuantitativa los posibles espesores de ceniza que caerían durante una erupción explosiva en la región aledaña a un volcán, permite diseñar y proporcionar mapas de peligros fidedignos para la región de interés y tomar decisiones durante una posible emergencia volcánica. Tales modelos son útiles para alertar áreas que se encuentren viento abajo del volcán y evitar peligros asociados con la caída de tefra. También sirven como una técnica para evaluar peligros, para un impacto eruptivo, en el tráfico aéreo.

La modelación de caída de tefra ha sido constante e ininterrumpida a lo largo de muchas décadas. Algunos de los primeros intentos en esta línea provienen directamente de investigaciones llevadas a cabo sobre dispersión de material radiactivo de armas nucleares, los cuales posteriormente se refinaron usando principalmente: datos de caída recientes de tefra, tales como los del volcán Mt. St. Helens en 1980, y resultados obtenidos de los modelos teóricos más actuales para la estructura y dinámica de las columnas eruptivas.

En este capítulo se expondrá la modelación de caída de tefra de erupciones altamente explosivas, las cuales producen nubes que pueden alcanzar altitudes considerables, como sucede en eventos plinianos o subplinianos. Esta información se basa en el valioso estudio que realizó recientemente Carey (1996) [26] en su artículo: *Modelación de caída de tefra de erupciones explosivas*.

Se sabe que el vulcanismo explosivo se origina como resultado de la fragmentación del magma y rocas adyacentes las cuales son inyectadas violentamente a la atmósfera terrestre por plumas convectivas. La caída de este material a la superficie está controlado básicamente por:

1. La altura máxima donde el material se encuentra en suspensión.
2. Las velocidades con la que se depositan las partículas.
3. La dirección y magnitud de los vientos existentes en la región atmosférica donde viajan las partículas antes de sedimentarse.

En términos simples, estos factores determinan la trayectoria que debe tomar una partícula individual durante la caída. Los depósitos de caída reales que podemos observar en el campo resultan de la superposición de los patrones de depósito de muchas partículas con varios tamaños, formas y densidades.

En su totalidad, las características de los depósitos de caída dependen no solamente de los factores que controlan las trayectorias individuales, sino también de otros factores como son, la distribución total de los tamaños de granos del material emitido, la cantidad de material inyectado a diferentes alturas desde la fuente de la columna eruptiva, variaciones temporales en la tasa de emisión de la erupción, la posible agregación de partículas y la región sobre la que se esparce la pluma viento abajo.

Los modelos han ido creciendo en complejidad con los años, pero es importante e instructivo entender la evolución de los diferentes caminos por los cuales han sido modelados y evaluados los procesos de caída de tefra. Muy recientemente se han creado subáreas, las cuales modelan diferentes aspectos de la columna eruptiva usando modelos separados para caracterizar el comportamiento de los depósitos.

5.1 Los primeros modelos

Los primeros modelos cuantitativos para caída de tefra de una erupción explosiva, se generaron a partir de estudios sobre predicción de dispersión de material radiactivo en explosiones nucleares. Knox y Short (1964) [71], construyeron un modelo basado en las ecuaciones para: el transporte lateral de partículas de cenizas en un campo de vientos horizontal, la expansión lateral de la pluma eruptiva, la velocidad de sedimentación de las partículas y la altura de la columna eruptiva.

Este modelo no considera la estructura detallada de la fuente que origina la pluma y asume que las partículas caen independientes una de otra. Este es en gran parte un modelo de diagnóstico, que permite calcular varios parámetros eruptivos, como son la altura de la nube, velocidad del viento predominante y localización de la fuente de observaciones de depósitos preexistentes. Este modelo nunca ha sido evaluado rigurosamente con datos de recientes depósitos de caída, donde se conozcan de manera independiente la altura de la columna, la velocidad del viento y la fuente.

Slaughter y Hamil (1970) [115], propusieron un modelo de *nube de hongo* (*mushroom cloud*), similar al que se forma en las explosiones nucleares. La base de este modelo parte de que grandes erupciones explosivas generan una única nube que se extiende por una área considerable a grandes altitudes, ocurriendo posteriormente una caída de partículas conforme la nube es transportada por los vientos. Se asume que la nube es un disco que contiene una distribución de partículas expresada por la ley de Rosin.

Se introduce un factor empírico para el tamaño de la dispersión lateral de las partículas en la nube. Adicionalmente, Slaughter y Hamil reconocieron la importancia de la agregación de cenizas en los procesos de depósito y usaron

una distribución de Maxwell-Boltzmann para simular esta característica.

Los patrones de caída de cenizas que se producen al efectuar evaluaciones numéricas de este modelo, exhiben algunas características de los depósitos reales. Sin embargo, las formas de las isopacas están más estrechamente alineadas que en los depósitos naturales y el modelo falla a la hora de predecir un segundo máximo en el espesor cuando la agregación juega un papel importante en la depositación.

La erupción del 18 de mayo de 1980 del Mt. St. Helens presentó una oportunidad única de examinar los procesos de caída de tefra de una erupción explosiva. Los parámetros que se midieron con gran detalle, al mismo tiempo que ocurría el evento, fueron: la altura de la columna eruptiva, la velocidad del viento, el tamaño de grano del material emitido, y la masa total emitida.

La depositación de tefra ocurrió en una región que fue documentada minuciosamente antes de que fuera modificada por la erosión o la redepositación. Una característica importante en las capas estudiadas fue el hallazgo de un segundo máximo en el espesor, localizado a una distancia de aproximadamente 325 km de la fuente, al este de Washington. Carey y Sirdgsson (1982) [19], desarrollaron una simulación por computadora de la caída de tefra con el objeto de evaluar el origen de este segundo máximo en el espesor y la ocurrencia de una pronunciada bimodalidad en el tamaño de grano.

La simulación incorporó la velocidad de sedimentación de las partículas con densidades y tamaños contrastantes definidos para los productos emitidos por la erupción del Mt. St. Helens. La altura de la columna y la velocidad del viento fueron programadas con base en observaciones efectuadas durante el curso de la erupción y se usaron factores empíricos para definir la dispersión de la pluma y el desplazamiento viento abajo.

La simulación fue útil para demostrar la importancia de la agregación de las partículas en el proceso de caída. Tanto la reconstrucción de la relación del tamaño de grano como del espesor de ceniza contra la distancia, fue posible solamente si se le añadía al modelo una agregación significativa de tefra de menos de 63 μm . El descubrimiento de abundantes aglomerados de ceniza en la parte distal de los depósitos confirman el importante papel que juega la agregación de partículas y con ello la causa prematura de la caída de ceniza fina, produciendo con ello un segundo máximo y la formación de una bimodalidad en el tamaño de grano. Sorem (1982) [116] propuso que los delicados aglomerados que se recuperaron en la parte central del estado de Washington fueron producidos por una combinación de una unión mecánica y una interacción electrostática entre los granos de material en suspensión.

Hopking y Bridgman (1985)[62] desarrollaron un modelo más complejo con el objeto de evaluar la caída de tefra del Mt. St. Helens. Ellos usaron un proceso en 2 pasos para modelar el eje de dispersión y la distribución de caída de masa de la tefra transportada por el viento. El *primer paso* calcula las trayectorias de 20 partículas de diferente tamaño y sus localizaciones finales, en el suelo, y que se conectan por una curva simple. Esta línea se denomina central (*centerline*) y representa la traza del eje de dispersión principal. Los cálculos de la trayectoria se hacen en función de la altura de emisión de las partículas, su velocidad de

sedimentación, y un campo de viento predefinido.

Las alturas de emisión, en el modelo, están basadas en un código numérico que predice la distribución del tamaño de las partículas como función de la altura en las nubes de las explosiones nucleares [61]. Las velocidades de sedimentación se evaluaron como un una función de la altura atmosférica basado en el método de Davies-McDonald.

Con el objeto de modelar variaciones laterales y verticales en la intensidad y dirección del viento, Hopking y Bridgman utilizaron coeficientes espectrales obtenidos de datos del Centro Meteorológico Nacional de E.U.A.. Estos coeficientes espectrales pueden ser usados para calcular las componentes vectoriales del viento en cualquier latitud y longitud a lo largo de 12 alturas atmosféricas distintas.

Este método proporciona una técnica muy poderosa para monitorear y modelar detalladamente la trayectoria de la tefra al ser transportada por el viento.

El *segundo paso*, en el modelo de Hopkings y Bridgman es distribuir la masa de tefra en la nube que se expande viento abajo, alejándose de la fuente. La aproximación consiste en extender la masa de tefra a lo largo de la línea central de la pluma. Como la nube es transportada viento abajo se dispersa lateralmente y se asume que la función de distribución horizontal $f(x,y,t)$ en cualquier punto (X,Y) a lo largo de la línea central puede ser descrita por una función normal bidireccional:

$$f(x,y,t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_x(t)} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{x-X}{\sigma_x(t)}\right)^2\right] \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_y(t)} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{y-Y}{\sigma_y(t)}\right)^2\right], \quad (5.1)$$

donde $\sigma(t)_{x,y}$ son las desviaciones estándar de la variaciones del tiempo. Una solución analítica de la depositación de tefra A (variable cuya unidad es ML^{-2}), basada en la función de distribución horizontal, la distribución de frecuencias de tamaños de masa $M(r_p)$, y la masa total emitida M_t , puede ser expresada como:

$$A = M_t \left[M(r_p) \left| \frac{dr_p}{dt} \right| \right] \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_v} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{xV_y - yV_x}{\sigma_v}\right)^2\right], \quad (5.2)$$

donde V_x y V_y son las componentes del vector de vientos dentro de la malla desde el volcán hasta la línea central y r_p es el radio de las partículas. Esta ecuación se usa para calcular la acumulación de tefra en el punto (x,y) viento abajo del volcán. Los parámetros que necesita este modelo, incluyen, la altura de las partículas, la distribución de tamaños de grano de la tefra emitida, y las desviaciones estándar de la distribuciones espaciales gaussianas .

Bridgman y Hopking aplicaron este modelo a la caída de tefra ocurrida el 18 mayo de 1980 en el Mt. St. Helens, usando como datos de entrada la altura de la nube eruptiva, la distribución de tamaños de partículas obtenidas del análisis del tamaño de grano de la ceniza caída, y la tasa de dispersión del frente de la pluma conocida de fotografías de satélite. Hubo una excelente

concordancia entre las posiciones de la línea central observada y la predicha. Esto indica la gran utilidad de la técnica de los coeficientes espectrales para evaluar trayectorias de transporte sobre grandes distancias (cientos de km).

Unos de los experimentos numéricos desarrollados por Bridgman y Hopking involucra cálculos de acumulación de masa basados en medidas de la distribución total de tamaños de grano del Mt. St. Helens. Estos resultados no reprodujeron muchas de las características claves de los depósitos observados. Pero aún más notorio es el hecho de que los depósitos predichos no exhiben un segundo máximo de espesor a la distancia de 325 km del volcán. Con la finalidad de investigar el origen de esta característica distintiva, Bridgman y Hopking utilizaron su modelo junto con los datos observados de masa acumulada para reconstruir una distribución inicial de tamaños de grano, la cual pudiera reproducir las características de los depósitos de caída del Mt. St. Helens.

Se encontró que la distribución de tamaños de grano reconstruida fue significativamente diferente de la distribución medida en campo. En particular, contiene un modo dominante cercano a los $60 \mu m$ de diámetro y tiene significativamente menos cenizas de grano fino por abajo de $10 \mu m$. Esta diferencia puede ser reconciliada si las partículas de ceniza fina caen como agregados con velocidades de sedimentación equivalentes a una partícula individual cuyo diámetro sea de alrededor de $60 \mu m$.

En otras palabras, la distribución de tamaños de grano de la ceniza de caída no coincide necesariamente con la distribución de tamaños del material recolectado en el piso. El proceso de determinar la distribución de tamaños de granos a partir de muestras distales de ceniza, destruye los frágiles aglomerados de ceniza fina de modo que los remanentes de la distribución de tamaños de caída se pierden.

5.2 Modelos difusivos-advectivos

La siguiente generación de modelos de caída se conocen como de tipo difusivo-advectivo e intentan reproducir a gran escala las características de la caída de tefra a nivel regional.

Suzuki (1983) [128], desarrolló un modelo de difusión bidimensional para la dispersión de la tefra basado en los siguientes factores:

1. Difusión de las partículas volcánicas a partir de la columna eruptiva
2. Transporte horizontal de las partículas con el movimiento horizontal de la atmósfera (i.e. por vientos existentes a esa altitud)
3. Difusión horizontal de las partículas debido a la turbulencia de la atmósfera.
4. Sedimentación de las partículas a través de la atmósfera.

Ya que el movimiento de la masa del aire es aleatorio en el tiempo y el espacio debido a la turbulencia, el movimiento de dispersión de las partículas en la

62 CAPÍTULO 5. MODELOS DE DISPERSIÓN Y DEPÓSITOS DE CENIZA VOLCÁNICA

atmósfera también será aleatorio. Las partículas pequeñas se difunden en la atmósfera tanto en la dirección vertical como horizontal; sin embargo, la escala de la turbulencia horizontal es mucho más grande que la turbulencia vertical [128].

La ecuación de transporte que usa Suzuki en este modelo es la ecuación de difusión bidimensional de Csanady 1973 [31] en un ambiente que tiene un viento de velocidad uniforme, dada por la siguiente expresión:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -u \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial C}{\partial y} \right), \quad (5.3)$$

donde C es la concentración de la sustancia que se difunde, K es la difusividad y u es la velocidad del viento. Un factor clave en cualquier modelo de caída de cenizas, es el cálculo de la velocidad de sedimentación. Suzuki usó datos experimentales de Wilson y Huang (1979) [143] para construir la relación de la velocidad de sedimentación de la tefra como función del tamaño de las partículas. Esta se presenta a continuación:

$$v_s = \frac{\rho_p g d^2}{9\eta_a F^{-0.32} + \sqrt{81\eta_a^2 F^{-0.64} + \frac{3}{2}\rho_a \rho_p d^3 \sqrt{1.07 - F}}}, \quad (5.4)$$

donde η_a es la viscosidad del aire, ρ_a es la densidad del aire, d el diámetro de las partículas, ρ_p es la densidad de las partículas, g es la aceleración debida a la gravedad y F parámetro de forma de la partícula.

El tiempo total de caída t_f , para una partícula con cierto tamaño de grano se puede calcular usando:

$$t_f = 0.752 \times 10^6 \left[\frac{1 - \exp(-0.0625z)}{v_{ss}} \right]^{0.926}, \quad (5.5)$$

donde t_f está expresado en segundos, z es la altura inicial en km, y v_{ss} es la velocidad terminal de sedimentación de una partícula a nivel del mar. El parámetro de la fuente para el modelo de Suzuki consiste en una densidad de probabilidad de difusión, la cual es función de la altura en la columna eruptiva y está relacionada con la velocidad vertical. Se supone que la columna es una fuente con forma de abanico, en donde la velocidad vertical decrece continuamente con la altura y la distribución de las partículas dentro de la columna está descrita por la ley de distribución de Rosin.

Las evaluaciones numéricas realizadas con este modelo demostraron que es muy sensible a una constante β , que aparece en la función de densidad de probabilidad. Esta constante controla los valores de difusión de partículas como una función de la altura de la columna eruptiva. Valores altos de β hacen que aumente la difusión de las partículas a grandes alturas, lo que ocasiona que se produzca un notorio desplazamiento de los espesores máximos hacia afuera de la fuente (ver fig. 5.1).

En general muchos de los depósitos de caída no exhiben esta característica y el espesor secundario máximo ocurre usualmente mucho más lejos que el sitio de la fuente [19], [55].

Una limitación, que encuentra Carey en el modelo de Suzuki, es que no está basado en ningún modelo realista para la estructura o dinámica de la fuente de la nube eruptiva. En gran parte, los patrones de caída predichos están controlados por parámetros empíricos que no pueden estar relacionados directamente con los procesos eruptivos.

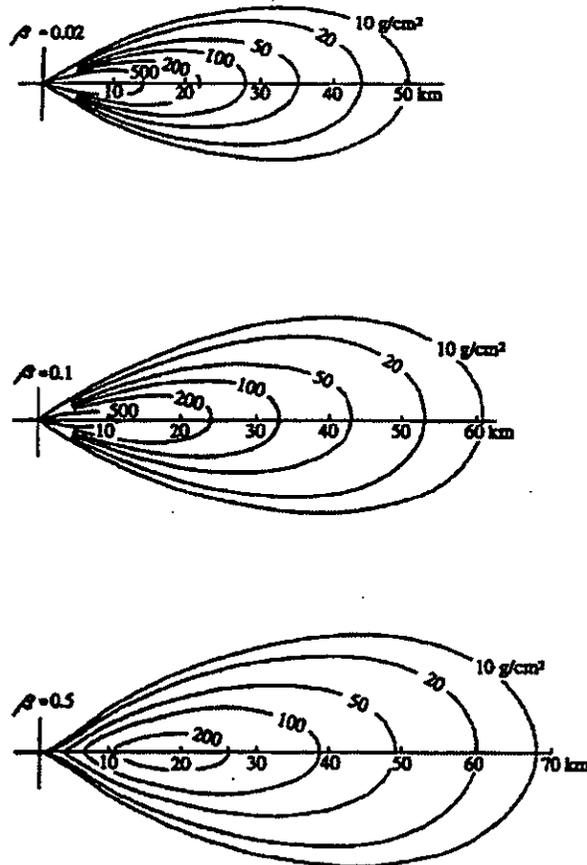


Figura 5.1: Mapa de isomasas teórico de caída de tefra obtenido del modelo de Suzuki (1983) [128], para tres valores de β (0.2, 0.1, 0.5). Conforme el material es dispersado de las partes más altas de la columna eruptiva, el área de máxima acumulación se desplaza viento abajo.

Glaze y Self (1991) [46] modificaron el modelo de Suzuki con el objeto de tomar en consideración cambios en la velocidad y dirección del viento con la altura. Para lograrlo, la ecuación define la concentración de partículas para cualquier tiempo (t) y a una posición (x,y) dentro de un plano horizontal de difusión es seccionada en varias integrales. Cada integral evalúa los cambios

64CAPÍTULO 5. MODELOS DE DISPERSIÓN Y DEPÓSITOS DE CENIZA VOLCÁNICA

en la concentración de partículas como una función del tiempo dentro de un intervalo de altura determinado, donde la velocidad y dirección del viento están definidas. Este modelo modificado, fue aplicado tanto a la erupción del 17 de agosto de 1980 del Hekla como a la del 22 de julio de 1980 del Mt. St. Helens.

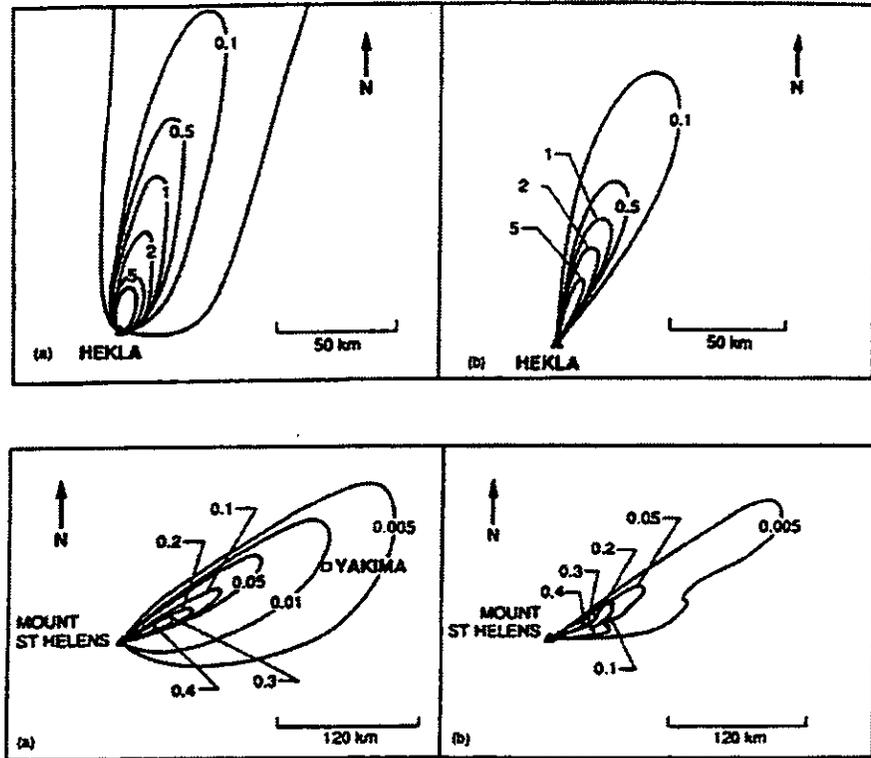


Figura 5.2: (a) Mapa de isomasas de material de caída observado y b) predicho de las erupciones del Hekla en 1980 y el Mt. St. Helens el 22 de julio de 1980 basados en el modelo de difusión bidimensional de Glaze y Self (1991) [46] [122]. Para los depósitos del Hekla las isopacas están en cm , mientras que los contornos de isomasas del Mt. St. Helens están en gr/cm^3 .

Ambos eventos fueron de vida muy corta, arrojaron volúmenes muy pequeños y se encontró muy buena concordancia entre la distribución de masa observada y la predicha (fig. 5.2). En particular, la dispersión modelada a partir de la erupción del Mt. St. Helens fue capaz de reproducir detalladamente la asimetría sureste en los depósitos de caída, causada por el marcado cambio de la magnitud y dirección del viento como una función de la altitud.

Glaze y Self (1991) aplicaron también este modelo revisado a la erupción vulcaniana del 16 de septiembre de 1986 del volcán Láscar en Chile. Dicha erupción consistió de dos grandes explosiones casi seguidas, que dispersaron tefra al sureste. Los patrones de cenizas depositados fueron similares en forma

y área a la traza dejada por la pluma del Láscar captada por las imágenes del satélite GOES, pero el espesor equivalente pudo ser probado solamente en una localidad.

Armienti et al. (1988) [4], desarrollaron un modelo de difusión-advección tridimensional que guarda muchas similitudes con el modelo de Suzuki (1983) [128]. Ellos emplearon una ecuación de continuidad para el sistema y asumieron que la componente vertical de los vientos era pequeña y en el plano horizontal constante. Bajo estas condiciones la ecuación de continuidad pudo ser expresada de la siguiente forma:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U_x \frac{\partial C}{\partial x} + U_y \frac{\partial C}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}(v_s C) = K_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + Q_m \quad (5.6)$$

donde C es la concentración de partículas, $U_{x,y}$ son las componentes horizontales del viento en la dirección x, y ; v_s es la velocidad de depositación de las partículas, $K_{x,y,z}$ son los coeficientes de difusividad en las direcciones x, y, z , y Q_m es la concentración de la masa de las partículas que están entrando al sistema. Una consideración importante, que se hace en este tipo de modelo de difusión-advección, es seleccionar valores apropiados de los coeficientes de difusividad. La difusión de las partículas sólidas en la atmósfera tiene una fuerte anisotropía causada por la gravedad.

El coeficiente de difusión vertical, es aproximadamente cero por arriba de los 500 m de altitud. Los coeficientes de difusión horizontal son funciones de la escala del sistema donde se lleva a cabo la difusión. Plumas volcánicas con dimensiones de 100 km o más implicarían coeficientes de difusión en el rango de 1000 a 10000 m^2/s [99]. Armienti et al. demostraron a partir de las soluciones numéricas del modelo, que la extensión lateral de los depósitos de caída dependen críticamente de los valores que se tomen para la difusión horizontal.

Para una fuente con emisión continua Armienti et al. adoptaron la misma aproximación de Suzuki(1983) [128]. La concentración de masa vertical de partículas que sale de la columna eruptiva esta expresada por:

$$\theta(z) = Q_m \frac{\beta^2 (1 - \frac{z}{H_c}) e^{\beta(\frac{z}{H_c} - 1)}}{H_c [1 - (1 + \beta)e^{-\beta}]} \quad (5.7)$$

donde H_c es la altura máxima de la columna eruptiva, Q_m es la cantidad de material por unidad de tiempo introducida al sistema para una velocidad de sedimentación dada, y β es un parámetro que es función tanto de la velocidad de sedimentación de las partículas como de la velocidad máxima vertical de la columna eruptiva. La ecuación indica la importancia de la parametrización de la distribución de masa a lo largo de la columna con el parámetro β que geoméricamente está ligado al nivel en el cual la columna logra su máxima expansión. Este parámetro debe ser ajustado, ya sea por observaciones obtenidas directamente de la forma de la columna eruptiva o ya sea haciendo múltiples ensayos para igualar lo observado con los depósitos predichos usando diferentes valores de β .

66 CAPÍTULO 5. MODELOS DE DISPERSIÓN Y DEPÓSITOS DE CENIZA VOLCÁNICA

Armienti et al. (1988) usaron un método de paso fraccionado para resolver la ecuación 5.6 en una malla no uniforme. Las primeras simulaciones numéricas del modelo usaron solamente partículas de un sólo tamaño, produciendo patrones de caída con acumulaciones máximas desplazadas viento abajo de la fuente.

La superposición de una gran número de patrones de caída para partículas de diferentes tamaños debería presumiblemente suavizar los efectos de cualquier otra clase de tamaño de grano. Es posible sin embargo, que en una erupción con una distribución de tamaño de grano inicial la cual posea modos discretos en tamaño podría producir patrones de caída con acumulaciones máximas localizadas a distancias considerables de la fuente volcánica.

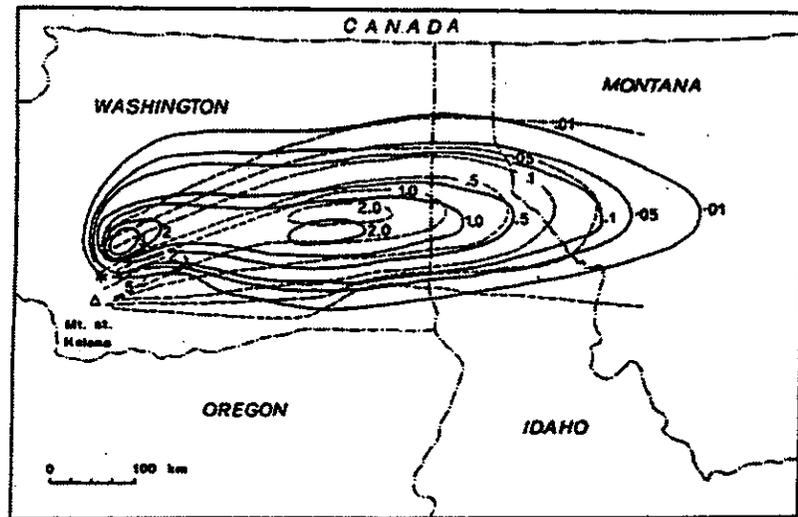


Figura 5.3: Comparación entre los contornos de isomasas observados (línea continua) y calculados (línea discontinua) de los depósitos de caída del 18 de mayo 1980 del volcán Mt. St. Helens [4] [122]. Los contornos de isomasas están en g/cm^2 . Se tiene buena concordancia en la parte distal de los depósitos en la vecindad del segundo máximo. La reproducción de un segundo máximo por el modelo, ocurre sólo si se toma en cuenta el efecto de agregación de las partículas.

Con el objeto de probar qué tan bien trabajaban las simulaciones numéricas Armienti et al. cargaron los datos experimentales de la erupción del 18 de mayo del Mt. St. Helens con el objeto de reproducir los depósitos de caída, los cuales incluyeron el campo de vientos observado y registrado en Spokane, Washington, la masa total emitida de 10^{11} kg, y los coeficientes horizontales de difusividad iguales a $5000 m^2/s$.

Se encontró una semejanza muy razonable entre el depósito observado y calculado cuando la distribución de partículas consistió solamente de dos tamaños de grano: una con una velocidad de sedimentación de 0.75 m/s y la otra con 0.55 m/s (fig. 5.3):

En un área próxima a la fuente, el ajuste de lo observado con lo predicho no es bueno, encontrándose desviaciones significativas en la localización y en la forma de las isopacas. Pero conforme se incrementa la distancia a la fuente, aumenta la concordancia entre las dos, reproduciéndose la característica esencial de un segundo máximo. Esto resulta básicamente de los depósitos de las partículas cuya velocidad de sedimentación fue de 0.55 m/s y que fueron transportadas por vientos muy intensos, cerca de la tropopausa. Sin embargo, el tamaño de las partículas caídas en Ritzville, área donde se halla la protuberancia en el mapa de isopacas, tienen velocidades de sedimentación mucho más bajas [19]. La velocidad de sedimentación más alta derivada del modelo, refleja un incremento de la sedimentación de cenizas por efecto de grandes agregados y con ello una velocidad de sedimentación aparente.

Estos resultados refuerzan la noción de que las velocidades de sedimentación de la ceniza de caída no son representativas de las velocidades de sedimentación de las partículas de ceniza que caen individualmente.

5.3 Sedimentación de ceniza volcánica

La teoría de la sedimentación de material de caída es en realidad uno de los temas de actualidad que sigue en investigación y lo poco que se conoce proviene de estudios realizados en diversas ramas de la ciencia.

Entre los estudios geológicos realizados se encuentran los de Walker(1981) [137], Pyle (1989) [102] y Fierstein-Nathenson (1992) [41] sobre depósitos recientes y antiguos de grandes erupciones, donde tratan de encontrar patrones empíricos de comportamiento de los espesores de los depósitos de ceniza y de los fragmentos de tamaño máximo como función de la distancia a la fuente de emisión.

Una medida que es bastante común de obtener, a partir de los depósitos de caída para localidades próximas y lejanas, es el tamaño de los líticos y fragmentos de pómez más grandes. Se usan varias técnicas para obtener estos datos, siendo la más usual el obtener un promedio del diámetro de 3 a 5 fragmentos más grandes que se hallen en cada localidad de muestreo.

Finalmente, estos datos se usan para construir los mapas de isopletras, que describen de forma gráfica cómo se distribuyeron los fragmentos de determinado tamaño sobre el área que circunda al volcán. Lo importante de estos mapas es que contienen información, tanto de la altura que alcanzó la columna eruptiva como de la dirección e intensidad de los vientos que prevalecieron durante la erupción. Carey y Sparks (1986) [21] como Wilson y Walker (1987) [144] dedicaron parte de sus investigaciones a crear un modelo teórico de dispersión y depósitos de fragmentos máximos de caída, usando para ello hipótesis físicas para modelar la columna eruptiva e hipótesis geométricas que podrían cumplir las isopletras.

Otros estudios han sido de laboratorio. En estanques especiales se ha simulado la pluma volcánica y la consecuente precipitación del material de prueba con la finalidad de poder observar cuáles son los patrones de los depósitos y

saber si existen relaciones empíricas para las concentraciones de las partículas dentro y fuera de la nube [23].

En este mismo sentido Sparks et al. (1991) [121] y Bursik et al. (1992) [16] desarrollaron una teoría semiempírica del fenómeno de sedimentación de material de caída a partir de resultados obtenidos de experimentos de laboratorio y posteriormente corroborados en estudios de los depósitos del volcán Mt. St. Helens y Agua de Pau (San Miguel, Azores).

Por último, estudios a partir de simulaciones como el desarrollado por Armienti et al. (1988) [4] permiten estudiar, mediante experimentos controlados por computadora, la distribución de los depósitos así como las propiedades de la dispersión y concentración de las partículas durante la precipitación para entender mejor el proceso. De esta manera, es posible contar con modelos que reproduzcan los espesores de los depósitos de las erupciones más documentadas hoy en día y que estimen espesores de cenizas para una posible erupción explosiva.

A continuación se profundizará en cada uno de estos estudios, para dilucidar el conocimiento con que se cuenta hasta la fecha sobre el fenómeno de sedimentación del material volcánico.

El estudio sistemático de los espesores y las variaciones de los tamaños de grano en los depósitos de caída han sido de gran valor en la vulcanología. Pues tales datos permiten calcular, además de los volúmenes totales emitidos durante una fase eruptiva determinada, la intensidad y la magnitud de dicha fase. La tefra gruesa, como son bloques y bombas, da información muy valiosa sobre la velocidad de escape del material en el interior del cráter [102].

Sin embargo, un cálculo preciso de estos volúmenes es sorprendentemente difícil, por las razones siguientes:

1. La gráfica de espesores contra el área de las isopacas es una función no lineal, y la integración de esta función esta sujeta a errores considerables [41], por las limitaciones en la cantidad de datos de campo obtenidos, principalmente en las áreas distales donde los espesores de ceniza son pequeños y fácilmente removibles.
2. Matemáticamente la integración debe ser efectuada sobre un área infinita (i.e. hasta la región donde el espesor sea cero). La extrapolación de los datos de campo hacia el infinito representa un problema, a menos que se escoja una metodología adecuada.
3. Raramente se pueden obtener datos en las cercanías inmediatas al cráter debido al enterramiento, la erosión, las contribuciones del material de los flujos piroclásticos, y al colapso del cráter, de tal forma que la extrapolación se debe de hacer tomando en cuenta los datos que falten.

Con el objeto de salvar estas dificultades, se han propuesto muchos métodos, dentro de los cuales están la *Regla trapezoidal*, el *Gráfico del logaritmo del área contra el logaritmo del espesor* y uno de los más reciente propuesto por Pyle (1989) [102] el *Gráfico del logaritmo del área^{1/2} contra el espesor*.

Pyle (1989) [102] hace la observación que muchos parámetros en los depósitos de caída de tefra, como lo son el espesor de los depósitos, el tamaño de grano medio [131], la velocidad terminal de caída media [108] y el tamaño del fragmento máximo [8] decaen con la distancia obedeciendo una ley de decaimiento exponencial.

A pesar de que un modelo de esta naturaleza ya se había considerado ampliamente, los datos de los espesores de tefra, se seguían tradicionalmente graficando de manera inapropiada, usando los diagramas de $\ln(\text{espesor})-\ln(\text{área})$, sin haber resuelto aún el problema de la no-linealidad y las proyecciones al infinito adecuadamente. Estos gráficos en efecto se han usado con una visión incorrecta pues se ha seguido presuponiendo que un espesor delgado del depósito puede analizarse como una línea recta, lo cual contradice todos los ejemplos publicados que son claramente curvos.

Usando una relación exponencial, se observa que la expresión siguiente es apropiada:

$$T = T_0 e^{-mr} = T_0 e^{-k\sqrt{A}}, \quad (5.8)$$

donde m y k son las respectivas pendientes del gráfico de logaritmo (T) contra la distancia (r) o la raíz cuadrada del área A de la isopaca, y $m^2 = k^2\pi$. T_0 es el espesor máximo, el cual no necesita estar en la fuente. Para propósitos puramente descriptivos la distancia b_t es donde el espesor se hace $T_0/2$ y se le denomina distancia media. Es un parámetro bastante útil, análogo al de la vida media usado para caracterizar el decaimiento radiactivo.

Es importante recalcar que este método elimina las complejidades causadas por la distorsión de las isopacas, debido tanto al viento como a procesos de espesores secundarios. Por último este mismo tratamiento se puede aplicar al estudio del tamaño de grano de los fragmentos versus la distancia al centro de emisión.

Usando esta relación empírica, Fierstein y Natheson (1992) [41] calcularon el volumen de tefra depositado después de una erupción desde la fuente hasta el infinito:

$$V = \int_0^{\infty} T dA = \frac{2T_0}{k^2}, \quad (5.9)$$

Lo relevante de este resultado es que se demuestra que es independiente de la forma de la isopaca, la cual pese a ser curvas cerradas, tiene formas muy peculiares sobre el piso.

Otros modelos de depositación de material de caída son los desarrollados de forma teórica por Carey y Sparks (1986) [21], y por Wilson y Walker (1987) [144], y pueden ser utilizados para evaluar cuantitativamente la geometría de las isopacas. Estos modelos caen dentro de la *modelación inversa*, la cual aprovecha la información que existe en los depósitos, como el espesor, la distribución, el tamaño de grano y las relaciones estratigráficas para obtener información valiosa sobre la fuente eruptiva y las condiciones ambientales que existieron durante el

evento. De hecho pueden ser utilizados para evaluar el comportamiento de erupciones pasadas donde no existen observaciones históricas, y permiten analizar el riesgo potencial si la actividad de un volcán en particular se volviera a reanudar.

Estos modelos se basan en la dinámica interna de la columna eruptiva y de la región de paraguas, que es la encargada de mantener en suspensión a los fragmentos. En particular, dentro de la columna eruptiva, las partículas se mantienen en suspensión por las velocidades verticales del gas. En cualquier punto de la columna hay partículas cuya velocidad terminal es igual a la velocidad de ascenso del gas y determinando cuál es la distribución de velocidades en el interior es posible calcular las superficies de suspensión para fragmentos de un cierto tamaño. Para resolver esto, Carey y Sparks (1986) utilizaron el modelo de columna de Sparks (1986) [119], estableciendo las variaciones verticales y laterales de la velocidad vertical. Este modelo asumió que las velocidades tienen un perfil gaussiano encontrándose los máximos valores en el centro de la columna. De aquí que las formas de las superficies que soportan a las partículas dependen del tamaño de la columna eruptiva y del tamaño y densidad de las partículas.

Conforme las partículas salen de la columna eruptiva son transportadas por el viento existente en ese momento. Carey y Sparks (1986) incorporaron a su modelo del fragmento máximo, el transporte del viento calculando las trayectorias de varias partículas de prueba. Los resultados mostraron que los efectos de la altura de la columna pueden ser separados de los efectos del viento midiendo dos parámetros de los contornos de las isopletras. La distancia perpendicular al eje principal de dispersión es proporcional a la altura de la columna eruptiva, mientras que la distancia desde la fuente al borde más alejado de la isopletra es una función, tanto de la altura de la columna eruptiva como de la magnitud de la velocidad de los vientos.

Las aplicaciones del modelo de Wilson y Walker (1987) utilizaron los productos $d\rho_d$, donde d es el diámetro de la partícula y ρ_d es la densidad de la partícula y un rango de distancias perpendiculares al eje principal de dispersión (*crosswind range*). Su modelo está diseñado para tratar caídas de partículas desde el borde de la región convectiva de tal forma que es restrictivo a fragmentos relativamente grandes. La caída de material desde la región de paraguas no se contempla en este modelo.

Los dos modelos para dispersión de fragmentos máximos han sido aplicados a erupciones explosivas del Mt St. Helens [25], Quizapú [55], Santa María [24] y el Chichón [22] de donde se obtuvieron diferentes estimaciones de la altura de la columna eruptiva, y de la velocidad de los vientos. En general existe muy buena concordancia entre los parámetros inferidos y medidos de las distribuciones de fragmentos de pómez y líticos. Sin embargo, los dos modelos difieren en la estimación de la tasa de masa emitida cuando se calculó a partir de la altura de la columna eruptiva, pero esto parece estar relacionado con la hipótesis de una energía térmica más alta que se utilizó en el modelo de Carey y Sparks.

Otros estudios muy importantes al respecto, están dados por los experimentos efectuados en laboratorio, con el fin de simular de manera controlada la dinámica de las plumas eruptivas y con ello observar tanto de forma cualitati-

va como cuantitativa las trayectorias de las partículas en su caída, así como los espesores de los depósitos que se acumulan en el piso.

Sparks et al. (1991) [121] y Bursik et al. (1992) [16] son los pioneros en este tipo de estudios. Se sabe que la mayor cantidad de tefra de las erupciones explosivas a gran escala precipita de la región de paraguas. La sedimentación de las partículas desde esta región se ha empezado a estudiar recientemente con gran detalle a partir de pruebas de laboratorio en donde las condiciones de flujo, el tamaño de la partículas y su concentración pueden ser controladas [23], [121]. En estos experimentos se generaron plumas en suspensión a partir de la inyección a presión de agua natural mezclada con partículas de carburo de silicio al interior de un tanque lleno de una solución salada al 3%. Estas plumas ascienden y se dispersan radialmente de forma análoga a como lo hace la región de paraguas durante una erupción volcánica. De estos experimentos se observó que la dispersión de la región de paraguas se puede modelar aceptablemente como una corriente de gravedad dirigida radialmente.

Existen varios tipos de corrientes de gravedad y todas se caracterizan por ser el flujo de un fluido dentro de otro causado por la existencia de una diferencia de densidad entre ellos [114]. Siendo un poco más estrictos se reserva este término exclusivamente a los flujos que tienen una diferencia relativamente pequeña entre sus densidades. Este contraste, no tiene una causa específica, pues en la práctica puede ser debido ya sea a diferencias en temperaturas, en composición (concentración), o bien en ambas.

Los experimentos apuntan a que existen 3 clases de corrientes de gravedad. Los flujos en suspensión (*overflow*), se producen donde el fluido que se desplaza es menos denso que el fluido del medio ambiente. Los flujos rasantes (*underflows*), por el contrario exceden la densidad de su entorno y ocurren muy frecuentemente en la naturaleza (por ejemplo avalanchas de nieve, flujos piroclásticos, tormentas de arena en el desierto, etc.). Los flujos intermedios (*interflows*) pueden ocurrir entre capas de agua de diferentes densidades en un océano o lago estratificado [60], [12]. La concentración de sedimentos debe ser muy baja y las partículas extremadamente pequeñas para prevenir la disipación de la corriente.

Se ha hecho el intento de describir las corrientes de gravedad desde el punto de vista de la dinámica de fluidos, pero caen dentro de la categoría de los fluidos no-uniformes, no-estacionarios, no-lineales, con fronteras, libres lo que reduce la probabilidad de tener una solución inmediata a este problema al menos hoy en la actualidad. Un modelo teórico comprensible que explique todas las características de las corrientes de gravedad aún no es posible y lo mejor que se puede hacer matemáticamente en el presente es explorar algunos aspectos de este fenómeno bajo muchas constricciones. Efectivamente, mucho de lo que se comprende hasta ahora proviene de datos de experimentos de laboratorio bien diseñados.

Como por ejemplo, el de Carey et al. (1988) [23] que estudiaron experimentalmente el comportamiento de plumas cargadas con partículas. En efecto hay muy poca información relevante sobre el comportamiento y propiedades que tienen plumas de este tipo. La literatura de dinámica de fluidos concerniente al

estudio de flujos turbulentos de dos fases se enfoca más al estudio de los jets que a otros temas. Este estudio enfocado a simular el fenómeno en un laboratorio bajo condiciones controladas da resultados notables, demostrando que existen ciertos comportamientos que están lejos de ser evidentes o intuitivos.

Por otro lado, Sparks et al, (1991) [121] propusieron que la caída del material volcánico, de la región de paraguas, podía ser modelado como un problema de sedimentación a partir de una corriente de gravedad.

De los experimentos se observó que la pluma una vez que ha alcanzado la parte superior del tanque genera una corriente de gravedad de fluido en suspensión, el cual se expande radialmente hacia afuera a una misma altura. En condiciones naturales, las plumas frecuentemente ascienden a través de un medio estratificado y alcanzando el nivel de flotación neutral la pluma genera una intrusión lateral [92], [133]. A veces por el exceso de momento la altura máxima es mucho más grande que el nivel de flotación neutral, por lo que un fluido lleno de partículas se moverá radialmente descendiendo desde la máxima altura hasta el nivel neutral como una corriente de gravedad.

La sedimentación a partir de estos sistemas es conveniente dividirla en dos regiones. Una región interna, donde los sedimentos se desprenden a partir de los márgenes inclinados de la columna eruptiva y una región externa más allá de la *esquina de la pluma eruptiva* (lugar donde la pluma eruptiva de vertical se transforma en horizontal). En esta región los sedimentos se desprenden desde la base de una corriente de gravedad, turbulenta y horizontal.

Cuando la partícula cae desde esta última región a una distancia r_c (radio crítico) a partir del eje vertical de la columna, tiene una trayectoria que la regresa hasta la base de la misma, donde nuevamente se vuelve a reincorporar. De aquí que todas las partículas que caigan a una distancia menor que r_c son reincorporadas a la columna nuevamente, mientras que las que caigan a distancias mayores se sedimentan en el fondo del tanque. Ahora bien, si el tamaño de grano de las partículas es suficientemente grueso caerán tanto de los márgenes de la pluma como de la corriente de gravedad, ya que el radio crítico se hace menor que el radio de la esquina de la pluma eruptiva.

La pérdida de partículas a partir de una corriente de gravedad radial se presume está relacionada con el cambio de concentración de los sedimentos en suspensión, diluidos dentro de un fluido convectivo turbulento. Martin y Nokes (1988) [82] encontraron recientemente que la concentración de sedimentos C , en tales sistemas sigue una sencilla relación de decaimiento exponencial:

$$C = C_o e^{(-\tau v/h)}, \quad (5.10)$$

donde h es el espesor de la capa convectiva, τ es el tiempo, v la velocidad terminal de caída y C_o es la concentración inicial de sedimentos al tiempo cero. La base física que se usa para este modelo es asumir que la turbulencia dispersa el sedimento homogéneamente a través de la capa de fluido y que las partículas caen a su velocidad terminal cuando se aproximan a la base de la capa donde la turbulencia disminuye.

La idea de que existe un decaimiento exponencial de la concentración de los sedimentos en una suspensión turbulenta fue desarrollada también en otros

contextos sedimentológicos, como en el transporte de sedimentos en ríos [126] y en investigaciones de transporte de lodo [38], [85].

Además la ec. 5.10 es una aproximación, ya que en la realidad la concentración de partículas en la corriente radial tal vez no sea uniforme. Pese a ello se presume que la ecuación anterior es una aproximación útil y aplicable al movimiento de una corriente de esta naturaleza, por lo que usando la ley de continuidad para un proceso estacionario, obtenemos la siguiente versión de la ecuación 5.10:

$$C = C_o e^{[-\frac{\pi v}{\dot{V}}(r^2 - r_o^2)]}, \quad (5.11)$$

donde r es la distancia radial desde el cráter, \dot{V} es la tasa de flujo volumétrico a la altura donde la pluma diverge lateralmente, r_o es la distancia donde se halla la esquina de la pluma y C_o es la concentración inicial de partículas en la pluma a la distancia r_o . Se hace énfasis que la ecuación 5.11 es correcta solamente para concentraciones diluidas de partículas, donde el flujo de masa perdida por sedimentación desde la corriente y el efecto de la concentración en la velocidad de caída puede ser despreciado.

El flujo de masa de sedimentos desde la corriente de gravedad, entre la esquina de la pluma r_o y la distancia r está dada por:

$$\dot{V}C_s = \dot{V}C_o\{1 - e^{[-\frac{\pi v}{\dot{V}}(r^2 - r_o^2)]}\}. \quad (5.12)$$

Observemos que esta expresión da la proporción de partículas liberadas desde la corriente de gravedad entre la esquina en r_o y la distancia r . El flujo de masa de partículas por unidad de distancia es la derivada de la ec. 5.12, dC_s/dr :

$$\dot{V} \frac{dC_s}{dr} = 2\dot{V}C_o r e^{[-\frac{\pi v}{\dot{V}}(r^2 - r_o^2)]} \quad (5.13)$$

Esta expresión da el flujo de masa de sedimentos que se asientan a partir de la base de la corriente de gravedad en anillos concéntricos. La ecuación tiene un máximo bien definido a una distancia del cráter que puede hallarse a partir de la segunda derivada:

$$\dot{V} \frac{d^2C_s}{dr^2} = 2C_o\pi v(1 - 2r^2\pi v)e^{[-\frac{\pi v}{\dot{V}}(r^2 - r_o^2)]}, \quad (5.14)$$

$$r_{max} = \sqrt{\frac{\dot{V}}{2\pi v}}. \quad (5.15)$$

La ecuación 5.15 puede ser re-expresada convenientemente en términos del diámetro de grano d , para caída de sedimentos con un número de Reynolds alto y bajo respectivamente:

$$r_{max} = \sqrt{\frac{\dot{V}}{2\pi C_d} \sqrt{\frac{\sigma g d}{\rho}}} \quad \text{para}(Re > 500) \quad (5.16)$$

$$r_{max} = \sqrt{\frac{\dot{V} K \mu}{2\pi \sigma}} d^{-1} \quad \text{para}(Re < 1), \quad (5.17)$$

donde C_d es el coeficiente de arrastre, σ es la diferencia de densidades entre la partícula y el fluido, ρ es la densidad del fluido, K es una constante de forma (18 para la esfera) y μ es la viscosidad del fluido.

El flujo de masa de sedimentos a partir de la corriente de gravedad por unidad de área S , es por lo tanto:

$$S = \dot{V} \left(\frac{dC_s}{dr} \right) \left(\frac{1}{2\pi r} \right) = C_o v e^{-\frac{\pi v}{\dot{V}}(r^2 - r_o^2)} \quad (5.18)$$

$$S = C_o v = S_o \quad (\text{en } r = r_o) \quad (5.19)$$

$$\ln \left(\frac{S}{S_o} \right) = -\frac{\pi v}{\dot{V}}(r^2 - r_o^2). \quad (5.20)$$

La ecuación 5.18 es una función gaussiana que describe la variación del flujo de sedimentos por unidad de tiempo. Por lo tanto la masa total de sedimentos depositados por unidad de área desde la corriente de gravedad es $S \times \text{tiempo}$ y debería ser también una función gaussiana.

Este tratamiento será válido solamente en la región exterior más allá de la esquina de la pluma inmediatamente por debajo de la corriente de gravedad, así como para cierta granulometría, pues si las partículas son mayores a cierto grosor dado, las mismas se desprenderán de los márgenes de la columna eruptiva, cambiando con ello la tasa de sedimentación en el campo cercano.

Para determinar experimentalmente $B = \pi v / \dot{V}$, se utilizó la gráfica de $\ln(S/S_o) = -B(r^2 - r_o^2)$. Con este valor se puede calcular directamente la tasa de flujo volumétrico \dot{V} y con ello la altura de la pluma eruptiva. Sparks et al, (1991) [121] se encargaron de probar esta ley de sedimentación para algunas erupciones explosivas ocurridas en el pasado. Recordemos que en el desarrollo de esta teoría no se tomó en cuenta el efecto de los vientos sobre la región de paraguas, por ello que solo es válida para erupciones donde el viento dominante es débil. Los antiguos depósitos plinianos Fogo A del volcán Agua de Pau (San Miguel, Azores) tienen particular interés en este sentido ya que la distribución de los mismos indican que la dispersión fue prácticamente simétrica alrededor del cráter y aparentemente sin ninguna influencia del viento.

En los experimentos de laboratorio las curvas de acumulación de la masa por unidad de área mostraron un máximo muy bien definido, que se interpreta como la localización de la esquina generada cuando la parte convectiva de la columna se transformó en la región de paraguas.

Si los datos del depósito Fogo A son graficados de la forma $\ln(S/S_o)$ contra la distancia (desde la esquina de la pluma hacia afuera) se puede observar un comportamiento de decaimiento exponencial. La tasa de decaimiento es una función de B y se usa para calcular la altura de la columna eruptiva. Para el caso de los depósitos Fogo A se estimó en 21 km de altura [16]. De forma completamente independiente, usando el método del fragmento máximo [21] se estimó un valor de 27 km de altura y considerando las incertidumbres de los modelos, para los autores estos valores son razonables. La aplicación de este último modelo también proporciona una forma alternativa de checar estimaciones

dadas por otras técnicas de modelación. *El único inconveniente del método es que requiere de un análisis detallado de los tamaños de grano de los depósitos y además de muchos lugares de muestreo alrededor del volcán.*

El modelo ha sido extendido también para el caso de un pluma que sea dispersada por vientos intensos [15]. La dispersión de una pluma es modelada presuponiendo que el flujo volumétrico del material permanece constante con la distancia a partir de la fuente y que el ancho de la pluma cambia como una corriente de gravedad. Con estas hipótesis el ancho de la pluma w , se puede expresar como:

$$w = \sqrt{\frac{2\lambda N \dot{V} x}{u}}, \quad (5.21)$$

donde λ es un parámetro aproximadamente igual a 1. N es la frecuencia de Brunt-Vaisala de la atmósfera, \dot{V} es la tasa de flujo volumétrico en la base de la región de paraguas, u es la velocidad del viento y x es la distancia viento abajo.

Incorporando la ec. 5.21 al modelo general de sedimentación obtenemos una expresión para la caída de tefra por unidad de área, $S(x, y, H_b)$ en la base de pluma:

$$S(x, y, H_b) = \frac{8M_t v_s}{\sqrt{\pi \dot{V}}} e^{\left(-\epsilon(x^{3/2} - x_0^{3/2}) - \frac{y^2}{b_e^2}\right)} \quad (5.22)$$

$$\epsilon = \left(\frac{2v_s}{3u}\right) \sqrt{\frac{2\lambda N}{\dot{V}}} \quad (5.23)$$

donde M_t es la masa total de tefra depositada durante la erupción, v_s es la velocidad de asentamiento de las partículas y b_e es la distancia en la dirección y en la cual la caída alcanza $1/e$ de su valor a lo largo de la línea central (donde $y = 0$).

La ecuación 5.22 es una expresión para un flujo de material de la base de la pluma dispersada. Sin embargo, después de que las partículas han salido de la base de la pluma, están sometidas al transporte lateral de los vientos dominantes y a la difusión turbulenta. Las partículas gruesas, tienen una velocidad de sedimentación relativamente alta, y por lo tanto el efecto de la difusión por turbulencia es pequeña. La acumulación en el piso de las partículas que se comportan de esta forma está dada por la expresión:

$$S(x, 0, 0) = \frac{8M_t v_s}{\sqrt{\pi \dot{V}}} e^{\left(-\epsilon(x^{3/2} - x_0^{3/2})\right)}, \quad (5.24)$$

Para el caso en que las partículas sean más pequeñas, la influencia de la turbulencia atmosférica llega a ser importante y la relación de sedimentación en el suelo está dada por:

$$S(x, 0, 0) = S_0 e^{\left(\frac{-(x - x_0 - ut)^2}{k^2}\right)}, \quad (5.25)$$

donde t es el tiempo que tardan en caer las partículas desde la base de la pluma eruptiva, S_0 es el valor de sedimentación en la fuente, y k es un parámetro relacionado con la difusión. Este modelo fue evaluado usando los datos de acumulación de cristales félsicos de los depósitos de caída producidos por la erupción de 18 de mayo de 1980 del volcán Mt. St Helens, obteniendo buenos resultados teóricos de la altura de la columna eruptiva que están acordes con la altura observada durante el evento eruptivo.

5.4 ¿Por qué una nueva propuesta?

Efectivamente, si existe una gran variedad de modelos de depósito que han sido elaborados desde hace varias décadas, ¿por qué hubo la necesidad de hacer uno nuevo? Si posiblemente, con haber aplicado uno de ellos al volcán Popocatepetl por ejemplo, cuya actividad reciente ha provocado serias preocupaciones a las autoridades, hubiera sido más práctico, más rápido y más que suficiente de haberse presentado una posible situación de emergencia por caída de ceniza volcánica durante el periodo del 1994 al 2000.

Sin embargo, al analizar la mayoría de estos modelos, surgieron varios cuestionamientos, que iban desde el propósito mismo de los modelos hasta la forma en que han sido presentados los resultados en los artículos.

La mayoría de los modelos tienen una gran complejidad física y numérica, y tratan de reproducir el comportamiento bimodal de los depósitos de la erupción del 18 de mayo de 1980 del volcán Mt. St. Helens. De hecho, a lo largo de esta interesante revisión efectuada por Carey [26], la preocupación de muchos de los autores de cada modelo ha sido tratar de probar y validar los mismos usando estos depósitos para reproducir, con la mayor precisión posible, el segundo máximo en los depósitos a 325 km de la fuente.

Muchos modelos se han preocupado seriamente de modelar no sólo la deposición de cenizas, sino incluso la dispersión de los productos volcánicos en el interior de la pluma, llegando a ser muy útiles para simular el transporte de la pluma en tiempo real.

Así mismo, gran parte de ellos han tratado de modelar la deposición de los productos volcánicos con gran detalle, tomando en cuenta la granulometría de los mismos. De tal forma que se pueden estimar los espesores de cada una de las capas con cierto tamaño de grano en los depósitos de una erupción de interés.

Sin quitar los meritos de todos estos trabajos, el estudio de Carey [26] nos muestra también que ninguno de ellos, desde su inicio, ha sido enfocado a partir del riesgo inherente asociado a los depósitos de ceniza. Es decir, ninguno se ha enfocado hacia aspectos como: qué espesores estimados por el modelo son críticos para una población en riesgo; qué rango de distancias a partir de la fuente es donde el modelo es útil; qué errores son aceptables al comparar los valores teóricos del modelo con respecto a los valores observados, todo desde el punto de vista del riesgo.

Desde este enfoque ¿sería relevante saber dónde se tuerce la pluma volcánica

para una gran erupción? Creemos que no, pues como en las grandes erupciones la dinámica del hongo eruptivo es controlada por la intensidad de la erupción y por el viento predominante, sólo a ciertas distancias de la fuente la pluma queda a merced del campo de vientos regionales (que es donde la pluma puede cambiar de dirección) y allí los espesores por lo general son pequeños. Por ejemplo, para la erupción del 18 de mayo de 1980 del volcán Mt. St. Helens, la pluma cambió de dirección a una distancia de ~ 400 km de la fuente [105], donde el espesor fue del orden de 2 cm. De los depósitos de la erupción del 14 de septiembre de 1971 del volcán Fuego, Guatemala la pluma cambió dirección a la distancia de ~ 80 km de la fuente (*Apéndice A*). A esa distancia el espesor del depósito fue del orden de 1 cm.

Así mismo ¿sería relevante conocer si existe un comportamiento bimodal en los depósitos? Se conocen tres erupciones cuyos depósitos presentaron un segundo máximo. La erupción del 18 de mayo del 1980 del volcán Mt. St. Helens, EUA donde a una distancia de ~ 325 km [19] se midieron 4 cm de espesor [105]. La erupción del 12-15 de agosto de 1991 del volcán Hudson, Chile donde a una distancia de ~ 500 km cayeron 5 cm de espesor [106]. Y por último, en la erupción del 10-11 de abril de 1932 del volcán Quizapú, Chile donde a una distancia de ~ 680 km se depositaron 10 cm de espesor de ceniza [55].

Tomando en cuenta el riesgo, estos espesores no son pequeños, y para erupciones de volcanes localizados en latitudes altas, donde los vientos predominantes son muy intensos, sí podría ser muy útil contar con simuladores, que modelaran fenómenos de agregación. Sin embargo, para erupciones de volcanes ubicados en latitudes intermedias y bajas, hasta ahora no se han reportado en los depósitos comportamientos de este tipo.

También, es importante destacar que en todos los modelos publicados hasta ahora, desafortunadamente, no existe una discusión clara acerca de los errores de los mismos. Incluso a veces la presentación de los resultados donde muestran las correlaciones con los datos observados no es afortunada por los siguientes motivos.

De todos los modelos expuestos en la revisión de Carey 1996 [26], el modelo que mejor presenta sus resultados, es el de Armienti et al. (1988) [4], en la figura 5.3, ya que sobrepone las isopacas teóricas con las isopacas observadas. Primero, se observa que tenemos un mapa a gran escala y segundo que las mejores concordancias se dan lejos de la fuente. Pero aún así analizando las isopacas teóricas que mejor concuerdan con las observadas (lejos del punto de emisión), hay partes donde no se empalman exactamente y esto dentro de un mapa a gran escala, puede significar que existen varios kilómetros de diferencia entre una y otra. Por último, no se proporciona ninguna tabla de errores del modelo.

En segundo lugar, en cuanto a claridad de resultados se encuentra el modelo de Glaze y Self (1991) [46], mostrados en la figura 5.2. Sólo que aquí a diferencia de los resultados de Armienti et al. (1988) [4], la presentación entre las isopacas teóricas y observadas no vienen empalmadas, sino en mapas independientes. La escala del mapa tampoco es pequeña, y además no se proporciona al lector una discusión de los errores.

Todos los demás modelos de depositación de ceniza volcánica no presentan ningún resultado gráfico análogo a los dos anteriores y ninguna discusión de los errores, no obstante la mayoría de los modelos afirman que sus resultados teóricos tienen muy buena concordancia con los observados.

¿Por qué los modelos no presentan los errores del espesor teórico contra el observado punto a punto sobre el mapa de la región de interés?

No se sabe. Sin desmeritar los impresionantes desarrollos teóricos y numéricos que tienen cada uno de estos modelos, se cree que es de gran importancia que los resultados y errores del modelo vengan expuestos de la forma más clara posible. Esto, con la finalidad de que los usuarios que los vayan a operar (aunque no sepan detalles del mismo), sí puedan creer en su eficacia.

Sin embargo, si esto no es así, es necesario tomar la decisión de crear nuevos modelos, con la posibilidad de entender con todo detalle no solamente su funcionamiento interno, sino sus posibles resultados y errores. Este fue el camino que se siguió y que en los capítulos siguientes se expone con más detalle.

Capítulo 6

Modelo para depósitos de caída en volcanes

6.1 Técnicas de modelación.

Hoy en día se utilizan 3 técnicas para modelar sistemas geofísicos: la técnica numérica, la semiempírica y la empírica. Las mismas se aplican al área de modelación de depósitos de material de caída y se definen como:

1. *Técnica numérica*: es utilizada cuando se quiere efectuar un estudio detallado del fenómeno a partir de principios físicos y con ello obtener resultados cuantitativos. Se plantea, un sistema de ecuaciones diferenciales (que puede ser complejo o simple), basado en las ecuaciones de la mecánica de fluidos, complementadas con resultados provenientes de la sedimentología y meteorología para representar los aspectos vulcanológicos fundamentales de la depositación del material de caída. Además se establecen las condiciones de frontera y condiciones iniciales del sistema para que tenga solución. Si el sistema de ecuaciones es simple, se obtienen soluciones analíticas, pero la mayor parte de las veces no es así ya que el sistema de ecuaciones parciales acopladas es no-lineal y permite ser resuelto solamente por métodos numéricos.
2. *Técnica semiempírica*: se utiliza cuando no se intenta describir toda la física del fenómeno (por ser un sistema complejo) y sólo se aplican relaciones empíricas conocidas. Es también, una técnica cuantitativa y es muy utilizada para obtener resultados relativamente rápidos. Básicamente se estudian, mediante métodos estadísticos, diferentes distribuciones analíticas de depósitos de caída, hasta encontrar la óptima. Esto genera diferentes parámetros libres los cuales son relacionados (usando consideraciones físicas) con los parámetros eruptivos y meteorológicos que se dieron durante el evento. De este modo, el modelo tiene la capacidad para recrear diversos escenarios posibles, distintos al original con el que fue construido.

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

3. *Técnica empírica*: no utiliza ningún argumento físico del fenómeno sino exclusivamente los datos crudos de campo, que vienen interpolados por la función matemática que mejor se adapte a ellos.

Es importante mencionar que las 3 técnicas de modelación no son independientes, sino una secuencia natural, recomendable seguir, cuando se estudian fenómenos complejos, como son la dispersión y depositación de ceniza volcánica. El modelo más fiel es el empírico, pues como es generado a partir de los datos crudos de campo, los valores estimados nunca se salen de intervalos razonables.

En el otro extremo, el modelo numérico a veces no cuenta con datos de entrada confiables, por la imposibilidad de ser medidos durante una erupción real. De aquí, que el modelo pueda arrojar datos extraños. En ocasiones, estos modelos arrojan buenos resultados a partir de datos supuestos, con lo que se colocan en el mismo grado de empirismo que los otros.

Se recalca que, el modelo empírico cuida reproducir exclusivamente el aspecto geométrico de la distribución de los depósitos de ceniza. Sus resultados, son usados para calibrar modelos más elaborados. En efecto, los modelos semiempíricos y numéricos toman en cuenta las consideraciones físicas que mejor logran satisfacer las condiciones geométricas de los depósitos modelados por la técnica empírica. En este sentido al realizar la primera etapa, se obtiene una herramienta muy útil para avanzar a las otras más complejas.

Dentro del proyecto de modelación de depósitos de cenizas para volcanes mexicanos, que se llevó a cabo en el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED, México), se concluyó la segunda etapa, que consistió en crear un modelo computacional semi-empírico del fenómeno.

Un modelo computacional que visualiza un fenómeno volcánico, básicamente tiene dos partes.

La *implementación numérica*, que se obtiene estudiando a fondo el problema vulcanológico que se desea resolver, en este caso, estimar los espesores de ceniza despositada en la región aledaña a un volcán activo para diferentes intensidades eruptivas. Estudiar a detalle el proceso de cómo viaja la ceniza, desde que es emitida hasta que se deposita, ha sido abordado por muchos investigadores a través de técnicas numéricas. Sin embargo, existen aún muchas incógnitas relacionadas principalmente con variables que aún no se han podido medir directamente. Por ejemplo, la distribución de temperaturas en el interior de la columna eruptiva, así mismo aún no se han podido observar las trayectorias reales individuales que tienen las partículas entre la región de paraguas y el suelo. Si bien es cierto que existen muchas hipótesis propuestas sobre estos tópicos y que además son base de complejos modelos numéricos, finalmente se escogió trabajar con los mapas de isopacas de varias erupciones importantes. La razón principal fue de que los espesores de material de caída en campo, han sido lo más estudiados desde hace varios años y además existen muchos datos medidos. De aquí que la modelación vulcanológica se enfocó en tratar de encontrar posibles regularidades en la distribución de los mismos, con el objeto de construir relaciones empíricas y posteriormente semempírica de los depósitos.

Y la *implementación gráfica*, que el usuario ve en pantalla con las múltiples opciones que tiene disponibles para manejar diversos escenarios posibles de depósitos de ceniza volcánica. Esto implica implementar un simulador de escenarios usando herramientas de visualización científica, con el objeto que cumpla con todas las especificaciones requeridas por los usuarios del mismo.

Estos dos aspectos serán discutidos más ampliamente en las secciones que siguen.

6.2 Modelación vulcanológica.

6.2.1 Fase empírica del proyecto y ecuaciones propuestas.

Se analizaron los mapas de isopacas de 14 erupciones importantes que ocurrieron, la mayoría, en el siglo XX, con la finalidad de tratar de encontrar posibles regularidades. Su selección dependió de los criterios siguientes:

- La mayoría de las erupciones, con excepción de las antiguas, están muy bien documentadas. Se tienen datos de parámetros eruptivos como la altura H de la columna eruptiva, el tiempo τ estimado de duración de la fase eruptiva, así como la velocidad U de los vientos predominantes durante el evento. Estos datos fueron muy útiles para la construcción de la fase semiempírica del modelo, como más adelante se explicará.
- La mayoría de las erupciones abarcan casi todo el espectro de intensidades eruptivas. Se estudiaron erupciones de baja, mediana y gran intensidad. Es importante mencionar que las erupciones más estudiadas son las grandes y que existen pocos mapas de isopacas de erupciones pequeñas.

La lista de erupciones estudiadas es:

1. Depósito Fogo A de ~ 3000 A.a.C (San Miguel, Azores).
2. 3-6 de agosto de 1783 del volcán Asama (Japón).
3. 22 de marzo de 1944 del volcán Vesuvio (Italia).
4. 14 de septiembre de 1971 del volcán Fuego (Guatemala).
5. 7-9 de agosto de 1977 del volcán Usu (Japón)
6. 18 de mayo de 1980 del volcán Mt. St. Helens (EU).
7. 28 de marzo de 1982 del volcán El Chichón (México).
8. 3 de abril de 1982 del volcán El Chichón (México).
9. 12 de junio de 1991 del volcán Pinatubo (Filipinas).
10. 15 de junio de 1991 del volcán Pinatubo (Filipinas).

11. 8-9 de agosto de 1991 del volcán Hudson (Chile).
12. 12-15 de agosto de 1991 del volcán Hudson (Chile).
13. 19-20 de abril de 1993 del volcán Láscar (Chile)
14. 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl (México).

Se analizó el comportamiento de los espesores de cenizas primeramente con la distancia al origen de emisión y posteriormente con el cambio azimutal, alrededor del volcán. Se construyó una base de datos^o sobre los que se efectuó el análisis. Los datos se obtuvieron a partir de discretizar las isopacas de cada depósito. En la discretización se utilizó un sistema de coordenadas polares, ya que el problema de la emisión y dispersión de cenizas tiene simetría cilíndrica.

Se seleccionó la dirección del eje mayor de las curvas isopacas (correspondiente a la dirección del viento predominante) como eje X y en dirección perpendicular por el origen de la emisión se trazó el eje Y. Cada 10 grados (en dirección contraria a las manecillas del reloj) se trazó una línea recta que pasara por el origen cortando todas las curvas isopacas, hasta cubrir los 360 grados.

Para cada ángulo θ_i (donde $i = 1, 36$), la recta correspondiente interseca las curvas isopacas en varios puntos r_{ij} , donde el espesor de cenizas es T_{ij} (siendo j un valor que puede ser diferente para diversas i pues depende de cuantas intersecciones tenga la recta con las isopacas, como mínimo ≥ 3).

Primero, se observó para cada i , variando j , como se comportaban los puntos (r_{ij}, T_{ij}) en una gráfica de espesor vs. distancia. Se propusieron dos posibles tipos de decaimientos para ajustar los datos:

1. El exponencial, dado por la expresión algebraica $T = Ae^{-\alpha r}$.
2. El potencial, dado por la expresión $T = Ar^{-\alpha}$.

donde T es el espesor de cenizas a la distancia r , y A y α parámetros constantes de las funciones. El decaimiento exponencial del espesor con la distancia ha sido propuesto en varias publicaciones [102] [41] [121]. Sin embargo, el comportamiento de los datos de espesores contra distancia medidos tres días después de la erupción del 28 de marzo de 1982 del volcán El Chichón en la dirección Norte [32], llamó nuestra atención. A continuación se muestran los datos:

Distancia (km)	400	200	100	50	20	10	5
Espesor de cenizas (cm)	0.05	0.1	0.3	1.5	4	25	50

Se ajustaron los dos decaimientos a este conjunto de datos, y se obtuvo:

Ajuste	θ (grados)	α (adimensional) y (km^{-1})	A (cm)	r (adimensional)
Decaimiento potencial	60	1.655386	783.180854	0.994641
Decaimiento exponencial	60	0.015608	8.134307	0.845044

donde r es el coeficiente de correlación y θ la dirección con respecto al eje principal de dispersión. A partir del mapa de isopacas del volcán El Chichón (*Apéndice A*) se observó que la dirección de muestreo fue aproximadamente a los 60 grados con respecto al eje de dispersión máximo.

La curva que mejor ajustó los datos, fue la potencial:

$$T = 783.18 r^{-1.655} \quad (6.1)$$

cuya gráfica se muestra en la figura 6.1.

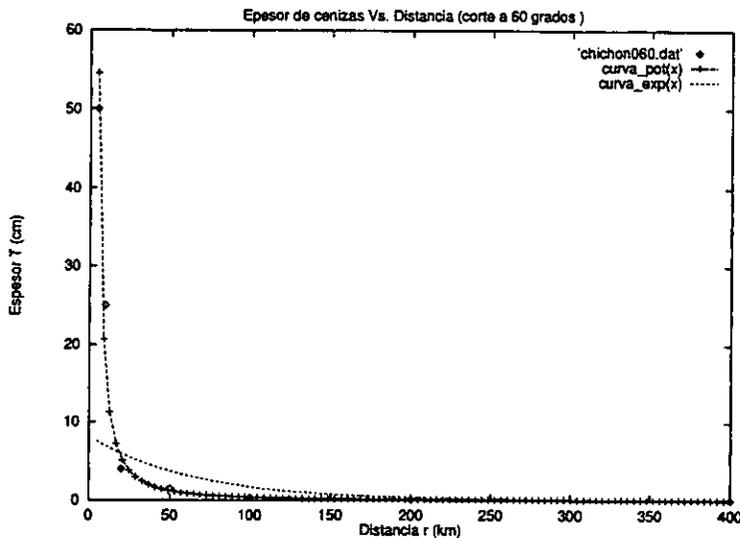


Figura 6.1: Espesor de los depósitos frescos T contra distancia r , (corte a 60 grados con respecto al eje de máxima dispersión) de los ajustes potencial y exponencial (De la Cruz Reyna, [32]) de la erupción del 28 de marzo de 1982 del volcán El Chichón.

Se pensó que este comportamiento era debido a que los depósitos eran recientes y que al ser retrabajados o sufrir compactación por intemperismo la ley se transformaba a una curva exponencial.

Conclusiones semejantes se obtuvieron del análisis del mapa de isopacas de la erupción del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl [83]. En los depósitos frescos se observó que el comportamiento del espesor para la mayoría de las direcciones alrededor del Popocatepetl fueron de decaimiento potencial como lo confirma la figura 6.2. Se obtuvo un resultado diferente a partir del mapa de isopacas de la erupción del 28 de marzo de 1982 del volcán El Chichón [22]. En efecto, los datos de depósitos de caída se re-actualizaron en el mes de enero de 1983 (casi 9 meses después de la erupción) y mostraron ajustarse mejor a una ley exponencial, como se enseña en la figura 6.3.

A pesar de que la función potencial no fue el mejor ajuste, para el caso de las muestras de enero de 1983 de El Chichón, con asombro se observó que para la dirección de 60 grados donde la función potencial fué:

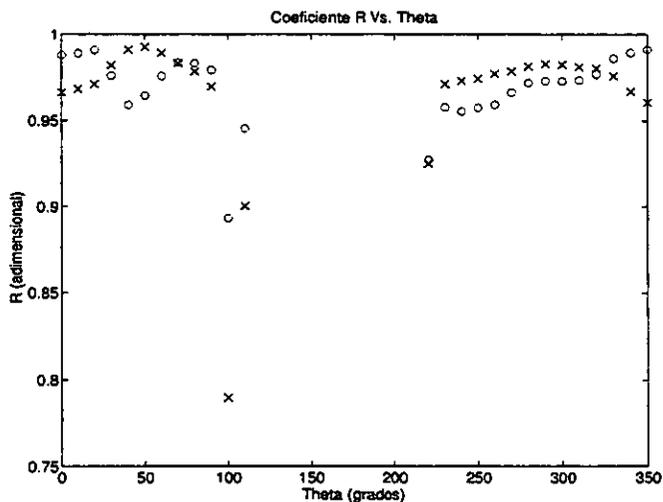


Figura 6.2: Coeficientes de correlación r vs. el ángulo de corte θ para los diferentes ajustes realizados con los datos frescos de los depósitos de la erupción del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl. Las "x" representan el ajuste de una curva potencial mientras que los "o" representan el ajuste de una curva exponencial.

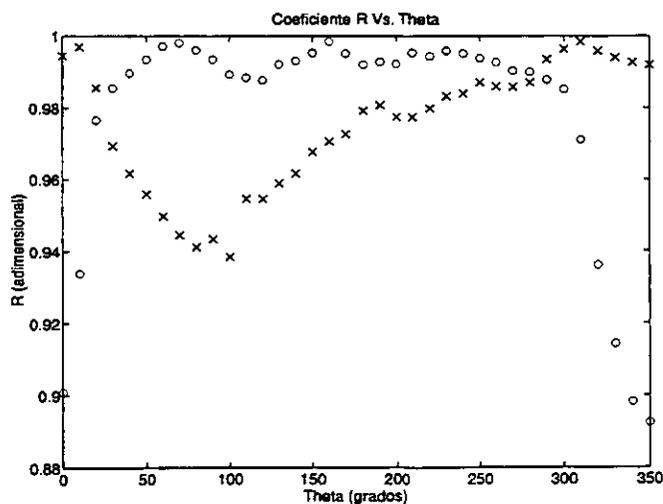


Figura 6.3: Coeficiente de correlación r vs. el ángulo de corte θ para los diferentes ajustes realizados con los datos de los depósitos de la erupción del 28 de marzo de 1982 del volcán El Chichón actualizados en enero de 1983 [22]. Las "x" representan el ajuste de una curva potencial mientras que los "o" representan el ajuste de una curva exponencial.

$$T(r) = 398.85 r^{-1.644} \quad (6.2)$$

el valor del exponente fue muy similar al exponente de la ecuación 6.1 y la relación:

$$\frac{A_{fresco}}{A_{antiguo}} = \frac{783.18}{398.85} = 1.96 \quad (6.3)$$

fue similar a la relación entre las densidades de la ceniza compactada y la no compactada:

$$\frac{\rho_{compactado}}{\rho_{no-compactado}} = \frac{2.5 \text{ gr/cm}^3}{1.1 \text{ gr/cm}^3} = 2.27. \quad (6.4)$$

De forma que de dos medidas completamente independientes, se obtuvieron valores muy coherentes entre ellos. Una primera conclusión importante, es que la compactación no afecta el exponente de decaimiento, sino solamente la constante A de la función potencial.

Erupción volcánica	Ajuste (Datos antiguos)	Ajuste (Datos frescos)
Dep. Fogo-A (Azores, 3000 a.A.C.)	<i>potencial</i>	-
Asama (Japón, 3-6/08/1783)	<i>potencial</i>	-
Vesuvio (Italia, 17:50/22/03/1944)	exponencial	-
Fuego (Guatemala, 14:45 14/09/1971)	<i>potencial</i>	-
Usu (fase II-III, Japón 7-9/08/1977)	exponencial	-
St. Helens (E.U.A., 08:32/18/05/198)	exponencial	-
St. Helens (E.U.A., 09:00/18/05/1980)	<i>potencial</i>	-
El Chichón (México, 23:32/28/03/1982)	exponencial	<i>potencial</i>
El Chichón (México, 19:35/03/04/1982)	exponencial	-
Pinatubo (Filipinas, 08:51/12/06/1991)	exponencial	-
Pinatubo (Filipinas, 13:42/15/06/1991)	exponencial	-
Hudson (Chile, 18:20/8-9/08/1991)	-	<i>potencial</i>
Hudson (Chile, 12:00/12-15/08/1991)	-	<i>potencial</i>
Láscar (Chile, 07:00/19-20/04/1993)	exponencial	-
Popocatépetl (México, 01:30/21/12/1994)	-	<i>potencial</i>

Tabla 6.1: Tabla que muestra el mejor ajuste para los depósitos de cada erupción.

Se obtuvieron gráficas del coeficiente de correlación r contra el ángulo θ para las 14 erupciones (*Apéndice A*), para comprobar qué ajuste era el más adecuado. La tabla 6.1, muestra el resultado de este análisis.

Ocho de las erupciones tuvieron mejor ajuste exponencial. Las ocho restantes se adaptaron al ajuste potencial. La mayoría de los errores del ajuste (para ambos casos) expresados por el coeficiente de correlación r se matuvieron en un intervalo de $[0.9, 1.0]$, y pese a existir un valor de r mejor que otro, ambos fueron buenos.

Es interesante observar que todos los datos frescos son potenciales, mientras que los datos antiguos están en una relación aproximada de 2 a 1 (dos veces más exponenciales que potenciales). Se tomó el ajuste potencial por las razones siguientes:

1. Reproduce aceptablemente (en primera aproximación) los espesores en la región cercana y distal.
2. Un decaimiento potencial con la distancia a la fuente, está acorde con los procesos de difusión y advección que se desarrollan en la nube de cenizas durante su dispersión. En efecto, se conoce que la solución estacionaria exacta de la ecuación de difusión, para una fuente puntual que emite continuamente, es que la concentración χ (unidades de M/L^3) de la nube que se difunde en un medio en reposo varía como r^{-1} .

En el caso de que las partículas difundidas sean demasiado pequeñas o ligeras, la solución de la ecuación de difusión del inciso dos, es exacta. Sin embargo, en el caso de que la nube transportara partículas grandes, el campo gravitacional provoca la sedimentación de las mismas. Conforme la nube volcánica pierde material por abajo, la concentración χ ya no varía como r^{-1} con la distancia a la fuente, sino que disminuye mucho más rápido, tal vez con valores más grandes del exponente de decaimiento potencial.

Por otro lado, los espesores de los depósitos en el suelo, no tienen por qué seguir un patrón semejante a la concentración χ en la nube.

Para argumentar una posible conexión entre ellos se debe conocer más como se sedimenta el material desde la nube en la región de paraguas hasta el piso. Han habido varios intentos tanto en laboratorio como teóricos para predecir las posibles trayectorias de las partículas [23] [16] en este recorrido, desafortunadamente aún no se tienen datos experimentales (medidos durante una gran erupción) que proporcionen sus trayectorias reales.

Pese a la complejidad del fenómeno, los datos obtenidos a partir de los depósitos, reflejaron perfectamente que existe (especialmente en los depósitos frescos) un comportamiento potencial del espesor T contra la distancia r . Por ello, se planteó como ecuación empírica:

$$T(r, \theta) = \gamma F r^{-\alpha} \quad (6.5)$$

donde α y γ son constantes que dependen de cada erupción y F una función que controla la distribución azimutal del material de caída.

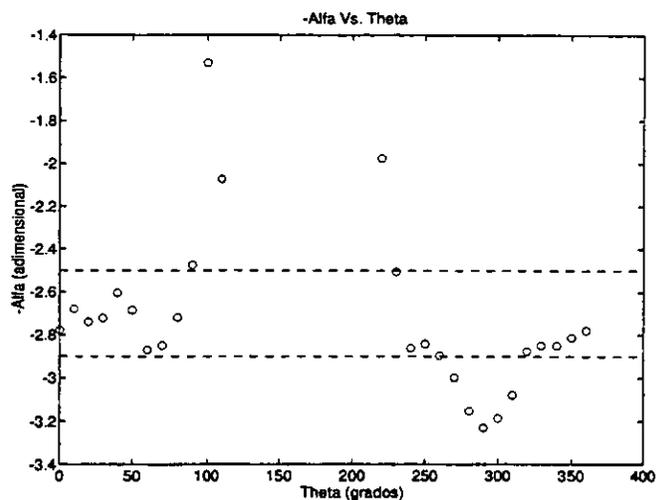


Figura 6.4: Gráfica de α vs. θ . que muestra el intervalo donde se agrupan la mayor cantidad de α 's para los depósitos de la erupción del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl.

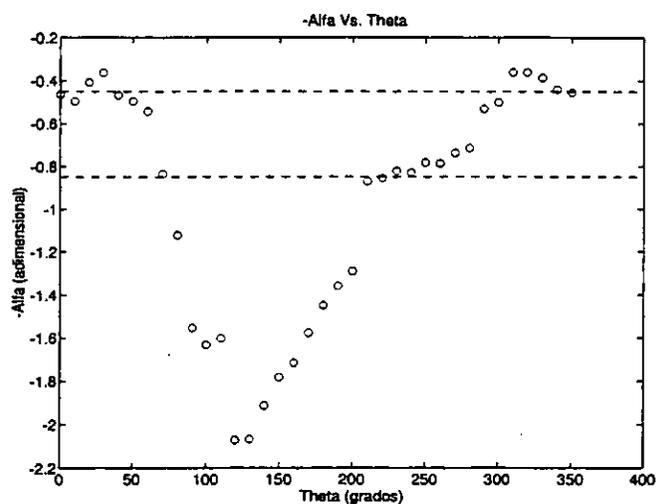


Figura 6.5: Gráfica de α vs. θ . que muestra el intervalo donde se agrupan la mayor cantidad de α 's para los depósitos de la erupción del 15 de junio de 1994 del volcán Pinastubo.

Para proponer el factor azimutal F , fue muy útil el estudio de la solución estacionaria exacta de la ecuación de difusión de un gas emitido por una fuente continua a una tasa constante en un fluido con velocidad U constante. La concentración χ del gas dispersado está dada por la siguiente expresión [31]:

$$\chi = \frac{I}{4\pi D r} e^{-\frac{U}{2D} r (1 - \cos \theta)} \quad (6.6)$$

donde D es el coeficiente de difusión, I la tasa de emisión de la fuente y $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$.

La forma cuasi-elíptica del perfil de la nube proyectada en el suelo es geoméricamente similar al perfil de las curvas isopacas. En efecto, si la geometría de la envolvente de la nube (donde la concentración es casi cero) fuera por ejemplo un círculo (sucedería si el viento dominante U es muy débil) se esperaría que los depósitos en el piso tuvieran casi la misma envolvente y no otra.

Pese a que no hay razón para que las isopacas tengan la misma geometría que las curvas de igual concentración en la nube, dicha sugerencia se planteó como una hipótesis para F , dado que tampoco existían argumentos en su contra.

La expresión empírica que finalmente se propuso es:

$$T(r, \theta) = \gamma e^{-\beta U r (1 - \cos \theta)} r^{-\alpha} \quad (6.7)$$

donde α , β y γ parámetros empíricos se determinan a partir del estudio de los depósitos de las erupciones mencionadas previamente.

¿Cómo se obtuvieron las α , β y γ óptimos para cada erupción? La mejor α se obtuvo del análisis de las gráficas de α vs. θ (Apéndice A). Por ejemplo, de la gráfica 6.4 para el Popocatépetl, tomando un intervalo de alfas de tamaño 0.4, la mayor cantidad de datos se ubican donde $\alpha \in [2.5, 2.9]$. Mientras que de la gráfica 6.5, para el Pinatubo, la mayor cantidad de datos se encuentran en el intervalo donde $\alpha \in [0.45, 0.85]$. En la tabla 6.2 se muestran los resultados de este estudio para cada una de las erupciones de interés.

Tanto en la erupción del 22 de marzo de 1944 del volcán Vesuvio, Italia como la del 14 de septiembre de 1971 del volcán Fuego, en Guatemala se observaron 2 intervalos significativos (Apéndice A).

¿Por qué se tomó el tamaño del intervalo de análisis $\Delta\alpha$ como 0.4? Lo que sustenta este valor es básicamente un argumento intuitivo. Se requería un intervalo de tamaño óptimo que no fuera ni muy pequeño, pues al trasladarlo paralelamente al eje θ hacia arriba y hacia abajo, en la gráfica de α vs. θ se podrían encontrar diferentes intervalos con el mismo número de puntos en el interior, ni tampoco muy grande, pues pasaría que todos los puntos de interés estarían en el ancho de banda y no se podría elegir una α óptima de la erupción para la función empírica propuesta con anterioridad.

Posteriormente, con un programa en AWK se desplegaba para cada punto (θ_i, r_{ij}) del mapa de isopacas discretizados: el espesor observado T_{ij}^{obs} , el espesor teórico T_{ij}^{teo} , el error absoluto $E_{ij}^a = T_{ij}^{teo} - T_{ij}^{obs}$, el error relativo $E_{ij}^r = T_{ij}^{teo} - T_{ij}^{obs} / T_{ij}^{obs}$ y el error porcentual $E_{ij}^p = 100.0 * |E_{ij}^r|$, para cada cambio efectuado

manualmente en los parámetros α , β y γ . Por último se definió un error medio porcentual E^{mp} como:

$$E^{mp} = \frac{1}{N} \sum^N E_{ij}^p$$

donde N es el número de puntos de la malla que se tomaron en cuenta. Este error indica a nivel global cómo está el ajuste del depósito en estudio.

Etiqueta	Erupción volcánica	Parámetro $-\alpha$ (adimensional)
1	Dep. Fogo-A (Azores, 3000 a.A.C.)	[-1.5,-1.9]
2	Asama (Japón, 3-6/08/1783)	-
3	Vesuvio (Italia, 17:50/22/03/1944)	[-1.4,-1.8] o [-2.0,-2.4]
4	Fuego (Guatemala, 14:45 14/09/1971)	[-1.4,-1.8] o [-2.3,-2.7]
5	Usu (fase II-III, Japón 7-9/08/1977)	-
6	St. Helens (E.U.A., 08:32/18/05/1980)	-
7	St. Helens (E.U.A., 09:00/18/05/1980)	[-1.35,-1.75]
8	El Chichón (México, 23:32/28/03/1982)	[-1.4,-1.8]
9	El Chichón (México), 19:35/03/04/1982)	[-1.0,-1.4]
10	Pinatubo (Filipinas, 08:51/12/06/1991)	-
11	Pinatubo (Filipinas, 13:42/15/06/1991)	[-0.45,-0.85]
12	Hudson (Chile, 18:20/8-9/08/1991)	[-1.7,-2.1]
13	Hudson (Chile, 12:00/12-15/08/1991)	[-1.8,-2.2]
14	Láscar (Chile, 07:00/19-20/04/1993)	[-1.4,-1.8]
15	Popocatépetl (México, 01:30/21/12/1994)	[-2.5,-2.9]

Tabla 6.2: Tabla que muestra el mejor intervalo de α 's para cada erupción.

Se realizó un ajuste manual para controlar los parámetros α , β y γ y asegurar que los valores teóricos de los espesores de cenizas siempre fueran ligeramente mayores que los valores observados. Dada la incertidumbre en la estimación del riesgo siempre es preferible sobrevaluar.

A continuación, se da una breve discusión del significado del error del modelo. Algunos puntos de importancia son:

1. *¿Por qué la definición del error no tiene barras de valor absoluto?*

El error absoluto y relativo, que por definición es un valor siempre positivo, se tomó sin barras de valor absoluto con el objeto de que el signo proporcionara una orientación si el valor teórico T_{ij}^{teo} pronosticado estaba por arriba (errores positivos) o por abajo (errores negativos) del valor

observado T_{ij}^{obs} . Como se estaba interesado en tener valores teóricos ligeramente más altos que los observados se trató que en cada prueba al modificar los parámetros se tuviera un mayor número de errores positivos.

2. *¿Qué es en realidad T_{ij}^{obs} , utilizado en este modelo?*

No es exactamente un dato de campo, pues en realidad también es estimado, ya que proviene de una interpolación efectuada sobre los datos medidos por especialistas en los depósitos remanentes. De modo que:

A.- Son datos que tienen errores asociados al método de interpolación. Y que seguramente para las 14 erupciones estudiadas son diferentes.

B.- Son datos cuya interpolación tiene errores asociados a la distribución misma de los datos. Se observó que varios mapas tienen marcados los puntos de muestro, pero no su valor. En algunos hay sectores más densamente muestreados que otros, debido a la morfología misma del volcán ciertos flancos son inaccesibles. En efecto, es común encontrar que la distribución de puntos de muestreo tiene una distribución similar a la distribución de carreteras. Los puntos de la curva interpolada que pasen por las áreas del mapa donde la distribución de datos es mínima o nula, serán los menos confiables. De aquí, que cada punto tomado de un mapa de isopacas tenga un grado de confiabilidad.

C.- Son datos cuya interpolación tiene errores, debido a que fueron muestreados en diferentes periodos. Recordemos que los depósitos frescos son retrabajados por el intemperismo y sufren compactación. A veces hay meses o años de diferencia entre el primer muestreo y el segundo. Ejemplo de ello, son los datos obtenidos de los depósitos de la erupción del 28 de marzo de 1982 del volcán El Chichón y de la erupción del 15 de junio de 1991 del volcán Pinatubo.

D.- Son datos cuya interpolación tiene errores, en ciertos sectores del mapa, debido a que los mismos fueron afectados por otros fenómenos volcánicos. En especial algunos mapas de isopacas de erupciones grandes, presentan la característica que en sectores próximos al volcán el espesor es menor a lo esperado. Fujos de lodo y flujos piroclásticos pueden alterar los espesores de material de caída durante una erupción.

E.- Datos que tienen errores, asociados a la medición. Especialmente puntos cercanos a un volcán, a veces se han estimado visualmente desde el aire, por la actividad misma del volcán que impide el acercamiento directo.

F.- Lo óptimo sería trabajar exclusivamente con los datos crudos de campo, desafortunadamente la mayoría de los artículos no suelen publicarlos. Solamente se puede encontrar el mapa de isopacas resultante para cada erupción.

3. *¿Qué es un error significativo para este modelo? ¿Un error del 50%, 100%, 500% o 1000% es importante?*

Según la definición de error porcentual expresada con anterioridad, un error porcentual del 100% implica que el valor teórico T_{ij}^{teo} pronosticado

es el doble del valor observado T_{ij}^{obs} . Un error del 200% es el triple y así consecutivamente. Sin embargo un error del 50% implica que el valor teórico T_{ij}^{teo} pronosticado es la mitad del valor observado T_{ij}^{obs} . En experimentos de laboratorio un error del 100% llega a ser inadmisibles. Un error como el anterior o mayor puede ser no significativo, desde el punto de vista del propósito del modelo, especialmente si los errores mayores se dan cuando el espesor de la capa de cenizas es pequeño. Un espesor estimado de 0.1 cm tiene un error de 1000% con respecto a un espesor observado de 0.01 cm y de 10000% con respecto a un espesor observado del 0.001 cm. Desde el punto de vista del riesgo estos errores tan grandes son insignificantes, pues no tienen impacto sobre la población y el medio ambiente. Sin embargo, si en una población se estima un espesor de caída de 20 cm, con respecto a un espesor observado de 40 cm se tiene un error del 50%, que es pequeño, pero más importante desde el punto de vista del riesgo, ya que esta diferencia puede ser crucial para que un coche avance o no en una carretera durante una evacuación.

4. *¿Existe algún sector del depósito donde los errores sean mayores?*
También es importante mencionar que, casi en la mayoría de las erupciones estudiadas, los errores menores se presentaron para los valores de espesor ubicados en el sector cercano a los 0 grados azimutales. Mientras que, atrás del eje principal de dispersión (180 grados azimutales) los errores son un poco mayores, en gran parte por la calidad de los datos.
5. *¿Existe alguna diferencia en el análisis, si en lugar de definir el error porcentual como $100 * |(T_{teo} - T_{obs})| / T_{obs}$ lo hubiéramos definido como $100 * |(T_{obs} - T_{teo})| / T_{teo}$?*
Ninguna. Básicamente se habría invertido el orden. Es decir en nuestra definición los errores por arriba del 100% implican que el valor teórico T_{ij}^{teo} sobrestima el valor observado T_{ij}^{obs} . Los valores por abajo del 100% implican que el valor teórico T_{ij}^{teo} subestima el valor observado T_{ij}^{obs} . La segunda definición hace todo al revés, pero no aporta ninguna información adicional.
6. *Para cada erupción, ¿Se trabajó con todos los datos discretizados?*
Definitivamente no. Ya que la gran mayoría de las isopacas de los 14 depósitos que se estudiaron tienen una ligera asimetría con respecto al eje de máxima dispersión, a diferencia de la expresión empírica 6.7 que es perfectamente simétrica. El eje de máxima dispersión divide en dos regiones (o lóbulos) a las curvas isopacas. Una de ellas tiene un área más grande que la otra. Es de allí de donde se tomaron los datos con la finalidad de sobrestimar el riesgo (Apéndice A).
7. *¿Es posible automatizar la optimización de los parámetros empíricos basándose en la disminución del error global?*
Posiblemente sí, utilizando el método de máxima verosimilitud. Sin embargo por los aspectos ya mencionados, la automatización para trabajar

los datos de 14 erupciones hubiera requerido mucho más tiempo. Se hubiera tenido que buscar datos de entrada confiables, bajo el criterio de un experto, que conociera el tema de estudio, así como los diversos fenómenos volcánicos que ocurren durante la depositación de material de caída. Este estudio contempló la necesidad de tener un modelo acabado en un tiempo límite, para fines de riesgo, pues se presentó la urgencia (aún vigente) de aplicar un modelo con estas características al volcán Popocatepetl, debido a su reciente reactivación a fines de diciembre de 1994.

Para cada erupción se efectuó una recopilación de algunos intentos de α , β y γ , así como un estudio detallado para determinar qué puntos de muestreo del depósito iban a ser utilizados y cuáles excluidos. Como ejemplo, en seguida se da un resumen del análisis de los depósitos y se muestran algunos de los múltiples intentos de α , β y γ que se obtuvieron para la erupción del 21 de diciembre del 1994 del volcán Popocatepetl:

ERUPCION DEL 21 DE DICIEMBRE DE 1994 DEL VOLCAN POPOCATEPETL

DATOS GENERALES

Intervalo de exponentes: [-2.5, -2.9]. Se obtuvo del análisis de las gráficas de exponente contra ángulo. Es el intervalo donde se encontraron más valores de alfas:
Parámetros eruptivos: H=2-3 km; T=70.45 hr; U=50 km/hr.; Vol = 0.001 km**3

DESCRIPCION DEL MAPA DE ISOPACAS

El mapa de isopacas correspondiente a este episodio eruptivo tiene una asimetría con respecto al eje principal, es decir el eje de mayor dispersión. El lóbulo de las isopacas entre 180 y 360 grados es más grande que el lóbulo entre los 0 y 180 grados. Con la filosofía de tomar siempre el peor escenario se realizó la calibración en el sector del mapa con el lóbulo más grande. También las curvas interpoladas que están entre los 100 y 260 grados no se tomaron en cuenta debido a que los datos muestreados en ese sector son muy escasos. Finalmente se calibró con cierta exactitud el sector de los 270 a 360 grados.

ANTEPENULTIMO INTENTO.

Parámetros empíricos (Calibración manual, usando el mapa y algunos puntos de control: alpha=2.7; A=331.0; k=0.0021; U=50.

De la corrida %awk -f error2.awk ai=0 af=360 datos_popocatepetl_21_12_1994.dat
Obtenemos:

No. de Datos de Error Porcentual: 130. La suma del Error Porcentual es: 762829;
La media del Error Porcentual es: 5867.92

PENULTIMO INTENTO

Parámetros empíricos: alpha=2.7; A=331.0; k=0.0021; U=50.

De la corrida %awk -f error2.awk ai=270 af=360 datos_popocatepetl_21_12_1994.dat
Obtenemos:

No. de Datos de Error Porcentual: 45; La suma del Error Porcentual es: 7695; La media del Error Porcentual es: 171

Se observa en el intento anterior que si se toma el sector entre los 0 y 360 grados la media del error porcentual es alta, pues estos parámetros ajustan mejor el lóbulo más grande que el pequeño. Por otro lado el máximo error porcentual de los datos localizados en el sector entre los 270 y 360 grados es 674% el cual está ubicado a 270 grados y a una distancia de 7.14 km. Los espesores de ceniza observados varían desde [0.001 cm, 1.0 cm] y los teóricos desde [0.00046 cm, 3.64 cm]. En este sector (theta en [270,360]), notamos que a partir de los 13 km hacia afuera, tenemos un error porcentual menor del 150%. Con estos parámetros el volumen (4km <= r <= 100 km) = 0.004479 km**3

ULTIMO INTENTO

Parámetros empíricos (Calibración manual, usando todos los puntos de control con el programa error2.awk):

alpha = 2.5; A = 267.61; k = 0.0048; U = 50;

De la corrida %awk -f error2.awk ai=270 af=360 datos_popocatepetl_21_12_1994.dat
Obtenemos:

No. de Datos de Error Porcentual: 45 La suma del Error Porcentual es: 5881 La media del Error Porcentual es: 130.689

El máximo error porcentual de los datos localizados en el sector entre los 270 y 360 grados es 737% el cual está ubicado a 350 grados y a una distancia de 58.2143 km. El valor observado es 0.001 cm y el valor teórico es 0.0083 cm. Los espesores de ceniza observados varían desde [0.001 cm, 1.0 cm] y los teóricos desde [0.0000059 cm, 2.98 cm]. En este sector (theta en [270,360]), notamos que a partir de los 13 km hacia afuera, tenemos un error porcentual menor o iguales al 100%. Con estos parámetros el volumen($4\text{ km} \leq r \leq 100\text{ km}$) = 0.003585 km³.

A continuación, se muestra la tabla de errores para la erupción del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl donde $\alpha = 2.5$, $\beta = 0.0048\text{ hr/km}^2$ y $\gamma = 267.61\text{ cm/km}^{-\alpha}$ son los parámetros empíricos que mejor ajustan los datos usando la técnica mencionada:

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^a (cm)	E^r	E^p (%)
270	4.4643	1.00000	2.176741552	1.176741552	1.176741552	118
	7.1429	0.10000	0.353441548	0.253441548	2.534415484	253
	13.2143	0.05000	0.017683132	-0.032316868	-0.646337369	65
	22.5000	0.01000	0.000503334	-0.009496666	-0.949666650	95
280	36.0714	0.00100	0.000005954	-0.000994046	-0.994045509	99
	4.6429	1.00000	2.294267947	1.294267947	1.294267947	129
	7.8571	0.10000	0.325533361	0.225533361	2.255333613	226
	13.5714	0.05000	0.026730980	-0.023269020	-0.465380405	47
290	22.5000	0.01000	0.001285564	-0.008714436	-0.871443558	87
	34.8214	0.00100	0.000037469	-0.000962531	-0.962530824	96
	4.8214	1.00000	2.448506715	1.448506715	1.448506715	145
	8.2143	0.10000	0.378205875	0.278205875	2.782058749	278
300	13.5714	0.05000	0.046258014	-0.003741986	-0.074839716	7
	22.8571	0.01000	0.002899787	-0.007100213	-0.710021293	71
	34.6429	0.00100	0.000159442	-0.000840558	-0.840558062	84
	5.0000	1.00000	2.627245386	1.627245386	1.627245386	163
310	8.5714	0.10000	0.444801677	0.344801677	3.448016775	345
	14.2857	0.05000	0.062480229	0.012480229	0.249604578	25
	24.2857	0.01000	0.004994211	-0.005005789	-0.500578850	50
	36.7857	0.00100	0.000394643	-0.000605357	-0.605356979	61
360	5.1786	1.00000	2.812977822	1.812977822	1.812977822	181
	9.2857	0.10000	0.459445279	0.359445279	3.594452790	359
	15.7143	0.05000	0.071069582	0.021069582	0.421391631	42
	27.1429	0.01000	0.006804047	-0.003195953	-0.319595290	32

	40.7143	0.00100	0.000771332	-0.000228668	-0.228668440	23
320	5.3571	1.00000	2.982177491	1.982177491	1.982177491	198
	11.0714	0.10000	0.352381068	0.252381068	2.523810684	252
	19.2857	0.05000	0.055478436	0.005478436	0.109568711	11
	32.5000	0.01000	0.007165891	-0.002834109	-0.283410900	28
	50.0000	0.00100	0.000913713	-0.000086287	-0.086286506	9
330	5.7143	1.00000	2.852999352	1.852999352	1.852999352	185
	14.6429	0.10000	0.203685949	0.103685949	1.036859491	104
	22.8571	0.05000	0.051376479	0.001376479	0.027529573	3
	37.8571	0.01000	0.008984329	-0.001015671	-0.101567061	10
	55.7143	0.00100	0.001925648	0.000925648	0.925648428	93
340	5.8929	1.00000	2.915048397	1.915048397	1.915048397	192
	16.0714	0.10000	0.204806190	0.104806190	1.048061900	105
	25.0000	0.05000	0.059635566	0.009635566	0.192711317	19
	40.0000	0.01000	0.014822355	0.004822355	0.482235479	48
	55.7143	0.00100	0.005156710	0.004156710	4.156709525	416
350	6.0714	1.00000	2.881781287	1.881781287	1.881781287	188
	17.8571	0.10000	0.186078267	0.086078267	0.860782669	86
	27.1429	0.05000	0.063151369	0.013151369	0.263027384	26
	42.8571	0.01000	0.019036193	0.009036193	0.903619277	90
	58.2143	0.00100	0.008370400	0.007370400	7.370399581	737

La calibración de los parámetros empíricos α , β y γ para cada una de las erupciones de interés generó la tabla 6.4 (*Apéndice A*).

La construcción de la tabla finalizó el modelo empírico. Se pudo dejar operando el botón del MENU del programa SECCVO Ver. 1.0 denominado ERUPCIONES HISTORICAS. Si se desea reproducir los depósitos de una erupción histórica de interés sobre algún volcán mexicano, se toman de la tabla anterior los parámetros óptimos de esa erupción y se evalúa la ecuación 6.7, para obtener el espesor T en cualquier localidad del mapa.

6.2.2 Fase semiempírica del proyecto y ecuación final propuesta.

Durante esta etapa, fue necesario realizar una extensa búsqueda bibliográfica con la finalidad de hallar los parámetros eruptivos más relevantes en la depositación de material de caída.

Estos son la altura de la columna eruptiva H , que está relacionada con la intensidad de la erupción [110], el tiempo τ que dura la columna estacionaria y que junto con la intensidad da información sobre la magnitud de la erupción y la velocidad del viento predominante U al momento de la erupción que dispersa los productos volcánicos en la atmósfera.

En la recopilación, a veces se encontraron dos o más valores diferentes para

Erupción volcánica	Factor $\kappa = \beta U$ (km^{-1})	Parámetro α (adimensional)	Parámetro β ($\frac{hr}{km^2}$)	Parámetro γ ($\frac{cm}{km^{-\alpha}}$)	Volumen teórico $4 km \leq r \leq 100 km$ (km^3)
Dep. Fogo-A (Azores) 3000 a. A.C.	-	1.572761	-	5719.86	4.495641
Asama (Japón) 3-6/08/1783	6.5	1.1	-	1500.0	0.129383
Vesuvio (Italia) 17:50/22/03/1944	1.38 (1.5)	1.6	-	1230.0	0.064444
Fuego (Guatemala) 14:45 14/09/1971	0.46 (0.40)	1.5	-	700.0	0.085212
Usu (fase II-III, Japón) 7-9/08/1977	1.2	2.05	0.00833	1080.89	0.017673
St. Helens (E.U.A.) 08:32/18/05/1980	-	-	-	-	-
St. Helens (E.U.A.) 09:00/18/05/1980	1.0692	1.63	0.0090	1560.0	0.084479
El Chichón (México) 23:32/28/03/1982	0.0399	1.428665	0.00079365	600.0	0.326243
El Chichón (México) 19:35/03/04/1982	0.0990	1.118744	0.0025	488.73	0.449015
Pinatubo (Filipinas) 08:51/12/06/1991	0.7182	1.6	0.0095	450.0	0.032388
Pinatubo (Filipinas) 13:42/15/06/1991	0.02304	0.5	0.00032	136.0	2.389662
Hudson (Chile) 18:20/8-9/08/1991	0.9	1.9	-	4800.0	0.133928
Hudson (Chile) 12:00/12-15/08/1991	0.4	1.65	-	40000	3.392958
Láscar (Chile) 07:00/19-20/04/1993	1.2698	1.4	0.0140	550.0	0.054752
Popocatépetl (México) 01:30/21/12/1994	0.240	2.5	0.0048	267.61	0.003585

Tabla 6.4: Lista de parámetros empíricos óptimos.

Erupción volcánica	Altura H de la columna (km) (1)	Duración τ la fase eruptiva (hr) (2)	Volumen V de material (no compactado) (km ³) (3)	Densidad ρ ($\frac{gr}{cm^3}$) (4)	Velocidad U (viento predom.) ($\frac{km}{hr}$) (5)
Dep. Fogo-A (Azores) 3000 a.A.C. (1)	-	-	5.4	-	0
Asama (Japón) 3-6/08/1783 (2)	-	-	0.16902	-	-
Vesuvio (Italia) 17:50/22/03/1044 (3)	6	-	-	-	-
Fuego (Guatemala) 14:45 14/09/1971 (4)	10	12	0.060	1.1	-
Usu (fase II-III, Japón) 7-9/08/1977 (5)	12	4.97	-	-	144.0 (SO)
St. Helens (E.U.A.) 08:32/18/05/1980 (6)	30	0.37	0.039	1.1	118.8 (SO)
St. Helens (E.U.A.) 09:00/18/05/1980 (7)	14.3 (17)	8.75	0.110	1.1	118.8 (SO)
El Chichón (México) 23:32/28/03/1982 (8)	20	5.0	0.387	1.29	50.4 (SO)
El Chichón (México) 19:35/03/04/1982 (9)	24	4.0	0.542	1.29	39.6 (SO)
Pinatubo (Filipinas) 08:51/12/06/1991 (10)	19	0.983	0.014	1.1	75.6 (NE)
Pinatubo (Filipinas) 13:42/15/06/1991 (11)	43.0	5.0	3.4-4.4	1.1	72.0 (NE)
Hudson (Chile) 18:20/8-9/08/1991 (12)	12.0	~16.0	0.2	-	-
Hudson (Chile) 12:00/12-15/08/1991 (13)	18.0	~72.0	4.35	1.1	150 (NO)
Láscar (Chile) 07:00/19-20/04/1993 (14)	22.0	~1.0	0.0985	1.1	90.7 (NO)
Popocatépetl (México) 01:30/21/12/1994 (15)	2.5	70.45	0.0018	1.0	50.0 (0)

Tabla 6.5: Lista de parámetros eruptivos.

cada parámetro durante una misma erupción y que provienen de mediciones que usan diferentes técnicas geofísicas. Por ello, se realizó una selección de qué valores se tomarían en cuenta para crear la tabla de parámetros eruptivos final 6.5. Los resultados del mismo se encuentran en el *apéndice B*.

De las tablas 6.4 y 6.5 se correlacionaron los datos para encontrar las relaciones semiempíricas:

$$\alpha = \alpha(H, \tau, U, \rho) \quad (6.8)$$

$$\beta = \beta(H, \tau, U, \rho) \quad (6.9)$$

$$\gamma = \gamma(H, \tau, U, \rho) \quad (6.10)$$

donde ρ es la densidad del material de caída.

La gráfica de α Vs. H es:

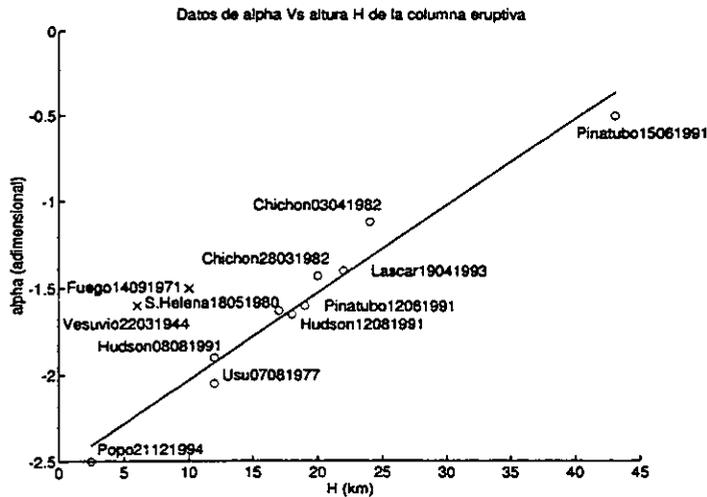


Figura 6.6: Gráfica de α vs. H . para diferentes erupciones. Los puntos con cruces representan las erupciones que no se incluyeron dentro del ajuste.

Se observó que los puntos se alinearon a lo largo de una línea recta y ajustándolos se obtuvo la expresión:

$$-\alpha(H) = 0.05 H - 2.5346 \quad (6.11)$$

donde el coeficiente de correlación es $r = 0.9812$.

La relación semiempírica β se obtuvo mejor trabajando con la relación:

$$D = \frac{1}{2\beta} \quad (6.12)$$

donde D es el coeficiente de difusión. Sugerida al comparar las ecuaciones 6.7 y 6.6.

En el caso que se difunda un gas o un contaminante atmosférico, el parámetro D es justamente el coeficiente de difusión de uno de estos fluidos. Sin embargo, en la difusión de una nube volcánica no es claro que fuera válida la misma relación 6.12. Su validez se tomó como una hipótesis adicional, y sirvió para evaluar D tomando β de la tabla 6.4. Posteriormente se hicieron múltiples gráficas de D como función de los distintos parámetros eruptivos con la finalidad de encontrar alguna relación semiempírica para este coeficiente. La tabla que a continuación se muestra proporcionó los datos más interesantes:

Erupción	Altura H (km)	C. de Difusión $D \left(\frac{km^2}{hr} \right)$	C. de Difusión $D \left(\frac{m^2}{s} \right)$
Usu07081977	12.0	60.0	1.66×10^4
S.Helena18051980	14.3	55.6	1.54×10^4
Chichon28031982	20.0	630.0	17.5×10^4
Chichon03041982	24.0	200.0	5.55×10^4
Pinatubo12061991	19.0	52.6	1.46×10^4
Pinatubo15061991	43.0	1562.0	43.4×10^4
Hudson08081991	12.0	66.7	1.85×10^4
Lascar19041993	22.0	35.7	0.991×10^4
Popo21121994	2.5	104.2	2.89×10^4

Tabla 6.6: Tabla de alturas H y coeficientes de difusión D , exclusivamente de las erupciones cuyos vientos predominantes U fueron documentados por fuentes meteorológicas.

En la gráfica 6.7 se observa un primer ajuste de estos datos. Se pensó excluir el dato de la erupción del 28 de marzo de 1982 de El Chichón, ya que se salía considerablemente de las rectas propuestas. Todos los demás se ajustaron con gran precisión. La ecuación que se obtuvo fue:

$$D(H) := \begin{cases} -3.2746 H + 107.1031, & \text{si } 0 < H \leq 22 \text{ km } (r = -0.9666) \\ 72.3059 H - 1545.7, & \text{si } 22 \text{ km} \leq H \leq 50 \text{ km } (r = 0.99) \end{cases}$$

Al revisar exhaustivamente la calibración empírica de la erupción del 28 de marzo de 1982 de El Chichón para comprobar que β era efectivamente el valor óptimo, se decidió incluir nuevamente el dato. Fotografías de satélite [84] muestran que la dispersión perpendicular al viento U de la nube de El Chichón fue notable. En esa dirección la dispersión estuvo controlada básicamente por

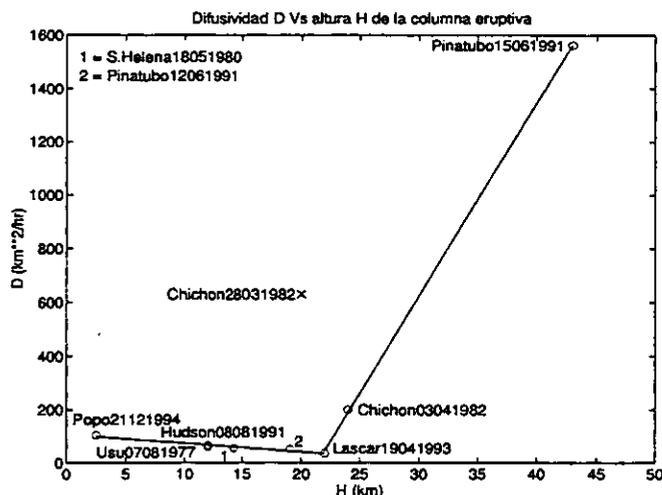


Figura 6.7: Gráfica del coeficiente de difusión D contra la altura H de la columna eruptiva. Obsérvese el cambio de comportamiento de D con la altura.

la difusión y por la intensidad de la erupción. Esto mismo también se reflejó en el mapa de isopacas correspondiente.

El primer intento de ajuste de H Vs. D fue de gran utilidad pues permitió entender algunas características (expuestas en los dos incisos a continuación) del comportamiento del coeficiente D :

1. No es constante con la altura de la columna eruptiva. Depende de las características físicas de la aire atmosférico que interectúa con la la nube volcánica cuando se dispersa.
2. Su comportamiento varía radicalmente a una altura crítica H_c , de 22 km para el caso de la gráfica anterior. Para alturas menores que H_c decrece y para alturas mayores a H_c se incrementa.

El coeficiente D aparece en todos los procesos de difusión. Imaginemos un recipiente (o un volumen dado) con un gas en equilibrio térmico y que en algún lugar del recipiente se introduce una pequeña cantidad de gas de un tipo diferente. Se llamará gas *de fondo*, al gas original (haciendo una analogía con una erupción volcánica, el gas de fondo sería el aire atmosférico que rodea a la nube eruptiva), y el gas *especial*, el nuevo (la nube volcánica). El gas especial comenzará a extenderse por todo el espacio, pero lo hará lentamente debido a la presencia del gas de fondo. Este proceso es lo que se llama difusión y está controlado principalmente por los golpes (colisiones al azar) que las moléculas del gas especial reciben de las moléculas del gas de fondo. Después de un gran número de colisiones, las moléculas especiales acaban extendidas más o menos uniformemente por todo el volumen. Es importante no confundir la difusión de

un gas con el transporte macroscópico que puede ocurrir en procesos convectivos o advectivos. Lo más común es que la mezcla de dos gases ocurra mediante una combinación de convección y difusión [40].

A nivel macroscópico D aparece en la llamada ley de Fick:

$$j = -D\nabla\chi$$

donde j es el flujo de partículas, $\nabla\chi$ es el gradiente (variación por unidad de longitud) de la concentración χ de partículas y D es la constante de proporcionalidad que existe entre el flujo y el gradiente de la concentración. El signo menos indica que el flujo es en el sentido en que la concentración χ disminuye.

Por otro lado, de la teoría cinética tenemos que D esta descrita por la conocida relación de Einstein:

$$D = bkT \quad (6.13)$$

donde b es la movilidad, k la constante de Boltzman y T la temperatura que tiene el fluido que se difunde. La movilidad desde una percepción microscópica está definida como $\tau au/m$. Es proporcional al tiempo medio entre las colisiones de las partículas τau (hay menos colisiones para frenarlas) e inversamente proporcional a la masa m (mayor inercia significa menor velocidad adquirida entre colisiones).

Desde una perspectiva macroscópica b puede calcularse de las ecuaciones de la mecánica de fluidos. Cuando actúa una fuerza externa (la gravedad por ejemplo) sobre cada una de las partículas de un sistema, se tiene que para un caso estacionario, debe estar balanceada por la fuerza de arrastre ejercida por el fluido sobre las partículas en movimiento. Cuando la velocidad es pequeña la velocidad es proporcional a la fuerza de arrastre:

$$v_{\text{arrastre}} = bF$$

donde b es una constante. Conociendo la expresión matemática de la fuerza de arrastre F , se obtiene la movilidad b . Por ejemplo, para partículas esféricas de radio R , la fuerza de arrastre es $6\pi\eta Rv_{\text{arrastre}}$ (fórmula de Stokes), y la movilidad queda como:

$$b = \frac{1}{6\pi\eta R}$$

Se observa que la movilidad depende de parámetros geométricos relacionados con las partículas que se difunden.

¿Qué temperatura T es la de la ecuación 6.13? ¿A qué temperatura T se difunde la nube volcánica en la región de paraguas? Recordemos, que a esa altitud la fuerza convectiva de la columna es prácticamente cero. La diferencia de temperaturas entre la nube y sus alrededores es nula y por lo mismo sufre una intrusión lateral que provoca el nacimiento de la región de paraguas. Por lo tanto, la temperatura T está dada por el perfil de temperaturas atmosférico $T_{\text{atmos}} = f_{\text{observacional}}(H)$ (ver gráfica 4.2).

Con ello se explica físicamente el inciso 1, ya que D depende de la altura H donde se dispersa la columna. El perfil de temperaturas atmosférico responde a la existencia de H_c en el inciso 2. Es sabido que la temperatura disminuye con la altura (por lo que el coeficiente D también disminuye con la altitud) hasta alcanzar una altura crítica H_c (la altura de la tropopausa), donde se invierte la temperatura atmosférica y empieza a aumentar con la altura (provocando que el coeficiente D también aumente con la altitud).

En verano, la altura de la tropopausa se halla entre los 15 y 18 km sobre el ecuador, y los 8 a 10 km sobre las regiones polares y en particular, para el valle de México la tropopausa se halla a una altura de 16.5 km [30]. Con esta interpretación se efectuó un ajuste final de los datos de H Vs. D cuyo resultado se muestra en la gráfica siguiente:

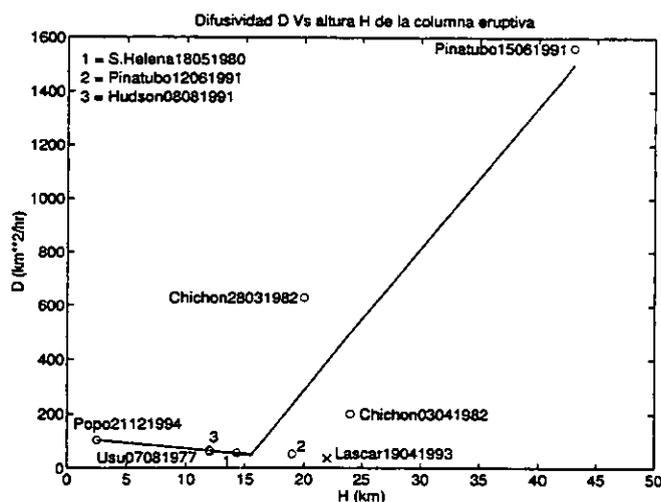


Figura 6.8: Gráfica final del coeficiente de difusión D contra la altura H de la columna eruptiva. Los puntos con cruces representan las erupciones que no se incluyeron dentro del ajuste.

Se excluyó la erupción del 19-20 de abril de 1993 del volcán Láscar, ya que las isopacas de estos depósitos no muestran claros puntos de muestreo en la dirección perpendicular a la dirección del viento dominante U . Las dos rectas se intersectan en $H_c \cong 15.3 \text{ km}$, valor que se encuentra dentro del intervalo esperado de alturas de la tropopausa. Las ecuaciones del nuevo ajuste son:

$$D(H) := \begin{cases} -4.1931 H + 114.3724, & \text{si } 0 < H \leq 15.528 \text{ km } (r = -0.9917) \\ 52.8460 H - 771.3367, & \text{si } 15.528 \text{ km} \leq H \leq 50 \text{ km } (r = 0.9209) \end{cases} \quad (6.14)$$

Se insertó esta expresión en la ecuación 6.12 y despejando β se obtuvo la relación funcional para 6.9.

Por último, para obtener la relación semiempírica γ , nos auxiliamos de la ecuación 6.6, que sugiere una posible expresión para el parámetro γ . De hecho se tiene que de 6.6:

$$\chi_o = \frac{I}{4\pi D} = \frac{I\beta}{2\pi} \quad (6.15)$$

Nótese que las unidades de esta variable son:

$$[\chi_o] = \frac{[I][\beta]}{[2\pi]} = \frac{M}{T} \frac{T}{L^2} = \frac{M}{L^2}$$

De donde se obtiene que:

$$[\chi] = \left[\frac{\chi_o}{r} e^{(-\frac{r}{2b}(1-\cos\theta))} \right] = \frac{[\chi_o]}{[r]} = \frac{M}{L^2} \frac{1}{L} = \frac{M}{L^3}$$

es decir, la concentración χ tiene unidades de masa entre volumen (análogas a las de la densidad). Si se hubiera desconocido χ_o , se hubiera propuesto que la χ_o de la ecuación de difusión tuviera una estructura del tipo $\chi_o = I^a \beta^b \tau^c \rho^d$ donde a,b,c y d son desconocidos y se habría efectuado el examen de índices para obtener los mismos:

$$I^a \beta^b \tau^c \rho^d (r^{-1})^e = [M]^1 [L]^{-3} [T]^0$$

donde I es la intensidad de material emitido, β un parámetro semi-empírico, τ el tiempo que dura la emisión y ρ la densidad de la nube, que son cantidades físicas que aparecen en el proceso de difusión. Desarrollando se tiene que:

$$I^a \beta^b \tau^c \rho^d (r^{-1})^e = \left[\frac{M}{T} \right]^a \left[\frac{T}{L^2} \right]^b [T]^c \left[\frac{M}{L^3} \right]^d [L^{-1}]^e$$

donde $e = 1$, por la estructura de la solución 6.6, y $a = 1$, ya que se escoge el menor múltiplo de la solución. Comparando las dos expresiones anteriores se obtienen 3 ecuaciones:

$$\begin{aligned} M : & \quad 1 + d = 1, \\ L : & \quad -2b - 3d - 1 = -3, \\ T : & \quad -1 + b + c = 0, \end{aligned}$$

cuya solución es:

$$b = 1, \quad c = 0, \quad d = 0.$$

Por lo que una solución posible de χ_o es:

$$\chi_o = cte I \beta$$

cuya expresión es semejante a la solución real del problema 6.15.

Análogamente, usando esta metodología se intentó obtener una expresión para γ . Como en el caso anterior se sugirió que γ tendría una estructura del tipo $\gamma = I^a \beta^b \tau^c \rho^d$ y se realizó el análisis dimensional para obtener los valores de a, b, c y d. Se requería que:

$$I^a \beta^b \tau^c \rho^d (r^{-\alpha})^e = [M]^0 [L]^1 [T]^0$$

ya que el espesor T del depósito se manejó con unidades de cm, es decir de longitud $[L]$ solamente. Por otro lado, se sabe que:

$$I^a \beta^b \tau^c \rho^d (r^{-\alpha})^e = \left[\frac{M}{T} \right]^a \left[\frac{T}{L^2} \right]^b [T]^c \left[\frac{M}{L^3} \right]^d [L^{-\alpha}]^e$$

donde $e = 1$, por la estructura de la solución 6.7, y $a = 1$, ya que también se escogió el menor múltiplo de la solución. Comparando las dos expresiones anteriores se obtuvieron las 3 ecuaciones siguientes:

$$\begin{aligned} M : & \quad 1 + d = 0, \\ L : & \quad -\alpha - 2b - 3d = 1, \\ T : & \quad b + c - 1 = 0, \end{aligned}$$

cuya solución es:

$$b = \frac{2-\alpha}{2}, \quad c = \frac{\alpha}{2}, \quad d = -1.$$

Por lo que una posible solución de γ es:

$$\gamma = cte I \beta^{\left(\frac{2-\alpha}{2}\right)} \tau^{\left(\frac{\alpha}{2}\right)} \rho^{-1}. \tag{6.16}$$

Se conoce, por estudios de Settle [110], que la intensidad I de una erupción está relacionada con la altura H de la columna eruptiva por $I = a H^4$, siendo la constante a un valor empírico. De aquí se evaluó la cantidad:

$$\frac{1}{cte a} = \frac{H^4 \beta^{\left(\frac{2-\alpha}{2}\right)} \tau^{\left(\frac{\alpha}{2}\right)} \rho^{-1}}{\gamma} \tag{6.17}$$

que generó la tabla que a continuación se muestra:

Erupción	Constante $\frac{1}{cte a}$ ($3.6 \times 10^{-4} s km^4/kg$)	Constante $cte a$ ($1/(3.6 \times 10^{-4}) kg/s km^4$)
Usu07081977	101.6951	0.0098
S.Helena18051980	59.7170	0.0167
Chichon28031982	99.5859	0.0100
Chichon03041982	95.6373	0.0105
Pinatubo12061991	102.3285	0.0098
Pinatubo15061991	81.7612	0.0122
Hudson08081991	42.8310	0.0233
Hudson12081991	28.7933	0.0284
Lascar19041993	107.5905	0.0093
Popo21121994	102.8978	0.0097

El valor de la constante se obtuvo promediando los valores de la tabla, excepto los datos de las dos erupciones del Hudson (por tener dudas sobre el valor de τ documentado), la erupción del Mt. St. Helens (por ser extremadamente variable la altura de la columna H durante la fase que generaron los depósitos plinianos) y la erupción del Popocatépetl (por no ser de tipo pliniana). El promedio dio:

$$\frac{1}{cte a} = 98.09975 \left(3.6 \times 10^{-4} \frac{s km^4}{kg} \right) \cong 98.1 \left(3.6 \times 10^{-4} \frac{s km^4}{kg} \right)$$

Juntando los diferentes análisis, la ec. semiempírica final es:

$$T(r, \theta) = \left(\frac{X}{98.1} \right) \frac{H^4 \left(\frac{1}{2D(H)} \right)^{\left(\frac{2-\alpha}{2} \right)} \tau^{\left(\frac{\alpha}{2} \right)} e^{-\frac{U}{2D(H)} r (1-\cos \theta)}}{\rho} r^{-(2.5346-0.05 H)} \quad (6.18)$$

donde $[H] = km$, $[D] = km^2/hr$, $[\tau] = hr$, $[\rho] = gr/cm^3$, $[U] = km/hr$, $[r] = km$, $[\alpha] = 1$ y $[T] = cm$. El factor X es una constante empírica de ajuste final cuyo valor es: 1.4. Esta expresión es válida para alturas de columnas H tales que, $2.0 km \leq H \leq 43.0 km$, tiempos de duración de la fase eruptiva τ de $1.0 hr \leq \tau \leq 71.0 hr$ (se extrapoló el límite inferior de validez de τ a 0.25 hr.) y velocidades de vientos U tales que, $40.0 km/hr \leq U \leq 150.0 km/hr$ (se extrapoló el límite inferior de U a 20.0 km/hr). Además se recomienda operarlo sólo para distancias r que estén entre los 4 km y los 100 - 150 km máximo, ya que para distancias mayores la variaciones meteorológicas pueden afectar notablemente la geometría de los depósitos.

6.3 Modelación computacional

El modelo se elaboró desarrollando un programa gráfico bidimensional (2-D) modular, utilizando lenguaje C y las librerías gráficas de VOGL (VERY ORDINARY GRAPHICS LIBRARY, seleccionadas por ser independientes de la plataforma donde se ejecutan.

Estas librerías públicas fueron desarrolladas por un grupo de jóvenes entusiastas del Departamento de Ingeniería en Cómputo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Melbourne, Australia. Su objetivo al desarrollar VOGL fue crear un dispositivo de librerías gráficas portables que fueran compatibles con las librerías de GL de Iris Silicon Graphics (SGI), de forma que cualquier programa hecho en VOGL compila, sin hacer ningún cambio adicional, en plataformas SGI con GL.

Pese a que estas librerías gráficas han sido superadas ampliamente por las OPENGL, MESA 3-D y JAVA3D son muy rápidas y no ocupan tantos recursos de cómputo. OPENGL, MESA3-D y JAVA3D son más completas y más ventajosas para graficación en 3-D, y JAVA3D permite incluso ejecutar programas gráficos vía red. Sin embargo los requerimientos para su respectiva instalación son más exigentes.

Hace 5 años, cuando se inició este proyecto, las librerías de VOGL era lo más novedoso que existía dentro del freeware, aunque no estaban del todo probadas para sistemas grandes.

La portabilidad fue un punto muy importante, ya que aparte de cumplir con las exigencias del CENAPRED, que requería que el programa corriera en una PC y fuera operado por personal de protección civil de diferentes localidades aledañas a un volcán activo (donde por demás es muy improbable encontrar estaciones de trabajo o WS), se planteó simultáneamente el objetivo que dicha versión también corriera en WS.

En efecto, por una parte se tendría una versión operativa que sería de mucha utilidad para estimar cuantitativamente los posibles espesores de ceniza que se podrían esperar durante una erupción explosiva en la región, y con ello auxiliar la elaboración de escenarios de riesgos.

Por otra parte, se tendría una versión de investigación, tanto para el área de riesgos volcánicos como para el área de ciencias básicas, en especial de la aplicación de la mecánica de fluidos a la dinámica de sistemas geofísicos complejos, como es la dispersión de caída y depositación de ceniza durante un evento explosivo.

El modelo o paquete SECCVO Ver 1.0 (Simulador de Escenarios de Ceniza de Caída Volcánica) está terminado, para tres plataformas. De hecho, la parte gráfica corre en PC (bajo DOS, WINDOWS y LINUX), en iMac (bajo LINUX PPC) y en SUN (bajo Solaris). En SGI (bajo Irix), pronto lo hará completamente, pues en estos momentos aún se está trabajando en obtener la paleta de colores óptima para esta plataforma.

El modelo tiene la posibilidad de manejar la topografía de cualquier volcán mexicano. Los datos pueden estar en formato vector o formato raster como los entrega cualquier paquete de información geográfica (ILWIS, ARCINFO, AUTOCAD, etc.), y han sido usados intensamente por personal del Área de Riesgos Geológicos del CENAPRED con la finalidad de digitalizar la mayoría de los volcanes que se encuentran activos, hoy en día, en México.

Los datos de la topografía son procesados con programas elaborados por investigadores del área para convertir coordenadas geográficas de UTM a grados y a continuación filtrar los contornos o curvas de nivel, con la finalidad de que la topografía que se despliegue en el monitor se pueda visualizar de forma óptima. Después de efectuar todos estos procesos, queda la topografía del volcán en estudio, lista para ser utilizada por el modelo computacional.

Al ejecutarse el programa, se le muestra al usuario un menú principal donde aparecen los botones de TIPO, ESCEN, SALIR. El botón TIPO, da la posibilidad de escoger qué tipo de erupción se desea modelar. EL botón ESCEN visualiza un posible escenario de depósitos de cenizas. Y el botón SALIR concluye la sesión del programa.

Al oprimir el botón TIPO, se tienen dos posibilidades. Reproducir los depósitos de caída de las erupciones que sirvieron para calibrar el modelo (botón ERUPCIONES HISTÓRICAS) o bien recrear un posible escenario con base a los datos eruptivos y meteorológicos que el usuario le proporciona al programa (botón ERUPCIONES POSIBLES).

En caso que el usuario seleccione la opción de ERUPCIONES HISTÓRICAS, lo siguiente es entrar al modo de ESCEN (desde el menú principal). El usuario puede recorrer la topografía del volcán con el ratón y seleccionar el origen o fuente de la emisión, previendo la posibilidad que pudieran generarse cráteres adicionales en los puntos de debilidad del edificio volcánico, o una columna co-ignimbrítica.

En seguida, el programa pide la dirección del viento predominante (la magnitud del viento no se proporciona) a la altura donde ocurre la expansión y dispersión del hongo eruptivo. En este caso, como se pretende solamente reproducir o superponer una erupción pasada tal como ocurrió en otro volcán, se obtienen los datos de dirección de vientos a partir de estudios de patrones regionales de vientos sobre el volcán que se va a simular o bien a partir de datos del Servicio Meteorológico Nacional.

Finalmente, se visualiza sobre el monitor la topografía del volcán y el espesor de ceniza depositado mediante una escala térmica de colores, cuyo significado se define en la barra de colores adyacente, donde cada tono es equivalente a un espesor.

El ratón se puede desplazar sobre la topografía del escenario volcánico y simultáneamente se visualiza la distancia a la fuente de emisión y el espesor estimado donde se localiza el cursor. Esto es muy útil, ya que rápidamente se estima la cantidad de ceniza en cualquier localidad del mapa.

El botón VOL se encuentra activado y proporciona el volumen total de material de caída dentro de un radio que va desde los 4 km hasta los 100 km de distancia del volcán. Esto proporciona dos ventajas: una para el desarrollador del programa, ya que puede saber si la calibración de los datos para cierto evento estima el volumen teórico acorde con el volumen del depósito medido por métodos geológicos alternos y la otra para el usuario, pues puede estimar la magnitud de la erupción volcánica.

Si se selecciona la opción de ERUPCIONES POSIBLES, aparece una ventana adicional que le pide al usuario datos del posible escenario que desea simular:

- La altura H máxima que alcanza la parte convectiva de la columna eruptiva, por arriba del cráter. Si es del orden de 10 km o menos se puede estimar desde tierra o desde cualquier aeronave. Para grandes altitudes, se puede estimar, solamente a partir de imágenes de satélite.
- El tiempo τ durante el cual se mantiene la columna convectiva (duración del pulso eruptivo).
- La magnitud del viento dominante U a la altura donde se forma la región de paraguas (datos proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional).

A continuación, de forma análoga a la anterior, se construye y visualiza el escenario oprimiendo el botón ESCEN del menú principal. En este caso el depósito generado corresponderá a un posible escenario de caída de cenizas que pudiera ocurrir en un volcán de interés.

Capítulo 7

Resultados y Conclusiones

Los procesos de sedimentación y depositación de ceniza volcánica y la geometría de los depósitos tienen gran complejidad y, por lo general, no pueden ser expresados como funciones analíticas. Sin embargo, es posible aproximar funciones analíticas a estas distribuciones. La solución semiempírica propuesta, da resultados similares a los producidos por las funciones analíticas que se aproximan a las soluciones numéricas complejas.

Una función similar es una función que no es igual, pero se aproxima a la solución real. Las ventajas de ello es que se tiene una función que es fácil de manejar y permite la obtención de resultados de forma relativamente rápida. El error que existe entre la función similar y la solución real es pequeño y por lo tanto aceptable.

Esta metodología es bastante común dentro del quehacer científico y un ejemplo de ello es la solución aproximada de la función probabilidad:

$$\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x e^{-\frac{u^2}{2}} du$$

propuesta por Ordaz en 1991 [96] dada por la expresión:

$$a(x) = \begin{cases} 0.6931 e^{-\left(\frac{9x-8}{14}\right)^2} & \text{si } x < 0 \\ 1 - 0.6931 e^{-\left(\frac{9x+8}{14}\right)^2} & \text{si } x \geq 0 \end{cases} \quad (7.1)$$

válida para toda $x \in R$ y cuya gráfica se puede observar en la figura 7.1.

La aproximación 7.1, se originó al tratar de resolver las integrales del tipo:

$$I_n(a, b, \mu, \sigma) = \int_a^b \Phi^n(u) \phi[(u - \mu)/\sigma] du$$

que aparecen en problemas de riesgo sísmico y, por lo general, no poseen soluciones cerradas. Al remplazar $\Phi(u)$ por una aproximación basada en polinomios tampoco lleva a una solución cerrada. Sin embargo, usando la aproximación 7.1 en lugar de $\Phi(u)$ se obtiene una solución analítica aproximada [96].

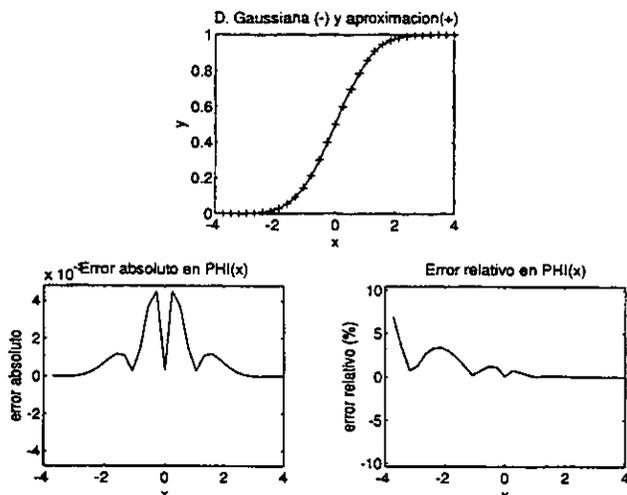


Figura 7.1: Gráficas de la distribución gaussiana estándar y su aproximación, así como del error absoluto y relativo.

Análogamente la función semiempírica 6.18 válida dentro de los intervalos mencionados en el Capítulo 6, es una solución aproximada al problema de los depósitos de ceniza volcánica, ya que la solución numérica de las ecuaciones físicas que gobiernan el fenómeno, por lo expuesto en capítulos anteriores, no es trivial. A continuación se exponen algunos resultados interesantes obtenidos a partir de este estudio.

7.1 El E^{mp} para el modelo empírico.

En la tabla 7.1 se proporciona el error medio porcentual E^{mp} de los parámetros empíricos α , β y γ óptimos para cada una de las erupciones que se estudiaron, y con más detalle los errores porcentuales punto a punto para cada mapa de isopacas se pueden consultar en el *Apendice A*.

La mayoría de los errores medios porcentuales oscilan entre el 50 y el 200 %, con excepción de las erupciones del 14 de septiembre de 1971 del volcán Fuego y la del 20 de abril de 1993 del volcán Lascar. Los datos del volcán Fuego, que son los que presentan mayor error, no fueron usados para generar el modelo semiempírico, ya que no se pudo conseguir el valor de la velocidad U para esa erupción.

7.2 Cálculo de altitudes

Se calculó la altura de las columnas de las erupciones del 3-6 de agosto de 1783 del volcán Asama, Japón y la de hace ~3000 años A.d.C. que generó el depósito

Fogo-A en Sao Miguel, Islas Azores, a partir de la ecuación empírica 6.11.

Erupción volcánica	Error E^{mp} (%)
Dep. Fogo-A (Azores), 3000 a.A.C.	58.3
Asama (Japón), 3-6/08/1783	94.2
Vesuvio (Italia), 17:50/22/03/1944	159.7
Fuego (Guatemala), 14:45 14/09/1971	931
Usu (fase II-III, Japón), 7-9/08/1977	55.6
St. Helens (E.U.A.), 08:32/18/05/1980	-
St. Helens (E.U.A.), 09:00/18/05/1980	169.0
El Chichón (México), 23:32/28/03/1982	76.5
El Chichón (México), 19:35/03/04/1982	64.2
Pinatubo (Filipinas), 08:51/12/06/1991	90.7
Pinatubo (Filipinas), 13:42/15/06/1991	70.7
Hudson (Chile), 18:20/8-9/08/1991	146.3
Hudson (Chile), 12:00/12-15/08/1991	184.9
Láscar (Chile), 07:00/19-20/04/1993	622.0
Popocatépetl (México), 01:30/21/12/1994	130.7

Tabla 7.1: Tabla de los errores medios porcentuales del modelo empírico para cada una de las 14 erupciones estudiadas.

En efecto, despejando la altura H se obtiene:

$$H(\alpha) = \frac{2.5346 - \alpha}{0.0505}$$

y sustituyendo los valores de los parámetros del Asama α_{Asama} y del depósito Fogo-A α_{Fogo-A} (ver tab. 6.4) se tiene que:

$$H(\alpha_{Asama}) = H(1.1) = 28.4 \text{ km},$$

$$H(\alpha_{Fogo-A}) = H(1.572761) = 19.1 \text{ km}.$$

Estos resultados son acordes con los obtenidos con métodos completamente independientes por Minakami en 1942 [88], quien reportó que la columna eruptiva del Asama se elevó hasta 30 km de altura, mientras que Bursik et al. 1992 [16] reportaron que la columna de la erupción que ocasionó los depósitos del Fogo-A alcanzó 21 km de altitud.

Un segundo resultado interesante se deriva de probar si la ec. 6.17 es coherente para una columna no pliniana como la erupción del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatépetl. Al despejar la altura H se obtiene:

$$H(\alpha, \beta, \gamma, \tau, \rho) = \left[98.1 \left(3.6 \times 10^{-4} \frac{s \text{ km}^4}{\text{kg}} \right) * \frac{\gamma \rho}{\beta \left(\frac{2-\alpha}{2} \right) \tau \left(\frac{\rho}{\rho} \right)} \right]^{1/4}$$

Usando lo datos del Popocatépetl (ver tab. 6.4 y tab. 6.5) resulta que:

$$\begin{aligned} H \left(2.5, 0.0048 \frac{\text{hr}}{\text{km}^2}, 267.61 \frac{\text{cm}}{\text{km}^{-1}}, 70.45 \text{ hr}, 1.1 \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3} \right) &= \left[98.1 \frac{(267.61)(1.1)}{(0.0048)^{\frac{2-2.5}{2}} (70.45)^{\frac{2.5}{2}}} \right]^{1/4} [H], \\ &= \left[\frac{(98.1)(267.61)(1.1)}{(0.0048)^{-1/4} (70.45)} \right]^{1/4} \text{ km}, \\ &= 2.47 \text{ km}. \end{aligned}$$

Valor que está de acuerdo con la altura de la columna reportada durante esa erupción y que osciló entre los dos y tres kilómetros (ver tab. 6.5).

7.3 Comparación de volúmenes

También resultó interesante la comparación de los volúmenes de los depósitos (entre los 4 km y los 100 km) pronosticados al integrar numéricamente la ecuación 6.18:

$$V(4.0 \text{ km} \leq r \leq 100 \text{ km}) = \int_4^{100} \int_0^{2\pi} T(r, \theta) r dr d\theta \quad (7.2)$$

y los volúmenes teóricos, obtenidos a partir de la fórmula de Settle modificada. En efecto, de la tabla 7.2, se obtuvieron los datos para sacar nuevas relaciones entre la intensidad \dot{M} de la erupción y la altura H de la columna eruptiva y que a continuación se muestran:

$$\text{Ajuste con datos de 6 volcanes } H = 0.527 (\dot{M})^{0.220} \quad r = 0.9736 \quad (7.3)$$

$$\text{Ajuste con datos de 11 volcanes } H = 0.350 (\dot{M})^{0.244} \quad r = 0.9624 \quad (7.4)$$

$$\text{Ajuste con datos de 14 volcanes } H = 0.396 (\dot{M})^{0.234} \quad r = 0.9677 \quad (7.5)$$

donde $[H] = \text{km}$, $[\dot{M}] = \text{kg/s}$ y r es el coeficiente de correlación del ajuste. En la figura 7.2 se puede observar la gráfica de estas curvas. Conociendo la intensidad \dot{M} y el tiempo τ de la erupción se obtiene una estimación del volumen de la erupción usando la expresión:

$$V \cong \dot{M} \tau \quad (7.6)$$

Erupción	Flujo de masa piroclástica (kg/s)	Altura máxima (km)	Referencia
Hekla 29 de marzo, 1947	4.5×10^7	27	[110]
Bezymianny 30 de marzo, 1956	$2.5 - 5.0 \times 10^8$ (3.75×10^8)	36 - 45 (45)	[110]
Surtsey 14 de noviembre, 1963	1.2×10^5	9	[110]
Agung 16 de mayo, 1963	1.6×10^6	10	[110]
Hekla 5 de mayo, 1970	1.0×10^7	16	[110]
Cerro Negro 3 de febrero, 1971	8.7×10^4	6	[110]
Soufriere, 1902	1.7×10^7	14.5 - 16 (16)	[142]
Fuego, 1971	6.4×10^5	10	[142]
Heimaey, 19733	5.0×10^4	2 - 3 (3)	[142]
Ngaurohoe, 1974	1.0×10^4	1.5 - 3.7 (3.7)	[142]
Santa María, 1902	$1.7 - 3.8 \times 10^7$ (2.75×10^7)	27 - 29 (29)	[142]
Sta. Helena 18 de mayo, 1980	1.7×10^7	14 - 30 (22)	[105]
El Chichón 3 de abril, 1982	6.0×10^7	20.7 - 24 (24)	[150]
Pinatubo 15 de junio, 1991	$\sim 1.0 \times 10^9$	35 - 40 (43)	[72]

Tabla 7.2: Datos de intensidad y altura de la columna eruptiva para diversas erupciones ocurridas en el siglo XX. Los valores entre paréntesis se seleccionaron para efectuar el ajuste.

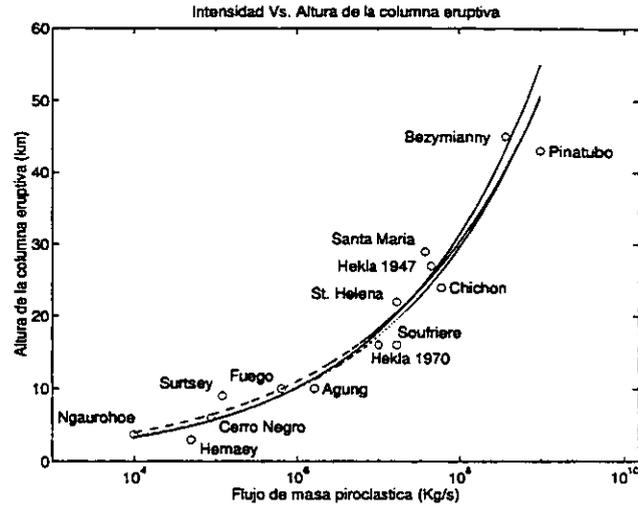


Figura 7.2: La curva, que tiene la línea (-.-) es la que originalmente obtuvo Settle (1978) usando los datos de 6 erupciones volcánicas. La segunda curva, de línea continua (-) se obtuvo añadiendo la información de otras 5 erupciones más, sumando un total de 11 volcanes. Y por último la tercera curva de línea punteada (..) se generó incorporando a la lista anterior los datos de 3 grandes erupciones muy bien documentadas para finalizar con un total de 14 volcanes.

Efectivamente, sustituyendo la expresión de Settle:

$$H = a (\dot{M})^\lambda \quad (7.7)$$

en la ec. 7.6 resulta la siguiente expresión para el cálculo del volumen:

$$V \cong \left(\frac{3.6}{10^9} \right) \frac{\tau}{\rho} \left(\frac{H}{a} \right)^{1/\lambda} \quad (7.8)$$

donde $[V] = km^3$, $[\tau] = hr$, $[\rho] = gr/cm^3$, $[H] = km$ y $[a] = km (s/kg)^\lambda$.

Utilizando para las constantes a y λ los valores obtenidos en las expresiones 7.3, 7.4 y 7.5 más los datos de la tablas 6.4 y tab. 6.5, se obtiene la tabla de volúmenes 7.3.

Se observa que los volúmenes calculados teóricamente usando el modelo propuesto, así como la ec. 7.7, concuerdan aceptablemente con el volumen reportado para los depósitos.

Se sabe que la ec. 7.7 funciona para erupciones plinianas, sin embargo se incluyó en la lista el dato de la erupción del 21 de diciembre del 1994 del volcán Popocatépetl, para obtener una primera estimación del volumen emitido.

Erupción	Volumen ($\alpha=0.527$) ($\lambda=0.220$) km^3	Volumen ($a=0.350$) ($\lambda=0.244$) km^3	Volumen ($a=0.396$) ($\lambda=0.234$) km^3	Volumen reportado (depósitos) km^3	Volumen teórico $4 km \leq r \leq 100 km$ km^3
Usu07081977	0.0241	0.0318	0.03449	-	0.018
S.Helena18051980	0.0940	0.1149	0.1299	0.110	0.085
Chichon28031982	0.2467	0.2597	0.3112	0.387	0.326
Chichon03041982	0.4520	0.4387	0.5427	0.542	0.449
Pinatubo12061991	0.0384	0.0414	0.0491	0.014	0.032
Pinatubo15061991	8.0026	5.9841	8.1991	3.4-4.4	2.390
Hudson08081991	0.0774	0.1024	0.1122	0.2	0.134
Hudson12081991	2.6895	2.9684	3.4919	4.35	3.393
Lascar19041993	0.0761	0.0768	0.0935	0.0985	0.055
Popo21121994	0.0003	0.0008	0.0007	0.0018	0.0036

Tabla 7.3: Tabla donde se muestran los volúmenes teóricos calculados por diferentes ajustes y que son comparados con el volumen medido en campo así como con el volumen calculado mediante la integración numérica de 6.18.

7.4 Comparación de coeficientes de difusión horizontal

A continuación en la tabla 7.4 se exponen los datos de la tabla 6.6, donde aparecen los coeficientes de difusión calculados usando la propuesta semiempírica; junto con los coeficientes de difusión teórico, usados por Armienti et al. [4] en su modelo y reportado por Pasquill [98] [99], donde L representa la escala o dimensión de la pluma volcánica horizontal.

De esta tabla se observa que los coeficientes de difusión obtenidos a partir de la propuesta semiempírica son del orden de magnitud ($\sim 10^4 m^2/s$) a lo descrito por otros autores, ya que con excepción de la erupción del volcán Popocatepetl todas las demás fueron intensas y formaron plumas de gran escala ($L \geq 100 km$).

Por último, al final del capítulo, en las figuras 7.3, 7.4, 7.5 y 7.6 se muestran los mapas de depósitos de ceniza obtenidos al simular la erupción del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl y una erupción similar a la ocurrida el 28 de marzo de 1982 en el volcán el Chichón sobre el volcán Popocatepetl, usando las propuestas empírica y semiempírica ya discutidas.

7.5 Capacidades y deficiencias del modelo propuesto

Es una herramienta que permite generar escenarios confiables de material de caída durante una erupción que puede ser de pequeña, mediana o gran intensidad

Erupción	C. de Difusión observado D $\left(\frac{m^2}{s}\right)$	C. de Difusión teórico D $\left(\frac{m^2}{s}\right)$
Usu07081977	1.66×10^4	$L \sim$ decenas de km
S.Helena18051980	1.54×10^4	$D \in [0, 250]$
Chichon28031982	17.5×10^4	
Chichon03041982	5.55×10^4	
Pinatubo12061991	1.46×10^4	$L \sim 100$ km
Pinatubo15061991	43.4×10^4	$D \in [1000, 10000]$
Hudson08081991	1.85×10^4	
Lascar19041993	0.991×10^4	$L \sim$ varios cientos
Popo21121994	2.89×10^4	de km $D \sim 10^4$

Tabla 7.4: Tabla donde se puede observar los coeficientes de difusión calculados usando el modelo semiempírico y los propuestos por otros autores.

y con distintas condiciones atmosféricas. Supone escenarios que han ocurrido en otros lados, así como otros que no han ocurrido nunca, y funciona en ambos casos, y brinda la posibilidad de utilizarse en:

1. Prevención de desastres,
2. Toma de decisiones,
3. Criterios de evaluación de impacto

con un enfoque más científico y técnico, que en años anteriores.

En México existen 14 volcanes que han mostrado actividad reciente: Tres Vírgenes, Sangangüey, Ceboruco, Colima, Popocatepetl, Pico de Orizaba, San Martín Tuxtla, El Chichón, Tacaná, Bárcena, Evermann, Parícutin, Jorullo y Xitle [33]. Algunos de ellos representan un riesgo importante para la población. Durante el siglo XX, no han sido pocos los episodios de caída de ceniza, en diversas regiones de México, afectando asentamientos densamente poblados. Durante la erupción explosiva del 20 de enero de 1913 del volcán Fuego de Colima (Estado de Colima) cayó una abundante lluvia de cenizas en Ciudad Guzmán (a 30 km aprox.).

Durante la fase cinerítica, que dio inicio el 18 de marzo de 1943, de la erupción del volcán el Parícutin (Estado de Michoacán), se registró caída de ceniza en Zacapú (a 70 km), Pátzcuaro (a 75 km), Morelia (a 125 km) y una ligera caída de ceniza en la ciudad de México (a 250 km).

Un episodio más reciente se registró durante la erupción del 3 de abril de 1982 del volcán El Chichón (Estado de Chiapas) en la que una abundante lluvia de cenizas cayó sobre varias ciudades como Tuxtla Gutiérrez, Villahermosa y otras.

A raíz de la reciente reactivación del volcán Popocatépetl, entre 1994 y 2000, han habido varios episodios importantes de lluvia de ceniza sobre Puebla y otras ciudades. Pero el más intenso, se tuvo el día 30 de junio de 1997, provocado por varias explosiones que destruyeron parcialmente el domo localizado en el interior del cráter del volcán Popocatépetl.

Se reportaron ligeras caídas de ceniza en muchas poblaciones aledañas al volcán, incluidas Cuernavaca y la Ciudad de México. El Aeropuerto Internacional Benito Juárez de la Ciudad de México tuvo que ser cerrado a todas las operaciones durante más de 8 horas con el objeto de limpiar la capa de ceniza depositada en las pistas de despegue y aterrizaje.

Estas medidas no son exclusivas del territorio mexicano, un caso muy reciente del cierre de un Aeropuerto Internacional se dio el día miércoles 24 de noviembre de 1999 en la ciudad de Quito, Ecuador debido a un evento eruptivo del volcán Guagua Pichincha.

Episodios como éstos o más intensos se pueden presentar en los poblados y ciudades aledañas a un volcán que se encuentre en actividad como por ejemplo, el volcán de Fuego, el Popocatépetl o alguno de los 14 mencionados.

Sin duda, el riesgo se ha incrementado, debido al aumento en la población del país. Día con día se construyen más asentamientos cerca de los volcanes y las ciudades se hacen más extensas.

Por ello, se ha vuelto prioritaria la necesidad de contar con más herramientas computacionales que simulen los escenarios correspondientes a los diversos peligros volcánicos, como es el de caída de ceniza, dependiendo del nivel de actividad del volcán.

Sabiendo qué tan vulnerable es la infraestructura de una comunidad a una caída de ceniza de X cm de espesor, y sabiendo los costos de cada estructura dañada se podría realizar una evaluación del impacto producido por este fenómeno volcánico. Dichos estudios, podrían ser claves para sugerir a las autoridades competentes, de qué orden debería ser el monto de un fondo nacional para dar respuesta a un desastre de este tipo.

Por otro lado, un estudio de la vulnerabilidad, por caída de ceniza volcánica, de toda la infraestructura existente en las comunidades alrededor de un volcán activo, por ejemplo el Popocatépetl, respondería a preguntas tan básicas como las siguientes:

- ¿Qué espesor de ceniza sería suficiente para que se obstruyera la mayor parte de los sistemas de drenaje de grandes ciudades como son la Ciudad de México, Tlaxcala, Puebla o Cuernavaca?
- ¿Qué espesor de ceniza depositado sobre los rieles de los sectores abiertos del Metro de la Ciudad de México, sería el mínimo para que cambiara su coeficiente de fricción a niveles tales que fuera imposible el frenado de los vagones?
- ¿Qué espesor de ceniza depositado sobre las pistas del Aeropuerto Internacional Benito Juárez de la Ciudad de México, sería el crítico para que al

- cambiar su coeficiente de fricción no permitiera el frenado de los aviones en el aterrizaje?
- ¿Qué espesor de cenizas depositado sobre los techos de metal de las construcciones de la Central de Abastos de la Ciudad de México, sería suficiente para que colapsaran?
- ¿Qué espesor de ceniza depositados sobre una autopista sería el crítico para interrumpir el servicio de transporte carretero?

Información que junto con la proporcionada por SECCVO sería de gran utilidad para las autoridades en caso de presentarse la necesidad de tomar decisiones críticas para la ciudadanía.

En efecto, si ocurriera una erupción similar a la del 30 de junio de 1997 en la Ciudad de México, pero con una columna de 15 km de altura sobre el nivel del cráter (en vez de 8 km, que fue lo que se reportó en esa fecha), ¿se daría o no la orden de evacuar la Central de Abastos? ¿Se daría o no la orden de suspender el servicio de las líneas abiertas del Metro de la Ciudad de México? ¿Se tomaría o no la decisión de suspender el servicio del Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México?

Sin duda tomar una decisión a priori, sobre un fenómeno tan complejo es difícil, sobre todo por el alto costo social y económico que puede representar. Antes del desarrollo de este modelo, no se tenían herramientas automatizadas nacionales, que nos auxiliaran en la toma de decisiones sobre un posible desastre por caída de ceniza en localidades aledañas a volcanes mexicanos. Sin embargo, ahora con SECCVO se puede simular un escenario como el mencionado y estimar, por ejemplo, qué espesores de ceniza caerían sobre el área de la Central de Abastos. Y al compararlo con el espesor crítico dado por el estudio de vulnerabilidad para dicha estructura, se podría emitir un veredicto técnico dando a las autoridades la recomendación de no evacuar si estamos por abajo del espesor crítico o de lo contrario recomendar la evacuación inmediata de las instalaciones.

En este sentido, SECCVO nos brinda una herramienta para toma de decisiones en caso de caída de ceniza volcánica en lugares críticos dentro de una gran urbe o comunidad cercana a un volcán activo. SECCVO nos ofrece las posibilidades de fomentar la prevención y salvaguardar con ello la vida e infraestructura humana.

Así mismo, es importante recalcar las deficiencias del modelo semi-empírico propuesto:

1. No simula la dispersión de la pluma volcánica, y por lo tanto no sirve para efectuar monitoreo de trayectorias de la pluma en tiempo real.
2. No estima el tamaño de grano del material depositado en una localidad específica del mapa.
3. No reproduce comportamientos bimodales en el espesor de los depósitos.

4. Pese a que aún no es definitivo, por el momento no es recomendable estimar el espesor de los depósitos para $r > 150 \text{ km}$, a menos que la altura de la columna eruptiva sea muy alta. Se continúan efectuando análisis más detallados con el objeto de obtener el rango de validez en r con base a la altura máxima H_{max} de la columna pliniana.
5. Es válido para simular escenarios de depósitos de caída con velocidad de vientos $U \geq 40 \text{ km/hr}$. Para velocidades de vientos por abajo de los 40 km/hr , también puede funcionar, aunque no hay suficiente información para verificarlo. Se extrapoló, la validez del modelo hasta $U \geq 20 \text{ km/hr}$. El hacerlo operable para erupciones sin viento queda aún como un tema de investigación por resolver.

Es importante comentar que el modelo no va a reproducir ciertos depósitos a menos que se introduzcan los parámetros correctos. En efecto, debe haber cierta certeza que los parámetros que se introduzcan sean los adecuados. Sólo así, se garantiza que los escenarios generados sean confiables.

En el futuro, conforme se tengan más datos de mapas de depósitos de erupciones bien documentadas, el modelo podrá actualizarse. Además, se sugiere que próximamente se continúe con la tercera etapa de este proyecto: *la modelación numérica* del fenómeno. Solamente así, se podrá entender más a profundidad todos los procesos intermedios que ocurren desde que la ceniza sale del cráter, hasta que se deposita a decenas o cientos de kilómetros de la fuente. Para obtener buenos resultados de una modelación de este tipo será necesario contar con datos meteorológicos precisos, de viento, temperatura, presión y humedad de la atmósfera.

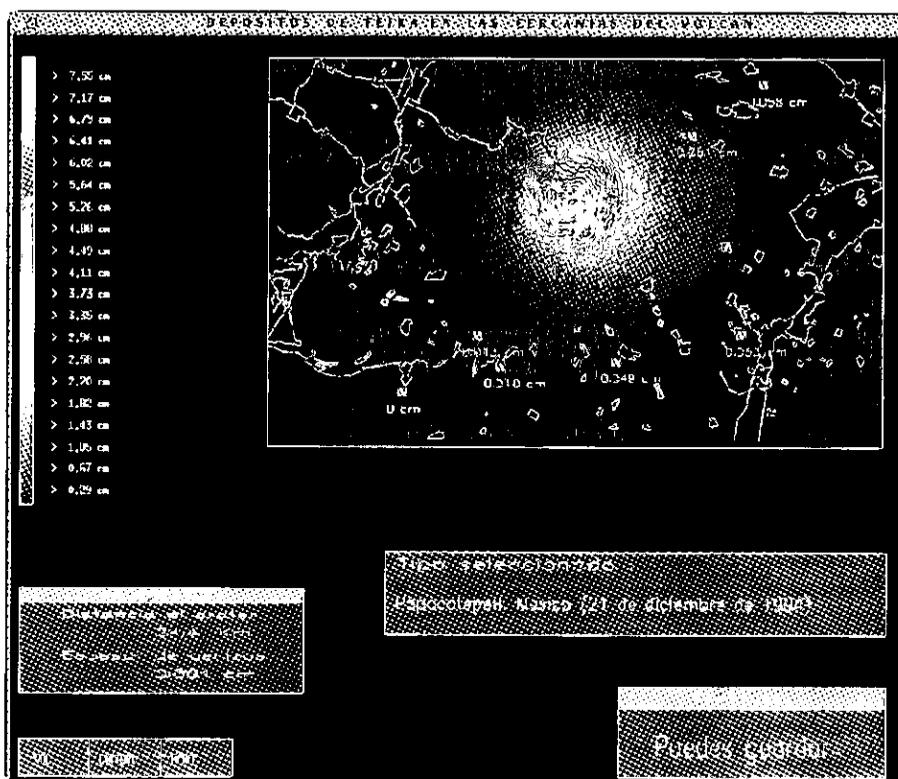


Figura 7.3: Simulación empírica (cc. 6.7) para el volcán Popocatepetl de un escenario de depósitos de caída análogo al ocurrido el 21 de diciembre de 1994 en el mismo volcán. El viento dominante sopla hacia la ciudad de Puebla (E). El mapa muestra la topografía del volcán, las localidades y carreteras alrededor del mismo. Se observa que el simulador estima un espesor de ceniza de 0.058 cm en la periferia de San Andrés Calpan, de 0.251 cm en Santiago Xalizintla, de 0.053 cm en los alrededores de Atlixco, de 0.049 cm en Tochimilco, de 0.010 cm en Hueyapan, de 0.013 cm en Ocuituco y de 0 cm en Yecapixtla (comparar con el mapa de isopacas de la erupción del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl, *Apendice A*). Cuando se tiene un espesor de 0 cm, es importante comentar que el simulador estima sólo hasta milésimas de centímetros. Espesores más pequeños se consideran cero.

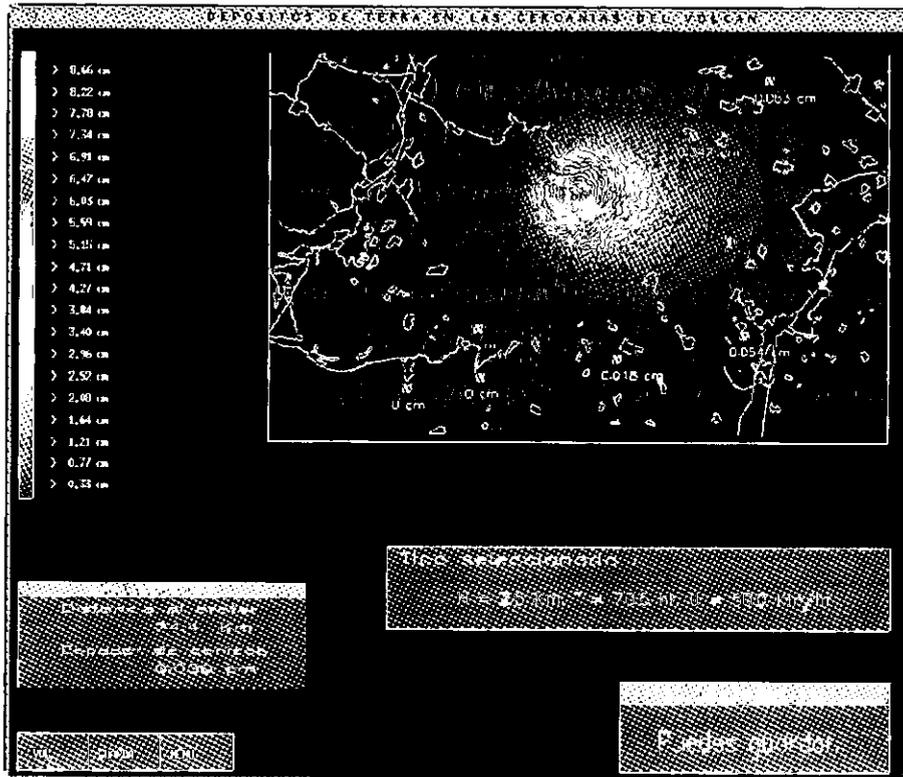


Figura 7.4: Simulación semiempírica (ec. 6.18) para el volcán Popocatepetl de un escenario de depósitos de caída análogo al ocurrido después de la erupción del 21 de diciembre de 1994 en el mismo volcán. Con viento dominante soplando hacia la ciudad de Puebla (E). Se observa que el simulador estima un espesor de ceniza de 0.063 cm en la periferia de San Andrés Calpan, de 0.347 cm en Santiago Xalizintla, de 0.054 cm en los alrededores de Atilixco, de 0.018 cm en Tochimilco, de 0 cm en Hueyapan, de 0 cm en Ocuiluco y de 0 cm en Yecapixtla (comparese también con el mapa de isopacas de la erupción del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl, *Apendice A*).

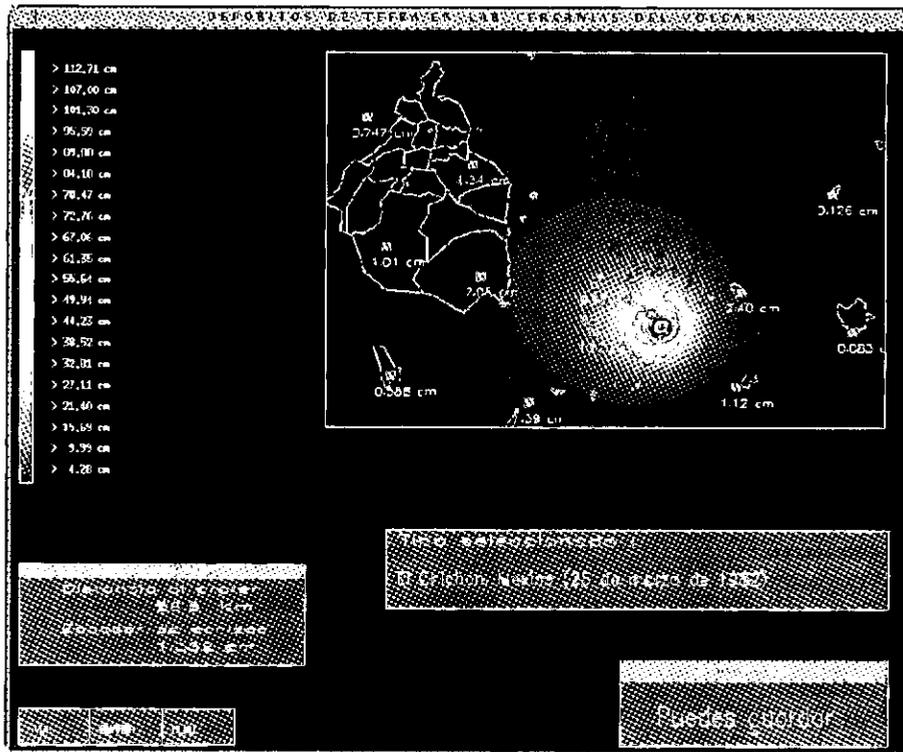


Figura 7.5: Simulación empírica (ec. 6.7) para el volcán Popocatepetl de un escenario de depósitos de caída similar al ocurrido después de la erupción del 28 de marzo de 1982 en el volcán El Chichón, México. Con viento dominante soplando hacia la Ciudad de México (NO). El mapa muestra la topografía del volcán, las principales urbes y algunas localidades alrededor del mismo. Se observa que el simulador estima un espesor de ceniza de 0.126 cm en la ciudad de Tlaxcala, de 0.083 cm en la ciudad de Puebla, de 2.40 cm en San Andrés Calpan, de 1.12 en Atlixco, de 1.39 cm en Cuautla, de 10.28 cm en Ozumba, de 9.32 cm en Amecameca, de 0.568 cm en la ciudad de Cuernavaca, de 2.08 en la Delegación de Milpa Alta (Distrito Federal), de 1.01 cm en la Delegación Tlalpan (Distrito Federal), de 1.34 cm en la Delegación Iztapalapa (Distrito Federal) y de 0.74 cm al NO fuera del Distrito Federal. Las dos curvas isopacas que aparecen en el mapa en el sector entre el E y el N del volcán, no pertenecen a la simulación. Corresponden a los depósitos de pómez de dos antiguas erupciones plininas ocurridas en el Popocatepetl.

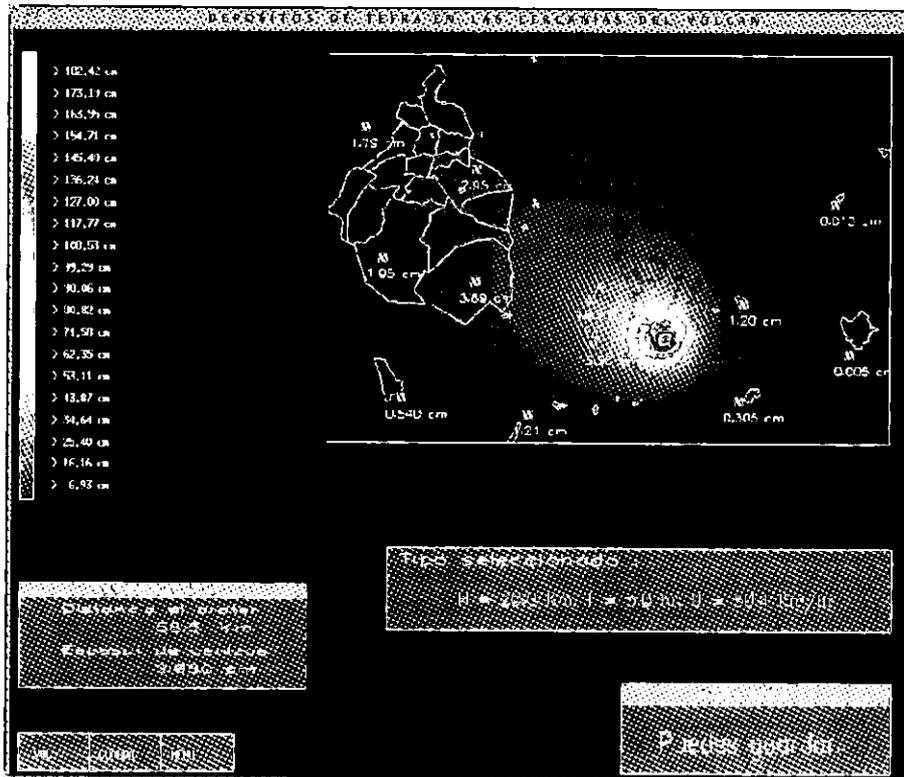


Figura 7.6: Simulación semi-empírica (cc. 6.18) para el volcán Popocatepetl de un escenario de depósitos de caída similar al ocurrido después de la erupción del 28 de marzo de 1982 en el volcán El Chichón, México. Con viento dominante soplando hacia la Ciudad de México (NO). Se observa que el simulador estima un espesor de ceniza de 0.013 cm en la ciudad de Tlaxcala, de 0.005 cm en la ciudad de Puebla, de 1.20 cm en San Andrés Calpan, de 0.305 cm en Atlixco, de 1.21 cm en Cuautla, de 15.58 cm en Ozumba, de 16.50 cm en Amecameca, de 0.540 cm en la ciudad de Cuernavaca, de 3.89 cm en la delegación de Milpa Alta (Distrito Federal), de 1.95 cm en la delegación Tlalpan (Distrito Federal), de 2.95 cm en la delegación Iztapalapa (Distrito Federal) y de 1.79 cm al NO fuera del Distrito Federal. También aquí, como en la figura previa, las dos curvas isopacas que aparecen en el mapa en el sector entre el E y el N, no pertenecen a la simulación.

Capítulo 8

Agradecimientos

Estoy en deuda con todas aquellas personas e instituciones que me ayudaron incondicionalmente y que me proporcionaron su valiosa información a lo largo de las diferentes etapas que duró el desarrollo de este trabajo y que a continuación menciono:

- *Lic. Arturo Méndez (Biblioteca del Instituto de Geofísica, UNAM).*
Por su gran apoyo en todo tipo de búsquedas y prestamos.
- *Dr. Arturo Quintanar (Instituto Mexicano del Petróleo).*
Por las interesante discusión acerca del concepto de la escala de alturas de la atmósfera.
- *Centro Nacional de Prevención de Desastres, México.*
Por financiar este proyecto.
- *Dr. Chris Newhall (Ciencias Geológicas de la Universidad de Washington. EUA y USGS).*
Por la información proporcionada de magnitud y dirección de vientos que se presentaron durante las erupciones del 12 y 15 de junio de 1991 del volcán Pinatubo, y por los mapas de isopacas de las mismas.
- *Dr. Claus Siebe (Instituto de Geofísica, UNAM).*
Por su valiosa revisión y comentarios a este trabajo.
- *Lic. Edith Chaparro-Valle (Lic.en lenguas y literatura hispánicas).*
Por su gran apoyo en la corrección de la ortografía y redacción del presente manuscrito.
- *Ing. Elio Vega (Laboratorio de Visualización DGSCA, UNAM).*
Por su valiosa asesoría en la aplicación de Latex.
- *M.C. Enrique Azpra (Departamento de Climatología del Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM) .*
Por su paciente explicación de varios conceptos de meteorología y por la

información de cómo se generan los campos de vientos a partir de los datos de radiosondeo en la República Mexicana.

- *M.C. Enrique Cruz (Departamento de Supercómputo DGSCA, UNAM).*
Por su valiosa asesoría en la utilización de las aplicaciones de Matemática, Gnuplot y Latex.
- *Programador Eric Echidna y su grupo (Departamento de Recursos En Ingeniería en Cómputo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Melbourne, Australia).*
Por desarrollar las librerías gráficas de VOGL, sin las cuales este proyecto no hubiera tenido el alcance que ahora tiene.
- *Ing. Esteban Ramos (Centro Nacional de Prevención de Desastres, México).*
Por su aportación de los mapas digitales de los diversos volcanes activos de México y por compartirme su experiencia de campo.
- *Dr. Gerardo Carrasco (Plantel Juriquilla, Instituto de Geofísica, UNAM).*
Por su valiosa revisión y comentarios a este trabajo.
- *Fis. Gerardo Juárez (Centro Nacional de Prevención de Desastres, México).*
Por su constante asesoría en cómputo, y por su donación del código referente a las lecturas de los formatos de los archivos digitales de la topografía de los volcanes mexicanos.
- *Dr. Hugo Delgado (Instituto de Geofísica, UNAM).*
Por proporcionarme su archivo de registros de la magnitud y dirección de los vientos que han habido sobre el volcán Popocatépetl desde 1994 hasta la fecha.
- *Dr. Isaac Rudomín (Tecnológico de Monterrey, Plantel Lago de Guadalupe, México).*
Por su valiosa asesoría en OpenGL y en Mesa3D.
- *Dr. Iván Petrinovic (Universidad Nacional de Salta, Argentina).*
Por proporcionarme el mapa de isopacas de la erupción del 19-20 del volcán Láscar, así como los datos de magnitud y dirección de vientos durante el evento.
- *Dr. Izumi Yokoyama (Miembro de la Academia de Japón y Profesor emérito de la Universidad de Hokkaido).*
Por las interesantes descripciones de diversas erupciones ocurridas en el siglo pasado en Japón.
- *M.C. Javier Villicaña (Departamento de Climatología del Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM).*
Por su paciente explicación de varios conceptos de meteorología y por

- proporcionarme valiosa información tanto de los lugares donde se hace radiosondeo en América del Norte y Centro América, así como del modelo que se usa en el CCA para generar el campo de vientos sobre la República de México.
- *M.C. Joaquín Hernández (Instituto Mexicano del Petróleo).*
Por todos los libros de Mecánica de Fluidos prestados así como por las interesantes discusiones sobre diferentes tópicos de esta especialidad.
 - *Dr. José Luis Macías (Instituto de Geofísica, UNAM).*
Por proporcionarme diversas publicaciones sobre datos de espesores que se han medidos de los depósitos de la antigua erupción de hace 14000 años ocurrida en el volcán Popocatepetl.
 - *Dr. José Naranjo (Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile).*
Por la donación de la publicación que narra la actividad eruptiva del 1991 del volcán Hudson.
 - *Dr. Juan Manuel Espíndola (Instituto de Geofísica, UNAM).*
Por su valiosa revisión y comentarios a este trabajo.
 - *Laboratorio de Visualización de la DGSCA, UNAM.*
Por apoyarme con su infraestructura en diversas pruebas efectuadas en plataformas SGI del modelo SECCVO.
 - *Dr. Marcus Bursik (Departamento de Geología de la Universidad de Buffalo, EUA).*
Por la interesante discusión acerca de la modelación de las columnas eruptivas y por la aportación de datos del número de Reynolds utilizados para modelar el fluido bifásico que se desplaza en el interior de la misma.
 - *M.C. María del Carmen Ramos (Cómputo Aplicado DGSCA, UNAM).*
Por la valiosa asesoría en graficación, y librerías de MESA3D y OpenGL.
 - *Dra. María Ester Brandan (Instituto de Física, UNAM).*
Por proporcionarme su interesante publicación de armas y explosiones nucleares, y por compartirme datos sorprendentes sobre el desarrollo de los hongos nucleares.
 - *Dr. Mario Ordaz (Instituto de Ingeniería, UNAM).*
Por entregarme su interesante publicación, donde se aborda un problema de ingeniería sísmica utilizando la metodología de encontrar aproximaciones analíticas a soluciones numéricas complejas.
 - *Dra. Moyra Gardeweg (Servicio Nacional de Geología Y Minería, Chile).*
Por proporcionarme información sobre la erupción del 19-20 de abril de 1993 del volcán Láscar.

- *Dr. Munehisa Sawada (Instituto de Investigación en Sismología de la Universidad de Tokio, Japón).*
Por proporcionarme diferentes artículos sobre la erupción del 3-6 de agosto de 1783 del volcán Asama y sobre la aplicación reciente del modelo de Suzuki a esta erupción.
- *M.C. Oscar Valdivieso (IIMAS, UNAM).*
Por la interesante discusión sobre las posibles soluciones analíticas que tendría el sistema de ecuaciones que rigen la cinemática de expansión de un hongo eruptivo.
- *Dr. Ramón Ortiz (Departamento de Vulcanología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, España).*
Por las interesantes discusiones acerca de los simuladores de peligros volcánicos desarrollados en España.
- *Dr. Ramón Zuñiga (Plantel Juriquilla, Instituto de Geofísica, UNAM).*
Por su valiosa asesoría y donación de código de Matlab, para procesamiento de datos.
- *M. en C. René Garduño (Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM).*
Por su valiosa revisión y comentarios a este trabajo.
- *Dr. Richard Hoblitt (USGS, EUA).*
Por las interesantes discusiones acerca de las erupciones del 12 y 15 de junio de 1991 del volcán Pinatubo.
- *Dr. Servando De la Cruz-Reyna (Instituto de Geofísica UNAM, México).*
Por su paciente asesoría.
- *Lic. Víctor Hugo Godoy. (Cómputo Aplicado DGSCA, UNAM).*
Por su gran ayuda en el procesamiento y edición de la imagen, portada principal del programa SECCVO Ver. 1.0.
- *Dr. William Scott (Ciencias Geológicas de la Universidad de Washington. EUA y USGS).*
Por la información y envío de los mapas de isopacas de las erupciones del 12 y 15 de junio de 1991 del volcán Pinatubo.
- *Dr. Yuri Skiba (Sección de Modelación Matemática de Procesos Atmosféricos del Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM).*
Por las valiosas discusiones sobre los métodos numéricos de solución de la ecuación de difusión.

Apéndice A

Parámetros empíricos

1.0 Erupción de hace ~3,000 A.C. del volcán Agua de Pau, Islas Azores (depósito Fogo-A) .

No obstante la antigüedad que tiene este depósito, el mapa de isopacas correspondiente es notable por la geometría cuasi circular de sus curvas, siendo el único estudiado hasta nuestro días, que tiene estas características. Se piensa que durante el periodo en que ocurrió la erupción los vientos fueron tan débiles que no deformaron significativamente los depósitos. A continuación se muestra el mapa de isopacas de esta erupción [16]:

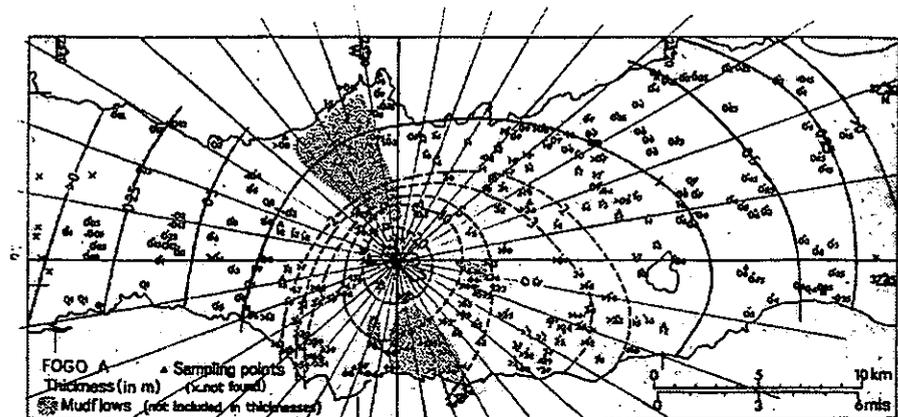


FIG. 2. Isopach map of the Fogo member A pyroclastic deposit. All thicknesses are in metres. The distribution of associated mudflow deposits is shown by stippling.

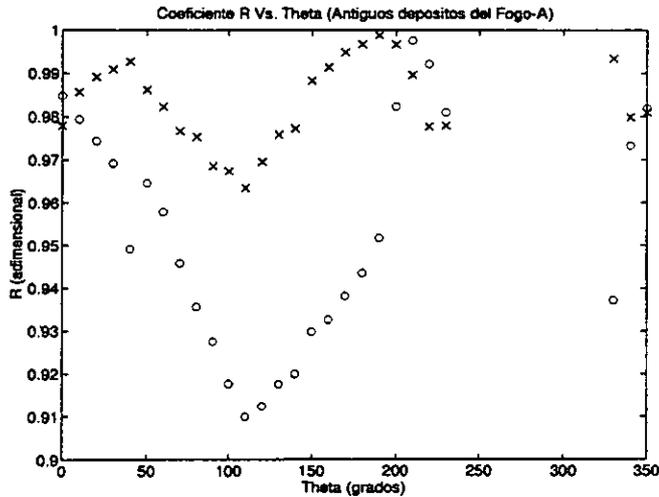
Las pequeñas diferencias que se pueden observar nos indican que la mayor dispersión fue hacia el sector de los 0 a los 90 grados (0 grados está representado por el eje con dirección hacia el E y 90 grados por el eje hacia el N). De los 90 a los 200 grados la dispersión fue ligeramente menor, incrementándose nuevamente

- *Dr. Munehisa Sawada (Instituto de Investigación en Sismología de la Universidad de Tokio, Japón).*
Por proporcionarme diferentes artículos sobre la erupción del 3-6 de agosto de 1783 del volcán Asama y sobre la aplicación reciente del modelo de Suzuki a esta erupción.
- *M.C. Oscar Valdivieso (IIMAS, UNAM).*
Por la interesante discusión sobre las posibles soluciones analíticas que tendría el sistema de ecuaciones que rigen la cinemática de expansión de un hongo eruptivo.
- *Dr. Ramón Ortiz (Departamento de Vulcanología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, España).*
Por las interesantes discusiones acerca de los simuladores de peligros volcánicos desarrollados en España.
- *Dr. Ramón Zuñiga (Plantel Juriquilla, Instituto de Geofísica, UNAM).*
Por su valiosa asesoría y donación de código de Matlab, para procesamiento de datos.
- *M. en C. René Garduño (Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM).*
Por su valiosa revisión y comentarios a este trabajo.
- *Dr. Richard Hoblitt (USGS, EUA).*
Por las interesantes discusiones acerca de las erupciones del 12 y 15 de junio de 1991 del volcán Pinatubo.
- *Dr. Servando De la Cruz-Reyna (Instituto de Geofísica UNAM, México).*
Por su paciente asesoría.
- *Lic. Víctor Hugo Godoy. (Cómputo Aplicado DGSCA, UNAM).*
Por su gran ayuda en el procesamiento y edición de la imagen, portada principal del programa SECCVO Ver. 1.0.
- *Dr. William Scott (Ciencias Geológicas de la Universidad de Washington. EUA y USGS).*
Por la información y envío de los mapas de isopacas de las erupciones del 12 y 15 de junio de 1991 del volcán Pinatubo.
- *Dr. Yuri Skiba (Sección de Modelación Matemática de Procesos Atmosféricos del Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM).*
Por las valiosas discusiones sobre los métodos numéricos de solución de la ecuación de difusión.

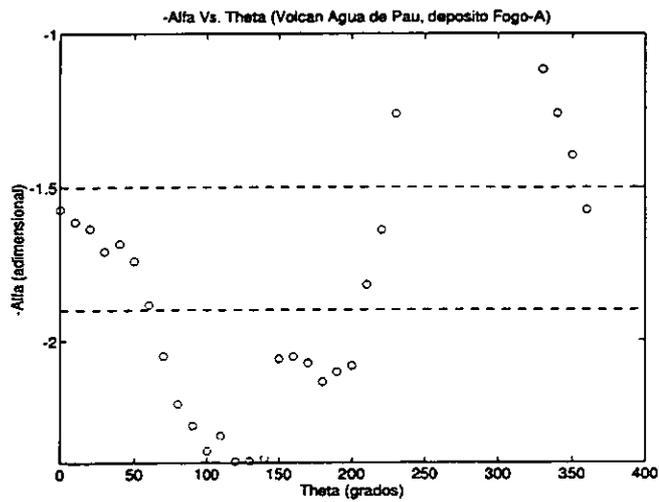
de los 200 a los 360 grados.

El sector de los 230 a los 300 grados no tiene los suficientes datos para ser analizados, por lo que se descartaron.

En seguida se muestra la información obtenida del análisis de los datos extraídos a partir del mapa de isopacas, como la gráfica del coeficiente de correlación r Vs. ángulo de corte θ para diferentes ajustes. Las "x" representan el ajuste potencial mientras que las "o" representan el ajuste exponencial;



la gráfica de α vs. θ donde se observa el intervalo que agrupa la mayor cantidad de α 's,



APÉNDICE A. PARÁMETROS EMPÍRICOS

y; la tabla de errores para la erupción de hace $\sim 3,000$ a. A.C. del volcán Agua de Pau, donde $\alpha = 1.572761$ y $\gamma = 5719.86 \text{ cm/km}^{-\alpha}$ son los parámetros empíricos óptimos propuestos:

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^{α} (cm)	E^r	E^p (%)
0.0	1.6471	2000.00000	2609.478738011	609.478738011	0.304739369	30
	3.1765	1000.00000	928.851171155	-71.148828845	-0.071148829	7
	4.4706	500.00000	542.646753263	42.646753263	0.085293507	9
	8.2353	300.00000	207.606525229	-92.393474771	-0.307978249	31
	10.2353	200.00000	147.481993345	-52.518006655	-0.262590033	26
	15.1765	100.00000	79.375423372	-20.624576628	-0.206245766	21
	19.4118	50.00000	53.897295394	3.897295394	0.077945908	8
	22.2353	25.00000	43.532027466	18.532027466	0.741281099	74
10.0	1.6471	2000.00000	2609.478738011	609.478738011	0.304739369	30
	3.1765	1000.00000	928.851171155	-71.148828845	-0.071148829	7
	4.3529	500.00000	565.890921090	65.890921090	0.131781842	13
	7.1765	300.00000	257.775775136	-42.224224864	-0.140747416	14
	9.1176	200.00000	176.896484905	-23.103515095	-0.115517575	12
	14.3529	100.00000	86.655047459	-13.344952541	-0.133449525	13
	18.7059	50.00000	57.130456653	7.130456653	0.142609133	14
	22.0000	25.00000	44.266517939	19.266517939	0.770660718	77
20.0	1.5294	2000.00000	2932.058137795	932.058137795	0.466029069	47
	3.1176	1000.00000	956.563123077	-43.436876923	-0.043436877	4
	4.1176	500.00000	617.574331021	117.574331021	0.235148662	24
	6.4706	300.00000	303.364441560	3.364441560	0.011214805	1
	8.1176	200.00000	212.358233156	12.358233156	0.061791166	6
	12.5882	100.00000	106.513235817	6.513235817	0.065132358	7
	17.4118	50.00000	63.949367345	13.949367345	0.278987347	28
	21.1765	25.00000	47.003976201	22.003976201	0.880159048	88
30.0	1.5294	2000.00000	2932.058137795	932.058137795	0.466029069	47
	3.1176	1000.00000	956.563123077	-43.436876923	-0.043436877	4
	4.0000	500.00000	646.381510415	146.381510415	0.292763021	29
	5.7059	300.00000	369.717813151	69.717813151	0.232392711	23
	7.2353	200.00000	254.487363328	54.487363328	0.272436817	27
	11.1176	100.00000	129.496231925	29.496231925	0.294962319	29
	16.2941	50.00000	70.982379041	20.982379041	0.419647581	42
	19.2353	25.00000	54.677020052	29.677020052	1.187080802	119
40.0	1.5294	2000.00000	2932.058137795	932.058137795	0.466029069	47
	3.1176	1000.00000	956.563123077	-43.436876923	-0.043436877	4
	3.8824	500.00000	677.453881626	177.453881626	0.354907763	35
	5.1765	300.00000	430.904434184	130.904434184	0.436348114	44
	6.4706	200.00000	303.364441560	103.364441560	0.516822208	52
	10.0000	100.00000	152.976386841	52.976386841	0.529763868	53

	14.9412	50.00000	81.350231682	31.350231682	0.627004634	63
50.0	1.4706	2000.00000	3118.616333444	1118.616333444	0.559308167	56
	2.9412	1000.00000	1048.367893526	48.367893526	0.048367894	5
	3.7647	500.00000	711.046581902	211.046581902	0.422093164	42
	4.7059	300.00000	500.589532457	200.589532457	0.668631775	67
	5.7647	200.00000	363.801730948	163.801730948	0.819008655	82
	8.9412	100.00000	182.418538486	82.418538486	0.824185385	82
60.0	1.4706	2000.00000	3118.616333444	1118.616333444	0.559308167	56
	2.8235	1000.00000	1117.884219129	117.884219129	0.117884219	12
	3.5294	500.00000	787.010517789	287.010517789	0.574021036	57
	4.2941	300.00000	578.130591290	278.130591290	0.927101971	93
	4.9412	200.00000	463.613486288	263.613486288	1.318067431	132
	7.9412	100.00000	219.827290519	119.827290519	1.198272905	120
70.0	1.5294	2000.00000	2932.058137795	932.058137795	0.466029069	47
	2.8235	1000.00000	1117.884219129	117.884219129	0.117884219	12
	3.2941	500.00000	877.213942104	377.213942104	0.754427884	75
	3.9412	300.00000	661.619417111	361.619417111	1.205398057	121
	4.4706	200.00000	542.646753263	342.646753263	1.713233766	171
	7.2941	100.00000	251.267021755	151.267021755	1.512670218	151
80.0	1.5882	2000.00000	2763.085794205	763.085794205	0.381542897	38
	2.7059	1000.00000	1195.272162377	195.272162377	0.195272162	20
	3.1765	500.00000	928.851171155	428.851171155	0.857702342	86
	3.6471	300.00000	747.452724316	447.452724316	1.491509081	149
	4.1176	200.00000	617.574331021	417.574331021	2.087871655	209
	6.8235	100.00000	279.054135823	179.054135823	1.790541358	179
90.0	1.5882	2000.00000	2763.085794205	763.085794205	0.381542897	38
	2.7059	1000.00000	1195.272162377	195.272162377	0.195272162	20
	3.0588	500.00000	985.653663342	485.653663342	0.971307327	97
	3.5294	300.00000	787.010517789	487.010517789	1.623368393	162
	3.8824	200.00000	677.453881626	477.453881626	2.387269408	239
	6.5294	100.00000	299.077169426	199.077169426	1.990771694	199

y el error medio porcentual de los datos anteriores:

$$E^{mp} = 58.3\%$$

En el sector de 70 y 90 grados los errores máximos estuvieron entre 150% y 240%. Mientras que de 0 a 70 grados los errores máximos se encontraron por abajo de 150%.

El máximo error porcentual se ubicó a 90 grados a una distancia de 3.88 km con 477.45 cm (239%). El valor observado fue de 200.0 cm y el valor teórico de 677.45 cm.

Hay 11 valores teóricos que fueron menores que los observados. El mayor error negativo se tuvo a 0 grados a una distancia de 8.23 km con 92.32 cm de error.

El valor teórico del espesor fue de 207.60 cm y el valor observado de 300.0 cm.

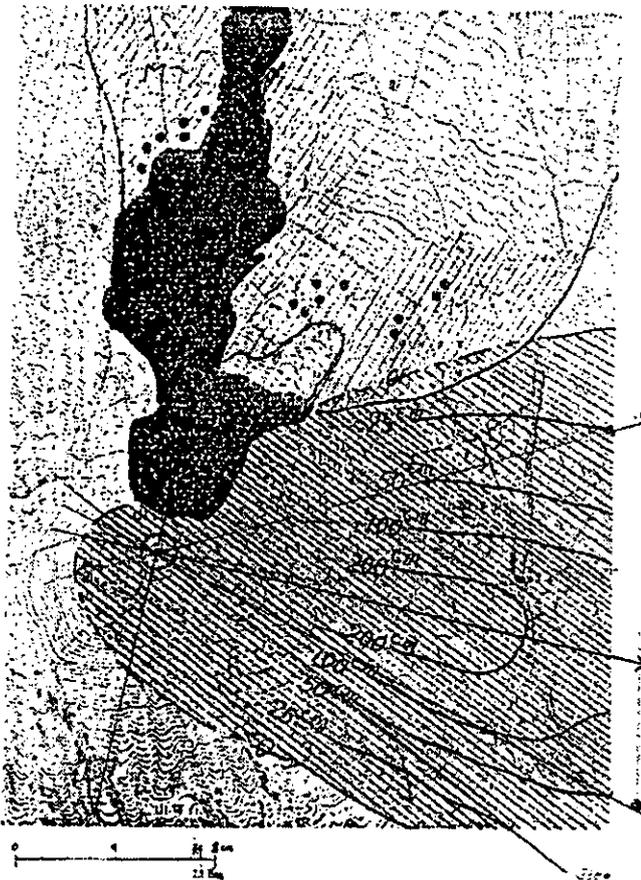
Por último, el volumen teórico (calculado por el programa SECCVO Ver. 1.0) con los parámetros empíricos mencionados fue:

$$V(4 \text{ km} \leq r \leq 100.0 \text{ km}) = 4.496 \text{ km}^3$$

2.0 Erupción del 3 de agosto de 1783 del volcán Asama, Japón.

Existen dos estudios que muestrearon estos depósitos. Uno fue efectuado por Minakami en 1941 [88] y el otro por pobladores de la región en 1783. En este último se basó el estudio de dispersión de material de caída de Hino y Tsuji de 1993 [56].

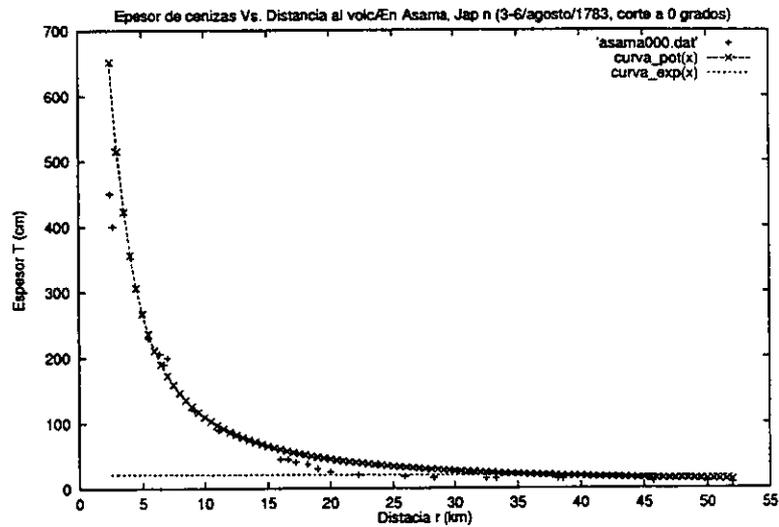
En la presente investigación se tomó el estudio de los depósitos efectuados por Minakami, ya que las mediciones fueron realizadas con técnicas vulcanológicas más modernas que las usadas por los pobladores aproximadamente 150 años antes. Sin, embargo el mapa más antiguo sigue siendo interesante porque de él se pudo extraer información cualitativa útil para conocer cómo fue la dispersión lateral de los productos volcánicos de caída durante la erupción. A continuación se muestra el mapa de isopacas de este evento[88]:



que, como se observa, es en sí bastantes simétrico y básicamente de campo

cercano, la única dirección que cuenta con más datos en el campo distal es la de 0 grados. Una observación importante es que, parece ser que hubo un gran poder dispersor del mismo, ya que prácticamente sólo en un pequeño sector angular es donde existen más depósitos de caída.

El artículo de Minakami tiene publicado exclusivamente los datos de espesores de material de caída a los largo del eje de máxima dispersión (0 grados), que a continuación se muestran en una gráfica de Espesor T Vs. Distancia r al origen de emisión junto con las respectivas curvas de ajustes potencial y exponencial:



Para la curva potencial el exponente de decaimiento α fue del orden de 1.28 sin embargo, para la otras direcciones fueron ligeramente menores, por lo que se optó tomar un exponente igual a 1.1.

En seguida se muestran algunos análisis de los datos extraídos de este mapa como la tabla de errores para la erupción del 3 de agosto de 1783 del volcán Asama, donde $\alpha = 1.1$, $k = 6.5 \text{ km}^{-1}$ y $\gamma = 1500.0 \text{ cm/km}^{-\alpha}$ son los parámetros empíricos óptimos propuestos:

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^{α} (cm)	E^r	E^P (%)
0.0	2.5000	450.00000	547.466382350	97.466382350	0.216591961	22
	2.7000	400.00000	503.026544606	103.026544606	0.257566362	26
	5.5000	230.00000	229.980559843	-0.019440157	-0.000084522	0
	6.4000	206.00000	194.667245699	-11.332754301	-0.055013370	6
	6.7000	190.00000	185.101295296	-4.898704704	-0.025782656	3
	7.0000	200.00000	176.393577935	-23.606422065	-0.118032110	12
	9.2000	120.00000	130.594639442	10.594639442	0.088288662	9
	11.1000	90.00000	106.227218021	16.227218021	0.180302422	18

	12.3000	84.00000	94.884476122	10.884476122	0.129577097	13
	12.7000	80.00000	91.602423256	11.602423256	0.145030291	15
	16.0000	45.00000	71.049148047	26.049148047	0.578869957	58
	16.6000	44.00000	68.229576139	24.229576139	0.550672185	55
	17.2000	40.00000	65.616060915	25.616060915	0.640401523	64
	18.2000	37.00000	61.661343146	24.661343146	0.666522788	67
	19.0000	30.00000	58.811487241	28.811487241	0.960382908	96
	20.0000	25.00000	55.585075420	30.585075420	1.223403017	122
	22.2000	21.00000	49.556749506	28.556749506	1.359845215	136
	25.9000	18.00000	41.827445700	23.827445700	1.323746983	132
	28.2000	16.00000	38.090561723	22.090561723	1.380660108	138
	32.5001	15.00000	32.585078188	17.585078188	1.172338546	117
	33.3000	15.00000	31.725028477	16.725028477	1.115001898	112
	38.2001	14.00000	27.278461332	13.278461332	0.948461524	95
	38.6000	14.00000	26.967792081	12.967792081	0.926270863	93
	45.7000	10.00000	22.396683950	12.396683950	1.239668395	124
	52.0000	8.00000	19.430672387	11.430672387	1.428834048	143
28.0	1.1635	100.00000	523.943190465	423.943190465	4.239431905	424
	3.2068	50.00000	36.292221193	-13.707778807	-0.274155576	27
	5.3919	25.00000	3.886324757	-21.113675243	-0.844547010	84
180.0	0.8514	0.00000	0.027950400	0.027950400	-1.000000000	0
270.0	1.4189	0.00000	0.100797939	0.100797939	-1.000000000	0
335.0	1.2203	100.00000	573.121043681	473.121043681	4.731210437	473
	2.5541	50.00000	112.883117700	62.883117700	1.257662354	126
	5.1649	25.00000	10.609544623	-14.390455377	-0.575618215	58
344.0	1.1351	200.00000	980.406857069	780.406857069	3.902034285	390
	4.2851	100.00000	102.879710770	2.879710770	0.028797108	3
	5.9311	50.00000	47.539126515	-2.460873485	-0.049217470	5

y el error medio porcentual de los datos anteriores:

$$E^{mp} = 94.2 \%$$

El máximo error porcentual se ubicó a 335 grados a una distancia de 1.22 km con 473.12 cm (424%). El valor observado fue de 100.0 cm y el valor teórico de 573.12 cm.

Los espesores de ceniza observados varían desde [0.0 cm, 450.0 cm] y los teóricos desde [0.011 cm, 980.4 cm].

Hay 8 valores cuyos espesores teóricos fueron menores que los observados. El mayor error negativo se tuvo a 0 grados a una distancia de 7.0 km con 23.6 cm de error. El valor teórico del espesor fue de 176.39 cm y el valor observado de 200.0 cm.

Por último el volumen teórico (calculado por el programa SECCVO Ver.

3.0 Erupción del 22 de abril de 1944 del volcán Vesuvio, Italia.

El mapa de isopacas de este evento eruptivo tiene la característica que la isopaca de 10 cm está ligeramente doblada hacia el Norte. Las razones de esto son casi idénticas a las que provocaron la distorsión de las isopacas lejanas del volcán Fuego de Guatemala, como más adelante se expondrán. Estas son:

1. Eventualmente la velocidad de la nube eruptiva por la lejanía de la fuente (distancias mayores a 12 km para columnas eruptivas del orden de 6 km de altura) se hace suficientemente pequeña, que la dinámica de la misma ya es gobernada solamente por la dinámica de los patrones de viento o circulación regional.
2. Se nota que dentro de la isopaca de los 50 y 30 cm los puntos de muestreo tiene una buena densidad así como una distribución bastante homogénea; sin embargo, entre la isopaca de los 30 cm y la de 10 cm se observa que la mayor parte de los puntos de muestreo se ubican en el lóbulo inferior. Esta asimetría puede provocar también inexactitudes en la interpolación.

De modo que por tener mayor número de puntos de muestro el lóbulo inferior del mapa, se tomó el sector de $[180^\circ, 360^\circ]$ en la calibración del modelo propuesto.

A continuación se observa el mapa de isopacas que se trabajó [42]:

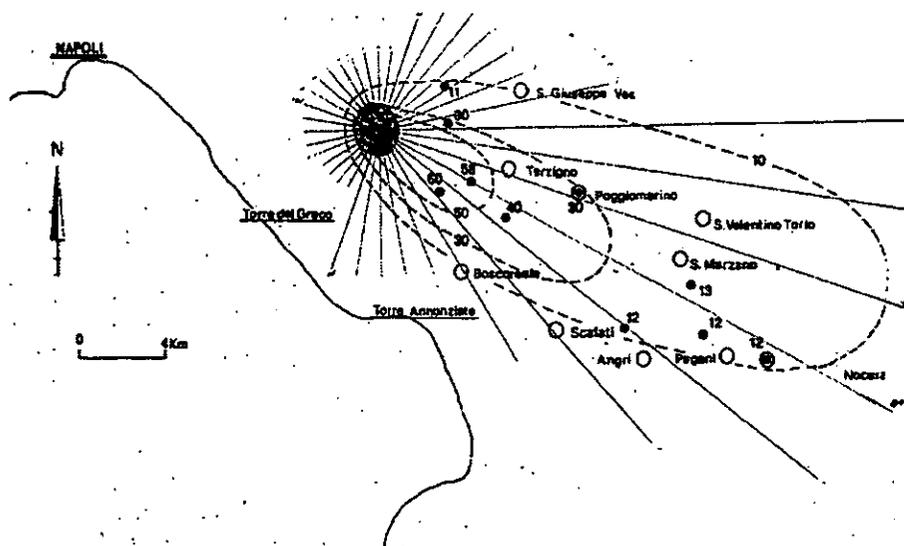
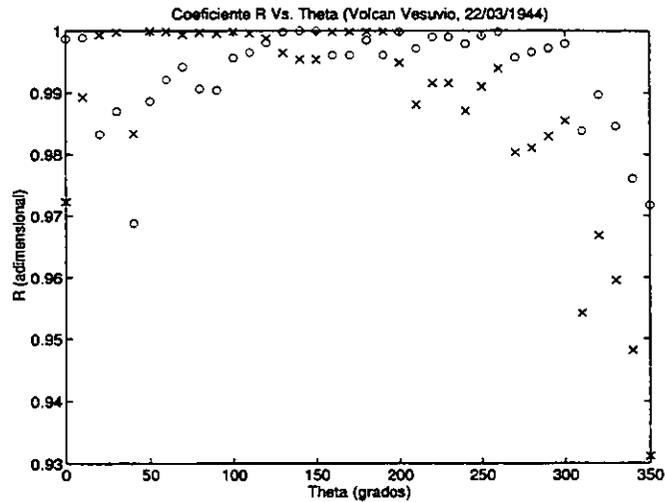


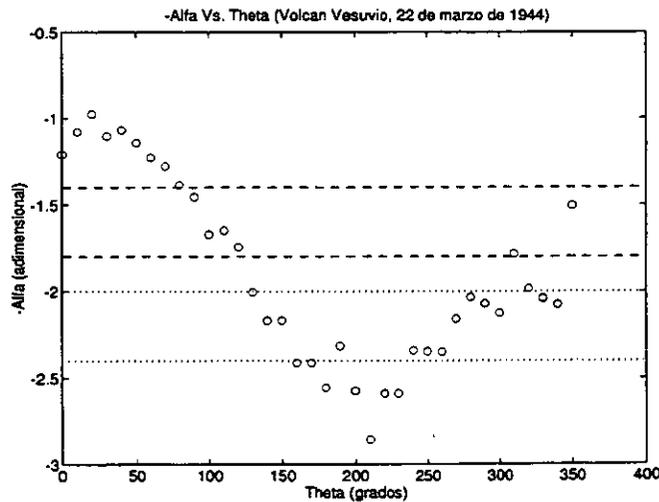
Fig. 8-8. Dispersion of tephra layers, mainly of phase 2 activity.

Y en seguida se muestran algunos análisis de los datos extraídos de este mapa como la gráfica del coeficiente de correlación r Vs. ángulo de corte θ para

diferentes ajustes. Las "x" representan el ajuste potencial mientras que las "o" representan el ajuste exponencial;



la gráfica de α vs. θ , donde se observan los intervalos que agrupan la mayor cantidad de α 's,



En esta erupción, se puede observar en el mapa de isopacas que existió una gran dispersión en la dirección del eje principal. Para tomar en cuenta los valores de la isopaca más externa fue necesario tomar una α del intervalo $[-1.4, -1.8]$.

La tabla de errores para la erupción del 22 de abril de 1944 del volcán Vesuvio donde $\alpha = 1.6$, $k = 1.38 \text{ km}^{-1}$ y $\gamma = 1230.0 \text{ cm/km}^{-\alpha}$ son los parámetros

empíricos óptimos propuestos:

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^a (cm)	E^r	E^p (%)
180	0.9189	50.00000	111.479983321	61.479983321	1.229599666	123
	1.1351	30.00000	43.771973860	13.771973860	0.459065795	46
	1.7297	10.00000	4.323093012	-5.676906988	-0.567690699	57
190	0.9189	50.00000	113.648512818	63.648512818	1.272970256	127
	1.1351	30.00000	44.826173376	14.826173376	0.494205779	49
	1.8378	10.00000	3.025644634	-6.974355366	-0.697435537	70
200	0.9189	50.00000	120.340031260	70.340031260	1.406800625	141
	1.1892	30.00000	38.642079734	8.642079734	0.288069324	29
	1.7297	10.00000	4.992448473	-5.007551527	-0.500755153	50
210	0.9189	50.00000	132.123795098	82.123795098	1.642475902	164
	1.1892	30.00000	43.607785781	13.607785781	0.453592859	45
	1.6216	10.00000	8.718302522	-1.281697478	-0.128169748	13
220	0.8649	50.00000	188.531057726	138.531057726	2.770621155	277
	1.1351	30.00000	63.148049697	33.148049697	1.104934990	110
	1.6216	10.00000	10.904392949	0.904392949	0.090439295	9
230	0.8649	50.00000	218.409436886	168.409436886	3.368188738	337
	1.1351	30.00000	76.597323019	46.597323019	1.553244101	155
	1.6216	10.00000	14.367871048	4.367871048	0.436787105	44
240	0.8649	50.00000	258.990244210	208.990244210	4.179804884	418
	1.1892	30.00000	79.512407026	49.512407026	1.650413568	165
	1.7297	10.00000	14.260373898	4.260373898	0.426037390	43
250	0.9189	50.00000	256.783840701	206.783840701	4.135676814	414
	1.2432	30.00000	86.828990518	56.828990518	1.894299684	189
	1.8378	10.00000	15.446346924	5.446346924	0.544634692	54
260	0.9730	50.00000	265.800818828	215.800818828	4.316016377	432
	1.2973	30.00000	99.203078880	69.203078880	2.306769296	231
	1.9459	10.00000	18.135133929	8.135133929	0.813513393	81
270	0.9730	50.00000	335.595009588	285.595009588	5.711900192	571
	1.4054	30.00000	102.594948785	72.594948785	2.419831626	242
	2.0541	10.00000	22.839012985	12.839012985	1.283901299	128
280	1.0270	50.00000	365.371282399	315.371282399	6.307425648	631
	1.5135	30.00000	112.811331028	82.811331028	2.760377701	276
	2.2703	10.00000	24.878234504	14.878234504	1.487823450	149
290	1.1892	50.00000	316.630791595	266.630791595	5.332615832	533
	1.7297	30.00000	106.421696873	76.421696873	2.547389896	255
	2.5946	10.00000	25.364674811	15.364674811	1.536467481	154
300	1.5135	50.00000	223.039989188	173.039989188	3.460799784	346
	2.1622	30.00000	80.568165397	50.568165397	1.685605513	169
	3.2432	10.00000	19.973641560	9.973641560	0.997364156	100
310	1.6216	50.00000	255.163216690	205.163216690	4.103264334	410

	2.7027	30.00000	66.132489005	36.132489005	1.204416300	120
	3.8919	10.00000	20.532657382	10.532657382	1.053265738	105
320	2.3784	50.00000	142.682107188	92.682107188	1.853642144	185
	3.6757	30.00000	46.771148929	16.771148929	0.559038298	56
	5.2973	10.00000	15.440227853	5.440227853	0.544022785	54
330	3.3514	50.00000	95.600036400	45.600036400	0.912000728	91
	5.1892	30.00000	33.812906105	3.812906105	0.127096870	13
	7.2432	10.00000	13.564991605	3.564991605	0.356499160	36
340	4.9730	50.00000	62.456435525	12.456435525	0.249128710	25
	7.7838	30.00000	24.135946660	-5.864053340	-0.195468445	20
	10.4865	10.00000	11.963977876	1.963977876	0.196397788	20
350	5.9459	50.00000	62.663271148	12.663271148	0.253265423	25
	11.3514	30.00000	19.882621813	-10.117378187	-0.337245940	34
	16.2162	10.00000	10.146946357	0.146946357	0.014694636	1

y el error medio porcentual de los datos anteriores:

$$E^{mp} = 159.7\%$$

Se observó que a partir de un radio de 2.6 km hacia adentro los errores fueron mayores al 150%.

El máximo error porcentual se ubicó a 280 grados a una distancia de 1.027 km con 315.37 cm (631%). El valor observado fue de 50.0 cm y el valor teórico de 365.37 cm. Los espesores de ceniza observados varían desde [0.0 cm, 50.0 cm] y los teóricos desde [5.12 cm, 365.37 cm].

Hay 6 valores cuyos espesores teóricos fueron menores que los observados. El mayor error negativo lo tenemos a 350 grados a una distancia de 11.35 km con 10.11 cm de error. El valor teórico del espesor fue de 19.88 cm y el valor observado de 30.0 cm.

Por último, el volumen teórico (calculado por el programa SECCVO Ver. 1.0) con los parámetros empíricos mencionados fue:

$$V(4\text{ km} \leq r \leq 100.0\text{ km}) = 0.064\text{ km}^3$$

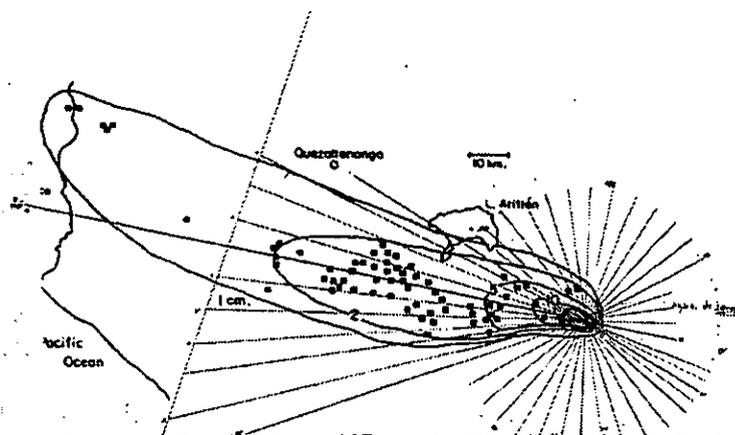
4.0 Erupción del 14 de septiembre de 1971 del volcán Fuego, Guatemala.

El mapa de isopacas de esta erupción tiene la característica de que la isopaca de 1 cm está ligeramente doblada hacia el Norte con respecto a las demás, de forma análoga a lo que se observa en el mapa de isopacas de la erupción del Vesuvio, que anteriormente se analizó. Algunas razones de ello son:

1. Eventualmente la velocidad de la nube eruptiva por la lejanía de la fuente (distancias mayores de 80 km, para columnas eruptivas del orden de 10 km de altura) se hace suficientemente pequeña, que la dinámica de la misma, ya es gobernada exclusivamente por la dinámica de los patrones de viento o circulación regional.
2. Notemos que la mayor densidad de puntos de muestreo la tenemos de los bordes de la isopaca de 2 cm hacia adentro. Contando solamente 7 puntos de muestreo entre las isopaca de 2 cm y 1 cm con una distribución no homogénea. Esta escasez de puntos, así como su distribución peculiar, puede provocar también inexactitud en el método de interpolación.

De esta forma se analizaron todas las direcciones de las isopacas mayores a 2 cm y la de 1 cm se analizó solamente en un sector de $[30^\circ, 330^\circ]$.

A continuación se observa el mapa de isopacas de esta erupción [104]:

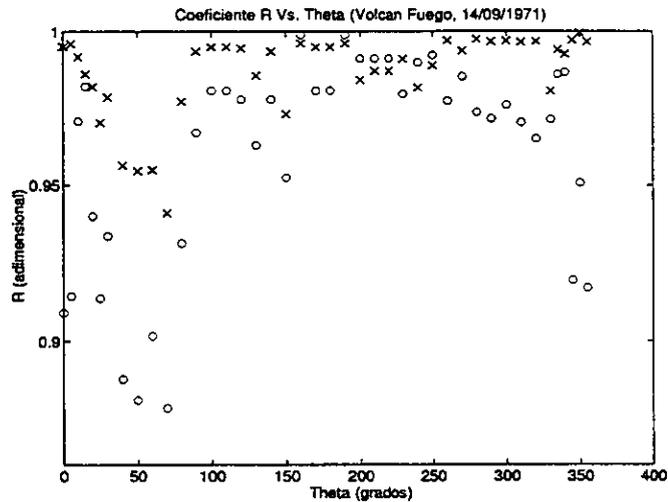


Fuego's September 1971 ash blanket. Compiled by Instituto Nacional, Guatemala. Squares show measurement and ash sampling

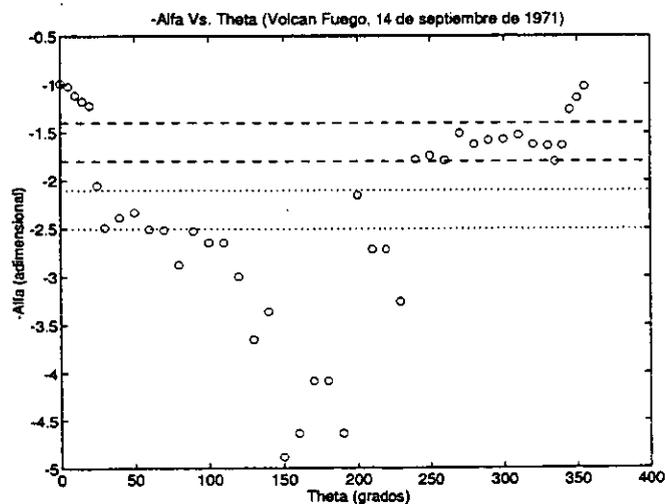
El depósito tiene una asimetría con respecto al eje principal, y no obstante que el lóbulo superior ($[180^\circ, 360^\circ]$) es más grande que el inferior ($[0^\circ, 180^\circ]$), es en este último donde existe una mayor densidad de puntos, por lo que se cree allí es más exacta la interpolación. Por ello, en esta investigación solamente se calibró el sector de $[0^\circ, 180^\circ]$.

En seguida se muestran algunos análisis de los datos extraídos de este mapa como la gráfica del coeficiente de correlación r Vs. ángulo de corte θ para

diferentes ajustes. Las "x" representan el ajuste potencial mientras que las "o" representan el ajuste exponencial;



la gráfica de α vs. θ donde se observan los intervalos que agrupan la mayor cantidad de α 's,



En esta erupción, como en la del Vesuvio se puede observar en el mapa de isopacas que existió una gran dispersión en la dirección del eje principal. Para tomar en cuenta los valores de la isopaca más externa fue necesario tomar un α del intervalo $[-1.4, -1.8]$.

La tabla de errores para la erupción del 14 de septiembre de 1971 del volcán de Fuego, donde $\alpha = 1.5$, $k = 0.46 \text{ km}^{-1}$ y $\gamma = 700.0 \text{ cm/km}^{-\alpha}$ son los parámetros empíricos óptimos propuestos:

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^a (cm)	E^r	E^p (%)
0.0	6.0000	25.00000	47.628967221	22.628967221	0.905158689	91
	13.0000	10.00000	14.934236052	4.934236052	0.493423605	49
	24.5000	5.00000	5.772300255	0.772300255	0.154460051	15
	76.0000	2.00000	1.056519827	-0.943480173	-0.471740086	47
5.0	6.0000	25.00000	47.131355337	22.131355337	0.885254213	89
	13.0000	10.00000	14.598234452	4.598234452	0.459823445	46
	24.0000	5.00000	5.708687038	0.708687038	0.141737408	14
	71.0000	2.00000	1.033322521	-0.966677479	-0.483338740	48
10.0	4.5000	25.00000	71.059410064	46.059410064	1.842376403	184
	11.0000	10.00000	17.767388249	7.767388249	0.776738825	78
	23.0000	5.00000	5.403814202	0.403814202	0.080762840	8
	54.0000	2.00000	1.209526366	-0.790473634	-0.395236817	40
15.0	4.0000	25.00000	82.182494224	57.182494224	2.287299769	229
	10.0000	10.00000	18.924577923	8.924577923	0.892457792	89
	21.5000	5.00000	5.012863729	0.012863729	0.002572746	0
	42.5000	2.00000	1.297804675	-0.702195325	-0.351097663	35
20.0	4.0000	25.00000	78.309836085	53.309836085	2.132393443	213
	8.0000	10.00000	24.778760803	-14.778760803	1.477876080	148
	10.0000	5.00000	16.773306956	11.773306956	2.354661391	235
	35.0000	2.00000	1.280319220	-0.719680780	-0.359840390	36
25.0	3.0000	25.00000	118.376076820	93.376076820	3.735043073	374
	4.0000	10.00000	73.644180304	63.644180304	6.364418030	636
	4.5000	5.00000	60.401948179	55.401948179	11.080389636	1108
	8.0000	2.00000	21.914109063	19.914109063	9.957054531	996
30.0	3.0000	25.00000	111.975148610	86.975148610	3.479005944	348
	3.5000	10.00000	86.162649422	76.162649422	7.616264942	762
	5.0000	5.00000	46.006463390	41.006463390	8.201292678	820
	6.5000	2.00000	28.298053660	26.298053660	13.149026830	1315
	10.5000	1.00000	10.771676572	9.771676572	9.771676572	977
40.0	2.0000	25.00000	199.561099355	174.561099355	6.982443974	698
	2.5000	10.00000	135.313640503	125.313640503	12.531364050	1253
	3.0000	5.00000	97.543968326	92.543968326	18.508793665	1851
	4.0000	2.00000	56.892331965	54.892331965	27.446165983	2745
	7.5000	1.00000	15.204312930	14.204312930	14.204312930	1420
50.0	1.5000	25.00000	297.795236225	272.795236225	10.911809449	1091
	2.0000	10.00000	178.167508206	168.167508206	16.816750821	1682
	2.5000	5.00000	117.430889770	112.430889770	22.486177954	2249
	3.0000	2.00000	82.286643442	80.286643442	40.143321721	4014

APÉNDICE A. PARÁMETROS EMPÍRICOS

	6.0000	1.00000	17.770413900	16.770413900	16.770413900	1677
60.0	1.5000	25.00000	269.854432003	244.854432003	9.794177280	979
	1.7500	10.00000	202.179648897	192.179648897	19.217964890	1922
	2.0000	5.00000	156.234731307	151.234731307	30.246946261	3025
	3.0000	2.00000	67.569851649	65.569851649	32.784925824	3278
	5.0000	1.00000	19.824597534	18.824597534	18.824597534	1882
70.0	1.5000	25.00000	241.985201092	216.985201092	8.679408044	868
	1.7500	10.00000	178.035482180	168.035482180	16.803548218	1680
	2.0000	5.00000	135.100385184	130.100385184	26.020077037	2602
	2.7500	2.00000	66.775379940	64.775379940	32.387689970	3239
	5.0000	1.00000	13.784844941	12.784844941	12.784844941	1278
80.0	1.2500	25.00000	311.441870803	286.441870803	11.457674832	1146
	1.7500	10.00000	155.468546238	145.468546238	14.546854624	1455
	2.0000	5.00000	115.713335593	110.713335593	22.142667119	2214
	2.5000	2.00000	68.466162256	66.466162256	33.233081128	3323
	4.0000	1.00000	19.127965763	18.127965763	18.127965763	1813
90.0	1.0000	25.00000	441.898551855	416.898551855	16.675942074	1668
	1.5000	10.00000	191.116401218	181.116401218	18.111640122	1811
	2.0000	5.00000	98.628430734	93.628430734	18.725686147	1873
	2.5000	2.00000	56.072429403	54.072429403	27.036214701	2704
	3.7500	1.00000	17.174858083	16.174858083	16.174858083	1617
100.0	1.0000	25.00000	407.973480418	382.973480418	15.318939217	1532
	1.5000	10.00000	169.536023166	159.536023166	15.953602317	1595
	2.0000	5.00000	84.066087104	79.066087104	15.813217421	1581
	2.5000	2.00000	45.922207928	43.922207928	21.961103964	2196
	3.5000	1.00000	16.157144185	15.157144185	15.157144185	1516
110.0	1.0000	25.00000	377.568145060	352.568145060	14.102725802	1410
	1.5000	10.00000	150.940961058	140.940961058	14.094096106	1409
	2.0000	5.00000	72.002513803	67.002513803	13.400502761	1340
	2.5000	2.00000	37.838271819	35.838271819	17.919135910	1792
	3.5000	1.00000	12.320732981	11.320732981	11.320732981	1132
120.0	1.2500	25.00000	211.423875730	186.423875730	7.456955029	746
	1.5000	10.00000	135.352525224	125.352525224	12.535252522	1254
	2.0000	5.00000	62.262515304	57.262515304	11.452503061	1145
	2.7500	2.00000	23.015754680	21.015754680	10.507877340	1051
	3.5000	1.00000	9.553770395	8.553770395	8.553770395	855
130.0	1.5000	25.00000	122.652999012	97.652999012	3.906119960	391
	1.7500	10.00000	80.576949910	70.576949910	7.057694991	706
	2.0000	5.00000	54.597875039	49.597875039	9.919575008	992
	2.7500	2.00000	19.212337317	17.212337317	8.606168659	861
	3.5000	1.00000	7.591641434	6.591641434	6.591641434	659
140.0	1.5000	25.00000	112.652967268	87.652967268	3.506118691	351
	1.7500	10.00000	72.965802788	62.965802788	6.296580279	630

	2.2500	5.00000	33.342371718	28.342371718	5.668474344	567
	3.0000	2.00000	11.775493744	9.775493744	4.887746872	489
	3.7500	1.00000	4.581470015	3.581470015	3.581470015	358
150.0	2.0000	25.00000	44.461168610	19.461168610	0.778446744	78
	2.5000	10.00000	20.712036876	10.712036876	1.071203688	107
	2.7500	5.00000	14.485625773	9.485625773	1.897125155	190
	3.0000	2.00000	10.257886710	8.257886710	4.128943355	413
	4.0000	1.00000	2.823993592	1.823993592	1.823993592	182
160.0	2.0000	25.00000	41.547707824	16.547707824	0.661908313	66
	2.5000	10.00000	19.029639233	9.029639233	0.902963923	90
	3.0000	5.00000	9.266317814	4.266317814	0.853263563	85
	3.5000	2.00000	4.706905863	2.706905863	1.353452931	135
	4.0000	1.00000	2.466017179	1.466017179	1.466017179	147
170.0	2.0000	25.00000	39.858529857	14.858529857	0.594341194	59
	2.5000	10.00000	18.067510427	8.067510427	0.806751043	81
	3.0000	5.00000	8.706999156	3.706999156	0.741399831	74
	3.5000	2.00000	4.377139374	2.377139374	1.188569687	119
	4.5000	1.00000	1.204918815	0.204918815	0.204918815	20
180.0	2.0000	25.00000	39.305307640	14.305307640	0.572212306	57
	2.5000	10.00000	17.754592897	7.754592897	0.775459290	78
	3.0000	5.00000	8.526354550	3.526354550	0.705270910	71
	3.5000	2.00000	4.271375397	2.271375397	1.135687698	114
	4.5000	1.00000	1.167616206	0.167616206	0.167616206	17

y el error medio porcentual de los datos anteriores:

$$E^{mp} = 931.0\%$$

El máximo error porcentual se ubicó a 50 grados a una distancia de 3 km con 80.28 cm (4014%). El valor observado fue de 2.0 cm y el valor teórico de 82.28 cm (más de un orden de magnitud). Los espesores de ceniza observados varían desde [0.0 cm, 25.0 cm] y los teóricos desde [0.028 cm, 441.89 cm].

Hay 5 valores cuyos espesores teóricos fueron menores que los observados. El mayor error negativo lo tenemos a 90 grados a una distancia de 1.0 km con 416.89 cm de error. El valor teórico del espesor fue de 25.0 cm y el valor observado de 441.89 cm.

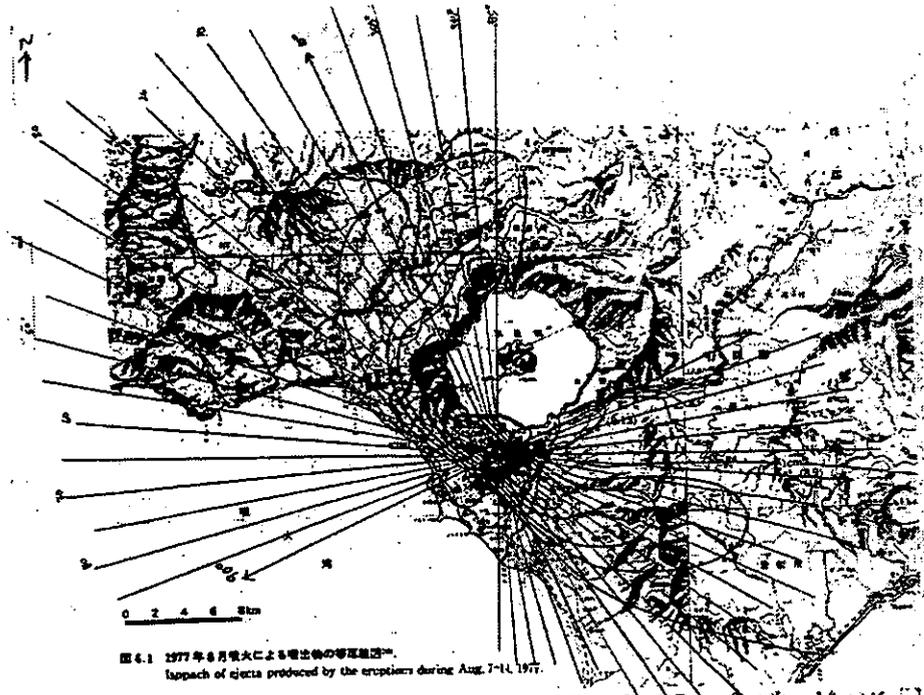
Por último, el volumen teórico (calculado por el programa SECCVO Ver. 1.0) con los parámetros empíricos mencionados fue:

$$V(4\text{ km} \leq r \leq 100.0\text{ km}) = 0.085\text{ km}^3$$

5.0 Erupción del 7-9 de agosto de 1977 del volcán Usu (fase II y fase III), Japón.

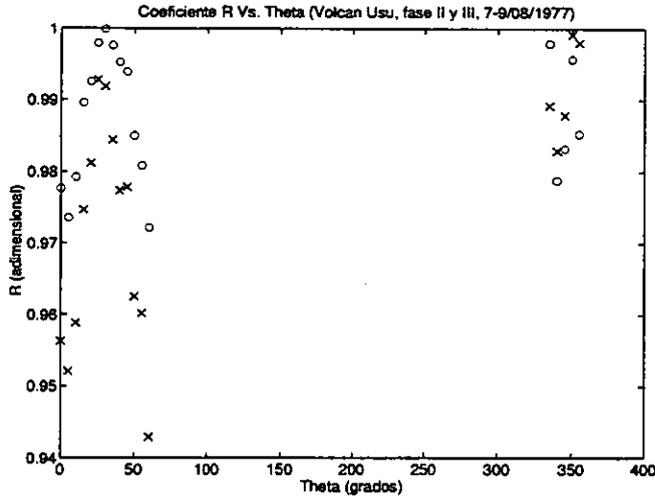
Esta erupción estuvo compuesta por cuatro fases importantes. El mapa de depósitos con que se cuenta es un mapa de espesores acumulativos. Es decir aparecen los depósitos superpuestos de las cuatro fases eruptivas. Las fases I y II fueron hacia el Sur y las II y III hacia el Norte. Por ello se trató de ajustar una distribución como la propuesta en el capítulo 6, a los depósitos superpuestos de dos pulsos eruptivos. La expresión analítica de la distribución en sí no es lineal, pero se basó el ajuste en los valores lejanos a la fuente (los espesores son pequeños), ya que los cercanos sí son afectados sustancialmente por una superposición.

Los depósitos de las fases II y III no son simétricos. Pese a que existe una mayor dispersión hacia el N que al NO, las curvas no se cierran completamente porque no se efectuaron mediciones en el lago Toya. Es importante mencionar que las isopacas situadas entre los 60 y 90 grados están muy juntas por lo que se prescindió de esos datos, tomándose al final para calibrar el modelo solamente el sector de $[0^\circ, 60^\circ]$. A continuación se presenta el mapa de isopacas que se trabajó [66]:

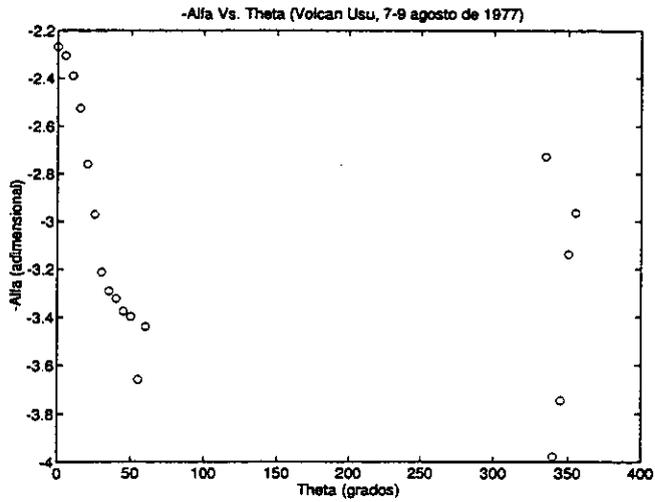


En seguida se muestran algunos análisis de los datos extraídos de este mapa como la gráfica del coeficiente de correlación r Vs. ángulo de corte θ para

diferentes ajustes realizados. Las "x" representan el ajuste potencial mientras que las "o" representan el ajuste exponencial;



la gráfica de α vs. θ para los depósitos de la erupción del 7-9 de agosto de 1977 del volcán Usu,



y; la tabla de errores para la erupción del 7-9 de agosto de 1977 del volcán Usu donde $\alpha = 2.05$, $\beta = 0.00833 \text{ hr}/\text{km}^2$ y $\gamma = 1080.89 \text{ cm}/\text{km}^{-\alpha}$ son los parámetros empíricos óptimos propuestos:

APÉNDICE A. PARÁMETROS EMPÍRICOS

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^o (cm)	E^r	E^p (%)
0	5.8000	15.00000	29.427550396	14.427550396	0.961836693	96
	9.8000	10.00000	10.040793693	0.040793693	0.004079369	0
	11.2000	5.00000	7.636327618	2.636327618	0.527265524	53
	12.8000	3.00000	5.807658366	2.807658366	0.935886122	94
	20.0000	1.00000	2.326322964	1.326322964	1.326322964	133
5	5.8000	15.00000	28.658395090	13.658395090	0.910559673	91
	9.8000	10.00000	9.601370164	-0.398629836	-0.039862984	4
	11.2000	5.00000	7.255599762	2.255599762	0.451119952	45
	12.4000	3.00000	5.857010932	2.857010932	0.952336977	95
	19.6000	1.00000	2.217108220	1.217108220	1.217108220	122
10	5.8000	15.00000	26.474798614	11.474798614	0.764986574	76
	9.4000	10.00000	9.213931626	-0.786068374	-0.078606837	8
	11.0000	5.00000	6.483866959	1.483866959	0.296773392	30
	12.2000	3.00000	5.130390914	2.130390914	0.710130305	71
	18.8000	1.00000	1.874602018	0.874602018	0.874602018	87
15	5.8000	15.00000	23.214453371	8.214453371	0.547630225	55
	8.5000	10.00000	9.495783403	-0.504216597	-0.050421660	5
	10.7000	5.00000	5.414215499	0.414215499	0.082843100	8
	11.8000	3.00000	4.235264219	1.235264219	0.411754740	41
	17.6000	1.00000	1.472115905	0.472115905	0.472115905	47
20	5.8000	15.00000	19.340318619	4.340318619	0.289354575	29
	8.0000	10.00000	8.531234316	-1.468765684	-0.146876568	15
	10.0000	5.00000	4.671835633	-0.328164367	-0.065632873	7
	11.1000	3.00000	3.483398131	0.483398131	0.161132710	16
	16.0000	1.00000	1.154689519	0.154689519	0.154689519	15
25	5.6000	15.00000	16.848419570	1.848419570	0.123227971	12
	6.8000	10.00000	9.887983599	-0.112016401	-0.011201640	1
	9.0000	5.00000	4.346425448	-0.653574552	-0.130714910	13
	10.1000	3.00000	3.032213300	0.032213300	0.010737767	1
	14.0000	1.00000	1.001444393	0.001444393	0.001444393	0
30	5.2000	15.00000	15.955257392	0.955257392	0.063683826	6
	6.2000	10.00000	9.472975023	-0.527024977	-0.052702498	5
	8.0000	5.00000	4.206070213	-0.793929787	-0.158785957	16
	9.2000	3.00000	2.604116261	-0.395883739	-0.131961246	13
	12.0000	1.00000	0.962950989	-0.037049011	-0.037049011	4
35	4.6000	15.00000	17.441351629	2.441351629	0.162756775	16
	5.4000	10.00000	10.554237595	0.554237595	0.055423759	6
	7.2000	5.00000	3.959618230	-1.040381770	-0.208076354	21
	8.1000	3.00000	2.558386020	-0.441613980	-0.147204660	15
	10.2000	1.00000	1.011127708	0.011127708	0.011127708	1
40	3.8000	15.00000	24.093703207	9.093703207	0.606246880	61
	4.7000	10.00000	12.103898262	2.103898262	0.210389826	21

	6.0000	5.00000	5.093438452	0.093438452	0.018687690	2
	6.9000	3.00000	2.970615440	-0.029384560	-0.009794853	1
	8.4000	1.00000	1.302640091	0.302640091	0.302640091	30
45	3.4000	15.00000	26.623547998	11.623547998	0.774903200	77
	4.2000	10.00000	13.032352962	3.032352962	0.303235296	30
	5.2000	5.00000	5.918814568	0.918814568	0.183762914	18
	6.2000	3.00000	2.903998145	-0.096001855	-0.032000618	3
	7.4000	1.00000	1.325267428	0.325267428	0.325267428	33
50	2.8000	15.00000	39.432352869	24.432352869	1.628823525	163
	3.6000	10.00000	16.717701790	6.717701790	0.671770179	67
	4.4000	5.00000	7.863008744	2.863008744	0.572601749	57
	5.2000	3.00000	3.962141084	0.962141084	0.320713695	32
	6.0000	1.00000	2.096991991	1.096991991	1.096991991	110
55	2.6000	15.00000	40.297928834	25.297928834	1.686528589	169
	3.2000	10.00000	19.367848750	9.367848750	0.936784875	94
	4.0000	5.00000	8.140108499	3.140108499	0.628021700	63
	4.6000	3.00000	4.496352719	1.496352719	0.498784240	50
	5.2000	1.00000	2.572573694	1.572573694	1.572573694	157
60	2.1000	15.00000	66.991684392	51.991684392	3.466112293	347
	2.8000	10.00000	24.405786348	14.405786348	1.440578635	144
	3.4000	5.00000	11.436390495	6.436390495	1.287278099	129
	3.9000	3.00000	6.395138683	3.395138683	1.131712894	113
	4.4000	1.00000	3.699696340	2.699696340	2.699696340	270

y el error medio porcentual de los datos anteriores:

$$E^{mp} = 55.6\%$$

Se observó que a partir de un radio de 6.0 km hacia adentro y para ángulos mayores a los 10 grados el error porcentual fue mayor a 110%.

El máximo error porcentual se ubicó a 60 grados a una distancia de 2.1 km con 51.99 cm (347%). El valor observado fue de 15.0 cm y el valor teórico de 66.99 cm. Los espesores de ceniza observados varían desde [0.0 cm, 15.0 cm] y los teóricos desde [0.5714 cm, 66.99 cm].

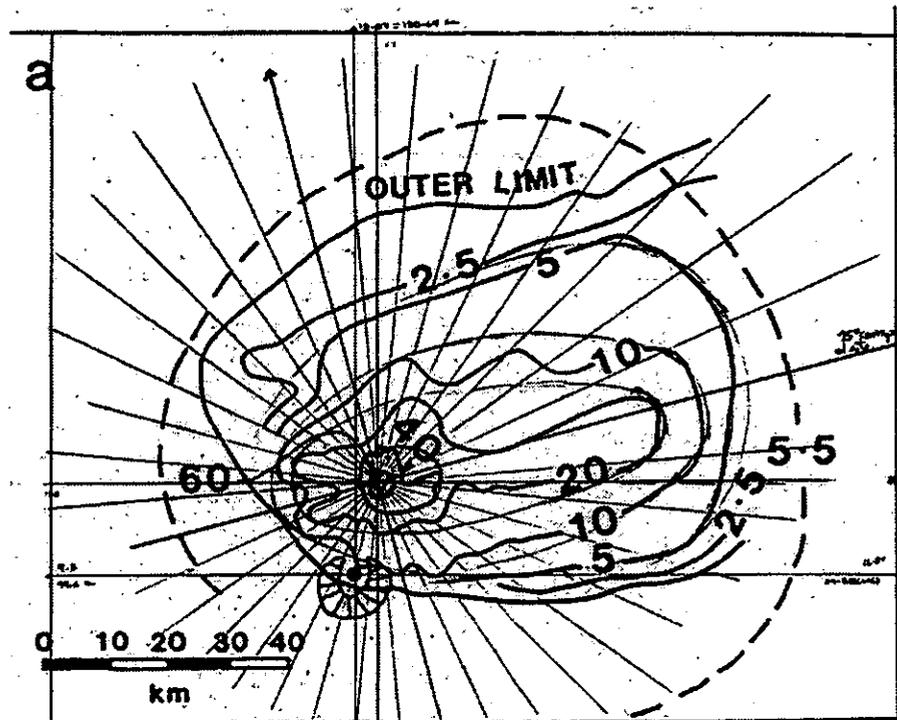
Existen 15 valores cuyos espesores teóricos fueron menores que los observados. El mayor error negativo lo tenemos a 20 grados a una distancia de 8.0 km con 1.47 cm de error. El valor teórico del espesor fue de 8.53 cm y el valor observado de 10.0 cm.

Por último, el volumen teórico (calculado por el programa SECCVO Ver. 1.0) con los parámetros empíricos mencionados fue:

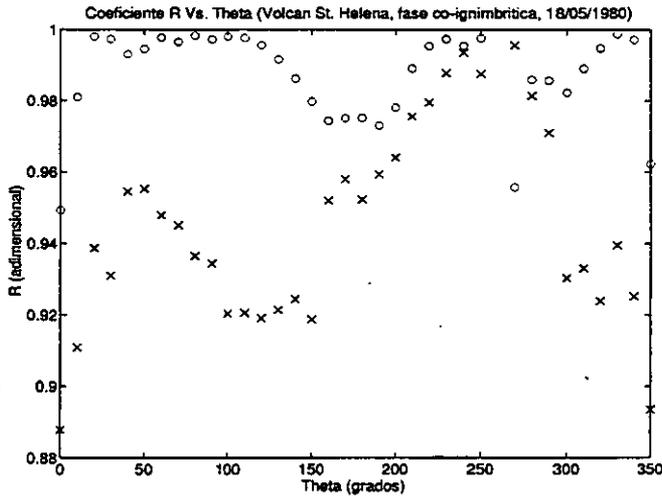
$$V(4\text{ km} \leq r \leq 100.0\text{ km}) = 0.018\text{ km}^3$$

6.0 Erupciones del 18 de mayo de 1980 del volcán Mt. St. Helens, E.U.A. (Fase co-ignimbrítica).

Los depósitos de esta fase corresponden a los generados aproximadamente durante la primera media hora de la erupción del Mt. St. Helens. Como se puede observar el foco de las isopacas cuasi-elípticas está desplazado a 12-16 km del cráter, lugar donde ascendió la nube gigante que alcanzó ~ 30 km de altura. Son notables estos depósitos pues atestiguan que el foco que genera una pluma convectiva no siempre se encuentra en el cráter. A continuación se muestra el mapa de isopacas de esta fase [120]:



En seguida se muestra la gráfica del coeficiente de correlación r Vs. ángulo de corte θ para diferentes ajustes. Las "x" representan el ajuste potencial mientras que las "o" representan el ajuste exponencial:



7.0 Erupciones del 18 de mayo de 1980 del volcán Mt. St. Helens, E.U.A. (Fase pliniana).

Posteriormente a la fase co-ignimbrítica se inició la fase pliniana del Mt. St. Helens, misma que duró casi nueve horas. A continuación se muestra el mapa de isopacas de esta fase eruptiva[120]:

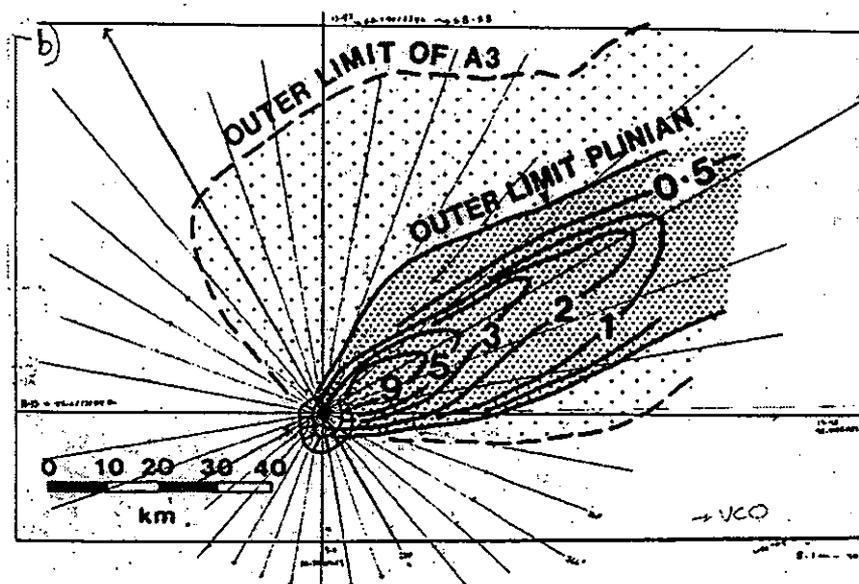


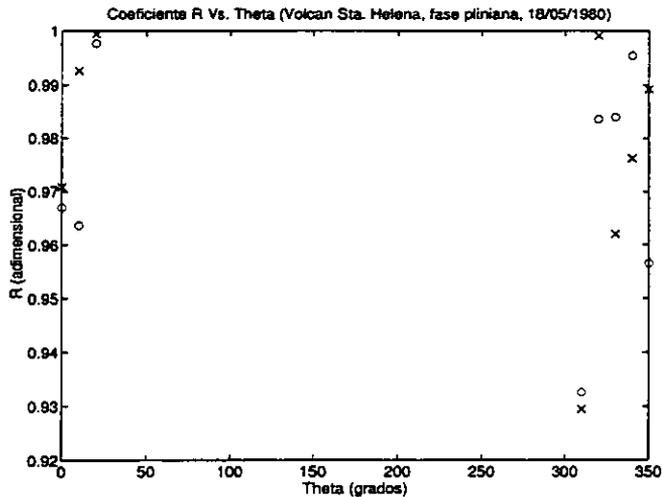
Fig. 7. a. Isopach map of the air-fall deposit from the g (1982). Contours are in millimetres. The dashed line shc at 15.55 GMT. b. Isopach map of proximal plinian de relationship to point source vent. The outer limit of l comparison.

Las isopacas de este mapa, están muy elongadas debido a la influencia de un viento atmosférico muy intenso. Prácticamente el sector de los 90 a 270 grados no se analizó debido a que no hay isopacas de ese lado. Solamente se infirieron los valores a 180 y 270 grados prolongando manualmente la isopaca de 2 cm. Además, se puede observar que el lóbulo inferior de las curvas es ligeramente más grande que el lóbulo superior. Por ello se calibró solamente el sector de [180°, 360°], siguiendo la filosofía de tomar siempre el área de mayor afectación durante una caída de cenizas.

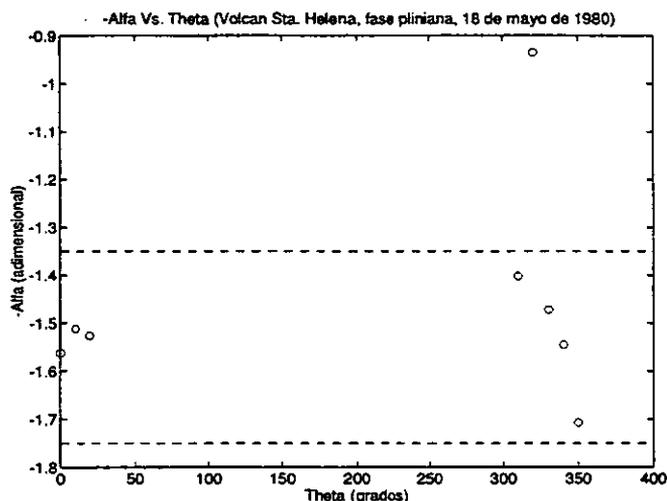
También es importante mencionar que este mapa no incluye la suma de los efectos co-ignimbríticos y plinianos que la mayoría de las publicaciones usan para calibrar sus modelos de material de caída (mapa de Sarna-Wotziski [105]), ya que además de contener información de 2 dinámicas eruptivas diferentes tiene la

peculiaridad que a grandes distancias (mayores a 250 km) el depósito se dobla ligeramente (la velocidad de la nube eruptiva se hace muy pequeña y la nube queda exclusivamente a merced de la dinámica de la circulación regional de los vientos). Esta investigación pretende modelar sólo los depósitos de caída plinianos dentro de un radio de 100 a 150 km de distancia a la fuente.

En seguida se muestran algunos análisis de los datos extraídos de este mapa como la gráfica del coeficiente de correlación r Vs. ángulo de corte θ para diferentes ajustes. Las "x" representan el ajuste potencial mientras que las "o" representan el ajuste exponencial;



la gráfica de α vs. θ donde se observa el intervalo que agrupa la mayor cantidad de α 's,



y; la tabla de errores para la erupción pliniana del 18 de mayo de 1980 del volcán Mt. St. Helens, donde $\alpha = 1.63$, $\beta = 0.0090 \text{ hr/km}^2$ y $\gamma = 1560.0 \text{ cm/km}^{-\alpha}$ son los parámetros empíricos óptimos propuestos:

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^a (cm)	E^r	E^p (%)
0.0	20.7407	9.00000	11.135277640	2.135277640	0.237253071	24
	28.1481	5.00000	6.768951128	1.768951128	0.353790226	35
	41.9753	3.00000	3.528942193	0.528942193	0.176314064	18
	64.1975	2.00000	1.765508159	-0.234491841	-0.117245920	12
10.0	70.1235	1.00000	1.528858851	0.528858851	0.528858851	53
	14.8148	9.00000	15.173390885	6.173390885	0.685932321	69
	20.7407	5.00000	7.968399635	2.968399635	0.593679927	59
	27.6543	3.00000	4.459412552	1.459412552	0.486470851	49
20.0	40.4938	2.00000	1.946889941	-0.053110059	-0.026555029	3
	9.8765	9.00000	19.824503172	10.824503172	1.202722575	120
	14.8148	5.00000	7.461316554	2.461316554	0.492263311	49
	20.2469	3.00000	3.166587704	0.166587704	0.055529235	6
180.0	1.9753	2.00000	7.746989745	5.746989745	2.873494873	287
	270.0	3.4568	2.00000	5.257076418	3.257076418	1.628538209
310.0	3.4568	5.00000	55.663230488	50.663230488	10.132646098	1013
	4.9383	3.00000	17.741836146	14.741836146	4.913945382	491
	8.3951	2.00000	2.013017923	0.013017923	0.006508962	1
320.0	8.8889	1.00000	1.520636173	0.520636173	0.520636173	52
	4.4444	5.00000	45.457299947	40.457299947	8.091459989	809
	7.4074	3.00000	9.468282263	6.468282263	2.156094088	216
	11.8519	2.00000	1.458737535	-0.541262465	-0.270631233	27

330.0	4.9383	9.00000	57.207424205	48.207424205	5.356380467	536
	7.4074	5.00000	20.789839757	15.789839757	3.157967951	316
	12.3457	3.00000	4.478088586	1.478088586	0.492696195	49
	19.7531	2.00000	0.725537075	-1.274462925	-0.637231463	64
	23.7037	1.00000	0.307240299	-0.692759701	-0.692759701	69
	28.1481	0.50000	0.123365829	-0.376634171	-0.753268342	75
340.0	7.9012	9.00000	32.367478707	23.367478707	2.596386523	260
	15.8025	5.00000	6.304592594	1.304592594	0.260918519	26
	20.7407	3.00000	2.949830452	-0.050169548	-0.016723183	2
	27.1605	2.00000	1.259901787	-0.740098213	-0.370049107	37
	40.4938	1.00000	0.279733476	-0.720266524	-0.720266524	72
	49.3827	0.50000	0.114555634	-0.385444366	-0.770888733	77
350.0	17.2840	9.00000	11.341178741	2.341178741	0.260130971	26
	22.7160	5.00000	6.654742227	1.654742227	0.330948445	33
	27.1605	3.00000	4.629064038	1.629064038	0.543021346	54
	39.5062	2.00000	2.059405060	0.059405060	0.029702530	3
	60.2469	1.00000	0.740767614	-0.259232386	-0.259232386	26

y el error medio porcentual de los datos anteriores:

$$E^{mp} = 169.0 \%$$

Por lo general a partir de un radio de 8 km hacia afuera todos los errores son menores de 100%.

El máximo error porcentual lo ubicamos a 310 grados a una distancia de 3.45 km con 50.66 cm (1013%). El valor observado fue de 5.0 cm y el valor teórico de 55.66 cm (un orden de magnitud más grande). Los espesores de ceniza observados varían desde [0.0 cm, 9.0 cm] y los teóricos desde [0.1145 cm, 57.20 cm].

Existen 11 valores cuyos espesores teóricos fueron menores que los observados. El mayor error negativo lo tenemos a 330 grados a una distancia de 19.35 km con 1.27 cm de error. El valor teórico del espesor fue 0.72 cm y el valor observado de 2.0 cm.

Por último, el volumen teórico (calculado por el programa SECCVO Ver. 1.0) con los parámetros empíricos mencionados fue:

$$V(4 \text{ km} \leq r \leq 100.0 \text{ km}) = 0.085 \text{ km}^3$$

8.0 Erupción del 28 de marzo de 1982 del volcán El Chichón, México.

El mapa de isopacas correspondiente a esta erupción (capa A-1), tiene una asimetría con respecto al eje principal. El lóbulo que va de los 0 a 180 grados es más grande que el que va de los 180 a los 360 grados. La calibración tomó en cuenta el sector de $[0^\circ, 180^\circ]$, por afectar una región más extensa y por lo tanto con más riesgo. A continuación se muestra el mapa de isopacas de esta erupción [22]:

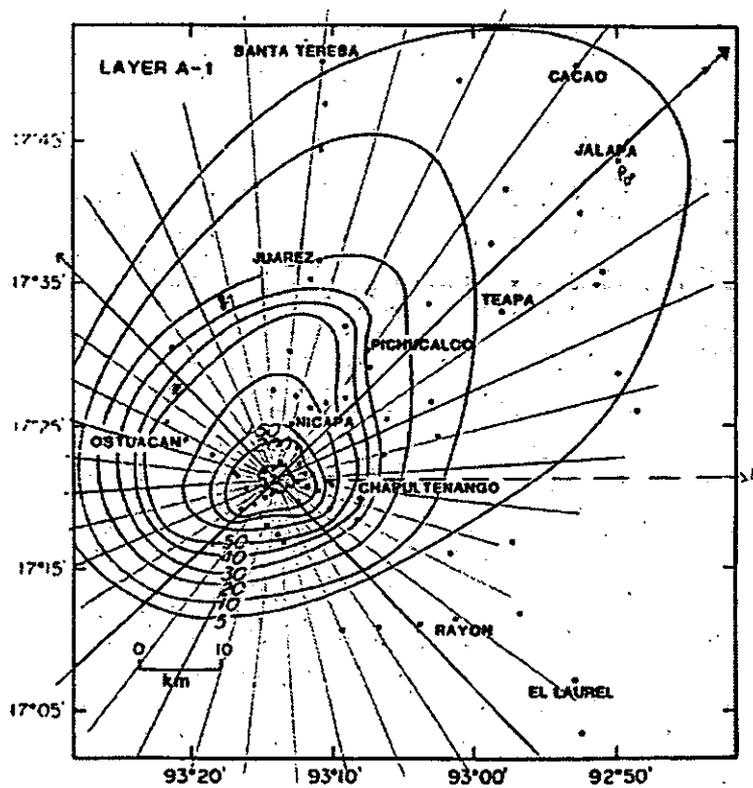
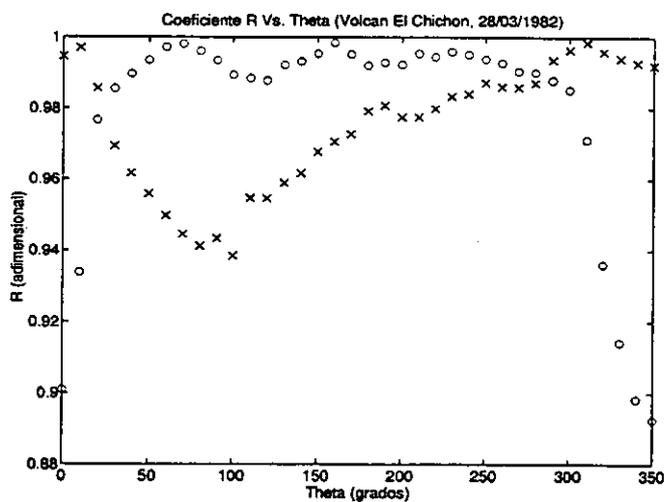
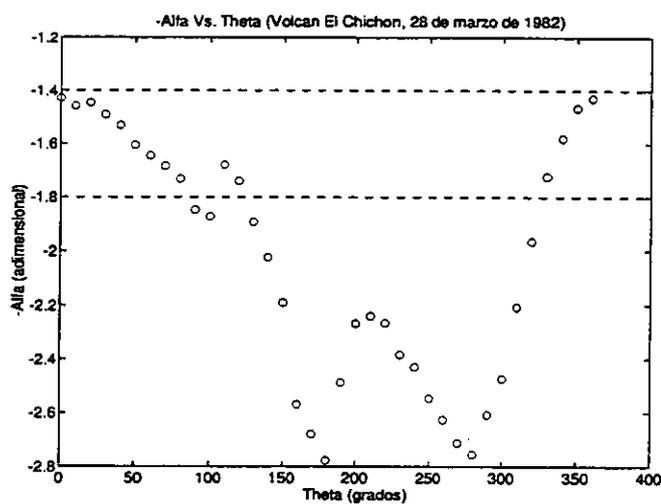


Fig. 5. Isopach map of layer A-1 from the March 29, 1982 eruption of El Chichón. Contour intervals in mm. Data collected during June 1982 and January 1983

En seguida se muestran algunos análisis de los datos extraídos de este mapa como la gráfica del coeficiente de correlación r Vs. ángulo de corte θ para diferentes ajustes. Las "x" representan el ajuste potencial mientras que las "o" representan el ajuste exponencial;



la gráfica de α vs. θ donde se observa el intervalo que agrupa la mayor cantidad de α 's,



y; la tabla de errores para la erupción del 28 de marzo de 1982 del volcán El Chichón, donde $\alpha = 1.428665$, $\beta = 0.00079365 \text{ hr}/\text{km}^2$ y $\gamma = 600.0 \text{ cm}/\text{km}^{-\alpha}$ son los parámetros empíricos óptimos propuestos:

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^a (cm)	E^r	E^p (%)
0.0	4.5833	20.00000	68.162335640	48.162335640	2.408116782	241
	6.0417	15.00000	45.934598755	30.934598755	2.062306584	206

APÉNDICE A. PARÁMETROS EMPÍRICOS

	9.1667	10.00000	25.320568060	15.320568060	1.532056806	153
	11.4583	5.00000	18.408631364	13.408631364	2.681726273	268
	14.3750	4.00000	13.314272048	9.314272048	2.328568012	233
	16.4583	3.00000	10.973454176	7.973454176	2.657818059	266
	23.7500	2.00000	6.498135953	4.498135953	2.249067976	225
	35.4167	1.00000	3.671575427	2.671575427	2.671575427	267
	68.7500	0.50000	1.423324893	0.923324893	1.846649785	185
10.0	5.4167	20.00000	53.513618605	33.513618605	1.675680930	168
	6.2500	15.00000	43.596924129	28.596924129	1.906461609	191
	10.0000	10.00000	22.225272240	12.225272240	1.222527224	122
	13.1250	5.00000	15.041737243	10.041737243	2.008347449	201
	17.0833	4.00000	10.296967185	6.296967185	1.574241796	157
	19.3750	3.00000	8.590148995	5.590148995	1.863382998	186
	28.1250	2.00000	5.017193248	3.017193248	1.508596624	151
	40.8333	1.00000	2.922632226	1.922632226	1.922632226	192
	68.1250	0.50000	1.383538069	0.883538069	1.767076138	177
20.0	5.4167	20.00000	52.993074719	32.993074719	1.649653736	165
	6.4583	15.00000	41.114448115	26.114448115	1.740963208	174
	11.2500	10.00000	18.391638449	8.391638449	0.839163845	84
	18.3333	5.00000	8.999027791	3.999027791	0.799805558	80
	22.5000	4.00000	6.649108057	2.649108057	0.662277014	66
	25.0000	3.00000	5.685545666	2.685545666	0.895181889	90
	30.8333	2.00000	4.154678364	2.154678364	1.077339182	108
	45.6250	1.00000	2.290378976	1.290378976	1.290378976	129
	63.7500	0.50000	1.359459158	0.859459158	1.718918316	172
30.0	5.2083	20.00000	55.221354698	35.221354698	1.761067735	176
	6.6667	15.00000	38.507545486	23.507545486	1.567169699	157
	12.7083	10.00000	14.832059515	4.832059515	0.483205952	48
	21.0417	5.00000	6.901462346	1.901462346	0.380292469	38
	22.9167	4.00000	6.048042162	2.048042162	0.512010540	51
	25.0000	3.00000	5.281763101	2.281763101	0.760587700	76
	29.5833	2.00000	4.051970092	2.051970092	1.025985046	103
	41.4583	1.00000	2.347668391	1.347668391	1.347668391	135
	57.5000	0.50000	1.350054618	0.850054618	1.700109237	170
40.0	5.0000	20.00000	57.442874986	37.442874986	1.872143749	187
	7.0833	15.00000	34.249813354	19.249813354	1.283320890	128
	13.3333	10.00000	13.085823165	3.085823165	0.308582317	31
	20.8333	5.00000	6.447858645	1.447858645	0.289571729	29
	22.5000	4.00000	5.687094672	1.687094672	0.421773668	42
	24.1667	3.00000	5.055676003	2.055676003	0.685225334	69
	27.7083	2.00000	4.022828231	2.022828231	1.011414116	101
	42.0833	1.00000	1.935557216	0.935557216	0.935557216	94
	51.4583	0.50000	1.330198246	0.830198246	1.660396491	166

50.0	5.0000	20.00000	56.044142179	36.044142179	1.802207109	180
	6.8750	15.00000	34.618389565	19.618389565	1.307892638	131
	13.1250	10.00000	12.569439412	2.569439412	0.256943941	26
	19.5833	5.00000	6.470762692	1.470762692	0.294152538	29
	21.4583	4.00000	5.528266147	1.528266147	0.382066537	38
	22.9167	3.00000	4.928822768	1.928822768	0.642940923	64
	25.8333	2.00000	3.983933516	1.983933516	0.991966758	99
	37.0833	1.00000	2.023966103	1.023966103	1.023966103	102
	45.2083	0.50000	1.357882955	0.857882955	1.715765911	172
60.0	4.7917	20.00000	58.122464072	38.122464072	1.906123204	191
	6.6667	15.00000	34.926558628	19.926558628	1.328437242	133
	12.5000	10.00000	12.660789691	2.660789691	0.266078969	27
	18.3333	5.00000	6.518704211	1.518704211	0.303740842	30
	20.4167	4.00000	5.361484135	1.361484135	0.340371034	34
	22.0833	3.00000	4.635749439	1.635749439	0.545249813	55
	24.7917	2.00000	3.722356788	1.722356788	0.861178394	86
	33.3333	1.00000	2.055598645	1.055598645	1.055598645	106
	40.0000	0.50000	1.386465205	0.886465205	1.772930409	177
70.0	4.5833	20.00000	60.416523125	40.416523125	2.020826156	202
	6.4583	15.00000	35.232220760	20.232220760	1.348814717	135
	11.6667	10.00000	13.197405839	3.197405839	0.319740584	32
	17.0833	5.00000	6.636678703	1.636678703	0.327335741	33
	19.1667	4.00000	5.330177391	1.330177391	0.332544348	33
	21.2500	3.00000	4.354183959	1.354183959	0.451394653	45
	23.7500	2.00000	3.477922458	1.477922458	0.738961229	74
	30.0000	1.00000	2.113156835	1.113156835	1.113156835	111
	35.4167	0.50000	1.445540996	0.945540996	1.891081992	189
80.0	4.5833	20.00000	58.580065900	38.580065900	1.929003295	193
	6.4583	15.00000	33.732608432	18.732608432	1.248840562	125
	11.0417	10.00000	13.474075811	3.474075811	0.347407581	35
	16.2500	5.00000	6.530939140	1.530939140	0.306187828	31
	18.7500	4.00000	4.901162814	0.901162814	0.225290703	23
	20.8333	3.00000	3.935685300	0.935685300	0.311895100	31
	23.3333	2.00000	3.081884301	1.081884301	0.540942151	54
	27.9167	1.00000	2.049970506	1.049970506	1.049970506	105
	32.5000	0.50000	1.417858292	0.917858292	1.835716585	184
90.0	5.0000	20.00000	49.283150119	29.283150119	1.464157506	146
	6.6667	15.00000	30.566796313	15.566796313	1.037786421	104
	10.6250	10.00000	13.405902205	3.405902205	0.340590220	34
	16.0417	5.00000	5.992133451	0.992133451	0.198426690	20
	18.3333	4.00000	4.517728465	0.517728465	0.129432116	13
	20.4167	3.00000	3.564086938	0.564086938	0.188028979	19
	22.9167	2.00000	2.734309084	0.734309084	0.367154542	37

APÉNDICE A. PARÁMETROS EMPÍRICOS

	26.6667	1.00000	1.895276804	0.895276804	0.895276804	90
	30.4167	0.50000	1.351731700	0.851731700	1.703463401	170
100.0	5.0000	20.00000	47.600946203	27.600946203	1.380047310	138
	6.6667	15.00000	29.183637645	14.183637645	0.945575843	95
	10.4167	10.00000	12.935382466	2.935382466	0.293538247	29
	16.0417	5.00000	5.360318429	0.360318429	0.072063686	7
	17.9167	4.00000	4.191558196	0.191558196	0.047889549	5
	20.4167	3.00000	3.092857330	0.092857330	0.030952443	3
	22.7083	2.00000	2.385787117	0.385787117	0.192893559	19
	25.4167	1.00000	1.788561745	0.788561745	0.788561745	79
	29.1667	0.50000	1.232136810	0.732136810	1.464273620	146
110.0	5.2083	20.00000	42.934419989	22.934419989	1.146720999	115
	6.8750	15.00000	26.405258342	11.405258342	0.760350556	76
	10.2083	10.00000	12.551721894	2.551721894	0.255172189	26
	16.6667	5.00000	4.405391064	-0.594608936	-0.118921787	12
	17.9167	4.00000	3.715101854	-0.284898146	-0.071224537	7
	20.4167	3.00000	2.695521606	-0.304478394	-0.101492798	10
	22.5000	2.00000	2.097911623	0.097911623	0.048955812	5
	25.0000	1.00000	1.578090582	0.578090582	0.578090582	58
120.0	5.4167	20.00000	38.792547370	18.792547370	0.939627369	94
	7.0833	15.00000	23.926075318	8.926075318	0.595071688	60
	10.4167	10.00000	11.290781469	1.290781469	0.129078147	13
	16.6667	5.00000	3.965013396	-1.034986604	-0.206997321	21
	17.9167	4.00000	3.317419795	-0.682580205	-0.170645051	17
	20.0000	3.00000	2.501856376	-0.498143624	-0.166047875	17
	22.5000	2.00000	1.819861967	-0.180138033	-0.090069016	9
	24.5833	1.00000	1.415167136	0.415167136	0.415167136	42
130.0	5.8333	20.00000	32.918527114	12.918527114	0.645926356	65
	7.7083	15.00000	19.543418943	4.543418943	0.302894596	30
	11.2500	10.00000	9.023034870	-0.976965130	-0.097696513	10
	16.2500	5.00000	3.841519614	-1.158480386	-0.231696077	23
	17.5000	4.00000	3.183092654	-0.816907346	-0.204226837	20
	19.7917	3.00000	2.296653115	-0.703346885	-0.234448962	23
	22.0833	2.00000	1.689337598	-0.310662402	-0.155331201	16
	24.5833	1.00000	1.229785748	0.229785748	0.229785748	23
140.0	6.2500	20.00000	28.142305812	8.142305812	0.407115291	41
	7.9167	15.00000	17.846678937	2.846678937	0.189778596	19
	11.6667	10.00000	7.868944945	-2.131055055	-0.213105506	21
	15.8333	5.00000	3.789732638	-1.210267362	-0.242053472	24
	17.5000	4.00000	2.919970635	-1.080029365	-0.270007341	27
	19.1667	3.00000	2.279301840	-0.720698160	-0.240232720	24
	21.6667	2.00000	1.603369370	-0.396630630	-0.198315315	20
	24.1667	1.00000	1.149691675	0.149691675	0.149691675	15

150.0	6.6667	20.0000	24.263531343	4.263531343	0.213176567	21
	8.3333	15.0000	15.576689040	0.576689040	0.038445936	4
	11.6667	10.0000	7.510231254	-2.489768746	-0.248976875	25
	15.6250	5.0000	3.681968210	-1.318031790	-0.263606358	26
	17.0833	4.0000	2.906979815	-1.093020185	-0.273255046	27
	18.7500	3.0000	2.247274345	-0.752725655	-0.250908552	25
	21.0417	2.0000	1.606287076	-0.393712924	-0.196856462	20
	23.7500	1.0000	1.103837780	0.103837780	0.103837780	10
160.0	6.6667	20.0000	23.791535918	3.791535918	0.189576796	19
	8.7500	15.0000	13.724558400	-1.275441600	-0.085029440	9
	11.0417	10.0000	8.240347385	-1.759652615	-0.175965261	18
	15.0000	5.0000	3.912664916	-1.087335084	-0.217467017	22
	16.2500	4.0000	3.167301479	-0.832698521	-0.208174630	21
	17.9167	3.0000	2.420743152	-0.579256848	-0.193085616	19
	20.2083	2.0000	1.706270887	-0.293729113	-0.146864556	15
	22.9167	1.0000	1.155455620	0.155455620	0.155455620	16
	27.5000	0.5000	0.624008279	0.124008279	0.248016559	25
170.0	6.6667	20.0000	23.507022207	3.507022207	0.175351110	18
	8.3333	15.0000	14.971994573	-0.028005427	-0.001867028	0
	10.0000	10.0000	10.108580484	0.108580484	0.010858048	1
	13.3333	5.0000	5.143545044	0.143545044	0.028709009	3
	15.0000	4.0000	3.808173408	-0.191826592	-0.047956648	5
	17.0833	3.0000	2.680348492	-0.319651508	-0.106550503	11
	19.1667	2.0000	1.927359277	-0.072640723	-0.036320361	4
	22.0833	1.0000	1.248844854	0.248844854	0.248844854	25
	24.1667	0.5000	0.930552121	0.430552121	0.861104242	86
180.0	6.6667	20.0000	23.411981752	3.411981752	0.170599088	17
	7.9167	15.0000	16.572282729	1.572282729	0.104818849	10
	9.1667	10.0000	12.161611984	2.161611984	0.216161198	22
	11.6667	5.0000	7.055058254	2.055058254	0.411011651	41
	13.7500	4.0000	4.722528350	0.722528350	0.180632088	18
	15.8333	3.0000	3.267822196	0.267822196	0.089274065	9
	17.9167	2.0000	2.318346777	0.318346777	0.159173389	16
	20.8333	1.0000	1.480005571	0.480005571	0.480005571	48
	22.5000	0.5000	1.160395744	0.660395744	1.320791489	132

y el error medio porcentual de los datos anteriores:

$$E^{mp} = 76.5\%$$

En el sector de 0 a 90 grados, se observó que a partir de 10 km hacia afuera, se tuvo un error porcentual menor al 270%. Mientras que en el sector de 90 a 180 grados el error fue menor al 132% a partir de 6 km hacia afuera. Es decir se tuvo mejor ajuste atrás (90°, 270°), que en la parte frontal (270°, 90°).

El máximo error porcentual se ubicó a 0 grados a una distancia de 4.58 km con 48.16 cm (241%). El valor observado fue de 20.0 cm y el valor teórico de 68.16 cm. Los espesores de ceniza observados varían desde [0.5 cm, 20.0 cm] y los teóricos desde [0.62 cm, 60.16 cm].

En el sector entre los 110 y los 170 grados existen 32 valores cuyos espesores teóricos fueron menores que los observados. El mayor error negativo lo tenemos a 150 grados a una distancia de 11.66 km con 2.49 cm de error. El valor teórico del espesor fue de 7.51 cm y el valor observado de 10.0 cm.

Por último, el volumen teórico (calculado por el programa SECCVO Ver. 1.0) con los parámetros empíricos mencionados fue:

$$V(4 \text{ km} \leq r \leq 100.0 \text{ km}) = 0.326 \text{ km}^3$$

9.0 Erupción del 3 de abril de 1982 del volcán El Chichón, México.

El mapa de isopacas de esta erupción (capa B) tiene una ligera asimetría. El lóbulo que va de los 0 a los 180 grados es ligeramente más grande que el que va de los 180 a los 360 grados. Por ello el sector que se calibró fue el de $[0^\circ, 180^\circ]$.

Es importante mencionar que los depósitos de mayor espesor, que se encontraron dentro de un radio de 25 km alrededor del volcán, fueron ocasionados por la erupción del 28 de marzo (capa A-1). Es muy probable que hubo una erosión considerable de los depósitos de la capa B por flujos y oleadas piroclásticas que ocurrieron en el área próxima al volcán. De donde es muy posible que el espesor original de la capa B pudo haber excedido los de la capa A-1 [22].

A continuación se muestra el mapa de isopacas de esta erupción [22]:

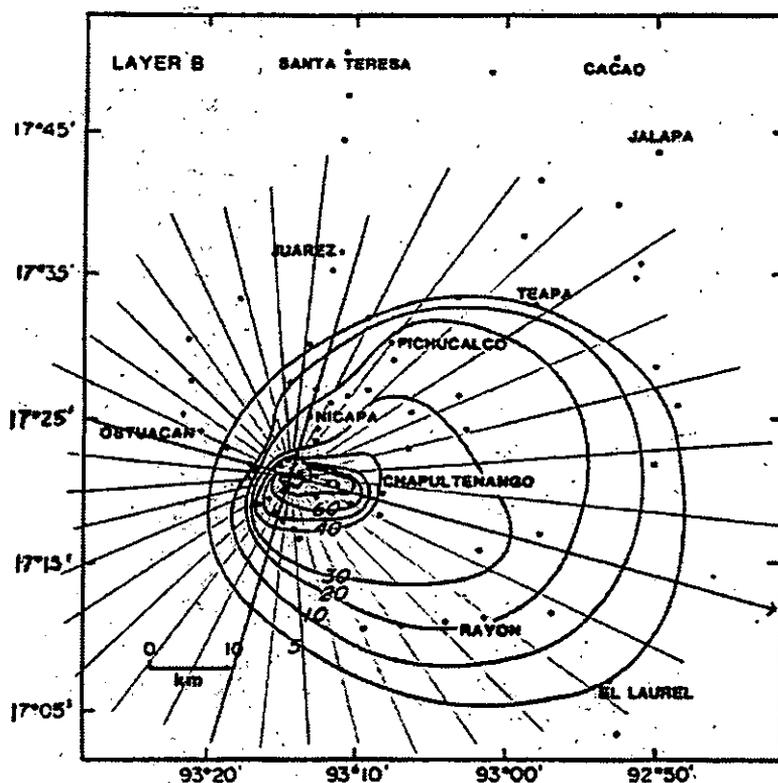
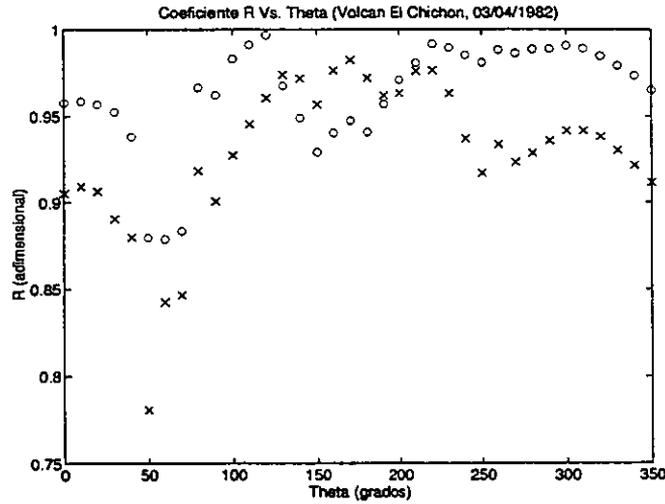


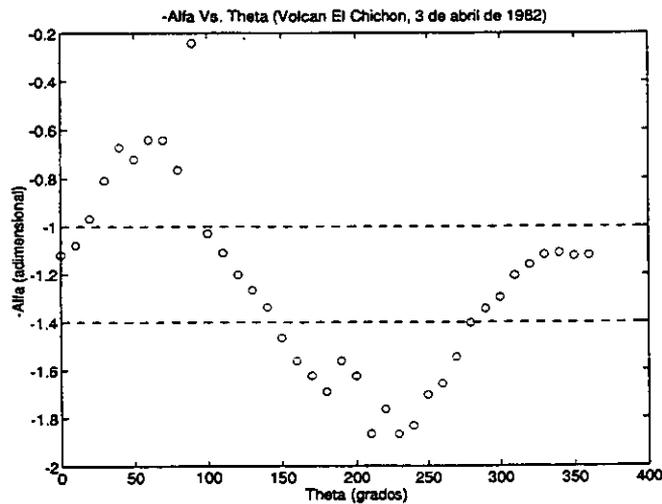
Fig. 6. Isopach map of layer B from the April 4 (0135 GMT), 1982 eruption of El Chichón. Contours in (mm)

En seguida se muestran algunos análisis de los datos extraídos de este mapa

como son la gráfica del coeficiente de correlación τ Vs. ángulo de corte θ para diferentes ajustes. Las "x" representan el ajuste potencial mientras que las "o" representan el ajuste exponencial;



la gráfica de α vs. θ donde se observa el intervalo que agrupa la mayor cantidad de α 's,



y; la tabla de errores para la erupción del 3 de abril de 1982 del volcán El Chichón, donde $\alpha = 1.118744$, $\beta = 0.0025 \text{ hr}/\text{km}^2$ y $\gamma = 69.383957 \text{ cm}/\text{km}^{-\alpha}$ son los parámetros empíricos óptimos propuestos para los depósitos tal como fueron muestreados:

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^a (cm)	E^r	E^p (%)
180.0	2.5000	4.00000	16.240006848	12.240006848	3.060001712	306
	3.3333	3.00000	9.749921849	6.749921849	2.249973950	225
	4.1667	2.00000	6.324854358	4.324854358	2.162427179	216
	4.7917	1.00000	4.725732980	3.725732980	3.725732980	373
	9.1667	0.50000	0.912413653	0.412413653	0.824827307	82
190.0	1.8750	5.00000	26.030431717	21.030431717	4.206086343	421
	2.9167	4.00000	12.483199521	8.483199521	2.120799880	212
	3.7500	3.00000	7.838596092	4.838596092	1.612865364	161
	4.1667	2.00000	6.364615424	4.364615424	2.182307712	218
	5.2083	1.00000	3.968143086	2.968143086	2.968143086	297
200.0	9.3750	0.50000	0.864348749	0.364348749	0.728697497	73
	2.0833	5.00000	22.224649740	17.224649740	3.444929948	344
	3.1250	4.00000	11.185441764	7.185441764	1.796360441	180
	4.1667	3.00000	6.484169870	3.484169870	1.161389957	116
	4.5833	2.00000	5.338684453	3.338684453	1.669342226	167
210.0	5.8333	1.00000	3.144163369	2.144163369	2.144163369	214
	9.5833	0.50000	0.843422455	0.343422455	0.686844910	69
	2.7083	5.00000	14.674311467	9.674311467	1.934862293	193
	3.7500	4.00000	8.191996946	4.191996946	1.047999237	105
	4.5833	3.00000	5.520154037	2.520154037	0.840051346	84
220.0	5.4167	2.00000	3.872861997	1.872861997	0.936430998	94
	6.6667	1.00000	2.396252087	1.396252087	1.396252087	140
	10.2083	0.50000	0.747014603	0.247014603	0.494029206	49
	2.5000	6.00000	17.208126734	11.208126734	1.868021122	187
	3.3333	5.00000	10.532488292	5.532488292	1.106497658	111
230.0	4.1667	4.00000	6.965669145	2.965669145	0.741417286	74
	5.0000	3.00000	4.838037389	1.838037389	0.612679130	61
	5.8333	2.00000	3.475817343	1.475817343	0.737908672	74
	7.7083	1.00000	1.792392958	0.792392958	0.792392958	79
	11.0417	0.50000	0.650189193	0.150189193	0.300378386	30
240.0	2.9167	6.00000	13.778949353	7.778949353	1.296491559	130
	4.1667	5.00000	7.328985620	2.328985620	0.465797124	47
	5.2083	4.00000	4.733440825	0.733440825	0.183360206	18
	5.8333	3.00000	3.732247053	0.732247053	0.244082351	24
	6.6667	2.00000	2.776643517	0.776643517	0.388321759	39
240.0	8.7500	1.00000	1.427746643	0.427746643	0.427746643	43
	12.0833	0.50000	0.563633786	0.063633786	0.127267571	13
	3.1250	6.00000	12.815341332	6.815341332	1.135890222	114
	4.7917	5.00000	5.990711444	0.990711444	0.198142289	20
	6.2500	4.00000	3.507150478	-0.492849522	-0.123212380	12
240.0	6.6667	3.00000	3.051040417	0.051040417	0.017013472	2
	7.7083	2.00000	2.195866525	0.195866525	0.097933263	10

APÉNDICE A. PARÁMETROS EMPÍRICOS

	9.7917	1.00000	1.209402111	0.209402111	0.209402111	21
	12.9167	0.50000	0.545353797	0.045353797	0.090707594	9
250.0	3.1250	6.00000	13.457250252	7.457250252	1.242875042	124
	5.4167	5.00000	5.129414852	0.129414852	0.025882970	3
	6.6667	4.00000	3.386338869	-0.613661131	-0.153415283	15
	7.7083	3.00000	2.477215431	-0.522784569	-0.174261523	17
	8.3333	2.00000	2.076209287	0.076209287	0.038104644	4
	10.8333	1.00000	1.087146822	0.087146822	0.087146822	9
	14.1667	0.50000	0.505995875	0.005995875	0.011991751	1
260.0	3.3333	6.00000	12.806532225	6.806532225	1.134422038	113
	5.4167	5.00000	5.614098680	0.614098680	0.122819736	12
	6.6667	4.00000	3.784352702	-0.215647298	-0.053911825	5
	8.3333	3.00000	2.385599951	-0.614400049	-0.204800016	20
	9.1667	2.00000	1.931414149	-0.068585851	-0.034292926	3
	11.8750	1.00000	1.033482406	0.033482406	0.033482406	3
	15.6250	0.50000	0.480894665	-0.019105335	-0.038210670	4
270.0	3.3333	6.00000	13.561830547	7.561830547	1.260305091	126
	5.8333	5.00000	5.409844362	0.409844362	0.081968872	8
	6.6667	4.00000	4.243899979	0.243899979	0.060974995	6
	9.1667	3.00000	2.261070052	-0.738929948	-0.246309983	25
	10.4167	2.00000	1.713757160	-0.286242840	-0.143121420	14
	12.9167	1.00000	1.033606843	0.033606843	0.033606843	3
	16.8750	0.50000	0.506820567	0.006820567	0.013641134	1
280.0	3.3333	6.00000	14.361674538	8.361674538	1.393612423	139
	5.4167	5.00000	6.763352681	1.763352681	0.352670536	35
	6.6667	4.00000	4.759251700	0.759251700	0.189812925	19
	10.0000	3.00000	2.227402746	-0.772597254	-0.257532418	26
	11.4583	2.00000	1.678957501	-0.321042499	-0.160521250	16
	14.5833	1.00000	0.973483895	-0.026516105	-0.026516105	3
	18.7500	0.50000	0.512055921	0.012055921	0.024111843	2
290.0	3.7500	6.00000	12.828183738	6.828183738	1.138030623	114
	5.4167	5.00000	7.402429021	2.402429021	0.480485804	48
	6.8750	4.00000	5.056725414	1.056725414	0.264181354	26
	11.2500	3.00000	2.105935560	-0.894064440	-0.298021480	30
	12.9167	2.00000	1.600654699	-0.399345301	-0.199672651	20
	17.0833	1.00000	0.872401266	-0.127598734	-0.127598734	13
	21.2500	0.50000	0.511797232	0.011797232	0.023594464	2
300.0	4.1667	6.00000	11.742761496	5.742761496	0.957126916	96
	5.8333	5.00000	7.220833027	2.220833027	0.444166605	44
	7.2917	4.00000	5.139781467	1.139781467	0.284945367	28
	12.5000	3.00000	2.080071486	-0.919928514	-0.306642838	31
	14.5833	2.00000	1.559392692	-0.440607308	-0.220303654	22
	20.0000	1.00000	0.816398983	-0.183601017	-0.183601017	18

	24.5833	0.50000	0.507971054	0.007971054	0.015942108	2
310.0	4.5833	6.00000	10.946608366	4.946608366	0.824434728	82
	6.0417	5.00000	7.462967171	2.462967171	0.492593434	49
	7.5000	4.00000	5.467999406	1.467999406	0.366999851	37
	13.7500	3.00000	2.118111054	-0.881888946	-0.293962982	29
	17.7083	2.00000	1.359267914	-0.640732086	-0.320366043	32
	23.7500	1.00000	0.771847695	-0.228152305	-0.228152305	23
	28.7500	0.50000	0.514245525	0.014245525	0.028491051	3
320.0	5.4167	6.00000	9.292347604	3.292347604	0.548724601	55
	6.6667	5.00000	7.036226270	2.036226270	0.407245254	41
	8.1250	4.00000	5.365039614	1.365039614	0.341259903	34
	15.8333	3.00000	2.015284532	-0.984715468	-0.328238489	33
	21.8750	2.00000	1.188810602	-0.811189398	-0.405594699	41
	28.1250	1.00000	0.760800583	-0.239199417	-0.239199417	24
	33.9583	0.50000	0.530113660	0.030113660	0.060227320	6
330.0	6.0417	6.00000	8.529043187	2.529043187	0.421507198	42
	7.5000	5.00000	6.453785593	1.453785593	0.290757119	29
	8.9583	4.00000	5.114639292	1.114639292	0.278659823	28
	18.5417	3.00000	1.881510618	-1.118489382	-0.372829794	37
	26.2500	2.00000	1.119252404	-0.880747596	-0.440373798	44
	32.2917	1.00000	0.805699495	-0.194300505	-0.194300505	19
	39.1667	0.50000	0.583418147	0.083418147	0.166836294	17
340.0	7.0833	6.00000	7.318772019	1.318772019	0.219795337	22
	8.7500	5.00000	5.623312634	0.623312634	0.124662527	12
	10.0000	4.00000	4.755111847	0.755111847	0.188777962	19
	22.7083	3.00000	1.647352989	-1.352647011	-0.450882337	45
	30.4167	2.00000	1.107867719	-0.892132281	-0.446066140	45
	36.8750	1.00000	0.846052750	-0.153947250	-0.153947250	15
	44.7917	0.50000	0.639016226	0.139016226	0.278032452	28
350.0	8.3333	6.00000	6.203891692	0.203891692	0.033981949	3
	9.5833	5.00000	5.236128640	0.236128640	0.047225728	5
	10.4167	4.00000	4.731636496	0.731636496	0.182909124	18
	26.2500	3.00000	1.524012403	-1.475987597	-0.491995866	49
	32.5000	2.00000	1.168425917	-0.831574083	-0.415787042	42
	39.5833	1.00000	0.912472101	-0.087527899	-0.087527899	9
	47.5000	0.50000	0.724487653	0.224487653	0.448975305	45

y el error medio porcentual de los datos anteriores:

$$E^{mp} = 64.2\%$$

De 230 a 360 grados, se observó que a partir de 6 km hacia afuera, se tuvo un error porcentual menor al 50%.

El máximo error porcentual se ubicó a 190 grados a una distancia de 1.87 km con 21.03 cm (421%). El valor observado fue de 5.0 cm y el valor teórico de 26.03 cm. Los espesores de ceniza observados varían desde [0.5 cm, 6.0 cm] y los teóricos desde [0.48 cm, 26.03 cm].

En el sector entre los 240 y los 360 grados existen 33 valores cuyos espesores teóricos son menores que los observados. El mayor error negativo lo tenemos a 350 grados a una distancia de 26.25 km con 1.48 cm de error. El valor teórico del espesor fue de 3.0 cm y el valor observado de 1.52 cm.

Por último el volumen teórico (calculado por el programa SECCVO Ver. 1.0) con los parámetros empíricos mencionados fue:

$$V(4 \text{ km} \leq r \leq 100.0 \text{ km}) = 0.063746 \text{ km}^3$$

un orden de magnitud más pequeño que 0.54 km^3 (apéndice B), que fue el volumen estimado de material de caída para esta erupción.

Por lo expuesto en el capítulo 6 (ec. 6.4) cuando existe compactación del material de caída afecta el parámetro A de la distribución del depósito. De modo que por sencillez se extendió este hecho y se supuso que cuando la capa B fue retrabajada, también en gran medida la geometría del depósito permaneció igual y lo que sufrió un cambio significativo fue el parámetro γ .

El objetivo de los cálculos que se muestran a continuación fue reconstruir la posible γ' que existió antes de que los depósitos de caída sufrieran cambios y con la que el volumen teórico calculado con el programa fuera del orden de $\sim 0.54 \text{ km}^3$.

El volumen de material de caída reportado para la primera erupción del Chichón el 28 de marzo de ese año fue de (apéndice B):

$$V_r = 0.387 \text{ km}^3$$

mientras que el volumen teórico calculado con el programa de cenizas fue de:

$$V_p = 0.320607 \text{ km}^3$$

Se supuso que la fracción:

$$\zeta = \frac{V_r}{V_p} = 1.2070853$$

muy probablemente también se mantuvo para la segunda erupción de El Chichón. A partir de una sencilla regla de tres en la cual la fracción obtenida anteriormente juega un papel importante:

$$\begin{array}{ll} \gamma = 69.383957 \text{ km}^{-\alpha} & \rightarrow V_p = 0.063746 \text{ km}^3 \cdot \zeta \\ \gamma' = ? & \rightarrow V_r = 0.542 \text{ km}^3 \end{array}$$

se obtuvo γ' para la fase eruptiva del 3 de abril:

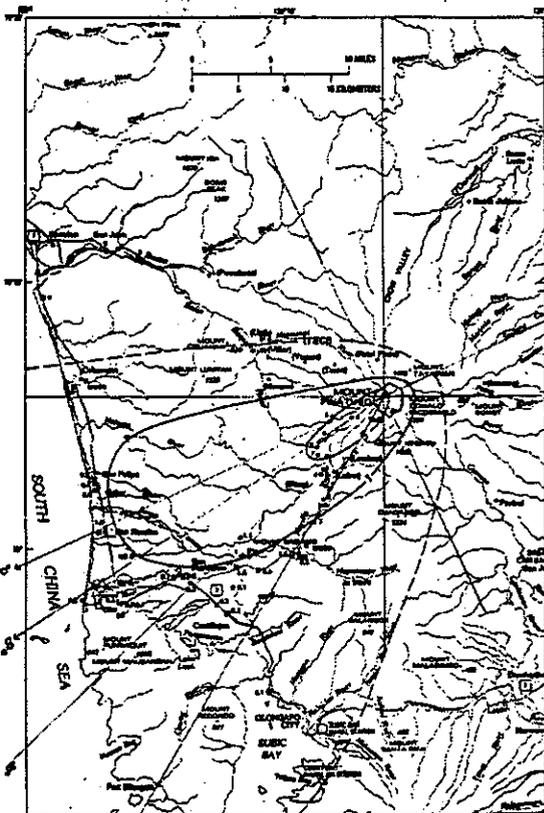
$$\gamma' \cong 488.73 \text{ km}^{-\alpha}$$

que junto con los parámetros empíricos α y β ya mencionados dio un volumen teórico final de:

$$V(4 \text{ km} \leq r \leq 100.0 \text{ km}) = 0.449 \text{ km}^3$$

10.0 Erupción del 12 de junio de 1991 del volcán Pinatubo, Filipinas.

El mapa de isopacas de esta erupción tiene una asimetría con respecto al eje principal. El lóbulo inferior (sector entre los 0 y 180 grados) es más grande que el lóbulo superior (sector entre los 180 y 360 grados), como se muestra en el mapa que se trabajó [97]:

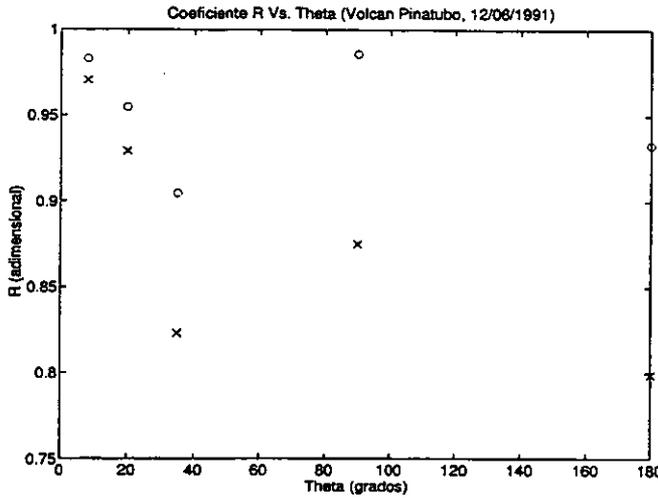


Además, se observa que la densidad de puntos de muestreo es mucho más grande en el lóbulo inferior que superior. De aquí se calibraron los espesores de ceniza ubicados en el lóbulo inferior por implicar un sector con mayor riesgo.

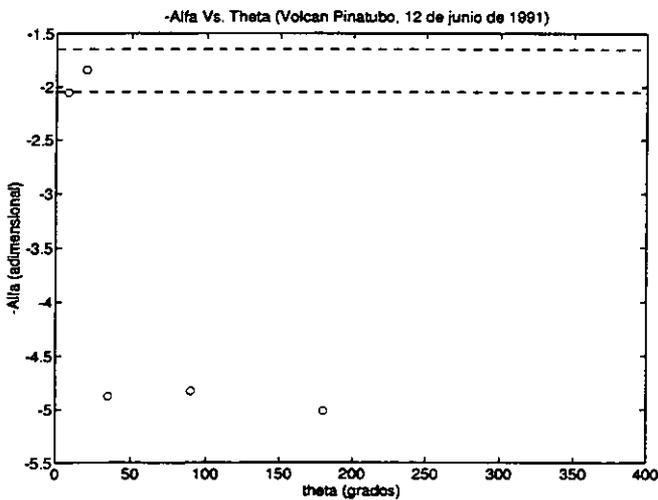
Es importante mencionar que las isopacas que aparecen en el mapa fueron obtenidas de la interpolación de datos de espesores de cenizas muestreados durante la erupción volcánica (PHILVOCS) junto con puntos de muestreo medidos 2 años después (en 1993) por Koyaguchi y Tokuno [97]. En el estudio de este mapa de isopacas se usaron solamente los datos más recientes muestreados por

PHIVOLCS.

En seguida se muestran algunos análisis de los datos extraídos de este mapa como la gráfica del coeficiente de correlación r Vs. ángulo de corte θ para diferentes ajustes. Las "x" representan el ajuste potencial mientras que las "o" representan el ajuste exponencial;



la gráfica de α vs. θ donde se observa el intervalo que agrupa la mayor cantidad de α 's,



y; la tabla de errores para la erupción del 12 de junio de 1991 del volcán Pinatubo, donde $\alpha = 1.6$, $\beta = 0.0095 \text{ hr}/\text{km}^2$ y $\gamma = 450.0 \text{ cm}/\text{km}^{-\alpha}$ son los

parámetros empíricos óptimos propuestos:

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^a (cm)	E^r	E^p (%)
0.0	32.0000	1.00000	1.757812500	0.757812500	0.757812500	76
8.0	8.0000	9.00000	15.275119555	6.275119555	0.697235506	70
	9.2500	5.00000	12.003488007	7.003488007	1.400697601	140
	32.0000	0.80000	1.405519522	0.605519522	0.756899403	76
	39.0000	0.20000	0.975270414	0.775270414	3.876352068	388
20.0	9.0000	5.00000	9.060038969	4.060038969	0.812007794	81
	11.0000	4.00000	6.026550490	2.026550490	0.506637623	51
	21.7500	1.50000	1.271011508	-0.228988492	-0.152658995	15
	29.2500	0.50000	0.571747420	0.071747420	0.143494841	14
35.0	13.0000	3.00000	1.372760379	-1.627239621	-0.542413207	54
	19.5000	0.50000	0.308456917	-0.191543083	-0.383086165	38
	26.0000	0.10000	0.083683210	-0.016316790	-0.163167905	16
90.0	4.5000	1.00000	1.601312728	0.601312728	0.601312728	60
	13.2500	0.00000	0.000530708	0.000530708	-1.000000000	0
180.0	3.0000	1.00000	1.043173929	0.043173929	0.043173929	4
	6.0000	0.00000	0.004626440	0.004626440	-1.000000000	0
335.0	12.0000	1.00000	3.765648064	2.765648064	2.765648064	277

y el error medio porcentual de los datos anteriores:

$$E^{mp} = 90.7\%$$

El máximo error porcentual se ubicó a 0 grados a una distancia de 39 km con 0.77 cm (388%). El valor observado fue de 0.2 cm y el valor teórico de 0.97 cm. Los espesores de ceniza observados varían desde [0 cm, 9.0 cm] y los teóricos desde [0.0005 cm, 15.27cm].

En el sector entre los 0 y los 90 grados existen 4 valores cuyos espesores teóricos son menores que los observados. El mayor error negativo lo tenemos a 35 grados a una distancia de 13.0 km con 1.63 cm de error. El valor teórico del espesor fue de 3.0 cm y el valor observado de 1.37 cm.

Por último, el volumen teórico (calculado por el programa SECCVO Ver. 1.0) con los parámetros empíricos mencionados fue:

$$V(4 \text{ km} \leq r \leq 100.0 \text{ km}) = 0.032 \text{ km}^3$$

11.0 Erupción del 15 de junio de 1991 del volcán Pinatubo, Filipinas.

También el mapa de isopacas de esta erupción presenta una asimetría con respecto al eje principal de dispersión. En efecto, el lóbulo inferior (sector entre los 0 y 180 grados) es más grande que el lóbulo superior (sector entre los 180 y 360 grados) como se puede observar en el mapa siguiente[97]:

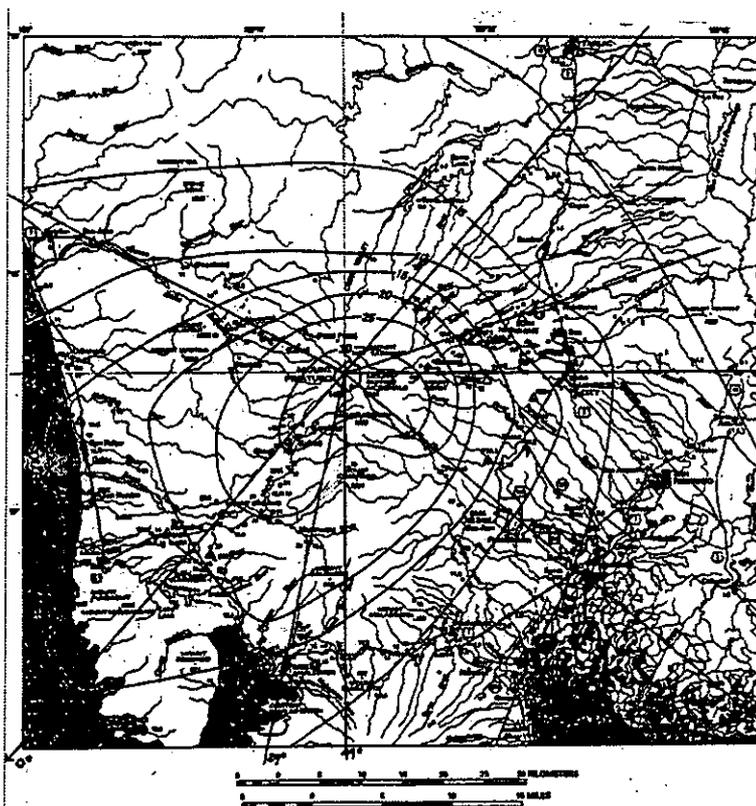


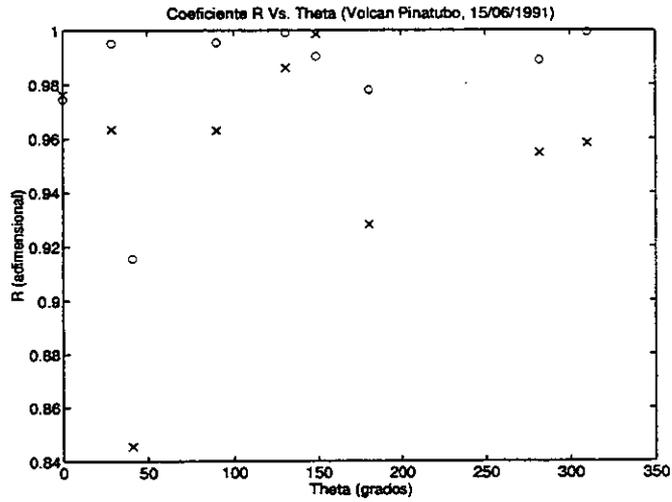
Figure 7. Distribution of tephra-fall deposits of the climatic eruption of June 15 (phase VI of Wolff and Hoblin, this volume), layer C, and locations of sections (triangles) sampled for grain-size and composition data. KAK is location of section stretched in figures 1. Isopachs are in centimeters; sources of data as in figure 3, but open circles show total thickness of section (in centimeters), which may also include layers A and (or) B.

Las isopacas internas están más distorsionadas hacia los 90 grados que las externas, lo cual fue ocasionado por la cercanía del Tifón Yunya en las mismas fechas que ocurrió la erupción. La densidad de puntos de muestreo es alta y constante en los sectores $[0^\circ, 180^\circ]$ y $[270^\circ, 360^\circ]$, mientras que el sector menos muestreado es el de $[180^\circ, 270^\circ]$. Siguiendo con la filosofía de tomar siempre en cuenta el riesgo mayor, se calibró el sector $[0^\circ, 180^\circ]$.

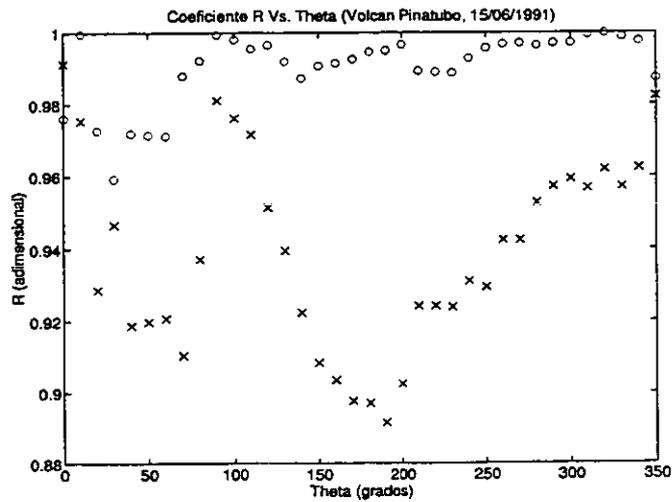
En el estudio de este mapa se usaron solamente los datos más recientes muestreados por PHIVOLCS, aunque se mostrará únicamente para las gráficas

de r Vs θ y α Vs θ el análisis con los datos mezclados (PHIVOLCS+(Koyaguchi-Tokuno)).

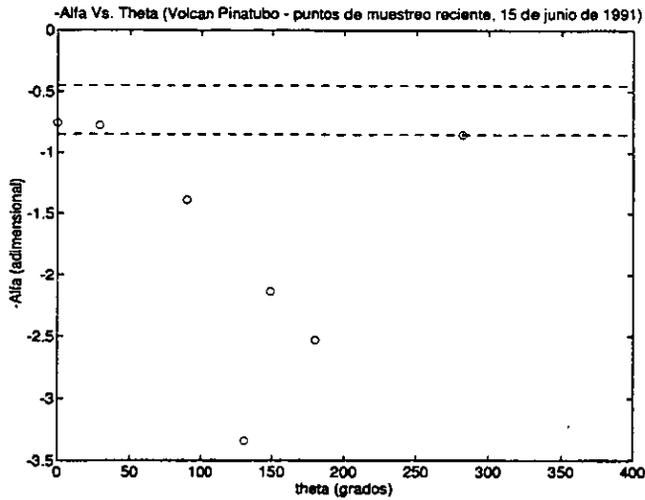
En seguida se muestran algunos análisis de los datos extraídos de este mapa como son las gráficas del coeficiente de correlación r Vs. ángulo de corte θ para diferentes ajustes realizados con datos muestreados por PHIVOLCS. Las "x" representan el ajuste potencial mientras que las "o" representan el ajuste exponencial;



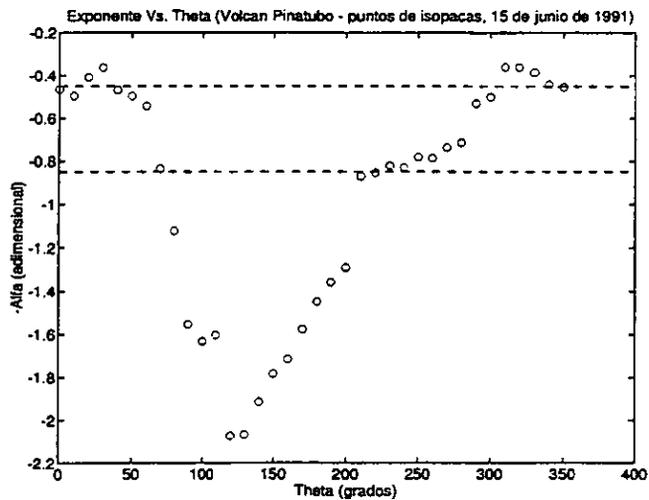
y con datos muestreados por PHIVOLCS+(Koyaguchi-Tokuno):



las gráficas de α vs. θ donde se observa el intervalo que agrupa la mayor cantidad de α 's usando datos de PHIVOLCS:



y datos de PHIVOLCS+(Koyaguchi-Tokuno):



y; la tabla de errores para la erupción del 15 de junio de 1991 del volcán Pinatubo, Filipinas, donde $\alpha = 0.5$, $\beta = 0.00032 \text{ hr}/\text{km}^2$ y $\gamma = 136.0 \text{ cm}/\text{km}^{-\alpha}$ son los parámetros empíricos óptimos propuestos:

APÉNDICE A. PARÁMETROS EMPÍRICOS

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^a (cm)	E^r	E^p (%)
0.0	11.3333	33.00000	40.398019753	7.398019753	0.224182417	22
	22.0000	23.50000	28.995297424	5.495297424	0.233842444	23
	23.6667	22.00000	27.955699361	5.955699361	0.270713607	27
	29.3333	14.00000	25.110664160	11.110664160	0.793618869	79
	33.0000	16.00000	23.674561210	7.674561210	0.479660076	48
29.0	21.3333	23.00000	27.685050292	4.685050292	0.203697839	20
	33.0000	19.00000	21.521920217	2.521920217	0.132732643	13
	36.0000	12.50000	20.427866761	7.927866761	0.634229341	63
	38.6667	16.00000	19.559618087	3.559618087	0.222476130	22
90.0	10.6667	32.00000	32.568093388	0.568093388	0.017752918	2
	16.6667	22.00000	22.690572443	0.690572443	0.031389657	3
	21.3333	17.00000	18.011302696	1.011302696	0.059488394	6
	25.3333	16.50000	15.073140121	-1.426859879	-0.086476356	9
	28.6667	10.00000	13.122225320	3.122225320	0.312222532	31
	36.3333	5.00000	9.768540695	4.768540695	0.953708139	95
131.0	16.0000	25.00000	18.464886918	-6.535113082	-0.261404523	26
	21.3333	15.00000	13.046675554	-1.953324446	-0.130221630	13
	29.0000	9.00000	8.351946036	-0.648053964	-0.072005996	7
	38.3333	2.00000	5.087892163	3.087892163	1.543946082	154
	42.3333	1.20000	4.156252190	2.956252190	2.463543492	246
	47.6667	0.70000	3.195643407	2.495643407	3.565204867	357
149.0	13.3333	20.00000	21.052082961	1.052082961	0.052604148	5
	14.6667	18.00000	18.959255684	0.959255684	0.053291982	5
	16.3333	14.00000	16.729300156	2.729300156	0.194950011	19
	17.3333	12.50000	15.559335895	3.059335895	0.244746872	24
	27.0000	5.00000	8.243539629	3.243539629	0.648707926	65
	30.6667	3.50000	6.611870628	3.111870628	0.889105894	89
	36.0000	2.50000	4.857318665	2.357318665	0.942927466	94
180.0	12.0000	20.00000	22.583997062	2.583997062	0.129199853	13
	21.0000	9.00000	11.276418275	2.276418275	0.252935364	25
	31.0000	1.50000	5.854328391	4.354328391	2.902885594	290
	33.6667	1.30000	4.968116387	3.668116387	2.821627990	282
	54.0000	0.60000	1.537015982	0.937015982	1.561693303	156

y el error medio porcentual de los datos anteriores:

$$E^{mp} = 70.7\%$$

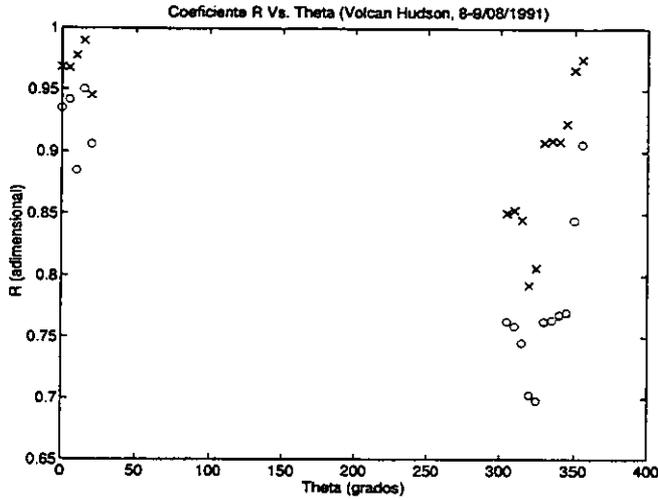
El máximo error porcentual se ubicó a 131 grados a una distancia de 47.66 km con 2.49 cm (357%). El valor observado fue de 0.7 cm y el valor teórico de 3.19 cm. Los espesores de ceniza observados varían desde [0.6 cm, 33.0 cm] y los teóricos desde [1.53 cm, 40.39cm].

En el sector entre los 0 y los 90 grados existen 4 valores cuyos espesores teóricos son menores que los observados. El mayor error negativo lo tenemos a 131 grados a una distancia de 16.0 km con 6.53 cm de error. El valor teórico del espesor fue de 18.46 cm y el valor observado de 25.0 cm.

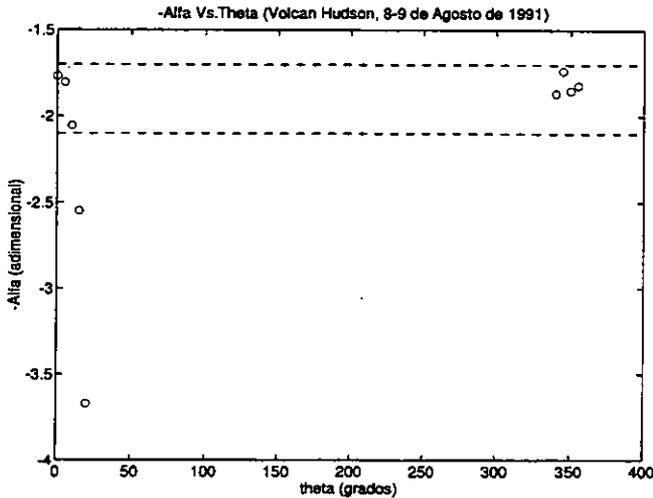
Por último, el volumen teórico (calculado por el programa SECCVO Ver. 1.0) con los parámetros empíricos mencionados fue:

$$V(4 \text{ km} \leq r \leq 100.0 \text{ km}) = 2.390 \text{ km}^3$$

En seguida se muestran algunos análisis de los datos extraídos de este mapa como la gráfica del coeficiente de correlación r Vs. ángulo de corte θ para diferentes ajustes. Las "x" representan el ajuste potencial mientras que las "o" representanel ajuste exponencial;



la gráfica de α vs. θ donde se observa el intervalo que agrupa la mayor cantidad de α 's,



y; la tabla de errores para la erupción del 8 de agosto de 1991 del volcán Hudson, donde $\alpha = 1.9$, $k = 0.9 \text{ km}^{-1}$ y $\gamma = 4800.0 \text{ cm/km}^{-\alpha}$ son los parámetros empíricos óptimos:

APÉNDICE A. PARÁMETROS EMPÍRICOS

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^a (cm)	E^r	E^p (%)
180	6.6667	0.00000	0.000802197	0.000802197	-1.000000000	0
270	18.8889	0.00000	0.000000747	0.000000747	-1.000000000	0
305	5.5556	5.00000	21.892330396	16.892330396	3.378466079	338
	8.8889	0.20000	2.493927504	2.293927504	11.469637521	1147
	23.3333	0.10000	0.001559638	-0.098440362	-0.984403616	98
310	6.6667	5.00000	15.310959570	10.310959570	2.062191914	206
	11.1111	0.20000	1.389787194	1.189787194	5.948935968	595
	31.1111	0.10000	0.000316892	-0.099683108	-0.996831079	100
315	7.7778	5.00000	12.537252374	7.537252374	1.507450475	151
	13.3333	0.20000	1.040961658	0.840961658	4.204808289	420
	42.2222	0.10000	0.000057417	-0.099942583	-0.999425830	100
320	10.0000	5.00000	7.358525024	2.358525024	0.471705005	47
	15.5556	0.20000	0.986688882	0.786688882	3.933444408	393
	66.6667	0.10000	0.000001317	-0.099998683	-0.999986833	100
325	10.0000	5.00000	11.867788946	6.867788946	1.373557789	137
	17.7778	0.20000	1.121537322	0.921537322	4.607686612	461
	95.5556	0.10000	0.000000146	-0.099999854	-0.999998540	100
330	7.7778	10.00000	38.135086369	28.135086369	2.813508637	281
	11.1111	5.00000	12.955605846	7.955605846	1.591121169	159
	25.5556	0.20000	0.466420120	0.266420120	1.332100600	133
	128.8889	0.10000	0.000000084	-0.099999916	-0.999999164	100
335	10.0000	10.00000	26.003459934	16.003459934	1.600345993	160
	14.4444	5.00000	8.888725442	3.888725442	0.777745088	78
	33.3333	0.20000	0.369038171	0.169038171	0.845190853	85
	166.6667	0.10000	0.000000227	-0.099999773	-0.999997729	100
340	16.6667	10.00000	9.265336206	-0.734663794	-0.073466379	7
	22.2222	5.00000	3.967544197	-1.032455803	-0.206491161	21
	27.7778	1.00000	1.920600062	0.920600062	0.920600062	92
	55.5556	0.20000	0.113946476	-0.086053524	-0.430267622	43
	211.1111	0.10000	0.000001942	-0.099998058	-0.999980576	100
345	18.8889	10.00000	10.112981649	0.112981649	0.011298165	1
	25.5556	5.00000	4.641516810	-0.358483190	-0.071696638	7
	34.4444	1.00000	2.004332612	1.004332612	1.004332612	100
	43.3333	0.50000	0.986616679	0.486616679	0.973233357	97
	90.0000	0.20000	0.058819888	-0.141180112	-0.705900559	71
	250.0000	0.10000	0.000062453	-0.099937547	-0.999375468	100
350	21.1111	10.00000	10.947372400	0.947372400	0.094737240	9
	31.1111	5.00000	4.570464003	-0.429535997	-0.085907199	9
	43.3333	1.00000	2.060443925	1.060443925	1.060443925	106
	68.8889	0.50000	0.602126076	0.102126076	0.204252151	20
	130.0000	0.20000	0.078125626	-0.121874374	-0.609371869	61
	263.3333	0.10000	0.003300469	-0.096699531	-0.966995306	97

355	22.2222	10.00000	12.282664269	2.282664269	0.228266427	23
	36.6667	5.00000	4.514285334	-0.485714666	-0.097142933	10
	46.6667	1.00000	2.758787474	1.758787474	1.758787474	176
	100.0000	0.50000	0.540138696	0.040138696	0.080277392	8
	176.6667	0.20000	0.140890150	-0.059109850	-0.295549250	30
	265.5556	0.10000	0.047903741	-0.052096259	-0.520962595	52

y el error medio porcentual de los datos anteriores:

$$E^{mp} = 146.3 \%$$

El máximo error porcentual se ubicó a 305 grados a una distancia de 8.88 km con 2.29 cm (1147%), es decir de un orden de magnitud más grande. El valor observado fue de 0.2 cm y el valor teórico de 2.49 cm. Los espesores de ceniza observados varían desde [0.0 cm, 10.0 cm] y los teóricos desde [0.0 cm, 38.13 cm].

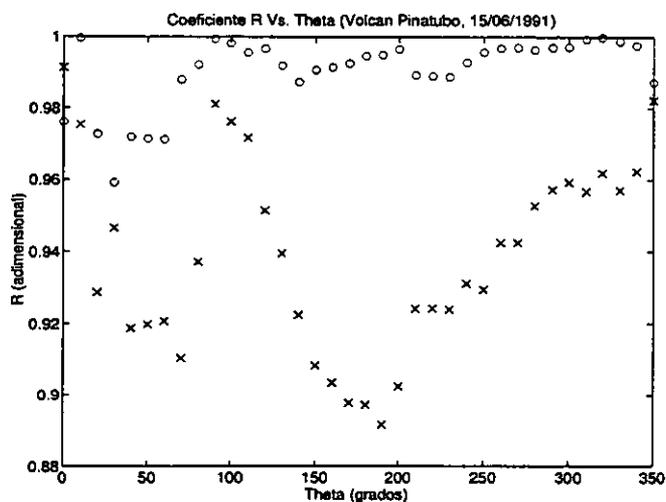
En el sector entre los 270 y los 360 grados existen 22 valores cuyos espesores teóricos son menores que los observados. El mayor error negativo lo tenemos a 340 grados a una distancia de 22.2 km con 1.03 cm de error. El valor teórico del espesor fue de 3.97 cm y el valor observado de 5.0 cm.

Por último, el volumen teórico (calculado por el programa SECCVO Ver. 1.0) con los parámetros empíricos mencionados fue:

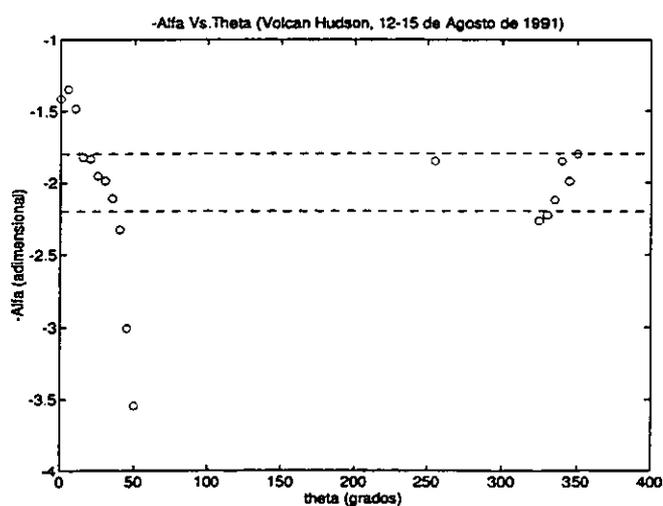
$$V(4 \text{ km} \leq r \leq 100.0 \text{ km}) = 0.134 \text{ km}^3$$

argentino casi hasta la costa atlántica (a más de 500 km del volcán Hudson) [106]. Sin embargo no fue analizado dentro del contexto de este estudio ya que el modelo pretende simular los depósitos únicamente dentro de una radio de 100-150 km alrededor del volcán.

En seguida se muestran algunos análisis de los datos extraídos de este mapa como la gráfica del coeficiente de correlación r Vs. ángulo de corte θ para diferentes ajustes. Las "x" representan el ajuste potencial mientras que las "o" representan el ajuste exponencial;



la gráfica de α vs. θ donde se observa el intervalo que agrupa la mayor cantidad de α 's,



APÉNDICE A. PARÁMETROS EMPÍRICOS

y; la tabla de errores para la erupción del 12-15 de agosto de 1991 del volcán Hudson, donde $\alpha = 1.65$, $k = 0.4 \text{ km}^{-1}$ y $\gamma = 40000 \text{ cm/km}^{-\alpha}$ son los parámetros empíricos óptimos propuestos:

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^a (cm)	E^r	E^p (%)
0	21.4286	200.00000	254.636807039	54.636807039	0.273184035	27
	32.1429	150.00000	130.427930225	-19.572069775	-0.130480465	13
	38.5714	100.00000	96.543168153	-3.456831847	-0.034568318	3
	52.1429	50.00000	58.706816569	8.706816569	0.174136331	17
	61.4286	40.00000	44.796987090	4.796987090	0.119924677	12
	73.5714	30.00000	33.265176297	3.265176297	0.108839210	11
	83.5714	20.00000	26.956566729	6.956566729	0.347828336	35
	93.5714	15.00000	22.370392927	7.370392927	0.491359528	49
	112.8571	10.00000	16.420525695	6.420525695	0.642052569	64
5	17.1429	200.00000	358.501055643	158.501055643	0.792505278	79
	23.5714	150.00000	209.913992280	59.913992280	0.399426615	40
	33.5714	100.00000	115.349957043	15.349957043	0.153499570	15
	42.1429	50.00000	78.236056605	28.236056605	0.564721132	56
	49.2857	40.00000	59.770927581	19.770927581	0.494273190	49
	59.2857	30.00000	43.401191905	13.401191905	0.446706397	45
	67.8571	20.00000	34.282337721	14.282337721	0.714116886	71
	78.5714	15.00000	26.480963521	11.480963521	0.765397568	77
	92.8571	10.00000	19.668970552	9.668970552	0.966897055	97
10	12.8571	200.00000	547.065734004	347.065734004	1.735328670	174
	16.4286	150.00000	357.242099328	207.242099328	1.381613996	138
	24.2857	100.00000	178.705148038	78.705148038	0.787051480	79
	30.0000	50.00000	121.796557277	71.796557277	1.435931146	144
	35.0000	40.00000	91.617195129	51.617195129	1.290429878	129
	41.4286	30.00000	66.708055672	36.708055672	1.223601856	122
	50.0000	20.00000	46.430280083	26.430280083	1.321514004	132
	60.7143	15.00000	31.578761197	16.578761197	1.105250746	111
	67.8571	10.00000	25.167565010	15.167565010	1.516756501	152
	92.8571	5.00000	12.885448105	7.885448105	1.577089621	158
	182.1429	2.00000	2.464195450	0.464195450	0.232097725	23
15	10.7143	200.00000	690.557276455	490.557276455	2.452786382	245
	13.5714	150.00000	449.670693224	299.670693224	1.997804621	200
	18.5714	100.00000	250.343056321	150.343056321	1.503430563	150
	30.0000	30.00000	97.102679368	67.102679368	2.236755979	224
	37.1429	20.00000	61.930755944	41.930755944	2.096537797	210
	47.1429	15.00000	36.464604041	21.464604041	1.430973603	143
	52.8571	10.00000	27.929434500	17.929434500	1.792943450	179
	73.5714	5.00000	12.203915441	7.203915441	1.440783088	144
	91.4286	2.00000	6.684709660	4.684709660	2.342354830	234

20	8.5714	200.00000	939.126130121	739.126130121	3.695630651	370
	10.7143	150.00000	617.124567082	467.124567082	3.114163781	311
	14.2857	100.00000	352.215102866	252.215102866	2.522151029	252
	21.4286	30.00000	151.853744519	121.853744519	4.061791484	406
	27.8571	20.00000	84.347122632	64.347122632	3.217356132	322
	35.0000	15.00000	48.715980729	33.715980729	2.247732049	225
	41.4286	10.00000	31.585669760	21.585669760	2.158566976	216
	62.8571	5.00000	9.467911643	4.467911643	0.893582329	89
	78.5714	2.00000	4.484587619	2.484587619	1.242293810	124
	151.4286	1.00000	0.261987747	-0.738012253	-0.738012253	74
25	7.8571	200.00000	993.094159350	793.094159350	3.965470797	397
	9.2857	150.00000	714.546328389	564.546328389	3.763642189	376
	12.1429	100.00000	412.375953954	312.375953954	3.123759540	312
	17.1429	30.00000	193.555484807	163.555484807	5.451849494	545
	21.4286	20.00000	114.064278121	94.064278121	4.703213906	470
	26.4286	15.00000	66.909357521	51.909357521	3.460623835	346
	32.8571	10.00000	36.714517496	26.714517496	2.671451750	267
	52.8571	5.00000	7.918370547	2.918370547	0.583674109	58
	65.7143	2.00000	3.414721817	1.414721817	0.707360909	71
	100.0000	1.00000	0.472562818	-0.527437182	-0.527437182	53
30	10.7143	100.00000	450.048003167	350.048003167	3.500480032	350
	19.2857	15.00000	107.787832490	92.787832490	6.185855499	619
	24.2857	10.00000	56.365177737	46.365177737	4.636517774	464
	40.0000	5.00000	10.658845325	5.658845325	1.131769065	113
	51.4286	2.00000	3.816241320	1.816241320	0.908120660	91
	71.4286	1.00000	0.759904517	-0.240095483	-0.240095483	24
180	3.5714	0.00000	281.209097227	281.209097227	-1.000000000	0
270	7.8571	0.00000	57.537078332	57.537078332	-1.000000000	0
325	10.0000	40.00000	434.405099101	394.405099101	9.860127478	986
	14.2857	20.00000	176.874206537	156.874206537	7.843710327	784
	22.8571	5.00000	43.810900674	38.810900674	7.762180135	776
	37.8571	2.00000	6.438383558	4.438383558	2.219191779	222
	87.8571	1.00000	0.043118457	-0.956881543	-0.956881543	96
330	14.2857	40.00000	231.200789348	191.200789348	4.780019734	478
	19.2857	20.00000	107.787832490	87.787832490	4.389391624	439
	31.4286	5.00000	25.119613638	20.119613638	4.023922728	402
	50.0000	2.00000	4.315895565	2.315895565	1.157947782	116
	101.4286	1.00000	0.085363089	-0.914636911	-0.914636911	91
335	11.4286	50.00000	468.124961751	418.124961751	8.362499235	836
	16.4286	40.00000	213.269533673	173.269533673	4.331738342	433
	22.8571	30.00000	97.196544982	67.196544982	2.239884833	224
	25.7143	20.00000	71.902881594	51.902881594	2.595144080	260
	41.4286	5.00000	18.164500027	13.164500027	2.632900005	263

APÉNDICE A. PARÁMETROS EMPÍRICOS

	65.7143	2.00000	3.414721817	1.414721817	0.707360909	71
	117.8571	1.00000	0.184535261	-0.815464739	-0.815464739	82
340	17.1429	50.00000	243.347092607	193.347092607	3.866941852	387
	22.1429	40.00000	141.398757046	101.398757046	2.534968926	253
	28.5714	30.00000	79.514200887	49.514200887	1.650473363	165
	32.8571	20.00000	56.936940570	36.936940570	1.846847029	185
	35.7143	15.00000	46.313892765	31.313892765	2.087592851	209
	41.4286	10.00000	31.585669760	21.585669760	2.158566976	216
	55.0000	5.00000	14.264481478	9.264481478	1.852896296	185
	87.1429	2.00000	3.074174061	1.074174061	0.537087030	54
	135.7143	1.00000	0.458587139	-0.541412861	-0.541412861	54
345	7.8571	200.00000	1197.745673024	997.745673024	4.988728365	499
	12.1429	150.00000	550.875470014	400.875470014	2.672503133	267
	15.0000	100.00000	373.869519803	273.869519803	2.738695198	274
	22.8571	50.00000	167.639255403	117.639255403	2.352785108	235
	29.2857	40.00000	102.029848939	62.029848939	1.550746223	155
	35.7143	30.00000	67.370150871	37.370150871	1.245671696	125
	41.4286	20.00000	48.785113756	28.785113756	1.439255688	144
	47.8571	15.00000	35.226338721	20.226338721	1.348422581	135
	56.4286	10.00000	23.881931979	13.881931979	1.388193198	139
	72.1429	5.00000	12.853058161	7.853058161	1.570611632	157
	115.7143	2.00000	3.254805441	1.254805441	0.627402720	63
	162.8571	1.00000	0.974047319	-0.025952681	-0.025952681	3
350	11.4286	200.00000	670.210779971	470.210779971	2.351053900	235
	17.1429	150.00000	331.573563338	181.573563338	1.210490422	121
	24.2857	100.00000	178.705148038	78.705148038	0.787051480	79
	32.8571	50.00000	103.016182493	53.016182493	1.060323650	106
	40.0000	40.00000	71.300809586	31.300809586	0.782520240	78
	47.8571	30.00000	50.564415998	20.564415998	0.685480533	69
	55.7143	20.00000	37.512502738	17.512502738	0.875625137	88
	65.0000	15.00000	27.492062210	12.492062210	0.832804147	83
	73.5714	10.00000	21.272708654	11.272708654	1.127270865	113
	100.7143	5.00000	10.743807938	5.743807938	1.148761588	115
	151.4286	2.00000	4.027840866	2.027840866	1.013920433	101
	214.2857	1.00000	1.550194243	0.550194243	0.550194243	55
355	18.5714	200.00000	313.464676396	113.464676396	0.567323382	57
	27.1429	150.00000	165.419066914	54.419066914	0.102793779	10
	32.1429	100.00000	124.200290088	24.200290088	0.242002901	24
	44.2857	50.00000	71.853834768	21.853834768	0.437076695	44
	52.8571	40.00000	52.966072396	12.966072396	0.324151810	32
	62.8571	30.00000	39.194327017	9.194327017	0.306477567	31
	72.8571	20.00000	30.256511324	10.256511324	0.512825566	51
	82.1429	15.00000	24.474813376	9.474813376	0.631654225	63

	90.7143	10.00000	20.508247720	10.508247720	1.050824772	105
	155.7143	5.00000	7.616988811	2.616988811	0.523397762	52
	195.0000	2.00000	4.949922464	2.949922464	1.474961232	147

y el error medio porcentual de los datos anteriores:

$$E^{mp} = 184.9\%$$

El máximo error porcentual se ubicó a 325 grados a una distancia de 10.0 km con 394 cm (986%), es decir casi un orden de magnitud más grande. El valor observado fue de 40 cm y el valor teórico de 434.4 cm. Los espesores de ceniza observados varían desde [1.0 cm, 200.0 cm] y los teóricos desde [0.043 cm, 1197.74 cm].

En el sector que se calibró existen 10 valores cuyos espesores teóricos son menores que los observados. El mayor error negativo lo tenemos a 0 grados a una distancia de 32.14 km con 19.57 cm de error. El valor teórico del espesor fue de 130.43 cm y el valor observado de 150.0 cm.

Por último, el volumen teórico (calculado por el programa SECCVO Ver. 1.0) con los parámetros empíricos mencionados fue:

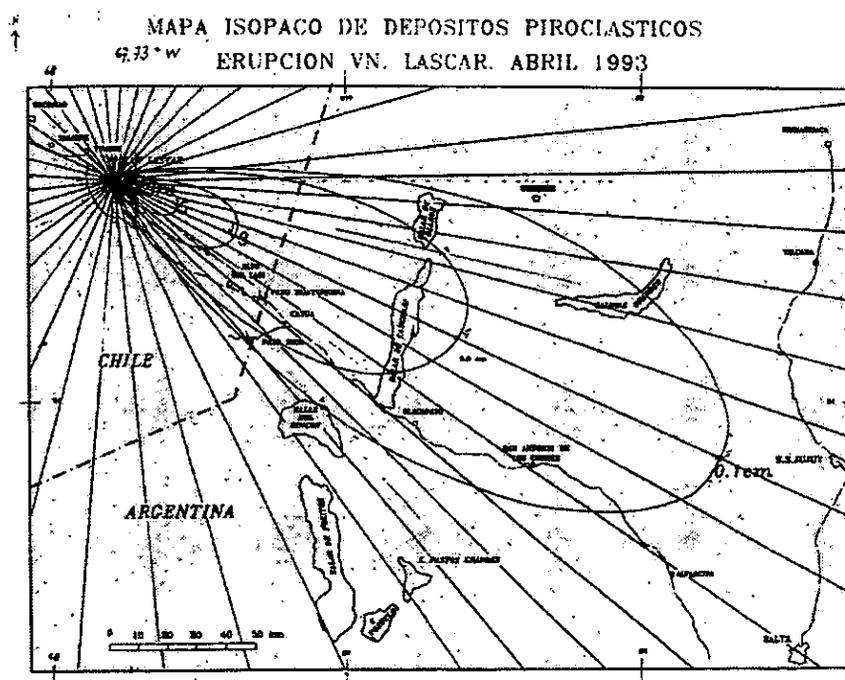
$$V(4 \text{ km} \leq r \leq 100.0 \text{ km}) = 3.393 \text{ km}^3$$

14.0 Erupción del 19-20 de abril de 1993 del volcán Láscar, Chile.

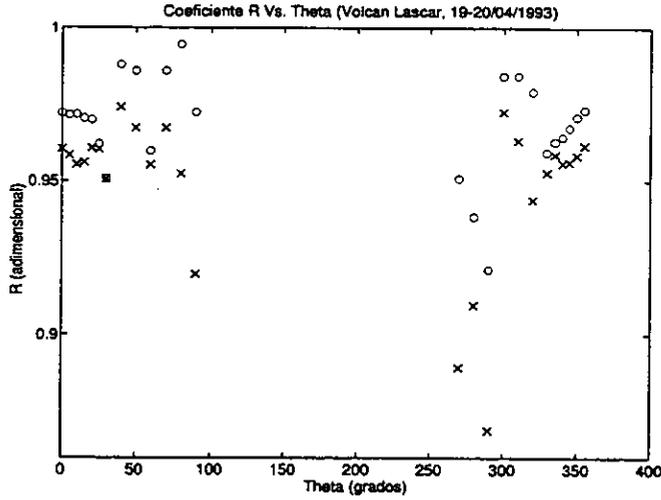
El mapa de isopacas de este depósito es completamente simétrico. Lo que hace pensar que los vientos que hubieron durante la erupción fueron bastante uniformes y además muy intensos, ya que la dispersión perpendicular al eje principal es mínima. Por lo mismo en el sector de $[90^\circ, 270^\circ]$ las curvas isopacas se encuentran muy juntas, casi encimadas, por lo que no se tomaron en cuenta en este estudio.

La calibración del modelo se realizó solamente con los datos de los sectores de $[0^\circ, 90^\circ]$ y $[270^\circ, 360^\circ]$.

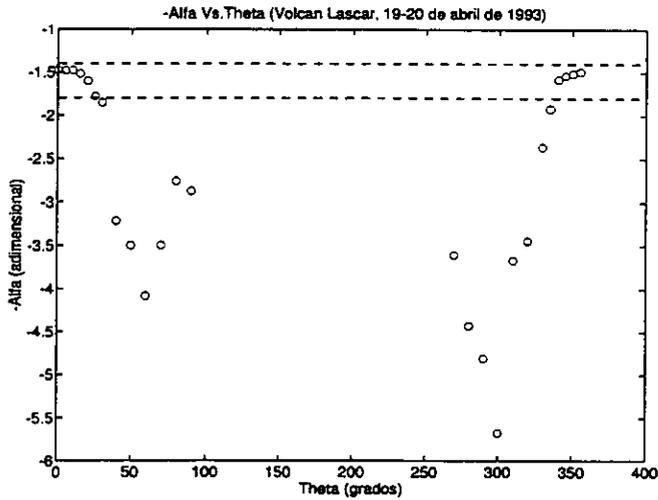
A continuación se muestra el mapa de isopacas que se trabajó ([13] y comunicación escrita con el Dr. Ivan Petrinovic, Universidad Nacional de Salta, Argentina):



En seguida se muestran algunos análisis de los datos extraídos de este mapa como la gráfica del coeficiente de correlación r Vs. ángulo de corte θ para diferentes ajustes. Las "x" representan el ajuste potencial mientras que las "o" representan el ajuste exponencial;



la gráfica de α vs. θ donde se observa el intervalo que agrupa la mayor cantidad de α 's,



y; la tabla de errores para la erupción del 19 de abril de 1993 del volcán Láscar, donde $\alpha = 1.4$, $\beta = 0.0140 \text{ hr}/\text{km}^2$ y $\gamma = 550.0 \text{ cm}/\text{km}^{-\alpha}$ son los parámetros empíricos óptimos propuestos:

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^{α} (cm)	E^r	EP (%)
0.0	9.0909	20.00000	25.021448568	5.021448568	0.251072428	25
	23.6364	5.00000	6.566739095	1.566739095	0.313347819	31

APÉNDICE A. PARÁMETROS EMPÍRICOS

	45.4545	3.00000	2.628781215	-0.371218785	-0.123739595	12
	129.0909	1.00000	0.609689571	-0.390310429	-0.390310429	39
	227.2727	0.10000	0.276182678	0.176182678	1.761826781	176
5.0	9.0909	20.00000	23.946121717	3.946121717	0.197306086	20
	23.1818	5.00000	6.032664530	1.032664530	0.206532906	21
	45.0000	3.00000	2.145026778	-0.854973222	-0.284991074	28
	128.1818	1.00000	0.331448671	-0.668551329	-0.668551329	67
	219.0909	0.10000	0.100861762	0.000861762	0.008617618	1
10.0	8.1818	20.00000	24.764265935	4.764265935	0.238213297	24
	22.2727	5.00000	4.643853035	-0.356146965	-0.071229393	7
	42.2727	3.00000	1.287408444	-1.712591556	-0.570863852	57
	120.0000	1.00000	0.066703091	-0.933296909	-0.933296909	93
	198.1818	0.10000	0.007313094	-0.092686906	-0.926869061	93
15.0	7.7273	20.00000	22.486632262	2.486632262	0.124331613	12
	19.0909	5.00000	3.876789601	-1.123210399	-0.224642080	22
	36.3636	3.00000	0.744949991	-2.255050009	-0.751683336	75
	103.6364	1.00000	0.009359159	-0.990640841	-0.990640841	99
	169.0909	0.10000	0.000277743	-0.099722257	-0.997222570	100
20.0	7.2727	20.00000	19.593565216	-0.406434784	-0.020321739	2
	14.5455	5.00000	4.254009669	-0.745990331	-0.149198066	15
	28.1818	3.00000	0.593127693	-2.406872307	-0.802290769	80
	78.1818	1.00000	0.003089441	-0.996910559	-0.996910559	100
	132.7273	0.10000	0.000022596	-0.099977404	-0.999774038	100
25.0	6.3636	20.00000	19.336492925	-0.663507075	-0.033175354	3
	12.7273	5.00000	3.436673155	-1.563326845	-0.312665369	31
	17.2727	3.00000	1.304989728	-1.695010272	-0.565003424	57
	55.4545	1.00000	0.002714035	-0.997285965	-0.997285965	100
	85.4545	0.10000	0.000041750	-0.099958250	-0.999582503	100
30.0	3.6364	20.00000	48.614352980	28.614352980	1.430717649	143
	6.3636	5.00000	13.964110561	8.964110561	1.792822112	179
	8.1818	3.00000	7.209066739	4.209066739	1.403022246	140
	28.1818	1.00000	0.042487430	-0.957512570	-0.957512570	96
	40.0000	0.10000	0.003484779	-0.096515221	-0.965152210	97
40.0	2.7273	20.00000	60.044500580	40.044500580	2.002225029	200
	4.5455	5.00000	17.112180427	12.112180427	2.422436085	242
	5.4545	3.00000	10.119563684	7.119563684	2.373187895	237
	9.0909	1.00000	1.680406160	0.680406160	0.680406160	68
	12.7273	0.10000	0.356185094	0.256185094	2.561850945	256
50.0	1.8182	20.00000	104.401128993	84.401128993	4.220056450	422
	2.7273	5.00000	39.182740023	34.182740023	6.836548005	684
	3.6364	3.00000	17.341950473	14.341950473	4.780650158	478
	5.4545	1.00000	4.309282039	3.309282039	3.309282039	331
	7.2727	0.10000	1.262773410	1.162773410	11.627734098	1163

60.0	1.8182	20.00000	75.082149503	55.082149503	2.754107475	275
	2.2727	5.00000	41.165106170	36.165106170	7.233021234	723
	2.7273	3.00000	23.896926952	20.896926952	6.965642317	697
	4.5455	1.00000	3.684851999	2.684851999	2.684851999	268
	5.4545	0.10000	1.602874154	1.502874154	15.028741539	1503
70.0	0.9091	20.00000	294.066081753	274.066081753	13.703304088	1370
	1.3636	5.00000	114.020624488	109.020624488	21.804124898	2180
	1.8182	3.00000	52.135726189	49.135726189	16.378575396	1638
	2.7273	1.00000	13.827388038	12.827388038	12.827388038	1283
	3.6364	0.10000	4.324724091	4.224724091	42.247240910	4225
80.0	0.4545	20.00000	1029.474066189	1009.474066189	50.473703309	5047
	0.9091	5.00000	242.122073618	237.122073618	47.424414724	4742
	1.3636	3.00000	85.185875262	82.185875262	27.395291754	2740
	1.8182	1.00000	35.343888363	34.343888363	34.343888363	3434
	2.7273	0.10000	7.718066214	7.618066214	76.180662135	7618
90.0	0.4545	20.00000	931.295627582	911.295627582	45.564781379	4556
	0.9091	5.00000	198.142980453	193.142980453	38.628596091	3863
	1.3636	3.00000	63.064368314	60.064368314	20.021456105	2002
	1.8182	1.00000	23.670255186	22.670255186	22.670255186	2267
	2.2727	0.10000	9.724382724	9.624382724	96.243827244	9624
180.0	2.7273	0.10000	0.132537919	0.032537919	0.325379191	33
270.0	0.9091	20.00000	198.142980453	178.142980453	8.907149023	891
	1.8182	5.00000	23.670255186	18.670255186	3.734051037	373
	2.2727	3.00000	9.724382724	6.724382724	2.241460908	224
	2.7273	1.00000	4.230010252	3.230010252	3.230010252	323
	3.1818	0.10000	1.914031301	1.814031301	18.140313013	1814
280.0	1.3636	20.00000	85.185875262	65.185875262	3.259293763	326
	1.8182	5.00000	35.343888363	30.343888363	6.068777673	607
	2.7273	3.00000	7.718066214	4.718066214	1.572688738	157
	3.1818	1.00000	3.860503607	2.860503607	2.860503607	286
	3.6364	0.10000	1.987541497	1.887541497	18.875414968	1888
290.0	1.8182	20.00000	52.135726189	32.135726189	1.606786309	161
	3.1818	5.00000	7.622209620	2.622209620	0.524441924	52
	3.6364	3.00000	4.324724091	1.324724091	0.441574697	44
	4.0909	1.00000	2.508482740	1.508482740	1.508482740	151
	4.5455	0.10000	1.480528846	1.380528846	13.805288463	1381
300.0	2.7273	20.00000	23.896926952	3.896926952	0.194846348	19
	3.1818	5.00000	14.430557552	9.430557552	1.886111510	189
	4.0909	3.00000	5.699201018	2.699201018	0.899733673	90
	5.0000	1.00000	2.416222091	1.416222091	1.416222091	142
	6.3636	0.10000	0.725282238	0.625282238	6.252822381	625
310.0	2.7273	20.00000	39.182740023	19.182740023	0.959137001	96
	3.6364	5.00000	17.341950473	12.341950473	2.468390095	247

APÉNDICE A. PARÁMETROS EMPÍRICOS

	5.4545	3.00000	4.309282039	1.309282039	0.436427346	44
	7.2727	1.00000	1.262773410	0.262773410	0.262773410	26
	10.0000	0.10000	0.234667940	0.134667940	1.346679403	135
320.0	3.6364	20.00000	30.638619085	10.638619085	0.531930954	53
	6.3636	5.00000	6.225101887	1.225101887	0.245020377	25
	8.1818	3.00000	2.551317864	-0.448682136	-0.149560712	15
	11.8182	1.00000	0.517635575	-0.482364425	-0.482364425	48
	14.5455	0.10000	0.172150139	0.072150139	0.721501394	72
330.0	5.4545	20.00000	20.225756382	0.225756382	0.011287819	1
	8.1818	5.00000	7.209066739	2.209066739	0.441813348	44
	11.8182	3.00000	2.320779690	-0.679220310	-0.226406770	23
	27.2727	1.00000	0.051923393	-0.948076607	-0.948076607	95
	36.3636	0.10000	0.007392459	-0.092607541	-0.926075405	93
335.0	7.2727	20.00000	14.395206977	-5.604793023	-0.280239651	28
	11.8182	5.00000	4.247837127	-0.752162873	-0.150432575	15
	18.1818	3.00000	1.090056657	-1.909943343	-0.636647781	64
	50.9091	1.00000	0.005253749	-0.994746251	-0.994746251	99
	77.2727	0.10000	0.000127229	-0.099872771	-0.998727713	100
340.0	7.2727	20.00000	19.593565216	-0.406434784	-0.020321739	2
	12.7273	5.00000	5.894615049	0.894615049	0.178923010	18
	25.4545	3.00000	0.842821691	-2.157178309	-0.719059436	72
	77.2727	1.00000	0.003366862	-0.996633138	-0.996633138	100
	127.2727	0.10000	0.000036388	-0.099963612	-0.999636122	100
345.0	8.1818	20.00000	20.353079720	0.353079720	0.017653986	2
	16.3636	5.00000	5.413091122	0.413091122	0.082618224	8
	33.6364	3.00000	0.934923969	-2.065076031	-0.688358677	69
	98.1818	1.00000	0.012782199	-0.987217801	-0.987217801	99
	162.7273	0.10000	0.000385962	-0.099614038	-0.996140379	100
350.0	9.0909	20.00000	20.996581211	0.996581211	0.049829061	5
	20.0000	5.00000	5.641053229	0.641053229	0.128210646	13
	41.8182	3.00000	1.318553379	-1.681446621	-0.560482207	56
	115.4545	1.00000	0.076861027	-0.923138973	-0.923138973	92
	199.0909	0.10000	0.007140064	-0.092859936	-0.928599361	93
355.0	9.0909	20.00000	23.946121717	3.946121717	0.197306086	20
	23.6364	5.00000	5.857993395	0.857993395	0.171598679	17
	45.4545	3.00000	2.110416275	-0.889583725	-0.296527908	30
	124.5455	1.00000	0.351192434	-0.648807566	-0.648807566	65
	222.7273	0.10000	0.096847182	-0.003152818	-0.031528185	3

y el error medio porcentual de los datos anteriores:

$$E^{mp} = 622.6\%$$

El máximo error porcentual se ubicó a 0 grados a una distancia de 2.27 km

con 9.62 cm (9624%), es decir casi dos órdenes de magnitud más grande. El valor observado fue de 0.1 cm y el valor teórico de 9.72 cm. Los espesores de ceniza observados varían desde [0.1 cm, 20.0 cm] y los teóricos desde [0.000022 cm, 1029.47 cm].

En el sector que se calibró existen 47 valores cuyos espesores teóricos son menores que los observados. El mayor error negativo lo tenemos a 335 grados a una distancia de 7.27 km con 5.6 cm de error. El valor teórico del espesor fue de 14.4 cm y el valor observado de 20.0 cm.

Por último, el volumen teórico (calculado por el programa SECCVO Ver. 1.0) con los parámetros empíricos mencionados fue:

$$V(4 \text{ km} \leq r \leq 100.0 \text{ km}) = 0.055 \text{ km}^3$$

15.0 Erupción del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatépetl, México.

El mapa de isopacas correspondiente a este episodio tiene una asimetría con respecto al eje principal. El lóbulo de las curvas isopacas entre 180 y 360 grados es más grande que el lóbulo entre los 0 y 180 grados. También en el sector de $[100^\circ, 220^\circ]$ no se tienen isopacas para analizar, ya que los datos muestreados en ese sector son muy escasos. Con la filosofía de tomar siempre el peor escenario se calibró el sector de $[270^\circ, 360^\circ]$.

A continuación se muestra el mapa de isopacas que se trabajó [83]:

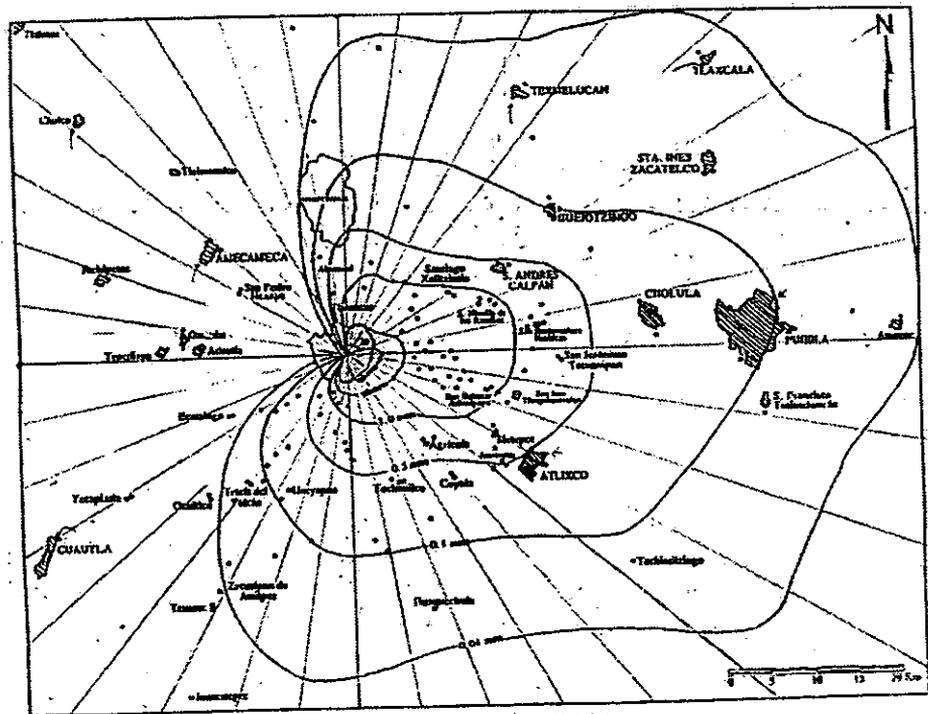
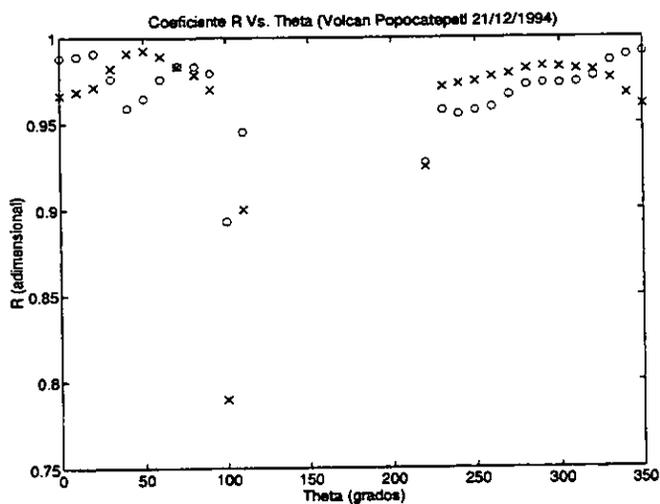
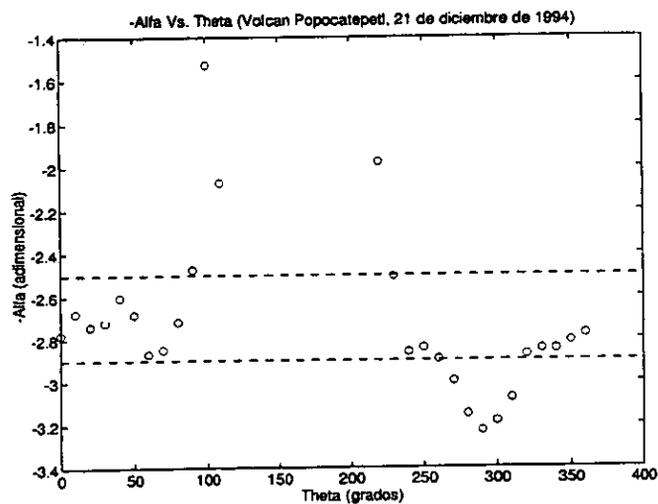


Figura 3.1. Mapa de isopacas donde se muestra la distribución de cenizas y los principales poblados (tomado de Martín Del Pozzo et al, 1995)

En seguida se muestran algunos análisis de los datos extraídos de este mapa como la gráfica del coeficiente de correlación r Vs. ángulo de corte θ para diferentes ajustes. Las "x" representan el ajuste potencial mientras que las "o" representan el ajuste exponencial;



la gráfica de α vs. θ donde se observa el intervalo que agrupa la mayor cantidad de α 's,



y; la tabla de errores para la erupción del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl, donde $\alpha = 2.5$, $\beta = 0.0048 \text{ hr}/\text{km}^2$ y $\gamma = 267.61 \text{ cm}/\text{km}^{-\alpha}$ son los parámetros empíricos óptimos propuestos:

θ (grados)	r (km)	T^{obs} (cm)	T^{teo} (cm)	E^a (cm)	E^r	E^p (%)
270	4.4643	1.00000	2.176741552	1.176741552	1.176741552	118
	7.1429	0.10000	0.353441548	0.253441548	2.534415484	253

APÉNDICE A. PARÁMETROS EMPÍRICOS

	13.2143	0.05000	0.017683132	-0.032316868	-0.646337369	65
	22.5000	0.01000	0.000503334	-0.009496666	-0.949666650	95
	36.0714	0.00100	0.000005954	-0.000994046	-0.994045509	99
280	4.6429	1.00000	2.294267947	1.294267947	1.294267947	129
	7.8571	0.10000	0.325533361	0.225533361	2.255333613	226
	13.5714	0.05000	0.026730980	-0.023269020	-0.465380405	47
	22.5000	0.01000	0.001285564	-0.008714436	-0.871443558	87
	34.8214	0.00100	0.000037469	-0.000962531	-0.962530824	96
290	4.8214	1.00000	2.448506715	1.448506715	1.448506715	145
	8.2143	0.10000	0.378205875	0.278205875	2.782058749	278
	13.5714	0.05000	0.046258014	-0.003741986	-0.074839716	7
	22.8571	0.01000	0.002899787	-0.007100213	-0.710021293	71
	34.6429	0.00100	0.000159442	-0.000840558	-0.840558062	84
300	5.0000	1.00000	2.627245386	1.627245386	1.627245386	163
	8.5714	0.10000	0.444801677	0.344801677	3.448016775	345
	14.2857	0.05000	0.062480229	0.012480229	0.249604578	25
	24.2857	0.01000	0.004994211	-0.005005789	-0.500578850	50
	36.7857	0.00100	0.000394643	-0.000605357	-0.605356979	61
310	5.1786	1.00000	2.812977822	1.812977822	1.812977822	181
	9.2857	0.10000	0.459445279	0.359445279	3.594452790	359
	15.7143	0.05000	0.071069582	0.021069582	0.421391631	42
	27.1429	0.01000	0.006804047	-0.003195953	-0.319595290	32
	40.7143	0.00100	0.000771332	-0.000228668	-0.228668440	23
320	5.3571	1.00000	2.982177491	1.982177491	1.982177491	198
	11.0714	0.10000	0.352381068	0.252381068	2.523810684	252
	19.2857	0.05000	0.055478436	0.005478436	0.109568711	11
	32.5000	0.01000	0.007165891	-0.002834109	-0.283410900	28
	50.0000	0.00100	0.000913713	-0.000086287	-0.086286506	9
330	5.7143	1.00000	2.852999352	1.852999352	1.852999352	185
	14.6429	0.10000	0.203685949	0.103685949	1.036859491	104
	22.8571	0.05000	0.051376479	0.001376479	0.027529573	3
	37.8571	0.01000	0.008984329	-0.001015671	-0.101567061	10
	55.7143	0.00100	0.001925648	0.000925648	0.925648428	93
340	5.8929	1.00000	2.915048397	1.915048397	1.915048397	192
	16.0714	0.10000	0.204806190	0.104806190	1.048061900	105
	25.0000	0.05000	0.059635566	0.009635566	0.192711317	19
	40.0000	0.01000	0.014822355	0.004822355	0.482235479	48
	55.7143	0.00100	0.005156710	0.004156710	4.156709525	416
350	6.0714	1.00000	2.881781287	1.881781287	1.881781287	188
	17.8571	0.10000	0.186078267	0.086078267	0.860782669	86
	27.1429	0.05000	0.063151369	0.013151369	0.263027384	26
	42.8571	0.01000	0.019036193	0.009036193	0.903619277	90
	58.2143	0.00100	0.008370400	0.007370400	7.370399581	737

y el error medio porcentual de los datos anteriores:

$$E^{mp} = 130.7\%$$

El máximo error porcentual se ubicó a 350 grados a una distancia de 58.21 km con 0.007 cm (737%). El valor observado fue de 0.001 cm y el valor teórico de 0.0073 cm. Los espesores de ceniza observados varían desde [0.001 cm, 1.0 cm] y los teóricos desde [0.0000059 cm, 2.98 cm].

En el sector que se calibró existen 16 valores cuyos espesores teóricos son menores que los observados. El mayor error negativo lo tenemos a 270 grados a una distancia de 13.21 km con 0.032 cm de error. El valor teórico del espesor fue de 0.018 cm y el valor observado de 0.050 cm.

Por último, el volumen teórico (calculado por el programa SECCVO Ver. 1.0) con los parámetros empíricos mencionados fue:

$$V(4 \text{ km} \leq r \leq 100.0 \text{ km}) = 0.0036 \text{ km}^3$$

Apéndice B

Parámetros eruptivos

El análisis de la información del siguiente apéndice dio origen a la tabla 6.5. La nomenclatura de los incisos $k.i$ que se utilizó en este texto está relacionada con la información que se halla en la columna k y la fila i de la tabla mencionada. Por ejemplo, el inciso 1.1 proporciona la información que se encuentra en la columna 1 y la fila 1, que en este caso es nula (-) o lo que es lo mismo no tenemos dato de la altura de la columna H de la erupción de hace ~ 3000 A.C. del volcán Agua de Pau. Otro ejemplo, el inciso 1.7 se refiere a la información que se encuentra en la columna 1 y la fila 7, que en este caso es 14.3 km (17.0 km) y es la altura H de la columna eruptiva para la fase pliniana de la erupción del 18 de mayo del Mt. St. Helens, EUA. Un último ejemplo, el inciso 3.11 se refiere a la información que se encuentra en la columna 3 y la fila 11, que es $3.4\text{-}4.4 \text{ km}^3$ y es el volumen V de material no compactado emitido durante la erupción del 15 de junio de 1991 del volcán Pinatubo, Filipinas.

Se podrá observar que para cierto dato $k.i$ hay diferentes valores durante una misma erupción, dependiendo del método geofísico utilizado para medirlo. Se marca con letra negra el valor seleccionado por nosotros en este estudio.

1.1 Erupción muy antigua. No se tienen reportes de la altura de la columna eruptiva.

1.2 Erupción antigua. No se tienen reportes de la altura de la columna eruptiva.

1.3 Día 22 de marzo de 1944 de las 12:48-17:50 hr. Inició la fase 3 de la erupción con la emisión de la VIII fuente de lava, la cual duró 5 horas. Posteriormente se presentó la transición de fuente de lava a una columna convectiva, la que alcanzó una altura de 5-6 km de altura; flujos de nubes ardientes descendieron por los flancos del cono. (*Referencia:* [42]).

Altura máxima de la columna utilizada en este trabajo: **6 km.**

1.4 La actividad consistió de una fuerte erupción de ceniza basáltica, escoria y flujos de ceniza caliente que bajaron por las barrancas y los flancos del

volcán. La nube eruptiva alcanzó una altura por arriba de los 10000 m. El material incandescente fue arrojado 1000 m por arriba del cráter. Los vientos predominantes depositaron una capa de ceniza de 1 cm a más de 160 km al oeste. Escoria de más de 5 cm de tamaño fue transportada 8 km al oeste, donde la ciudad de Yepopoca fue cubierta por 30 cm de espesor de cenizas. Cerca del 20% de los techos de las casas de esta comunidad, incluyendo los de muchas construcciones públicas, se colapsaron. (*Referencia: [7]*).

Altura máxima de la columna utilizada en este trabajo: **10 km.**

- 1.5 La erupción del 7-9 de agosto de 1977 estuvo compuesta por 4 fases eruptivas importantes. Se estudiaron los depósitos acumulados de las erupciones II y III cuyos productos volcánicos en ambos casos se dispersaron hacia el Norte.

Altura de la columna de la erupción II: ~10.0 a 12 km.

Altura de la columna de la erupción III: ~10.0 a 12 km. (*Referencia: [66]*).

Altura máxima de la columna utilizada en este trabajo: **12 km.**

- 1.6 Pese a que la erupción del 18 de Mayo de 1980 del volcán Mt. St. Helens fue muy compleja y durante la misma se reportaron varios cambios en la altura de la columna eruptiva, principalmente se distinguen 2 fases importantes: la fase co-ignimbrítica (que duró de las 8:38 a las 9:00 horas) y la fase pliniana (que empezó a partir de las 9:15 horas en adelante).

Primera nube (8:32 - 8:35 hr. local), duró 3 minutos y la máxima altura fue: 10 km.

Segunda nube (8:35 - 8:38 hr.), duró 3 minutos y la máxima altura fue: 10 km.

Tercera nube (8:38 - 8:50 hr.), duró 12 minutos y la máxima altura fue: 25 km.

Cuarta nube (8:50 - 9:00 hr.), duró 10 minutos y la máxima altura fue: 30 km.

Erupción pliniana, (9:00 - 18:00), duró 9 horas y las alturas fueron: 14-17 km.

Tomando el promedio de la altura máxima con la mínima: $(30+14)/2 = 22$ km, (*Referencia: [120]*).

Altura promedio máxima de la columna: *19 km*, (*Referencia: [24]*).

Altura promedio máxima de la columna: *27 km*, (*Referencia: [58]*).

Altura máxima de la columna que se eligió, durante la fase co-ignimbrítica: **30 km.**

- 1.7 Se muestra a continuación, el estudio con el que se obtuvo la altura promedio de la columna pliniana. Para ello fue útil la tabla B.1 publicada por

Harris et. al.[50], de donde se obtuvieron lo volúmenes emitidos durante todo el evento y que se muestran en la tabla B.2. Se observa que el volumen

Número de datos i	Tiempo de la medición (PDT)	Altura de la columna por arriba del cráter, H (km)	Tasa de emisión $\frac{dV_i}{dt}$ ($10^3 m^3/s$)
1	≈845	22	23.0
2	0915	12	2.0
3	0938	12	2.0
4	1100	13	2.8
5	1158	15	5.0
6	1255	11	1.5
7	1330	13	2.8
8	1500	13	2.8
9	1605	14	3.8
10	1705	17	8.3
11	1800	5	0.06

Tabla B.1: Tabla de Harris et. al.[50].

Número i de datos	Duración de cada pulso (min)	Altura de la columna por arriba del cráter, H (km)	Tasa de emisión $\frac{dV_i}{dt}$ ($10^3 m^3/s$)	Volumen V_i ($10^3 m^3$)
1	28	22	23.0	38640
2	23	12	2.0	2760
3	82	12	2.0	9840
4	58	13	2.8	9744
5	57	15	5.0	17100
6	35	11	1.5	3150
7	90	13	2.8	15120
8	65	13	2.8	10920
9	60	14	3.8	13680
10	55	17	8.3	27390

Tabla B.2: Tabla que muestra para cada pulso eruptivo el volumen de material emitido durante la erupción pliniana del Mount St. Helens.

total de la fase co-ignimbrítica fue del orden de $0.039 km^3$ mientras que el volumen total de la fase pliniana fue de:

$$V = \sum_{i=2}^{10} V_i = 109,704 \times 10^3 m^3 \cong 0.110 km^3.$$

Para obtener la altura promedio H_p de la columna durante los 525 minutos que aproximadamente duró la fase pliniana se utilizó un promedio pesado

de la forma:

$$H_p = \sum_{i=2}^{10} w_i H_i$$

donde los pesos w_i se definieron como:

$$w_i = \frac{V_i}{V}$$

Efectuando los cálculos se obtuvo para la fase pliniana de la erupción del volcán Mt. St. Helens una altura promedio de $H_p = 14.26 \text{ km}$.

Altura máxima de la columna que se eligió, durante la fase pliniana: **17 km**.

Altura promedio de la columna, durante la fase pliniana: **14.26 km**.

- 1.8 La erupción del 28 de marzo de 1982 del volcán El Chichón fue documentada por fotografías de satélite.

La nube penetró la estratósfera. (*Referencia:* [84]).

Altura promedio máxima de la columna: *20 km*. (*Referencia:* [22]).

Altura promedio máxima de la columna que se generó arriba de El Chichón: *20 km*. (*Referencia:* [150]).

Altura máxima de la columna utilizada en este trabajo: **20 km**.

- 1.9 También la erupción del 4 de abril de 1982 del volcán El Chichón fue documentada por fotografías de satélite.

Una nube (la que se movió hacia el NE) fue principalmente troposférica y la otra (que se movió al SO) fue estratosférica. La altura de la tropopausa fue de 17.3 km. (*Referencia:* [84]).

Altura promedio máxima de la columna: *24 km*. (*Referencia:* [22]).

Altura promedio máxima de la columna que se generó arriba de El Chichón: *24 km*. (*Referencia:* [150]).

Altura promedio de toda la erupción de El Chichón: *17 km*. (*Referencia:* [58]).

Altura máxima de la columna utilizada en este trabajo: **24 km**.

- 1.10 La tefra que cayó durante la erupción del 12 de Junio de 1991 del volcán Pinatubo formó la capa A de los depósitos de caída.

Altura promedio máxima de la columna: *al menos 19 km.* (Referencia: [101]).

Desde la base Clark se observó, que la pluma fue ancha y con 2 protuberancias características, tal vez reflejo de 2 cráteres notados días antes de la erupción. Inicialmente la protuberancia hacia el norte fue dominante, pero pronto llegó a ser más pequeña que la del sur. La cima de la pluma eventualmente excedió el rango de altura del radar Cubi Point (19 km). Los operadores del radar Clark fueron evacuados de sus estaciones. Altura aproximada de la columna: *~19 km.* (Referencias: [57], [97]).

Máxima altura de la pluma (km): *17-19.*

Las alturas de la pluma son de PHIVOLCS, USGS y NOAA/NESDIS (las estimaciones satelitales estuvieron basadas en el movimiento de la pluma, correlacionadas con medidas de radiosondeo más cercano). (Referencia: [81]).

Altura máxima de la columna utilizada en este trabajo: **19 km.**

- 1.11 La tefra que cayó durante la erupción paroxismal del 15 de junio de 1991 del volcán Pinatubo formó la capa C de los depósitos de caída.

Altura máxima de la columna: *35-40 km.* (Referencia: [101]).

A partir del ancho de la sombra, que proyectó la nube eruptiva sobre las nubes blancas localizadas en los alrededores y a menor altitud, se hizo el cálculo obteniendo una la altura de la columna de 25 km en la esquina oeste y 34 km en su centro.

Altura máxima de la columna: *34 km.* (Referencia: [72]).

Altura máxima de la columna: *35 km.* (Referencia: [97]).

Altura máxima de la columna: *43 km.* (Referencia: Comunicación personal con el Dr. Servando De la Cruz-Reyna, Investigador del Instituto de Geofísica, UNAM).

Máxima altura de la pluma (km): *25-40.*

Las alturas de la pluma son de PHIVOLCS, USGS y NOAA/NESDIS (las estimaciones satelitales estuvieron basadas en el movimiento de la pluma, correlacionadas con medidas de radiosondeo más cercano). (Referencia: [81]).

Altura máxima de la columna utilizada en este trabajo: **43 km.**

- 1.12 La erupción del 8-9 de agosto de 1991 del volcán Hudson empezó aproximadamente a las 18:20 horas con una explosión freatomagmática, carac-

terizada por el crecimiento de una columna blanca de 7-10 km de altura, con formas 'convolutas' tipo coliflor. Progresivamente ésta fue cambiando de color, transformándose en una columna con forma de hongo de hasta 12 km de alto a los 10-15 minutos de iniciada la erupción. La columna, se presentaba densamente cargada de cenizas, lo que le otorgaba un color pardo grisáceo. Se estima que el tronco de la columna alcanzó unos 5 km de ancho y, por sobre 10 km de altura. Posteriormente, se produjo la dispersión lateral o de paraguas. (*Referencia: [93]*).

Altura máxima de la columna utilizada en este trabajo: **12 km.**

- 1.13 La erupción del 12-15 de agosto de 1991 del volcán Hudson empezó aproximadamente a las 12:00 horas, con muy malas condiciones meteorológicas. El día 12 a las 14:30 hr. desde un vuelo comercial de LanChile, se pudo observar entre nimboestratos ubicados a una altura de 4,000 y 10,000 metros, una gruesa columna densamente cargada de cenizas, con forma de coliflor y de color pardo-grisáceo, que era dispersada hacia el sureste. Sobrepasaba claramente los 10,000 metros de altura y presentaba más de 5 km de ancho. A las 14:40 hr. se terminó la observación directa del proceso eruptivo.

El día 13 las malas condiciones meteorológicas se mantenían invariables. De acuerdo con informes de vuelos comerciales, a las 16:30 hr. la columna eruptiva sobrepasaba los 15,000 metros de altura y la pluma presentaba un ancho de 60 km. El frente de la nube ya desconectado, había llegado a las Islas Malvinas a las 23:00 hr. (1,200 km al sureste), a una altura de 12,000 metros y con una carga de alrededor de 250,000 toneladas de bióxido de azufre, según datos proporcionados por el satélite Nimbus-7.

El día 14 a las 8:00 hr., la información satelital indicaba que la pluma registraba un ancho de 170 km sobre Puerto Deseado (Argentina) en la costa atlántica, ubicado a 570 km al sureste del volcán Hudson. A las 12:00 hr. la columna eruptiva tenía una altura estable de 16,000 metros, cuando la pluma comenzó a desconectarse definitivamente del volcán de acuerdo a información del GOES. A partir de las 17:25 hr., comenzó a mejorar la visibilidad y, sólo en ocasiones, llovía ceniza en Chile Chico. Sin embargo, imágenes de los satélites GOES y NOAA 9 y 11, mostraban que una erupción continua comenzaba nuevamente a las 20:00 hr. La pluma se propagaba hacia el sureste a una velocidad de 185.0 km/hr, a alturas estratosféricas de 17-18 km (Bulletin of the Global Volcanism Network, 1991b), siendo éstas las máximas que se habían registrados durante el ciclo eruptivo. (*Referencia: [93]*).

Altura máxima de la columna utilizada en este trabajo: **18 km.**

- 1.14 La erupción del 19-20 de abril de 1993 del volcán Lascar, en realidad dio comienzo a las 20:00 hr. del 18 de abril con una explosión vulcaniana y fue una actividad básicamente freática hasta las 22:00 hr. cuando una gran

explosión lanzó material incandescente. Una explosión a las 23:00 hr. produjo una columna pliniana, durante una hora; su altura no se determinó por ser de noche.

El 19 de abril a las 7:00 hr. se observó una columna pliniana de baja altura de color grisáceo la cual alcanzó los 5-10 km de altura por arriba del cráter como a las 9:00 hr. Se observaron muchas bombas a lo largo de la mañana. A las 10:12 hr. la columna estaba por arriba de los 10 km, y se observó el primer flujo piroclástico por el flanco norte del volcán. También descendieron flujos por los flancos NE y SE, pero los mismos no pudieron ser vistos. Otras columnas muy grandes (entre 10-15 km) acompañadas por flujos piroclásticos fueron registradas a las 10:30, 12:05 y 13:17 hr. Un observador visual ubicado en la mina La Escondida (175 km SW), describió que esas columnas fueron mucho más grandes que las de la erupción de 1990 (altura por arriba del cráter ~8,000 metros). La explosión de las 13:17 hr. produjo una columna que alcanzó los 20-22 km por arriba del cráter, la que fue acompañada por fuertes retumbos y lanzamientos de bombas a alturas mayores a los 2 km. La columna descendió a una altura de 2 km hasta que después de una explosión a las 17:15 hr. regresó a una altura por arriba de los 15 km. Cerca de la cima, a las 19:35 hr. y durante 30 minutos hubo una intensa actividad de flujos piroclásticos. A las 21:35 hr. se presentó otra gran explosión con eyección de material incandescente, precedida de flujos piroclásticos que descendieron por las pendientes N y NW.

EL día 20 de abril a las 3:40 hr. empezó una nueva actividad stromboliana explosiva que emitió material incandescente hasta los 1,500 metros por arriba del cráter. Una actividad principalmente explosiva empezó a las 6:28 hr. y produjo una columna mayor a los 10 km de altura. La siguiente gran explosión ocurrió a las 9:20 hr. y generó una columna cercana a los 10 km de altura. Su colapso produjo los flujos piroclásticos más extensos (7.5 km al NW). Posteriormente la columna permaneció a una altura entre los 2-4 km hasta que otra gran explosión a las 13:02 hr. la envió a 8.5 km de altura. A las 15:00 hr. la altura de la columna descendió hasta los 3.5-4.0 km y persistió a esta altura hasta las 19:15 hr., tiempo que se hizo de noche obstaculizando cualquier observación posterior.

Altura máxima de la columna: 22 km. (Referencias: [13] y [47])

Altura máxima de la columna utilizada en este trabajo: 22 km.

1.15 Erupción del 21 de diciembre de 1994 del volcán Popocatepetl.

21 de diciembre - 24 de diciembre: fue una erupción con expulsiones continuas de nubes de color gris o café oscuro, cargadas de cenizas, que alcanzaban alturas de alrededor de 300 metros.

25 de diciembre - 31 de diciembre: disminuyeron marcadamente las nubes oscuras de cenizas, siendo substituida por una emisión casi constante de gases y cenizas muy finas en una columna de color blanco a gris claro, de hasta 600 metros de altura.

1 de enero - 7 de enero: el intervalo entre emisiones de cenizas fue disminuyendo lentamente, mientras que la intensidad de las expulsiones individuales aumentó, lo cual implicó un aumento sustancial en el volumen emitido.

8 de enero: las emisiones alcanzaban alturas de aproximadamente 1,000 metros y eran de un color gris muy oscuro, casi negras.

10 de enero - 17 enero: las emisiones disminuyeron notablemente. Las expulsiones de cenizas se hicieron poco frecuentes, de color gris a café claro, y rara vez alcanzaban alturas de 300 metros.

18 de enero: Se volvieron a percibir grandes nubes de hasta 1,000 metros de altura, de color café claro emitidas irregularmente. Desde entonces la frecuencia de emisiones de nubes de cenizas ha ido disminuyendo, aunque no las emisiones de gas.

De aquí que las alturas máximas reportadas de las emisiones de cenizas del volcán Popocatepetl durante los meses de diciembre de 1994, enero, febrero y marzo de 1995 fue de ~ 1 km. (Referencia: [83]).

Altura máxima reportada para las emisiones de ceniza ocurrida después del 21 de diciembre de 1994: $2-3$ km. (Referencia: comunicación personal con el Dr. Servando De la Cruz-Reyna, Investigador del Instituto de Geofísica, UNAM).

Altura máxima de la columna utilizada en este trabajo: **2.5 km.**

- 2.1 No se tienen registros de la duración de esta erupción.
- 2.2 Tampoco se tienen registros de la duración de las fases de esta erupción.
- 2.3 No se tienen registros de la duración de la erupción.
- 2.4 El volcán Fuego (Guatemala), erupcionó violentamente a las 2:45 PM el 14 de septiembre de 1971, sin ningún aviso previo y paró a las 3:00 AM del día siguiente, un tiempo total de alrededor de *12 horas*. (Referencia: [7]).

La erupción del volcán Fuego fue solamente de *10* horas de duración. Tales erupciones cortas e intensas son típicas del volcán Fuego, el cual ha hecho erupción unas 10 veces desde 1960. Sin embargo, el evento de 1971 fue el más grande de todos. La erupción consistió de una explosión vulcaniana y de nubes ardientes que descendieron por varias barrancas situadas en los flancos del cono. (Referencia: [104]).

Duración de la fase eruptiva que se utilizó en este estudio: **12 hr.**

- 2.5 La segunda erupción del Usu inició a las 15:37 hr. del 8 de agosto de 1977 y finalizó a las 18:00 hr. de ese mismo día. Tenemos entonces que:

$$(18 : 00 - 15 : 37) \text{ horas} = 2 : 23 \text{ horas} = 2.3833 \text{ horas}$$

La tercera erupción del Usu dió inicio a las 23:40 hr. del 8 de agosto de 1977 y terminó a las 2:15 hr. del día siguiente. La duración fue de:

$$(2 : 15 - 23 : 40) \text{ horas} = 2 : 35 \text{ horas} = 2.5833 \text{ horas}$$

de aquí que el tiempo total de las erupciones II y III fue de (*Referencia:* [66]):

$$2.3833 \text{ horas} + 2.5833 \text{ horas} = 4.9666 \text{ horas} \cong 4.97 \text{ horas}$$

Duración de la fase eruptiva que se utilizó en este estudio: **4.97 hr.**

- 2.6 La fase co-ignimbrítica del Mt. St. Helens inició a las 8:38 hr. del 18 de mayo de 1980 y finalizó a las 9:00 hr. del mismo día. Entonces (*Referencia:* [120]):

$$(9 : 00 - 8 : 38) \text{ horas} = 0 : 22 \text{ horas} \cong 0.37 \text{ horas}$$

Duración de la fase co-ignimbrítica, que se escogió en este estudio: **0.37 hr.**

- 2.7 Para la fase pliniana tenemos dos duraciones distintas. Una nos dice que la fase pliniana del Mt. St. Helens empezó a las 9:15 hr. del 18 de mayo de 1980 y finalizó a las 18:00 hr. de ese mismo día. La duración de ésta fase fue (*Referencia:* [50]):

$$(18 : 00 - 9 : 15) \text{ horas} = 8 : 45 \text{ horas} = 8.75 \text{ horas}$$

Otra nos dice que la fase pliniana empezó a las 9:00 hr. del día 18 de mayo de 1980 y finalizó también a las 18:00 hr (*Referencia:* [120]):

$$(18 : 00 - 9 : 00) \text{ horas} = 9 : 00 \text{ horas} = 9 \text{ horas}$$

Duración de la erupción completa (incluye ambas fases): **8 horas.** (*Referencia:* [58])

Duración de la fase pliniana, que se escogió en este estudio: **8.75 h.**

- 2.8 Duración de la explosión determinada a partir del sismograma (*Referencia:* [150]):

$$0 : 32 \text{ horas} = 0.533 \text{ horas}$$

Duración de la erupción a partir de observación visual (tiempo que se mantuvo la pluma eruptiva de forma permanente, *Referencia:* [22]):

$$\sim 5 \text{ horas}$$

Duración de la erupción, que se escogió en este estudio: **5 hr.**

2.9 Duración de la explosión determinada a partir del sismograma (*Referencia:* [150]):

$$0 : 20 \text{ horas} = 0.33 \text{ horas}$$

Duración de la erupción a partir de observación visual (tiempo que se mantuvo la pluma eruptiva de forma permanente, *Referencia:* [22]):

$$\sim 4 \text{ horas}$$

Duración de toda la erupción (incluyendo todas las fases): 16-17 hr. (*Referencia:* [58])

Duración de la erupción, que se escogió en este estudio: 4 hr.

2.10 Duración de la erupción a partir de los sismogramas (*Referencia:* [57]):

$$0 : 36 \text{ horas} = 0.6 \text{ horas}$$

La erupción dio inicio a las 8:51 hr., tiempo local. Observaciones aéreas hechas a las 9:50 hr. mostraron una producción continua de tefra en el cráter y corrientes de densidad piroclásticas en el cause del río O'Donnell. Estas corrientes se disiparon a las 10:05 hr. después de bajar por el O'Donnell río abajo hasta una distancia de 4 km del cráter. Se abandonó el área a las 10:10 hr. para reabastecer combustible y se regresó a las 10:40 hr. La actividad en el cráter había declinado a un nivel mínimo. De aquí que una estimación de la duración de la erupción a partir de la observación visual es (*Referencia:* [57]):

$$(9 : 50 - 8 : 51) \text{ horas} = 0 : 59 \text{ horas} = 0.983$$

Duración del evento derivado a partir de imágenes de satélite en el visible y en el infrarrojo (*Referencia:* [81]):

$$< 1 \text{ hora}$$

Duración de la erupción, que se escogió en este estudio: **0.983 hr.**

2.11 La fase más intensa de la erupción dio inicio abruptamente a las 13:42 hr., tiempo local, con un tremor de gran amplitud, correlacionado con un pulso de presión atmosférica. Este tremor de gran amplitud duró al menos hasta las 20:15 hr., cuando el sistema sísmico falló. Las componentes LP (0.5-1.5 Hz) de las señales sísmicas y la perturbación local de la presión atmosférica disminuyeron en amplitud 3 horas después (aprox. a las 16:30 hr.) de

que comenzó. Se reportaron grandes sismos cerca de las 16:25 hr. Los datos del SSAM muestran que la sismicidad de alta frecuencia (y todos los registros de frecuencias mayores a los 1.5 Hz) empezaron a incrementarse aproximadamente a las 15:30 hr. y alcanzaron su máximo a las 16:30 hr. y ésto se sostuvo al menos hasta las 20:15 hr. en que el sistema sísmico falló. Estos datos combinados con el inicio de grandes sismos, sugieren un ajuste estructural profundo del edificio volcánico, incluyendo el colapso del mismo como respuesta a la rápida eyección del magma que empezó cerca de las 15:30 hr., alcanzó su máximo a las 16:30 hr. y se mantuvo al menos hasta las 20:15 hr. Los registros sísmicos se reestablecieron a la medianoche y mostraron una disminución en la sismicidad, pese a que todavía permaneció intensa, pero ya los eventos dominantes eran sismos volcano-tectónicos en vez de eventos LP o tremor, el cual había dominado desde el 12 de Junio.

Por lo tanto la duración de la fase sísmica más intensa fue de (*Referencia:* [57]):

~ 9 horas

De acuerdo con datos de fotografía de satélite la nube eruptiva que inició a las 14:40 hr. continuó expandiéndose hasta las 19:40 hr., sugiriendo que los piroclastos fueron inyectados a la estratosfera al menos a una tasa del orden de 10^9 kg/s, por:

5 horas.

A juzgar de la distribución de los depósitos piroclásticos (del orden de 10^2 km², [101]), la nube gigante que se observa en la imagen de satélite a las 14:40 hr. y 15:40 hr. fue generada por una erupción de origen pliniana y no co-ignimbrítica. Observaciones de testigos indican que la aparición de la nube casi corresponde con el comienzo de la caída de lapilli. (*Referencia:* [72]).

Datos de satélite indican que la nube eruptiva gigante de la erupción del Pinatubo se expandió de forma estacionaria por aproximadamente:

5 horas,

y cubrió un área de 300,000 km². (*Referencia:* [73]).

Koyaguchi y Tokuno [72] asumieron que la duración de la erupción fue de aproximadamente 5 hr. sobre la base del tiempo que tardó en expandirse la nube eruptiva. Sin embargo la duración de la expansión de la nube no necesariamente indica la duración de la erupción, ya que la nube puede seguir expandiéndose aún después de que la fuente haya cesado de emitir. Por esto Koyaguchi da importancia a la duración de la erupción a

partir de los reportes de ondas infrasónicas y ondas de gravedad acústica. Tahira y otros (en este mismo volumen), reportan que estas ondas fueron observadas hasta en Kariya, Japón, especialmente las ondas de gran amplitud duraron alrededor de 3.5 hr. Como se considera que estas ondas reflejan la intensidad de la descarga del magma en la fuente, Koyagushi toma las ondas de gran amplitud de las ondas infrasónicas como duración de la erupción (*Referencia: [74]*):

3.5 horas.

Duración de la erupción que se escogió en este estudio: 5 hr.

- 2.12 Los vientos predominantes del sur, que tuvieron lugar durante las buenas condiciones meteorológicas de esos días, dispersaron la pluma de cenizas directamente en dirección $N10^{\circ}E$, donde alcanzó un aho de más de 50 km a unos 55 km al norte. El eje de dispersión cruzaba Puerto Chacabuco, donde se registró una acumulación de unos 5-7 mm, mientras que 13 km al este, en Puerto Aisén, comenzó a caer ceniza a las 19:10 hr. y se acumuló un total de 5 mm, después de:

16 horas

que duró la erupción. Allí se escucharon truenos y se percibió un fuerte olor a azufre. A la media hora de iniciada la erupción se ennegrecieron los suelos. (*Referencia: [93]*).

Duración de la erupción que se tomó en este estudio: ~16 hr.

- 2.13 Durante los:

tres días

de esta erupción, se produjo una gran columna de gases y piroclastos que eyectó material hasta la zona estratosférica con vientos geostróficos (>150 km/hr) dirigidos hacia el sureste. (*Referencia: [93]*).

Duración de la erupción, que se tomó en este estudio: ~72 hr.

- 2.14 De la crónica de la historia eruptiva, como está expuesta en el punto 1.14 se sabe que fue la explosión de las 13:17 hr. la que produjo una columna que alcanzó aproximadamente los 22 km por arriba del cráter y que la columna descendió a una altura de 2 km hasta que una nueva explosión a las 17:15 Hrs. la regresó a una altura por arriba de los 15 km. A primera vista pareciera que la columna permaneció estacionaria $17:15-13:17 = 3:58$ hr., sin embargo esto, no concuerda con datos proporcionados por observaciones efectuadas en un sobrevuelo aproximadamente 1 hora después de que ocurriera la primera explosión, donde se reporta que prácticamente

para ese entonces la columna había desaparecido. (*Referencia:* comunicación personal con la Dra. Moira Gardeweg, SERNAGEOMIN, Chile).

Duración de la erupción que se tomó en este estudio: **~1 hr.**

- 2.15** La primera de 5 explosiones producidas por eventos VT del volcán Popocatepetl dio inicio a las 7:30 GMT (1:30 hr., tiempo local) del día 21 de diciembre de 1994. Cada explosión provocó su correspondiente emisión de cenizas. La fase de tremor se inició a las 20:00 hr. GMT con baja amplitud y sufrió un incremento el día 22 de diciembre a las 01:00 hr. GMT. A las 12:00 hr. y 18:00 hr. GMT del mismo día, el tremor continuó con gran intensidad. El día 23 de diciembre a las 01:00 hr. GMT el tremor se mantuvo y finalizó el día 24 de diciembre a las 23:27 hr. GMT. Contando el tiempo que duró la fase sísmica más intensa del tremor, que corresponde además al tiempo durante el cual el volcán estuvo emitiendo cenizas de forma continua, tenemos un total de (*Referencia:* Sismogramas de la estación PPM-Tlamacas y PPX-Canario, CENAPRED, México):

$$24 \text{ hr} + 24 \text{ hr} + 22 : 27 \text{ hr} = 70 : 27 \text{ horas} = 70.45 \text{ horas}$$

Duración de la erupción, que se tomó en este estudio: **70.45 hr.**

- 3.1** Volumen de material: 5.4 km^3 . (*Referencia:* [136]).

Volumen de material de caída que se tomó: 5.4 km^3 .

- 3.2** Volumen de material no compactado: 0.16902 km^3 . (*Referencia:* [88]).

Volumen de material de caída que se tomó: 0.16902 km^3 .

- 3.3** Volumen de material no compactado: No se tiene el dato.

- 3.4** Volumen de material no compactado: 0.06 km^3 , basado en el mapa de isopacas de la erupción generado por el Instituto Geográfico Nacional de Guatemala. A causa de que existe poca información sobre los depósitos de caída a distancias más grandes que los 60 km desde el cráter, el volumen real no pudo ser estimado, pero podría ser fácilmente el doble del valor mínimo mencionado. (*Referencia:* [104]).

Volumen de material de caída que se tomó: 0.06 km^3 .

- 3.5** Volumen de material no compactado: No se tiene el dato.

- 3.6** Volumen de material no compactado para la fase co-ignimbrítica: 0.039 km^3 . (*Referencia:* [50] e inciso 1.6-1.7).

Volumen de material de caída que se tomó: 0.039 km^3 .

- 3.7 Volumen de material de caída para toda la erupción (incluyendo las 2 fases) encerrado dentro de una isopaca de 0.5 mm: $\sim 1.1 \text{ km}^3$ (con una densidad promedio de 0.45 gr/cm^3). (Referencia: [105] y [20]).

Volumen de material de caída para toda la erupción (incluyendo las 2 fases) encerrado dentro de una isopaca de 0.0005 mm: $\sim 1.3 \text{ km}^3$ (con una densidad promedio de 0.5 gr/cm^3). (Referencia: [20]).

Volumen de material de caída (incluye las 2 fases): $0.20\text{-}0.25 \text{ km}^3$. (Referencia: [58]).

Volumen de material no compactado para la fase pliniana: 0.110 km^3 . (Referencia: [50] e inciso 1.6-1.7).

Volumen de material de caída que se tomó: 0.110 km^3 .

- 3.8 Volumen de material de caída no compactado: 0.189 km^3 (con densidad de 1.29 gr/cm^3). $\sim 0.10 \text{ km}^3$ (suponiendo una densidad equivalente a la roca de 2.5 gr/cm^3).

(Referencia: [49]).

Volumen de material caído en la primera explosión encerrado dentro de una isopaca de espesor de 1 micrón (0.001 mm): $\sim 0.60 \text{ km}^3$ (usando una densidad de la tefra de 1.3 gr/cm^3). $\sim 0.30 \text{ km}^3$ (suponiendo una densidad equivalente a la roca de 2.5 gr/cm^3). (Referencia: [22]).

El material volcánico emitido durante la primera explosión ocurrida el 28 de marzo de 1982 estuvo compuesto principalmente por $5 \times 10^{11} \text{ kg}$ de material de caída. La densidad media del material de caída reportado por [49] fue de 1.29 gr/cm^3 , de donde se obtiene un volumen de caída de (Referencia: [150]):

$$\frac{5 \times 10^{11} \text{ kg}}{1290 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}} = 3.87 \times 10^8 \text{ m}^3 = 0.387 \text{ km}^3$$

Volumen de material de caída que se eligió: 0.387 km^3 .

- 3.9 Para esta erupción se reporta que el material volcánico emitido estuvo compuesto por $7 \times 10^{11} \text{ kg}$ de material de caída y $2 \times 10^{11} \text{ kg}$ de material derivados de los flujos. La densidad media del material de caída reportado por [49] fue de 1.29 gr/cm^3 , de donde se obtiene un volumen de caída de (Referencia: [150]):

$$\frac{7 \times 10^{11} \text{ kg}}{1290 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}} = 5.42 \times 10^8 \text{ m}^3 = 0.542 \text{ km}^3$$

Volumen total de material de caída incluidas las 3 fases eruptivas: 0.37 km^3 . (Referencia: [58]).

Volumen total de material de caída no consolidado de las 3 fases eruptivas que tuvo el volcán El Chichón: 0.86323 km^3 . (Referencia: [49]).

Volumen de material de caída que se eligió: 0.542 km^3 .

- 3.10 Volumen de material caído no compactado: 14 millones de $\text{m}^3 = 0.014 \text{ km}^3$ (asumiendo una densidad de $0.8\text{-}1.2 \text{ gr/cm}^3$).
y $\sim 4\text{-}6.5$ millones de $\text{m}^3 = 0.004\text{-}0.0065 \text{ km}^3$ (asumiendo una densidad equivalente a la roca de 2.6 gr/cm^3). Este volumen se calculó a partir del mapa de isopacas correspondiente usando el método de la raíz del área. (Referencia: [97]).

Volumen de material de caída que se tomó: 0.014 km^3 .

- 3.11 El volumen de magma emitido aún se sigue estimando. El volumen de los depósitos de tefra y de flujos piroclásticos son de al menos de 3 km^3 y 7 km^3 respectivamente. (Referencia: [101]).

Volumen de material de caída no compactado encerrado dentro de una isopaca de 0.01 mm es (Referencia: [97]):
 $3.4\text{-}4.4 \text{ km}^3$ (con densidad media de 1.1 gr/cm^3).
 $1.6\text{-}2.0 \text{ km}^3$ (con densidad equivalente a la roca de 2.4 gr/cm^3).

Una de las implicaciones más importantes puede ser la discrepancia en la estimación del volumen total de material emitido usando los depósitos y los datos de satélite junto con cálculos de dinámica de fluidos. De acuerdo con datos de satélite, la nube eruptiva continuó expandiéndose hasta las 19:40 hr., tiempo local, lo cual sugiere que los piroclastos fueron inyectados a la estratosfera al menos a una tasa del orden de 10^9 kg/s por 5 horas (de 14:40 a 19:40 hr.). La cantidad total de piroclastos que se estima debe ser mayor de $1.3 \times 10^{13} \text{ kg}$ (7 km^3 con una densidad equivalente a la roca). Este valor es mucho más grande que el volumen de depósitos de caída (3 km^3 , [101]). Esto sugiere que una cantidad considerable de material emitido fue dispersado en la estratosfera y no pudo ser observado en los depósitos. A pesar de lo preciso del modelo, debería seguir probándose en un futuro, la estimación de volúmenes por métodos diferentes e independientes. Daría información relevante del efecto ambiental de la erupción. (Referencia: [72]).

Volumen total de material emitido basado en modelos de dinámica de fluido: $5 \text{ a } 25 \text{ km}^3$.

Volumen de material obtenido a partir de relaciones empíricas del adelgazamiento exponencial de los depósitos basados en datos cercanos al

cráter: 1.2 km^3 .

Volumen de material obtenido a partir de relaciones empíricas de adelgazamiento exponencial de los depósitos basados en datos lejanos al cráter: $3.4\text{-}4.4 \text{ km}^3$.

Volumen de material obtenido a partir de los espesores de los depósitos gruesos los cuales siguen un modelo de sedimentación-dispersión no exponencial: 0.6 km^3 .

Todos los volúmenes anteriores son no compactados. (*Referencia:* [74]).

El volumen total de material de caída fue de 2.7 km^3 , con un volumen de depósitos de ceniza submarino de aproximadamente 0.9 km^3 . La gran discrepancia que existe entre la extensión aérea horizontal de la pluma de cenizas y la tefra en el fondo del océano necesita más investigaciones. Suponemos que solamente pequeñas cantidades de cenizas fueron liberadas desde los márgenes norte y sur de la nube de cenizas la cual se incorporó fácilmente al sedimento pelágico. La estimación de 2.7 km^3 está ligeramente por abajo de $3.4\text{-}4.4 \text{ km}^3$, rango propuesto por Paladio Melosantos y otros [138].

Volumen de material de caída que se eligió: $3.4\text{-}4.4 \text{ km}^3$.

- 3.12 El volumen estimativo eyectado durante la erupción del 8-9 de agosto, alcanzó un poco más de 0.2 km^3 de tefra (N.G. Banks y M. Iven, 1991). (*Referencia:* [93]).

Volumen de material de caída que se tomó: 0.2 km^3 .

- 3.13 Los materiales piroclásticos de la erupción del 12-15 de agosto cubrieron un área de unos $40,000 \text{ km}^2$ en Chile y más de $110,000 \text{ km}^2$ en Argentina, con un volumen total de pómez cercano a los 4 km^3 (Banks e Iven, 1991), equivalente a un volumen de 1 y 1.5 km^3 de roca densa sin vesículas. (*Referencia:* [93]).

El volumen de tefra depositada en el suelo que se estimó fue de 4.35 km^3 , y un volumen total de 7.6 km^3 resultó de una extrapolación que tomó en cuenta el probable volumen sedimentado en el océano. Los valores de la densidad estuvieron entre 0.9 y 1.1 gr/cm^3 , para distancias más allá de los 110 km a partir del cráter. El volumen de 4.35 km^3 es mayor al estimado por Banks e Iven (de 4 km^3). Esto se debe posiblemente al método de cálculo que se utilizó (el método de la regla trapezoidal) el cual tiende a sobrestimar el volumen cuando el intervalo entre isopacas es grande [41]. (*Referencia:* [106]).

Volumen de material de caída que se eligió: 4.35 km^3 .

- 3.14 La erupción también afectó Argentina y el Dr. J. Viramonte proporcionó la siguiente información. El volumen total de material emitido (excluyen-

do el material emitido a la estratosfera) se estima fue de 0.1 km^3 , del cual 0.09 km^3 fue de material de caída próximo, 0.0085 km^3 fue de material de caída distal y 0.0037 km^3 de flujos piroclásticos. (Referencia: [13]).

Volumen de material de caída que se tomó: $0.09 \text{ km}^3 + 0.0085 \text{ km}^3 = 0.0985 \text{ km}^3$.

- 3.15 El ritmo de emisión de cenizas, aunque ha fluctuado, ha sido muy bajo. Se ha emitido solamente 0.001 km^3 en los 3 meses de erupción, a un ritmo de $46,000 \text{ m}^3$ durante la primera semana de enero. (Referencia: [83]).

El material de caída fue muestreado continuamente para detectar variaciones en las emisiones. El volumen para la erupción 1994-1995 fue calculado usando técnicas numéricas (0.0018 km^3). (Referencia: [18]).

Volumen de material de caída que se tomó: 0.0018 km^3 .

- 4.1 Densidad de los depósitos de tefra: No se tiene el dato.

La densidad media que se tomó fue de: 1.1 gr/cm^3 (valor de default).

- 4.2 La densidad media de la capa de pómez fue de: 0.85 gr/cm^3 . (Referencia: [88]).

La densidad media que se tomó fue de: 1.1 gr/cm^3 (valor de default).

- 4.3 No se tiene el dato.

La densidad media que se tomó fue de: 1.1 gr/cm^3 (valor de default).

- 4.4 No se tiene el dato.

La densidad media que se tomó fue de: 1.1 gr/cm^3 (valor de default).

- 4.5 No se tiene el dato.

La densidad media que se tomó fue de: 1.1 gr/cm^3 (valor de default).

- 4.6-4.7 La densidad media del material no compactado, fue de 0.45 gr/cm^3 . (Referencia: [105]).

Algunos valores de muestreos de ceniza suelta: a 35 km. 1.16 gr/cm^3 , a 60 km. 1.10 gr/cm^3 y a 70 km. 1.15 gr/cm^3 . (Referencia: [53]).

La densidad media que se tomó fue de: 1.1 gr/cm^3 (valor de default).

- 4.8 La densidad media de la ceniza seca es 1.16 gr/cm^3 según las muestras tomadas en Nicapa. (Referencia: [32]).

Promedio de las densidades obtenidas para el material de caída: 1.29 gr/cm^3 .
(Referencia: [49])

Densidad que se manejó en este trabajo: 1.29 gr/cm^3 .

4.9 Promedio de las densidades obtenidas para el material de caída: 1.29 gr/cm^3 .
(Referencia: [49])

Densidad que se manejó en este trabajo: 1.29 gr/cm^3 .

4.10 Densidad promedio de los depósitos de caída: $0.8 - 1.2 \text{ gr/cm}^3$. (Referencia: [97]).

Densidad que se tomó: 1.1 gr/cm^3 (valor de default).

4.11 Nosotros hemos determinado la densidad de cerca del 20% de los sitios en los cuales se midió el espesor de cenizas; y esto fue usado para convertir el volumen de material no compactado al volumen de magma.

Las muestras incluyen secciones de columna de la capa C, así como combinaciones de muestras de las capas A y B, combinaciones de muestras de las capas A, B y C y muestras de la capa D. Muchas fueron humedecidas por la lluvia antes de ser colectadas, excepto algunas de las muestras de la capa D. Las muestras fueron pesadas después de haber sido secadas en un horno o por el mismo sol. Los valores de la distribución normal de la densidad del material no compactado estuvieron alrededor de un valor medio de 1.1 gr/cm^3 . (Referencia: [97]).

Wiesner y Wang reportan una densidad de material no compactado de 1.1 gr/cm^3 para la tefra de grano fino que se acumuló en el sedimento marino. (Referencia: [138]).

Se asume una densidad de material no compactado de: 1.0 gr/cm^3 .

(Referencia: [74]).

Densidad que se escogió: 1.1 gr/cm^3 .

4.12 No se tiene el dato.

Densidad que se tomó: 1.1 gr/cm^3 (por default).

4.13 Los valores de la densidad del material no compactado están en un rango que va de 0.9 gr/cm^3 a 1.1 gr/cm^3 . (Referencia: [106]).

Densidad que se escogió: 1.1 gr/cm^3 .

4.14 No se tiene el dato.

Densidad que se tomó: 1.1 gr/cm^3 (por default).

4.15 No se tiene el dato.

Densidad que se tomó: 1.1 gr/cm^3 (por default).

5.1 En particular tanto los datos de espesores de ceniza como de máximo fragmento muestran una gran distribución simétrica alrededor del cráter. Estas observaciones le sugirieron a Walker y Croasdale (1971) que el depósito se generó en un periodo donde los vientos predominantes fueron pequeños. Por consiguiente, sería un depósito muy apropiado para realizar estudios de material de caída a partir de plumas volcánicas sin las complicaciones normales resultantes de los vientos. (*Referencia:* [16]).

Viento predominante que se tomó: $\approx 0 \text{ km/hr}$.

5.2 No se tiene el dato.

5.3 No se tiene el dato.

5.4 No se tiene el dato.

5.5 Dirección de los vientos predominantes de la (*Referencias:* [127] y [66]):

-Segunda erupción (II): hacia el $N70^\circ E$

-Tercera erupción (III): hacia el $N40^\circ E$

Magnitud máxima de los vientos predominantes ($\sim 10.0 \text{ km}$ de altitud) de la:

-Segunda erupción (II): $\sim 45 \text{ m/s}$ (162.0 km/hr)

-Tercera erupción (III): $\sim 35 \text{ m/s}$ (126.0 km/hr)

Viento predominante que se tomaró: $(162.0 \text{ km/hr} + 126.0 \text{ km/hr})/2 = 140.0 \text{ km/hr}$ del SO.

5.6-5.7 Velocidad de los vientos al momento de la erupción: 33.0 m/s (118.8 km/hr). (*Referencia:* [24]).

Velocidad de los vientos medidos en Spokane (Washington) por el Servicio Meteorológico Nacional de EUA muestran (*Referencia:* [120]):

-vientos del O de $12\text{-}33 \text{ m/s}$ ($43.2\text{-}118.8 \text{ km/hr}$) entre $12\text{-}16 \text{ km}$ de altitud ($8:50\text{-}9:10 \text{ hr.}$, tiempo local)

-vientos del O 30 m/s (108 km/hr) entre $10\text{-}12 \text{ km}$ de altitud (después de las $8:50 \text{ hr.}$).

Vientos máximos del O ($\sim 11.35 \text{ km}$ de altitud) a las 1020 PDT (Pacific Daylight Time) del 18 de mayo de 1980 fueron de $\sim 100 \text{ km/hr}$.

Vientos máximos del O ($\sim 11.35 \text{ km}$ de altitud) a las 1620 PDT del 18 de mayo de 1980 fueron de $\sim 127 \text{ km/hr}$. (*Referencia:* [105]).

Viento predominante que se tomó: 118.8 km/hr del O.

5.8 Velocidad de los vientos medida en Veracruz a las 18:00 hr. del 29 de marzo (tiempo local) de 1982 muestran (*Referencia:* [84]):

- vientos del SO 13-15 m/s (46.8-54.0 km/hr) entre los 10.4 y 13.7 km de altitud
- vientos del NE 9-10 m/s (32.4-36.0 km/hr) entre los 20.7 y 24.0 km de altitud
- vientos del NE 4 m/s (14.4 km/hr) a una altitud de ~5.6 km

Analizando el perfil de velocidad de vientos promedio en Veracruz para el 29 de marzo de 1982 tenemos un (*Referencia:* [22]):
viento del SO de 69.44 km/hr a una altitud de 14.2 km.

Viento predominante que se eligió: $(46.8 \text{ km/hr} + 54.0 \text{ km/hr})/2 = 50.4 \text{ km/hr}$ del SO.

5.9 Datos del aire de la alta atmósfera que fueron tomados a las 18:00 hr. del 3 de abril (los datos estuvieron incompletos a las 6:00 hr. del 4 de abril) en Veracruz, muestran (*Referencia:* [84]):

- vientos del NE de 3-5 m/s (10.8-18.0 km/hr) desde la superficie hasta los 3 km de altitud
- vientos del NE de 5-8 m/s (18.0-28.8 km/hr) entre los 20.7 km y 24 km de altitud
- vientos del SO de 15-7 m/s (54.0-25.2 km/hr) entre los 16.3 y 18.5 km de altitud.

Analizando el perfil de velocidad de vientos promedios en Veracruz para el 4 de abril de 1982 0000Z-1200Z tenemos un (*Referencia:* [22]):
viento del SO de 51.4 km/hr a una altitud de 16.6 km.

Viento predominante que se seleccionó: $(54.0 \text{ km/hr} + 25.2 \text{ km/hr})/2 = 39.6 \text{ km/hr}$ del SO.

5.10 Las explosiones magmáticas del volcán Pinatubo empezaron el 12 de junio de 1991 con blasts verticales y laterales que culminaron con la explosión paroxismal del 15 de junio de 1991. En todos estos casos los vientos desplazaron parte de la pluma hacia el Mar del Sur de China. Los lóbulos elongados hacia el oeste parecen reflejar que prevalecieron los campos de vientos de gran altitud. Los vientos de la alta troposfera así como los vientos estratosféricos se dirigieron hacia el O y SO a una velocidad de 18-24 m/s (H. Houben, NASA, comunicación escrita, 1993). Por abajo de los 6 km de altitud, cruzando el Mar del Sur de China, los vientos soplaron de forma constante desde el NE (H. Houben, NASA, comunicación escrita, 1993).

Se tiene que la magnitud de los vientos fue de 18-24 m/s o bien 64.8-86.4 km/hr. (*Referencia:* [138]).

Viento predominante se tomó: $(64.8 \text{ km/hr} + 86.4 \text{ km/hr})/2 = 75.6 \text{ km/hr}$ del NE.

- 5.11 Velocidad de los vientos sobre el volcán Pinatubo al momento de la erupción: 20 m/s del NE (72 km/hr). (Referencia: [72]).

Se infiere a partir de la posición del centro de la nube eruptiva a las 14:40 hr. y la velocidad del viento a la altitud de la nube (típicamente de 10 a 20 m/s -36 a 72 km/hr - con dirección hacia el SO) que empezó a expandirse alrededor de las 14:20 hr. o antes. (Referencia: [74]).

Las explosiones magmáticas del volcán Pinatubo empezaron el 12 de junio de 1991 con blasts verticales y laterales que culminaron con la explosión paroxismal del 15 de junio de 1991. En todos estos casos los vientos desplazaron parte de la pluma hacia el Mar del Sur de China. Los lóbulos elongados hacia el oeste parecen reflejar que prevalecieron los campos de vientos de gran altitud. Los vientos de la alta troposfera así como los vientos estratosféricos se dirigieron hacia el O y SO a una velocidad de 18-24 m/s (H. Houben, NASA, comunicación escrita, 1993). Por abajo de los 6 km de altitud, cruzando el Mar del Sur de China, los vientos soplaron de forma constante desde el NE (H. Houben, NASA, comunicación escrita, 1993).

Se tiene que la magnitud de los vientos fue de 18-24 m/s o bien 64.8-86.4 km/hr. (Referencia: [138]).

En la siguiente tabla se muestran los datos de vientos para el día 15 de junio de 1991 a las horas 0600Z (14:00 hr. del tiempo local) que fueron determinados para la Base Aérea Clark, la cual se ubica a una altitud de 1500 pies s.n.m. y $\sim 22.7 \text{ km}$ del volcán (siendo 1M = 1000 pies por arriba de la Base Clark):

Altitud (s.n.m.) pies (m)	Dirección (Grados)	Rapidez m/s (km/hr)
(SFC) (457.2)	299	11 (39.6)
1M (762.0)	298	9 (32.4)
2M (1065.6)	297	8 (28.8)
3M (1371.6)	296	7 (25.2)
4M (1676.4)	296	6 (21.6)
5M (1981.2)	299	5 (18.0)
6M (2286.0)	304	5 (18.0)
7M (2590.8)	310	4 (14.4)
8M (2895.6)	316	3 (10.8)
10M (3505.2)	344	3 (10.8)
12M (4114.8)	15	3 (10.8)

14M (4724.4)	38	6 (21.6)
16M (5334.0)	53	6 (21.6)
18M (5943.6)	56	5 (18.0)
20M (6553.2)	56	10 (36.0)
25M (8077.2)	52	16 (57.6)
30M (9601.2)	48	21 (75.6)
35M (11125.2)	67	22 (79.2)
40M (12649.2)	70	23 (82.8)
45M (14173.2)	72	22 (79.2)
50M (15697.2)	72	20 (72.0)
60M (18745.2)	79	19 (68.4)
70M (21793.2)	91	19 (68.4)
80M (24841.2)	90	22 (79.2)
90M (27889.2)	90	26 (93.6)
100M (30937.2)	89	30 (108.0)

En la siguiente tabla se muestran los datos de vientos para el día 15 de junio de 1991 a las horas 0900 z (17:00 hr. del tiempo local) que fueron determinados para la Base Aérea Clark:

Altitud (s.n.m.) <i>pies (m)</i>	Dirección <i>(Grados)</i>	Rapidez <i>m/s (km/hr)</i>
(SFC) (457.2)	274	7 (25.2)
1M (762.0)	277	7 (25.2)
2M (1065.6)	280	7 (25.2)
3M (1371.6)	285	8 (28.8)
4M (1676.4)	285	7 (25.2)
5M (1981.2)	286	6 (21.6)
6M (2286.0)	286	5 (18.0)
7M (2590.8)	290	5 (18.0)
8M (2895.6)	395	4 (14.1)
10M (3505.2)	312	-
12M (4114.8)	341	-
14M (4724.4)	43	-
16M (5334.0)	89	-
18M (5943.6)	89	-
20M (6553.2)	74	-
25M (8077.2)	71	-
30M (9601.2)	64	23 (82.8)
35M (11125.2)	67	25 (90.0)

40M (12649.2)	73	27 (97.2)
45M (14173.2)	91	21 (75.6)
50M (15697.2)	81	21 (75.6)
60M (18745.2)	92	19 (68.4)
70M (21793.2)	93	21 (75.6)
80M (24841.2)	93	23 (79.2)
90M (27889.2)	90	26 (93.6)
100M (30937.2)	89	29 (104.4)

(Referencia: comunicación escrita, Dr. Chris Newhall, USGS, Dept. of Geological Science, Univ. of Washington, Seattle, Washington.)

Viento predominante que se seleccionó: **72.0 km/hr** del NE.

5.12 No se tiene el dato.

Pese a ello se sugirió tomar el dato de vientos de: **120.0 km/hr** del SO. Pues es el límite inferior que puede tener un viento sostenido dentro de una corriente de chorro y además es el límite a partir del cual el viento se considera con una intensidad de viento huracanado.

5.13 A las 12:45 hr. del 12 de agosto de 1991 comenzó una intensa lluvia de cenizas en Río Murta, 60 km al sur del volcán Hudson; siete minutos más tarde, se informó que lo propio ocurría en Río Tranquilo, 20 km más al sur. Desde estas localidades se comunicó, además, la ocurrencia de descargas eléctricas y un intenso olor a azufre. A las 13:00 hr. comenzó la caída de cenizas en Puerto Guadal, 105 km al sur del volcán. Se estimó que la velocidad de propagación de la pluma sobrepasaba los 100 km/hr. Durante los 3 días de esta erupción, se produjo una gran columna de gases y piroclastos que eyectó material hasta la zona estratosférica con vientos geostróficos (> 150 km/hr), dirigidos hacia el SE. (Referencia: [93]).

Viento predominante aproximado que se seleccionó: **150.0 km/hr** del NO.

5.14 Datos de viento sobre la ciudad de Salta, Argentina para el día 19 de abril de 1993:

Altitud (s.n.m.) (m)	Dirección (Grados)	Rapidez nudos (km/hr)
1220	20	2 (3.7)
1444	68	2 (3.7)
3085	138	1 (1.852)

5816	322	16 (29.6)
9602	329	41 (75.9)
12317	310	4.9 (9.1)
14091	309	46 (85.2)
16472	295	49 (90.7)
20627	15	9 (16.7)
23022	110	15 (27.8)

Datos de viento sobre la ciudad de Salta, Argentina para el día 20 de abril de 1993:

Altitud (s.n.m.) (m)	Dirección (Grados)	Rapidez nudos (km/hr)
1220	50	7 (13.0)
1481	78	10 (18.5)
3107	312	16 (29.6)
5788	280	22 (40.7)
9588	277	42 (77.8)
12320	287	45 (83.3)
16499	278	30 (55.6)
20669	61	9 (16.7)
23871	0	0 (0)

(Referencia: comunicación escrita, Dr. Ivan Petrinovich, Universidad Nacional de Salta, Argentina.)

Viento predominante que se escogió: **90.7 km/hr** del NO.

- 5.15 Velocidad de los vientos al día siguiente que diera inicio la erupción (22 de diciembre). En la cúspide del volcán se esperaban vientos del O y NO de 45 a 55 km/hr. (Referencia: Reporte del 22 de diciembre de 1994 del Servicio Meteorológico Nacional. Meteorólogo de turno: J. Mendoza G.).

También se tiene información del pronóstico de los vientos sobre el Popocatepetl del día 23 de diciembre. En la cúspide se esperaban vientos del O y NO de 55 a 56 km/hr. (Referencia: Reporte del 23 de diciembre de 1994 del Servicio Meteorológico Nacional. Meteorólogo de turno: M. Lizaola R.).

Viento predominante que se tomó: $(45 \text{ km/hr} + 55 \text{ km/hr}) / 2 = 50.0 \text{ km/hr}$ del O.

Bibliografía

- [1] Ahrens C.D.. **Essentials of Meteorology (An Invitation to the Atmosphere)**. West Publishing Company. St. Paul M.N. USA (1993) 1-23.
- [2] Allen J.R.L.: **Principles of PHYSICAL SEDIMENTOLOGY**. Publicado por George Allen & Unwin, London, UK (1985) 223-241.
- [3] Araña V. y Ortiz R.. **Volcanología**. Publicado por Editorial Rueda, Madrid, España (1984) 129-141.
- [4] Armienti P. Macedonio G. y Pareschi M.T.: A Numerical Model for Simulation of Tephra Transport and Deposition: Application to May 18, 1980, Mount St. Helens Eruption. *Journal of Geophysical Research* **93** B6 (1988) 6463-6476.
- [5] Baker P.E: A volcano erupts beneath the Antarctic ice. *Geographical Magazine*, November, (1969) 115-126.
- [6] Blong R.J..**Volcanic Hazards**. Publicado por Academic Press, Australia (1984) 187-350.
- [7] Bonis S. y Salazar O.: The 1971 and 1973 eruptions of Volcán Fuego, Guatemala, and some socio-economic considerations for the volcanologist. *Bull Volcanol* **37** 3 (1973) 1-7.
- [8] Booth B., Croasdale R. y Walker G.P.L.: A quantitative study of five thousand years of volcanism on Sao Miguel Azores. *Phil. Trans. R. Soc. London* **A288** (1978) 271-319.
- [9] Brandan M.E.: **Armas y explosiones nucleares: La humanidad en peligro**. Fondo de Cultura Económica S.A. de C.V., Colección: La ciencia desde México 6, 1988 pag. 49.
- [10] Brazier S., Sparks R.S.J., Carey S. y Westgate J.: Bimodal grain size distribution and secondary thickening in air-fall ash layers. *Nature* **301** (1983) 115-120.
- [11] Briggs G.A. **Plume rise**. Atomic Energy Commision, Critical Series, USE-AG Rep. TID-25075 (1969) 64 p.

- [12] Britter R.E. y Simpson J.E.: A note on the structure of the head of an intrusive gravity current. *J. Fluid Mech.* **112** (1981) 459-466.
- [13] Bulletin of volcanic eruption No 33: Annual report of the world volcanic eruptions in 1993. *Bull Volcanol* **58** (1996) 126-130.
- [14] Bursik M.I. y Woods A.W.: Buoyant, superbuoyant and collapsing eruption columns. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **45** (1991) 347-350.
- [15] Bursik M.I., Carey S.N. y Sparks R.S.J.: A gravity current model for the May 18, 1980 Mount St. Helens Plume. *Geophysical Research Letters* **19** 16 (1992) 1663-1666.
- [16] Bursik M.I., Sparks R.S.J., Carey S.M., Gilbert J.S y Carey S.N.: Sedimentation of tephra by volcanic plumes:I. Theory and its comparison with a study of the Fogo A plinian deposit, Sao Miguel (Azores). *Bull Volcanol* **54** (1992) 329-344.
- [17] Bursik M.: Tephra dispersal. En: PHYSICS OF EXPLOSIVE VOLCANIC ERUPTIONS (ARTHUR HOLMES EUROPEAN RESEARCH CONFERENCE PROCEEDING), Grecia (1997) 2-39.
- [18] Butrón M.A., Martín del Pozzo A.L., Espinaza-Pereña R.: Recent eruptions (1994-1996) from Popocatepetl: ash distribution volume. En: IAVCEI, Puerto Vallarta, México, 1997 General Assembly, Volcanic Activity and Environment (Abstract) January 19-24 (1997) 34.
- [19] Carey S. y Sigurdsson H.: Influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens volcano. *Journal of Geophysics Research* **87** (1982) 7061-7072.
- [20] Carey S. y Sigurdsson H.: The May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens 2. Modeling of dynamics of the plinian phase. *Journal of Geophysics Research* **90** B4 (1985) 2948-2958.
- [21] Carey S.N. y Sparks RSJ: Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bull Volcanol* **48** (1986) 109-125.
- [22] Carey S. y Sigurdsson H.: The 1982 eruptions of EL Chichon volcano, Mexico (2): Observations and numerical modelling of tephra-fall distribution. *Bull Volcanol* **48** (1986) 127-141.
- [23] Carey S. y Sigurdsson: Experimental studies of particle-laden plumes. *Journal of Geophysical Research* **93** B12 (1988) 15314-12328.
- [24] Carey S. y Sigurdsson H.: The intensity of plinian eruptions. *Bull Volcanol* **51** (1989) 28-40.

- [25] Carey S.N., Gardner J.E., Sigurdsson H. y Criswell W: Variations in columns height and magma discharge during The May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **43** (1990) 99-112.
- [26] Carey S.N.: Modeling of tephra fallout from explosive eruptions. EN MONITORING AND MITIGATION OF VOLCANO HAZARDS, Scarpa Tilling (Eds.), Springer-Verlag Berlin Heidelberg (1996) 429-461.
- [27] Chen L.H.: Thermodynamic and transport properties of gaseous carbon dioxide. In: *Thermodynamic and transport properties of gases, liquids, and solids*. McGraw-Hill, New York, N.Y. (1959) pag 358-369.
- [28] Clark D.E y Lee H.: Ceniza-arena cleanup in San Jose, Costa Rica: Operational aspects as related to nuclear weapon fallout decontamination. Stanford Research Institute. (1965) Project MU-5069.
- [29] Cole F.W.. **Introduction to Meteorology**. Publicado por John Wiley & Sons, Inc, USA (1970) 165-197.
- [30] Cortes-Luna J.R.. **Comportamiento del viento en la atmósfera superior de la parte central de México y su aplicación en vulcanología**. TESIS (FACULTAD DE INGENIERÍA, UNAM), México, abril 1996, 66-94 y 119-140.
- [31] Csanady G.T.. **TURBULENT DIFUSION IN THE ENVIROMENT**. Publicado por R.Reidel Publish Company, Holanda, (1973) 1-22.
- [32] De la Cruz-Reyna S.: Informe Técnico No, 2 sobre la erupción del volcán El Chichón. Serie de Investigación del Instituto de Geofísica de la UNAM 1982, México.
- [33] De la Cruz-Reyna S. y Jiménez-Ramos E: Volcanes, CENAPRED, Secretaría de Gobernación, fasciculo 4 3a. ed. 1998 pag 8.
- [34] Delgado H., Carrasco G., Cervantes P., Cortés R. y Molinero R.: Patrones de viento en la región del volcán Popocatepetl y ciudad de México. En: **VOLCAN POPOCATEPETL (ESTUDIOS REALIZADOS DURANTE LA CRISIS DE 1994-1995)**, CENAPRED, México (1995) 295-324.
- [35] Donalson E.E., Dickinson J.T. y Bhattacharya S.K.: Production and properties of ejecta release by fracture of materials. *Journal of Adhesion* **25** (1988) 281-302.
- [36] Dutton J. A.: **The Ceaseless Wind**. McGraw-Hill Book Company. USA, 1976.
- [37] Eagleman J.R.: **Meteorology: The atmosphere in Action**. Wadsworth Publishing Company, Belmont California. A division of Wadsworth, Inc USA (1985)

- [38] Einstein H.A. y Krone R.B.: Experiments to determine modes of cohesive sediment transport in salt water. *Journal of Geophysics Research* 67 4 (1962) 1451-1461.
- [39] Fedotov S.A.: Estimates of heat and pyroclast discharge by volcanic eruptions based upon the eruption clouds and steady plume observations. *Journal of Geodynamics* 3 (1985) 275-302.
- [40] Feynman R., Leighton R. y Sands M.: **LECTURE ON PHYSICS (MAINLY MECHANICS, RADIATION AND HEATS)**. Editado por el Fondo Educativo Interamericano, S.A. 1971 EUA, pp 43-1, 43-14.
- [41] Fierstein J. y Nathenson M.: Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bull Volcanol* 54 (1992)156-167.
- [42] Fulignati P., Marianelli P. y Sbrana A.: The 1944 eruption. En: **CITIES ON VOLCANOES (VOLCANIC HAZARDS AND RISK IN THE PARTHENOPEAN MEGACITY)**. Editado por Orsi G., Di Vito M. y Isaia R., Italia, (1998), 86-97.
- [43] Garvin R.W.: Observations of the motion field of the Connecticut River plume. *Journal of Geophysical Research* 82 (1977) 441-454.
- [44] Gilbert J.S., Lane S.J., Sparks R.S.J. y Koyaguchi T.: Charge measurements on particle fallout from a volcanic plume. *Nature* 349 (1991) 598-600.
- [45] Gilbert J.S. y Lane S.J.: Electrical phenomena in volcanic Plumes. En: **VOLCANIC ASH AND AVIATION SAFETY: PROCEEDINGS OF THE FIRST INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON VOLCANIC ASH AND AVIATION SAFETY (U.S. GEOLOGICAL SURVEY BULLETIN 2047)** (1994) 39-45.
- [46] Glaze L.S. y Self S.: Ashfall dispersal for the 16 September 1986, eruption of Lascar, Chile, calculated by a turbulent diffusion model. *Geophysical Research Letters* 18 7 (1991) 1237-1240.
- [47] González Ferran O..**VOLCANES DE CHILE**. Publicado por el Instituto Geográfico Militar, Chile 1995 171-182.
- [48] Green Y. y Schettle J.W.: Vortex rings association with strong double-diffusive fingering, *Phys. of Fluid* 29 (1986) 2109-2112.
- [49] Gutiérrez R., Moreno M. y Cruz C.: Determinación del volumen del material arrojado y grado de explosividad alcanzado por el volcán Chichonal, Estado de Chiapas. En: **EL VOLCAN CHICHONAL (PROCEEDING OF SYMPOSIUM DURING THE CONVENTION OF GEOLOGICAL SOCIETY OF MEXICO)**. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 68-80.
- [50] Harris D.M., Rose W.I., Roe R. y Thompson M.R.: Radar observations of ash eruptions. En: **THE 1980 ERUPTIONS OF MOUNT ST. HELENS (GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER 1250)**. Editado por Peter W. Lipman y Donald R. Mullineaux (1980) 323-333.

- [51] Heezen B.C., Ericson D.B. y Ewing E.: Further evidence for a turbidity current following the 1929 Grand Banks earthquake. *Deep-Sea Res.* **1** (1954) 193-202.
- [52] Heiken G.: Volcanic ash: What it is and how it forms. En: VOLCANIC ASH AND AVIATION SAFETY: PROCEEDINGS OF THE FIRST INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON VOLCANIC ASH AND AVIATION SAFETY (U.S. GEOLOGICAL SURVEY BULLETIN 2047) (1994) 39-45.
- [53] Heiken G., Murphy M., Hackett W. y Scott W.: Volcanic hazards and energy infrastructure -United State-. Prepared for the U.S. Department of Energy, Code EH-33 (Office of Risk analysis and Technology). U.S. Government Printing Office, 1995, pp 4.
- [54] Heiken G. y Wohletz K.: Fragmentation process in explosive volcanic eruptions. *Sedimentation in Volcanic Setting*, Special publication 45 (1991) 19-26.
- [55] Hildreth W. y Drake R.E.: Volcán Quizapu, Chilean Andes. *Bull Volcanol* **54** (1992) 93-125.
- [56] Hino T. y Tsuji Y.: Thickness distribution of tephra ejecta in the 1783 Tenmei eruption of Asama volcano as revealed from old document , and its comparison with result of numerical simulation. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo* (en japonés) **68** (1993) 71-90.
- [57] Hoblitt R.P, Wolfe E.W., Scott W.E., Couchman M.R., Pallister J.S. y Dindo J.: The preclimatic eruptions of Mount Pinatubo, June 1991. En: FIRE AND MUD, ERUPTIONS AND LAHARS OF MOUNT PINATUBO, PHILIPPINES. Editado por Newhall G.C. y Punongbayan R.S., (1996) 457-511.
- [58] Hoffer J.M: Comparison of the mayor eruptions at Mount St. Helens May 18, 1980 and El Chichón March 28-April 4, 1982. MOUNT ST. HELENS: FIVE YEARS LATER, S.A.C. Keller, Editor (1986) 112-115.
- [59] Holoway J.R.: Fluids in the evolutions of granitics magmas: consequences of finite CO_2 solubility. *Geological Society of America Bulletin* **87** (1976) 1513-1518.
- [60] Holyer J.Y. y Huppert H.E: Gravity currents entering a two lower fluid. *J.Fluid Mech.* **100** (1980) 739-767.
- [61] Hopkins J.R.: A two-step method to treat variable winds in fallout smearing codes. NTIS Doc AD A115514 MS Thesis, Sch Eng Air Force Ints. Technol, Wright-Paterson (1982).
- [62] Hopkins A.T., y Bridgman C.J.: A volcanic ash transport model and analysis of Mount St. Helens Ashfall. *Journal of Geophysical Research* **90 D6** (1985) 10620-10630.
- [63] Idso S.B.: Chubasio. *Weather* **31** (1976) 224-226.

- [64] Iribarne J.V. y Cho H.R.: **Atmospheric Physics**. Publicado por D.Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 1980, 1-20 y 149-170.
- [65] Irvine T.N.: Magmatic density currents and cumulus processes. *Am. J. Sci.* **280-A** (1980) 1-58.
- [66] Kadomura H., Okada H. y Araya T.: **1977-82 VOLCANISM AND ENVIRONMENTAL HAZARDS OF USU VOLCANO**. Hokkaido University Press, Japan 1988 24-42.
- [67] Kamo K., Ishihara K. y Tahira M.: Infrasonic and seismic detection of explosive eruptions at Sakurajima volcano, Japan y PEGASAS-VE early-warning system, *Proc First Int. Symp. Volcanic Ash Aviation Safety*, (1991).
- [68] Kagiya T.: Evaluation methods of heat discharge and their applications to the major active volcanoes in Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **9** (1981) 87-97.
- [69] Keenan J.H. y Keyes F.G.: **Thermodynamic properties of steam**. John Wiley and Sons, New York, N.Y. (1955) pag 89.
- [70] Kieffer S.: Factors governing the structure of volcanic jets in explosive volcanism: Inception, evolution and hazards, Panel on explosive volcanism. National Academy Press, Washington DC, USA, (1984) pp 176.
- [71] Knox B.J. y Short N.M.: A diagnostic model using ashfall data to determine eruption characteristic and atmospheric conditions during a major volcanic event. *Bull Volcanol* **27** (1964) 5-24.
- [72] Koyaguchi T. y Tokuno M.: Origin of the giant eruption cloud of Pinatubo, June 15, 1991. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **55** (1993) 85-96.
- [73] Koyaguchi T.: Grain-size variation of tephra derived from volcanic umbrella clouds. *Bull volcanol* **56** (1994) 1-9.
- [74] Koyaguchi T.: Volume estimation of tephra-fall deposits from the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo by theoretical and geological methods. En: **FIRE AND MUD, ERUPTIONS AND LAHARS OF MOUNT PINATUBO, PHILIPPINES**. Editado por Newhall G.C. y Punongbayan R.S., (1996) 583-600.
- [75] Krause D.C., White W.C., Piper D.J.W. y Heezen B.C.: Turbidity currents and cable breaks in the western New Britain Trench. *Bull. Geol. Soc. Am.* **81** (1970) 2153-2160.
- [76] Landau L.D. y Lifchits E.M.: **Fluid Mechanics**, Vol 6 of course of theoretical physics. Pergamon Press, Oxford, England, (1979) 47-102.
- [77] Lawson T.J.: Haboob structure at Khartoum. *Weather* **26** (1971) 105-112.

- [78] Lowenstein P.L.: Problems of volcanic hazards in Papua New Guinea. *Geological Survey of Papua New Guinea*. (1982) Report 82-7.
- [79] Luhr F.J. y Simkin T.: **PARICUTIN, The Volcano Born in a Mexican Cornfield**. Geosciences Press, Phoenix, Arizona, USA (1993) 14,15,75-79.
- [80] Lutgens F.K. y Tarbuck E.J.. **The Atmosphere (An introduction to meteorology)**. Publicado por Prentice-Hall, Inc. New Jersey USA (1979) 120-145.
- [81] Lynch J.S. y Stephens G.: Mount pinatubo: A satellite perspective of the June 1991 eruptions. En: FIRE AND MUD, ERUPTIONS AND LAHARS OF MOUNT PINATUBO, PHILIPPINES. Editado por Newhall G.C. y Punongbayan R.S., (1996) 637-645.
- [82] Martin D.y Nokes R.: Crystal settling in a vigorously convecting magma chamber. *Nature* **332** (1988) 534-536.
- [83] Martín Del Pozzo A.L., Espinasa-Pereña R., Armienta M.A., Aguayo A., Reyes M., Sánchez G., Cruz O., Cenicerros N., Lugo J., González V., Butrón M.A. y Villareal M.: La emisión de cenizas y variaciones geoquímicas durante diciembre-marzo en el volcán Popocatépetl. En: VOLCAN POPOCATEPETL (ESTUDIOS REALIZADOS DURANTE LA CRISIS DE 1994-1995), CENAPRED, México (1995) 285-286.
- [84] Matson M.: The 1982 El Chichón volcano eruptions - A satellite perspective. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **23** (1984) 1-10.
- [85] McCave I.N.: Erosion, transport and deposition of fine-grained marine sediments. In: Fine-grained Sediments: Deep Water Processes Facies (Ed. por D.A.V. Stow & Piper D.J.W.) *Spec. Publ.geol..Soc.Lond.* **62** (1984) 35-65.
- [86] McGetchin T.R. y Ulrich G.W.: Xenoliths in maars and diatremes with inferences for Moon, Mars, and Venus. *Journal of Geophysical Research* **78** (1973) 1832-1853.
- [87] Mellor M: Dynamics of snow avalanches. In Dynamics of snow avalanches, B. Voight (ed.) Amsterdam-Elsevier (1978) 753-792.
- [88] Minakami T.: On the distribution of volcanic ejecta (Part II). The distribution of Mt. Asama pumice in 1783. *Bull Earthq. Res. Inst.* **20** (1942) 65-92.
- [89] Moore J.G.: Base surges in recent volcanic eruptions. *Bull Volcanol* **30-2** (1967) 337-363.
- [90] Morey G.W.: **The properties of glass**. Reinhold, New Yorks, N.Y., 2nd ed. (1954) pag 571.

- [91] Morton B.R., Taylor G., F.R.S., y Turner J.S.: Turbulent gravitational convection from maintained and instantaneous sources. Proceedings of the Royal Society. Serie A *Mathematical and Physical Sciences* **234** 1196 (1956) 1-23.
- [92] Morton B.R.: The ascent of turbulent forced plumes in a calm atmosphere. *Int. J. Air Pollut.* **1** (1959) 184-197.
- [93] Naranjo J.A., Moreno H., y Banks N.G.: La erupción del volcán Hudson en 1991 (46°S), Region XI, Aisén, Chile. *SERNAGEOMIN, Boletín* **44** (1993) 11-34.
- [94] Naya A.. *Meteorología Superior*. Publicado por Espasa-Escalpe, S.A. Madrid, España (1984) 84-113 y 200-214.
- [95] Newman M.M. y Robb J.D.: Protection for aircraft. En Golde, R.H., ed., *Lightning*, New York Academic Press (1977) 659-696.
- [96] Ordaz M.: A simple approximation to the gaussian distribution. *Structural Safety*, **9** (1991) 315-318.
- [97] Paladio-Melosantos M.L., Solidum R.U., Scott W.E., Quiambao R.B., Umbral J.V., Rodolfo K.S., Tubianosa B.S., De los Reyes P.J., Alonso R.A. y Ruelo H.B.: Tephra falls of the the 1991 eruptions of Mount Pinatubo. En: FIRE AND MUD, ERUPTIONS AND LAHARS OF MOUNT PINATUBO, PHILIPPINES. Editado por Newhall G.C. y Punongbayan R.S., (1996) 513-543.
- [98] Pasquill F: *Atmospheric diffusion*. Van Nostrand Reinhold, New York (1971).
- [99] Pasquill F: *Amospheric diffusion*. Ellis Horwood, Chichester (1974) 1-250.
- [100] Perret F.A: Report on the recent eruption of the volcano Stromboli . *Smithsonian Annual Report* (1912) 285-289.
- [101] Pinatubo Volcano Obervatory Team: Lessons from a major eruption: Mt. Pinatubo, Philippines.EOS, Transactions, American Geophysical Union **72** 49 (1991) 545-555.
- [102] Pyle D.M.: The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bull Volcanol* **51** (1989) 1-15.
- [103] Rees J.D.: Paricutín revisited: A review of man's attempts to adapt to ecological changes resulting from volcanic catastrophe. *Geoforum* **4** (1970) 7-25.
- [104] Rose W.I, Bonis S., Stoiber R.E., Keller M., y Bickford T.: Studies of volcanic ash from two recent Central American eruptions. *Bull Volcanol* **37** 3 (1973) 338-364.

- [105] Sarna-Wojcicki A.M., Shipley S., Waitt R.B., Dzurisin D. y Wood S.H.: Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air-fall from the six major eruptions of 1980. En: THE 1980 ERUPTIONS OF MOUNT ST. HELENS (GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER 1250). Editado por Peter W. Lipman y Donald R. Mullineaux (1980) 577-599.
- [106] Scasso R.A., Corbella H. y Tiberi P.: Sedimentology analysis of tephra from the 12-15 August 1991 eruption of Hudson volcano. *Bull Volcanol* 56 (1994) 121-132.
- [107] Sela J.G.: Spectral modeling at the National Meteorological Center. *Monthly Weather Review, American Meteorological Society* 108 9 (1980) 1279-1292.
- [108] Self S., Sparks R.S.J., Booth B. y Walker G.P.L.: The Heymay strombolian scoria deposit, Iceland. *Geol. Mag.* 111 (1974) 539-548.
- [109] Self S. y Walker G.P.L.: Ash clouds: Characteristics of eruption columns. En: VOLCANIC ASH AND AVIATION SAFETY: PROCEEDINGS OF THE FIRST INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON VOLCANIC ASH AND AVIATION SAFETY (U.S. GEOLOGICAL SURVEY BULLETIN 2047) (1994) 65-74.
- [110] Settle M.: Volcanic eruptions clouds and thermal power output of explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 3 (1978) 309-324.
- [111] Shuster R.L.: Effects of the eruptions on civil works and operations in the Pacific Northwest. *US Geological Survey Professional Paper* 1250 (1981) 701-718.
- [112] Shuster R.L.: Engineering aspects of the 1980 Mount St. Helens eruptions. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists* 20-1 (1983) 125-143
- [113] Simpson J.E.: Aerial and radar observations of some sea-breeze fronts. *Weather* 22 (1967) 306-327
- [114] Simpson J.E.: Gravity currents in the laboratory, atmosphere and ocean. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 14 (1982) 213-234.
- [115] Slaughter M. y Hamil M.: Model for deposition of volcanic ash and resulting bentonite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81 (1970) 961-968.
- [116] Sorem, R.K.: Volcanic ash cluster: Tephra rafts and scavengers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 13 (1982) 63-71.
- [117] Sparks R.S.J. y Wilson L.: A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *J. Geol. Soc. London* 132 (1976) 441-451.
- [118] Sparks R.S.J., Wilson L.: Explosive volcanic eruptions - V. Observations of plume dynamics during the 1979 Soufriere eruption, St. Vincent. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 69 (1982) 551-570.

- [119] Sparks R.S.J.: The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull Volcanol* 48 (1986) 3-15.
- [120] Sparks R.S.J., Moore J.G., y Rice C.J.: The initial giant umbrella cloud of the May 18, 1980, explosive eruption of Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 28 (1986) 257-274.
- [121] Sparks R.S.J., Carey S.N. y Sigurdsson H.: Sedimentation from gravity current generated by turbulent plumes. *Sedimentology* 38 (1991) 839-856.
- [122] Sparks R.S.J., Bursik M.I., Carey S.N., Gilbert J.S., Glaze L.S. Sigurdsson y Woods A.W.: Volcanic Plumes. Editado por John Wiley & Sons Ltd. England (1997) 93, 402 y 423.
- [123] Sparrow E.M., Husar R.B. y Goldstein R.J.: Observations and other characteristics of thermals. *J. Fluid. Mech.* 41 (1970) 793-800.
- [124] Stith J.L., Hobbs P.V. y Radke L.F.: Observations of a *nuée ardente* from the St. Augustine volcano. *Geophys. Res. Lett.* 4 (1977) 259-262.
- [125] Stoiber R.E., Williams S.N., Malinconico L.L., Johnston D.A. y Casadevall T.J.: Mt. St. Helens: evidence of increased magmatic gas component. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 11 (1981) 257-274.
- [126] Sundborg A.: The River Klaralvern, a study of fluvial process. *Geogr. Annlr.* 38 (1956) 125-316.
- [127] Suzuki T., Niida K. y Katsui T.: Mode of sedimentation of the 1977 tephra from Usu volcano, Hokkaido, Japan. *Volcanes* 2 (en japonés) (1982) 119-140.
- [128] Suzuki T.: A Theoretical Model for Dispersion of Tephra. En: ARC VOLCANISM: PHYSICS AND TECTONIC, editado por Shimozuru D. y Yokoyama I. (1983) 95-113.
- [129] Swanson S.E. y Beget J.E.: Melting properties of volcanic ash. En: VOLCANIC ASH AND AVIATION SAFETY: PROCEEDINGS OF THE FIRST INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON VOLCANIC ASH AND AVIATION SAFETY (U.S. GEOLOGICAL SURVEY BULLETIN 2047) (1994) 39-45.
- [130] Tilling R. y Punongbayan S.: **Apuntes para un curso breve sobre peligros volcánicos.** Publicado por la Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos (WOVO) y la Asociación Internacional de Vulcanología y química del Interior de la Tierra (IAVCEI), Santa Fé, Nuevo México, USA (1989) 1-23.
- [131] Thorarinsson S.: **The eruptions of Hekla 1947-1948.** II,3. The tephra fall from Hekla. *Vis Islanding, Reykjavik* (1954) pp 68.
- [132] Tsuya H.: Geological and petrological studies of Mt. Fuji, V.5. On the 1707 eruption of volcano Fuji. *Bulletin of the Earthquake Research Institute* 33-3 (1955) 341-382.

- [133] Turner J.S.: **Buoyancy effects in fluid**. Publicado por Cambridge University Press, London, U.K. (1979) 165-206.
- [134] Verhoogen J.: Mechanics of ash formation. *American Journal of Science* **249** (1951) 729-739.
- [135] Vila R.: **Introducción a la mecánica de fluidos**. Editorial Limusa. México (1979) .
- [136] Walker G.P.L.: The Taupo Pumice: Product of the most powerful known (ultraplinian) eruption?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **8** (1980) 69-94.
- [137] Walker G.P.L.: Plinian eruptions and their products. *Bull Volcanol* **44** 2 (1981) 223-240.
- [138] Wiesner M.G. y Wang Y.: Dispersal of the 1991 Pinatubo tephra in the South China Sea. En: FIRE AND MUD, ERUPTIONS AND LAHARS OF MOUNT PINATUBO, PHILIPPINES. Editado por Newhall G.C. y Punongbayan R.S., (1996) 537-543.
- [139] Wigley T.M.L.: A numerical analysis of the effect of condensation on plume rise. *J. Appl. Meteorol.*, **14** (1975) 1105-1109.
- [140] Wilson L.: Explosive Volcanic Eruptions - II. The atmospheric trajectories of pyroclasts. *J. R. astr. Soc.* **30** (1972) 381-392.
- [141] Wilson L.: Explosive Volcanic Eruptions - III. Plinian Eruption Columns. *Geophys. J. R. astr. Soc.* **45** (1976) 543- 556.
- [142] Wilson L., Sparks R.S.J., Huang T.C. y Watkins N.D.: The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *Journal of Geophysical Research* **83** B4 (1978) 1829-1836.
- [143] Wilson L. y Huang T.C.: The influence of shape on the atmospheric settling velocity of volcanic ash particles. *Earth and Planetary Science Letters* **44** (1979) 311-234.
- [144] Wilson L., Walker G.P.L.: Explosive volcanic eruptions - VI. Ejecta dispersal in plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties. *Geophys. J. R. astr. Soc.* **89** (1987) 657- 679.
- [145] Wohletz K.H., McGetchin T.R., Sandford M.T. y Jones E.M.: Hydrodynamics aspects of caldera-forming eruptions: Numerical Models. *Journal of Geophysical Research* **89** (1984) 8269-8286.
- [146] Woods A.W.: The fluids dynamics and thermodynamics of eruption columns. *Bull Volcanol* **50** (1988) 169-193.
- [147] Woods A.W y Wohletz K.: Dimensions and dynamics of co-ignimbrite eruption columns. *Nature* **350** (1991) 225-227.