

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 izquierda 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 encuentran 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 &

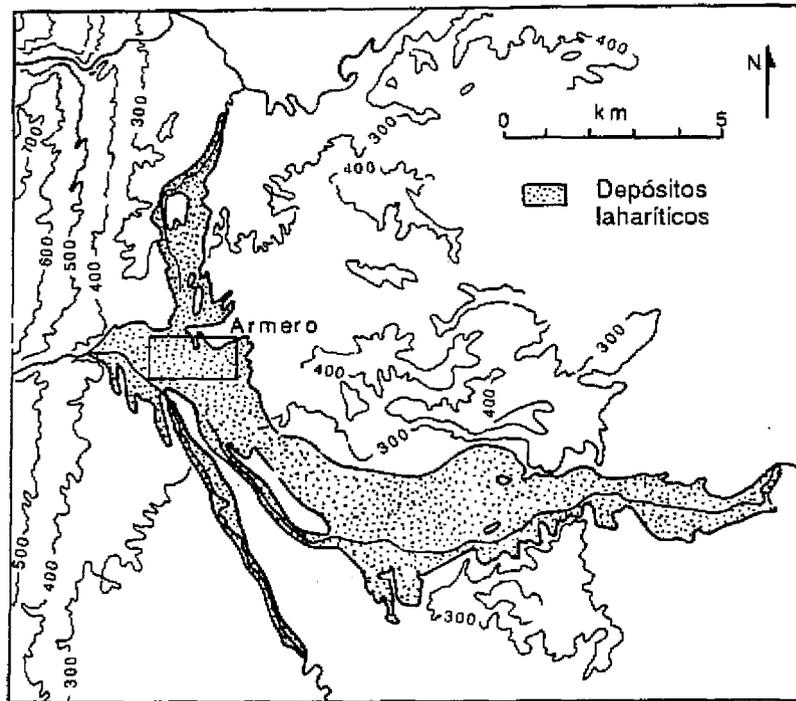


Fig. 2.8. Distribución del lahar del 13 de noviembre de 1985 del Nevado del Ruiz cerca a Armero, Colombia, donde perecieron más de 20.000 personas (tomado de Lowe et al., 1986). Armero está localizada sobre una superficie de pendiente suave en la desembocadura del cañón del río Lagunillas a 50 km al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

Clarke, 1985) se ha emprendido la construcción de barreras laterales, represas de contención y desvío, y estructuras de contención 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).

Caidas de Tefra y Proyectiles Balísticos

La tefra está constituida 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

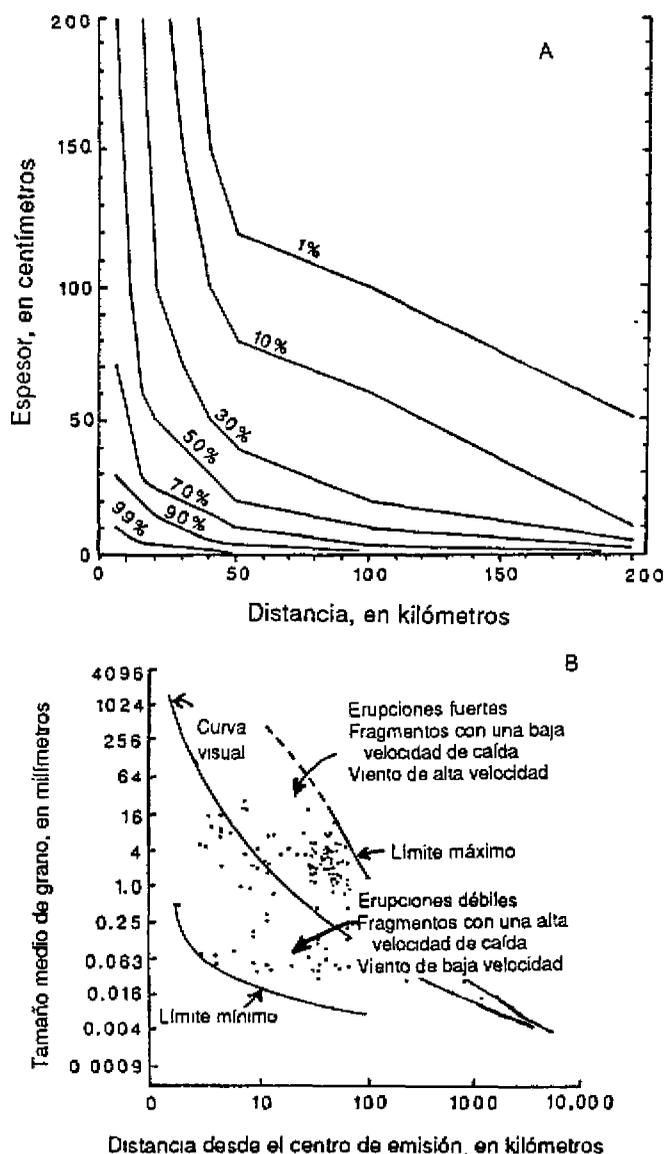


Fig. 2.9. Variaciones en espesor y tamaño medio del grano en depósitos de caída de tefra. A) Porcentaje de depósito de tefra cuyo espesor es mayor o igual al valor indicado versus la distancia (medida a lo largo del eje del lóbulo de distribución) desde el centro de emisión (datos tomados de Newhall, 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 ($<2 \text{ mm}$), a lapilli ($2-64 \text{ mm}$), hasta bloques y bombas ($>64 \text{ mm}$) 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 $>10 \text{ cm}$, 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, Sama-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 viento, 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 ($64-100 \text{ mm}$) 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, desruir líneas de transmisión de energía y comunicaciones, y dañar o liquidar la vegetación. La tefra seca y no-compactada tiene densidades que varían entre $0.4-0.7 \text{ g/cm}^3$, mientras que tefra húmeda y compactada alcanza valores de

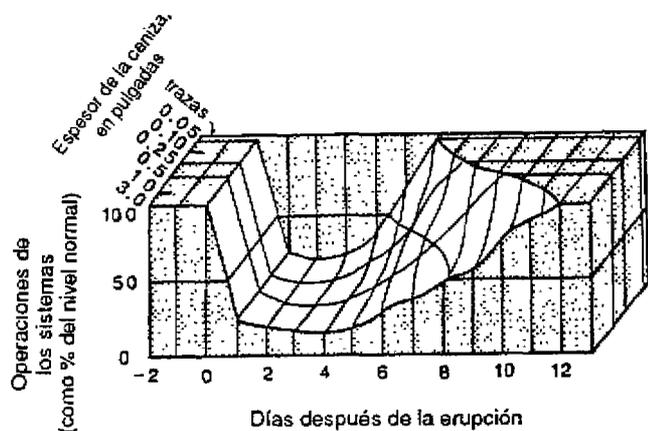


Fig. 2.10. Una "superficie de conmoción" generalizada para comunidades en la parte oriental del estado de Washington y occidental de Montana (USA) a causa de la erupción del 18 de mayo de 1980 del Mount St. Helens (modificado de Warrick, 1981, Fig. VI-4).

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 $40\text{-}70 \text{ kg/m}^2$ para tefras secas hasta $100\text{-}125 \text{ kg/m}^2$ 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 $>1 \text{ m}$ 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 ($<2 \text{ cm}$) 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 fragmentos 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 (Seegerstrom, 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

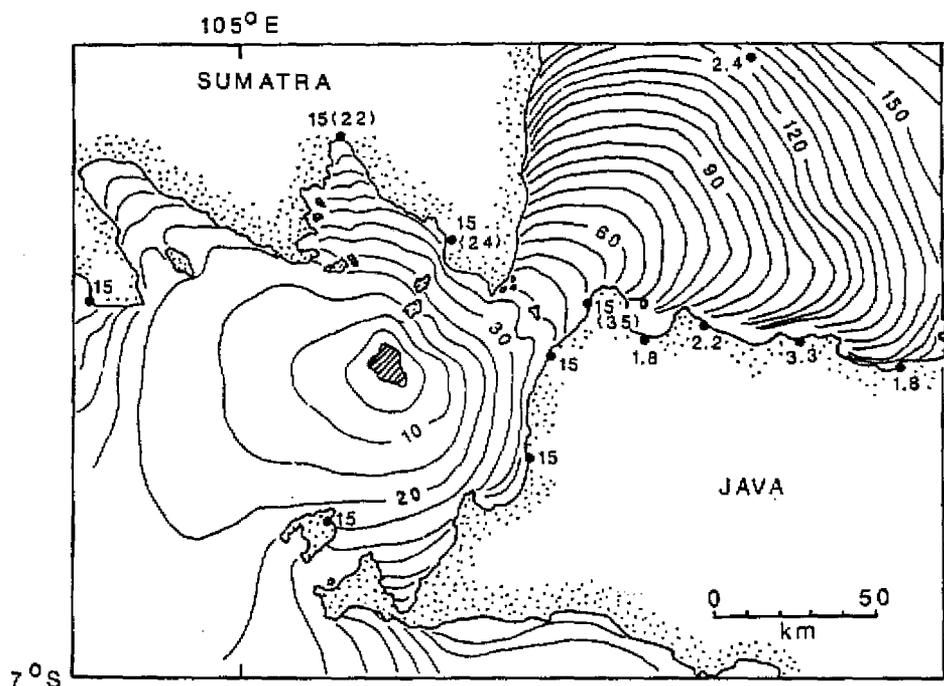


Fig. 2.11. Mapa del Estrecho de la Sonda entre Java y Sumatra, Indonesia, que muestra el tiempo de viaje (en minutos) del tsunami generado en la erupción de 1883 del Volcán Krakatoa (zona con líneas abundantes). Este gráfico es una combinación de las Fig. 7 y 8 de Yokoyama (1981), las cuales fueron reproducidas 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; Thorarinnson, 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 Thorarinnson, 1979).

El anhídrido 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 anhídrido 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 diluido 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

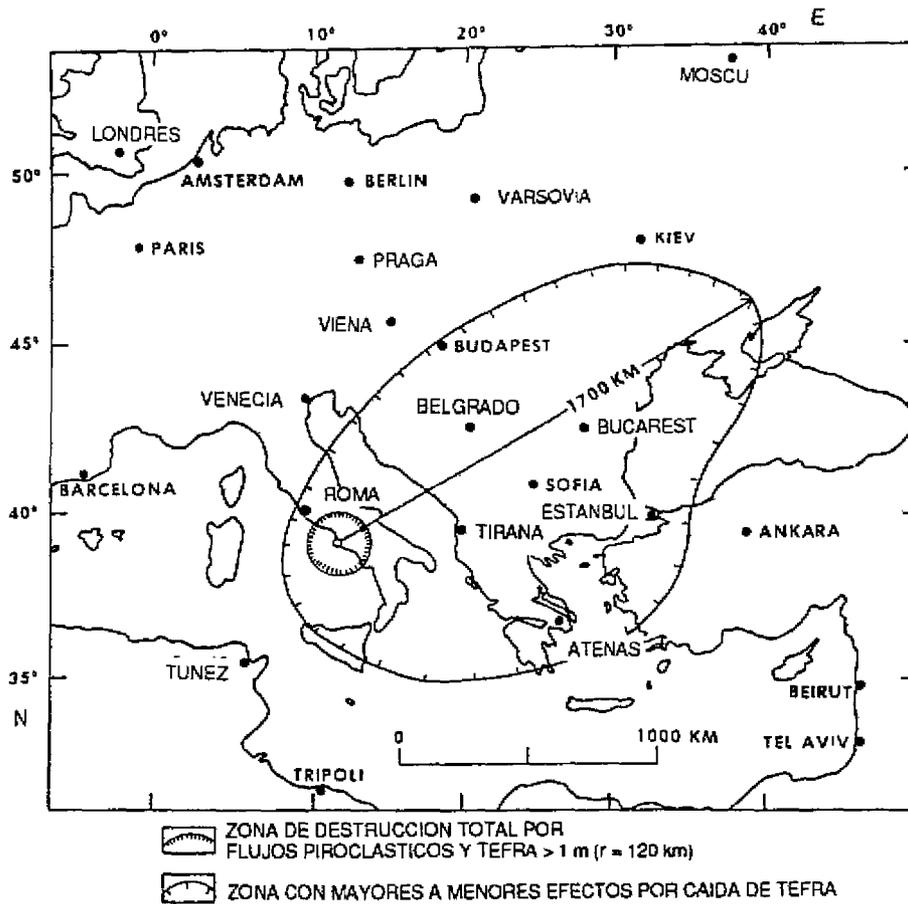


Fig. 2.12. Representación hipotética de una gran erupción con formación de caldera en Campi Flegrei, Italia, que muestra el potencial de devastación local y conmoción regional. Las zonas que se muestran son aquellas que se esperaba sean afectadas por una erupción similar a la que generó la caída de tefra 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 ($M \geq 7$) 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 ($M \geq 7$), 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, tal vez, 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, mientras 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. Tal vez 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 destruidas. 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 construido 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 planificación 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.