

### Torrentes de cenizas

En algunas erupciones de magma cargado de gases, sólo una proporción relativamente pequeña de los materiales es lanzada al aire por la explosión. Una gran parte de las cenizas resultantes de la disgregación de la espuma rocosa permanecen suspendidas en una nube que se expande, próxima a la superficie del suelo, produciendo un torrente de cenizas. En la mayoría de esos torrentes, la disgregación de la espuma rocosa es incompleta, de forma que, juntamente con las partículas de cenizas, se encuentran muchos fragmentos de piedra pómez, de un diámetro comprendido entre algunos milímetros y muchos centímetros. Los gases que se encuentran entre las partículas de cenizas están todavía en expansión, en parte como consecuencia del calentamiento del aire aprisionado por el torrente en movimiento y en parte a causa del constante desprendimiento de gases de los fragmentos mismos. Los gases en expansión mantienen separados los fragmentos, de forma que la fricción sólida queda en gran parte eliminada, y la nube avanza a gran velocidad, en muchos casos superior a los 200 km por hora. La fuerza motriz es sobre todo la gravedad, de forma que, como cualquier otro fluido denso, el torrente obedece en gran parte a la topografía, descendiendo por las pendientes y recorriendo los valles. Localmente, sin embargo, su velocidad elevada puede hacer que trepe por las laderas opuestas, presumiblemente hasta alturas de varios centenares de metros. Normalmente, cuando los torrentes de cenizas se detienen, incluso a distancias de decenas de kilómetros de sus chimeneas, están todavía tan calientes que los fragmentos vítreos de la parte central de la masa se sueldan, y los fragmentos de piedra pómez de esa parte se aplastan y consolidan en delgados discos de obsidiana. La masa rocosa formada por un torrente de cenizas se denomina ignimbrita. Se han encontrado capas de ignimbrita de más de 160 km de longitud, con volúmenes de más de 1.000 km<sup>3</sup>.

Los torrentes de cenizas pueden brotar de chimeneas situadas en la cumbre de grandes conos compuestos, o de fisuras de los costados del cono, y aparentemente también de fisuras no relacionadas directamente con ningún gran cono. Muchos de ellos aparecen en las erupciones plinianas, como el formado en el lago Crater, en Oregón, hace unos 6.000 años (Williams, 1942), o el del Bezymianny, en 1956 (Gorshkov, 1959).

La gran velocidad y, a menudo, el gran volumen de los torrentes de cenizas hacen imposible controlarlos de forma alguna. La disminución de su destructividad en el porvenir dependerá del descubrimiento de condiciones magmáticas en el volcán capaces de producirlos, y de la predicción de la erupción con tiempo suficiente para poder evacuar la zona de peligro. Sin embargo, es muy difícil saber qué signos premonitorios deben observarse, y hace falta que se produzcan más torrentes y una observación constante de los volcanes antes de sus erupciones para tener esperanzas de poder acertar en las predicciones. Por desgracia para esas observaciones, pero muy afortunadamente para los habitantes de los distritos volcánicos, los torrentes de cenizas han sido raros en los tiempos históricos y probablemente seguirán siéndolo en el porvenir.

Como los torrentes de cenizas dependen en gran parte de la topografía, sus mayores destrucciones las causarán en los valles; y como los pequeños torrentes son más probables que los grandes, esos daños se limitarán probablemente a las zonas próximas a los volcanes. El torrente de cenizas del valle de Ten Thousand Smokes, en Alaska, en 1912, recorrió 22 km, y los torrentes del lago Crater

casi 60 km (fig. 11). Sin embargo, la destrucción puede no limitarse sólo a la zona cubierta por el torrente. Como en el caso de los aludes incandescentes, una nube relativamente dispersa de cenizas, situada sobre el torrente, puede extenderse a una distancia considerable de las márgenes del torrente principal, causando daños importantes. Hasta que se sepa más sobre ellos, cuando se prevea una erupción con torrentes de cenizas deberá evacuarse toda la montaña y una zona de varias decenas de kilómetros en torno a su base.

### Aludes incandescentes

Los aludes incandescentes (núées ardentes) se parecen a los torrentes de cenizas en su mecanismo, aunque a menudo no en su origen. Algunos son consecuencia de la caída muy copiosa de tefra ardiente en los flancos de una montaña volcánica. Los fragmentos, mantenidos a flote por el aire caliente y los gases en expansión que los separan, descienden por las laderas como aludes ardientes que alcanzan velocidades de, por lo menos, 100 km por hora, y pueden recorrer más de 10 km. Esto se conoce por aludes incandescentes de tipo Soufrière (fig. 12), porque se observaron por primera vez durante la erupción de 1902 de la Soufrière, en San Vicente (Indias occidentales). Otros se producen como consecuencia del hundimiento del borde de un domo o de un torrente de lava espesa en la cumbre o los flancos del volcán. En este tipo Merapi de alud incandescente (llamado así por el volcán Merapi, de Java central), los materiales finos son consecuencia en gran parte de la trituración de los bloques ardientes en el alud, y su movilidad se debe probablemente, en gran medida, al efecto amortiguador del aire aprisionado en expansión. Las velocidades de los aludes tipo Merapi son comúnmente de 50 a 80 km por hora, pero pueden superar los 100 km por hora. Otros aludes incandescentes se producen a causa de explosiones orientadas en un ángulo muy pequeño, de efectos aumentados comúnmente por el hundimiento de un domo a causa de la explosión. Estos aludes de tipo Pelé se observaron por primera vez durante la erupción de 1902 del Mont Pelé, en Martinica, en donde explosiones de pequeño ángulo producidas en la base de un domo del cráter de la cumbre precipitaron grandes volúmenes de cenizas y bloques del borde derrumbado del domo, a través de una pequeña escotadura de la pared del cráter, hasta la cabecera del valle de la Rivière Blanche (fig. 13). El alud se precipitó al mar a una velocidad media de unos 160 km por hora. Indudablemente, la fuerza motriz fue en gran parte la gravedad, como en los tipos Soufrière y Merapi, pero parece haber sido aumentada por la explosión.

En los tres tipos, el torrente se compone principalmente del alud, que se desplaza muy cerca del suelo y está dirigido en gran parte por la topografía. Sin embargo, por encima del alud se eleva una gran nube de polvo, negra de día pero de un rojo opaco encendido de noche. Esta es la nube de polvo incandescente que dio origen al nombre de "nuée ardente". Esa nube de polvo puede extenderse mucho más allá de los límites del alud propiamente dicho, y está mucho menos controlada por la topografía. En Hibok-Hibok, Filipinas, en 1951, la nube de polvo se extendía por lo menos un kilómetro más allá del borde del alud. Aunque sea menos violentamente destructiva que éste, la nube de polvo puede ser también letal. La destrucción de la ciudad de Saint Pierre durante la erupción del Mont Pelé fue totalmente causada por la parte superior de la nube de cenizas, que atravesó la cresta que limita el valle de la Rivière Blanche, mientras el alud seguía la curva del valle. El alud desembocó en el mar a casi dos kilómetros de Saint Pierre (fig. 13), pero la nube ardiente de polvo golpeó de lleno la ciudad, causando la muerte casi instantánea de unas 30.000 personas.

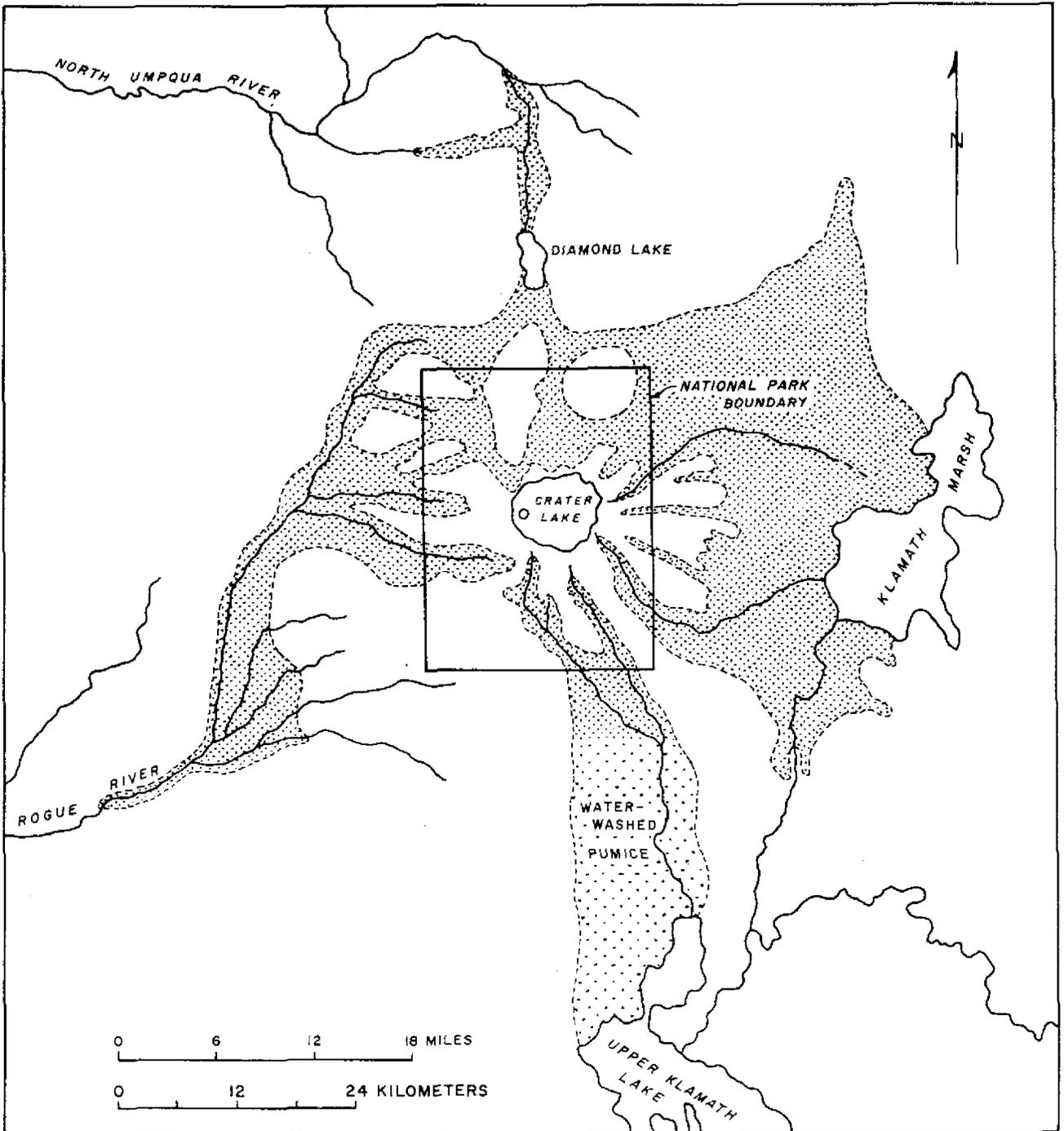


Figura 11. Mapa de la zona que rodea el lago Crater, Oregón, que muestra la distribución de los depósitos (punteado) de la erupción del Mount Mazama, unos 4.000 años antes de J.C. (Según Williams, 1942).

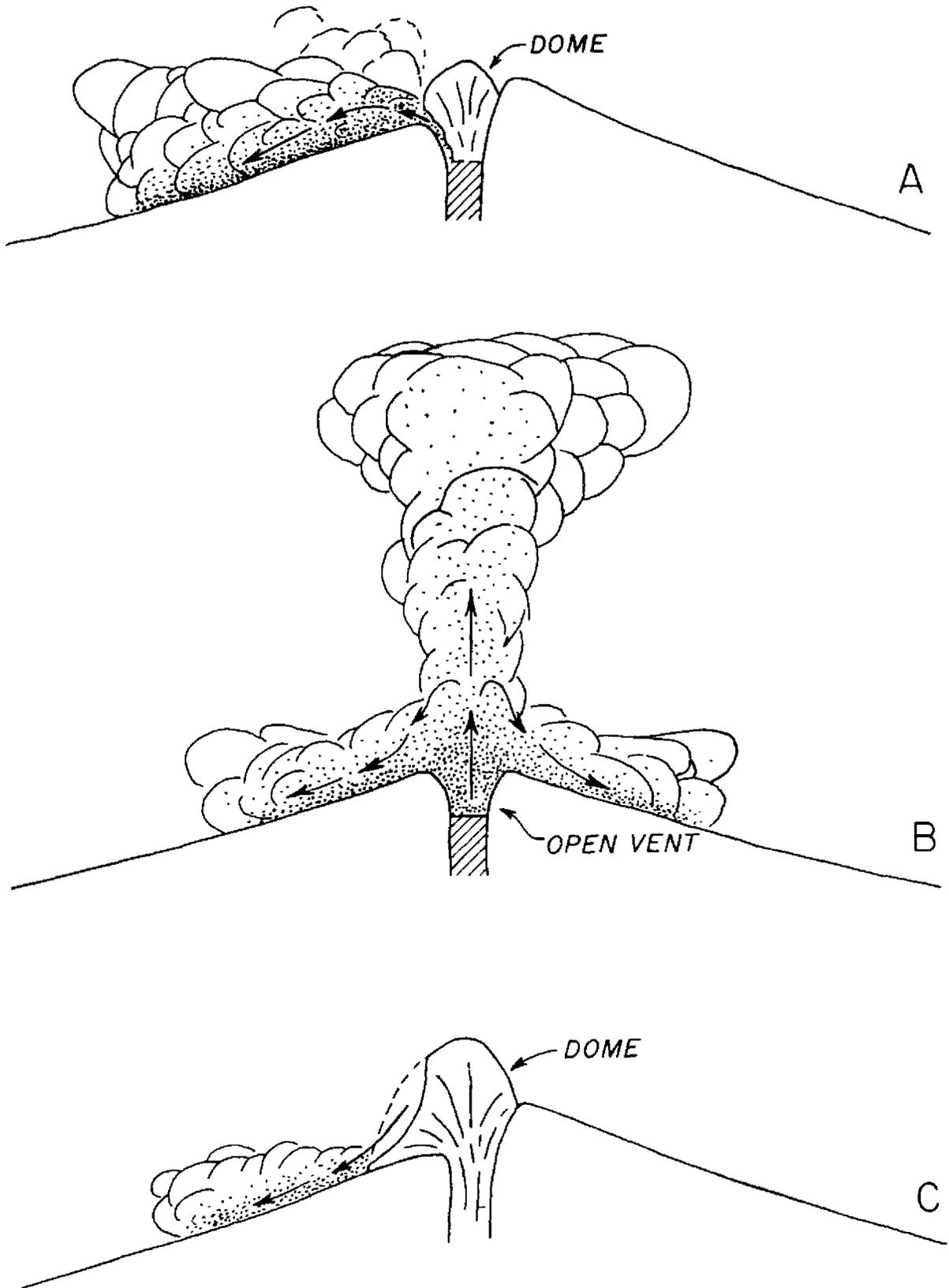


Figura 12. Diagrama que ilustra los principales tipos de aludes incandescentes: A: Pelé; B: Soufrières; y C: Merapi: (De Macdonald, 1972).

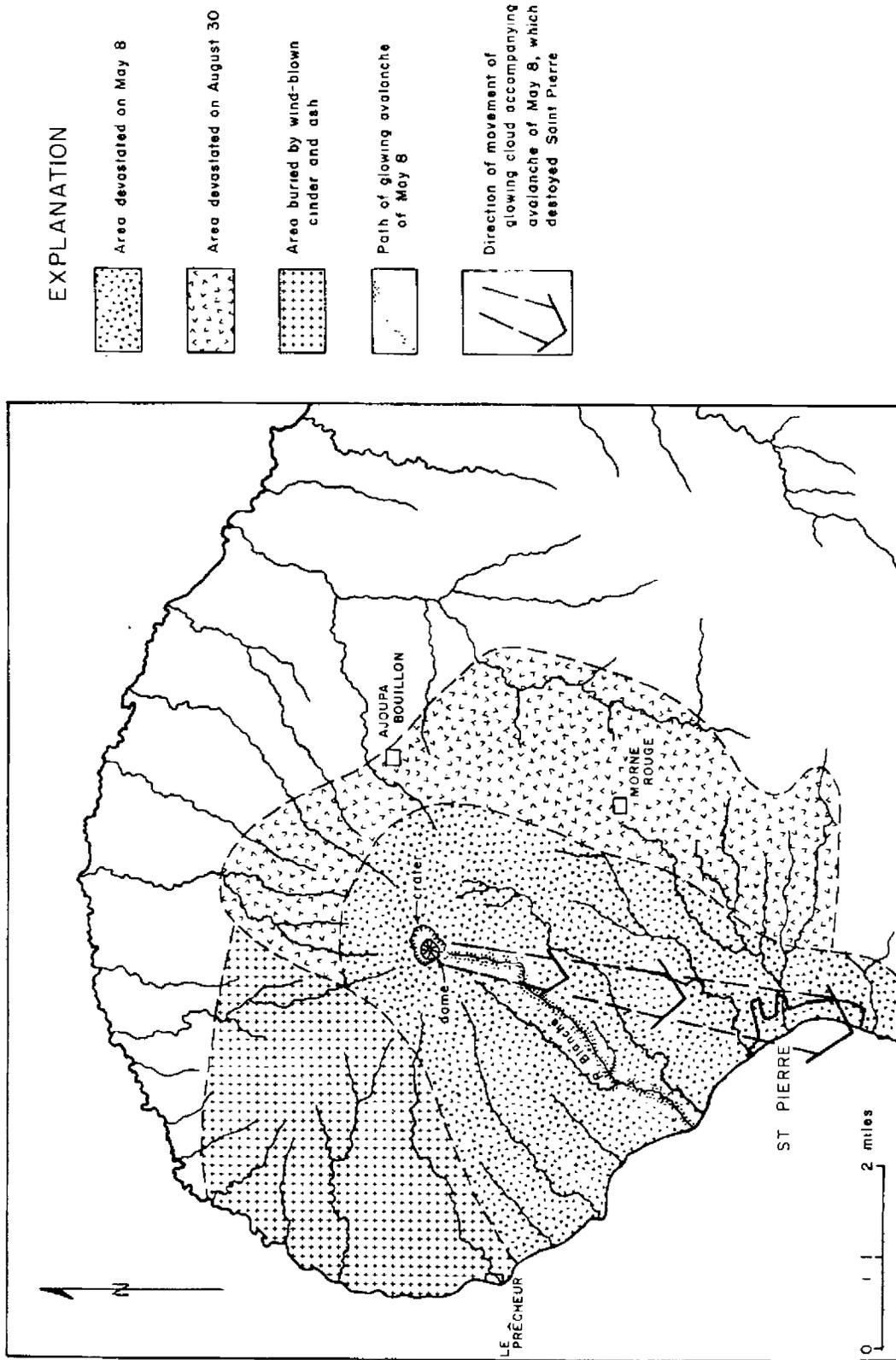


Figura 13. Mapa de parte de la isla de Martinica, que muestra las ubicaciones del Mont Pelé y de la ciudad de Saint Pierre, y las trayectorias de los aludes incandescentes y de la nube de polvo incandescente del 8 de mayo de 1902 (Modificado según Lacroix, 1904).

Se ha sugerido que podría ser posible desviar los aludes incandescentes de localidades concretas por medio de barreras como las propuestas para desviar los torrentes de lava. Indudablemente, la posibilidad dependería hasta cierto punto del tamaño del alud al llegar a la barrera. No obstante, en general, hay tres factores que parecen hacer improbable el éxito de esa desviación. En primer lugar, la mayoría de los volcanes que pueden producir aludes incandescentes han sufrido cierta erosión, y los aludes de los tres tipos siguen normalmente valles de los que sería imposible desviarlos. En segundo lugar, por su gran velocidad, el alud treparía probablemente por cualquier barrera de altura viable; y por último, aunque se desviase el alud mismo, la nube de cenizas situada sobre él continuaría probablemente en línea recta hasta cierta distancia de la barrera. Las posibilidades de desviación son mayores en el caso de los aludes del tipo Merapi, porque comúnmente son menores que los del tipo Pelé y Soufrière, en algunos casos parecen ser menos rápidos, la nube de cenizas suprayacente suele ser menos voluminosa y el punto de origen y la trayectoria del alud son más fáciles de predecir. Pero incluso las esperanzas de desviar aludes del tipo Merapi son escasas.

Se ha sugerido también la posibilidad de contener los aludes incandescentes mediante presas. Las presas pequeñas construidas en los valles no serían eficaces, por lo general, a causa del insuficiente volumen de la cuenca de almacenamiento y de la tendencia del alud y de la nube de cenizas a saltar por encima de la presa. Los grandes embalses de altas presas podrían contener sin duda los pequeños aludes incandescentes, aunque probablemente no todos los muy grandes. No obstante, aunque se contenga el alud, la nube de cenizas puede continuar su camino sobre la superficie de lago del embalse y más allá de la presa. Además, el alud, al penetrar en el lago, desplazaría agua, y su impacto puede producir una gran ola (como ocurrió en el corrimiento de tierras no volcánico de Lituya Bay en 1958), con el resultado de que, si el embalse está casi lleno, un gran volumen de agua se desbordará, causando inundaciones y quizá torrentes de lodo en el valle situado debajo, y probablemente erosionando y socavando la superficie de la presa lo suficiente para producir su derrumbamiento. Si se prevé una erupción capaz de enviar aludes incandescentes al embalse, el agua de éste deberá vaciarse hasta alcanzar un bajo nivel, a fin de reducir el riesgo de que se desborde la presa (Crandell y Waldron, 1969).

En la mayoría de los casos, la protección contra los aludes incandescentes dependerá de la predicción de su aparición y de sus trayectorias y de la evacuación de la zona afectada. La posibilidad de aludes del tipo Merapi puede preverse cuando se está formando un domo o un espeso torrente de lava en los flancos del volcán o cuando se ha extendido más allá del borde del cráter. Como se conoce su punto de origen probable, podrá predecirse la trayectoria del alud teniendo en cuenta la topografía de las pendientes. La extensión del alud es más difícil de predecir, y probablemente el mejor método consiste en suponer que puede llegar tan lejos, por lo menos como cualquier alud anterior en pendientes análogas. La posibilidad de aludes del tipo Pelé existe siempre que un domo crece más allá del cráter (como en Hibok-Hibok, en 1951), o está creciendo en un cráter que tiene una escotadura en su borde. También en este caso puede preverse la trayectoria probable del alud. Al predecir la zona que puede ser afectada por cada tipo de alud, hay que recordar que la zona cubierta por la nube de cenizas será mayor que la del alud mismo, y que esa nube puede continuar en línea recta aunque el alud gire siguiendo un valle.

La predicción de los aludes del tipo Soufrière es más difícil, porque no dependen de ninguna estructura ya formada y normalmente se producen al comienzo mismo de la erupción. El problema consiste primero en predecir la erupción y luego en prever su naturaleza. La predicción general de una erupción depende de los métodos que se examinan más adelante. Por otra parte, quizá sea más seguro suponer que toda erupción de un volcán maduro, especialmente en el que se hayan registrado anteriormente explosiones violentas, puede generar aludes del tipo Soufrière. Es difícil prever la zona afectada, porque los aludes pueden descender por todos y cada uno de los costados del cono. Su extensión dependerá del volumen y de la violencia de las explosiones, lo escarpado de la pendiente y otros factores, como la topografía circundante y la espesura y el tamaño de los bosques; también aquí el mejor indicador parece ser, en su caso, la extensión de los aludes anteriores indicada por sus depósitos, pero teniendo en cuenta debidamente una mayor extensión de la nube de cenizas, cuyos depósitos pueden resultar pronto difíciles o imposibles de identificar. Si se prevé una erupción, el único procedimiento seguro parece ser evacuar todo el cono y la zona circundante, hasta una distancia que deberá decidirse de forma un tanto arbitraria.

La recuperación de las superficies de los depósitos de los aludes incandescentes puede resultar difícil por el gran número de grandes bloques que, por lo común, las cubrirán. Si se pueden eliminar de la superficie los bloques mayores, el depósito responderá al tratamiento lo mismo que un depósito formado por una lluvia de cenizas. Consideraciones económicas pueden impedir normalmente quitar los bloques, y en tal caso debe estudiarse la repoblación forestal con árboles de madera comercializable.

Los aludes más pequeños de cenizas ardientes movedizas son muy corrientes en las laderas de los volcanes durante las erupciones explosivas. Durante la erupción de 1906 del Vesubio, algunos de esos aludes recorrieron hasta un kilómetro, a velocidades de varias decenas de kilómetros por hora. Se registraron aludes similares de escorias ardientes (Johnson y otros, 1972) en los flancos del Ulawun, en Nueva Bretaña, durante la erupción de 1970. Debe preverse la posibilidad de aludes de este tipo siempre que se acumulen cenizas o escorias ardientes hasta un espesor considerable en una pendiente escarpada. En general, los aludes no van mucho más allá de la base del cono, y no afectarán a otras personas que los observadores científicos o los visitantes del propio cono.

### Lahars

Un lahar o torrente de lodo volcánico se compone de una mezcla de materiales finos y agua, que contiene a menudo una gran proporción de residuos más gruesos. La mayoría de los lahars son fríos, pero algunos son calientes, o de temperatura que se aproxima incluso a la de ebullición. Los lahars descienden por las laderas de las montañas volcánicas a velocidades de hasta 100 km por hora, y se sabe que algunos han recorrido valles hasta distancias de 300 km de su fuente (como en el Cotopaxi, Ecuador, en 1877). Algunos de ellos cubren superficies de varios centenares de kilómetros cuadrados. Así, el lahar Osceola (fig. 14), que se produjo en el Mount Rainier hace unos 5.700 años, tenía un volumen de más de 2 km<sup>3</sup> y cubría una superficie de más de 300 km<sup>2</sup>, cerca del canal de Puget, en el Estado de Washington, EE.UU. (Crandell y Waldron, 1969). Un lahar similar en la misma zona produciría hoy

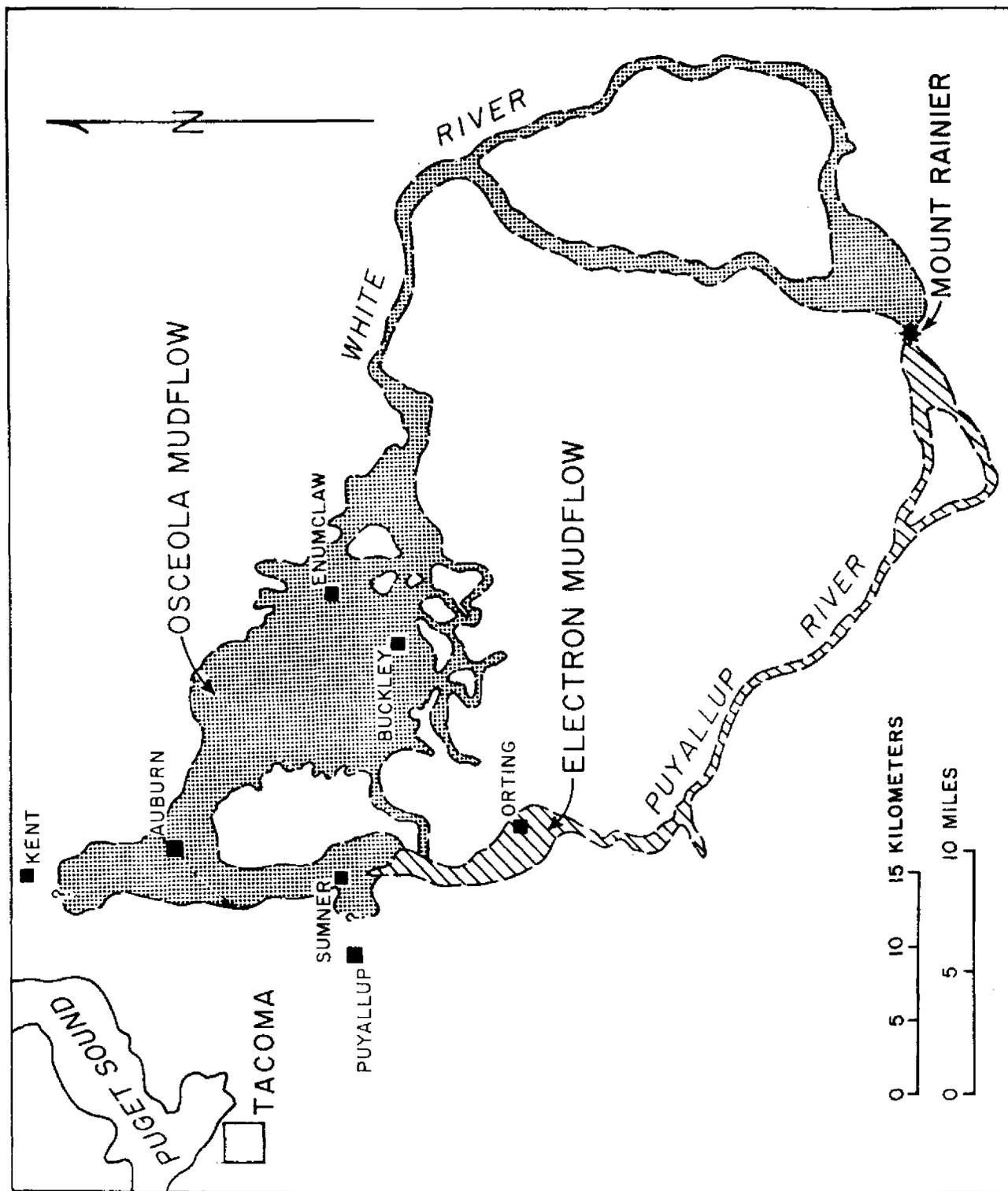


Figura 14. Mapa de la región próxima al Mount Rainier, Washington, que muestra las zonas del lahar Electron (unos 500 años de edad) y del lahar Osceola (unos 5.000 años de edad). (De Macdonald, 1972; según Crandell y Waldron, 1969).

un importante desastre. Por su frecuencia, los lahars rivalizan con los aludes incandescentes como principales agentes volcánicos de destrucción, e incluso los superan. En los últimos siglos han causado muchos millones de dólares de daños y muchos miles de víctimas.

Los lahars pueden producirse de varias formas (Anderson, 1933; Macdonald, 1972, pág. 171):

1. Por la eyección del agua del lago de un cráter por un erupción explosiva.
2. Por la salida del agua del lago de un cráter al romperse la pared de éste.
3. Por la rápida fusión del hielo o de la nieve de las laderas del volcán.
4. Por aludes de antiguos residuos rocosos provocados por explosiones, que penetran en corrientes de agua.
5. Por el descenso hasta corrientes de agua de aludes incandescentes o torrentes de cenizas
6. Por la penetración en corrientes de agua de torrentes de lava autobrechada.
7. Por la brechación de la lava que fluye sobre nieve, hielo o terreno muy húmedo de las laderas del volcán.
8. Por el desplazamiento ladera abajo, iniciado por un terremoto, de cenizas o suelos saturados de agua.
9. Por la extrusión de agua y materiales rocosos ya brechados en el conducto volcánico antes de llegar a la superficie.
10. Por lluvias copiosas sobre materiales sueltos de las laderas montañosas.

A título de ejemplos, lahars del primer tipo se produjeron durante la erupción de la Soufrière en 1902, la del Galunggung, en Java, en 1822, y varias erupciones del Kelud, en Java. Las de éste, en 1919, costaron unas 5.000 vidas humanas en las aldeas situadas cerca de la base del volcán y destruyeron unos 200 km<sup>2</sup> de tierras agrícolas. El lahar de Galunggung estaba hirviendo. El agua de algunos lagos de cráteres contiene una cantidad considerable de ácidos sulfúrico y clorhídrico, y en 1817, la eyección explosiva del lago del cráter del Kawah Idjen, en Java, produjo un lahar suficientemente ácido para producir quemaduras químicas.

Las paredes de los cráteres pueden debilitarse, a veces como consecuencia de la alteración química de sus rocas, y a veces al disminuir su espesor o verse socavadas por las explosiones, y pueden derrumbarse, liberando el agua del lago del cráter. Los terremotos pueden provocar o desencadenar ese derrumbamiento. Un ejemplo se produjo en el Kelud, en 1875. En 1953, algunos movimientos, causados quizá por el agrietamiento de la capa de hielo que lo cubría, causaron el derrumbamiento de una parte del borde del cono interior del cráter del Ruapehu, en Nueva Zelanda, lo que produjo una súbita avenida del agua del lago del cráter. La riada ensanchó rápidamente la grieta del cono y un túnel, por el cual corrió el agua debajo del hielo, hasta las fuentes del río Wangaehu. Al descender por el río, la riada recogió fragmentos sueltos y se convirtió en un lahar que destruyó parcialmente un puente de ferrocarril, lo que causó el descarrilamiento de un expreso y la pérdida de 154 vidas humanas.

El medio más efectivo de eliminar o controlar los lahars causados por la salida o la eyección del agua de los lagos de cráteres parece ser el drenaje parcial o total del lago. Después de los desastrosos lahars de 1919 en el Kelud, ingenieros holandeses construyeron una serie de túneles sucesivos en la montaña, suficientemente

próximos al nivel descendente del lago para poder elevar el agua con un sifón y evacuarla por un desagüe (fig. 15). El nivel del agua se llegó a disminuir en 56 m, y el volumen del lago se redujo de unos 65 millones a 3 millones de m<sup>3</sup>. Como resultado, en la siguiente erupción, en 1951, la mayor parte del agua se había evaporado inofensivamente en el cráter y no se produjeron lahars destructivos. Sin embargo, las bocas de los túneles fueron destruidas por la erupción y la profundidad del cráter aumentó en unos 70 m, con el resultado de que el lago empezó a crecer, llegando a alcanzar un volumen de unos 40 millones de m<sup>3</sup>. Se perforó un nuevo túnel 20 m por debajo del túnel más bajo anterior, pero se interrumpieron los trabajos antes de alcanzar la pared del cráter, confiando en que las filtraciones a través de la roca hacia el túnel bastarían para disminuir el nivel del lago hasta casi la altura del túnel. El intento no tuvo éxito, y en 1965, Zen y Hadikusumo señalaron que la situación era de nuevo sumamente peligrosa. Como se había previsto, la siguiente erupción (en 1966) desplazó una gran parte del agua del lago, produciendo lahars que mataron a varios centenares de personas. En 1967, un nuevo túnel redujo el nivel del lago.

Otro intento de reducir y regular la cantidad de agua del lago de un cráter fue realizado por ingenieros holandeses en el Kawah Idjen, en donde se construyó un aliviadero en la parte inferior del borde del cráter.

La rápida fusión del hielo y de la nieve en una montaña volcánica puede liberar volúmenes de agua suficientes para causar lahars potencialmente dañosos. La fusión puede ser causada por un tiempo cálido o por lluvias cálidas sin relación con las erupciones, como ocurrió en el Mount Shasta, California, en 1926 y 1931. La rápida fusión puede ser también consecuencia de torrentes de lava, como en el Mount Lassen, California, en 1915; en el Cotopaxi, Ecuador, en 1877; y en Villarica, Chile, en 1963. Las lluvias de cenizas ardientes no causan probablemente suficiente fusión para producir lahars (Finch, 1930). El que los aludes incandescentes o los torrentes de cenizas puedan causar una fusión que baste para formar lahars es menos seguro, y probablemente depende en gran medida de la ubicación de la nieve o del hielo. A gran altura en la montaña, el alud o el torrente pueden pasar con rapidez sobre la nieve, con escasa sedimentación de material y escasa fusión, mientras que en las laderas inferiores, de menor pendiente, los residuos rocosos pueden producir grandes volúmenes de agua de nieve. Los torrentes de cenizas del volcán Bezymianny, en 1956, fundieron unos 2 m de nieve de las faldas de la montaña. Por otra parte, una capa de cenizas o de residuos de aludes sobre la nieve, aunque produzca escasa fusión con su propio calor, puede causar un aumento de la absorción del calor irradiado por el sol e incrementar la fusión. Una capa de cenizas del Bezymianny produjo porcentajes de fusión anormalmente elevados en las laderas de las montañas cercanas, causando lahars como consecuencia.

Así pues, puede preverse la formación de lahars por fusión rápida siempre que las cenizas o los residuos de aludes cubran la nieve o el hielo en laderas escarpadas, o cuando torrentes de lava sean extruídos en el hielo o sobre él, especialmente si la superficie subyacente está cubierta de abundantes materiales sueltos.

Una explosión glaciárica (jökulhlaup) es un estallido repentino de agua debajo o detrás de un glaciar. Puede ser producida por la actividad volcánica bajo el hielo o por alguna otra causa, como un período prolongado de lluvias cálidas que originen una acumulación de agua detrás de un dique de hielo. La mayor parte del agua es agua de fondo, pero una parte puede proceder del vapor condensado de

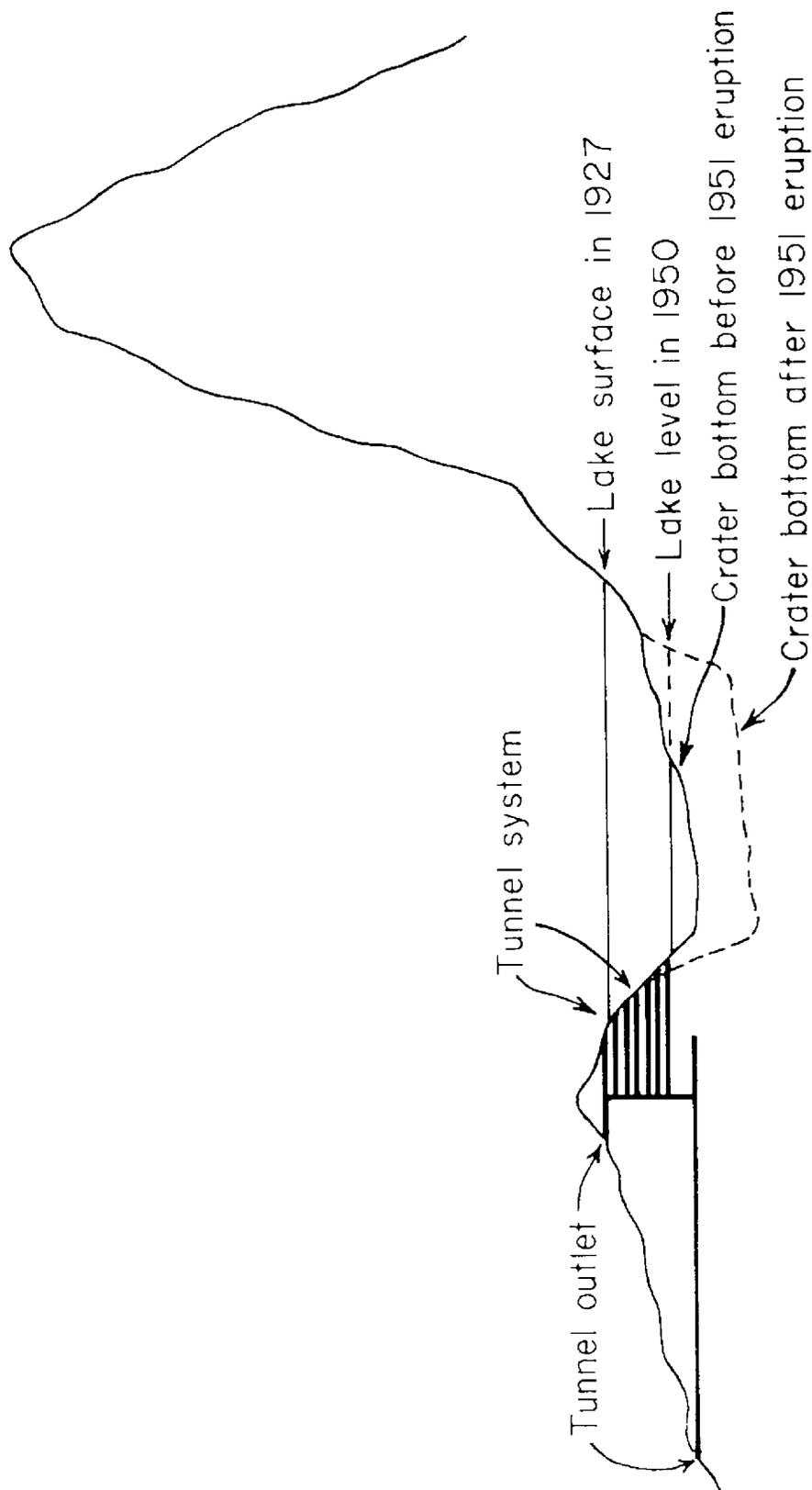


Figura 15. Sección transversal diagramática del sistema de túneles construido en el volcán Kelud, Java, para drenar el lago del cráter. (De Macdonald, 1972; según Zen y Hadikusumo, 1965).

fumarolas subglaciares o de fuentes termales. Comúnmente, el agua que brota recoge suficientes residuos sólidos para formar un torrente de fango. La descarga del agua puede ser debida a la ruptura del dique de hielo por explosiones de vapor o por terremotos, y a veces la acumulación de agua tras el dique puede hacerse suficientemente profunda para abrirse paso bajo el hielo. Estos últimos estallidos pueden no guardar relación alguna con la actividad volcánica en curso.

La mayoría de las riadas o de los torrentes de lodo causados por estallidos glaciares son relativamente pequeños, y los daños que causan se limitan en gran parte a las laderas del propio volcán. En Islandia, sin embargo, los estallidos glaciares alcanzan enormes proporciones. Algunos de los del glaciar Myrdals han producido torrentes de más de 92.000 m<sup>3</sup> por segundo, y el volumen total del agua de un solo estallido ha sido de más de 6 km<sup>3</sup>. Los estallidos se han producido en diferentes glaciares, pero los más frecuentes han sido los de los glaciares Myrdals y Vatna. En ambos, la fusión parece ser causada por actividad volcánica bajo el hielo.

En el glaciar Vatna, la fusión se extiende a través de todo el hielo, formando un lago, el Grimsvatn, visible desde la superficie. El nivel del lago se eleva gradualmente y de forma tan constante que es probable que la fusión sea causada por una actividad fumarólica continua y no por erupciones ocasionales. Observando el nivel del lago resulta posible predecir cuando alcanzará el nivel crítico y se producirá el estallido glaciar (Thorarinsson, 1953). Antes de 1934, los estallidos iban acompañados a menudo de erupciones visibles en el cráter de Grimsvatn, pero no es seguro si las erupciones produjeron un aumento del ritmo de fusión que provocó el estallido, o si la rápida disminución del nivel del agua redujo tanto la presión de la columna magnética subyacente que causó la erupción.

El volcán Katla está completamente enterrado bajo el glaciar Myrdals, y hasta la fecha no se han encontrado indicaciones superficiales que permitan hacer predicciones consecuentes de los estallidos glaciares, aunque durante los estallidos y después de ellos se forman en la superficie del glaciar depresiones como consecuencia de hundimientos. Si los estallidos se deben a verdaderas erupciones, las deformaciones de la superficie, las observaciones sísmicas, o ambas indicaciones, pueden permitir conocer las próximas erupciones y predecir los estallidos. Una explosión en el flanco de un volcán puede socavarlo en parte, haciendo que se hunda y que provoque un alud rocoso; y el alud, a su vez, puede penetrar en una corriente, mezclándose con el agua para formar un lahar. Así ocurrió en Bandai-san, Japón, en 1888. La explosión de baja temperatura se produjo en una zona fumarólica donde la roca había quedado muy alterada. Una parte de la montaña situada sobre los cráteres de la explosión se hundió, y los residuos, ricos en arcilla, descendieron rápidamente por la ladera, penetraron en una corriente de agua y formaron un lahar que recorrió 15 km por el valle, destruyendo aldeas y tierras de labor y matando a más de 400 personas. Los lahars de este tipo no pueden predecirse, excepto en la medida en que se pueden prever el lugar y el momento de la erupción y descubrir condiciones capaces de producir la formación de aludes y lahars por explosiones.

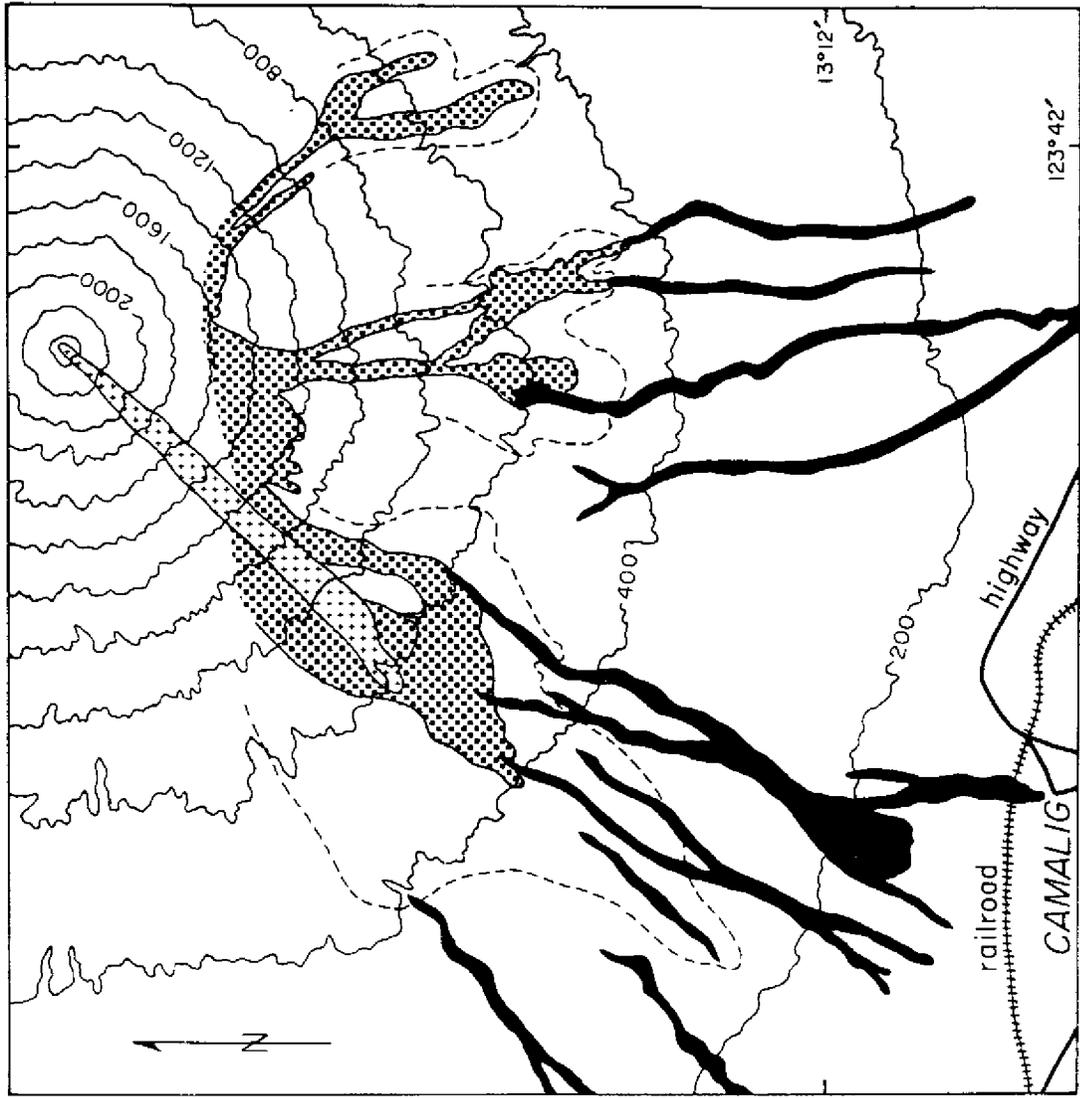
El gran lahar Osceola, anteriormente mencionado, se produjo por el hundimiento de un gran segmento de la parte superior del Mount Rainier en el que las rocas habían quedado muy alteradas por gases fumarólicos (Crandell, 1973). No se sabe con certeza si el hundimiento fue debido exclusivamente al estado alterado de la roca o si fue desencadenado por un terremoto o por una explosión de baja temperatura.

En 1929, un alud incandescente del volcán Santa María, en Guatemala, penetró en un río y se transformó en un lahar que recorrió por el río unos 100 km. Lahars similares, pero más pequeños, se han producido en el Merapi por aludes incandescentes, causando muchos daños y ocasionando muchas víctimas. Los torrentes de cenizas y piedra pómez del Bezymianny, en 1956, penetraron en el río Khapitza y formaron lahars que descendieron por el río unos 80 km. A causa de la escasa densidad de población del país, no hay noticia de que ocurrieran desgracias, pero lahars similares en zonas habitadas podrían ser desastrosos. Se cree que torrentes de lava clástica (lava en bloques), al penetrar en corrientes de agua, han sido responsables de muchos de los lahars que crearon la formación Mehrten, en la Sierra Nevada de California (Curtis, 1954), y probablemente de otros lahars de otros lugares, aunque no parece haber constancia de ejemplos históricos concretos. Una vez más, la predicción de los lahars de esos tipos depende de la predicción de la erupción y del reconocimiento de las condiciones topográficas que favorecen su formación y gobiernan su curso.

Enormes depósitos de brecha, como los del antiguo campo volcánico Absaroka, de Montana y Wyoming, y la formación Tuscán de California, parecen ser consecuencia, al menos en parte, de lahars originados dentro de los propios conductos volcánicos (Parson, 1967; Lyndon, 1968), aunque tampoco se han descrito ejemplos históricos. El mecanismo exacto de su generación y, especialmente, del origen del agua, es todavía objeto de muchas dudas (Macdonald, 1972, págs. 176 a 181) y, hasta que se comprenda mejor, la predicción de este tipo de lahars resultará probablemente imposible.

Aunque todos los mecanismos expuestos son importantes para la producción de lahars, la inmensa mayoría de éstos son consecuencia de lluvias copiosas. Es conocida la formación de lapilli de acreción (pisolitos volcánicos) por las gotas de lluvia al atravesar nubes de cenizas. Las gotas de barro, al caer, pueden acumularse en tal grado sobre las plantas, que las ramas se desgajan de los árboles, causándose daños considerables a los huertos. Durante la erupción del Irazú, en Costa Rica, en 1963, el barro cayó tan abundantemente, que se fundió formando capas que descendieron por el costado de la montaña, recogiendo cierta cantidad de residuos sueltos más gruesos, y dañando los cultivos. Sin embargo, los lahars de esta clase son siempre pequeños.

La lluvia responsable de los lahars puede producirse por condensación del vapor de una nube de erupción volcánica, y en algunos casos parece ser consecuencia de que la condensación de un aire saturado de agua es rápidamente elevada por la fuerte convección existente sobre las chimeneas o los depósitos volcánicos ardientes. Sin embargo, muy comúnmente, se debe a condiciones meteorológicas ordinarias. Las lluvias monzónicas torrenciales son la causa de la mayoría de los lahars en las regiones tropicales. Especialmente en los períodos que siguen inmediatamente a las erupciones, es probable que las laderas de las montañas estén en gran parte desprovistas de vegetación protectora, y a menudo la ceniza fina abundante disminuye la permeabilidad superficial y produce un escurrimiento anormalmente elevado. La permeabilidad puede verse más reducida aún por la rápida cementación de la delgada costra de la ceniza (Waldron, 1967). El agua, al correr, encuentra abundantes residuos sueltos y se transforma velozmente en un lahar. Por lo común, los residuos consisten en tefra caída de la atmósfera; pero en otros casos, como en el Mayón, en 1968, los lahars (fig. 16) pueden ser en gran parte consecuencia de la



EXPLANATION



Glowing avalanche deposit



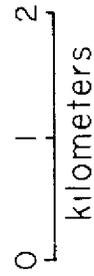
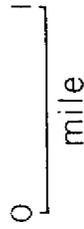
Lahar deposits



Aa lava flow



Outer limit of seared zone



Contour interval 200 meters

Figura 16. Mapa del volcán Mayón, Filipinas, que muestra la distribución de los depósitos de los aludes incandescentes y de los lahars durante la erupción de 1968. (De Macdonald, 1972; según Moore y Melson, 1969).

rápida erosión de depósitos de aludes incandescentes o torrentes de cenizas (lámina 8). En el Mayón, las lluvias copiosas parecen haberse debido en parte a la nucleación de gotitas por partículas de polvo producidas por los propios aludes incandescentes (Moore y Melsen, 1969).

Los terremotos pueden hacer que fluyan las cenizas saturadas por la lluvia. Especialmente si han sido alteradas en pequeña o gran medida para convertirse en minerales arcillosos, esas cenizas tienen un alto grado de tixotropismo, es decir, la capacidad de conservar su forma original mientras no son perturbadas, haciéndose líquidas y móviles cuando se agitan o sacuden. Un ejemplo de lahar de esta clase se produjo en la parte meridional de la isla de Hawái en 1868. Cenizas alteradas de varios metros de espesor situadas en las laderas superiores de los valles se saturaron de agua durante varias semanas de lluvias frecuentes. Conmovidas por un violento terremoto, se volvieron líquidas y descendieron por dos valles adyacentes, formando dos lahars, uno de ellos de 3 km de longitud, y sepultando una aldea. Unos 500 animales domésticos y 31 personas perdieron la vida.

Los lahars de todos los orígenes dependen estrechamente en su trayectoria de la topografía. En las superficies poco erosionadas, pueden extenderse para formar amplias capas, pero en los terrenos accidentados o montañosos sus daños, salvo cuando se trata de los lahars más grandes, se limitan a las partes axiales de los valles, próximas a los cauces de la corriente. Si se descubren condiciones que hagan probable la formación de esos lahars, puede apartarse a las personas, los animales domésticos y los bienes muebles de las partes axiales de los valles. De esta forma podrían evitarse plausiblemente pérdidas considerables de vidas y de bienes. Sin embargo, esto depende del descubrimiento de la posibilidad de que se produzcan lahars, y a este respecto se necesitan muchos más estudios para definir mejor las condiciones de peligro y hacer más dignas de confianza las alertas. Lo mismo que en otras situaciones de posible peligro deben evitarse las falsas alarmas para que no resulten ineficaces todas las alertas.

Los lahars pueden producirse en cualquier momento de una erupción y varios meses después de haber terminado ésta, mientras existan residuos inestables y sueltos abundantes en los flancos montañosos que no estén retenidos por la vegetación. La existencia de residuos sueltos en abundancia al llegar la estación monzónica, o en otras épocas de lluvias inusualmente copiosas, crea una situación de peligro y debe advertirse a la población de la posibilidad de tener que alejarse de las partes axiales de los valles, especialmente si se trata de zonas que se sabe fueron invadidas por lahars anteriores. Cuando existen observatorios en las laderas superiores de la montaña, pueden darse alertas para la evacuación inmediata cuando las precipitaciones alcanzan cifras peligrosas. En el Merapi, la alerta se da cuando la tasa de pluviosidad llega aproximadamente a los 60 mm por hora.

Para minimizar las pérdidas de vidas y de bienes, deben drenarse los lagos de los cráteres, especialmente si éstos son de paredes frágiles, hasta un nivel suficiente para garantizar que la salida del agua restante no producirá lahars suficientemente grandes para dañar las aldeas más próximas. Esto resulta especialmente importante cuando el nivel del lago está próximo al borde del cráter, pero incluso en lagos cuyo nivel estaba muy por debajo el agua ha sido proyectada con resultados desastrosos. A principios de la erupción de 1902 de la Soufrière, en San Vicente, se produjeron lahars caudalosos por la eyección del agua de un lago situado a unos 300 m por debajo del borde del cráter. Debe vigilarse la aparición