Apuntes para un Curso Breve sobre

LOS PELIGROS VOLCANICOS

Robert I. Tilling
Edición

Bernardo Beate
Traducción

Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos
[World Organization of Volcano Observatories (WOVO)]

Una Comisión de la

Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra
[International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI)]

Apuntes para un Curso Breve sobre

LOS PELIGROS VOLCANICOS

2-3 de julio de 1989, Santa Fé, Nuevo México, U.S.A.

Robert I. Tilling y Raymundo S. Punongbayan
Co-Organizadores del Curso Breve

Robert I. Tilling
Edición

Bernardo Beate
Traducción

Publicado por

Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos
[World Organization of Volcano Observatories]

con el Apoyo de

División de Ciencias de la Tierra, UNESCO (Paris)
[Division of Earth Sciences, UNESCO (Paris)]

Oficina de Asistencia al Exterior en Caso de Desastres de USAID
[Office of Foreign Disaster Assistance,
U.S. Agency for International Development (USAID)]

Servicio Geológico de los Estados Unidos
[U.S. Geological Survey]

1993

INDICE

	PREFACIO Y AGRADECIMIENTOS (Edición en Inglés)	*iv*
	PREFACIO Y AGRADECIMIENTOS (Edición en Español)	*v*
CAPITULO 1.	INTRODUCCION Y MARCO GENERAL	**1**
	Robert I. Tilling	
CAPITULO 2.	LOS PELIGROS VOLCANICOS	**9**
	William E. Scott	
CAPITULO 3.	ZONIFICACION DE LOS PELIGROS VOLCANICOS Y PREDICCIONES A LARGO PLAZO	**25**
	William E. Scott	
CAPITULO 4.	LA VIGILANCIA DE LOS VOLCANES Y PREDICCIONES A CORTO PLAZO	**51**
	Norman G. Banks, Robert I. Tilling, David H. Harlow, y John W. Ewert	
CAPITULO 5.	LA HISTORIA DE ALGUNOS CASOS RECIENTES	**83**
	Raymundo S. Punongbayan y Robert I. Tilling	
CAPITULO 6.	LAS RESPUESTAS CIENTIFICAS Y DEL PUBLICO	**105**
	Robert I. Tilling y Raymundo S. Punongbayan	
	REFERENCIAS (Para todos los capítulos)	**109**

PREFACIO Y AGRADECIMIENTOS
(Edición en Inglés)

La erupción catastrófica del Mount St. Helens el 18 de mayo de 1980 dio inicio a la peor década de crisis y desastres volcánicos desde 1902, año en el que tres erupciones durante un período de 6 meses (Mont Pelée, Martinica; Soufriére, St. Vincent; y Santa María, Guatemala) cobraron más de 36.000 vidas humanas (Tilling, 1989). Los desastres y crisis volcánicas de la década de los 80 aumentaron enormemente el nivel de conciencia científica y pública en lo referente a erupciones volcánicas y sus peligros asociados, impulsaron avances en vulcanología, llevaron a la creación de nuevos observatorios volcanológicos, y estimularon la realización de numerosas conferencias, simposios y talleres internacionales sobre tópicos relacionados a los peligros volcánicos. Así, fue oportuno que los organizadores del 28°. Congreso Geológico Internacional [IGC] (Washington, D.C. del 9 al 19 de julio, 1989) y de la Asamblea General sobre Magmatismo Continental de la Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra [IAVCEI] (Santa Fe, Nuevo México, 25 de junio a 1°. de julio, 1989) decidieron auspiciar conjuntamente un "Curso Breve sobre los Peligros Volcánicos."

Los capítulos aquí presentados proporcionan el marco para el curso breve de dos días, a llevarse a cabo el 2-3 de junio, 1989, en la Universidad de Santa Fe, Nuevo México. Este curso breve, co-auspiciado también por la División de Ciencias de la Tierra de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura [UNESCO] (París), estará abierto para participantes tanto en la reunión del IGC como de la IAVCEI. Evidentemente el vasto tema de los peligros volcánicos no puede ser cubierto de manera completa en tan sólo dos días. La meta fundamental de este curso breve es revisar algunos principios y métodos básicos de mitigación de los peligros volcánicos, enfatizando los países en vías de desarrollo, donde estan ubicados la mayoría de los volcanes peligrosos del mundo. Además de conferencias y discusiones en el aula, el curso breve también incluye una excursión de medio día para examinar depósitos volcánicos y sus características, y para demostrar algunas mediciones utilizadas en el monitoreo volcánico.

Estos apuntes para el curso sólo se refieren a las actividades de aula, y pueden ser complementadas por medio de trabajos no publicados a ser distribuídos a los participantes. [El lector interesado puede obtener un juego de estos trabajos libre de costo contactando a cualquiera de los autores.] En vista de las limitaciones de tiempo y espacio, estos apuntes necesariamente son breves y generales; su intención no es ofrecer una cobertura completa de los temas, sino más bien proporcionar el marco de referencia para una discusión y ofrecer una guía hacia estudios más especializados y detallados (dados en las REFERENCIAS). En algunos aspectos, el curso breve de Santa Fe sigue el alcance y formato del componente de peligros volcánicos del "Programa de Entrenamiento para Peligros Geológicos e Hidrológicos" llevado a cabo con mucho éxito por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) en marzo de 1984 (Williams & Kitzmiller, 1984).

Este curso no podría haber sido ofrecido y llevado a cabo sin la participación de muchos grupos e individuos. Los comités organizadores del 28° IGC y de la Asamblea General sobre Magmatismo Continental de la IAVCEI, así como la División de Ciencias de la Tierra de la UNESCO, París, proporcionaron el apoyo logístico y motivacional. Mis agradecimientos más sinceros van para mi co-organizador, Raymundo S. Punongbayan, y para los conferencistas Norman G. Banks, John W. Ewert, David H. Harlow y William E. Scott, por haberse tomado el tiempo, a pesar de sus múltiples actividades, para servir en el equipo que llevó a cabo el curso. Uno o más borradores de los capítulos de estos apuntes para el curso fueron revisados por Steven Brantley, John J. Dvorak, C. Dan Miller, L.J. Patrick Muffler, Christopher G. Newhall, Donald W. Peterson, Patrick Pringle y Donald A. Swanson—todos ellos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Sus comentarios críticos y sugerencias valiosas mejoraron materialmente el contenido y la presentación de los capítulos. Un agradecimiento muy especial para Manuel Nathenson (USGS, Menlo Park) por sus consejos técnicos y ayuda en la preparación de la edición final (camera-ready copy), así como para Pamela Hanback (Unión Geofísica Americana [AGU] Washington, D.C.) por la armada cuidadosa de este volumen.

Los gobiernos de Canadá, Islandia, Francia, Italia, Japón, Estados Unidos y algunos otros países ayudaron a proporcionar y/o coordinar el apoyo logístico relacionado a las respuestas científicas a algunos desastres volcánicos de la década de los 80. En este sentido, las siguientes organizaciones internacionales desempeñaron papeles especialmente significativos: Instituto Vulcanológico Nórdico, Reykjavik; División de Ciencias de la Tierra, UNESCO, París; Oficina del Coordinador de las Naciones Unidas de Ayuda en Caso de Desastres, UNDRO, Ginebra, y Organización Mundial de Observatorios Volcánicos (WOVO), una Comisión de la IAVCEI.

Finalmente, en nombre de todos los miembros de este equipo que elaboró el curso breve, deseo expresar nuestro reconocimiento por los estudios y observaciones de los fenómenos eruptivos realizados por nuestros colegas que trabajan en volcanes activos o potencialmente activos alrededor del mundo. Solamente se lograrán avances significativos en el monitoreo volcánico y en la predicción de erupciones en base a una mejor comprensión del funcionamiento de muchos volcanes individuales, en lugar de sólo unos pocos volcanes seleccionados.

Robert I. Tilling, Editor
Menlo Park, California
marzo de 1989

PREFACIO Y AGRADECIMIENTOS

(Edición en Español)

Desde la publicación de la edición en inglés de *Volcanic Hazards* (Tilling, 1989), el interés científico y público por los fenómenos volcánicos ha permanecido fuerte. El mantenimiento de un mayor nivel de conciencia respecto a erupciones volcánicas y sus peligros asociados refleja en gran medida la ocurrencia reciente de varias erupciones mayores: Volcán Redoubt (Alaska, U.S.A.) Diciembre 1989 - Agosto 1990, la cual causó estragos fuertes en la aviación civil y amenazó rutas navieras (Brantley, 1990); Volcán Kilauea (Hawaii, U.S.A.), cuya actividad muy prolongada y espectacular--que comenzó en 1983 y continúa al presente--ha destruido 180 casas y no da indicios de parar (Heliker & Wright, 1991); Volcán Unzen (Kyushu, Japón), el cual se reactivó en julio de 1990 después de casi dos siglos de no-actividad, y cuyos flujos piroclásticos, originados por colapso del domo, provocaron la muerte de 42 personas (incluyendo tres vulcanólogos) desde junio de 1991 y la evacuación de 12.000 personas (Shimozuru, 1991); y el Volcán Pinatubo (Luzon, Filipinas), cuya erupción cataclísmica del 15 de junio de 1991—la segunda o tercera más grande del siglo—causó cientos de muertos, destrucción generalizada y gran sufrimiento humano (segun el Grupo Técnico del Observatorio Vulcanológico de Pinatubo, 1991). Así, la década de 1990 parece iniciar de manera igualmente ominosa que la anterior, que fue la peor en términos de desastres volcánicos desde comienzos de siglo.

Dentro de este contexto, es muy apropiado el que la década de 1990 ha sido designada por las Naciones Unidas como la *Década Internacional para la Reducción de Desastres Naturales* (DIRDN). Bien que ésta no fue su intención original, esta edición en español de los Apuntes para el "Curso Breve sobre Peligros Volcánicos" (Santa Fe, Nuevo México, Julio 1989) puede ser considerada como una contribución al programa de DIRDN, para mejorar las comunicaciones y la diseminación de la información dentro de la comunidad vulcanológica mundial. Muchos de los volcanes más peligrosos del mundo están localizados en los países densamente poblados de habla hispana de la región Latinoamericana y del Caribe.

Mi profundo agradecimiento va para las siguientes personas y organizaciones que hicieron posible este volumen: Dr. Michio Hashizume (División de Ciencias de la Tierra, UNESCO, París) por su apoyo entusiasta del proyecto de traducción desde su inicio; la Oficina de Asistencia al Exterior en Caso de Desastres (OFDA) de USAID por correr con los gastos de impresión; el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) por contribuciones en especie durante la preparación de la edición final (camera-ready copy); y Dr. Alberto A. Giesecke (Director, Centro Regional de Sismología para América del Sur, Lima, Perú) por la coordinación administrativa del contrato con la UNESCO. Finalmente, deseo expresar mi agradecimiento más sincero al Ing. Bernardo Beate (Instituto Ecuatoriano de Electrificación, Quito, Ecuador) por su traducción meticulosa del texto inglés y a la Sra. Patricia Beate por su ayuda oportuna durante la preparación y transmisión del texto en español.

Tal como se recalca en el *Prefacio y Agradecimientos* de la edición en inglés, estos apuntes para el curso breve no pretenden dar una cobertura total al vasto tema de los peligros volcánicos, sino más bien proporcionar una introducción y revisión de los principios básicos. El lector interesado puede profundizar en cualquier aspecto del tema consultando los estudios más especializados que se citan (ver REFERENCIAS). Espero sinceramente que este volumen sea de utilidad para mis colegas de habla hispana al iniciar o expandir la vigilancia y los estudios de evaluación de los peligros de los volcanes potencialmente peligrosos de sus países.

Robert I. Tilling, Editor
Menlo Park, California
julio de 1993

CAPITULO 1. INTRODUCCION Y MARCO GENERAL

Robert I. Tilling

U.S. Geological Survey, Menlo Park, California 94025

Introducción

El volcanismo ha jugado un papel importante en el pasado geológico de nuestro planeta, tal como se evidencia en el origen volcánico de gran parte de la corteza terrestre, tanto debajo como fuera del mar. En la escala geológica del tiempo, la actividad volcánica ha beneficiado a la humanidad creando terrenos fértiles y de gran belleza escénica, los cuales estimulan y proporcionan sustento, permitiendo así el desarrollo de civilizaciones. Sin embargo, en la escala humana del tiempo, las erupciones volcánicas afectan de una manera negativa a la sociedad si éstas ocurren en regiones pobladas y/o cultivadas.

Se sabe que más de 1.300 volcanes han entrado en erupción durante los últimos 10.000 años; aproximadamente la mitad de éstos han registrado erupciones en tiempos históricos. Dos tercios de los volcanes activos se ubican en o cerca de los límites de las placas tectónicas en la región circumpacífica. Típicamente, unos 50 volcanes entran anualmente en erupción, y este promedio no ha variado apreciablemente en tiempos históricos (Simkin et al., 1981). Peterson (1986, tabla 15.1) ha estimado que unos 360 millones de personas - aproximadamente el 10% de la población del planeta - viven sobre o cerca de volcanes potencialmente peligrosos. Con la rápida expansión de la población humana, especialmentemente en los ya densamente poblados países en vías de desarrollo, y si se mantiene la frecuencia eruptiva actual, muchos millones de personas más estarán bajo la amenaza de alguna actividad volcánica futura. Dado que el "abandono total de todas las áreas volcánicas...no es una alternativa realista" (Walker, 1982, p.156), la comunidad científica y las autoridades civiles encaran un problema crónico y progresivamente más agudo al tener que enfrentar los peligros potenciales de erupciones futuras.

La Vulcanología: El Estudio de los Fenómenos Eruptivos

La ciencia de la vulcanología, en su sentido más amplio, comprende todos los estudios de los fenómenos magmáticos y volcánicos que ocurren tanto en el manto como en la corteza. A propósito de este trabajo, se define a la vulcanología como el estudio del transporte y erupción de magma (Sigurdsson, 1987), enfatizando los volcanes activos o potencialmente activos (Tilling, 1987). La tabla 1.1 resume las relaciones cualitativas generales entre el tipo de volcán, la composición de la lava y el estilo eruptivo; para obtener una información más específica sobre los volcanes y sus productos y comportamiento, se sugiere al lector la consulta de libros de texto de vulcanología (p.e. Macdonald, 1972; Bullard, 1984; Williams & McBirney, 1979; Fischer & Schmincke, 1984). Muchos geocientíficos realizan levantamientos geológicos de terrenos volcánicos muy antiguos o llevan a cabo investigaciones sobre fenómenos volcánicos y magmáticos asociados que han ocurrido en el pasado geológico, pero solamente unos pocos trabajan en vulcanología (tal como se la definió arriba), y menos todavía están involucrados directamente en la evaluación y/o vigilancia de los peligros volcánicos.

La ciencia de la vulcanología ha estado asociada con, y ha sido catalizada por, los peligros volcánicos y los desastres. Por ejemplo, la primera descripción fehaciente de una erupción estaba contenida en dos cartas escritas por Plinio El Joven al historiador romano Tácito, describiendo en éstas la muerte de su tío, el famoso erudito romano Plinio el Viejo, quien se asfixió mientras observaba la erupción del Vesuvio en el año 79 de nuestra era (Sigurdsson et al., 1985 b). Sin embargo, la erupción de 1815 del Tambora (Sumbawa, Indonesia)--la erupción más grande y mortífera registrada por la historia--tuvo un impacto científico mínimo, por cuanto el volcán está ubicado en una región remota, las comunicaciones a nivel global eran pobres, y porque el estado de las ciencias naturales en ese tiempo era muy inmaduro (Simkin & Fiske, 1983). Ninguna expedición científica fue enviada al volcán Tambora hasta 1847, y pasaron ocho años más hasta que se publique el informe de la expedición (Zollinger, 1855) ! En contraste a esto, la erupción de 1883 del Krakatoa (Estrecho de la Sonda, Indonesia) causó gran revuelo tanto dentro de la comunidad científica como entre el público en general. La erupción indujo la primera investigación debidamente organizada de un desastre volcánico y sus

TABLA 1.1. Relaciones generales entre tipos de volcanes, tipo predominante de lava, estilos eruptivos y características eruptivas más comunes (según Tilling, 1987, Tabla 2).

Tipo de Volcán	Lava predominante		Estilo eruptivo	Características eruptivas más comunes
	Composición	Viscosidad relativa		
Escudo-Volcán[1]	Basáltica	Fluidal	Generalmente no explosivo a débilmente explosivo	Fuentes de lava, flujos de lava (extensos), lagos y pozas de lava
Estrato-volcán[2]	Andesítica	Menos fluidal	Generalmente explosivo, pero a veces no explosivo	Flujos de lava (medianos), productos balísticos explosivos, caídas de tefra, flujos y oleadas piroclásticos
	Dacítica a Riolítica	Viscosa a muy viscosa	Típicamente muy explosivo, pero puede ser no explosivo, especialmente después una explosión grande	Productos balísticos explosivos, caídas de tefra, flujos y oleadas piroclásticos, flujos de lava (cortos) y domos de lava

[1] Ubicados generalmente en el interior de las placas tectónicas ("intraplaca"), y presumiblemente sobreyacen "puntos calientes," aunque también ocurren en otros ambientes tectónicos (p.e., Galápagos, Islandia, Kamchatka).

[2] Ubicados generalmente a lo largo o cerca de los márgenes de placas tectónicas convergentes (zonas de subducción); también se los denomina volcanes compuestos.

consecuencias, ya que, hacia finales del siglo 19, tanto la transportación global como las comunicaciones habían mejorado substancialemtne durante una era de rápidos avances científicos y tecnológicos (Francis & Self, 1983; Simkin & Fiske, 1983). Se publicaron varias investigaciones de gran alcance dentro de los primeros cinco años después de la erupción (p.e. Verbeek, 1885; Judd, 1888; Symons, 1888). La vulcanología comenzó a emerger verdaderamente como una ciencia multidisciplinaria moderna con el establecimiento de observatorios vulcanológicos en Japón y Hawaii en 1911, en parte a causa de tres desastres volcánicos ocurridos en 1902 en la región centroamericana y del Caribe (Apple, 1987; Tilling, 1989).

Los Peligros Volcánicos y Otros Peligros Relacionados

Primeramente establezcamos claramente las diferencias entre peligros y riesgos. Las siguientes definiciones han sido adaptadas de Fournier d'Albe (1979):

Peligro es la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo.

Riesgo es la posibilidad de pérdida--de vidas humanas, propiedades, capacidad productiva, etc.--dentro de un área determinada sujeta a (los) peligro(s). Una evaluación del riesgo involucra considerar la siguiente relación: Riesgo = (costo) x (vulnerabilidad) x (peligro), donde el costo puede incluir el número de vidas humanas, las propiedades, las obras de infraestructura y la capacidad productiva amenazadas; y vulnerabilidad es una medida de la proporción (0 a 100%) del costo susceptible a ser perdido en un evento peligroso dado.

Comparados con otros "desastres" naturales o inducidos por el hombre, aquellos causados por la actividad volcánica, considerados en base a una escala global, ocurren con poca frecuencia, "afectan" a mucho menos personas, y correspondientemente causan menos pérdidas de vidas humanas y menores daños materiales (ver Fig. 1.1 y 1.2). Sin embargo, las percepciones y definiciones de lo que constituye un "desastre" (Fig. 1,1) difieren ampliamente entre las autoridades oficiales, los periodistas y las personas afectadas. Asimismo, no existe un acuerdo general sobre el significado de "personas afectadas" (Fig. 1.2) por un desastre (muertos, heridos, desplazados, miembros de la familia desaparecidos, que han sufrido inconvenientes, etc.?). De esta manera, la validez estadística de los datos mostrados en las Fig. 1.1 y 1.2 debe ser considerada a la luz de esta vaga terminología en los recuentos de los desastres. Sin embargo, la tendencia general que se muestra en estas dos figuras probablemente se mantendría, sin importar las definiciones y conjunto de datos utilizados.

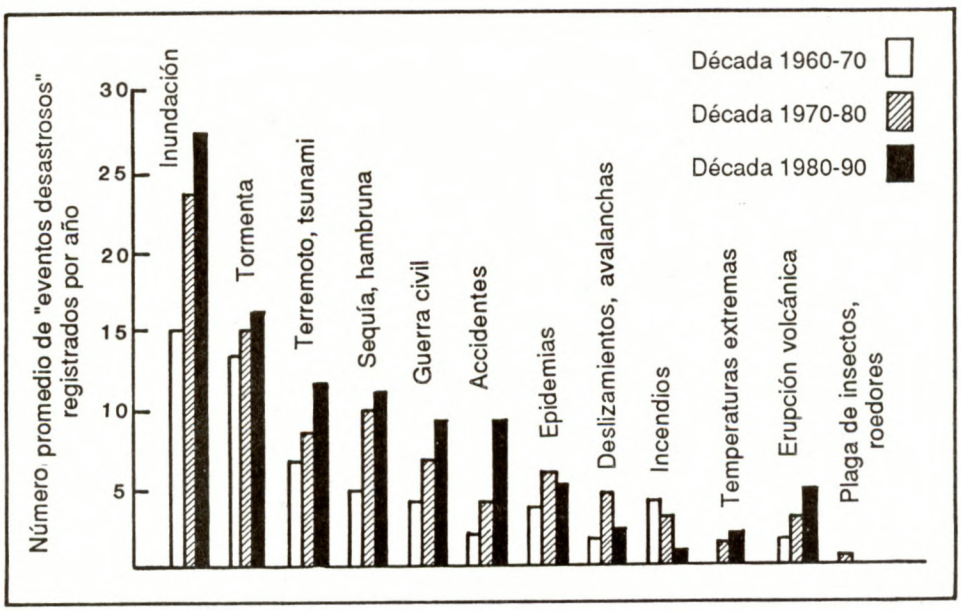


Fig. 1.1. Número promedio de "eventos desastrosos" registrados por año en el mundo (ver texto); excepto en los casos de las erupciones volcánicas, los datos para la década de los 1980's cubren solamente el período 1980-81. (Modificado de Wijkman & Timberlake, 1984, Fig.1). En esta figura "evento desastroso" se refiere a "una manifestación de una interacción entre fenómenos físicos o naturales extremos con un grupo humano vulnerable", cuyo resultado es "conmoción general, destrucción, pérdida de vidas y de medios de sustento, y personas heridas" (O'Keefe & Westgate, 1976).

La erupción más mortífera de la historia (Tambora, Indonesia, 1815) cobró la vida de 92.000 personas, lo cual es poco comparado con las 500.000 víctimas del peor huracán (Delta del Ganges, Bangladesh, 1970). Talvez el peor desastre natural en la historia ha sido el terremoto de Huahsien (Shensi, China) en 1556, donde murieron más de 820.000 personas (DeNevi, 1977). En un caso reciente, algunos observadores externos especulan que perecieron hasta 800.000 personas en el terremoto

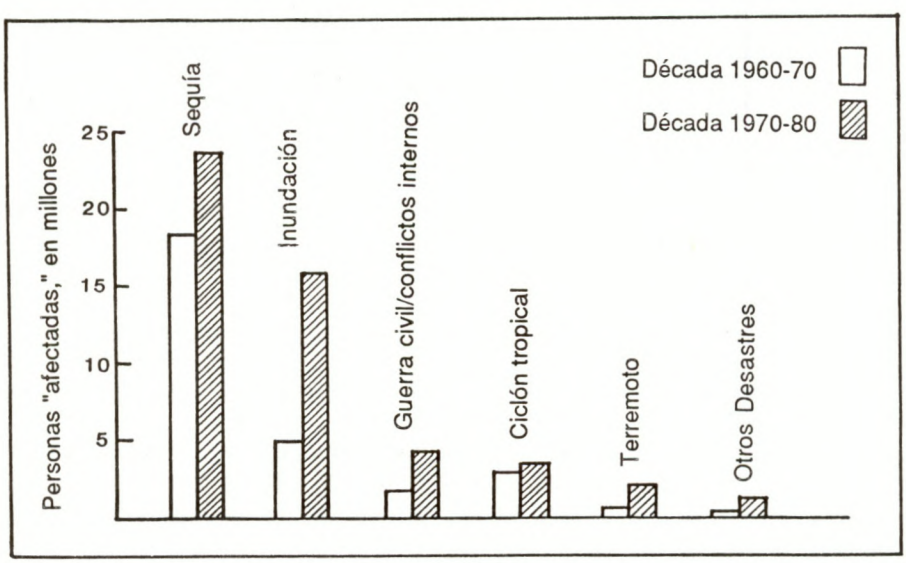


Fig. 1.2. Número de personas "afectadas" cada año por desastres naturales o inducidos por el hombre (ver texto); los desastres volcánicos están incluídos en la categoría de "otros desastres". Entre las décadas de los 1960's y los 1970's el número de personas afectadas cada año casi se ha duplicado. (Tomado de Wijkman y Timberlake, 1984, Fig.4).

TABLA 1.2. Lista de algunos desastres volcánicos notables desde el año 1000 D.C. en los que hubo víctimas fatales (las cifras están redondeadas a la decena más cercana). (Modificado de Yokoyama et al., 1984, Tabla 1, UNDRO/UNESCO, 1985, Tabla 1).

Volcán	País	Año	Causa Primaria de Muerte				
			Flujo piroclástico	Flujo de escombros	Flujo de lava	Hambruna post-eruptiva	Tsunami
Merapi	Indonesia	1006	*1.000				
Kelut	Indonesia	1586		10.000			
Vesuvio	Italia	1631			**18.000		
Etna	Italia	1669			**10.000		
Merapi	Indonesia	1672	*300				
Awu	Indonesia	1711		3.200			
Oshima	Japón	1741					1.480
Cotopaxi	Ecuador	1741		1.000			
Makian	Indonesia	1760					
Papadajan	Indonesia	1772	2.960				
Lakagígar	Islandia	1783				9.340	
Asama	Japón	1783	1.150				
Unzen	Japón	1792					15.190
Mayon	Filipinas	1814	1.200				
Tambora	Indonesia	1815	12.000			80.000	
Galunggung	Indonesia	1822		4.000			
Nevado del Ruiz	Colombia	1845		1.000			
Awu	Indonesia	1856		3.000			
Cotopaxi	Ecuador	1877		1.000			
Krakatau	Indonesia	1883					36.420
Awu	Indonesia	1892		1.530			
Soufrière	St. Vincent	1902	1.560				
Mont Pelée	Martinica	1902	29.000				
Santa María	Guatemala	1902	6.000				
Taal	Filipinas	1911	1.330				
Kelut	Indonesia	1919		5.110			
Merapi	Indonesia	1951	1.300				
Lamington	Papua-Nueva Guinea	1951	2.940				
Hibok-Hibok	Filipinas	1951	500				
Agung	Indonesia	1963	1.900				
Mount St. Helens	E.U.A.	1980	***60				
El Chichón	México	1982	> 2.000				
Nevado del Ruiz	Colombia	1985		> 22.000			
	TOTALES		65.140	53.900	28.000	89.340	53.090

* Incluye muertes ocasionadas por flujos de lodo asociados; sin embargo se ha cuestionado la validez de la erupción de 1006 (Djumarma et al., 1986).

** Incluye muertes por actividad explosiva y/o flujos de lodo asociados.

*** Las principales causas de muerte fueron impacto por explosión lateral y asfixia.

TABLA 1.3. Víctimas humanas por actividad volcánica, 1600-1986, agrupadas de acuerdo a la causa primaria de muerte. (Modificado de Blong, 1984, Tabla 3.2).

Causa primaria	1600 - 1899		1900 - 1986	
Flujos piroclásticos y avalanchas de escombros	18.200	(9.8 %)	36.800	(48.4 %)
Flujos de lodo (lahares) y crecidas	8.300	(4.5 %)	28.400	(37.4 %)
Caídas de tefra y proyectiles balísticos	8.000	(4.3 %)	3.000	(4.0 %)
Tsunami	43.600	(23.4 %)	400	(0.5 %)
Hambruna post-eruptiva, enfermedad, etc.	92.100	(49.4 %)	3.200	(4.2 %)
Flujos de lava	900	(0.5 %)	100	(0.1 %)
Gases y lluvias ácidas	--------	--------	*1.900	(2.5 %)
Otras o desconocida	15.100	(8.1 %)	2.200	(2.5 %)
TOTALES	186.200	(100 %)	76.000	(100.%)
Muertes por año (promedio)	620		880	

* Incluye las muertes causadas por escapes letales de gas en dos lagos cratéricos en Camerún: 37, Lago Monoun, agosto de 1984 (Sigurdsson et al., 1987b); y >1.700, Lago Nyos, agosto de 1986 (Kling et al., 1987). El gas letal (dióxido de carbono) es en ambos casos de origen volcánico, aunque los mecanismos que produjeron la salida del gas no están bien entendidos.

de magnitud 7.8 ocurrido en Tangshan (China) en julio de 1976, a pesar de que datos oficiales revelan un número de muertos de alrededor de 240.000 (Shi Dignang, 1987).

Para los Estados Unidos, la pérdida económica anual debido a erupciones volcánicas es probablemente un orden de magnitud más bajo que aquellas producidas por terremotos, las cuales a su vez son un orden de magnitud menores que aquellas producidas sea por inundaciones o fallas del terreno (Hays & Shearer, 1981). White y Haas (1975) sugieren que la persona promedio que vive en los Estados Unidos tiene más probabilidades de morir de un ataque al corazón al palear nieve o de ser alcanzado por un rayo, que a causa de una erupción volcánica o de un terremoto. Sin embargo, para países más densamente poblados (p.e. Indonesia, Filipinas y Japón), los peligros volcánicos tienen un potencial mucho más alto para causar víctimas y pérdidas económicas desastrosas.

En el CAPITULO 2 se tratan los principales tipos, la naturaleza, así como ejemplos seleccionados de peligros volcánicos.

Recuento Histórico de los Peligros y Desastres Volcánicos

La única base relativamente completa para evaluar la frecuencia y magnitud de los desastres volcánicos es el número de muertos que han ocasionado las erupciones (Tabla 1.2); una información comparable sobre pérdidas económicas e impactos ambientales adversos sólo se encuentra en forma fragmentaria, o no se encuentra. Se debe enfatizar, sin embargo, que las cifras de la Tabla 1.2 reflejan unos pocos eventos de baja frecuencia pero altamente destructivos. Por ejemplo, las tres catástrofes volcánicas en 1902 en la región centroamericana y del Caribe y la erupción de noviembre de 1985 del Nevado del Ruiz (Colombia), causaron alrededor del 75% de las muertes atribuídas a actividad volcánica en el siglo 20.

Desde el año 1000 DC, más de 300.000 personas han sido víctimas, directa o indirectamente, de la actividad volcánica. La Tabla 1.2 muestra claramente que la zona volcánica circumpacífica (Cinturón de Fuego del Pacífico) ha causado la mayoría de muertos: en efecto, aproximadamente los dos



Fig. 1.3. Diagrama que ilustra el hecho que un programa efectivo de mitigación de los peligros y riesgos volcánicos debe sustentarse sobre una base sólida de estudios básicos a largo plazo. El ápice está separado del resto del triángulo para ilustrar la división de las responsabilidades primarias entre los científicos y las autoridades civiles. Modificado de Tilling y Bailey (1985, Fig.1).

tercios de todas las víctimas relacionadas a erupciones volcánicas han ocurrido en tres países solamente (Colombia, Indonesia y Japón). Blong (1984, Tabla 3.2) analizó las víctimas humanas de erupciones volcánicas durante el período 1600-1982 en términos de los peligros volcánicos que las causaron. Una tabulación modificada de su análisis, actualizado hasta 1986 (Tabla 1.3), permite establecer las siguientes observaciones:

1) El número promedio de víctimas por año para el período 1900-1986 (880) es mayor al promedio para los tres siglos precedentes (620), a pesar del despunte en el siglo 20 de la vulcanología moderna.
2) En el siglo 20, la incidencia de muertes causadas por peligros indirectos (p.e., hambruna post eruptiva, tsunami; ver CAPITULO 2) ha sido reducida significativamente. Esta reducción refleja, en parte, el desarrollo de comunicaciones globales rápidas, de sistemas de reacción inmediata para la entrega de ayuda, y de una efectiva red internacional de aviso de tsunamis. Igualmente, y quizás esto sea más importante, en este siglo no se han producido tsunamis grandes, y destructivos generados por erupciones.
3) En el siglo 20 el número de muertes causadas por algunos peligros directos debidos a procesos de flujo (p.e.,, flujos piroclásticos, avalanchas de escombros, flujos de lodo - ver CAPITULO 2) se ha incrementado dramáticamente, reflejando en gran parte el impacto desastroso de solamente dos catástrofes (Mont Pelée, 1902; y Nevado del Ruiz, 1985).

Algunas posibles explicaciones para las observaciones arriba mencionadas se discutirán más adelante.

Mitigación del Peligro y Reducción del Riesgo Volcánico

Los estudios de los peligros volcánicos deben estar sustentados sobre una base sólida de investigaciones fundamentales de los volcanes (Fig. 1.3), lo cual incluye un levantamiento geológico y geofísico debidamente integrado, una caracterización petrológica y geoquímica de los productos eruptivos y la datación (determinación de la edad) de muestras estratigráficamente bien controladas. Estos estudios deben ser llevados a cabo sistemáticamente en un programa a largo plazo--idealmente antes de que los volcanes muestren cualquier signo de reactivación; estos estudios no pueden ser realizados bajo circunstancias de apremio en un ambiente tenso, lleno de ansiedad que prevalece durante las emergencias volcánicas. Los resultados de estos estudios básicos a largo plazo constituyen la base para descifrar el comportamiento eruptivo pasado, para entender mejor el comportamiento presente, y, por extrapolación, para predecir el posible comportamiento futuro del volcán. Específicamente, el punto de partida para la mitigación de los peligros y riesgos volcánicos es una comprensión global de los fenómenos eruptivos y la frecuencia de las erupciones.

Un programa efectivo para mitigar el riesgo de las erupciones volcánicas (y otros fenómenos relacionados) debe incluir los siguientes componentes: 1) la identificación de los volcanes de alto riesgo; 2) la evaluación y zonificación de los peligros

volcánicos; 3) la vigilancia volcánica y predicción de erupciones; y 4) el manejo de las emergencias volcánicas. Estos tópicos constituyen el foco primordial de los capítulos subsiguientes, pero algunas acotaciones introductorias, basadas en Tilling (1989) se dan a continuación.

Identificación de los Volcanes de Alto Riesgo

Solamente una pequeña fracción de los aproximadamente 600 volcanes activos o potencialmente activos conocidos en el mundo ha sido, o está siendo, estudiada en algún detalle. El problema es simplemente que existen demasiados volcanes, demasiado pocos científicos y equipo, y magros recursos económicos para estudiar estos volcanes y vigilarlos. Mientras este problema afecta incluso a los países desarrollados (p.e., Francia, Islandia, Italia, Japón y los Estados Unidos), es especialmente serio en el caso de los países en vías de desarrollo (p.e., Indonesia, Filipinas, los países de América Latina). Por lo tanto, es necesaria la identificación de volcanes de alto riesgo con el objetivo de determinar cuáles merecen la mayor y posiblemente la más inmediata atención por parte de científicos y autoridades gubernamentales.

Se han realizado en el pasado varias compilaciones de los volcanes "peligrosos" o de alto riesgo (p.e., Shimozuru, 1975; Lowenstein, 1982; Lowenstein & Talai, 1984; Yokoyama et al., 1984), basadas en varios criterios de clasificación que incluyen la historia y el comportamiento eruptivo, la composición y distribución de los productos eruptivos, eventos conocidos de deformación del suelo o sísmicos, y consideraciones demográficas. Sin embargo, todas aquellas compilaciones son deficientes, porque los datos geológicos y geofísicos necesarios son inadecuados, incompletos, o inexistentes para muchos volcanes. Por ejemplo, el Nevado del Ruiz no estuvo incluído en la lista de volcanes de alto riesgo compilada hasta 1983 (Yokoyama et al., 1984); dos años más tarde su erupción produjo el peor desastre volcánico desde la erupción en 1902 del Mont Pelée. Asimismo, Yokoyama et al. (1984) puntualizan que si se hubiera evaluado el volcán El Chichón, utilizando los mismos criterios, pero antes de su erupción de 1982, (Alcayde, 1983; Duffield et al., 1984; Luhr y Varekamp, 1984) éste tampoco hubiera sido identificado como de alto riesgo.

La Evaluación de los Peligros y su Zonificación

Tal como fue resumido por Crandell et. al. (1984), los datos escenciales necesarios para una evaluación adecuada de los peligros deberían incluir lo siguiente: 1) los registros completos de las erupciones históricas; 2) la actividad eruptiva prehistórica, deducida del registro geológico; 3) datos geológicos (especialmente estratigráficos), petrológicos y geoquímicos sobre la naturaleza, distribución y volumen de los productos eruptivos, y 4) la datación de los productos volcánicos y de los eventos interpretados a partir de los mismos. En conjunto estos datos permiten la reconstrucción del comportamiento eruptivo pasado del volcán, lo cual provee la base para evaluar los peligros potenciales de futuras erupciones.

Las evaluaciones de los peligros volcánicos generalmente toman como premisa el asumir que en general las mismas áreas en los alrededores del volcán serían afectadas por similares eventos eruptivos en el futuro a una frecuencia promedio igual que en el pasado. Mientras más largo sea el período de tiempo que abarca la base de datos utilizada para reconstruir el comportamiento eruptivo pasado, más útil y confiable será la evaluación resultante de los peligros volcánicos. Mapas de zonificación del peligro volcánico a escalas apropiadas deberían contituir una parte integral de la evaluación de los peligros, ya que éstos presentan la información pertinente en forma resumida, fácilmente comprensible tanto por los científicos como por las autoridades civiles. Tales mapas persiguen dos objetivos importantes: 1) proveer los lineamientos básicos para una planificación de largo alcance de la utilización del terreno en los alrededores de los volcanes, que tome en cuenta los peligros potenciales de erupciones futuras; y 2) determinar cuáles áreas deberían ser evacuadas y evitadas durante erupciones. Sin embargo, los volcanes no necesariamente siguen justo o aproximadamente un patrón de comportamiento similar al seguido en el pasado, y pueden ocurrir eventos catastróficos que exceden cualquier precedente eruptivo en el mismo volcán (Crandell et al., 1984). Por lo tanto, hasta los mejores mapas de evaluación de peligros y zonificación de los mismos, basados en un buen conocimiento del comportamiento eruptivo pasado, no son perfectos. Por ejemplo, el mapa de zonificación de peligros elaborado por Crandell y Mullineaux (1978, Placa 2), a pesar de ser altamente preciso, no anticipó plenamente la fuerza de la explosión lateral que ocurrió durante el climax de la erupción del Mount St. Helens. La explosión del 18/05/1980 se extendió tres veces más allá del volcán que cualquier explosión anterior conocida del mencionado volcán y afectó un área aproximadamente 10-15 veces mayor que las conocidas (Miller et. al., 1981).

Idealmente, deben realizarse evaluaciones del peligro para todos los volcanes de alto riesgo antes de que cualquiera de ellos muestre señales de reactivación. Quizás el mejor ejemplo de una evaluación oportuna de los peligros fue aquella realizada para el Mount St. Helens, publicada dos años antes de su reactivación en 1980 (Crandell & Mullineaux, 1978). Actualmente se encuentran disponibles mapas de evaluación de los peligros volcánicos y/o de zonificación de los peligros, para algunos de los volcanes de alto riesgo, a nivel mundial, pero muchos de ellos son preliminares y carecen de suficiente detalle. Desafortunadamente, evaluaciones de peligros de calidad aceptable todavía no están disponibles para muchos volcanes potencialmente peligrosos ubicados en áreas densamente pobladas.

La Vigilancia Volcánica y la Predicción de las Erupciones

La experiencia obtenida en varios volcanes debidamente vigilados demuestra claramente que la mayoría, y talvez todas las erupciones están precedidas y acompañadas por cambios geofísicos y/o geoquímicos en el estado del volcán. A la fecha, mediciones de las variaciones en la sismicidad y deformación del suelo han proporcionado los datos más confiables y más

ampliamente utilizados en la vigilancia de los volcanes. Varias otras técnicas geofísicas de vigilancia volcánica (p.e., micro-gravimetría, geomagnetismo, geoeléctrica, radar y radiación térmica), todavía tienen que ser consideradas experimentales, a pesar de que prometen mucho. De una manera similar, los métodos de vigilancia geoquímica, basados en variaciones temporales en la cantidad y/o rata de emisión de ciertos gases volcánicos, (p.e., dióxido de azufre, dióxido de carbono, hidrógeno, radón, helio y mercurio) también están siendo probados en algunos volcanes. Una vigilancia volcánica óptima se obtiene de la mejor manera al emplear una combinación de enfoques, en lugar de fiarse en un solo método o indicador precursor. En este trabajo solamente se cubren técnicas de vigilancia sísmicas y de deformación del suelo (ver CAPITULO 4).

El progreso de la vigilancia volcánica ha involucrado el desarrollo de instrumentos electrónicos cada vez más sofisticados y complejos, así como también el uso intensivo de procesos y modelos de computadora para la elaboración de los datos. Estas técnicas, tecnológicamente muy sofisticadas, son muy costosas y requieren considerables recursos monetarios y científicos, difícilmente disponibles, especialmente en los países en vías de desarrollo. No siempre es posible o fácil aplicar o utilizar exitosamente los recursos de alta tecnología. Por lo tanto, existe una necesidad urgente de desarrollar métodos tecnológicamente sencillos y confiables, y de amplia aplicación, bajo costo y fácil utilización. Por ejemplo, la medición rutinaria entre puntos de nivelación utilizando cintas aceradas, provee una manera efectiva y de bajo costo para verificar desplazamientos horizontales a gran escala. Este tipo de mediciones de los movimientos de pequeñas fallas de sobrecorrimiento en los alrededores del domo en etapa de crecimiento, ha suministrado excelentes resultados en predecir las erupciones de domo relacionadas al crecimiento del mismo en el caso de las erupciones del Mount St. Helens (Swanson et al., 1983).

La vigilancia volcánica provee los datos primarios para la predicción de erupciones a corto plazo (horas a meses); el registro geológico generalmente proporciona los principales datos para una predicción a largo plazo (un año o más). En años recientes, el estado de conocimiento sobre la predicción de erupciones volcánicas a corto plazo ha avanzado notablemente en volcanes debidamente vigilados. Por ejemplo, los científicos del Observatorio Vulcanológico de las Cascadas han predicho exitosamente casi todos los eventos que han construído domos en el Mount St. Helens desde junio de 1980 (Swanson et al., 1983, 1985). Hasta ahora no se ha conseguido establecer una capacidad de predicción rutinaria para erupciones explosivas grandes o para predicciones a largo plazo. Sin embargo, con aplicaciones más amplias e intensivas de las tecnologías de vigilancia más comunmente utilizadas, las señales precursoras de grandes erupciones explosivas deberían ser reconocibles y probablemente útiles en la predicción de dichos eventos.

El Manejo de las Emergencias Volcánicas

El elemento más crítico de todos en el marco de un programa efectivo de mitigación del riesgo volcánico, lo constituye el manejo de las emergencias volcánicas (UNDRO/UNESCO, 1985), ya que es el enlace vital para traducir la información científica sobre la evaluación y vigilancia de los peligros volcánicos en planes para salvaguardar vidas y propiedades, y en acciones concretas durante un desastre o una crisis volcánica. Por ejemplo, un mejor manejo de la emergencia volcánica en el caso del Nevado del Ruiz podría haber reducido enormemente el gran número de muertos en la erupción de 1985 (Herd et al., 1986; Tomblin, 1988; Tilling, 1989). Pero este elemento, tan importante para reducir el riesgo volcánico, no ha concitado - ni concita - gran interés por parte de científicos y de los responsables de la toma de decisiones, ni siquiera en los países desarrollados que tienen volcanes activos o potencialmente activos. Esta situación, aunque lamentable, quizás es comprensible debido a que las erupciones volcánicas ocurren con una frecuencia baja en relación al tiempo de vida humana, y comparado con otros tipos de peligros, sean éstos naturales o inducidos por el hombre.

Dadas sus amplias implicaciones socio-económicas, la responsabilidad primaria para el manejo de las emergencias volcánicas yace en manos de las autoridades civiles (ver Fig. 1.3). A pesar de que el tema del manejo de una emergencia volcánica no está dentro de los objetivos de este trabajo, más bien dirigido a los aspectos científicos de los peligros volcánicos, en el CAPITULO 6 se exponen algunos de los pasos a seguir por parte de los geocientíficos a fin de mejorar el manejo de las emergencias volcánicas.

CAPITULO 2. LOS PELIGROS VOLCANICOS

William E. Scott

U.S. Geological Survey, Vancouver, Washington 98661

Introducción

Los eventos volcánicos afectan, directa e indirectamente, la vida y salud de las personas, sus actividades y sus pertenencias. El propósito de este capítulo es tratar sobre la caracterización de los eventos volcánicos, los peligros que éstos implican, y discutir algunas medidas a corto plazo que han sido tomadas para mitigar el impacto de tales eventos. Las dos publicaciones indicadas a continuación constituyen excelentes fuentes de información sobre eventos volcánicos peligrosos: "Volcanic Hazards" por Blong (1984) y "Sourcebook for Volcanic Hazard Zonation", por Crandell et al., (1984); además el libro de Blong contiene una extensa bibliografía.

Tipos de Eventos Volcánicos Peligrosos

Muchos de los procesos geológicos que tienen su origen en los volcanes son potencialmente peligrosos (ver Tabla 2.1). Flujos de lava, corrientes de densidad piroclásticas (que incluyen explosiones laterales dirigidas, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas), avalanchas de escombros, flujos de escombros volcánicos o lahares, y crecientes (aluviones) son flujos impulsados por la gravedad que típicamente impactan aquellas áreas ubicadas dentro de valles cuyas cabeceras están en los volcanes. Sin embargo, estos eventos volcánicos de gran magnitud son capaces de abatir amplias regiones alrededor de los volcanes y pueden extenderse a distancias excepcionales siguiendo los valles. La tefra lanzada a la atmósfera por las explosiones volcánicas es dispersada por los vientos y puede cubrir áreas extensas. Los gases volcánicos escapan durante y entre erupciones, y bajo ciertas circunstancias pueden afectar áreas de extensión significativa. Algunos peligros adicionales relacionados con la actividad volcánica son terremotos, tsunamis y ondas atmosféricas de choque; de éstos, probablemente los tsunamis representan el mayor peligro. A continuación se presenta una breve descripción de estos eventos peligrosos.

TABLA 2.1. Tipos de Eventos Volcánicos Peligrosos

Flujos de lava y domos
Corrientes piroclásticas de densidad
Flujos piroclásticos
Oleadas piroclásticas calientes
Oleadas piroclásticas frías o basales
Explosiones dirigidas
Lahares, descargas terminales de lahares y crecientes
Colapso estructural
Avalanchas de escombros
Colapso gradual
Caídas de tefra y proyectiles balísticos
Gases volcánicos
Sismos volcánicos
Ondas de choque atmosféricas
Tsunamis

También se incluye una discusión sobre algunas medidas paliativas que actualmente se utilizan para reducir el impacto de estos eventos. En el CAPITULO 3 se exponen las medidas paliativas a largo plazo, tales como la planificación del uso del terreno, donde se toma en cuenta la zonificación de los peligros volcánicos.

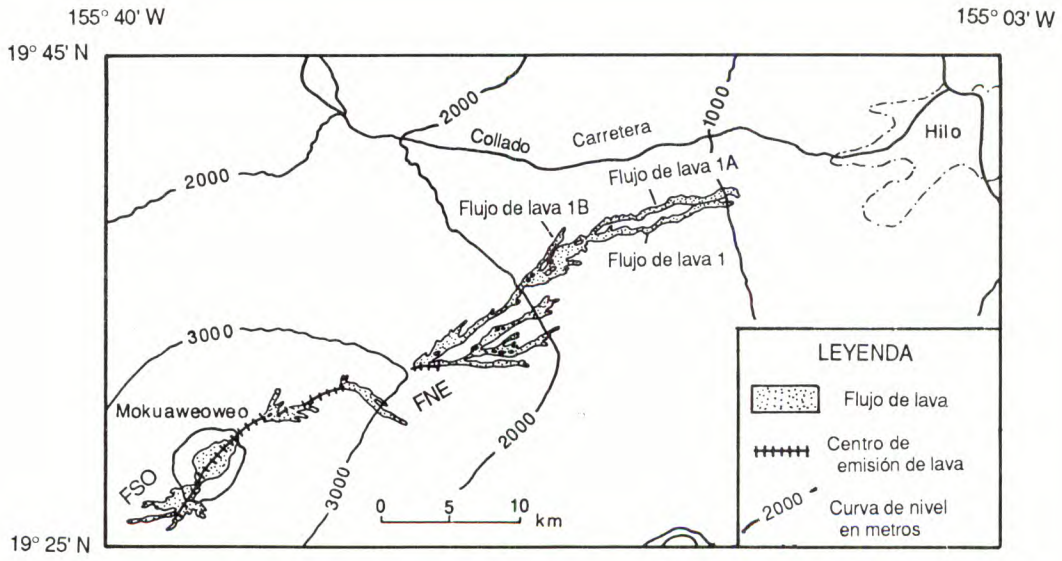


Fig. 2.1. Mapa indicativo de los centros de emisión y flujos de lava de la erupción del 25/03 - 15/04/1984 del Volcán Mauna Loa, en Hawaii (modificado de Lockwood y otros, 1985; Lipman & Banks,1987). Inicialmente las erupciones ocurrieron en la zona de la cumbre (Mokuaweoweo) y luego migraron ladera abajo siguiendo las zonas de grandes fracturas tipo dorsal o rift hacia el suroeste (FSO) y noreste (FNE). En centros de emisión justo al este de Pu'u Ula'Ula se observó actividad volcánica sostenida. Estas erupciones primeramente formaron varios flujos pequeños que se dirigieron hacia el este para luego concentrarse en la formación del flujo de lava 1, el cual avanzó rápidamente hacia la ciudad de Hilo. A la cota de 1800 m el flujo fue bloqueado y se derramó formando el flujo de lava paralelo (1A) que avanzó un poco más allá que el flujo 1. Bloqueos adicionales desviaron la lava hacia el flujo 1B, que avanzó rápidamente hacia el noreste hasta que declinó el suministro de lava, lo cual conllevó al final de la erupción.

Flujos de Lava y Domos de Lava

Según Williams & McBirney (1979) la morfología de las extrusiones está determinada por el volumen de lava emitido por unidad de tiempo (tasa de emisión), por la pendiente de la superficie sobre la cual la lava se derrama, y por la viscosidad de la lava. De éstos, el primero es el factor más importante (Walker, 1973). En los casos de caudales bajos ($<10 m^3$/seg), las lavas basálticas tienden a producir numerosos flujos pequeños que se apilan cerca al centro de emisión y por lo tanto no se extienden a distancias considerables. En el caso de la gran erupción fisural de Tolbachik en Kamchatka en 1975-1976 (Fedotov & Markhinin, 1983) se registró una tasa de emisión de decenas de metros cúbicos por segundo, la cual cubrió áreas de varias decenas de kilómetros cuadrados. Una tasa de emisión de 5.000 m^3/seg registrada durante la erupción de fisura de Laki en Islandia en 1783 generó flujos de lava que cubrieron más de 500 kilómetros cuadrados (Thorarinsson, 1969). En casos excepcionales en el pasado geológico, flujos basálticos individuales emitidos a una tasa de 1×10^6 m^3/seg han cubierto decenas de miles de kilómetros cuadrados (Swanson et al., 1975). En contraste con los grandes flujos formados por lavas de composición basáltica y básica en general, las lavas más viscosas tales como las dacitas y riolitas, que típicamente son emitidas a tasas bajas, forman flujos de lava cortos y gruesos, o domos empinados, que cubren unos pocos kilómetros cuadrados.

Las velocidades de avance de los flujos de lava varían considerablemente desde unos pocos metros a cientos de metros por hora para flujos de lava silícicos, hasta varios kilómetros por hora para flujos de lava basálticos. Dadas sus velocidades bajas, los flujos de lava rara vez constituyen una amenaza para la vida humana. Sin embargo, y en circunstancias excepcionales, la velocidad de emisión puede ser mucho más alta como en el caso del súbito drenaje de una lava muy fluída del lago de lava del Nyiragongo, Zaire, donde murieron unas 300 personas impactadas por delgados flujos de lava que avanzaban a una velocidad de 30-100 km/hora (Tazieff, 1977).

El mayor peligro relacionado a flujos de lava representa el daño parcial o la destrucción total por enterramiento, trituración o incendio, de todo lo que éstos encuentran a su paso. Adicionalmente, los incendios causados por flujos de lava pueden afectar áreas alejadas de los límites del flujo mismo. Los flujos de lava también pueden fundir nieve y hielo, lo cual a su vez puede formar flujos de escombros y crecientes. Sin embargo, ya que los flujos de lava no erosionan y no se mezclan

de manera turbulenta con nieve y hielo, como lo hacen las oleadas y los flujos piroclásticos, los flujos de lava emitidos sobre áreas cubiertas de nieve y hielo típicamente no producen grandes crecientes o flujos de escombros, excepción hecha del caso en que exista una acumulación de agua proveniente del derretimiento y que ésta pueda ser evacuada en grandes cantidades, como ocurre en los jokulhlaups en Islandia. Dado que los flujos de lava siguen preferentemente los cauces de los valles, éstos pueden represar a los tributarios de los mismos y formar embalses naturales o lagunas. Estas lagunas pueden inundar grandes extensiones de terreno y potencialmente pueden ser la causa de crecientes y flujos de escombros si la represa falla, a pesar de que el rompimiento de represas formadas por flujos de lava no son un peligro tan significativo como lo son otros tipos de represas naturales (Costa & Schuster, 1988). Muchas de las represas formadas por flujos de lava son tan permeables que las lagunas ubicadas detrás de éstos no llegan a rebosar; por consiguente, las represas se mantienen estables.

Una vez que se han identificado los centros de emisión, actuales o potenciales, de flujos de lava, se puede predecir sus rutas más probables basándose en la topografía circundante; de esta manera se pueden planificar las evacuaciones. Un problema más difícil es predecir la extensión final que alcanzarán los flujos. La erupción del Mauna Loa en 1984 produjo un flujo de lava que avanzó 25 km hacia la ciudad de Hilo durante los primeros 5 días de la erupción (Fig. 2.1; Lockwood et al., 1985). Un decremento subsecuente en la tasa de emisión, así como un aumento en la viscosidad de la lava debido a la degasificaión y al crecimiento de cristales causó el bloqueo de la sección central del flujo, lo cual a su vez provocó una serie de desbordamientos (Lipman & Banks, 1987). Estos desbordamientos desviaron una parte de la lava del flujo principal y causaron el estancamiento del frente de avance del flujo. De esta manera, un monitoreo de la tasa de emisión y de las propiedades físicas de los flujos de lava durante las erupciones proporciona información importante para predecir el comportamiento de los mismos.

Se ha intentado la aplicación de varios métodos para controlar el avance de flujos de lava, tales como barreras y canales de desvío, desvío inducido por destrucción de canales y túneles de lava, y enfriamiento de los flujos de lava por medio de agua, con el objeto de provocar la detención del flujo (Blong, 1984; Mullineaux et al., 1987; Tilling, 1989). Se ha considerado la construcción de obras de ingeniería, tales como barreras de contención y canales de desvío, para el caso de Hawaii (Macdonald, 1962), pero no se las llevó a cabo por su alto costo, su efectividad desconocida y sus complejas implicaciones legales (Decker, 1986). Una modesta barrera en forma de V fue construída ladera arriba del Observatorio Vulcanológico de Mauna Loa (Lockwood et al., 1987), pero hasta la fecha no ha podido ser probada. Exitos notables en la protección contra flujos de lava constituyen la detención de un flujo de lava en Heimaey, Islandia, en 1973, por medio de chorros artificiales de agua de mar y barreras de contención, que impidieron la destrucción de costosas instalaciones portuarias (Williams & Moore, 1973; 1983) y el desvío de flujos de lava del volcán Etna en Italia en 1983 utilizando explosivos y barreras (Lockwood & Romano, 1985).

Corrientes Piroclásticas de Densidad

Entre los eventos volcánicos más peligrosos están las corrientes piroclásticas de densidad (CPD), las cuales varían ampliamente, pero comparten muchas características. Todas son mezclas de fragmentos rocosos y gases que se mueven rápidamente a ras del suelo, accionadas por la gravedad. Libros recientes escritos por Fisher y Schmincke (1984) y por Cas y Wright (1987) proporcionan buenos resúmenes sobre nuestra comprensión del origen, características de flujo y depósitos de las corrientes piroclásticas de densidad. Estos libros también contienen abundantes referencias bibliográficas. Las corrientes piroclásticas de densidad que tienen una concentración relativamente alta de sólidos y una densidad similar a la del depósito resultante se denominan flujos piroclásticos. Corrientes con una baja densidad en sólidos y cuya densidad es mucho menor que la del depósito resultante se denominan oleadas piroclásticas. Como una tercera categoría se describe aquí las catastróficas explosiones laterales, a pesar de que difieren de los flujos y oleadas piroclásticas más en magnitud y reputación que en cualquier sentido físico fundamental. Las explosiones laterales son corrientes de densidad complejas que muestran características tanto de flujos como de oleadas. A continuación se trata cada uno de estos tipos de fenómeno volcánico separadamente, pero es probable que exista una continuidad entre ellos.

Flujos Piroclásticos . Los flujos piroclásticos son masas secas y calientes (300 a >800°C) de escombros piroclásticos y gases que se movilizan rápidamente a ras de la superficie a velocidades con un rango de 10 a varios cientos de metros por segundo. Un flujo se compone normalmente de dos partes: (1) un flujo basal, denso y ceñido al piso, que es el flujo piroclástico propiamente dicho, y (2) una oleada en forma de nube turbulenta de ceniza que precede o cabalga sobre el mismo. Nubes convectivas de ceniza también están asociadas a flujos piroclásticos, y forman un tipo de depósito de caída de tefra.

Se ha observado que los flujos piroclásticos se forman de varias maneras (Fig. 2.2), y éstas incluyen: flujos formados por el colapso gravitacional de altas columnas eruptivas verticales (Hay, 1959; Smith, 1960; Sparks & Wilson, 1976; Davies et al., 1978a; Nairn & Self, 1978; Sparks et al., 1978; Wilson et al., 1980); flujos originados a partir de columnas eruptivas de poca altura que parecen derramarse sobre el filo del cráter y que preceden al desarrollo de una columna eruptiva de gran altura (Anderson & Flett, 1903; Taylor, 1958; Rowley et al., 1981; Hoblitt, 1986); y flujos formados por la destrucción gravitacional o explosiva de domos lávicos y flujos de lava calientes (Perret, 1937; Macdonald & Alcaraz, 1956; Rose et al., 1977).

Una vez iniciado, el flujo es sustentado por varios procesos, de los cuales el más importante parece ser la fluidización parcial del flujo por medio del escape de gases (McTaggart, 1960; Sparks, 1976, 1978; Wilson, 1980, 1984). Los gases que

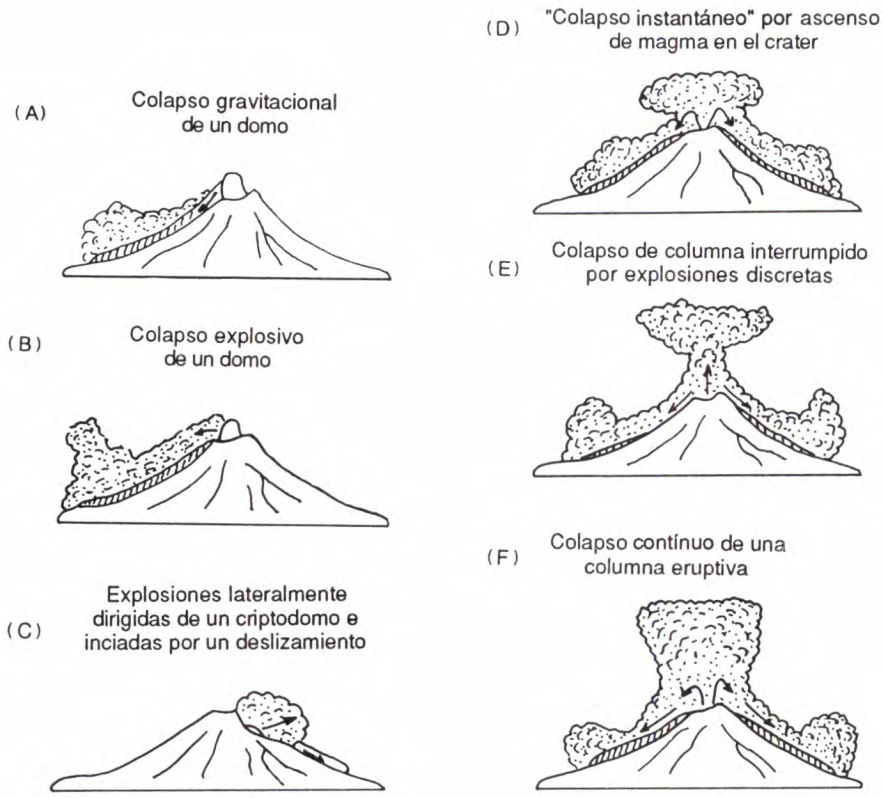


Fig. 2.2. Mecanismos para la generación de flujos piroclásticos (modificado de Cas & Wright, 1987). Los mecanismos B y C representan la formación de explosiones lateralmente dirigidas; explosiones catastróficas tendrían su origen en mecanismos tipo C. D, E y F representan tres de los muchos orígenes basados en el colapso de las nubes eruptivas.

fluidizan el flujo provienen de (1) la degasificación de los piroclásticos en el flujo, (2) aire y gases magmáticos atrapados durante la formación del flujo, (3) aire recogido durante el avance del frente de flujo, el cual se calienta y se expande, (4) la combustión de vegetación incorporada en el flujo, y (5) la vaporización del agua de superficie, nieve o hielo.

Los flujos piroclásticos son muy comunes en muchos volcanes andesíticos y dacíticos y en calderas silícicas. Presentan una amplia gama en composición, temperatura, volumen y tasa eruptiva, lo cual se manifiesta en el amplio rango de extensiones alcanzadas. Flujos de bloques y ceniza, compuestos mayormente de fragmentos densos o ligeramente vesiculados dentro de una matriz de ceniza, son por lo general de poco volumen, de una movilidad baja y típicamente están restringidos a unas pocas decenas de kilómetros de los centros de emisión. Por el contrario, los grandes flujos piroclásticos pumíticos compuestos mayormente por lapilli y ceniza pueden extenderse hasta 200 kilómetros de distancia de sus centros de emisión y cubrir miles a decenas de miles de kilómetros cuadrados. La inercia impartida a los flujos piroclásticos pumíticos de gran volumen por su masa y velocidad permite a estos flujos sobrepasar barreras topográficas de cientos de metros de altura (Miller & Smith, 1977; Barberi et al., 1978) y por lo tanto tienen la capacidad de afectar áreas que yacen fuera de las cuencas hidrográficas cuyas cabeceras apuntan hacia el volcán fuente.

Debido a su masa, alta temperatura, alta velocidad y gran movilidad potencial, los flujos piroclásticos y las oleadas piroclásticas asociadas (ver próxima sección) presentan una amenaza de muerte por asfixia, enterramiento, incineración e impacto. Además de estos efectos directos, los flujos piroclásticos se pueden mezclar con agua superficial y/o agua de fusión de nieve y hielo para formar lahares y crecientes, los mismos que pueden causar graves destrozos en los valles aguas abajo. Un resumen realizado a partir del estudio de más de 100 erupciones históricas en volcanes cubiertos por nieve, elaborado por Major y Newhall (1989) indica que flujos piroclásticos, oleadas, explosiones dirigidas y avalanchas de roca caliente constituyen procesos muy eficientes para fundir grandes cantidades de agua a partir de nieve y hielo. Los flujos piroclásticos también son capaces de generar incendios, los cuales pueden extenderse mucho más allá de los límites del flujo mismo.

Oleadas Piroclásticas . Las oleadas piroclásticas son dispersiones gas-sólido, turbulentas, bajas en concentración de

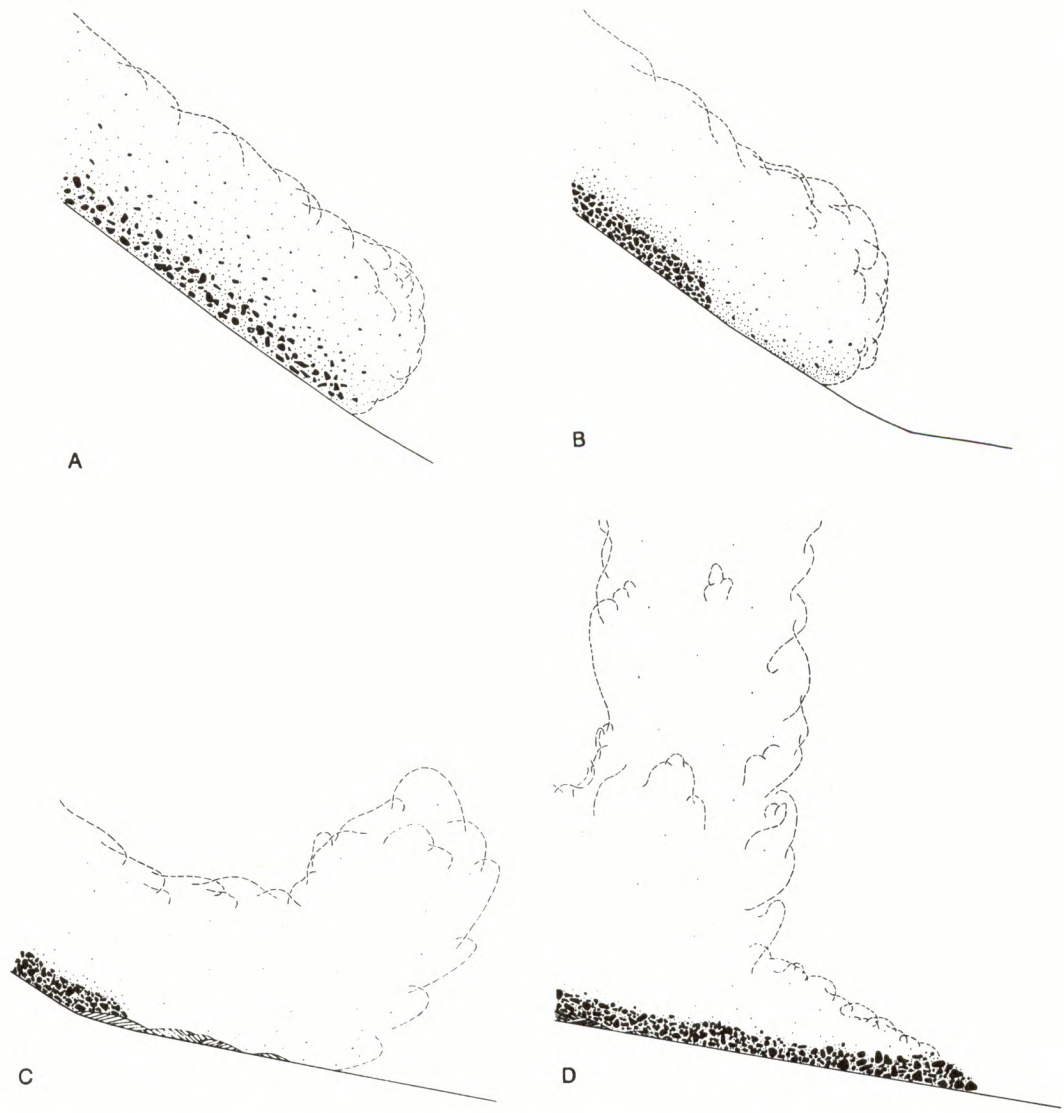


Fig. 2.3. Mecanismos de formación e interrelaciones de flujos piroclásticos y oleadas, tal como se observó en el Mount St. Helens el 7 de agosto de 1980 (Hoblitt, 1986). A) Suspensión altamente inflada generada por el colapso de una columna piroclástica o por el paso del flujo piroclástico sobre un terreno quebrado y de fuerte pendiente. B) Segregación de una suspensión hacia una fase basal altamente concentrada (flujo; diseño grueso) y una fase superior de baja concentración (oleada; zona escasamente punteada). C) La oleada se separa del flujo, deposita sedimentos bien estratificados, disminuye en densidad, se eleva y pierde aceleración. D) El flujo rebasa a la oleada. Si el flujo se aceleraría nuevamente por cambio de pendiente del terreno, esta secuencia se podría repetir.

partículas, que fluyen sobre la superficie del terreno a altas velocidades (Wright et al., 1980). Las oleadas piroclásticas se dividen en dos categorías: oleadas calientes y oleadas frías. Las oleadas piroclásticas calientes son generadas por muchos de los mismos procesos que dan lugar a los flujos piroclásticos (Fig. 2.2); las oleadas piroclásticas frías son generadas por explosiones hidromagmáticas o hidrotermales.

Las oleadas piroclásticas calientes están íntimamente asociadas a los flujos piroclásticos y pueden formarse de las siguientes maneras: delante del frente de avance de un flujo piroclástico (es la oleada llamada basal por Sparks et al., [1973]), por colapso de una columna eruptiva que puede o no producir flujos piroclásticos (Fisher, 1979), o por la nube de ceniza que se forma a partir del flujo piroclástico (Crandell & Mullineaux, 1973; Fisher, 1979; Fisher & Heiken, 1982). Las observaciones realizadas en los flujos piroclásticos del Mount St. Helens en 1980 indican que éstos sufren marcados cambios en la relación sólido/gas a lo largo de sus trayectorias, en respuesta a los

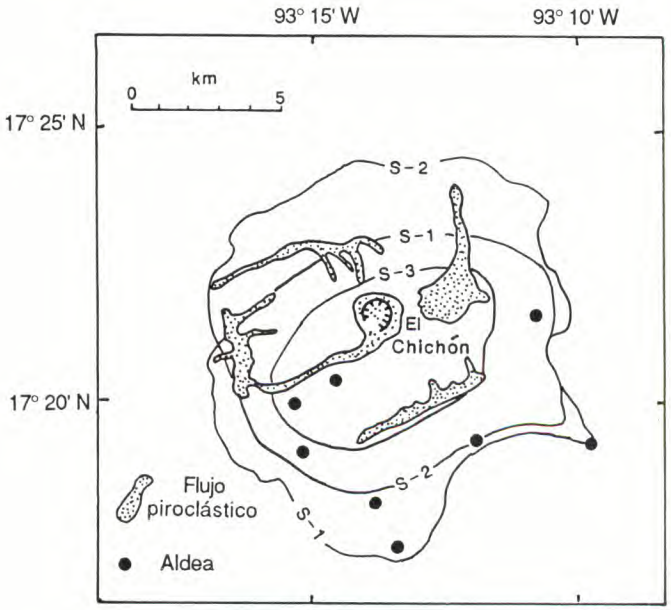


Fig. 2.4. Distribución de los depósitos de tres oleadas piroclásticas calientes (S-1, S-2 y S-3) y flujos piroclásticos asociados (zonas punteadas) provenientes de la erupción del 29 de marzo al 4 de abril de 1982 del Volcán El Chichón, México (tomado de Sigurdsson et al., 1987a). 2.000 personas perecieron en los pueblos y aldeas devastadas, cuya ubicación indican los puntos negros. La zona del cráter, o centro de emisión, se indica con la línea dentada.

procesos de segregación e inflación y que existe una clara relación genética entre flujos piroclásticos y oleadas (Fig. 2.3; Hoblitt, 1986). Bien que los flujos piroclásticos pueden estar controlados por la topografía, las oleadas derivadas de los mismos tienen una movilidad más alta y por lo tanto pueden afectar áreas bastante alejadas de los límites del flujo piroclástico. Por lo tanto, mientras los flujos piroclásticos estarían restringidos a los fondos de los valles, las oleadas piroclásticas que los acompaña podrían afectar áreas ubicadas en las partes altas de las paredes de los valles y hasta alcanzar valles aledaños. Las nubes de ceniza separadas de flujos piroclásticos pueden a su vez estar sujetas a procesos segregativos, dando como resultado flujos piroclásticos secundarios (Fisher & Heiken, 1982; Fisher, 1983). Oleadas piroclásticas calientes pueden afectar áreas localizadas a varias decenas de kilómetros de los centros de emisión (Fig. 2.4).

Las oleadas piroclásticas frías, u oleadas basales, se originan en explosiones hidrovolcánicas en las cuales agua subterránea somera o agua superficial interactúa con magma (Moore, 1967; Nairn, 1979; Sheridan & Wohletz, 1983). Estas oleadas generalmente contienen agua y/o vapor y se encuentran a temperaturas inferiores al punto de ebullición del agua. Es típico que las oleadas basales se encuentren restringidas a un radio de 10 km de sus centros de emisión. También se pueden generar explosiones y oleadas asociadas a éstas por el calentamiento de agua atrapada debajo de flujos de lava o flujos piroclásticos, especialmente a lo largo de ríos, lagos, brazos de mar y campos de nieve y hielo (Fisher, 1968; Moyer & Swanson, 1987). Estas oleadas se distinguen por ser pequeñas, aunque explosiones muy grandes han resultado al entrar en el mar flujos piroclásticos voluminosos (Walker, 1979).

Las oleadas piroclásticas representan una serie de amenazas o peligros, los cuales incluyen destrucción por nubes de ceniza que se mueven a gran velocidad, el impacto de fragmentos de roca y el enterramiento por depósitos dejados por la oleada. Las oleadas piroclásticas calientes presentan algunos peligros adicionales, como son la incineración, los gases tóxicos y la asfixia. Catástrofes volcánicas notables han sido producidas por el impacto de oleadas piroclásticas calientes y éstas incluyen los siguientes casos: Vesuvio en el año 79 de nuestra era, >2000 víctimas (Sheridan et al., 1981; Sigurdsson et al., 1985b), Mont Pelée en 1902, 30.000 muertos (Lacroix, 1904; Fisher & Heiken, 1982), Mt. Lamington en 1951, 3.000 víctimas (Taylor, 1958); y El Chichón en 1982, 2.000 muertos (Fig. 2.4; Sigurdsson et al., 1987a).

Debido a sus altas velocidades (algunas decenas de metros por segundo) y a su gran movilidad, cualquier escape es imposible una vez que una corriente piroclástica de densidad ha sido generada. El único método efectivo de mitigación es la evacuación de las áreas amenazadas antes del inicio de la erupción. Blong (1984) resume los efectos de varios flujos piroclásticos y oleadas históricas. Algunas personas han sobrevivido el impacto de oleadas, especialmente en áreas distales, al encontrar resguardo en refugios subterráneos y a veces en refugios en la superficie misma. La construcción de refugios para proteger a la población del impacto de corrientes piroclásticas de densidad podría ser factible en ciertas circunstancias, sin embargo faltan datos en los cuales sustentar su diseño. De todas maneras, el proveer a la población de refugios contra flujos piroclásticos y oleadas es probablemente demasiado costoso para ser llevado a la realidad.

Explosiones Lateralmente Dirigidas. Las grandes explosiones lateralmente dirigidas son fenómenos complejos que comparten características de flujos piroclásticos y oleadas, pero que aquí se tratan separadamente por cuanto tienen un componente inicial de ángulo bajo y pueden afectar amplios sectores de un volcán de hasta 180 grados y alcanzar distancias de decenas de kilómetros. Las grandes explosiones dirigidas resultan de la despresurización repentina del sistema magmático y/o hidrotermal dentro del volcán, ya sea por deslizamientos o por alguna otra razón (Fig. 2.2C; Christiansen & Peterson, 1981; Kieffer, 1981; Eichelberger & Hayes, 1982). Las explosiones así formadas generan una corriente de densidad que se mueve a velocidades excepcionalmente altas (mayores a 100 m/s) y tiene una movilidad muy alta, por lo que casi no le afectan los rasgos topográficos.

Notables explosiones laterales catastróficas han ocurrido en Bezymianny, Kamchatka, en 1956 (Gorshkov, 1959, 1963; Bogoyavlenskaya et al., 1985; Belousov & Bogoyavlenskaya, 1988) y en 1980 en el Mount St. Helens. Recientemente se ha descrito evidencia de varios ejemplos de casos prehistóricos (ver

el resumen de Siebert et al., 1987). Los procesos activos dentro de la explosión dirigida del St. Helens han sido ampliamente debatidos (Hoblitt et al., 1981; Hoblitt & Miller, 1984; Moore & Sisson, 1981; Moore & Rice, 1984; Sparks et al., 1986; Waitt, 1981, 1984; Walker & McBroome, 1983; Walker & Morgan, 1984; Walker, 1984; Fisher et al., 1987), pero las observaciones efectuadas de la explosión y las investigaciones de sus depósitos demuestran que estuvieron involucrados flujos, oleadas y caídas de ceniza.

Dentro de las áreas afectadas por las explosiones del Bezymianny y del Mt. St. Helens, las cuales alcanzaron de 500 a 600 km^2, virtualmente todo indicio de vida sobre el suelo fue aniquilado y todas las estructuras fueron destruídas por la fuerza de la nube de explosión, por el impacto de escombros, abrasión, enterramiento, asfixia y calor. Las temperaturas registradas en la nube de explosión del St. Helens variaron de menos de 100°C a más de 300°C (Banks & Hoblitt, 1981; Moore & Sisson, 1981). Algunos sobrevivientes ubicados cerca de los límites exteriores de la nube informaron que inicialmente ésta era fría durante unos pocos segundos, pero luego fue caliente durante un período de varios minutos (Rosenbaum & Waitt, 1981).

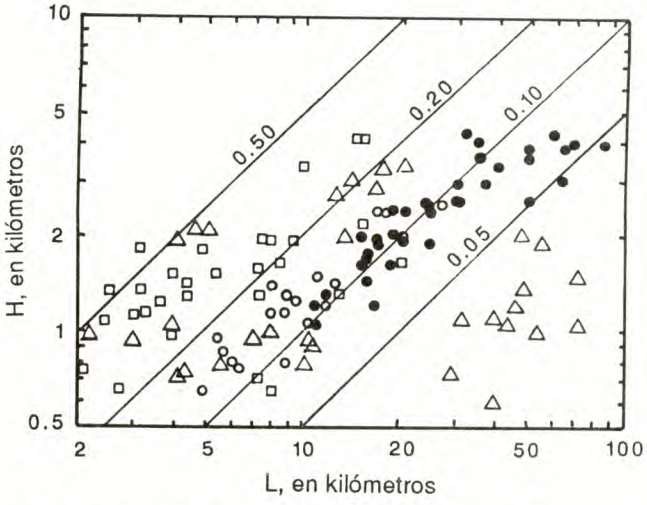


Fig. 2.5. Gráfico de distancia horizontal alcanzada (L) versus caída vertical (H) para avalanchas de escombros volcánicos (círculos en blanco, volumen <1 km^3; círculos en negro, volumen >1 km^3), grandes deslizamientos no volcánicos (cuadrados), y flujos piroclásticos (triángulos). Modificado de Siebert, 1984; Siebert et al., 1987).

Colapsos Estructurales

Los colapsos estructurales son comunes en volcanes debido a pendientes fuertes, fallas, materiales débiles, deformación interna causada por intrusiones, y otros factores. La formación repentina de caídas de rocas, deslizamientos de roca, y avalanchas de escombros, constituyen un gran peligro ya que pueden iniciarse repentinamente y tienen una gran movilidad. El colapso gradual de grandes sectores de un volcán es un proceso menos catastrófico, pero tiene numeroso peligros asociados.

Avalanchas de Escombros Las caídas de escombros, los deslizamientos en masa, y las avalanchas volcánicas pueden constituir tanto eventos pequeños como algunos de los movimientos de masa más voluminosos de la edad cuaternaria. Las avalanchas volcánicas han ocurrido en numerosos conos compuestos o estrato volcanes durante tiempos históricos (Schuster & Crandell, 1984; Siebert, 1984; Ui et al., 1986; Siebert et al., 1987). Algunos han ocurrido después de varios meses de actividad precursora sísmica, de deformación o explosiva; otras han ocurrido con aparentemente escaso aviso previo. Una ayuda al debilitamiento progresivo de un edificio volcánico la constituyen las intrusiones, la alteración hidrotermal, la erosión y otros procesos, ya que se desarrollan superficies de cizalla, las cuales pueden actuar como superficies de deslizamiento (Voight et al., 1983). Este debilitamiento progresivo puede conducir a que se produzca el deslizamiento, aunque es más probable que éste se inicie debido a un terremoto o a una explosión.

Las avalanchas de escombros volcánicas tienen mayor movilidad que sus equivalentes no volcánicas; es decir que para un volumen y diferencia de cota dados, las avalanchas de escombros volcánicas viajan más lejos (Fig. 2.5; Ui et al., 1986; Siebert et al., 1987). Tanto Ui (1983) como Voight et al. (1983) han atribuído este fenómeno al alto grado de fracturación de las rocas dentro de los volcanes y a la presencia de fluídos y gases hidrotermales y/o magmáticos. Avalanchas de escombros conocidas llegan a extenderse hasta 85 km desde su fuente de origen y cubren decenas a más de 1000 km^2. El impulso adquirido por las avalanchas de escombros les permite ascender pendientes empinadas y sobrepasar barreras topográficas de hasta centenares de metros de altura. Adicionalmente, avalanchas de escombros muy grandes, es decir aquellas con volúmenes mayores a 10 km^3, parecen ser más móviles que las más pequeñas (Siebert et al., 1987).

Las avalanchas de escombros entierran y destruyen todo lo que encuentran a su paso, y alteran enormemente la topografía preexistente. Adicionalmente, se pueden generar lahares y crecientes directamente a partir del desagüe de avalanchas de escombros (Janda et al., 1981). Estas también pueden represar ríos y formar lagunas, las mismas que pueden drenar catastróficamente y generar de esta manera lahares y crecientes (Costa & Schuster, 1988; Scott, 1988). Además, como en los casos del Mount St. Helens y del Bezymianny, las grandes avalanchas pueden producir una abrupta caída en la presión litostática que mantiene confinados a los sistemas magmático e hidrotermal, lo cual puede a su vez generar explosiones que varían desde explosiones freáticas menores hasta las grandes explosiones dirigidas. Por útlimo, las avalanchas de escombros que penetran en una masa de agua y por lo tanto desplazan súbitamente grandes volúmenes de agua, pueden formar olas. Avalanchas de escombros que penetran bahías estrechas o lagunas pueden formar olas muy grandes (Slingerland & Voight, 1979); aquellas que entran al mar pueden formar tsunamis (Kienle et al., 1987). Tsunamis también se pueden formar cuando ocurren deslizamientos en las pendientes submarinas de algunos volcanes. Evidencias encontradas en Hawaii indican

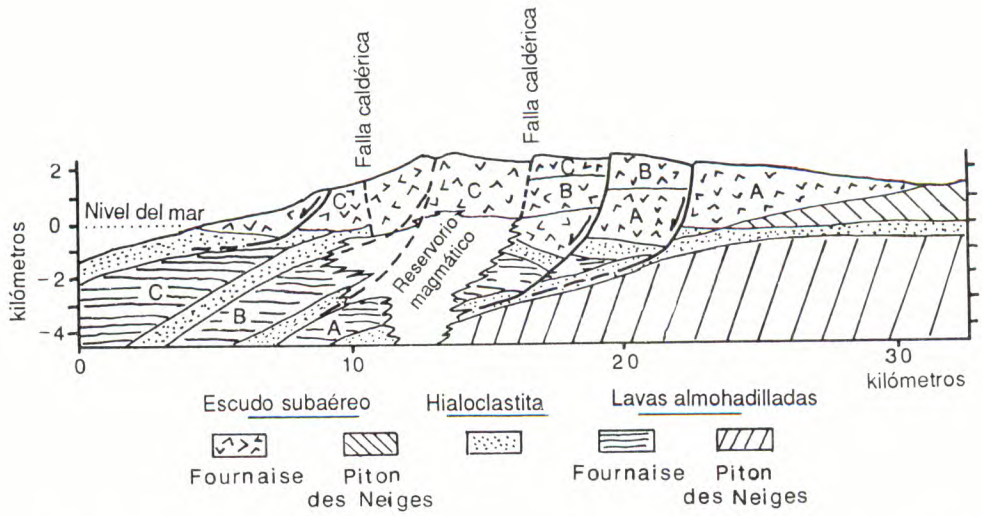


Fig. 2.6. Perfil transversal diagramático y especulativo de la estructura del Volcán Pitón de la Fournaise (Isla de la Reunión), el cual es un escudovolcán basáltico adosado al flanco oriental de otro escudovolcán, el Pitón des Neiges (tomado de Duffield et al., 1982). No hay exageración vertical. Unidades A, B y C representan secuencias de flujos de lava subaéreos y lavas almohadilladas submarinas e hialoclastitas provenientes de períodos sucesivamente más jóvenes en el crecimiento del volcán Pitón de la Fournaise. Se interpreta que la ubicación de fallas está controlada por antiguas zonas de fractura tipo dorsal o rift. Los lugares de posibles fallas futuras están indicados debajo del cráter Dolomieu, donde cruzan el volcán los sistemas de fracturas del dorsal o rift actualmente activo. La ubicación y tamaño del reservorio magmático son altamente especulativos.

que se han formado olas que han ascendido centenares de metros en los flancos de islas vecinas (Moore & Moore, 1984).

Colapso Gradual . Muchos volcanes-isla presentan evidencias de colapsos graduales de una gran parte de sus flancos. En el Kilauea, Hawaii, un desplazamiento repentino de grandes bloques ha generado terremotos destructores y tsunamis (Tilling et al., 1976). En el Piton de la Fournaise en la Isla Reunión (Fig. 2.6) y en el Kilauea, la inyección forzada de magma en las zonas de fractura está causando tanto el desplazamiento hacia el mar de flancos enteros de grandes escudo volcanes a una tasa de metros por siglo, como la formación de altas escarpas de falla (Swanson et al., 1976; Duffield et al, 1982). Se presume que la existencia de gruesas secuencias de hialoclastitas, talvez alteradas a arcilla, y que subyacen las partes subaéreas de los volcanes, ayudan a la ocurrencia de estos grandes deslizamientos. En Tenerife, un colapso parcial ha desplazado ladera abajo áreas tan grandes como 100 km^2, con diferencias de cota de centenares de metros, y en períodos cortos de tiempo (Booth, 1979).

Lahares y Crecientes

Los lahares y las crecientes son los miembros terminales de una serie contínua de procesos que varían desde lahares densos dominados por flujos laminares hasta crecientes de agua turbulentas. Los lahares son mezclas de escombros rocosos, movilizados por agua, que fluyen rápidamente, y se originan en las pendientes de los volcanes (Crandell, 1971). Las propiedades físicas de los lahares están controladas por el tamaño del grano y contenido de agua (Fisher, 1971), pero típicamente incluyen una alta resistencia a punto cedente, una densidad total alta (alcanza los 2000 kg/m^3), y viscosidades aparentes altas (Neall, 1976; Costa, 1984). Durante el avance del flujo ocurren transformaciones entre crecientes y lahares (Fig. 2.7; Fisher, 1983; Pierson & Scott, 1985; Scott, 1988): (1) las crecientes (ricas en agua) incorporan progresivamente más sedimento, convirtiéndose en lahares; este proceso se denomina hinchamiento; (2) los lahares se diluyen sea por el incremento de agua o por la pérdida de sedimento, transformándose en flujos de creciente hiperconcentrados, denominados descarga terminal del lahar (tienen aproximadamente 20 a 60% de sedimento por volumen) y en crecientes diluídas.

Las velocidades de lahares históricos han variado ampliamente debido a diferencias en las dimensiones de los canales, volumen y distribución del tamaño de grano. Los lahares en el Mount St. Helens en 1980 tenían velocidades tan bajas como 1.3 m/s a lo largo de zonas distales de baja pendiente, y tan altas como 40 m/s en pendientes fuertes cercanas al volcán (Janda et al., 1981). Otros lahares históricos han tenido velocidades similares, con promedios en el orden de 10-20 m/s (Macdonald, 1972; Blong, 1984).

Las áreas de inundación y la longitud de un lahar son altamente influenciadas por el volumen del lahar, sus características granulométricas, las transformaciones durante el flujo, y la topografía. Un gran volumen, un alto contenido de arcilla y el confinamiento en un valle angosto favorece el

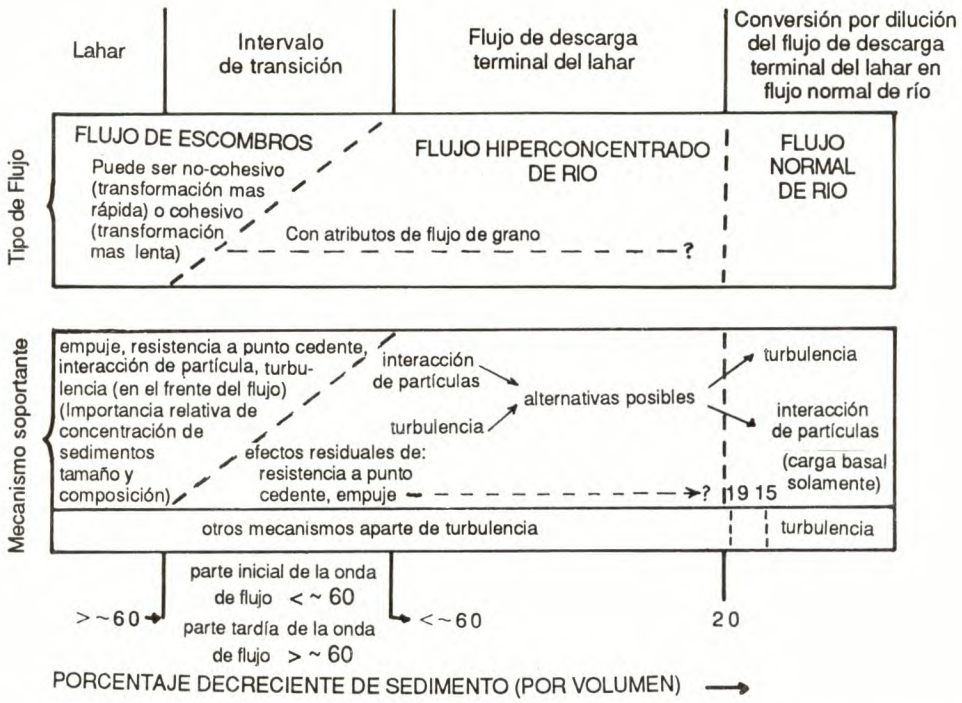


Fig. 2.7. Cambios secuenciales en el tipo de flujo y en los mecanismos de soporte de partículas en la transformación de un lahar en una descarga terminal y luego en un flujo normal de río. (Scott 1988; tabla 9). Dirección de flujo y concentración decreciente de sedimentos es de izquiera a derecha.

recorrido de grandes distancias; algunos de estos lahares históricos han recorrido centenas de kilómetros aguas abajo. Por el contrario, la descarga pico de lahares que tienen un bajo contenido de arcilla se atenúa rápidamente aguas abajo; lo mismo ocurre con lahares que se esparcen sobre áreas amplias de relieve bajo. Los lahares que se mueven a altas velocidades pueden ascender paredes en la parte exterior de curvas y pueden sobrepasar barreras topográficas.

Los lahares pueden ser generados de muchas maneras, las cuales resultan en la mezcla de escombros de roca y agua en un volcán (Crandell, 1971; Macdonald, 1972; Neall, 1976). Las explosiones volcánicas pueden desaguar de forma catastrófica las lagunas cratéricas (Zen & Hadikusumo, 1965). Avalanchas de escombros saturados de agua pueden transformarse en lahares, y avalanchas de escombros que llegan a detenerse pueden generar lahares al soltar agua y pequeños deslizamientos en masa (Janda et al., 1981). Flujos piroclásticos pueden entrar en ríos, incorporar su agua y formar lahares. La interacción de flujos piroclásticos y oleadas con nieve y hielo provoca la fusión de estos últimos (Major & Newhall, 1987) y el agua así generada se puede mezclar con sedimentos, tal como ocurrió durante la erupción del Nevado del Ruiz en 1985 (Lowe et al., 1986). Algunas personas han argumentado que lahares se han generado directamente de la nube asociada a la explosión lateral en el Mount St. Helens debido al agua subterránea presente en el volcán (Janda et al., 1981; Scott, 1988), o al agua de fusión incorporada a la mencionada nube (Pierson, 1985); otros no encuentan asidero para estas hipótesis (Brantley & Waitt, 1988).

Existen varios otros mecanismos que pueden generar lahares y que están indirectamente relacionados a la actividad volcánica. Represas formadas por flujos de lava, lahares, avalanchas de escombros, flujos piroclásticos o bordes cratéricos, pueden fallar por desbordamiento o derrumbe (Houghton et al., 1987; Lockwood et al., 1988; Costa & Schuster, 1988). Aguaceros torrenciales sobre tefra recientemente depositada u otro material no consolidado también pueden formar lahares (Waldron, 1967). Estos tipos de lahares también se pueden formar cuando ocurren simultáneamente tormentas y columnas eruptivas convectivas (Moore & Melson, 1969).

Los lahares amenazan las vidas humanas y las propiedades tanto en los volcanes como en los valles que los drenan. Debido a su alta densidad y a su velocidad, los lahares pueden destruir la vegetación y hasta estructuras importantes a lo largo de sus rutas, tales como puentes. Los depósitos de los lahares pueden enterrar profundamente obras de infraestructura y campos cultivados. También pueden rellenar canales de ríos, disminuyendo de esta manera su capacidad de drenaje de crecientes (Janda et al., 1981; Lombard et al., 1981; US Army Corps of Engineers, 1984). Adicionalmente, un incremento en la sedimentación en los ríos impactados por lahares puede afectar la capacidad y la navegabilidad de estos canales (Schuster, 1983).

Estructuras para el control de crecientes proveen protección contra crecientes y también pueden mitigar los efectos de los lahares (Blong, 1984). En el Japón (Oficina para la Prevención de Desastres, 1988a, 1988b; Asociación Japonesa de Sabo, 1988) y en Indonesia (Sudradjat & Tilling, 1984; Suryo &

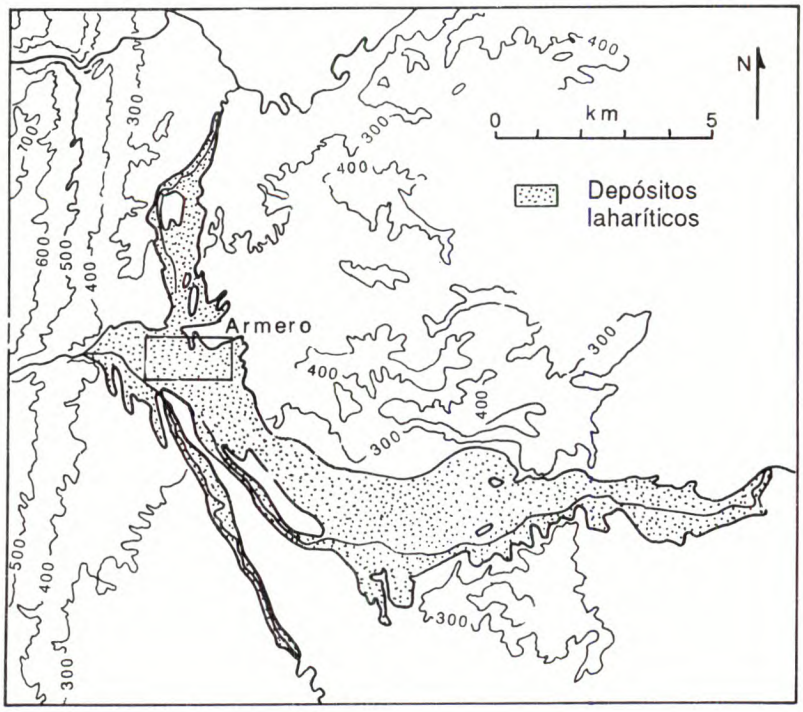


Fig. 2.8. Distribución del lahar del 13 de noviembre de 1985 del Nevado del Ruiz cerca a Armero, Colombia, donde perecieron más de 20.000 personas (tomado de Lowe et al., 1986). Armero está localizada sobre una superficie de pendiente suave en la desembocadura del cañón del río Lagunillas a 50 km al este del Nevado del Ruiz.

Clarke, 1985) se ha emprendido la construcción de barreras laterales, represas de contensión y desvío, y estructuras de contensión de sedimentos para desviar, contener o por lo menos disminuir el flujo pico de lahares y crecidas asociadas. Los lahares voluminosos son los más difíciles de controlar; sin embargo, disminuir previamente el nivel de grandes embalses puede proveer un importante espacio de almacenamiento tanto para agua como para sedimentos (Crandell & Mullineaux, 1978; Miller et al., 1981). Los reservorios en los cuales el nivel de agua no ha sido disminuído previamente, son susceptibles de desbordarse si una gran cantidad de agua es desplazada por un lahar, una avalancha de escombros u otro tipo de flujo. Una ruptura de la represa incrementaría en alto grado los destrozos aguas abajo de la misma.

La detección de un lahar cerca de su fuente puede proporcionar avisos oportunos a las personas que habitan río abajo, siempre y cuando exista un sistema de comunicación apropiado. En contraste con los flujos piroclásticos y las oleadas, los lahares presentan límites de máxima afectación muy definidos a lo largo de los valles, y en muchos casos las personas pueden ponerse rápidamente a salvo siempre y cuando las áreas de seguridad hayan sido previamente identificadas. Trágicamente, la mayoría de los 21.000 residentes de Armero, Colombia, muertos en 1985, se hubieran podido salvar por sus propios medios tan solo caminando una distancia corta (mucho menor a 2 km), si hubieran recibido un aviso a tiempo, y si hubieran conocido con antelación dónde ponerse a salvo (Fig. 2.8; Voight, 1988).

Caídas de Tefra y Proyectiles Balísticos

La tefra está constituída por fragmentos de roca y lava que han sido expulsados hacia la atmósfera y que luego caen nuevamente sobre la superficie terrestre. Las partículas son transportadas hacia arriba por medio de columnas eruptivas, las cuales consisten de una zona inferior de empuje por gases, y una zona superior convectiva (Sparks & Wilson, 1976). Una columna continuará ascendiendo por convección hasta que su densidad sea igual a la de la atmósfera circundante. Luego sufrirá una expansión lateral, pero también continuará ascendiendo debido a la inercia, y formará una amplia nube en forma de paraguas (Sparks, 1986; Sparks et al., 1986), la cual juega un importante papel en el transporte de piroclásticos (Carey & Sparks, 1986). La altura de la columna eruptiva está determinada por la temperatura del material expelido y por la tasa de emisión del mismo, las cuales, junto a la dirección y fuerza del viento, son

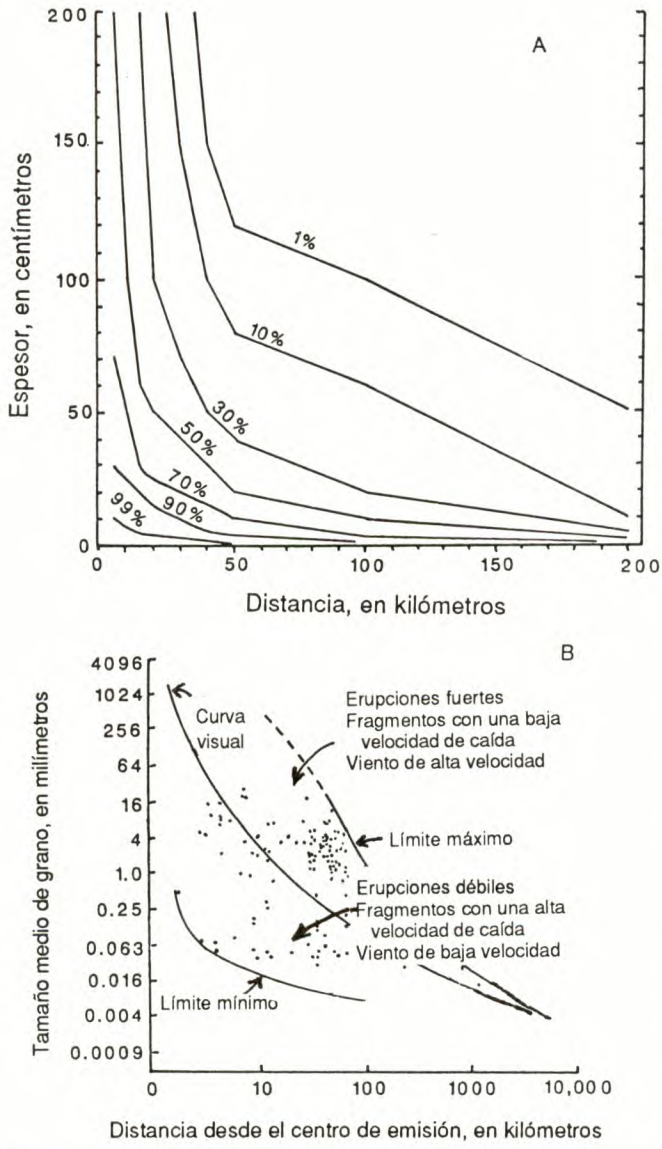


Fig. 2.9. Variaciones en espesor y tamaño medio del grano en depósitos de caída de tefra. A) Porcentaje de depósito de tefra cuyo espesor es mayor o igual al valor indicado versus la distancia (medida a lo largo del eje del lóbulo de distribución) desde el centro de emisión (datos tomados de Newhall, 1982). Basado en una muestra de 36 erupciones con volúmenes de caída de tefra igual o mayor a 0.1 km^3. Newhall (1982) corrigió el conjunto de datos para equilibrar una tendencia a registrar más las erupciones mayores. Por lo tanto, sólo en el 10% de las erupciones, el espesor de la capa de tefra a 100 km sobrepasó los 60 cm. B) Tamaño medio de grano de numerosas caídas de tefra vs. distancia al centro de emisión (modificado de Fisher & Schmincke, 1984, Fig. 6-36). Nótese que el tamaño medio del grano decrece con el incremento de la distancia al centro de emisión, pero que hay una tendencia de los datos a esparcirse irregularmente debido a variaciones en la intensidad eruptiva, en la densidad de las partículas, y en la fuerza del viento.

los factores que controlan el transporte de tefra a grandes distancias. En contraste, los proyectiles balísticos abandonan el cráter a velocidades que varían de decenas a centenares de metros por segundo, y siguen trayectorias que no son afectadas por la dinámica de la columna eruptiva o por el viento. En consecuencia, estos proyectiles típicamente se hallan restringidos a un radio de 5 km del centro de emisión (Blong, 1984).

La tefra varía de tamaño desde ceniza (<2 mm), a lapilli (2-64 mm), hasta bloques y bombas (>64 mm) que pueden alcanzar diámetros de hasta varios metros (Fisher, 1961). Las densidades varían desde pómez y escoria vesiculares de baja densidad, hasta cristales y fragmentos líticos muy densos. El material puede ser de tipo juvenil (formado a partir del magma involucrado en la erupción) o de tipo accidental (formado de rocas preexistentes).

Las caídas de tefra constituyen 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 de tefra >10 cm, y la ceniza fina puede ser acarreada sobre áreas extensas, de orden continental y hasta más grandes. Típicamente, al incrementarse la distancia desde el centro de emisión, la tefra presenta una disminución en el tamaño del grano y forma depósitos más delgados (Fig. 2.9); sin embargo, en algunas erupciones históricas se han observado algunas áreas aisladas donde el espesor de las capas de tefra aumenta en zonas distales (por ejemplo, Sarna-Wojcicki et al., 1981a). Carey y Sigurdsson (1982) han propuesto que la formación de agregados de partículas a partir de ceniza fina durante de erupción del Mount St. Helens el 18 de mayo de 1980, causó una depositación rápida de la nube de tefra de espesores mayores en áreas ubicadas en la dirección del viento.

Las caídas de tefra y los proyectiles balísticos son una amenaza para la vida y las propiedades por (1) la fuerza del impacto de los fragmentos que caen, (2) enterramiento, (3) formación de una suspensión de partículas de grano fino en el agua y en el aire, y (4) el transporte de gases nocivos, ácidos, sales, y, en las cercanías del vento, calor.

El peligro de impacto por grandes fragmentos es máximo cerca al cráter y decrece al incrementarse la distancia desde el mismo. Los gráficos de Walker (1980) de tamaños máximos de fragmentos líticos y de pómez versus distancia de los centros de emisión, indican que bombas pequeñas de pómez (64-100 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. Las personas pueden sobrevivir la caída de bombas pequeñas en un refugio mínimo; sin embargo, las caídas de bombas grandes pueden afectar a las personas hasta en refugios sólidos. En las explosiones del Asama en 1938, bombas de 1 m de diámetro fueron lanzadas hasta una distancia de 4.5 km (Minakami, 1942). Los datos disponibles sobre los efectos de impactos por bombas sobre algunos materiales de construcción comunes están presentados en Blong, (1981, 1984).

El enterramiento por tefra puede provocar el colapso de los techos de edificios, destruir líneas de transmisión de energía y comunicaciones, y dañar o liquidar la vegetación. La tefra seca y no-compactada tiene densidades que varían entre 0.4-0.7 g/cm^3, mientras que tefra húmeda y compactada alcanza valores de

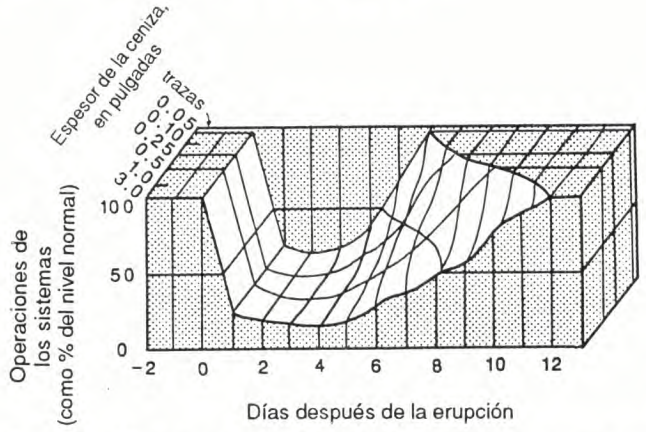


Fig. 2.10. Una "superficie de conmoción" generalizada para comunidades en la parte oriental del estado de Washington y occidental de Montana (USA) a causa de la erupción del 18 de mayo de 1980 del Mount St. Helens (modificado de Warrick, 1981, Fig. VI-4).

densidad de hasta 1 g/cm^3 (Blong, 1981, 1984). Sarna-Wojcicki et al. (1981a) reportan densidades de hasta 1.25 g/cm^3 para tefras húmedas. De esta manera, la carga impartida por una capa de caída de tefra de 10 cm de espesor puede variar de entre 40-70 kg/m^2 para tefras secas hasta 100-125 kg/m^2 para tefras húmedas. La humedad también incrementa la cohesión de la tefra. Los efectos de la carga de tefra sobre edificios varían considerablemente en función del diseño y la construcción de los mismos; los techos planos son más propensos a fallar que los más inclinados. El transporte por viento de la tefra sobre los techos puede producir localmente un aumento de carga que excede las cargas en el suelo adyacente. Los efectos del enterramiento sobre la vegetación también son muy variables. Caídas de tefra >1 m liquidarán la mayoría de los tipos de vegetación; incluso capas delgadas de tefra pueden causar daños severos dependiendo de las especies vegetales, de la época del año y de la etapa de crecimiento de la planta (Rees, 1979; Blong, 1982).

La suspensión de partículas de grano fino en el aire afecta la visibilidad y la salud (especialmente en personas con problemas respiratorios), y puede estropear maquinaria desprotegida (especialmente motores de combustión interna). El transporte aéreo, ferroviario y en carreteras es especialmente vulnerable. La capa relativamente delgada de caída de tefra en los estados de Washington (parte oriental), Idaho (parte norte) y Montana (parte occidental), proveniente de la erupción del Mount St. Helens del 18 de mayo de 1980, trastornó rápida y uniformemente el sistema de transporte y varios tipos de servicios comunitarios, sin importar el espesor de la capa de tefra; sin embargo, la recuperación fue más rápida en aquellas comunidades donde la capa de tefra fue más delgada (Fig. 2.10; Warrick, 1981). El mantenimiento en suspensión de estos materiales finos debido al viento, especialmente en climas áridos, puede prolongar muchos problemas. Hasta caídas de ceniza delgadas (<2 cm) pueden causar graves daños a servicios comunitarios críticos como son hospitales, centrales de generación eléctrica, plantas de bombeo, sistemas de drenaje y plantas de tratamiento de aguas (Schuster, 1981, 1983). La ceniza fina puede producir cortocircuitos en las líneas de transmisión. Adicionalmente, las comunicaciones se pueden ver afectadas por daños en las líneas telefónicas y estaciones transmisoras de radio y televisión, y por desórdenes de tipo eléctrico causados por rayos. La oscuridad producida durante el día por las caídas de tefra puede persistir desde pocas horas hasta varios días (Blong, 1982), puede causar pánico y complicar otros problemas.

En contraste a los peligros debidos a otros eventos volcánicos, muchos de los efectos peligrosos de la caída de tefra pueden ser mitigados en la práctica mediante una adecuada planificación y preparación. Blong (1981, 1984) presenta varios métodos utilizados durante caídas de tefra en el pasado, incluyendo la remoción de tefra de los techos u otras estructuras conforme ésta 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, el diseño 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.

La tefra puede contener gases nocivos que han sido absorbidos en sus partículas o pueden presentarse como aerosoles y como partículas de sales (Thorarinsson, 1979). Los efectos de éstos se tratan en la sección de gases volcánicos.

Las caídas de tefra han causado incendios, tanto por rayos generados en las nubes eruptivas, como por fragmenos incandescentes. Los fragmentos que son lo suficientemente grandes como para contener la suficiente cantidad de calor para iniciar un incendio típicamente caen a pocos kilómetros del cráter; sin embargo, en el caso del Mt. Fuji durante la erupción de 1707, se generaron incendios a 10 km de distancia debido a fragmentos de pómez de 20-30 cm. de diámetro (Tsuya, 1955). En ciertos casos, y a varios kilómetros del cráter, los depósitos de caída de tefra pueden ser tan calientes que los fragmentos pueden quedar soldados entre sí (Wright, 1980; Mahood & Hildreth, 1983). Los efectos de episodios de este tipo podrían ser catastróficos.

Una vez que la tefra ha sido dispersada sobre una cuenca hidrográfica, ésta puede inducir cambios importantes en las relaciones de precipitación/escorrentía. Depósitos de cenizas finas con una baja permeabilidad llevan a un incremento en la escorrentía, a una erosión acelerada y a ajustes en los canales de los ríos (Segerstrom, 1950; Waldron, 1967; Davies et al., 1978b; Collins et al., 1983; Lehre et al., 1983). Al contrario, los depósitos potentes de tefra de grano grueso pueden incrementar la capacidad de infiltración y prácticamente eliminar la escorrentía.

Gases Volcánicos

El magma contiene gases disueltos, los cuales escapan hacia la atmósfera, tanto durante las erupciones como mientras el magma permanece estacionado cerca a la superficie. Los gases también pueden ser emitidos por sistemas hidrotermales. El gas volcánico más abundante es el vapor de agua; otros gases

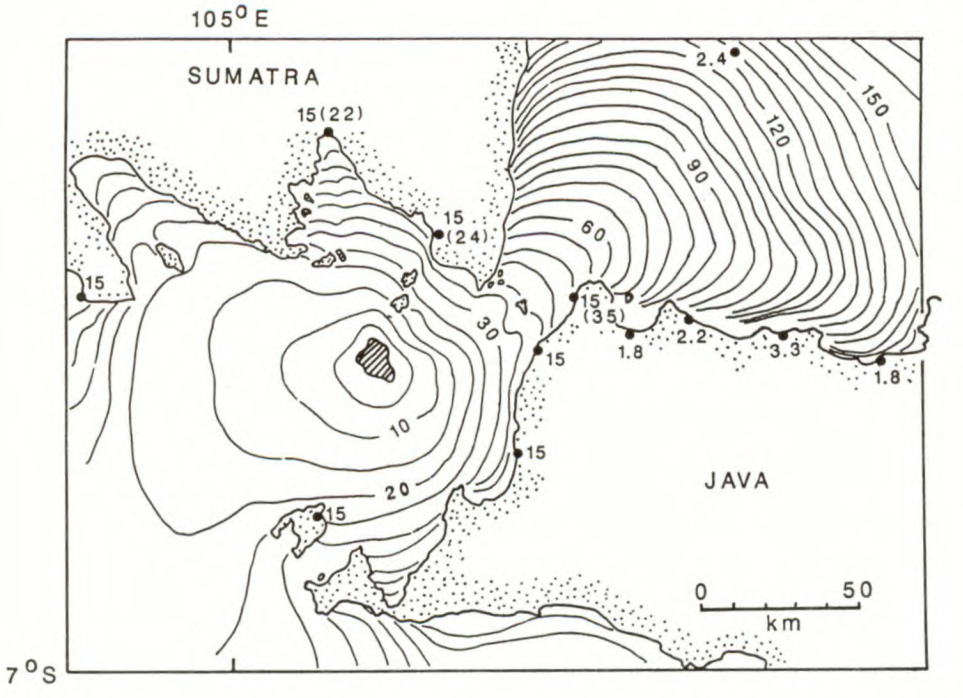


Fig. 2.11. Mapa del Estrecho de la Sonda entre Java y Sumatra, Indonesia, que muestra el tiempo de viaje (en minutos) del tsunami generado en la erupción de 1883 del Volcán Krakatoa (zona con líneas abundantes). Este gráfico es una combinación de las Fig. 7 y 8 de Yokoyama (1981), las cuales fueron reproducidas como Fig. 119 y 120 en Simkin & Fiske (1983). Los numerales al lado de los círculos negros indican las alturas máximas en metros de los tsunamis a lo largo de las costas, tal como están dadas en Yokoyama (1981); los valores entre paréntesis son aquellos dados por Wharton (1888; *en* Simkin & Fiske, 1983).

importantes incluyen el dióxido de carbono, monóxido de carbono, óxidos de azufre, ácido sulfhídrico, cloro y flúor (Williams & McBirney, 1979). Estos gases son transportados desde sus centros de emisión como aerosoles ácidos, como compuestos químicos absorbidos por la tefra y como sales en partículas microscópicas (Rose, 1977; Thorarinsson, 1979).

Tanto los compuestos de azufre como los cloruros y fluoruros reaccionan con el agua para formar ácidos venenosos, los cuales, aún en concentraciones bajas, son nocivos para los ojos, la piel y el sistema respiratorio de seres humanos y animales. Dependiendo de su concentración y del tipo de vegetación, estos ácidos pueden causar daño y hasta liquidar la vegetación; también pueden destruir tejidos textiles y metales (ver los resúmenes de Wilcox, 1959; Bolt et al., 1977; y Thorarinsson, 1979).

El anhidrido carbónico y el monóxido de carbono son inodoros y, al contrario de los otros gases tóxicos, no pueden ser detectados por las personas. El monóxido de carbono es venenoso y el anhidrido carbónico, que es más denso que el aire, se puede acumular en zonas bajas o depresiones topográficas y llegar a asfixiar a cualquier ser humano o animal que penetre en el área. Varios acontecimientos recientes hacen hincapié en los peligros derivados de la emisión de grandes cantidades de dióxido de carbono de erupciones freáticas (en la altiplanicie de Dieng, Indonesia, en 1979, [Le Guern et al., 1982]), así como de lagunas cratéricas tipo maar situadas en regiones tropicales y en las cuales ocurre un vuelco repentino en la disposición estratificada de sus aguas, las cuales han acumulado dióxido de carbono por medio de exhalaciones volcánicas (Lago Monoun en 1984, [Sigurdson et al., 1978b] y Lago Nyos en 1986 [Kling et al., 1987], ambos en Camerún).

Los efectos de un gas volcánico están relacionados directamente a su concentración, la cual decrece con la distancia desde su punto de emisión, ya que el gas es diluído por el aire. Normalmente, los efectos nocivos están restringidos a un radio de 10 km desde el punto de emisión, excepción hecha de circunstancias especiales. Sin embargo, las erupciones explosivas de gran volumen pueden formar un velo estratosférico de polvo y de aerosoles ácidos, los cuales también pueden formarse durante erupciones modestas de magmas ricos en azufre; éstos pueden producir efectos climáticos locales o regionales (Rampino & Self, 1982, 1984; Stothers, 1984; Rampino & Stothers, 1988).

Sismos Volcánicos

La generación de sismos en áreas volcánicas se puede dar por (1) el movimiento de magma y la formación de fracturas asociadas, (2) explosiones volcánicas, (3) movimientos en masa a gran escala, y (4) esfuerzos tectónicos (Blong, 1984). Los sismos de las primeras dos categorías típicamente son someros, de magnitud pequeña a moderada ($M \leq 5$), y raras veces causan daños en sitios alejados del volcán; sin embargo, hay algunas excepciones notables (Machado et al., 1962; Rittman, 1962; Shimozuru, 1972; Okada et al., 1981; Latter, 1981). Newhall y

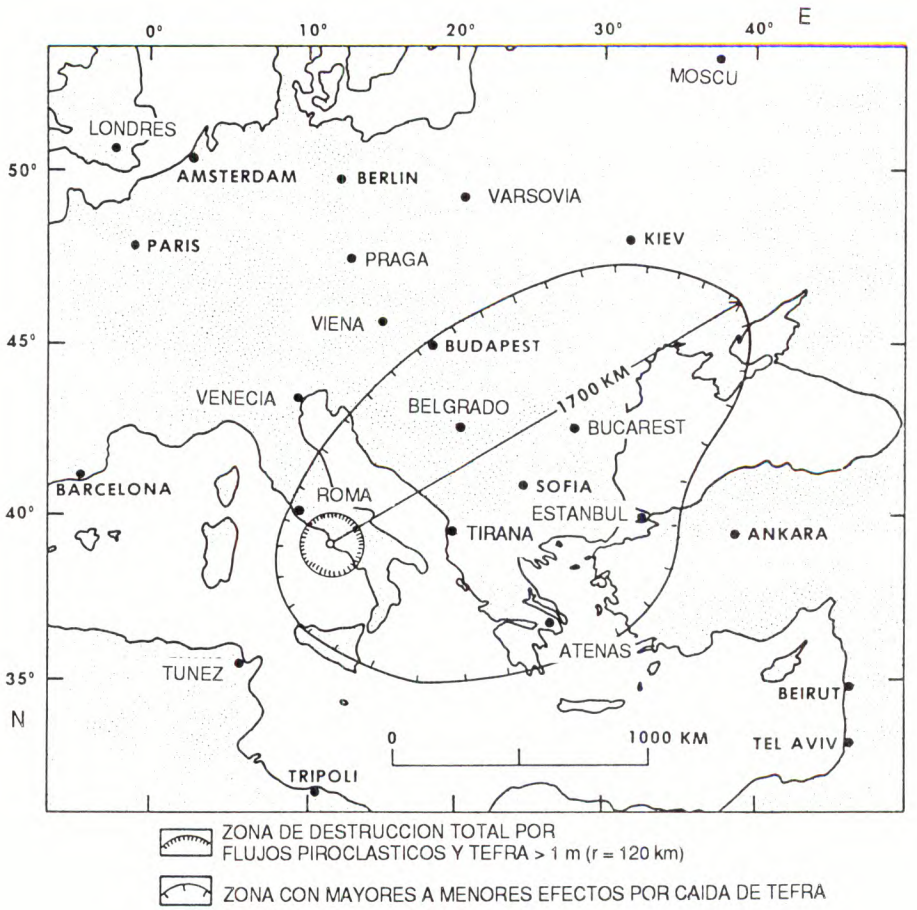


Fig. 2.12. Representación hipotética de una gran erupción con formación de caldera en Campi Flegrei, Italia, que muestra el potencial de devastación local y conmoción regional. Las zonas que se muestran son aquellas que se esperaría sean afectadas por una erupción similar a la que generó la caída de tefra y la ignimbrita Bishop desde la Caldera de Long Valley, en California, hace 740 mil años (Miller et al., 1982). El volumen total de los piroclásticos Bishop es de alrededor de 600 km^3, los espesores de caída de tefra preservados a lo largo del eje son de 100 cm a los 120 km, 40 cm a los 200 km, 15 cm a los 500 km y 8 cm a los 800 km. Este escenario no predice de ninguna manera una actividad futura en Campi Flegrei, sino que es una ilustración de la magnitud de los impactos sobre una sociedad que resultarían de una erupción catastrófica en una zona densamente poblada.

Dzurisin (1988) hacen notar que muchas veces no existe una distinción clara entre sismos puramente tectónicos y puramente volcánicos, especialmente en el caso de sistemas volcánicos que muestran signos de inquietud; además, ambos procesos contribuyen a la generación de sismos. Durante esta década han ocurrido enjambres sísmicos, con sismos de magnitud pequeña a moderada, en tres grandes calderas con signos de reactivación: Rabaul (Papua-Nueva Guinea), Campi Flegrei (Italia) y Long Valley (California, USA). Estos enjambres estuvieron precedidos y/o acompañados por fuertes sismos extracaldera, persistieron por períodos de varios años, y que en algunos casos causaron daños a estructuras ubicadas en el interior de las calderas. Todos los enjambres estuvieron acompañados de levantamientos rápidos del terreno en áreas extensas.

Sismos generados por grandes movimientos en masa o por esfuerzos tectónicos son típicamente mucho más fuertes que aquellos generados por explosiones volcánicas o movimiento de magma. Sismos fuertes y destructivos (M≥7) han ocurrido en respuesta a súbitos desplazamientos del volcán Kilauea, Hawaii, hacia el mar (ver sección sobre colapsos estructurales; Tilling et al., 1976). Numerosos sismos tectónicos fuertes (M≥7), incluyendo algunos de los mayores eventos registrados, han

sucedido en los límites convergentes de las placas donde se ubican los arcos volcánicos. Algunas erupciones han podido ser relacionadas a estos sismos fuertes. Por ejemplo, el gran terremoto de Chile en 1960 (M=9.5) fue seguido 48 horas más tarde por una erupción de fisura cerca del volcán Puyehue, localizado a unos 300 km de distancia del epicentro (Katsui & Katz, 1967). No se discute aquí los peligros asociados a los grandes terremotos de borde de placa.

Los efectos dañinos de sismos volcánicos normalmente están restringidos a las áreas proximales, y son el resultado del movimiento del suelo, y, talvez, de ruptura del suelo. Los sismos también pueden ser mecanismos iniciadores para movimientos en masa, los cuales pueden resultar en la formación de otros eventos peligrosos tales como avalanchas de escombros.

Ondas de Choque Atmosféricas

Durante algunas erupciones explosivas históricas y debido al rápido movimiento del material arrojado (tefra), se han originado ondas de choque atmosféricas. A pesar de que la energía de las ondas de choque disminuye con la distancia de su centro de emisión, éstas pueden tener la energía suficiente para causar daños a estructuras distantes. Blong (1984) presenta varios ejemplos sobre los efectos de ondas de choque registrados a cientos de kilómetros de distancia de la fuente. La erupción de 1815 del Tambora, Indonesia, generó una onda de choque que produjo la rotura de vidrios de ventanales ubicados a 400 km de distancia (Stewart, 1820), y Simkin y Howard (1970) reportaron daños a edificios situados a 100 km de distancia de Fernandina, Galápagos, en 1968. Banister (1984) recopiló registros barográficos y calculó la respuesta de la atmósfera a la gran explosión dirigida del Mount St. Helens del 18 de mayo de 1980. Este autor determinó sobrepresiones mínimas de 1600 Pa a 10 km y 400 Pa a 50 km y notó que los valores reales podrían haber sido el doble de éstos. Tales presiones no serían capaces de causar daños a estructuras; sin embargo, en grandes erupciones es posible que las velocidades del material arrojado sean varias veces superiores a aquellas del Mount St. Helens, y se puede concebir que presiones cercanas al umbral de daño a edificios (alrededor de 10.000 Pa) puedan darse a decenas de kilómetros del centro de emisión.

Tsunamis

Los tsunamis son olas, o trenes de olas marinas, de período largo, generadas por el súbito desplazamiento de masas de agua; estas olas atraviesan las aguas profundas a gran velocidad en forma de olas anchas y bajas, para luego elevarse considerablemente al acercarse a las playas. La mayoría de los tsunamis se generan por desplazamientos de fallas geológicas en el fondo del mar; sin embargo, decenas de tsunamis históricos de origen volcánico han causado numerosas muertes y grandes daños a propiedades a lo largo de playas marinas y lacustres, aún a grandes distancias de las erupciones. Latter (1981) discute numerosos mecanismos para la generación de tsunamis de origen volcánico, incluyendo sismos volcánicos o volcano-tectónicos; explosiones; colapso o hundimiento; deslizamientos, lahares o flujos piroclásticos que entran en contacto con agua; y ondas de choque atmosféricas que se acoplan al mar (Press & Harkrider, 1966). Los tsunamis producidos por la erupción de 1883 del Krakatoa invadieron las costas circundantes con olas de hasta 35 m de altura, causaron la muerte de más de 30.000 personas, y devastaron parcial o totalmente 300 pueblos (Fig. 2.11; Simkin & Fiske, 1983, citan numerosas fuentes). Las causas de los tsunamis más grandes han sido ampliamente debatidas, pero seguramente han tenido orígenes múltiples relacionados a colapso, explosiones y flujos piroclásticos; las olas más pequeñas muy probablemente se formaron por acople aire-mar de ondas de presión (Latter, 1981; Simkin & Fiske, 1983; Francis, 1985).

Un sistema de alarma ubicado en la gran cuenca del Océano Pacífico provee avisos oportunos sobre el avance de tsunamis hacia zonas ubicadas a centenas hasta millares de kilómetros del sitio de origen del tsunami; sin embargo, debido a la gran velocidad de los tsunamis, las personas localizadas en zonas cercanas al sitio de origen tienen escaso tiempo para actuar. Adicionalmente, las olas que impactan en áreas proximales pueden ser muy altas y pueden afectar extensas zonas a lo largo de costas bajas-- zonas que normalmente no deberían ser afectadas por tsunamis inducidos por sismos distantes. En tales casos, la evacuación previa a la ocurrencia de un evento generador de tsunamis es probablemente la única medida confiable de mitigación. Antes que las autoridades puedan justificar la evacuación de áreas proximales populosas, deben ser pronosticadas las características del evento generador del tsunami. Por ejemplo, la deformación precursora de una avalancha de escombros debería permitir establecer una estimación de la dirección del movimiento y de su tamaño potencial. Por medio de modelos numéricos se podría entonces predecir el tiempo de arribo y la altura de las ondas producidas por dichos eventos (Kienle et al., 1987), lo cual se consideraría en los planes de evacuación. Para el caso de las zonas que no han sido evacuadas antes del evento, las medidas de mitigación requieren que observadores visuales, o algún sistema de monitoreo, detecten el evento generador de tsunamis o el tsunami en sí, y avisen inmediatamente a las personas ubicadas en las zonas de peligro, y que además estas personas sepan dónde buscar refugio. En costas muy empinadas, las personas sólo necesitarían movilizarse distancias cortas, mientos que en costas bajas estas personas podrían estar lejos de zonas seguras.

Discusión

Una amplia gama de acontecimientos peligrosos están directa o indirectamente asociados a la actividad volcánica, y todos estos han causado pérdidas de vidas humanas, de propiedades y de recursos durante tiempos históricos. Las dos catástrofes ocurridas en la década de los ochenta en Camerún, causadas por el escape de dióxido de carbono de lagos tropicales (Sigurdsson et al., 1987b; Kling et al., 1987) sirven como advertencia que peligros volcánicos desconocidos o poco estudiados pueden sorprendernos todavía; sin embargo, la mayoría de los peligros volcánicos están razonablemente entendidos como resultado de

observaciones de erupciones históricas y de estudios del registro geológico de erupciones prehistóricas. Talvez la mayor incertidumbre reside en los efectos que tendría una gran erupción asociada a la formación de una caldera, la cual sería uno o dos órdenes de magnitud mayor a la más fuerte erupción conocida en tiempos históricos (Fig. 2.12). Los problemas de vigilar, dar aviso oportuno y evacuar, presentes en cualquier crisis volcánica, se verían incrementados en alto grado por el tamaño de la superficie que podría ser impactada por flujos piroclásticos de gran volumen y gruesas caídas de tefra. En muchas áreas del mundo, la población amenazada se contaría en millones, y partes significativas de los países podrían quedar destruídas. No está por demás decir que hasta hoy no se han elaborado planes para tratar este tipo de situaciones, y muchas personas argumentarían que la probabilidad de tales erupciones es tan baja que una planificación a largo plazo no se justifica.

Los peligros asociados a erupciones de magnitud baja a moderada están razonablemente entendidos; sin embargo, es bastante lo que se podría lograr con la promoción de medidas de ingeniería para mitigar los efectos de las erupciones. En muchas áreas se han desarrollado diseños de edificios para contrarrestar las caídas de tefra y los proyectiles balísticos, y se han construído canales para proveer protección contra lahares y crecientes. Existe la esperanza que estos métodos sean mejorados y utilizados más ampliamente en el futuro. La protección contra flujos de lava, y especialmente contra flujos piroclásticos y oleadas, es mucho más problemática y tal vez irrealizable.

Tal como se demostró dramáticamente durante la erupción del Nevado del Ruiz en 1985, una necesidad crítica para mitigar los efectos de la mayoría de eventos volcánicos peligrosos es el desarrollo de sistemas de detección de estos eventos, el proporcionar un aviso oportuno, y el desarrollo de planes de mitigación realistas (Tilling, 1989). Estos puntos de tratarán en los CAPITULOS 4-6.

Otros aspectos importantes del estudio de los peligros volcánicos son la identificación de las áreas de peligro, proporcionando estimados probabilísticos a largo plazo de que estas áreas sean impactadas por varios eventos volcánicos, o evaluando por lo menos el grado relativo de peligro en estas áreas, y produciendo mapas de zonificación de los peligros potenciales que reflejen los resultados de estos análisis. Esta información puede ser utilizada en la planificacón a largo plazo del uso del suelo, en los cuales los peligros volcánicos potenciales sean considerados para la toma de decisiones respecto a urbanizaciones futuras y en los planes para enfrentar futuras crisis volcánicas. Estos temas se discuten en el CAPITULO 3.

CAPITULO 3. ZONIFICACION DE LOS PELIGROS VOLCANICOS Y PREDICCIONES A LARGO PLAZO

William E. Scott

U.S. Geological Survey, Vancouver, Washington 98661

Introducción

La mitigación de los efectos de futuras erupciones volcánicas, y de los eventos relacionados a éstas, incluye varios pasos, tales como: (1) evaluar los peligros potenciales de futuras erupciones, (2) desarrollar planes a largo plazo para el uso del suelo, basados en la evaluación de los peligros, (3) evaluar el riesgo volcánico y planificar el manejo de crisis volcánicas una vez que comience la actividad premonitoria o la erupción misma, (4) vigilar el estado de un volcán para detectar el inicio y el progreso de una erupción, (5) idear medidas de protección para la gente, sus propiedades y la infraestructura crítica. Las últimas dos décadas de estudios sobre volcanes han sido testigos de un progreso significativo en la mayoría de estos tópicos debido al estímulo dado por las numerosas crisis volcánicas que han ocurrido durante este período de tiempo (Tilling, 1989). En los tópicos arriba mencionados se reflejan dos grandes grupos de peligros volcánicos: a corto plazo, o inmediatos, y a largo plazo, o potenciales (Crandell et al., 1984). Otras capítulos de este trabajo tratan sobre la evaluación de peligros a corto plazo, la vigilancia volcánica, la predicción de erupciones y el manejo de emergencias volcánicas. Tales actividades están enfocadas hacia volcanes que han erupcionado frecuentemente o lo han hecho en un pasado reciente, tales como el Etna en Italia, el Mount St. Helens en los Estados Unidos, el Cotopaxi en el Ecuador, el Taal en las Filipinas, el Sakurajima en Japón y el Merapi en Indonesia.

Este capítulo enfoca la evaluación de los peligros volcánicos a largo plazo, o sea aquellos que tienen una frecuencia tan baja que es poco probable que las personas presencien un erupción durante el transcurso de sus vidas. Los peligros relacionados a volcanes que erupcionan con poca frecuencia pueden ser definidos preparando una evaluación de los mismos a largo plazo; algunos de estos volcanes pueden ser lo suficientemente riesgosos como para justificar su vigilancia más estricta. Recíprocamente, muchos volcanes que actualmente son activos y están vigilados, también deben ser evaluados en lo referente a los peligros a largo plazo, ya que existe la posibilidad que el comportamiento anterior del volcán difiera bastante del comportamiento reciente, y que aquel tipo de actividad recurra en el futuro.

En este capítulo se tratan varios aspectos de la evaluación de los peligros volcánicos a largo plazo: (1) la identificación de aquellos volcanes que representan un peligro; (2) la documentación de la actividad pasada de estos volcanes con el objetivo de evaluar los tipos y alcances esperados de una actividad peligrosa futura; y (3) la identificación de las áreas que tendrían la posibilidad de ser impactadas durante erupciones futuras. El último tópico también incluye la elaboración de mapas de zonificación del peligro, los cuales delimitan las áreas peligrosas y proporcionan información acerca del grado relativo de peligro en regiones volcánicas. El trabajo de Crandell et al. (1984) ha servido en muchos casos de modelo para este capítulo.

Identificación de los Volcanes de Alto Riesgo

Simkin et al., (1981) han elaborado un catálogo de por lo menos 1343 volcanes que han erupcionado durante los últimos 10.000 años; más de 500 de ellos han erupcionado en tiempos históricos. De éstos, la mayoría está localizada a lo largo de márgenes convergentes o divergentes de las placas (Fig. 3.1). Aproximadamente unos dos tercios se ubican en el borde circumpacífico; los restantes están concentrados en las cuencas Caribe y Mediterránea, en Africa Oriental y a lo largo del dorsal meso-Atlántico. Las erupciones futuras ocurrirán en la mayoría de estos 1343 volcanes, en volcanes que no han sido identificados como activos durante los últimos 10.000 años, y en volcanes que hasta ahora no han nacido. Volcanes de las dos últimas categorías estarán ubicados casi en su totalidad en regiones representadas por volcanes de la primera categoría.

Con el objetivo de mitigar efectivamente los peligros que representan erupciones volcánicas futuras, tanto los científicos como las autoridades deben tener a mano una evaluación de los peligros antes de que se inicie la actividad premonitoria o la erupción misma, ya que la elaboración de una evaluación a fondo de los peligros volcánicos normalmente requiere de meses hasta

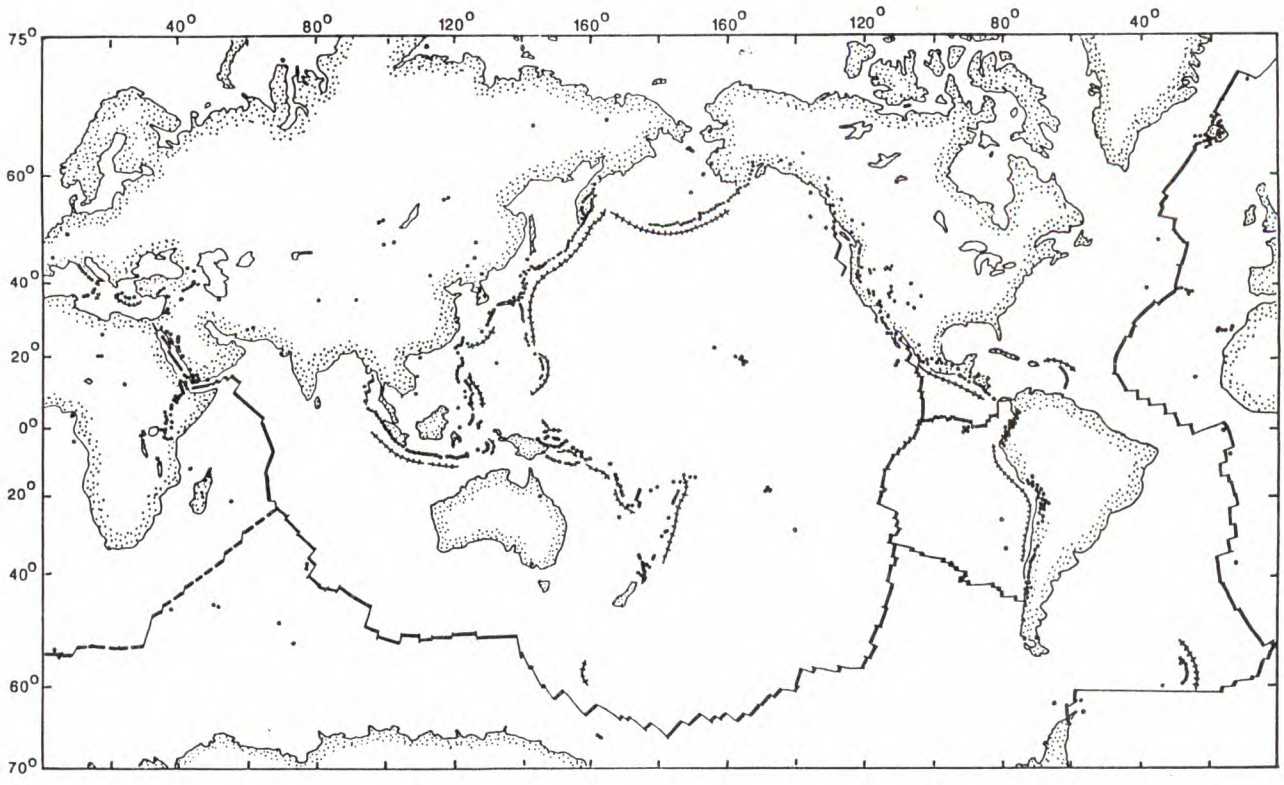


Fig. 3.1. Los volcanes del mundo (tomado de Peterson, 1986; adaptado de Simkin & Siebert, 1984). Los puntos indican los volcanes que han erupcionado durante los últimos 10.000 años. Las líneas gruesas indican la ubicación de los márgenes divergentes de placas; las líneas con cruces indican los márgenes convergentes de placas. La mayoría de erupciones submarinas a lo largo de márgenes divergentes pasan inadvertidas; por lo tanto, sólo se han ubicado unos pocos volcanes submarinos.

años. Tales compromisos de tiempo así como limitaciones presupuestarias, de personal y de necesidades, muchas veces significan que un país no puede preparar a tiempo una adecuada evaluación de los peligros para todos sus volcanes potencialmente activos. Esto es especialmente cierto en países con escasos recursos y/o muchos volcanes. Hasta en países altamente desarrollados con relativamente pocos volcanes puede suceder que no se logren tomar las decisiones ni se asignen los recursos necesarios para completar un programa de evaluación de peligros. Por lo tanto se deben establecer prioridades, de tal manera de estudiar en primer lugar los volcanes de alto riesgo.

El intento más reciente a escala mundial de identificación de volcanes de alto riesgo consistió en aplicar un sistema de calificación de factores combinados de peligro y de riesgo tales como: tipo de actividad durante el pasado, edad de la última actividad explosiva, extensión de las áreas afectadas durante las erupciones pasadas, ocurrencia de sismicidad o deformación, número de habitantes bajo riesgo y número de víctimas por erupciones pasadas (Tabla 3.1; Yokoyama et al., 1984; Tilling, 1989). De los 500 volcanes históricamente activos, 80 fueron identificados como de alto riesgo; sin embargo los autores advertían que la lista era incompleta. Y en realidad, al año siguiente, el Nevado del Ruiz en Colombia causó el segundo peor desastre volcánico de este siglo. Las limitaciones para establecer una lista de volcanes de alto riesgo son, entre otras, las siguientes: (1) la actividad prehistórica de muchos volcanes es muy poco conocida, (2) el registro histórico de muchos volcanes es corto y/o incompleto, (3) pueden ocurrir eventos de tipo y magnitud sin precedentes en tiempos históricos o prehistóricos, (4) debido a una morfología no-característica, algunos volcanes ubicados en zonas poco exploradas podrían no haberse identificado todavía, (5) los intervalos de reposo entre grandes erupciones pueden ser largos (cientos hasta miles de años; Simkin & Siebert, 1984), y (6) muchos volcanes que no han sido priorizados pueden ser ignorados, volviéndose de esta manera aún más peligrosos, si no se anticipan los efectos de futuras erupciones.

A pesar de los problemas mencionados, se debe establecer las prioridades, y los ochenta volcanes con calificaciones iguales o mayores a diez ya identificados por Yokoyama et al., (1984) ciertamente merecen ser considerados de alto riesgo (Tabla 3.2). Una periódica actualización de esta lista de volcanes de alto riesgo sin duda alguna la incrementará, pero difícilmente la disminuirá. También es cierto que muchos volcanes no considerados de alto riesgo también deberían ser tomados en cuenta de alguna manera. Esto puede asegurarse al realizar algún esfuerzo en estudios de reconocimiento de regiones volcánicas enteras. En efecto, los estudios exploratorios con fines

TABLA 3.1. Criterios propuestos para la identificación de volcanes de alto riesgo (según Yokoyama et al., 1984). Se asigna el puntaje de 1 (uno) por cada criterio aplicable, y 0 (cero) si el criterio no es aplicable.

GRADO DE PELIGRO	PUNTAJE
1) Alto contenido de sílice en los productos eruptivos (andesita/dacita/riolita)	
2) Actividad explosiva de importancia en los últimos 500 años	
3) Actividad explosiva de importancia en los últimos 5.000 años	
4) Flujos piroclásticos en los últimos 500 años	
5) Flujos de lodo en los últimos 500 años	
6) Tsunami destructivo en los últimos 500 años	
7) Area afectada por destrucción en los últimos 5.000 años es > 10 km^2	
8) Area afectada por destrucción en los últimos 5.000 años es > 100 km^2	
9) Ocurrencia frecuente de enjambres sísmicos de origen volcánico	
10) Ocurrencia de deformación significativa del suelo durante los últimos 50 años.	
GRADO DE RIESGO	
1) Población bajo riesgo > 100	
2) Población bajo riesgo > 1.000	
3) Población bajo riesgo > 10.000	
4) Población bajo riesgo > 100.000	
5) Población bajo riesgo > 1'000.000	
6) Hubo víctimas en tiempos históricos	
7) Se ha evacuado la zona debido a erupción(es) en tiempos históricos.	
PUNTAJE TOTAL	

geotérmicos o de explotación minera, el levantamiento de mapas geológicos, los estudios geofísicos y de suelos, pueden proveer información nueva sobre la edad y las características de la actividad prehistórica, la cual es crítica para establecer y revisar prioridades.

La Documentación de la Actividad Eruptiva Pasada

Los registros históricos y prehistóricos de la actividad volcánica y de su estado actual ha provisto la base para la mayoría de evaluaciones de los peligros volcánicos (Crandell et al., 1984). El estado actual de un volcán se determina con las técnicas descritas en el CAPITULO 4; a continuación se discuten los métodos para documentar la actividad eruptiva pasada.

Registros Históricos de las Erupciones

En muchos volcanes, las observaciones de erupciones históricas constituyen una fuente importante de información sobre las características de erupciones pasadas, su edad, las áreas impactadas y los efectos de las erupciones sobre la gente y sus alrededores. Algunos volcanes tienen un registro histórico que cubre más de 1000 años, mientras que en otros no se han observado erupciones, o los registros solamente cubren un tiempo de un siglo o menos. Incluso registros históricos más extensos tienen un uso limitado debido a que las descripciones de erupciones pasadas, muchas de las cuales han sido transmitidas en forma verbal, no fueron hechas por vulcanólogos experimentados, y son difíciles de interpretar (Blong, 1982). Sin embargo, el estudio detallado de los depósitos de erupciones históricas, combinado con la interpretación de observaciones y fotografías, han proporcionado información valiosa sobre las características de las erupciones y han incrementado nuestro conocimiento sobre los procesos volcánicos (p.e. Taylor, 1958; Nakamura, 1964; Simkin & Fiske, 1983; Sigurdsson et al., 1985b). Observaciones detalladas de erupciones efectuadas por vulcanólogos (Perret, 1950; Thorarinsson, 1954; Swanson, 1973; Sparks et al., 1976; Davies et al., 1978a; Hoblitt, 1986) han sido especialmente fructíferas. El estudio del registro geológico de erupciones históricas emplea la mayoría de técnicas utilizadas en investigaciones sobre los productos eruptivos prehistóricos.

El Registro Geológico de Erupciones Pasadas

Las investigaciones detalladas del registro geológico de erupciones pasadas es fundamental para evaluar los peligros a largo plazo en todos los volcanes. La perspectiva alcanzada por el estudio del comportamiento de un volcán durante largo tiempo incrementa la probabilidad de que se conozca el rango tanto de su tipo y frecuencia eruptiva, como de la magnitud de sus erupciones. Asimismo, un registro extenso podría documentar patrones de comportamiento episódico o cíclico, o mostrar evidencias de un patrón evolutivo distinto, lo cual sería de gran valor para estimar las probabilidades de la ocurrencia y las características de una reactivación de un volcán en estado latente.

Los requisitos para reconstruir el registro geológico de las erupciones pasadas y su actividad reciente incluyen los siguientes:

(1) Establecer una secuencia estratigráfica de los productos de las 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.

La secuencia estratigráfica y la extensión de los productos de erupciones pasadas. Los principios estratigráficos estándar, tales como la superposición y correlación, son utilizados para establecer la secuencia de erupciones pasadas. Los depósitos

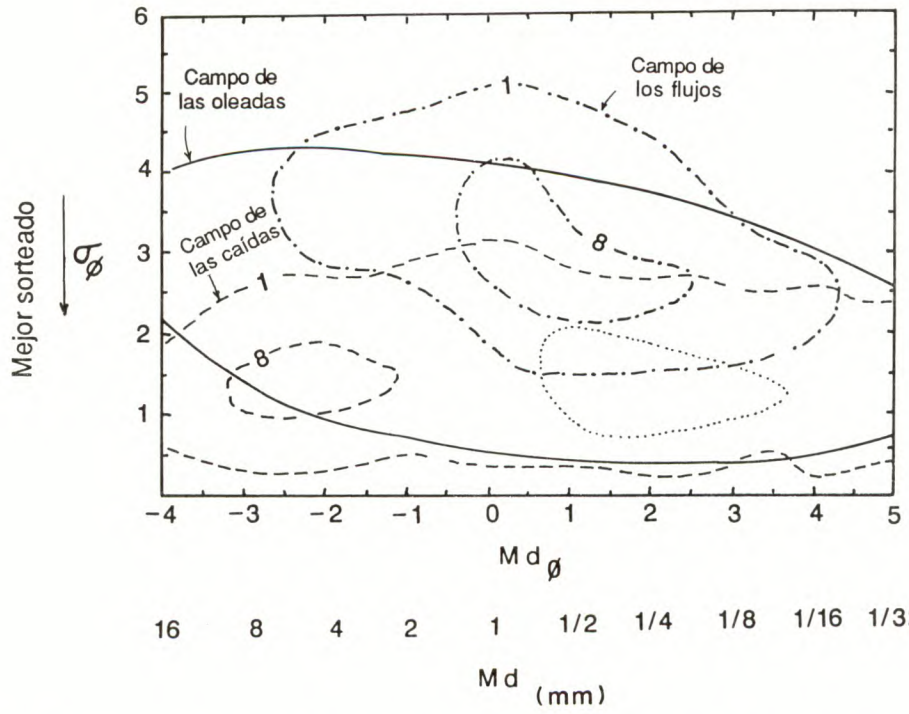


Fig. 3.2. Características granulométricas de depósitos de caídas de tefra, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas. Mdø es el diámetro promedio del grano en unidades de phi, y σø es la desviación éstandar gráfica en unidades de phi, según Inman (1952). Los campos de los depósitos de flujos piroclásticos y de caída de piroclásticos están limitados por las curvas 1 y 8, las cuales incluyen el 99% y el 92% de las muestras, respectivamente. El campo amplio de los depósitos de oleada incluye tanto a las oleadas calientes como a las oleadas basales o frías; el campo interior de las oleadas (curva punteada) incluye tanto depósitos seleccionados de oleadas basales con estratificación cruzada, como depósitos de nube de ceniza (ash cloud). Figura modificada de Fisher & Schmincke (1974, Fig. 5-30).

eólicos (Carey & Sparks, 1986).

Depósitos de corrientes de densidad piroclásticas: Las corrientes de densidad piroclásticas incluyen un amplio rango de fenómenos que forman (1) depósitos de flujo piroclástico, (2) depósitos de oleada piroclástica, y (3) depósitos de explosión (blast) lateralmente dirigida.

(1) Los depósitos de flujo piroclástico se forman a partir de dispersiones sólido-gas altamente concentradas que típicamente prefieren zonas de topografía baja y por lo tanto normalmente se los encuentra a lo largo de los fondos de valles y en depresiones topográficas. Los depósitos son por lo general masivos (sin estratificación) y carecen de sorteo (Fig. 3.2), aunque pueden presentarse algunas zonas estratificadas y mejor sorteadas, tal como se mencionó antes. Algunos depósitos presentan una gradación normal de fragmentos líticos, y una gradación inversa de fragmentos de pómez. Los fragmentos de pómez típicamente se encuentran redondeados por abrasión. La composición dominante de fragmentos en los depósitos de flujo piroclástico varía desde pómez hasta fragmentos líticos juveniles; también se encuentra fragmentos accidentales arrancados de las paredes del conducto eruptivo o recogidos a lo largo del trayecto del flujo. Muchos flujos piroclásticos ricos en pómez se forman a partir del colapso de columnas eruptivas que también producen depósitos de caída de tefra. Explosiones o colapso gravitacional de domos lávicos en pleno crecimiento típicamente generan depósitos de flujo piroclástico constituídos casi totalmente por fragmentos líticos densos.

(2) Los depósitos de oleada piroclástica se forman a partir de dispersiones sólido-gas de baja concentración y por lo tanto son menos controlados por la topografía que los flujos piroclásticos. Los depósitos de una oleada individual normalmente son más delgados que los de flujos piroclásticos. Los depósitos de ambos tipos de oleada piroclástica, caliente y fría o basal, generalmente están bien estratificados, presentan capas unidireccionales y tienden a cubrir la superficie del terreno así como también a embalsarse en áreas bajas. Capas o láminas individuales de oleada pueden presentar un sorteo relativamente bueno (Fig. 3.2), pero el tamaño de grano normalmente varía marcadamente a través de un conjunto entero de capas, y en general los depósitos de oleada tienen un sorteo pobre. Los depósitos de oleada basal típicamente muestran evidencias de que las oleadas fueron húmedas: enchape en superficies de pendiente

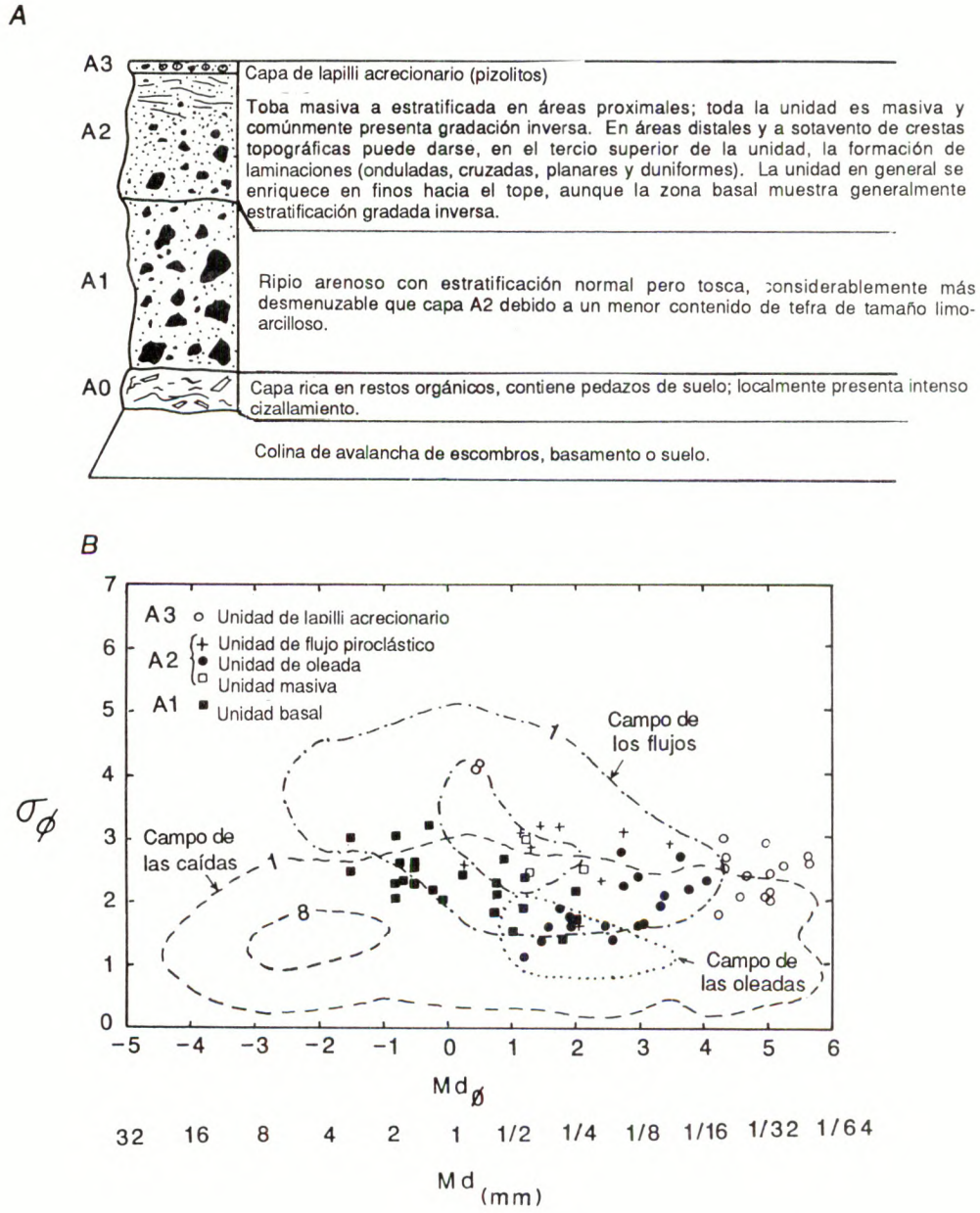


Fig. 3.3. **A.** Perfil estratigráfico del depósito correspondiente a la explosión lateral dirigida del 18 de mayo de 1980 en el volcán Mt. St. Helens, tomado de Fisher et al. (1987; Fig. 4). **B.** Características granulométricas de las unidades que conforman el depósito de la explosión lateral, graficadas en los campos de la Fig. 2 (datos tomados de Hoblitt et al. 1981; Fisher et al. 1987).

fuerte, lapilli acrecionario y deformación sin- y post-deposicional indicadora de condiciones húmedas.

Gráficos de sorteo vs. tamaño medio del grano ayudan a distinguir entre la mayoría de depósitos de flujo y de oleada (Fig. 3.2); sin embargo, hay un traslape en los datos y se requieren otros criterios tales como la estratificación para identificar confiablemente el origen de un depósito.

(3) Los depósitos de grandes explosiones lateralmente dirigidas tienen características tanto de oleadas como de flujos piroclásticos (Hoblitt et al., 1981; Waitt, 1981; Fisher et al., 1987). El depósito del 18 de mayo de 1980 en el Mount St. Helens, el único que ha sido estudiado en detalle, presenta gradación normal en todo el depósito y consiste de varias unidades separadas por contactos gradacionales a localmente bien

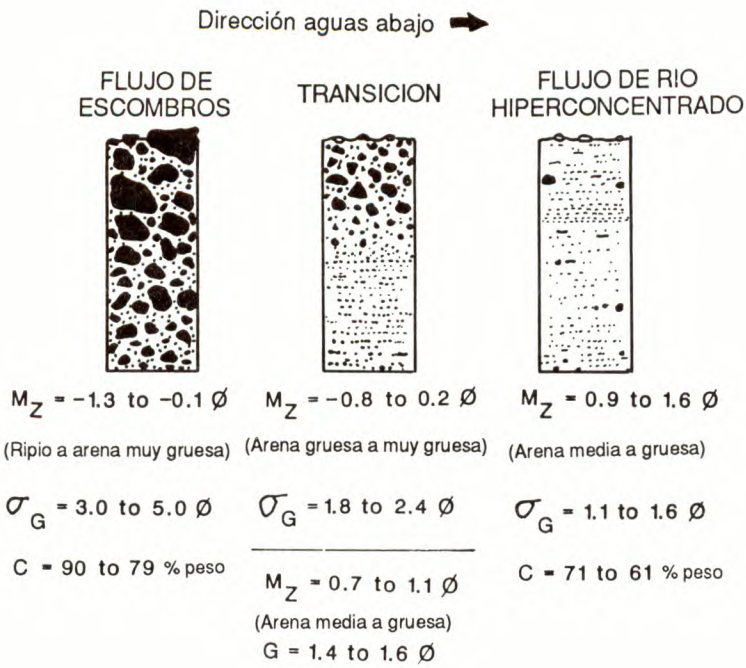


Fig. 3.4. Diagramas esquemáticos que indican la transición aguas abajo a partir de un lahar hasta un flujo hiperconcentrado, y los depósitos resultantes, 19 de marzo de 1982, Mt. St. Helens (de Pierson & Scott, 1985; Fig. 8). M_Z, tamaño promedio de grano en unidades phi; σ_G, desviación estándar (medida de sorteo: mientras menor sea el número, mejor será el sorteo); C, concentración por peso de los sedimentos en el flujo. El cambio de tamaño de las partículas grandes representa la gradación del depósito.

definidos (Fig. 3.3). La unidad basal (capas A1 y A0) es masiva normalmente gradada y consiste de bloques grano-soportados, lapilli y ceniza, así como también de gran cantidad de trozos de madera y suelo, carbonizados y no carbonizados. La unidad suprayacente (capa A2) está constituída en general por ceniza gruesa a fina, y localmente presenta dunas y estratificación cruzada tipo "sand-wave". Dentro de la capa A2 se pueden apreciar depósitos de flujos piroclásticos a lo largo de algunos valles y se cree que representan la removilización de las dos unidades inferiores ubicadas en pendientes fuertes hacia bajos topográficos. La secuencia está cubierta por un depósito de caída de tefra de grano fino (capa A3), el cual localmente contiene lapilli acrecionario. El depósito por lo general se adelgaza y se enriquece en fragmentos finos conforme se aleja de la fuente, y cubre un área mayor a los 500 km^2; las unidades inferiores tienden a engrosar en las depresiones topográficas y a adelgazar en las crestas de las cuchillas.

Al momento existe una controversia respecto a que si el evento del Mount St. Helens debe clasificarse como una oleada piroclástica o un flujo piroclástico (Walker, 1983, 1984; Walker & McBroome, 1983; Walker & Morgan, 1984; Hoblitt & Miller, 1984; Waitt, 1984; Fisher et al., 1987). En relación a los estudios de peligro o peligrosidad es relevante el espesor relativamente pequeño del depósito del St. Helens, así como también aquel de otros depósitos formados por otras corrientes de densidad piroclásticas de alta energía y largo alcance. Tales depósitos, a pesar de representar eventos catastróficos, podrían haber sido erosionados, pasados por alto o mal interpretados en estudios sobre la historia eruptiva de volcanes (Walker, 1983).

La evidencia sobre la temperatura de emplazamiento de un depósito es un factor importante que ayuda a determinar su origen, ya que varios depósitos no-estratificados, pobremente sorteados y ricos en líticos se forman en áreas volcánicas tanto por medio de procesos volcánicos (flujos piroclásticos líticos y lahares) como de procesos no-volcánicos (flujos de escombros, avalanchas de escombros, glaciares). Evidencias de altas temperaturas de emplazamiento constituyen la presencia de un depósito soldado, diaclasamiento prismático o bombas con corteza de pan, madera carbonizada, zonas rojizas hacia el tope de los depósitos, alteración fumarólica y canales verticales de escape de gases. Estudios sobre magnetización termoremanente (MTR) también puede proporcionar evidencias sobre el emplazamiento de fragmentos sobre o debajo de su temperatura Curie (Aramaki & Akimoto,1957; Mullineaux & Crandell, 1962). Magnetómetros portátiles tipo "fluxgate" pueden ser utilizados en el campo para determinar la dirección de MTR en los fragmentos, la cual debería ser la misma para todos los fragmentos de un depósito dado emplazados sobre sus temperaturas Curie. Estudios paleomagnéticos más sofisticados pueden proporcionar un estimado de la temperatura de emplazamiento (Hoblitt & Kellog, 1979; Kent et al., 1981).

Depósitos de lahar: Los lahares se caracterizan por ser mezclas de sedimentos de grano grueso y pobremente sorteadas con un rango en el tamaño de grano desde arcilla hasta grandes bloques, donde una matriz de grano fino soporta a los fragmentos más gruesos (Fig. 3.4; Crandell, 1971; Costa, 1984; Scott, 1988). Los lahares comparten muchas características con otros depósitos volcánicos y no volcánicos. Algunas de las características pueden llevar a un diagnóstico; sin embargo, a veces es imposible distinguir con certeza lahares de otros depósitos, especialmente de flujos piroclásticos ricos en líticos. Algunos lahares presentan una gradación normal, especialmente en sus partes superiores, otros no presentan gradación o ésta es inversa. Algunos lahares tienen una capa basal de arena o grava fina pobremente estratificada, de la cual han sido excluídos los fragmentos más gruesos, posiblemente debido a intenso cizallamiento. Comúnmente se encuentran vesículas en la matriz de los lahares, las cuales probablemente se formaron por burbujas de aire atrapado. Los lahares son notablemente no-erosivos en gradientes moderadas y de bajo grado, tal como se evidencia por la presencia imperturbada de materiales fácilmente erosionables tales como ceniza, arena o materia orgánica debajo de muchos lahares. Los lahares forman rellenos de tope plano en los valles pero en pendientes más empinadas solamente forman enchapes delgados y discontínuos. Una combinación de varios de estos rasgos proporciona evidencias fuertes de que el depósito es un lahar. Adicionalmente, evidencias sobre la temperatura de emplazamiento puede proveer pistas útiles para determinar el origen del depósito. Por ejemplo, madera no carbonizada y la ausencia de una dirección preferencial en el MTR pueden ser consistentes con un origen lahárico. Sin embargo, madera carbonizada y grandes bloques con dirección MTR preferencial no excluirían un origen lahárico. Flujos piroclásticos líticos pueden transformarse en lahares calientes, los cuales heredan trozos de carbón y grandes bloques capaces de mantener temperaturas altas. La combinación de bloques orientados y no-orientados magnéticamente, y madera que únicamente está carbonizada allí donde está en contacto con grandes bloques, sugiere un lahar caliente.

Depósitos de descarga terminal de un lahar: Las observaciones efectuadas en lahares y descargas terminales de lahares en el Mount. St. Helens (Pierson & Scott, 1985), e investigaciones en depósitos de relleno de cuenca derivados de arcos terciarios (Smith, 1986), han destacado el significado de los depósitos de flujos hiperconcentrados. Una concentración de sedimentos en el rango de 40-80% en peso es típica en tales flujos (Beverage & Culbertson, 1964). Un lahar se transforma en un flujo hiperconcentrado a medida que pierde sedimentos (un flujo de descarga terminal de lahar; Fig. 3.4.); un flujo de crecida se transforma en un flujo hiperconcentrado con la incorporación de sedimentos. Los depósitos hiperconcentrados presentan características que sugieren una depositación muy rápida grano por grano a partir de suspensión y tracción, en lugar de una depositación en masa como ocurre en los lahares. Depósitos de grano grueso de flujos hiperconcentrados tienen un sorteo pobre, pero pueden ser grano-soportados y comúnmente tienen gradación normal. Los depósitos arenosos están dominados por una estratificación horizontal, definida por alternancias en sorteo y tamaño del grano. Los depósitos de flujos hiperconcentrados se distinguen de los depósitos normales de crecidas por la ausencia de estratificación cruzada y otras evidencias de flujo turbulento.

Depósitos de crecidas: Las evidencias erosionales y deposicionales de crecidas generadas por procesos volcánicos son similares a aquellas producidas por eventos inducidos por factores meteorológicos. El libro recientemente publicado de Baker et al., (1988) sobre la geomorfología de crecidas contiene varios y excelentes artículos que sintetizan estos tópicos. Para que una crecida deje evidencias erosivas de su paso, el umbral de resistencia de los materiales del fondo del cauce y de las terrazas laterales debe ser sobrepasado por la energía generada durante el flujo de crecida (Baker, 1988). De esta manera, la evidencia erosional puede ser extremadamente irregular en su distribución y grado de desarrollo. Los efectos típicos en canales aluviales son el restregamiento de la vegetación, la erosión en las orillas, y la formación de canaletas que cortan a través de las curvas del río. Los efectos sobre canales de paredes verticales y rocosas pueden ser menos pronunciados, pero incluyen la abrasión y el arrancar bloques de roca, la formación de canales interiores angostos y rasgos de menor escala tales como pulir y estriar las paredes del cañón.

Es más factible que se preserven las evidencias deposicionales dentro de un contexto estratigráfico, el cual será de utilidad para determinar la edad y la magnitud de un evento de crecida. Barras de grava y grandes ondulaciones son depósitos conspícuos de numerosas crecidas, pero depósitos de grano fino de aguas estancadas preservados en remansos y en los cursos inferiores de ríos tributarios proporcionan información valiosa sobre el tamaño de los flujos de crecida (Baker & Kochel, 1988; Kochel & Baker, 1988). Tales depósitos también son buenos candidatos para preservar materiales aptos para la determinación de edades absolutas. Las llanuras de inundación también contienen registros deposicionales de importancia para comprender la historia de la crecida (Brakenridge, 1988).

Depósitos de avalanchas de escombros volcánicos: Depósitos de avalanchas de escombros están constituídos por fragmentos de roca fracturados en un amplio rango de tamaños, provenientes del volcán fuente. Buenas descripciones de depósitos de avalanchas de escombros se encuentran en Voight et al., (1981, 1983), Ui (1983), Ui et al., (1986), Siebert (1984), Crandell et al., (1984), Crandell (1989), y Schuster & Crandell (1984). La mayoría de las grandes avalanchas de escombros comienzan como deslizamientos de grandes segmentos de un edificio, que luego se subdividen y se transforman en flujos fragmentarios de megabloques. Por lo tanto, la mayoría de los depósitos de avalancha de escombros se caracterizan por presentar superficies con colinas, donde comúnmente se encuentran los bloques grandes en sitios proximales y las colinas más pequeñas en sitios distales. Sin embargo, un depósito de avalancha de escombros del Volcán Lastarria, Chile, que provino principalmente de depósitos de tefra no consolidados, solamente presenta un relieve apenas corrugado y con unas pocas pequeñas colinas (Naranjo & Francis, 1987). Muchos depósitos de avalancha de escombros se caracterizan por presentar bordes de encauzamiento, cuchillas transversales y longitudinales, y escarpados márgenes lobulados.

Tabla 3.4. Técnicas utilizadas, o de uso potencial, en la determinación de la edad de eventos volcánicos más jóvenes que 25.000 años. Modificado de Pierce (1986). Los métodos indicados con asterisco (*) son ampliamente aplicables.

Métodos Numéricos		Métodos para la Determinación Relativa de la Edad		Métodos Correlativos
Anuales	Radiométricos y Radiológicos	Procesos Sencillos	Procesos Complejos	
Registros históricos*	Carbono 14*	Hidratación de obsidiana	Desarrollo de suelos*	Estratigrafía*
Dendrocronología*	Termoluminiscencia y resonancia del espín del electrón	Estudio de los líquenes	Meteorización de rocas y minerales*	Tefroestratigrafía*
Varvas	Series del Uranio	Método de amino-ácidos	Modificación progresiva de la topografía*	Paleomagnetismo
	Potasio-Argón			Fósiles y artefactos
	Argón-Argón		Tasa de depositación	
	Trazas de fisión			
	Isótopos cosmogénicos diferentes al C-14			

Por lo general las avalanchas de escombros contienen partes saturadas de un volcán o incorporan agua o sedimentos saturados durante el transporte; por lo tanto, algunos depósitos de avalancha de escombros contienen facies de matriz tipo lahar inyectadas en las fracturas de los bloques y entre los bloques. Si existe una suficiente cantidad de agua, porciones de una avalancha pueden transformarse directamente en lahares o pueden generar lahares por desagüe después de haber llegado al reposo. Tales lahares tienen la capacidad de transportar bloques del material de la avalancha de escombros, los mismos que pueden preservarse como fragmentos dentro del lahar o como montículos que se proyectan sobre la superficie (Crandell, 1971; Scott, 1988, 1989).

El movimiento relacionado al deslizamiento o a la caída de rocas inicial, al transporte de la avalancha y a la extensión lateral del depósito, produce la apertura de numerosas fracturas, pero la falta de turbulencia inhibe el proceso de mezcla. Por lo tanto, los escombros generalmente presentan fracturas en forma de rompecabezas, en las cuales los fragmentos pueden ser visualmente reubicados a lo largo de las fracturas. El movimiento también causa abrasión y trituración de los fragmentos, lo cual da origen a una matriz de composición similar.

Una avalancha de escombros iniciada por el colapso de un gran sector de un volcán, lleva a la formación de una caldera de avalancha en forma de herradura, con un diámetro de varios kilómetros y con una apertura amplia que apunta en la direccón del movimiento de la avalancha (Siebert, 1984). Movimientos en masa de volúmenes menores forman depresiones someras en flancos y paredes escarpadas. Los glaciares y otros agentes erosivos y explosiones volcánicas también pueden formar depresiones en forma de herradura en volcanes, las cuales pueden ser mal interpretadas como cicatrices de avalanchas de escombros. Además, la actividad post avalancha de construcción de cono o domo puede rellenar depresiones y cubrir las cicatrices.

La determinación de la edad de los depósitos volcánicos. Para estimar la frecuencia de erupciones pasadas, la edad del registro estratigráfico de la actividad eruptiva y de la actividad relacionada necesita ser determinada con exactitud. Una variedad de métodos están a la disposición, y sus usos y limitaciones han sido revisados en varias publicaciones recientes (Goudie, 1981; Grootes, 1983; Mahaney, 1984; Bradley, 1985; Pierce, 1986; Easterbrook, 1988), las mismas que han sido utilizadas en este resumen.

La siguiente discusión se limita a las técnicas de determinación de edades (o de datación) utilizadas en terrenos volcánicos (Tabla 3.4). Algunas de las técnicas presentadas en la Tabla 3.4 han sido ampliamente utilizadas; las demás son predominantemente experimentales, pero parecen prometedoras. Las técnicas para la determinación de la edad caen en varias categorías (Pierce, 1986). Los métodos numéricos se basan en procesos que no requieren calibración y dan como resultado estimados cuantitativos de la edad. Los métodos relativos proporcionan información sobre la magnitud de las diferencias de edad entre los depósitos. Algunos métodos relativos pueden ser calibrados

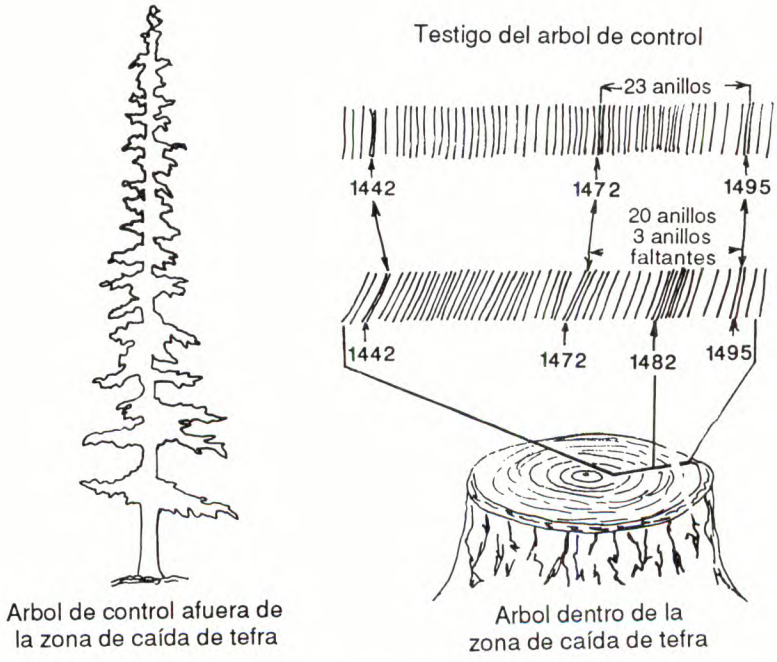


Fig. 3.5. Este diagrama explica el principio de datación cruzada e identificación de anillos faltantes en árboles afectados por una erupción (según Brantley et al. 1986). El árbol de control tiene 23 anillos para igual número de años entre 1472 (todas las edades se refieren a DC) y 1495; los anillos se caracterizan en esta zona por ser anómalamente delgados debido a condiciones climáticas muy severas. El árbol en la zona de caída de tefra solamente tiene 20 anillos en el respectivo intervalo. La serie de anillos faltantes en el árbol afectado comenzando con el anillo correspondiente al año 1482 fue causada por la caída de tefra del año 1482. Debido a los anillos faltantes, una determinación de la edad basada únicamente en la cuenta regresiva hacia el primer anillo de las series de anillos delgados en el árbol afectado daría una edad 3 años más joven. En muchos casos, se deben utilizar sofisticadas técnicas estadísticas para desarrollar y comparar las series temporales correspondientes a las variaciones en el grosor de los anillos.

utilizando métodos numéricos y a su vez pueden ser utilizados para estimar edades numéricas. Los métodos de correlación se basan en reconocer que un rasgo dado se correlaciona con un rasgo o evento de edad conocida.

Métodos numéricos para la determinación de la edad: varios métodos numéricos proporcionan las determinaciones de edad más exactas disponibles; a continuación se presentan brevemente los métodos más comunmente utilizados.

Registros históricos: como se discutió previamente, los registros históricos son valiosos, pero no siempre están a disposición, o son incompletos, cortos,o inexactos.

Dendrocronología (Fritts, 1976) es útil en zonas donde los árboles desarrollan anillos de crecimiento y pueden proporcionar con exactitud (± 1 año) la edad de eventos volcánicos (Brantley et al., 1986). Se han determinado las edades de caídas de tefra (Yamaguchi, 1983, 1985), de lahares (Cameron & Pringle, 1987), y de flujos de escombros inducidos climáticamente en volcanes (Ostercamp & Hupp, 1987), al realizar el conteo del número de anillos de crecimiento posteriores a la ocurrencia del impacto del evento volcánico sobre el árbol. El método más exacto de datación emplea técnicas de control cruzado, en las cuales una serie de variaciones en el grosor del anillo del árbol afectado es comparado con una serie de control obtenida de árboles cercanos que no han sido afectados (Yamaguchi, 1985; Fig. 3.5). El control cruzado (emparejamiento) de estas series permite evitar errores por anillos faltantes en los árboles afectados por los daños. Esta técnica de control cruzado también puede ser utilizada para determinar el tiempo que ha transcurrido desde la muerte de árboles secos en pie o trozos de árbol (hasta carbonizados) presentes en depósitos volcánicos, siempre y cuando exista un registro de control suficientemente largo tomado de árboles vivientes. Un registro de control también puede ser extendido más allá de la edad de los árboles vivientes utilizando técnicas de datación cruzada en árboles encontrados en depósitos progresivamente más antiguos; estos registros pueden después ser utilizados para determinar la edad de depósitos de miles de años de antigüedad.

Edades mínimas determinadas por los anillos de los árboles se obtienen al establecer la edad del árbol más antiguo que crece sobre el depósito. El tiempo necesario para que los árboles comiencen a crecer sobre un depósito depende de la distancia a la fuente de semillas, y de las condiciones de crecimiento. Otras

incertidumbres de este método de edad mínima son el encontrar el árbol más antiguo y el adquirir la destreza de tomar muestras de la parte central de grandes árboles. El rango útil del método está limitado por la expectativa de vida de los tipos de árboles locales.

Las varvas, es decir los sedimentos lacustres anuales laminados, no han sido utilizadas ampliamente para determinar la edad de los eventos volcánicos, pero podrían ser de utilidad en áreas con glaciares y lagunas, y en áreas que producen varvas biológicas o geoquímicas. La tasa de suministro de polen en sedimentos lacustres ha sido utilizada para determinar la duración y la época del año en que ocurrieron caídas de tefra, así como también el intervalo de tiempo entre caídas sucesivas de tefra (Mehringer et al., 1977; Blinman et al., 1979; Mehringer, 1985).

La determinación de la edad con carbono radioactivo es una técnica especialmente útil para determinar la edad de depósitos volcánicos en un rango de edad de gran interés para la gran mayoría de evaluaciones de peligros volcánicos - los últimos 10.000 años - y ha sido utilizada más que cualquier otra técnica. Flujos de lava (Lockwood & Lipman, 1980) y muchos tipos de depósitos volcánicos fragmentarios son lo suficientemente calientes como para convertir la madera y otros materiales orgánicos en carbón vegetal y otras formas de carbón que son capaces de conservarse por largo tiempo. Depósitos de lahares, crecidas y de tefra también pueden contener o sobreyacer material orgánico apropiado para la determinación de la edad. Por lo general se necesitan diez o más gramos de muestra para un análisis tradicional de carbono radioactivo; sin embargo, técnicas desarrolladas últimamente y que utilizan un acelerador de espectrometría de masa (AEM), son capaces de determinar la edad en miligramos de muestra (Grootes, 1983). El escaso material orgánico presente en fragmentos expuestos en ambientes desérticos también ha sido utilizado para la determinación de la edad por medio de AEM (Dorn et al., 1986) y representa una nueva técnica a ser utilizada en depósitos volcánicos en regiones áridas.

Muchos factores influencian la utilidad del método de determinación de la edad por medio de carbono radioactivo. El contexto estratigráfico de la muestra tiene especial importancia. Las muestras que subyacen o sobreyacen un depósito solamente suministran edades máximas o mínimas, respectivamente. Hasta se da el caso que material orgánico recogido de un depósito tenga decenas o centenas de años más que el mismo depósito; esto es especialmente aplicable a madera del centro de árboles centenarios. Los materiales que suministran las edades menos ambiguas incluyen ramitas, hojas, agujas, conos o semillas. En segundo lugar, el material puede llevar a resultados erróneos sobre la edad si las muestras están contaminadas con carbono que tiene un contenido diferente de carbono radioactivo (Fig. 3.6). Esto puede suceder ya sea mientras la muestra está in situ, o durante o después de la toma de la misma. Independientemente de la edad de la muestra, la contaminación con carbono que no contiene carbono radioactivo produce un incremento de 80 años en la edad por cada porciento de contaminación. Un problema potencial todavía mayor es la contaminación con carbono que tiene un mayor contenido de carbono radioactivo que el de la muestra, obteniéndose de esta manera edades demasiado

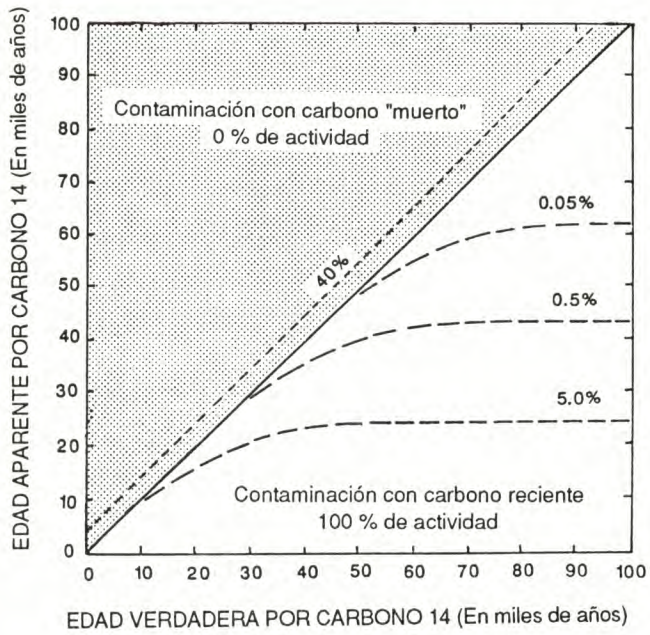


Fig. 3.6. Efectos desiguales de contaminación de muestras para determinación de edades basadas en el método del Carbono 14, con cantidades variables de carbón reciente y "muerto" (ausencia de carbono 14), según Grootes, 1983, y Pierce, 1986). Para el caso de contaminación con carbono "muerto" (área sombreada), el efecto es una relación simple tal como se nota en la línea para una contaminación del 40%. Sin embargo, para el caso de contaminación con carbono reciente, el efecto no es lineal y las edades más antiguas se ven más afectadas que las más jóvenes.

jóvenes. Esto es especialmente cierto para muestras que tienen una edad mayor a algunas decenas de miles de años, en los cuales la contaminación con carbono moderno en un equivalente al uno por ciento puede afectar las edades en miles a decenas de miles de años.

Las variaciones naturales en el contenido de carbono radioactivo en la atmósfera crean una incertidumbre adicional en la interpretación de algunas edades obtenidas con carbono radioactivo. La Fig. 3.7A representa la relación general entre años de carbono radioactivo y los años siderales o calendario, para los últimos 12.000 años. Se nota que para los últimos 3.000 años solamente unos pocos siglos separan el tiempo del carbono radioactivo de los años calendario, mientras que para tiempos anteriores, las edades del carbono radioactivo subestiman los años calendario en hasta 1.000 años. La Fig. 3.7B representa la relación detallada entre los años del carbono radioactivo y los años calendario para los últimos 1000 años. Una publicación especial de la revista *Radiocarbon* (Stuiver & Kra, 1986) contiene reportes que muestran cómo calibrar las edades de carbono radioactivo para varios intervalos de tiempo durante los últimos 13.300 años de carbono radioactivo. Las

correcciones para edades mayores a los 13.300 años todavía no han sido determinadas.

La determinación de edades por medio de los métodos potasio-argón y 40 argón/39 argón se aplica ampliamente a depósitos volcánicos pero generalmente no proporciona edades confiables para materiales de interés en estudios de los peligros volcánicos (típicamente menores en edad a algunas decenas de miles de años). Una excepción la constituyen algunas fases ricas en potasio, tales como la sanidina, pero en el mejor de los casos la incertidumbre analítica en la determinación de la edad oscila entre 10-75%. De igual manera, *la determinación de la edad por el método de trazas de fisión* es de uso muy limitado en depósitos volcánicos jóvenes.

La determinación de la edad por el método de las series del Uranio ha sido aplicada ampliamente a materiales carbónicos de edad cuaternaria; la determinación de la edad de rocas volcánicas ha sido mucho más problemática y ha estado sujeta a debates considerables (Condomines, 1978; Capaldi & Pece, 1981; Ivanovich & Harmon, 1982; Hemond & Condomines, 1985; Capaldi et al., 1985). Algunas edades están en concordancia con aquellas obtenidas por otros métodos, pero otras no lo están. La falta de un comportamiento en sistema cerrado del Uranio y del Torio en procesos magmáticos y postmagmáticos es, al parecer, el causante de la inconsistencia de los datos.

Los métodos de determinación de la edad por termoluminescencia (TL) y resonancia del espín del electrón (REE) se basan en medir la dosis de radiación que una muestra o especímen ha recibido desde la ocurrencia de un cierto evento, tal como transporte, cristalización, exposición a la luz del sol, calentamiento o fallamiento. El método de TL es una técnica bien establecida para el uso en sedimentos de grano fino, especialmente en el loess (Wintle & Huntley, 1982). Sin embargo, no ha tenido tanto éxito en la determinación de la edad de capas de tefra debido a los problemas de estabilidad de la señal de TL en feldespatos de alta temperatura, y al efecto dañino de la hidratación del vidrio sobre la señal TL (Berger, 1985, 1988). La técnica parece prometedora, especialmente en los casos donde los depósitos volcánicos están interestratificados con loess u otros depósitos de grano fino cuya edad puede ser determinada (Berger, 1987). El método de TL también ha sido utilizado con resultados dispares en la determinación de la edad de flujos de lava en Italia (Hwang, 1971) y Hawaii (May, 1979). Se obtienen resultados más confiables al determinar simultáneamente la edad tanto de los flujos de lava como de los depósitos circundantes, tales como sedimentos "cocinados" ubicados debajo del flujo de lava (Gillot et al., 1979).

El método REE para la determinación de la edad se está desarrollando rápidamente, pero ha sido utilizado escasamente para material volcánico joven (p.e., Imai et al., 1985).

Varios *isótopos generados en el cosmos* que se acumulan con el tiempo en suelos y sedimentos ocurren en bajas cantidades, pero pueden ser detectados por la espectroscopía de aceleración de masa. Estos isótopos están siendo investigados como métodos para la determinación de la edad, y podrían ser muy útiles en el futuro.

Métodos para la determinación de la edad relativa. Los métodos para la determinación de la edad relativa se basan en procesos físicos, biológicos o químicos cuyas tasas son controladas por condicionantes tales como el clima, la composición química y los efectos de ciertas especies. Estos métodos determinan las diferencias de edad relativa entre los depósitos y, cuando han sido calibrados con ciertas técnicas numéricas, también proporcionan un estimado numérico de la edad.

La determinación de la edad por hidratación de la obsidiana está basada en la hidratación de la obsidiana a lo largo de fracturas y superficies, la cual es función de la composición química y de la temperatura (Friedman & Obradovich, 1981). El método puede ser utilizado para flujos de lava de obsidiana, domos y fragmentos de obsidiana en caídas de tefra y depósitos

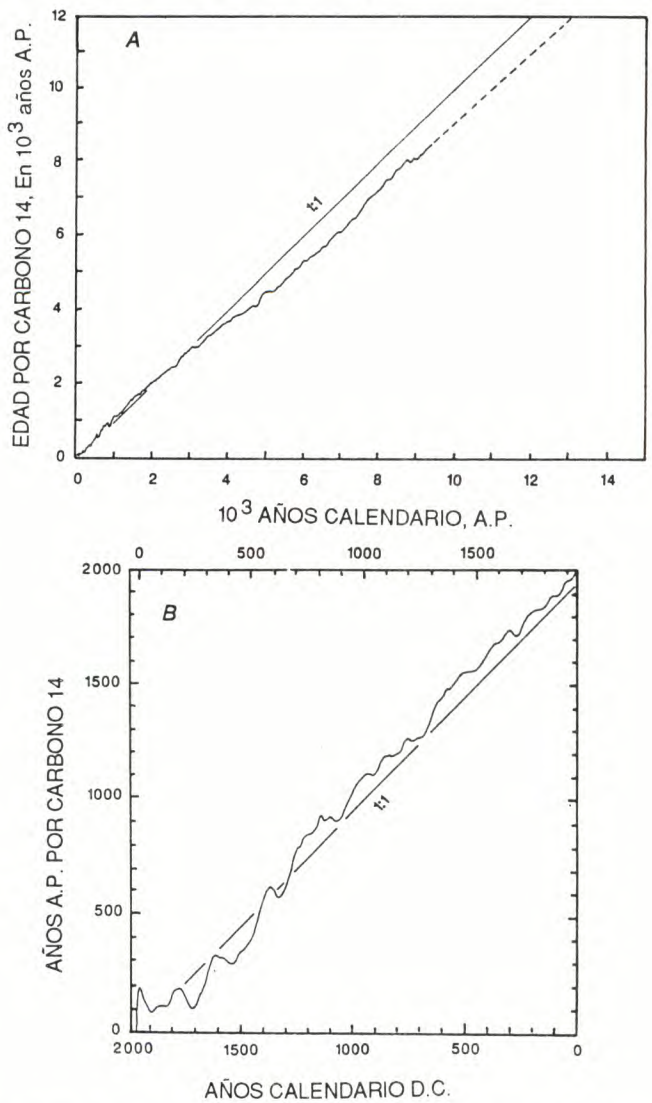


Fig. 3.7. Relación entre años Carbono 14 y años calendario, o siderales. **A**. Curva generalizada para los últimos 12.000 años, elaborada en base a datos de varias publicaciones en Stuiver & Kra (1986). **B**. Detalle de la curva de calibración para la parte DC (después de la muerte de Cristo) en la escala del tiempo (tomado de Stuiver & Pearson, 1986).

de flujos piroclásticos, lahares, aluviales y till. Una fuente importante de incertidumbre en la obtención de edades numéricas calibradas es la historia de las temperaturas de la muestra; sin embargo, este problema es menos importante para muestras holocénicas, las mismas que no han estado sujetas a grandes cambios climáticos desde su depositación.

La liquenometría se basa en la tasa de crecimiento de ciertas especies de líquenes sobre bloques de roca o partes expuestas de basamento en terrenos árticos o alpinos (Locke et al., 1979). Las curvas de crecimiento deben ser elaboradas para cada región y para cada especie de interés, midiendo el diámetro de cada especímen que habita sobra un basamento de edad conocida. La edad de senectud de varios líquenes limita la utilidad de esta técnica a los últimos miles de años o menos. También es significativa la incertidumbre en la evaluación de los factores que gobiernan la supervivencia y el crecimiento de los líquenes. A pesar de sus limitaciones y de su escasa utilización hasta la fecha, la liquenometría podría ser de utilidad en algunos estudios de peligrosidad volcánica.

Algunas técnicas de meteorización se utilizan ampliamente como métodos para determinar la edad, e incluyen el grado de desarrollo del suelo y el grado de conservación de aristas en granos de cristales en los suelos (Birkeland, 1984), el espesor de las costras de meteorización en clastos volcánicos ubicados en horizontes B de suelo (Colman & Pierce, 1981; Colman, 1981), y las razones catiónicas en el "barniz del desierto" encontrado sobre piedras superficiales (Dorn, 1983). Estas técnicas permiten obtener datos estimados del tiempo reflejado en la presencia de capas meteorizadas dentro de una secuencia de depósitos volcánicos. Las dos últimas exigen calibración; sin embargo, numerosos factores ambientales tienden a afectar las tasas de meteorización y conllevan a un alto nivel de incertidumbre.

Otros métodos relativos están basados en *el grado de modificación de la topografía* a causa de procesos erosivos. Wood (1980) estudió la degradación progresiva de conos de escoria. Se han obtenido avances significativos en el entendimiento de las razones y de los factores que controlan la modificación de escarpes producidos por fallas, procesos en líneas costeras y corrientes en depósitos no consolidados (Nash, 1986; Keller, 1986); en algunos casos existen modelos calibrados que proporcionan estimados numéricos de la edad.

Métodos correlativos. La correlación de un evento o rasgo con otro de edad conocida puede proporcionar un control de edad preciso y confiable. El seguimiento de capas u otras formas de correlación estratigráfica física se utiliza en casi todos los estudios de historias eruptivas. Muchas otras técnicas son de inestimable valor en correlaciones locales y regionales.

La tefracronología se utiliza ampliamente en la estratigrafía volcánica, ya que las capas de tefra pueden ser usadas para determinar equivalencia cronológica de estratos a distancias pequeñas o grandes (Thorarinsson, 1981). El reconocimiento de capas específicas requiere de información petroquímica (Sarna-Wojcicki et al., 1983), pero en los alrededores de un centro volcánico dado, que muestra diversidad en sus productos, se puede a menudo realizar una identificación confiable utilizando técnicas petrográficas relativamente baratas (Mullineaux, 1986).

El paleomagnetismo proporciona varios tipos de control de la edad para depósitos volcánicos y sedimentarios relacionados, pero uno de alto significado para los estudios de peligros volcánicos se basa en las *variaciones seculares del campo magnético terrestre*. Los granos de minerales magnéticos en flujos de lava (Champion, 1980) y en clastos de depósitos de flujos piroclásticos (Hoblitt et al., 1985) registran la dirección del campo magnético al enfriarse por debajo del punto Curie luego de su depositación. Variaciones seculares tanto en la dirección del campo como en la intensidad del mismo han ocurrido durante tiempos pleistocénicos y holocénicos, lo cual ha quedado registrado en sedimentos lacustres (Bamerjee, 1983; Verosub, 1988). Sin embargo, dado que estas variaciones ocurren con una periodicidad en el orden de cientos a miles de años, el campo magnético puede haber tenido la misma dirección en varias oportunidades durante los últimos 10.000 - 20.000 años. Por lo tanto, no se puede determinar la edad de un depósito solamente en base a la dirección de su campo paleomagnético. A pesar de que las técnicas paleomagnéticas de variación secular usualmente no pueden proporcionar edades confiables, las direcciones de campo pueden constituir una característica importante para correlacionar unidades. Por ejemplo, unidades con diferente dirección de campo no pueden tener la misma edad, unidades sucesivas con la misma dirección seguramente tienen edades muy cercanas entre sí, dos secuencias de unidades que tienen la misma sucesión de direcciones probablemente son correlativas, etc.

Fósiles y artefactos han tenido un uso limitado en la determinación de la edad de depósitos volcánicos jóvenes. Se ha utilizado polen en estudios de caídas de tefra. Cambios en la vegetación inducidos climáticamente durante los últimos 10.000 - 20.000 años han alterado los tipos y la cantidad de polen acumulado en un área dada, y de esta manera porporciona una base para determinar la edad de depósitos volcánicos intercalados con sedimentos que contienen polen. Este método no ha sido utilizado ampliamente, pero está siendo desarrollado y utilizado en los Andes colombianos (Salomons, 1986). También pueden proporcionar información sobre la edad los artefactos asociados a depósitos volcánicos.

Evaluación de los Peligros Volcánicos en Base a la Historia Eruptiva

Una de las mayores metas en la evaluación a largo plazo de los peligros volcánicos es la de proporcionar información que pueda ser incorporada en la toma de decisiones sobre la utilización futura del terreno, ya que, una vez establecidos, los patrones de utilización del terreno son difíciles de cambiar (Crandell & Mullineaux, 1975; Crandell et al., 1979, 1984). Teniendo una evaluación a disposición, la ubicación y diseños de los sistemas de transporte, de las instalaciones críticas y de las grandes obras de ingeniería pueden ser seleccionadas en base a un entendimiento realista de los peligros volcánicos potenciales, y las áreas de alto riesgo pueden ser evitadas. En muchos lugares, especialmente en áreas volcánicas en latitudes bajas, gran cantidad de población e importantes instalaciones están ya localizadas en áreas de peligrosidad volcánica; sin embargo, las

TABLA 3.5. Listado de los estudios de evaluación de los peligros volcánicos y de los mapas de zonificación respectivos. **o**, estado preliminar de los estudios o mapa sin base topográfica detallada (muchos mapas son sólo esquemas en informes técnicos); **x**, existe un mapa sobre una base topográfica detallada.

País o Región	Volcán o área volcánica	Mapa de zonificación de los peligros volcánicos	Referencias
Italia	Campi Flegrei	o	Rosi and Santacroce (1984)
	Vesuvio	o	Barberi et al. (1983)
	Etna	o	Guest and Murray (1979)
Nueva Zelandia	Mount Egmont	x	Neall (1982)
	Ruapehu	o	Houghton et al. (1987)
	Area volcánica de Auckland	o	Searle (1964)
			Cassidy et al. (1986)
	Isla del Norte		Dibble et al. (1985)
Papua-Nueva Guinea	Caldera del Rabaul	o	McKee et al. (1985)
	Karkar	o	Lowenstein (1982)
	Uluwan	x	McKee (1983)
	Langila	x	Talai (1987)
	Manam	x	de Saint Ours (1982)
	Papua-Nueva Guinea (todo el país)	o	Lowenstein (1982); Lowenstein and Talai (1984)
Indonesia	Merapi	x	Pardyanto et al. (1978); Kusumadinata (1984)
	Kelut	x	Alzwar (1985); Hamidi et al. (1985)
	Lokon-Empung	x	Matahelumual (1986)
	Semeru	o	Suryo (1986)
	Banda-Api	x	Matahelumual (1988)
Filipinas	Mayon	o	Peña and Newhall (1984)
Japón	Fuji	o	Shimozuru (1983)
	Asama	o	Aramaki (1984)
Unión Soviética	Kamchatka	o	Markhinin et al. (1962)
Estados Unidos	Mount Baker	x	Hyde and Crandell (1978)
	Glacier Peak	o	Beget (1983)
	Mount Rainier	x	Crandell and Mullineaux (1967); Crandell (1973)
	Mount Adams	o	Vallance (in press)
	Mount St. Helens	x	Crandell and Mullineaux (1978); Miller et al. (1981)
	Mount Hood	x	Crandell (1980)
	Mount Shasta	x	Miller (1980)
	Lassen Peak	o	Crandell and Mullineaux (1970)
	Cráteres de Mono-Inyo	o	Miller et al. (1982)
	Mount St. Augustine	x	Kienle and Swanson (1980)
	Isla de Maui	x	Crandell (1983)
	Estado de Hawaii	o	Mullineaux et al. (1987)
	Estado de Washington	x	Crandell (1976)

TABLA 3.5. (Continuada)

País o región	Volcán o área volcánica	Mapa de zonificación de los peligros volcánicos	Referencias
	Estado de California	x	Miller (in press)
	USA Occidental	x	Mullineaux (1976)
	Noroccidente Pacífico	x	Hoblitt et al. (1987)
México/Guatemala	Tacaná	x	Rose and Mercado (1986)
Guatemala	Santiaguito	o	Rose et al. (1988)
	Pacaya	o	Banks (1987b)
Colombia	Nevado del Ruiz	x	Parra et al. (1986)
	Nevado del Huila	x	Cepeda et al. (1986)
Ecuador	Cotopaxi	x	Miller et al. (1978); Hall and von Hillebrandt (1988a,b)
	Tungurahua	o	Hall and Vera (1985)
Antillas Menores	Mont Pelée	x	Westercamp and Traineau (1983) Westercamp (1983, 1984)
	Soufrière de Guadeloupe	x	Westercamp (1980, 1981a,b; 1983, 1984)
Azores	São Miguel	x	Booth (1979); Booth et al. (1983); Forjaz (1985)

evaluaciones todavía son importantes para la planifiación del uso del suelo.

Otro rol significativo para la evaluación a largo plazo de los peligros volcánicos es el desarrollo de medidas para mitigar los efectos de futuras erupciones. Es necesario contar con información tal como los tipos de eventos volcánicos, magnitudes probables y áreas a ser afectadas, para diseñar de una manera apropiada y económica las estructuras de protección. Esta misma información es necesaria para desarrollar planes de emergencia para crisis volcánicas inmediatas o futuras. Por ejemplo, la selección de rutas de evacuación seguras e inmediatas y de refugios temporales requiere la comprensión completa de los tipos potenciales de erupción y de las áreas que tendrían la posibilidad de ser afectadas por éstas. Una vez que la erupción ha comenzado, la información obtenida durante el estudio de las erupciones pasadas tiene una importancia crucial, especialmente aquella sobre su curso y duración, para determinar necesidades a largo plazo, tales como la reubicación de personas, la protección contra crecientes producidas por drenajes impacatados por la erupción, la calidad del agua y la producción de alimentos.

Para muchos volcanes están a la disposición registros razonablemente detallados de la actividad eruptiva reconstruída utilizando las técnicas resumidas en las secciones precedentes, y los mismos constituyen la base para la evaluación y la zonificación de los peligros volcánicos (Tabla 3.5). Al identificar los peligros potenciales a partir de tales registros, muchos investigadores han asumido que el comportamiento futuro de un volcán será similar a su comportamiento en el pasado en términos de tipo, frecuencia y magnitud de los eventos. Así, una evaluación de los peligros en el volcán Etna, el cual durante los últimos siglos ha producido muchos flujos de lava acompañados de erupciones explosivas pequeñas, considera dichas erupciones como las más probables de que ocurran en el futuro (Guest & Murray, 1979). La toma de decisiones es más compleja en volcanes que muestran una variación más amplia en los tipos y escalas eruptivos, tales como el Mount St. Helens, que ha experimentado grandes explosiones plinianas así como también pequeñas explosiones de domos, tefra máfica y flujos de lava (Tabla 3.3; Crandell & Mullineaux, 1978). En cada caso, algunas deficiencias de este método tienen que ser entendidas tanto por las personas que llevan a cabo la evaluación de los peligros como por aquellos que utilizarán esta evaluación. Estos saltan a la vista si vemos el registro eruptivo del Mount St. Helens (Tabla 3.3), el cual es uno de los registros eruptivos más completos que se tiene dentro de un intervalo de tiempo de 10.000 años.

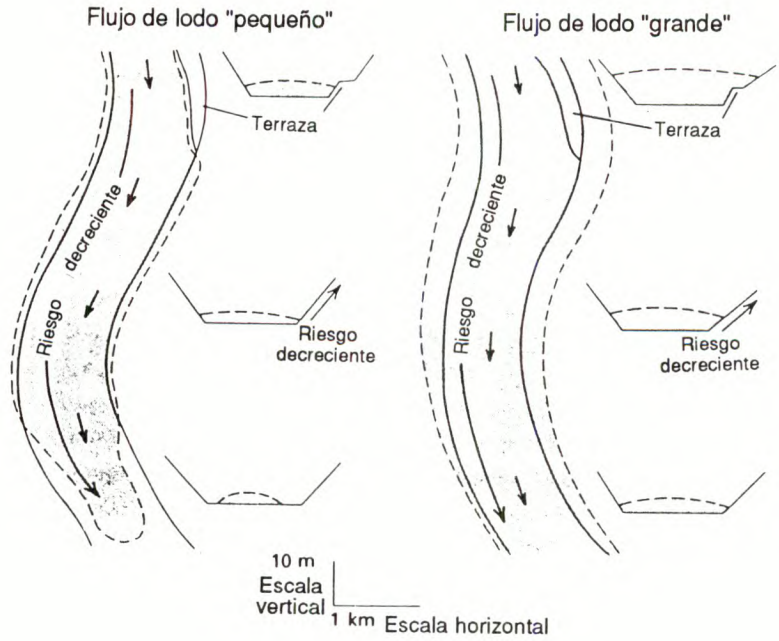


Fig. 3.8. Mapas diagramáticos y secciones transversales de lahares (flujos de lodo) hipotéticos pequeños y grandes, indicando la variabilidad en el riesgo relativo (flechas grandes) con la distancia en dirección aguas abajo (flechas pequeñas) y con la altura a partir del fondo del valle. Las áreas sombreadas indican la extensión y altura máximas alcanzadas por los lahares. Diagrama tomado de Crandell (1980; Fig. 19).

1) Mientras más atrás en el tiempo se extienda el registro, más incompleto tenderá a ser. Por lo tanto, pueden haber ocurrido erupciones durante el intervalo de aparente no-actividad de 15.000 años entre los dos primeros períodos eruptivos del Mount St. Helens, pero el registro de estos eventos no se ha preservado o no ha sido encontrado. Talvez tiempos de inestabilidad morfológica inducidos por cambios climáticos importantes del pleistoceno tardío explicarían, aunque parcialmente, la ausencia de evidencias de erupciones durante este período.
2) El comportamiento eruptivo de un volcán puede cambiar con el tiempo, de tal manera que el comportamiento pasado no es necesariamente una manera confiable de predecir su comportamiento futuro. Un cambio aparentemente brusco ocurrió en el Mount St. Helens hace unos 2.000 años durante el período eruptivo de Castle Creek. Flujos de lava basáltica y tefras relacionadas de extensión limitada empezaron a ser expulsados adicionalmente a las erupciones dacíticas más explosivas. Un cambio de esta naturaleza no hubiera sido previsto en ese entonces en base a la actividad anterior.
3) Algunos eventos pueden ocurrir con una magnitud sin precedentes en la historia eruptiva del volcán. Tal es el caso de la avalancha de escombros y la explosión dirigida (blast) del día 18 de mayo de 1980 en el Mount St. Helens.
4) Un volcán puede crecer y cambiar su forma y consecuentemente alterar la probabilidad de que ciertas áreas sean afectadas por varios eventos. Por ejemplo, el crecimiento de un volcán puede llenar valles y cubrir las líneas divisorias de aguas, dirigiendo de esta manera lahares y flujos piroclásticos hacia valles previamente fuera de peligro. Cambios topográficos de importancia, tales como los causados por el colapso parcial del Mount St. Helens modificaron las rutas esperadas para eventos futuros a tal punto que la evaluación existente de los peligros tuvo que ser revisada (Miller et al., 1981).

Algunas deficiencias al usar el comportamiento pasado como guía para la actividad futura pueden ser eliminadas modificando las predicciones de tal manera que incluyan eventos que han ocurrido en otros volcanes de similar composición y estructura. De esta manera, las explosiones lateralmente dirigidas (lateral blast) ocurridas en los volcanes Bezymianny en 1965 y en el Mount St. Helens en 1980, y los grandes colapsos parciales en los mismos y en otros volcanes (Siebert et al., 1987), han influenciado profundamente los puntos de vista sobre los peligros potenciales de volcanes dacíticos y andesíticos. Tales eventos de baja probabilidad y gran magnitud pueden ser incluídos en una evaluación de los peligros, así no tenga

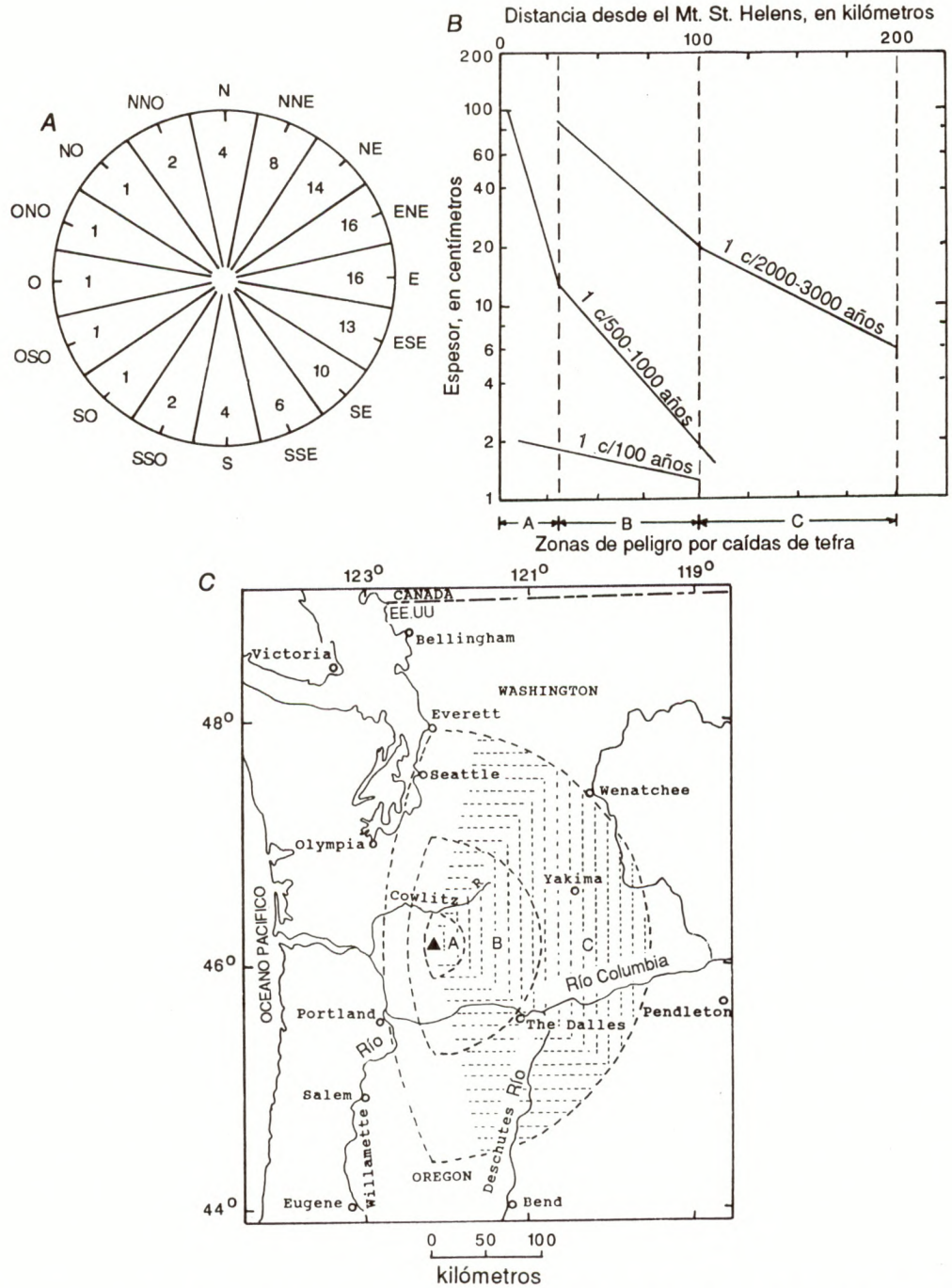


Fig. 3.9. Preparación del mapa de zonificación de caídas de tefra para el Mount St. Helens (según Crandell & Mullineaux, 1978, Fig. 8, 9 y 10). **A**. Datos referentes al viento a alturas entre 3 y 16 km. Porcentaje aproximado de tiempo por año en que los vientos persisten en soplar en una cierta dirección en la zona occidental del Estado de Washington, USA. **B**. Espesores de capas de caída de tefra que se supone caerían en las zonas de peligro a 30, 100 y 200 km de distancia del volcán y en la dirección preferencial del viento. Los espesores de las capas están basados en caídas de tefra de alrededor de 1, 0,1 y 0,01 km^3 que han ocurrido en el volcán durante los últimos 4.500 años; se indican las frecuencias estimadas. **C**. Zonas de peligro por caída de tefra. Una mayor extensión de las zonas hacia el Este en relación al Oeste refleja que los vientos predominantes soplan hacia el Este; además, los vientos que soplan hacia el Oeste son más débiles que aquellos hacia el Este. Los vientos soplan un 80% del tiempo hacia el sector con diseño, y un 50% del tiempo hacia el sector con líneas verticales.

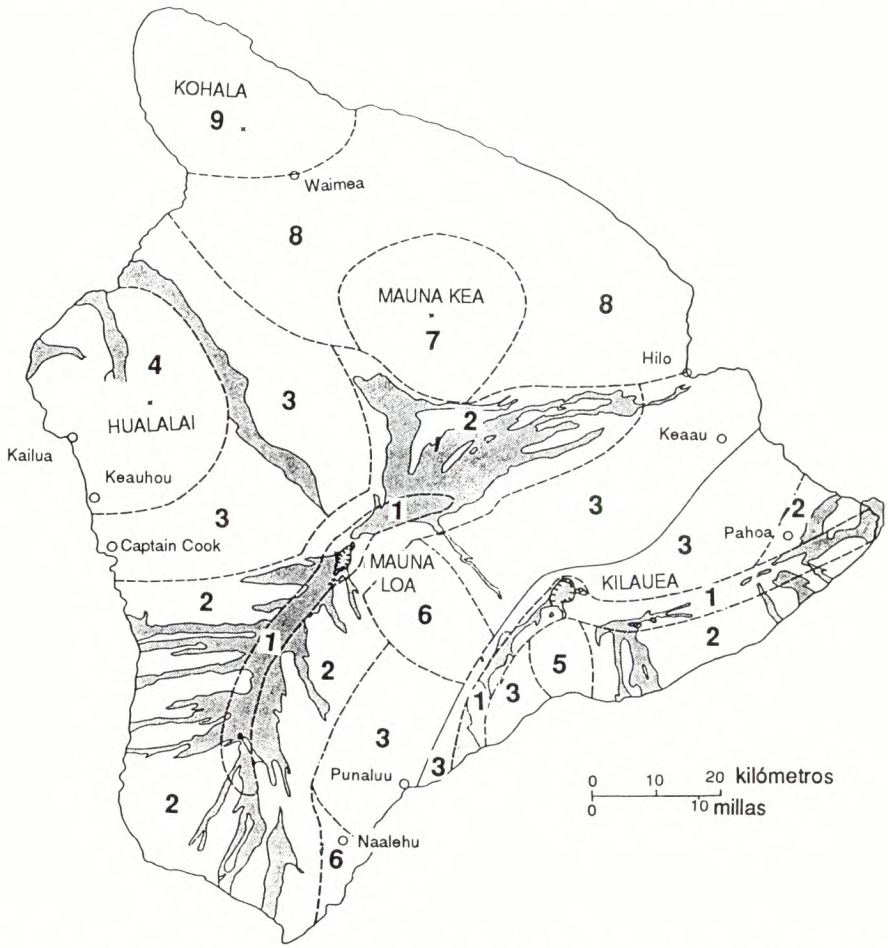


Fig. 3.10. Zonificación del peligro por flujos de lava en la isla de Hawaii (tomado de Mullineaux et al. 1987). La línea delgada contínua marca el contacto entre los volcanes Mauna Loa y Kilauea. Las áreas punteadas representan flujos de lava históricos que fueron emitidos antes de 1975. La aclaración para las zonas de peligro en orden decreciente es la siguiente: **1**. Areas de cumbre y zonas de rifts activos del Mauna Loa y Kilauea, en las cuales más del 25% de la superficie del terreno ha sido cubierta por flujos de lava en tiempos históricos--siglos 19 y 20. La gran mayoría de futuros flujos de lava se generarán en la zona 1. **2**. Areas adyacentes a, o ladera abajo de, zona 1, que están sujetas a enterramientos por flujos de lava hasta de pequeño volumen, los mismos que son emitidos por centros eruptivos ubicados en la zona 1. En el área del sur del rift oriental del Kilauea hasta el 25% de la superficie ha sido cubierta por flujos de lava durante tiempos históricos y el 10-15% ha sido cubierto desde 1950. En el Mauna Loa, un 20% de esta zona ha sido cubierta por flujos de lava. **3**. Menos que el 5% de esta zona en el Kilauea y menos que el 1-3% de esta zona en el Mauna Loa han sido cubiertos por flujos de lava en tiempos históricos. Sin embargo, más del 75% del Kilauea y 15-20% en el Mauna Loa ha sido cubierta durante los últimos 750 años. **4**. El volcán Haulalai ha tenido menos actividad que el Kilauea y el Mauna Loa durante tiempos históricos, y menos que el 15% de esta zona ha sido cubierta por flujos de lava durante los últimos 750 años. **5**. Más de la mitad de esta área en los flancos inferiores del Kilauea ha sido cubierta por flujos de lava durante los últimos 750 años, pero en la actualidad está protegida de los flujos de lava por la geometría de la caldera del Kilauea y por varias escarpas de falla que apuntan ladera arriba. **6**. Estas dos áreas en el Mauna Loa contienen flujos de lava más antiguos expuestos en la superficie del volcán y no se espera que sean afectadas en un futuro cercano. Sin embargo, el peligro podría aumentar enormemente si la caldera de la cumbre se llenaría de lava. **7**. Un 20% de la cumbre y de los flancos superiores del Mauna Kea fueron cubiertos por flujos de lava hace entre 3500 y 5000 años, pero desde aquel tiempo no han vuelto a suceder erupciones. **8**. Los flancos inferiores del Mauna Kea no han sido afectados por flujos de lava durante los últimos 10.000 años, pero un flujo de lava de longitud excepcional emitido desde la región de cumbre podría alcanzar esta zona. **9**. Ninguna erupción ha ocurrido en el volcán Kohala desde hace aprox. 60.000 años, pero a pesar de que el peligro es remoto, el volcán no deberá ser considerado como extinto o inactivo.

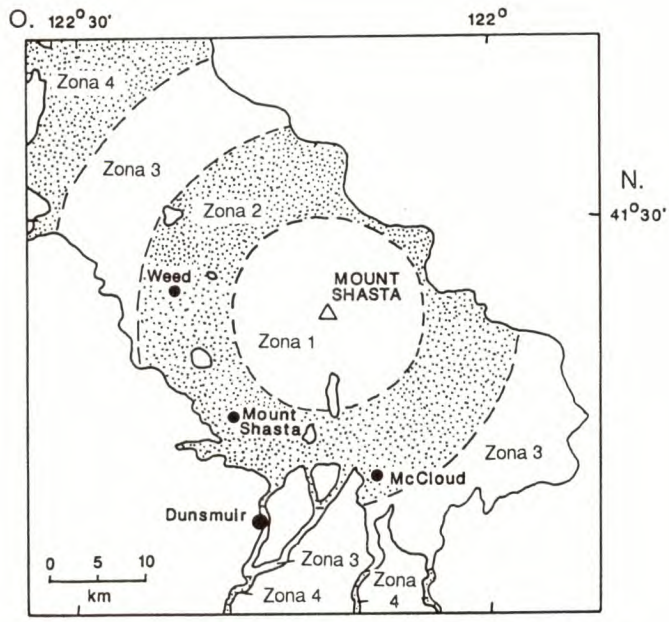
precedentes en un volcán en particular (Crandell & Hoblitt, 1986). Además, el comprender los tipos de comportamiento más frecuentemente observados en muchos volcanes diferentes también trae beneficios para una apreciación total de los peligros potenciales.

Muchas evaluaciones de la peligrosidad volcánica también incluyen escenarios (Warrick, 1979) de los probables tipos de erupciones futuras basados en el registro eruptivo. Muchas veces se escogen erupciones pasadas de diferente tipo y magnitud para ilustrar el rango de la posible actividad (Miller et al., 1982; Rosi & Santacroce, 1984). Estos escenarios describen la posible actividad precursora y la secuencia de eventos durante una erupción o una secuencia de erupciones. También indican las áreas que serían afectadas por los productos eruptivos. Su mayor valor está en proporcionar a las autoridades una idea más concreta de las posibles consecuencias de una erupción, ayudándoles de esta manera a planificar medidas de respuesta apropiadas.

Mapas de Zonificación de los Peligros Volcánicos

La información sobre los peligros volcánicos a largo plazo, obtenidos de estudios detallados de la historia eruptiva de un volcán y del comportamiento de volcanes similares puede ser presentada de varias maneras. Un mapa de zonificación de los peligros volcánicos es quizás la manera más útil. Tales mapas deberían delimitar la zona de peligro relacionada a cada tipo de evento y también deberían indicar el grado relativo de peligro. Con detalle suficiente es posible alcanzar expresiones más cuantitativas del grado de peligro, tales como la probabilidad de un impacto futuro. Un mapa preparado sobre una base apropiada puede ser utilizado inmediatamente para la planificación del uso del suelo. También pueden ser utilizados por científicos y autoridades gubernamentales para identificar la ubicación de obras de infraestructura, de servicios, rutas de transporte, centros poblacionales y otros rasgos claves con relación a las zonas de peligro, y para producir mapas de riesgo volcánico. Los ciudadanos pueden utilizar un mapa de zonificación del peligro para juzgar por sus propios medios la relación entre áreas de peligro y sus actividades diarias, y para identificar sitios que pueden brindar refugio durante una erupción. Para numerosos volcanes se han preparado mapas con variado grado de detalle (Tabla 3.5).

La extensión de un flujo de lava, de una corriente de densidad piroclástica o de un lahar depende de varias variables, las cuales incluyen: volumen, movilidad, velocidad y transformaciones de flujo, todas las cuales son difíciles de predecir. Por lo tanto, los límites entre zonas de peligro en mapas de peligrosidad (o de peligro) son gradacionales y tienen una ubicación aproximada. Estos dos puntos deben ser enfatizados por aquellos que elaboran los mapas de peligrosidad y deben ser entendidos por quienes los utilizan. Por ejemplo, el grado de peligro por fenómenos de flujo decrece gradualmente en dirección aguas abajo y más rápidamente con la altura sobre el fondo del valle (Fig. 3.8). Si bien hasta ahora han tenido un uso restringido en mapas de peligrosidad volcánica, existen numerosas técnicas cartográficas para representar los límites gradacionales y las incertidumbres, tales como la variación en la intensidad del color o los diseños gráficos.



		Zona 1	Zona 2	Zona 3	Zona 4
Porcentaje de la zona afectada por lo menos una vez en los últimos 10000 años		100	60	25	40-60 (S) (<10 NC)
Futura frecuencia promedio estimada (en años)	Pf	1/800	1/1500	1/10,000	0
	L	1/600	1/600	1/2000	1/5000

Fig. 3.11. Zonas de peligro por flujos piroclásticos y lahares en el volcán Mount Shasta, California (tomado de Crandell et al. 1984; y según Miller, 1980). Los límites están ubicados a 10, 20 y 30 km de distancia de la cumbre. Las áreas no sombreadas dentro de las zonas, y más allá del límite de las mismas, son zonas topográficamente altas y se las juzgó como demasiado altas para ser afectadas por futuros flujos piroclásticos (Pf) y lahares (L).

Zonificación de los Peligros para varios Tipos de Eventos

A continuación se resume brevemente algunas de las técnicas que han sido utilizadas para delimitar las zonas de peligro.

Caídas de Tefra. La zonificacón del peligro por caída de tefra se basa en la frecuencia y magnitud (expresada en volumen total de tefra, o más a menudo, en la relación espesor versus distancia del centro de emisión) de anteriores caídas de tefra y en los modelos regionales de circulación de los vientos. La fig. 3.9 indica la zonificación por caída de tefra del Mount St. Helens, un volcán que ha producido numerosas caídas de tefra de tamaños variados durante el cuaternario tardío (Crandell & Mullineaux, 1978). Las zonas reflejan las relaciones espesor-distancia de tres

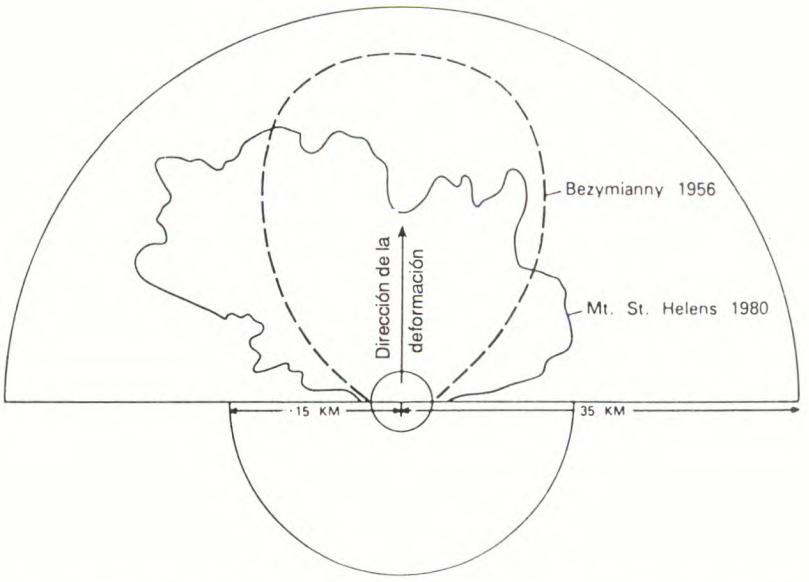


Fig. 3.12. Areas afectadas por dos explosiones laterales históricas, y extensión sugerida para una zona amenazada por una explosión lateral. Se propuso esta zona para la planificación a corto plazo basándose en los eventos mencionados y en movimientos precursores de deformación del terreno (tomado de Crandell & Hoblitt, 1986). El semi-círculo mayor de 35 km de radio engloba el área de mayor peligro por impacto de corrientes de densidad piroclásticas. El semi-círculo menor de 15 km engloba el área amenazada por el posible impacto de partículas balísticas. Para una planificación a largo plazo se podría utilizar un círculo completo de 35 km de radio.

caídas de tamaños representativos, así como los modelos de circulación de los vientos en la región del Pacífico Noroccidental. Los límites de las zonas han sido ubicados arbitrariamente a distancias de 30, 100 y 200 km desde el volcán y ayudan a los usuarios a localizar áreas respecto a espesores potenciales de tefra. La forma de las zonas de peligro toma en cuenta la dirección dominante de los vientos y sus velocidades. Otros autores han definido zonas circulares a varias distancias y han identificado los sectores hacia los cuales el viento sopla con mayor frecuencia (por ejemplo, Beget, 1983). En cada caso, los autores tienen la necesidad de informar a los usuarios que una futura caída de tefra probablemente cubrirá sólo un sector relativamente angosto de una zona de peligro. Considerando el área a favor del viento con incremento del espesor (> 200 km) (Sarna-Wojcicki et al., 21981a) y los efectos de acumulaciones delgadas de tefra durante la erupción del 18 de mayo de 1980 del Mount St. Helens (Warrick, 1981; Schuster, 1981, 1983), los mapas de zonificación probablemente deberían ser extendidos para cubrir también áreas distales.

Estudios detallados de volcanes que han producido muchas caídas de tefra en el pasado geológico reciente pueden proporcionar una muestra estadística suficientemente grande para estimar las probabilidades numéricas de acumulación de tefra (Booth, 1979; Booth et al., 1983).

Se están desarrollando modelos numéricos para estimar la extensión y el espesor de potenciales caídas de tefra (Armienti et al., 1988), los cuales podrían ayudar a delimitar la zona de peligro por tefra. Los parámetros ingresados a los modelos incluyen datos eólicos, duración y tasa eruptiva, altura de columna, distribución del tamaño del grano y velocidades de depositación de la tefra, y varios coeficientes. Las ambigüedades relacionadas con la selección en el ingreso de datos limita seriamente el método. El valor de los modelos de dispersión de tefra, incluyendo aquellos que basan su enfoque en los parámetros de tamaño máximo (Carey & Sigurdsson, 1986; Carey & Sparks, 1986) es probablemente más significativo para entender los procesos y la dinámica de las erupciones que para una zonificación de los peligros.

Predicciones a corto plazo de peligros por caída de tefra emplean las mismas técnicas que se usan en predicciones a largo plazo, pero podrían considerar un rango menor en las magnitudes de las erupciones en base al estado actual del volcán y a una actualización en la predicción de las direcciones e intensidades de los vientos. Miller et al. (1981) y Crandell et al. (1984) describen el método utilizado para elaborar pronósticos diarios en el Mount St. Helens en 1980.

Flujos de lava. Las zonas de peligro por flujos de lava se establecen en base a la frecuencia con la cual las áreas han sido cubiertas por flujos de lava en el pasado geológico reciente, a los centros de emisión más probables para futuros flujos de lava, a las longitudes y áreas de los flujos de lava típicos para un volcán o tipo de volcán, y a consideraciones topográficas que convierten

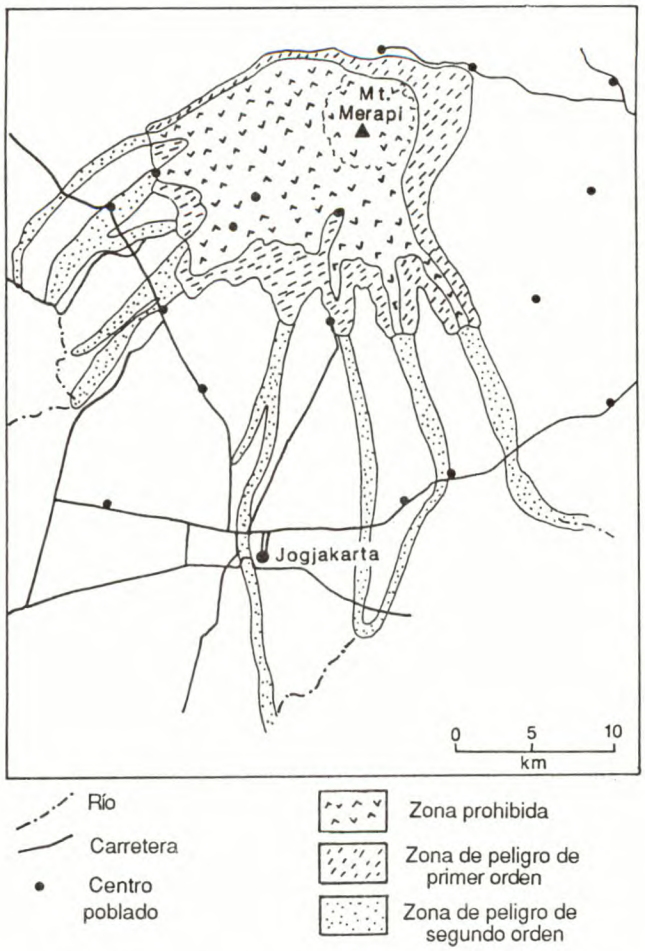


Fig. 3.13. Zonas de peligro volcánico en el volcán Merapi, Indonesia (tomado de Kusumadinata, 1984; y simplificado de Pardyanto et al., 1978). La zona prohibida, que está amenazada por el impacto de flujos piroclásticos, oleadas y potentes caídas de tefra, se extiende 13 km desde la cumbre del volcán y se basa en la extensión que dichos eventos tuvieron en las erupciones de 1930. La zona de peligro primario está sujeta al impacto de partículas balísticas, caída de tefra y lahares. La zona de peligro secundario está sujeta al impacto de lahares y crecientes. Los ríos han sido representados solamente fuera de las zonas de peligro; las zonas de peligro en forma de dedos siguen el drenaje de los ríos. Aproximadamente 250.000 personas viven en estas zonas de peligro.

a una zona en más probable de ser inundada por un flujo de lava. Mapas de zonificación de la peligrosidad han sido producidos para varios volcanes cuyos productos eruptivos dominantes son flujos de lava e incluyen el Etna (Guest & Murray, 1979) y el Haleakala (Crandell, 1983), así como también para áreas de volcanes monogénicos, tales como las de Auckland, Nueva Zelandia (Searle, 1964). La zonificación del peligro debido a flujos de lava realizada para la isla de Hawaii (Fig. 3.10; Mullineaux et al., 1987) se basó en una gran cantidad de información tanto geológica (Holcomb, 1987; Lockwood & Lipman, 1987; Moore et al., 1987) como de edad (Rubin et al., 1987). Tales bancos de datos podrían ser utilizados para determinar las probabilidades numéricas de un área a ser cubierta por un flujo de lava. Aquellos modelos de alimentación desde la cámara magmática al sistema volcánico que están debidamente limitados por datos geológicos, petrológicos, cronológicos y geofísicos, también pueden ayudar en pronósticos a largo plazo, especialmente si éstos ilustran un comportamiento cíclico (por ejemplo, Kuntz et al., 1986).

Las técnicas de zonificación de los peligros por flujos de lava en volcanes compuestos, en los cuales los flujos de lava representan uno más de los muchos tipos de peligrosidad por flujo, se basan en datos similares a los arriba resumidos. Sin embargo, la muestra estadística de flujos de lava jóvenes de tales volcanes es típicamente más reducida que para los grandes escudo-volcanes. De esta manera, no se puede calcular una probabilidad numérica que tenga algún sentido, pero usualmente es posible hacer algunas distinciones sobre el grado de peligro relativo. Para muchos volcanes compuestos los flujos de lava representan un peligro mucho menos extenso que los flujos y oleadas piroclásticas, las mismas que son mucho más móviles. Por lo tanto, las zonas de peligro por flujos piroclásticos en muchos mapas de peligrosidad incorporan las zonas de peligro por flujos de lava. Este tipo de enfoque del problema puede ser útil para tomar decisiones respecto al uso de la tierra a largo plazo, pero tiene deficiencias de respuesta en caso de una emergencia volcánica. Por ejemplo, si una erupción que produce un flujo de lava ha sido pronosticada o ya ha comenzado, los usuarios de los mapas querrán obtener más información específica sobre la probable ubicación de centros de emisión y sobre los esperados derroteros a ser seguidos por los flujos de lava y sobre sus alcances. Tal información faltaría si la zonificación de peligros por flujos de lava fuera combinada con aquella para los flujos piroclásticos y oleadas que son más móviles y cubren áreas más extensas.

Flujos piroclásticos y oleadas. Las zonas de peligro por flujos piroclásticos y oleadas varían ampliamente de un volcán a otro, debido al alto rango de energía de tales eventos. Algunos autores previos han definido una o más zonas de peligro en base a la extensión de flujos piroclásticos y oleadas de edad histórica (volcán Merapi, Indonesia, Pardyanto et al., 1978; Volcán Mayón, Filipinas, Peña y Newhall, 1984) o pertenecientes a algún intervalo de tiempo apropiado. Por ejemplo, Crandell y Mullineaux (1978) escogieron los últimos 4500 años en el caso del volcán Mt. St. Helens, una época con una actividad eruptiva relativamente frecuente que siguió a un período de no actividad de miles de años. Otros autores definieron dos o tres zonas de diferentes grados de peligrosidad en base a posibles migraciones en la ubicación del centro de emisión (volcán Mt. Hood, Oregon; Crandell, 1980) o a varios eventos modelo para flujos piroclásticos u oleadas de diferentes magnitudes y frecuencias (Fig. 3.11; por ejemplo volcán Mt. Shasta, California; Miller, 1980; Soufrière de Guadeloupe, Indias Francesas Occidentales;

Westercamp, 1980, 1981a, 1981b, 1983, 1984; Volcán Asama, Japón; Aramaki, 1984; caldera de Rabaul, Papua -Nueva Guinea; McKee et al., 1985; Campi Flegrei, Italia; Rosi & Santacroce, 1984; volcán Nevado del Ruiz, Colombia; Parra et al., 1986).

Eventos modelo desarrollados para un volcán pueden ser aplicados a la zonificación de peligros en otros volcanes comparables, tomando en cuenta diferencias en la ubicación de los centros de emisión, topografía y otros factores. La zonificación en volcanes con depósitos pobremente preservados o en aquellos poco estudiados pero que requieren una rápida zonificación durante una emergencia, pueden aprovechar de este método. Las relaciones de altura a distancia de varios tipos de flujos piroclásticos pueden ser utilizados para estimar las distancias potenciales máximas y de esta manera determinar las dimensiones de zonas de peligro por flujos piroclásticos y oleadas (por ejemplo, Miller, 1980).

Modelos más sofisticados y asistidos por computadora que utilizan las relaciones altura - distancia (métodos de la línea o cono de energía) pueden generar mapas de la extensión potencial de varios tipos de eventos, los cuales pueden servir como mapas de zonificación del peligro (Malin & Sheridan, 1982). Tales mapas han sido preparados para oleadas piroclásticas en varios volcanes de Italia (Sheridan & Malin, 1983; Armienti & Pareschi, 1987). La selección de la altura sobre el centro de emisión a la cual se podrían generar las oleadas, así como de una pendiente apropiada de la línea de energía o cono, crean incertidumbres en este método. Sin embargo, el método puede ser utilizado para verificar la validez de las reconstrucciones de campo y los límites de las zonas de peligrosidad que estuvieron basadas en la extensión de los flujos y oleadas piroclásticas en el pasado. Por ejemplo, cambios significativos en la altura del edificio afectaría en gran manera la extensión potencial de flujos piroclásticos y oleadas, pero no siempre se conoce la altura del edificio al momento de una erupción dada. La verificación, sea por medio de un modelo de computadora, o por simples relaciones altura-distancia, podrían indicar si los límites fueron razonables a la luz de la topografía existente.

Explosiones lateralmente dirigidas. Las zonas de peligro para explosiones lateralmente dirigidas son difíciles de definir en base a la actividad pasada, ya que (1) son eventos raros y pueden no haber ocurrido en un volcán dado, (2) sus depósitos normalmente son muy delgados y fácilmente erosionables o difíciles de interpretar, y (3) su magnitud varía enormemente. Crandell (1980), Crandell et al. (1984), y Crandell & Hoblitt (1986) discuten las técnicas y explican los fundamentos para el establecimiento de las zonas de peligro por explosiones dirigidas, utilizando como modelos los eventos históricos. Las grandes explosiones dirigidas, tales como aquellas del volcán Bezymianny en 1956 y del Mount St. Helens en 1980 fueron causadas por la descompresión de un sistema magmático e hidrotermal al colapsar un sector importante del volcán. Las explosiones afectaron cientos de kilómetros cuadrados en un amplio sector que se extiende 25 a 35 km desde el volcán. Así, las zonas de peligro para tales eventos pueden ser círculos de 35 km de radio con centro en el volcán (Fig. 3.12). En el caso de existir actividad precursora o eruptiva, los cambios estructurales o la deformación del edificio indicarían los sectores más propensos a los peligros de explosiones dirigidas. En estas circunstancias, una zonificación más específica del peligro sería posible. Si los volcanes están formados o ubicados en contrafuertes de tal manera que un colapso parcial y la subsiguiente explosión lateral fueran improbables en ciertos flancos, entonces se podría modificar la forma de la zona de peligro.

En base a la distribución de fragmentos balísticos y depósitos de flujos piroclásticos y oleadas de explosiones lateralmente dirigidas originadas en domos en formación, Crandell & Hoblitt (1986) sugirieron que las zonas de peligro para tales eventos sean círculos con un radio de 10 km, con un margen adicional de seguridad de hasta 5 km, centrados en el domo o en el sitio supuesto para el domo (Fig. 3.12). La forma de las zonas puede ser modificada por domos cuyas explosiones podrían tener sólo ciertas orientaciones.

Avalanchas de escombros y lahares. Zonas de peligro por avalanchas de escombros y lahares, al igual que aquellas por flujos piroclásticos y oleadas, se han basado comúnmente en la extensión y frecuencia de tales eventos en el volcán en cuestión. La mayoría de los autores han elaborado zonas mostrando grados relativos de peligrosidad basados en relaciones de magnitud - frecuencia. En mapas que indican zonas de peligro para todos los fenómenos de flujo, las zonas de peligro por lahares y crecientes relacionadas a lahares típicamente se extienden aguas abajo siguiendo los valles varias veces más lejos que las zonas de peligro por flujos piroclásticos y oleadas (Fig. 3.13). Los ejemplos incluyen mapas de zonificación del peligro para los volcanes Mount Baker (Hyde & Crandell, 1978) y Glacier Peak (Beget, 1983), en USA; Cotopaxi, Ecuador (Miller et al., 1978; Hall & Von Hillebrandt, 1988a, 1988b); Nevado del Ruiz, Colombia (Parra et al., 1986); y Ruapehu, Nueva Zelandia (Houghton et al.,1987).

En contraste a los peligros de flujos piroclásticos y oleadas relacionadas, los mismos que pueden afectar áreas muy por encima de los fondos de los valles y lejanas a los centros de emisión, los peligros por lahares, flujos terminales de lahares y crecientes tienen límites superiores mejor definidos, los cuales normalmente están restringidos a algunas decenas de metros o menos, a partir de los fondos de los valles (Fig. 3.3). Los estudios que reconstruyen los niveles de inundación, velocidades, descargas y condiciones de flujo de lahares del pasado pueden ayudar en una determinación bastante precisa de los límites de peligro a lo largo de los fondos de los valles. Sin embargo, existen algunas incertidumbres. Por ejemplo, la descarga, y por lo tanto el ancho y la profundidad, de un lahar, puede cambiar rápidamente a lo largo de su curso, dependiendo del tamaño de grano, relación sedimento-agua, geometría del canal y otros factores (Scott, 1988). Así mismo, a no ser que la configuración del fondo del valle que existía antes del paso de un lahar anterior sea conocida, es difícil estimar el nivel de inundación de un lahar similar, dada la topografía actual. Adicionalmente a la evidencia de crecientes pasadas, los modelos existentes para el paso de crecientes pueden ser utilizados para evaluar los tamaños de crecientes a lo largo de los ríos, una vez que el lahar se ha transformado en un flujo de creciente lodosa.

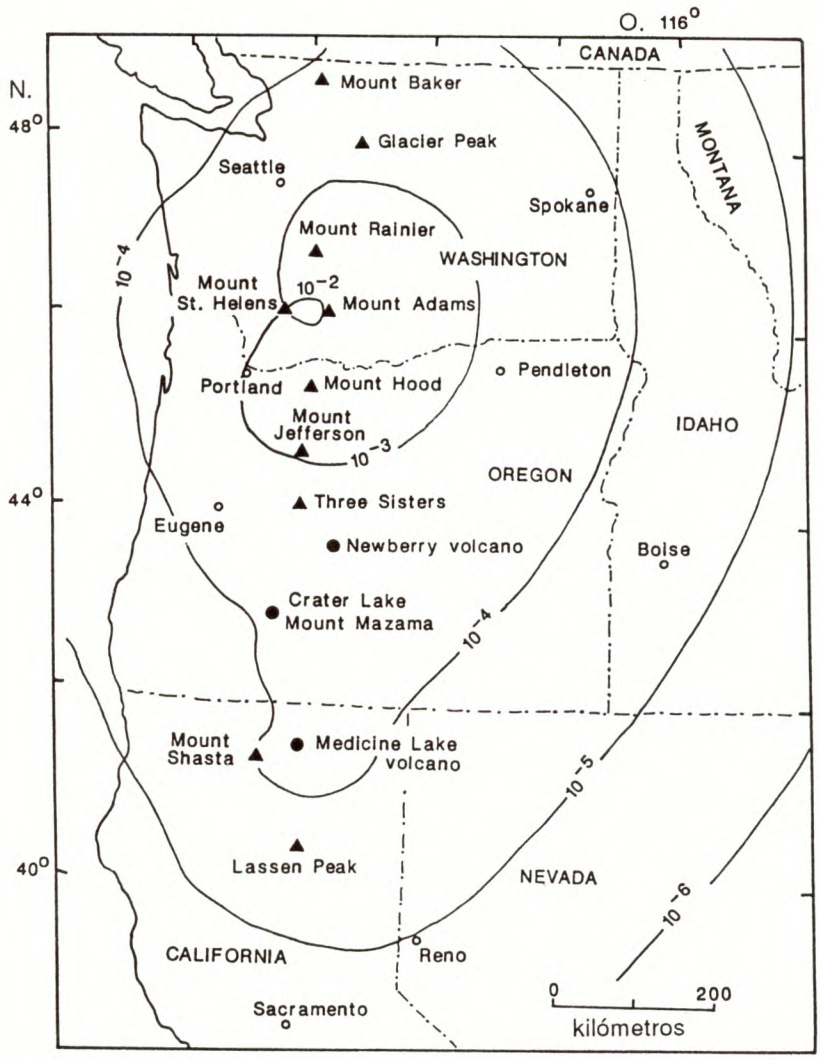


Fig. 3.14. Probabilidad anual estimada para la acumulación igual o mayor a 10 cm de tefra en la parte noroeste de los Estados Unidos. La tefra provendría de erupciones de los 13 centros volcánicos más importantes de la Cordillera Cascades (según Hoblitt et al. 1987).

Modelos matemáticos de flujos de escombros que actualmente están siendo desarrollados pueden eventualmente llevar a métodos para definir zonas de peligro por lahares (por ejemplo, Wier, 1982; Mizuyama et al., 1987); sin embargo, por ahora no son de mucha utilidad. Muchos de los modelos están limitados por nuestro conocimiento restringido de los procesos físicos de flujos de escombros (Iverson & Delinger, 1987) y por la incertidumbre al seleccionar los parámetros del modelo.

La zonificación de los peligros por avalanchas de escombros típicamente ha sido combinada en muchos mapas con la de lahares. Sin embargo, una diferencia clave en determinar tales zonas de peligro consiste en que las avalanchas de escombros de gran volumen son sumamente móviles, pueden trepar muy alto en las paredes de los valles, y pueden transmontar líneas divisorias de aguas e impactar valles cuyas cabeceras no apuntan hacia el volcán.

Schuster y Crandell (1984) y Siebert et al., (1987) proporcionan datos sobre relaciones altura-distancia para avalanchas de escombros (ver Fig. 2.5, CAPITULO 2), los cuales ayudan a estimar la extensión de futuras avalanchas con varios valores de volumen y puntos de origen. Crandell (1989) recomienda utilizar la relación **L=H/f** para estimar la distancia (**L**) de avalanchas de escombros que tienen volúmenes mayores a 1 km^3 en valles que apuntan hacia el volcán. **H** es la diferencia de altura entre la cumbre del volcán y el fondo del valle de interés a 20 km del volcán; la distancia de 20 km es la longitud media de muchas avalanchas de escombros con volúmenes mayores a 1 km^3. La selección de valores para el coeficiente, **f**, puede estar basada en el grado de criterio conservador que se aplique a la evaluación de la peligrosidad. Por ejemplo, Crandell (1989) seleccionó para **f** valores de 0.005, 0.0075 y 0.09

para estimar la extensión de futuras avalanchas de escombros en valles cuyas cabeceras se encuentran en los volcanes Mount Shasta y Mount Rainier.

Gases Volcánicos. Las zonas de peligro para gases volcánicos generalmente están restringidas a las cercanías de los centros de emisión y están comprendidas dentro de las zonas de peligro para varios fenómenos de flujo y para caídas potentes de tefra. Peligros por gases a distancias mayores están asociados a caídas de tefra y se incluyen en la sección de la zonificación de la peligrosidad por caídas de tefra. Los gases son los productos más importantes en ciertos tipos de eventos, especialmente en el caso de incremento de la actividad en los campos fumarólicos. Se han elaborado algunos mapas especiales de zonificación del peligro por gases para áreas tales como la de Dieng en Java (Kusumadinata, 1984). La ubicación de los centros de emisión de gases, las áreas bajas donde pueden acumularse gases densos y las condiciones atmosféricas que favorecen la acumulación de gases están reflejadas en la definición de las zonas de peligro.

Tsunamis inducidos por la actividad volcánica. Las zonas de peligro por tsunamis inducidos por actividad volcánica pueden ser definidas en base a la evidencia de tsunamis anteriores, especialmente los históricos; sin embargo, los registros de tales eventos generalmente son escasos. Los límites de las zonas de peligro deben indicar las ubicaciones y los mecanismos de generación de tsunamis, el tamaño de las ondas producidas y las alturas estimadas de inundación a lo largo de las orillas, las cuales en muchos ejemplos históricos han alcanzado entre algunos metros y unas pocas decenas de metros (Latter, 1981). Los modelos numéricos de tsunamis están bastante avanzados comparados con aquellos de muchos procesos volcánicos, y pueden ser utilizados para estimar tiempos de recorrido y altura de onda (p.e. Kienle et al., 1987). La mayor incertidumbre al aplicar estos modelos a predicciones a largo plazo probablemente radica en predecir cómo se generará una ola y cuál será su altura inicial. Sin embargo, en algunos casos de crisis volcánicas en desarrollo, por ejemplo, cuando cambios estructurales indican la probabilidad creciente de que está generando una avalancha de escombros, se tendría a disposición un probable mecanismo y la magnitud para ingresarlos en el modelo.

Mapas regionales de zonificación del peligro

Adicionalmente a los mapas de zonificación del peligro para volcanes individuales, los mapas que indican la peligrosidad combinada de varios volcanes en una misma región son útiles para la planificación del uso del suelo y para una reacción en casos de emergencia. Ciertas localidades pueden estar ubicadas en zonas de peligro de varios volcanes de la región. Un mapa regional es especialmente útil para indicar los peligros combinados por caída de tefra de varios volcanes (Mullineaux, 1976; Shipley & Sarna-Wojcicki, 1983).

Un mapa regional de peligros por caída de tefra fue preparado por Hoblitt et al., (1987) para la región de la cordillera de Cascades (USA) como parte de una evaluación de los peligros volcánicos potenciales que amenazarían los sitios propuestos para plantas nucleares de generación eléctrica. Ellos mapearon las probabilidades anuales de caídas de tefra por órdenes de magnitud, con espesores de 1, 10 y 100 cm en la región del Pacífico noroccidental combinando lo siguiente: (1) las probabilidades de que cada volcán compuesto importante tenga una erupción de tefra con un volumen que exceda los 0.01 y 0.1 km^3, (2) una relación de distancia-espesor de caídas históricas de tefra de un banco de datos a nivel mundial de erupciones con volúmenes de tefra de entre 0.01 y 0.1 km^3, y (3) la probabilidad de que los vientos soplen en una dirección dada en base a registros meteorológicos recientes. El mapa indica la probabilidad anual de acumulación de 10 cm o más de tefra (ver Fig. 3.14). Se puede notar que relativamente pocos volcanes, especialmente el Mount St. Helens, dominan las probabilidades de caída de tefra en la cordillera entera. Muchos de los volcanes de la cordillera de Cascades no han producido caídas importantes de tefra durante los últimos 10.000 años.

También se han preparado mapas de zonificación del peligro para los estados de Washington (escal 1:1.000.000; Crandell, 1976) y California (escala 1:500.000; Miller, 1989). Estos muestran una peligrosidad generalizada por flujos y zonas de peligro por caída de tefra para todos los volcanes potencialmente activos y delinean las regiones en las cuales podrían erupcionar volcanes monogénicos. Mapas más generalizados también han sido preparados para la cordillera de Cascades (escala 1:2.000.000, Hoblitt et al., 1987) y para la zona occidental de USA (escala 1:7.500.000), Mullineaux 1976). Tales mapas proporcionan a los planificadores y a las autoridades civiles una perspectiva regional en lo que se refiere a zonas de peligro en áreas bajo su jurisdicción.

Mapas de Peligrosidad para Sitios Específicos

Las evaluaciones de los peligros volcánicos también han sido realizadas para sitios específicos, en especial para obras de infraestructura críticas, tales como represas hidroeléctricas y plantas nucleares. Pocos de estos informes están disponibles en forma de publicacón, ya que la mayoría fue elaborada por ingenieros consultores para proyectos de desarrollo; sin embargo, una evaluación de los peligros volcánicos en el sitio de la central nuclear de Trojan, la cual está ubicada a 50 km al oeste del Mount St. Helens, fue publicada por el estado de Oregon después de la erupción de 1980 (Beaulieu & Peterson, 1981).

Hoblitt et al. (1987) han presentado algunos lineamientos generales para la evaluación a largo plazo de los peligros volcánicos en sitios escogidos para la ubicación de centrales nucleares. La información que se requiere para tales evaluaciones incluye: (1) frecuencia y magnitud de varios eventos volcánicos que están registrados en la geología histórica del sitio mismo o que pueden ser inferidos para el sitio a partir del registro geológico de otros lugares, (2) la historia eruptiva de cada volcán que podría afectar al sitio, (3) eventos de tipo o magnitud sin precedentes en volcanes cercanos al sitio, pero que han ocurrido en cualquier volcán similar, (4) la efectividad potencial de la mitigación de la peligrosidad en el sitio, y (5) posibles efectos secundarios adversos de los eventos volcánicos sobre las operaciones de la planta, tales como interferencia en los sistemas de enfriamiento.

CAPITULO 4. VIGILANCIA VOLCANICA Y PRONOSTICOS A CORTO PLAZO

Norman G. Banks[1], Robert I. Tilling[2], David H. Harlow[2], y John W. Ewert[1]

[1]U.S. Geological Survey, Vancouver, Washington 98661

[2]U.S. Geological Survey, Menlo Park, California 94025

Introducción

La mayoría de las erupciones, talvez todas, vienen precedidas y están acompañadas por cambios geofísicos y/o geoquímicos en el estado del volcán. Algunos cambios, si son grandes o de alguna manera conspícuos, son perceptibles a los habitantes de los alrededores. Sin embargo, la mayoría de los cambios son pequeños y sutiles pero pueden ser detectados y medidos con exactitud mediante técnicas e instrumentación existentes actualmente. El término "vigilancia volcánica" (o monitoreo volcánico) se refiere colectivamente a los estudios científicos que observan, registran y analizan sistemáticamente los cambios, visibles o invisibles, que ocurren en el volcán y en sus alrededores. Antes del siglo 20, las observaciones de volcanes activos consistían solamente de descripciones cualitativas ocasionales durante o después de una erupción o de alguna actividad inusual. Con el establecimiento de modernos observatorios vulcanológicos en Japón y en Hawaii en 1911, se inició la utilización de sismómetros y otros instrumentos por primera vez en la historia de los estudios de los volcanes.

El registro de erupciones pasadas y la naturaleza de sus productos e impactos proporciona la base para elaborar los pronósticos a largo plazo de la actividad volcánica futura y sus peligros relacionados (años, décadas o más tiempo; ver CAPITULO 3). Los datos obtenidos por la vigilancia o monitoreo volcánico describen el comportamiento actual del volcán y proporcionan la información indispensable para hacer pronósticos o predicciones a corto plazo (meses, semanas, días u horas). Los términos *pronóstico* y *predicción* han sido utilizados, bien que esto no está bien, muy a la ligera o intercambiablemente. Para efectos de este trabajo, adoptaremos las definiciones reconocidas por el Cascades Volcano Observatory del Servicio Geológico de los USA. (Swanson et al., 1985, p.397):

"*relación de los hechos*—describe las condiciones presentes pero no anticipa eventos futuros.

pronóstico—es una declaración comparativamente imprecisa sobre la fecha, lugar y naturaleza de la actividad esperada.

predicción—es una declaración comparativamente precisa sobre la fecha, lugar e, idealmente, la naturaleza y magnitud de la actividad inminente. Una predicción usualmente cubre un período de tiempo más corto que un pronóstico y en general se basa dominantemente en interpretaciones y mediciones de procesos que ya están en curso y de una manera secundaria en una proyección de la actividad pasada."

Este capítulo presenta una introducción general y actualizada a los amplios tópicos del monitoreo volcánico y de los pronósticos a corto plazo. Se basa principalmente en la excelente publicación de síntesis de Newhall (1984), quien resumió la información sobresaliente contenida en la literatura pertinente anterior a 1984, lo cual incluye UNESCO (1972), Civetta et al., (1974), Decker (1978, 1986), y Tazieff & Sabroux (1983). Para obtener información más específica y detallada sobre los tópicos presentados, el lector interesado puede referirse a los estudios relevantes citados bajo REFERENCIAS.

Intranquilidad Volcánica, Precursores Eruptivos y Vigilancia de los Volcanes

La intranquilidad volcánica refleja, directa o indirectamente, los cambios en el estado físico o químico del sistema magma-agua-gas-roca, que conforma y subyace el volcán (Fig. 4.1). Algunos cambios pueden ser percibidos por la población local, mientras que otros solamente pueden ser detectados con el uso de instrumentos científicos. Hay que enfatizar que las señales de intranquilidad volcánica no siempre culminan en erupción, pero estas señales siempre deben ser tratadas como posibles precursores eruptivos y deben ser vigiladas o monitoreadas como tales.

Vigilancia por observación de los indicadores de intranquilidad detectables por la población.

Algunas señales fuertes de intranquilidad volcánica pueden ser detectadas por la gente que habita en o cerca al volcán. El mantener un cuidadoso registro de tales cambios detectables por los sentidos humanos (vista, sonido, olfato, tacto, etc.) puede ser denominado *vigilancia por observación.* Ocasionalmente se ha reportado un comportamiento inusual en los animales en conección a algunas erupciones; tales comportamientos anómalos se atribuyen generalmente al hecho que los animales responden a movimientos del terreno, sonidos u olores no detectados por los humanos.

Los cambios detectables por el sistema humano de los sentidos incluye:

- La ocurrencia de ruidos subterráneos, sismos y otras vibraciones sísmicas que son percibidas.
- Señales visibles de deformación, tales como la formación o ampliación de fracturas del terreno, el plegamiento o corrimiento del suelo y de otros depósitos superficiales, y un incremento en la ocurrencia de caídas de roca y deslizamientos del terreno, un "hinchamiento" de la cima o de los flancos del volcán.
- Incrementos o disminuciones en la tasa de volumen, ruido, color u olor de las emisiones de fumarolas y manantiales.
- Cambios en las incrustaciones de minerales y depósitos alrededor de fumarolas y manantiales.
- Cambios en color, temperatura o contenido de sedimento en ríos, arroyos y lagos; fluctuaciones inusuales del nivel de agua en pozos.
- Pérdida inusual del color o muerte de la vegetación.

Estas señales de intranquilidad volcánica detectables por los sentidos humanos generalmente sólo constituyen indicadores cualitativos. Sin embargo, un monitoreo por observación llevado a cabo regular y diligentemente puede proporcionar información importante muy útil para el diseño y el despliegue de redes instrumentales de monitoreo. Adicionalmente, los datos de la vigilancia por observación pueden extender y complementar los datos del monitoreo instrumental.

Monitoreo instrumental de los indicadores de intranquilidad volcánica

La mayoría de los indicadores de intranquilidad volcánica, por lo menos inicialmente, son demasiado sutiles para ser percibidos por los seres humanos y solamente pueden ser detectados por medio del monitoreo instrumental, el cual emplea instrumentos científicos sensibles y técnicas de medición precisas. Estos indicadores sutiles pueden comenzar a ocurrir semanas, meses o hasta años antes del inicio de cambios a gran escala detectables por monitoreo de observación. A continuación se describen los indicadores precursores comunes fácilmente detectables y medibles con el monitoreo instrumental.

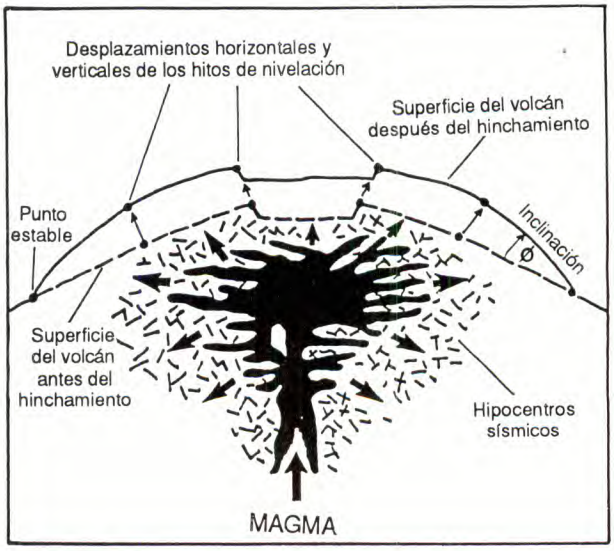


Fig. 4.1. Representación esquemática de algunos indicadores precursores que pueden ser medidos por medio de monitoreo sísmico y de deformación del suelo (ver texto); ø indica el cambio en ángulo de la pendiente de la superficie del volcán (inclinación). Se ha exagerado grandemente el cambio en la forma del volcán debido a hinchamiento (inflación). (Modificado de Tilling et al., 1987).

Sismicidad Volcánica. Las vibraciones del suelo se producen por fracturamiento de rocas sólidas adyacentes a un magma estacionado o en movimiento (Fig. 4.1). Estas vibraciones, u ondas sísmicas, también pueden ser generadas por el movimiento mismo del magma, por el movimiento o escape de gases volcánicos, o por cambios de presión asociados al calentamiento térmico de la roca encajante, del agua o del gas en el sistema volcánico. Casi la totalidad de este tipo de señales sísmicas son de baja energía y solamente pueden ser detectadas por sismómetros y registradas con sismógrafos o computadoras. Algunos eventos o procesos de energía más elevada pueden resultar en sismos u otros movimientos del terreno lo suficientemente fuertes como para ser sentidos por las personas. En estudios sobre la intranquilidad volcánica es importante saber las ubicaciones y las magnitudes de todos los sismos, percibidos o no, y éstas pueden ser detectadas únicamente por vía instrumental.

Distorción en la forma del volcán. Cambios en la forma del volcán—denominados *deformación del suelo*—comúnmente están asociados a la actividad volcánica. Estos cambios generalmente reflejan ajustes de la superficie del volcán en respuesta a los movimientos del magma en subsuperficie sea hacia adentro o hacia afuera del edificio volcánico (Fig. 4.1). La deformación también puede estar relacionada a variaciones en la presión y/o flujo de fluídos en el sistema geotérmico del volcán (ver abajo). Cualesquiera que sean sus causas, los movimientos

del suelo asociados a la deformación del volcán son detectables por medio de técnicas precisas de agrimensura, utilizando instrumentos tan simples como un nivel de precisión, o tan "tecnológicamente avanzados" como aquellos utilizados en geodesia basada en satélites (p.e. el sistema de ubicación global).

Efectos geofísicos "no-sísmicos". Cambios en la temperatura o en el equilibrio de masas de agua, gas, roca sólida y de componentes magmáticos que constituyen el sistema volcánico pueden dar como resultado desviaciones en los campos gravitacional, geomagnético y geoeléctrico. Tales efectos geofísicos no-sísmicos pueden ser cuantificados por técnicas de medición (p.e. gravimetría, geomagnetometría, polarización inducida [P.I.], potencial espontáneo [P.E.], que han sido adaptadas de aquellas utilizadas en la exploración geofísica de recursos hídricos, minerales y energéticos.

Cambios geoquímicos en el sistema geotérmico del volcán. Todos los sistemas volcánicos tienen una zona de aguas y fluídos calentados-- llamado el *sistema geotérmico o envoltura* --que rodea al magma, fundido o solidificado, pero todavía caliente. Un aporte de magma nuevo, o movimiento del ya existente dentro del edificio volcánico, puede resultar en el escape de gases distintivos hacia la atmósfera o a los fluídos en la envoltura geotérmica. Adicionalmente, perturbaciones en el régimen térmico y en los patrones de circulación hidrotermal pueden causar una interacción hasta cierto grado del sistema geotérmico tanto con la roca encajante como con el régimen de aguas subterráneas. En última instancia tales efectos aparecen como cambios geoquímicos visibles o medibles instrumentalmente en la superficie del volcán, manifestándose como variaciones en la temperatura, composición y tasa de emisión de gases y fluídos descargados en fumarolas y manantiales.

Monitoreo volcánico moderno

Antes de la aparición de la vulcanología como ciencia moderna a inicio del Siglo 20, las observaciones efectuadas por los habitantes de las cercanías de los volcanes fueron los únicos medios para detectar las señales precursoras de posibles erupciones. En situaciones donde las zonas han estado frecuentemente sujetas a erupciones destructivas durante el período de una vida humana, o si las señales precursoras son lo suficientemente aterrorizantes, la población muchas veces se pone a salvo al huir espontáneamente del volcán (autoevacuación). Sin embargo, cuando las erupciones no son frecuentes, cuando el significado de los fenómenos precursores no es debidamente entendido por los residentes, o cuando el período de señales precursoras se extiende durante algún tiempo, es común que ocurran fallas en la mitigación de la peligrosidad por la ausencia de un moderno monitoreo volcánico. A pesar de ello, observaciones cuidadosas llevadas a cabo regularmente por personal con conocimientos generales sobre el funcionamiento de los fenómenos volcánicos, proporciona una fuente de información útil, de bajo costo y a veces la única obtenible, para algunos volcanes. En realidad, la técnica de monitoreo más ampliamente utilizada en la mitigación de los peligros volcánicos sigue siendo la presencia en el sitio de observadores capacitados, confiables y dedicados a su trabajo. Sin embargo, dado que el

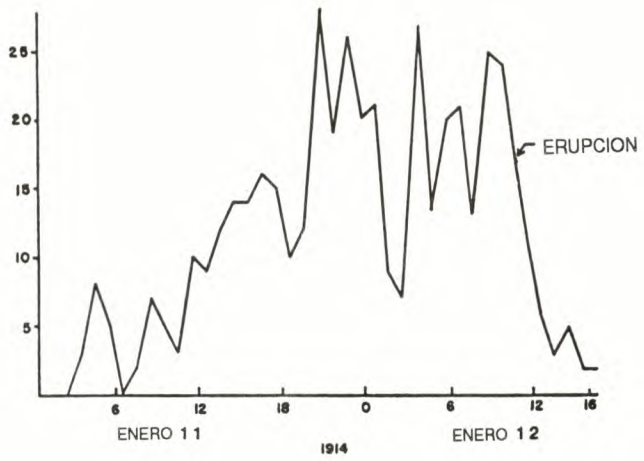


Fig. 4.2. Distribución horaria de los sismos que precedieron a la erupción del volcán Sakurajima el 12 de enero de 1914 (según Omori, 1914).

monitoreo instrumental tiene la capacidad de reconocer la capacidad precursora por debajo del umbral de detección humana, éste permite la detección más temprana posible de cualquier estado anómalo respecto al estado normal en el comportamiento del volcán. De tal manera, por ésta razón muy importante, adicionalmente a su capacidad de recoger rápidamente datos cuantitativos, el monitoreo instrumental constituye la base de la moderna vigilancia de los volcanes.

Los métodos de monitoreo sísmico y de deformación son muy apropiados para medidas sistemáticas e interpretación diagnóstica de los modelos de comportamiento de la intranquilidad volcánica. Debido a su largo registro de utilización y a los avances tecnológicos, los estudios sísmicos y de deformación del suelo han sido las técnicas de monitoreo más ampliamente utilizadas hasta la fecha, y han proporcionado la base para muchos pronósticos exitosos de erupciones. El monitoreo de cambios geoquímicas y de efectos geofísicos "no-sísmicos" también ha proporcionado pronósticos sobre la actividad eruptiva o ha ayudado a establecerlos. Sin embargo, los métodos "no-sísmicos" de monitoreo geofísico todavía se consideran experimentales, a pesar de haber sido probados y mejorados en volcanes bien estudiados. Los métodos geoquímicos actualmente disponibles para monitoreo no han sido aplicados de manera rutinaria, debido a la variación en los gases o fluídos de diagnóstico monitoreados en un sitio específico o los sitios no siempre reflejan, o no reflejan completamente los cambios geoquímicos a gran escala que ocurren en el sistema volcánico como un todo. Por estas razones, y dado las severas limitaciones de este trabajo, la discusión enfocará en el monitoreo sísmico y de deformación del suelo.

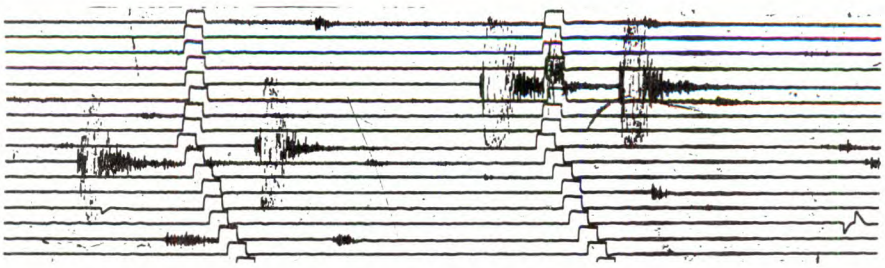


Fig. 4.3. Sismos de tipo A registrados en el volcán Fuego, Guatemala, 1977. (El intervalo de tiempo entre marcas es de un minuto).

Monitoreo Sísmico

En la actualidad el monitoreo sísmico es la modalidad primaria de vigilancia volcánica debido a su sostenido y exitoso uso en la detección del comportamiento volcánico anómalo. Estudios pioneros en el Japón (Omori, 1914) y Hawaii (Wood, 1915) establecieron que el monitoreo sísmico es una herramienta importante para proporcionar avisos tempranos de las erupciones. Uno de los primeros intentos de utilizar el monitoreo sísmico fue durante la violenta erupción del Volcán Sakurajima, Japón, en 1914 (Fig. 4.2). Se registraron los sismos que precedieron a la erupción por medio de un sismógrafo primitivo (en base a los estándares actuales), localizado a 11 km del cráter, y con una amplificación vertical de solamente 10. Los sismógrafos modernos de alta ganancia hubiesen registrado mucho más sismos e indudablemente hubiesen detectado el inicio de la actividad sísmica de baja magnitud bastante antes de la erupción.

La intrusión y movimiento del magma o de los fluídos volcánicos típicamente genera sismos detectables o vibraciones antes de la actividad eruptiva. La meta primaria del monitoreo sísmico es registrar, caracterizar e interpretar tal sismicidad en los pronósticos a corto plazo de las erupciones futuras o de los cambios durante el curso de una erupción. Shimozuru (1972) proporciona el resumen más completo a la fecha de los principios, técnicas y aplicaciones del monitoreo sísmico. Este resumen es revisado aquí, añadiendo algunos ejemplos recientes, refinamientos subsecuentes y nuevos avances en la adquisición de datos, telemetría y análisis.

Sismicidad volcánica

Varios tipos y categorías de eventos volcánicos que están asociados a procesos eruptivos han sido identificados y clasificados en base a sus características rúbricas en el sismograma o a su mecanismo de fuente inferido (p.e. Minakami, 1974; Koyanagi, 1968; Shimozuru et al., 1969; Tokarev, 1981; Schick, 1981; Malone, 1983). Hoy en día, la clasificación de sismos volcánicos generalmente sigue un esquema propuesto por Minakami (1960, 1974), el cual fue desarrollado gracias a la experiencia de muchas erupciones y de cambios observados en los diferentes tipos de eventos asociados con dichas erupciones. En la práctica, los observatorios volcánicos a menudo modifican o expanden la clasificación de Minakami o desarrollan su propia versión, la cual caracteriza mejor los cambios en la sismicidad que precede o que ocurre durante las erupciones de un volcán en particular.

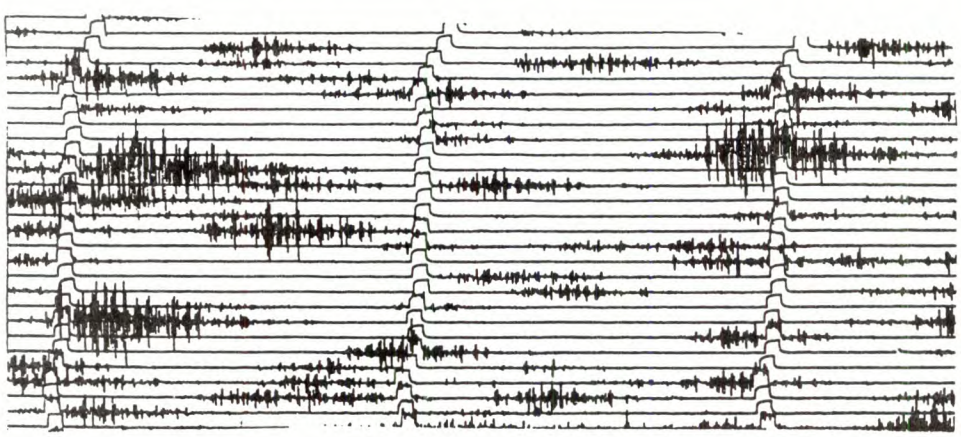


Fig. 4.4. Sismos de tipo B registrados en el volcán Pacaya, Guatemala, 1973. (El intervalo de tiempo entre marcas es de un minuto).