

Peligros asociados a megadeslizamientos y lahares

Megalandslides and lahars hazards

JUAN CARLOS CARRACEDO

Dpto. de Física (GEOVOL), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Campus Universitario de Tafira, 35017 Las Palmas de Gran Canaria. E-mail: jcarracedo@proyinves.ulpgc.es

Resumen Deslizamientos gravitatorios de escasa entidad (hasta varios millones de m^3) son muy frecuentes y generan numerosas víctimas, también en contextos volcánicos. Sin embargo, los “megadeslizamientos”, con volúmenes que alcanzan miles de km^3 , son procesos raros y están en su mayor parte relacionados con el crecimiento de las islas oceánicas, especialmente en su etapa inicial de desarrollo. Los megadeslizamientos fueron descritos por primera vez en las Islas Hawaii, donde abundan los de enorme volumen, algunos por encima de los 20.000 km^3 . Estos procesos catastróficos están igualmente bien representados en las Islas Canarias, donde han sido estudiados con detalle tanto en la parte emergida de los edificios insulares (procesos pre y post-colapso y volcanismo anidado) como en sus flancos submarinos (avalanchas de debris). Los deslizamientos gigantes son episodios relevantes en el desarrollo de este tipo de islas, configuran sus principales formas paisajísticas, como las grandes depresiones calderiformes, y producen fenómenos de tsunamis a gran escala. Por su parte, los lahares, generalmente asociados a erupciones volcánicas en estratovolcanes, son asimismo extremadamente peligrosos y producen gran cantidad de víctimas por los efectos mecánicos del flujo de agua y fragmentos de roca con la densidad del hormigón (por ejemplo el lahar del Nevado del Ruiz en Colombia, 1985), o bien por enfermedades y hambrunas después de la catástrofe (Pinatubo, Filipinas, 1991).

Palabras clave: Islas oceánicas, lahares, megadeslizamientos, tsunamis.

Abstract *Relatively small landslides of the order of millions of m^3 are frequent geological features, while giant landslides or megalandslides up to thousands of km^3 are rare and mainly related to the development of oceanic islands, principally in the initial shield stages. They were first documented in the Hawaiian Islands, but are also extraordinarily well represented in the Canary Islands, where they have been comprehensively studied onshore (pre- and post-collapse processes and the evolution of nested volcanism) and offshore (characteristics and extent of the debris avalanche deposits). Megalandslides are important processes in the development of oceanic islands and their geomorphological features, and they are closely related to tsunamis in the neighboring ocean. Lahars, also associated with volcanic eruptions, particularly of felsic stratovolcanoes, are a main cause of human casualties, due to the impact of the water flow charged with rock fragments (e.g. Nevado del Ruiz, Colombia 1985) or to diseases and famine after the catastrophe (e.g. Mount Pinatubo, Filipinas 1991).*

Keywords: *Oceanic islands, lahars, megalandslides, tsunamis.*

INTRODUCCIÓN

Los movimientos de ladera son fenómenos naturales muy frecuentes que ocurren tanto en terrenos emergidos como sumergidos. La mayoría de estos movimientos de ladera son exclusivamente gravitatorios y suelen implicar volúmenes relativamente reducidos (hasta pocos millones de m^3). Cuando estos movimientos ocurren en masa y de forma rápida se les denomina deslizamientos, los cuales cuando afectan a ríos o grandes embalses pueden acarrear consecuencias catastróficas.

Como ejemplo puede citarse el deslizamiento ocurrido en octubre de 1963 en la región de los Alpes italianos, donde se había construido poco antes en una angosta garganta la presa más alta del mundo de la época (presa de Vajont, 257 m de altura, 150 Hm^3 embalsados). El deslizamiento de la pared del valle movilizó 270 millones de m^3 de rocas que desplazaron agua y lodo de la presa, inundando el cauce y originando 2000 víctimas y cuantiosos daños económicos, en el peor desastre por deslizamiento de la historia reciente de Europa (Genevois *et al.*, 2013).

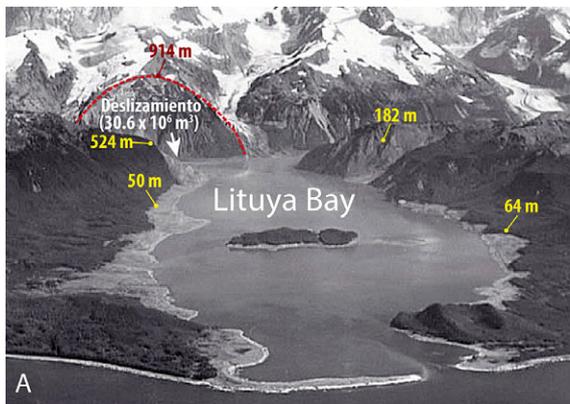


Fig. 1. A) Deslizamiento y tsunami en la Bahía de Lituya (Alaska), de 11 x 3 km y 220 m de profundidad máxima. Un terremoto de M 7,5 ocasionó en el verano de 1958 el desplome de 30,6 millones de m³ generando una ola que en algunos lugares alcanzó más de 500 m de altura. La franja de vegetación arrasada indica el área afectada por la ola de tsunami (foto tomada de los archivos fotográficos de libre disposición del Servicio Geológico de los Estados Unidos, USGS). B) Imagen Landsat Geocover (NASA) tomada 40 años después del deslizamiento y tsunami. Las zonas en verde claro son las devastadas por la ola.

La mayor ola de tsunami producida por uno de estos deslizamientos de ladera se produjo en la costa de Alaska, en el interior de la Bahía de Lituya. Un terremoto de M 7.5 provocó el derrumbe de 30 millones de m³, generando una ola de 540 m de altura que arrasó la vegetación en una orla costera (Fig. 1A). Imágenes de satélite indican que los efectos de este tsunami aún son apreciables 40 años después (Fig. 1B).

La actividad volcánica suele favorecer los movimientos de ladera porque, en general, crea relieves de grandes pendientes y algunos de sus productos presentan propiedades geotécnicas muy propicias, como por ejemplo, la intensa fracturación por diaclasado en las lavas.

En muchas ocasiones, el desencadenante del proceso gravitacional en estos terrenos volcánicos nada tiene que ver con la propia actividad volcánica sino con otros agentes geológicos, como por ejemplo, intensas lluvias, descalce en acantilados costeros, etc. En otras ocasiones, la actividad volcánica, de forma indirecta, desencadena estos fenómenos. Desde simples desprendimientos rocosos, como ocurrió en la isla de El Hierro con los terremotos asociados a la erupción submarina de 2011-12, hasta importantes coladas de barro (conocidos como lahares en los terrenos volcánicos), por efecto de la brusca fusión de hielo en los casquetes glaciares que coronan muchos volcanes de gran altura, como ocurrió en la erupción del Nevado de Ruíz (Colombia) en 1985, que se tratará más adelante. Pero también la actividad volcánica puede desencadenar de forma directa movimientos de ladera, como ocurre con el crecimiento de domos exógenos en las faldas de volcanes de elevada pendiente, formando desprendimientos o avalanchas de bloques de lava que ruedan a gran velocidad. Este fenómeno se observa con frecuencia, por ejemplo, en los volcanes Arenal (Costa Rica) y Pacaya (Guatemala).

Por estos motivos, las diferentes zonas volcánicas, incluso las no activas, suelen tener una elevada peligrosidad desde un punto de vista de los movimientos de ladera.

Sin embargo, por muy grandes que puedan parecer los movimientos de ladera antes comentados, son insignificantes comparados con los colapsos asociados a grandes edificios volcánicos, particularmente los producidos en los flancos de las islas volcánicas oceánicas. Mientras que los primeros se miden en millones de m³, en los segundos, auténticos megadeslizamientos, se miden en decenas, centenas e incluso miles de km³.

En este trabajo nos centramos, por su peligrosidad, en dos tipos de movimiento de ladera. Por una parte, en los megadeslizamientos y, por otra, en los lahares.

MEGADESIZAMIENTOS

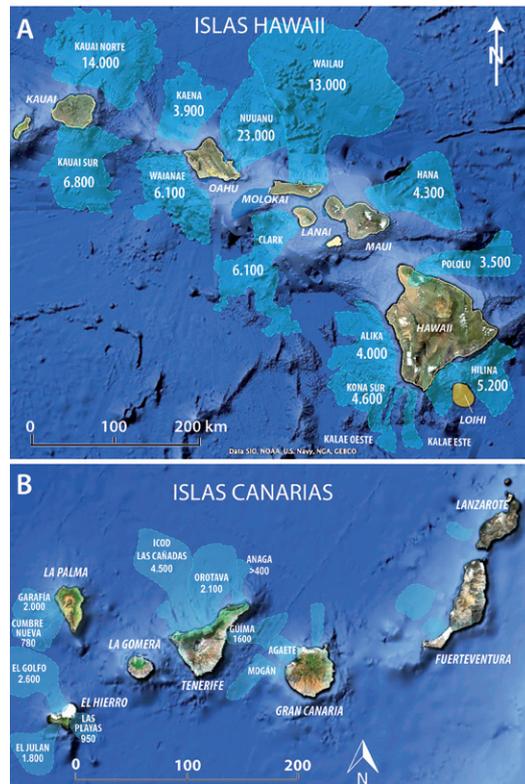
La asociación de una caldera en forma de anfiteatro y depósitos de avalancha con estructuras típicas en colinas redondeadas (*hummocks*) que se prolongaban en extensos abanicos, se había reconocido con cierta asiduidad en terrenos volcánicos (e.g., Carracedo *et al.*, 2009), si bien se desconocía su formación. Fue al observarse directamente el deslizamiento del flanco norte del volcán St. Helens (EE. UU., mayo de 1980) cuando se reconocieron estas estructuras como producto del colapso lateral de los edificios volcánicos. Aunque el volumen movilizado en este colapso fue sólo de 2.9 km³ y la superficie afectada de unos 60 km², sus efectos fueron devastadores y observables aún en la actualidad (Fig. 2).

La observación del colapso lateral del Mt. St. Helens y sus efectos obligó a la reinterpretación



Fig. 2. Imagen actual de Google Earth del volcán St. Helens, en la que pueden observarse los efectos de la erupción y el deslizamiento gravitatorio del flanco norte. A pesar de su relativamente limitado volumen (2,9 km³), los efectos fueron devastadores y causó 59 víctimas. Fue el primer deslizamiento masivo que pudo observarse, obligando a la reinterpretación de muchas estructuras similares.

Fig. 3. A) Principales megadeslizamientos en las Islas Hawaii (modificado de Moore et al., 1989). Las cifras expresan la extensión en km² de las avalanchas. B) Megadeslizamientos en las Islas Canarias. El volumen y extensión de estos deslizamientos es menor que en las Islas Hawaii debido a que el ángulo del plano de deslizamiento es significativamente menor en las Canarias (modificado de Carracedo, 2014).



de estructuras similares por todo el planeta, especialmente en las islas oceánicas, como Hawaii o Canarias, donde estos procesos de gigantescos deslizamientos parecían más evidentes (Fig. 3). Hasta entonces, la evaluación del tamaño de las cicatrices del colapso (la caldera en anfiteatro) y los productos que se habrían removido para formarlas indicaban volúmenes tan enormes que dificultaban aceptar su origen por desplomes, a pesar de las evidencias en ese sentido. Tómese como ejemplo el megadeslizamiento de Nuuanu, al NE de la isla de Oahu, que movilizó unos 3.000 km³ de materiales a lo largo de una superficie de unos 23.000 km².

Con estas magnitudes, no es de extrañar que el título escogido por los autores del primer artículo en que se describen fuera “*Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge*” (Moore et al., 1989).

Causas de los megadeslizamientos

Aunque en un anterior trabajo en esta misma revista (Carracedo et al., 2009) ya se explicaron con cierto detalle la existencia de megadeslizamientos y sus posibles causas, conviene aquí recordar parte de lo escrito para enmarcarlo como un peligro volcánico de enorme magnitud.

Los volcanes, y particularmente las islas generadas por la acción de un punto caliente, mantienen una actividad eruptiva extraordinariamente intensa, especialmente en sus fases juveniles de desarrollo. En este estadio las islas crecen muy rápidamente, superando con frecuencia el límite de estabilidad del edificio insular o de parte de él. En consecuencia, las zonas inestables se desploman, gracias a lo cual se recupera el equilibrio y el edificio volcánico puede seguir su desarrollo.

El proceso es más complejo que el simple juego de crecimiento-inestabilidad-deslizamiento, interviniendo otros agentes dinámicos derivados del propio volcanismo que construye las islas, muy especialmente en las zonas de máxima concentración de centros eruptivos e intrusiones (diques) que se han definido como zonas de rift (no confundir con los rift valley en cuencas continentales o en los ejes de las dorsales centro-oceánicas). La existencia de los rifts condiciona decisivamente su desencadenamiento y disposición. En general puede decirse que la existencia de rifts vigorosos, como ocurre principalmente en las fases de desarrollo juvenil de las islas, favorece la generación de deslizamientos masivos y su reiteración (Carracedo, 1994; Carracedo et al., 2007, 2009).

Ello es así porque en una zona de rift se conjugan una serie de factores que actúan de forma coherente incrementando la inestabilidad del conjunto. La intrusión continuada de diques, característica de estas estructuras, sólo puede realizarse si parte del conjunto se mueve libremente y expande, acomodando las sucesivas intrusiones. En caso contrario la continuidad del proceso intrusivo transformaría el rift en un sistema compresivo, que inhibiría progresivamente la inyección de diques, cerrando el proceso.

Un modelo de formación de los rifts, desarrollado en Canarias (Carracedo, 1994) supone que el empuje ascendente de la pluma mantélica abomba y acaba por romper la corteza frágil, generando un sistema de fracturas triples, la disposición de mínimo esfuerzo (Fig. 4A). En este modelo, el magma penetra a través de esas fracturas por medio de conductos en forma de planos (diques), generando el típico volcanismo fisural, con alineaciones de centros eruptivos paralelos al eje de las fracturas (Fig. 4B). La acumulación del volcanismo con esta disposición da lugar a los rifts, estructuras volcánicas alargadas, dispuestas en tejado a dos aguas. La concentración de centros eruptivos en la cima del rift tiene su correspondencia en el subsuelo en un enjambre de diques que forma el sistema de alimentación de la estructura (Fig. 4C). El desplazamiento lateral forzado de uno de los flancos del rift por el efecto de cuña de las sucesivas intrusiones en los rifts es el elemento decisivo en la generación de los deslizamientos laterales. El volumen implicado dependerá de la zona del rift afectada, siendo máximo cuando el bloque movilizado es el comprendido entre dos rifts.

La isla de El Hierro, la más joven de las Canarias y en un estadio aún incipiente de desarrollo (las lavas emergidas más antiguas datadas tienen 1.12 Ma), es un excelente ejemplo de la interrelación rifts-megadeslizamientos (Fig. 5). A pesar de su extrema juventud esta isla presenta rasgos geomorfológicos aparentemente propios de ambientes que han experimentado una fuerte erosión (cantiles verticales de hasta 1.400 m en formaciones de apenas unos cientos de miles de años). Sin embargo, es imposible una tasa erosiva tan elevada, que además tendría que compensar una actividad eruptiva reciente muy intensa y continuada. La existencia de al menos cuatro megadeslizamientos en el corto intervalo de 1 millón de años explica adecuadamente la morfología de El Hierro, imposible únicamente mediante procesos erosivos (e.g., Carracedo et al., 2009).

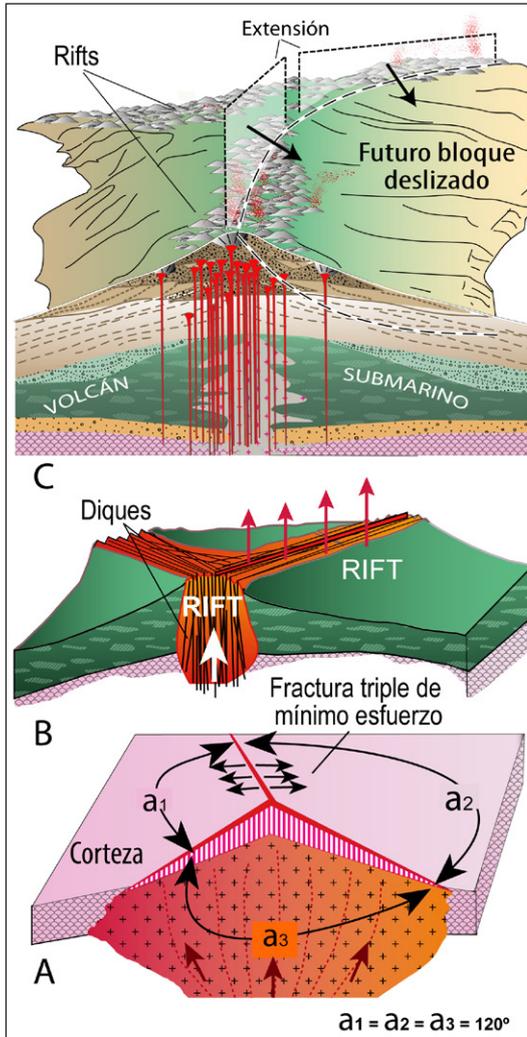
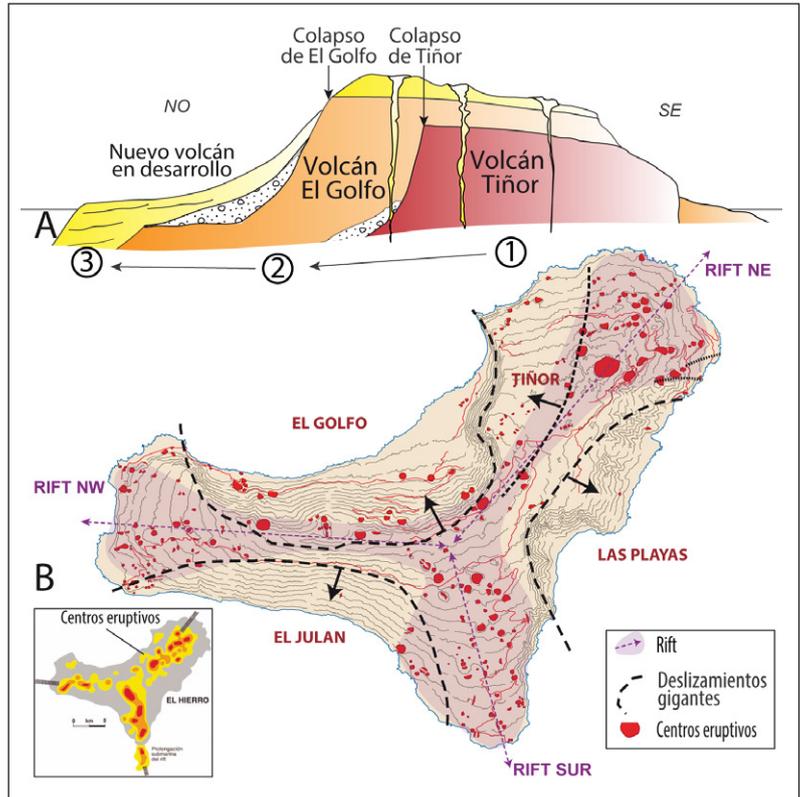


Fig. 4. Estructura profunda de una isla oceánica similar a las Canarias. A) La pluma mantélica abomba la corteza generando fracturas triples a 120° . B) La inyección preferente en estas fracturas genera rifts. C) El progresivo crecimiento e inestabilidad del edificio insular y la continuada intrusión de diques acaba por originar el deslizamiento de flanco (modificado de Carracedo, 2014).

Los megatsunamis: peligro asociado a los megadeslizamientos

La entrada en el mar de los gigantes volúmenes de rocas que suponen los megadeslizamientos, va a suponer una enorme perturbación en su superficie, formando olas de gran longitud de onda que se propagarán de forma esférica (maremotos). Al alcanzar las plataformas (insulares o continentales) van a producir megatsunamis, de alta capacidad destructiva (e.g., Martínez-Solares *et al.*, 2005 y otros artículos en el mismo monográfico especial sobre tsunamis de la revista Enseñanza de las Ciencias de la Tierra).

A diferencia de los tsunamis provocados por los movimientos sísmicos, donde la llegada a la costa se refleja en un primer instante por la retirada del mar, los tsunamis asociados a megadeslizamientos tienen un comportamiento contrario, con el inmediato avance del frente de ola debido al empuje inicial



en la superficie marina que provoca la penetración en ella del material deslizado.

Vigilancia y prevención

En primer lugar hay que incidir en que la formación de megadeslizamientos y su posible secuela, los tsunamis de gran magnitud, tienen una probabilidad de ocurrencia a escala humana prácticamente insignificante. De hecho el hombre nunca ha presenciado un fenómeno de estas características hasta el colapso del flanco del volcán St. Helens (USA, 1980) y que, recordemos, apenas implicó el deslizamiento de 2.9 km^3 .

La frecuencia de ocurrencia de los verdaderos megadeslizamientos, que involucran a decenas o centenares de km^3 , se cifra en decenas o centenares de miles de años, trascendiendo en mucho la escala incluso de la civilización humana, de apenas unos miles de años (e.g. Carracedo y Perez-Torrado, 2015, en este mismo volumen).

Respecto a la vigilancia y prevención de estos procesos catastróficos, poco o nada se puede hacer en relación con los megadeslizamientos, dada su escala de magnitud espacio-temporal. En cambio, sí pueden tomarse medidas anticipadas para paliar el enorme peligro de los megatsunamis, que presentan una elevada frecuencia. Las catástrofes ocasionadas por los tsunamis de Indonesia (2004) y Japón (2011), ocasionados por terremotos de gran magnitud, han servido de lección y acicate para adoptar este tipo de medidas, siendo ahora habitual vigilar la generación de tsunamis después de los terremotos de gran magnitud, con objeto de aprovechar al máximo el tiempo que transcurre desde que ocurre el terremoto hasta que la ola de tsunami alcanza las costas pobladas. Las redes de vigilancia constan de sensores de presión situados en el lecho marino que detectan cam-

bios de presión en la superficie del mar, por pequeños que sean, y que los diferencian perfectamente de los producidos por el oleaje normal debido al viento (para detalles de estos sistemas de vigilancia ver, por ejemplo, Figueras Vila, 2005).

Aunque estos sistemas de alerta se han diseñado para tsunamis desencadenados por terremotos, pueden ser utilizados también en el futuro para el control de los tsunamis inducidos por megadeslizamientos que, aunque mucho menos frecuentes, constituyen también un enorme peligro.

LAHARES

Lahar es un término indonesio que describe el flujo de una mezcla fría o caliente de agua y fragmentos de roca que discurre por los flancos de los volcanes y valles. Un lahar se mueve como una masa de hormigón que arrastra rocas con tamaños que pueden alcanzar el de una casa de dos pisos. La velocidad de flujo de los lahares es muy variable, dependiendo principalmente de su caudal y la topografía. Los grandes lahares pueden fluir a velocidades de decenas de kilómetros por hora, mucho más de lo que puede alcanzar corriendo una persona.

La densidad de la mezcla y su velocidad hacen que los lahares sean muy destructivos. Aunque la idea de flujo pueda hacer pensar que los lahares “inundan” como el agua, en realidad lo que hacen es erosionar todo a su paso, arrasando los edificios hasta sus cimientos, debido a su elevada viscosidad.

Hay varias formas de generar un lahar, la mayoría asociados a erupciones volcánicas, pero también sin presencia de volcanismo (Fig. 6). Los lahares más frecuentes y devastadores se producen en los estratovolcanes sálicos, que suelen tener suficiente altura para estar permanentemente cubiertos de nieve y cuyas erupciones son en su mayoría explosivas. A título de ejemplo, el Nevado del Ruiz (Colombia, 1985) o el Mount Saint Helens (EE.UU., 1980), produjeron lahares por una erupción moderada que fundió súbitamente parte del casquete de hielo que coronaban los edificios volcánicos.

Otras veces la erupción deposita enormes cantidades de cenizas volcánicas en los flancos del volcán. Basta una lluvia intensa para movilizar estas cenizas saturadas en agua y producir un lahar. Éste

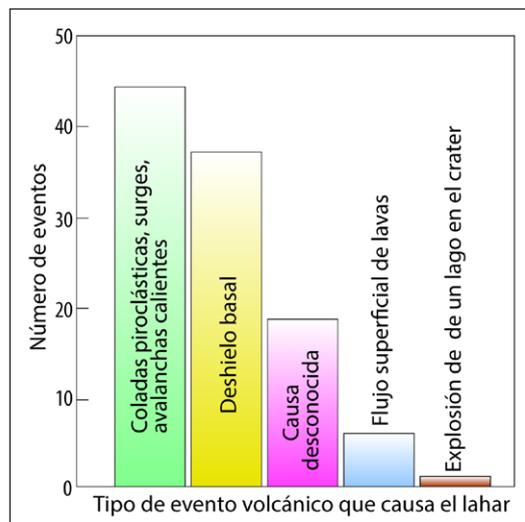


Fig. 6. Número y tipo de procesos eruptivos que han generado lahares por fusión de nieve y hielo en 108 erupciones históricas (figura modificada de Major y Newhall, 1989).

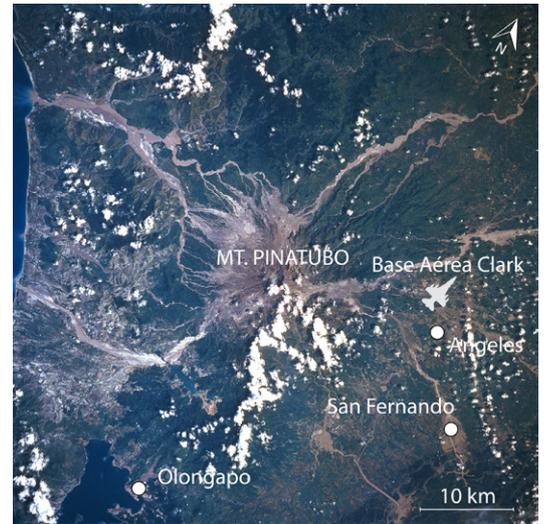


Fig. 7. Imagen de satélite tomada poco después de la erupción del Pinatubo de 1991. Se observan los lahares producidos por las lluvias torrenciales arrastrando las cenizas volcánicas (imagen NASA STS046-75-79A).

es el caso de la erupción de 1991 del volcán Pinatubo (Filipinas). Intensas lluvias monzónicas saturaron las cenizas volcánicas que corrieron ladera abajo a velocidades de hasta 65 km/h a lo largo de más de 80 km. Los sucesivos lahares del Pinatubo depositaron 3 km³ de detritos (unos 300 millones de camiones) en el área circundante del volcán (Fig. 7).

Los lahares fluyen más rápido (siempre más que el agua) y alcanzan más distancia cuanto más cargados están de detritos, por lo que las medidas de mitigación de daños deben ser preventivas, generalmente consistentes en obras de canalización y represas. También se están implementando cada vez más sistemas de alerta temprana, que avisan de la formación de un lahar desde sus comienzos, y controla su curso y velocidad. Las redes de vigilancia consisten en sistemas automáticos integrados por monitores acústicos de flujo (AFM) que a su vez están formados por sismómetros de alta frecuencia que registran la vibración que produce el lahar.

Generalmente los lahares no causan tantas víctimas inmediatas como las que se producen después de la catástrofe, por hambrunas, enfermedades, etc. Sin embargo en el siglo XX representan la segunda causa de víctimas y, además, el número ha aumentado drásticamente en relación con las habidas en los siglos XVIII y XIX (Carracedo y Tilling, 2003). Esta aparente contradicción se debe a un hecho puntual, la muerte de 25.000 personas en un catastrófico lahar durante la erupción del Nevado del Ruiz (Colombia) en 1985, una tragedia que pudo fácilmente haberse evitado.

Un caso estudio: el lahar de la erupción de 1985 del Nevado del Ruiz (Colombia)

El Nevado del Ruiz es un volcán de 5400 m de altura, que en 1985 se consideraba activo pero en reposo (el “León Dormido”). Este volcán ya había tenido erupciones en 1595 y 1845 que habían causado lahares catastróficos que arrasaron la llanura en la que se asentaba la población de Armero, que en 1985 tenía unos 30.000 habitantes. Todos los

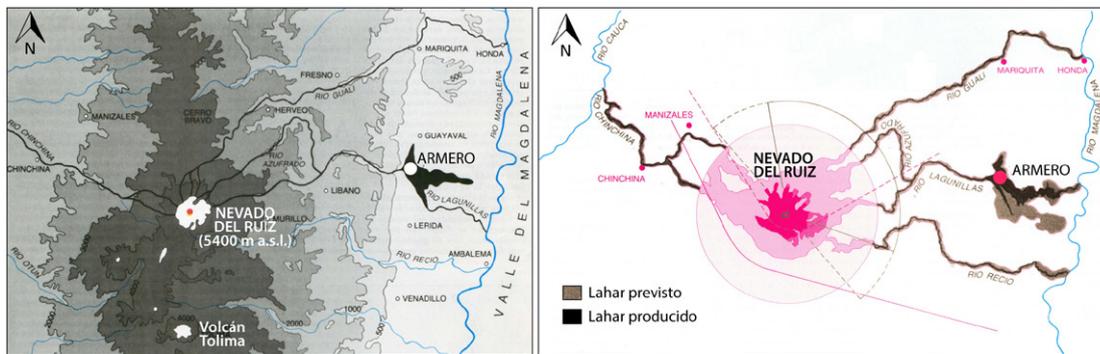


Fig. 8. A) Complejo volcánico Nevado del Ruiz-Tolima formando una cresta entre los ríos Cauca y Magdalena y situación de la población de Armero, en el paso del Río Lagunillas. B) Mapa de riesgo volcánico elaborado meses antes de la erupción, que predijo exactamente las zonas que serían afectadas por lahares, incluyendo todo el pueblo de Armero (figuras tomadas de Carracedo, 1997).

lahares anteriores se habían originado al fundir los materiales volcánicos incandescentes parte del casquete de hielo permanente de 21 km² y unos 500 millones de m³. Una red de barrancos radiales conecta el volcán con los ríos principales: el Cauca, al oeste, y el Magdalena, al este. Uno de estos barrancos (el Río Lagunillas) desemboca directamente en la llanura de Armero, salvando en 75 km un desnivel de 5000 m (Fig. 8).

La erupción de 1985 no ocurrió sin aviso. Un año antes de la erupción hubo terremotos de baja intensidad y una explosión freática en el cráter del volcán que lo cubrió con una fina capa de cenizas volcánicas (Fig. 9), que llegaron incluso a la ciudad de Manizales. La actividad fumaroliana se incrementó desde principios de 1985.

Estas manifestaciones, posible indicio de reactivación del volcán, impulsaron su estudio y la elaboración de un mapa de peligros volcánicos (ver figura 8B). Este mapa indicaba con exactitud las áreas que serían destruidas por los lahares si se producía una erupción, como efectivamente ocurrió (Carracedo, 1997, 2002).

Hubo evidencias precursoras de la erupción y se conocían perfectamente sus peligros, principalmente los lahares. Es pues inexplicable que esta anunciada erupción se convirtiera en una de las más trágicas conocidas, parecida en el número de víctimas a la del Mt. Pelée de 1902, o la del Krakatoa de 1883.

Meses antes de la erupción, en julio de 1985, sectores universitarios, sociales y financieros, alarmados por la posibilidad de una próxima erupción,

crearon el Comité de Estudios Volcanológicos (CEV). Este comité, respaldado por el gobierno de Caldas, fue el que elaboró el mapa de peligros volcánicos (ver figura 8B) e hizo el seguimiento de la erupción (Herd *et al.*, 1986). La erupción freática del 11 de septiembre (Fig. 10) causó alarma general. Defensa Civil declaró el estado de alerta y el CEV comenzó la elaboración del mapa de peligros, que una vez terminado se publicó en los periódicos locales (El Espectador, 8-10-1985).

La situación antes de la erupción del 13 de noviembre mejoró considerablemente. Por ello, las entidades financieras locales (Cámaras de Comercio) se quejaron de las pérdidas económicas ya que la publicación del mapa de peligros suponía una depreciación del valor de los terrenos afectados, y el arzobispo de la región acusó a los medios de "terrorismo volcánico".

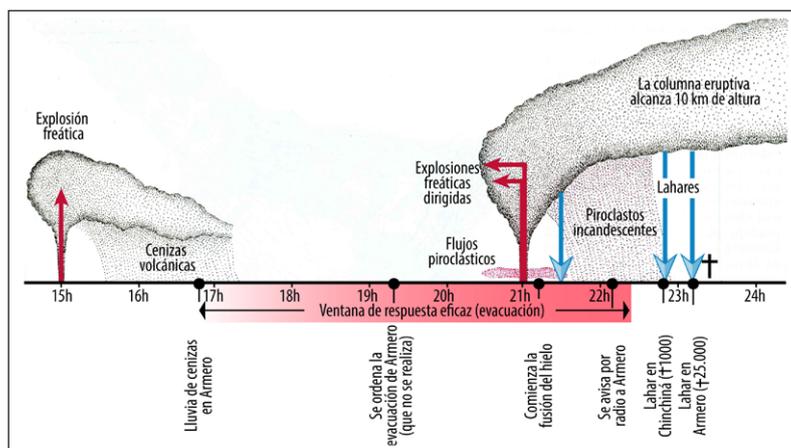
Crónica de sucesos del 13 de noviembre de 1985 (ver figura 10)

- 15:06 h. Comienza la erupción, con caída de cenizas en Manizales, a 50 km del volcán.
- 17:00 h. Defensa Civil mantiene una reunión oficial que termina a las 19:30 sin acuerdo. Se convoca otra reunión para el día siguiente.
- 21:08 h. Comienza la fase subpliniana.
- 21:30 h. Lluvia torrencial. Primeros avisos de lahar. El gobernador de Caldas da personalmente la alarma (alerta roja) por varias emisoras de radio.
- 22:30 h. Defensa Civil de Líbano y Murillo (pueblos próximos) alertan a Armero para que evacúen.
- 22:35 h. El alcalde de Armero pide a los habitantes del pueblo que se queden en sus casas y él hace lo mismo con su familia (lo que indica su nula percepción del peligro).

Fig. 10. Secuencia de eventos antes y durante la erupción de 1985 del Nevado del Ruiz. Obsérvese la ventana de oportunidad que existió antes de la erupción para una evacuación organizada, frustrada por errores humanos derivados de intereses económicos y políticos (figura tomada de Carracedo, 1997).



Fig. 9. Volcán Nevado del Ruiz con indicios de reactivación eruptiva en 1985. Aparte del peligro que supone la posibilidad de erupciones de alta explosividad (plinianas), el mayor riesgo para las poblaciones del entorno es el de la fusión del hielo por caída de piroclastos incandescentes y la generación de lahares. La moderada magnitud de la erupción de 1985 solo fundió una mínima parte (~5%) del casquete de hielo permanente, de 21 km² y unos 500 millones de m³ (foto INGEOMINAS).



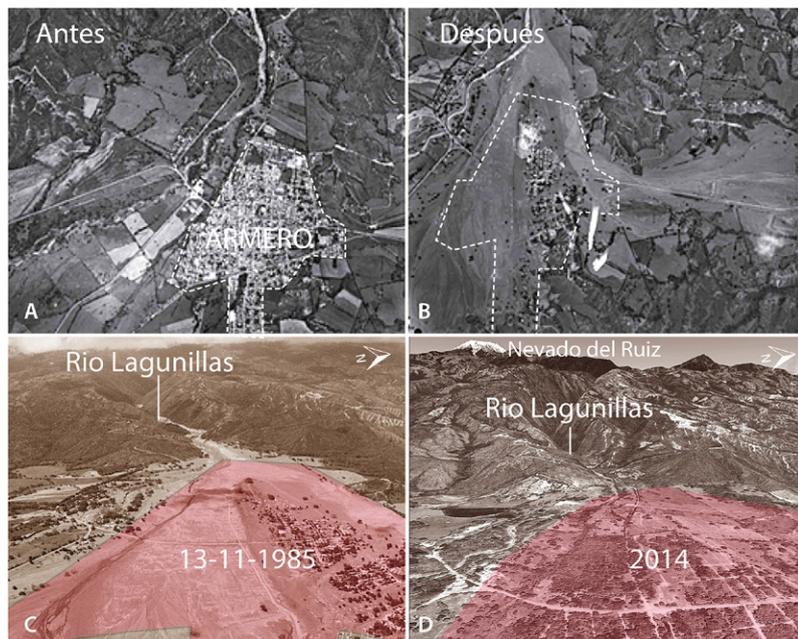


Fig. 11. Antes (A) y después (B) del lahar de la erupción de 1985 del Nevado del Ruiz. La población de Armero (30.000 habitantes) fue casi totalmente destruida, pereciendo unas 25.000 personas. Situación de la zona afectada por el lahar justo después de la erupción (C) y en la actualidad (D). El terreno afectado se ha destinado exclusivamente a la agricultura.

- 22:40 h. El párroco de Armero recorre las calles con un altavoz aconsejando a los vecinos no hacer caso de las alarmas y permanecer en sus casas.
- 23:00 h. El lahar destruye la ciudad y produce 25.000 víctimas.

Conviene destacar que en esta ocasión no se trataba de especular o fiarse de estadísticas o posibilidades sino que se trataba de un proceso en marcha. Cuando el lahar se inició en la cima del volcán tenía que recorrer 75 km hasta Armero a una velocidad de unos 40 km/h. Desde que fue avistado por primera vez (21:30 h) hasta que llegó a Armero, había tiempo suficiente para una evacuación organizada y eficaz, ya que la planicie de Armero estaba rodeada de montículos que hubieran salvado a la población (Fig. 11).

La causa de la tragedia, adecuadamente prevista científicamente, es un ejemplo de acumulación de errores humanos, intereses económicos y políticos, y la tendencia a “esperar hasta el último minuto”.

CONSIDERACIONES FINALES

Los deslizamientos del terreno involucrando volúmenes relativamente reducidos son muy abundantes en zonas con fuertes pendientes y generan grandes pérdidas económicas por afectar a carreteras y construcciones, además de producir frecuentemente pérdida de vidas humanas.

En cambio, los megadeslizamientos, potencialmente mucho más destructivos, no han ocasionado daños al no haberse producido ninguno en el periodo de existencia de la civilización humana. El ejemplo que más se aproxima, el colapso del flanco del Volcán Saint Helens (EE.UU., Mayo de 1980), desplazó solo unos 3 km³, a pesar de lo cual produjo unas 60 víctimas mortales e incontables perjuicios económicos.

Al tratarse de sistemas críticamente autoorganizados (en los que una perturbación diminuta indetectable puede producir una respuesta enorme), la ocurrencia de los megadeslizamientos no puede anticiparse, a la vez que por sus dimensiones no pueden establecerse medidas preventivas eficaces.

En el caso de los lahares las condiciones de predicción y prevención pueden ser mucho más eficaces, al tratarse de fenómenos cuyo inicio, recorrido y consecuencias pueden determinarse en muchos casos con suficiente antelación. No obstante, la no aplicación de las medidas preventivas oportunas puede acarrear graves consecuencias, como ocurrió en la tragedia del Nevado del Ruiz (Colombia) de 1985.

BIBLIOGRAFÍA

Carracedo, J.C. (1994). The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60 (3-4), 225-242.

Carracedo, J.C. (1997). Riesgo volcánico. *Investigación y Ciencia*, 8, 100-112.

Carracedo, J.C. (2002). *La Erupción del Nevado del Ruiz y el lahar catastrófico del 13 de Noviembre de 1985*. En: *Riesgos Naturales* (Eds.: F.J. Ayala-Carcedo y J. Olcina Cantos). Ariel, 295-305.

Carracedo, J.C. (2014). *Structural Collapses in the Canary Islands*. En: *Landscapes and Landforms of Spain* (Eds.: F. Gutiérrez y M. Gutiérrez). Springer-Verlag, 289-306.

Carracedo, J.C. y Tilling, R. I. (2003). *Geología y vulcanología de islas volcánicas oceánicas: Canarias-Hawaii*. Ed. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias (Pub. n^o 293), 73 p.

Carracedo, J.C. y Perez-Torrado, F.J. (2015). Peligros volcánicos ¿Predecibles, prevenibles, mitigables? *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23.1, 5-11.

Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., De La Nuez, J. y Perez-Torrado, F.J. (2001). Geology and vulcanology of La Palma and el Hierro (Canary Islands). *Estudios Geológicos*, 57, 1-124.

Carracedo, J.C., Perez-Torrado, F.J. y Hansen A. (2007). El relieve de las Islas Canarias. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.2, 196-205.

Carracedo, J.C., Perez-Torrado, F.J., Paris, R. y Rodríguez Badiola, E. (2009). Megadeslizamientos en las Islas Canarias. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 17.1, 44-56.

Figueras Vila, S. (2005). Redes de vigilancia sísmica y vigilancia de tsunamis. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13.1, 46-51.

Genevois, R., Martino, S. y Prestininzi, A. (2013). 50 años de la tragedia de Vajont (Italia). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21.1, 92-94.

Herd, D.G., Carracedo, J.C., Fúster, J.M., Cendrero, A. y Comité de Estudios Volcánológicos (1986). The 1985 Ruiz Volcano Disaster. *EOS (Transactions American Geophysical Union)*, 6719, 457-460.

Major, J.J. y Newhall, G.C. (1989). Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods. *Bulletin of Volcanology*, 52, 1-27.

Martínez-Solares, J.M., del Fresno, C., Goded, T., Gaité, B., Sánchez, F. y Buforn, E. (2005). Terremotos y tsunamis: Cómo se generan estos procesos naturales. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13.1, 15-19.

Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R. y Torresan, M.E. (1989). Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research*, 94, 17465-17484. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 28 de julio de 2014 y aceptado definitivamente para su publicación el 23 de enero de 2015.