

Depósitos epiclásticos

LOS GRANDES DESLIZAMIENTOS (VOLCÁNICOS Y NO VOLCÁNICOS) DE TIPO *DEBRIS AVALANCHE* EN COSTA RICA

Guillermo E. Alvarado^{1,2*}, Eduardo Vega¹, Jeisson Chaves² & Mauricio Vásquez²

¹ Instituto Costarricense de Electricidad, Apdo. 10032-1000, Costa Rica

² Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica,
Apdo. 214-2060, Costa Rica

*Autor para contacto: galvaradoi@ice.go.cr

(Recibido 26/12/03; aceptado 26/05/04)

ABSTRACT: A series of large and complex landslides of the debris avalanche type (1.5-23.5 km long, 3-127 km², 0.1-8.2 km³), have been identified in Costa Rica. They are associated inland, with large volcanoes (Cacao, Rincón de la Vieja, Miravalles, Tenorio and Turrialba), or smaller in old volcanic and sedimentary ranges (i.e., Costeña Range), as well as colossal ones in the bottom of the Pacific Ocean (22 km long, 1100 km², >500 km³). At volcanoes, these deposits have ages ranging between 0.2 Ma and 9000 years. The Arancibia landslide in 2000 was an event of this type, in an inactive volcanic zone (Tilarán Range). It is speculated that an event of this kind could happen every 500-2000 years. The unstable slopes offshore in front of the Pacific coast are prone areas for the generation of tsunamis triggered by large submarine slides.

Keywords: Debris avalanche, Costa Rica, volcanoes, submarine landslides, Pleistocene glaciations, lahars.

RESUMEN: Una serie de grandes deslizamientos complejos del tipo *debris avalanche* (1,5-23,5 km de longitud, 3-127 km², 0,1-8,2 km³), han sido identificados en Costa Rica. En tierra se presentan asociados con grandes volcanes (Cacao, Rincón de la Vieja, Miravalles, Tenorio y Turrialba), o de menor tamaño en serranías volcánicas y sedimentarias antiguas (p.ej., cordillera Costeña), así como colosales en el fondo del océano Pacífico (22 km de longitud, 1100 km², >500 km³). En los volcanes, estos depósitos poseen edades variables entre aproximadamente 0,2 millones de años hasta 9000 años. El deslizamiento de Arancibia del año 2000 fue un evento de este tipo, en una zona volcánica actualmente inactiva (cordillera de Tilarán). Se puede especular que un evento de este tipo puede ocurrir cada 500-2000 años, aproximadamente. Las laderas inestables del talud continental frente a la costa pacífica, son sectores aptos para la generación de tsunamis disparados por grandes deslizamientos submarinos.

Palabras clave: *Debris avalanche*, Costa Rica, volcanes, deslizamientos submarinos, glaciaciones pleistocenas, lahars.

INTRODUCCIÓN

El término *debris avalanche* (avalanchas de detritos) está ampliamente utilizado en la literatura vulcanológica y de ingeniería geológica. Corresponde con grandes deslizamientos de detritos y rocas, no saturadas a saturadas, sin cohesión, que se generan por el colapso parcial de una serranía rocosa o de un edificio volcánico, impulsado por explosiones freáticas, la intrusión de nuevo magma, terremotos, colapsos caldéricos u otros factores. A nivel mundial, las avalanchas que resultan de estos colapsos subaéreos, han llegado a alcanzar grandes velocidades (50-360 km h⁻¹) y distancias (0,5-120 km). Abarcan amplias áreas desde 5 a > 2200 km². Sus volúmenes son variables entre 0,01 hasta >300 km³, y sus espesores llegan a alcanzar centenas de metros. Los deslizamientos submarinos adquieren dimensiones aún mayores, pudiendo viajar hasta 800 km, cubrir áreas de 2200-10 000 km² y volúmenes de 3500-5000 km³ (Ui, 1989; Mehl, 1993; Voight & Elsworth, 1997; Ui *et al.*, 2000; Bondevik *et al.*, 2003; y referencias citadas en ellos). Tras el desplome, se genera un anfiteatro, conocido como sector de colapso (colapso sectorial) o caldera de avalancha. La superficie del depósito presenta una morfología *hummocky*, cuya superficie es irregular y presenta lomas cónicas (entre un metro y varias decenas e incluso centenas de metros de elevación), que por lo general corresponden con grupos de bloques, circundados por depresiones o lagunas.

Otros rasgos topográficos característicos son la conformación de montículos alargados en los extremos laterales, con alturas de hasta 40 m y que se conocen como *levées*. Textualmente, el depósito es mal seleccionado, en ocasiones con megabloques de dimensiones decamétricas hasta hectométricas (que pueden variar desde monolitológicos hasta estratificados), sedimentos deformados, preservación parcial de la estratigrafía original, fallas atectónicas, volcamiento de bloques, así como matriz pulverizada y estrías basales y rocas fusionadas o fricciones (Ui, 1989; Ui *et al.*, 2000; Erismann & Abele, 2001). También hay grandes *debris avalanches* en regiones no volcánicas, aunque suelen ser de dimensiones

menores. Varios eventos de este tipo han ocurrido históricamente en Asia (Rusia, Japón), Europa (Austria, Italia) y América (EE.UU., Costa Rica, Ecuador, Perú), con periodos de recurrencia que deben de ser de al menos uno cada siglo (Ui *et al.*, 2000; Erismann & Abele, 2001).

Más de 20 mecanismos diferentes se han propuesto para la generación de los *debris avalanches* y para poder explicar su rápida movilidad y las grandes distancias alcanzadas. Dentro de estos mecanismos se incluyen: lubricación por aire, licuefacción del terreno impactado, auto-lubricación, fluidización acústica, flujo granular, energía sísmica de fluidización, entre otros. La formación de un lahar rico en arcilla a partir de un *debris avalanche*, depende del contenido de humedad natural, del porcentaje de sedimentos finos o de la incorporación de agua durante su recorrido. Los lahares así formados pueden viajar mayores distancias (Voight & Elsworth, 1997; Ui *et al.*, 2000).

En la literatura geológica costarricense, Castillo (1978) es el primero que presenta una idea sobre este tipo de avalanchas, al documentar los grandes deslizamientos en el volcán Cacao. Alvarado (1987) por su parte, es el que trae a colación el término "*volcanic debris avalanche*" y presenta varios casos para Costa Rica. Desde ese entonces se han reconocido y estudiado múltiples ejemplos (Alvarado, 2000; Alvarado *et al.*, 2000; Alvarado & Vega, 2002). Mora (1985), en su trabajo titulado "*Las laderas inestables de Costa Rica*", no menciona ninguno de los grandes deslizamientos acá tratados y no se contemplan los *debris avalanches* dentro de su investigación. Lo mismo sucede en la literatura geotécnica costarricense. Mora *et al.* (1991) consideran al deslizamiento de Puriscal como "el más grande de Costa Rica y tal vez de Centroamérica y el Caribe". Sin embargo, los deslizamientos considerados como grandes por la mayoría de los geotecnistas y geólogos ingenieriles, tales como el de Tapezco (25 m de espesor, 25 ha, 6,5x10⁶ m³), San Blas (60 m, 67 ha, 40x10⁶ m³) y Puriscal (30-60 m, 400 ha, 195x10⁶ m³), en realidad son varias veces más pequeños en espesor, área y volumen que los deslizamientos tipo *debris avalanche* acá contemplados.

El presente trabajo presenta un catálogo actualizado con respecto al de Alvarado & Vega (2002), sobre la información referente a los megadeslizamientos (*debris avalanches*) reconocidos hasta el momento en Costa Rica (Fig. 1; Cuadro 1) y plantea algunos aspectos de interés ingenieril y de amenazas geológicas, además de una comparación gráfica a nivel mundial, a partir de datos bibliográficos.

Los datos de radiocarbono fueron calibrados usando la versión 4.4 del programa CALIB (Stuiver & Reimer, 1993) y el banco de datos de Stuiver *et al.* (1998). Junto con ciertas dataciones radiométricas de K-Ar, aportan datos por medio de los cuales se puede conjeturar acerca de nuestro pasado climático más gélido (épocas glaciares) y sus implicaciones en la generación y dilución por incorporación de agua de fusión en este tipo de eventos.

DEBRIS AVALANCHES EN VOLCANES

Volcán Cacao, Avalancha del Cacao

En el flanco sur del volcán Cacao se han encontrado evidencias de depósitos relacionados

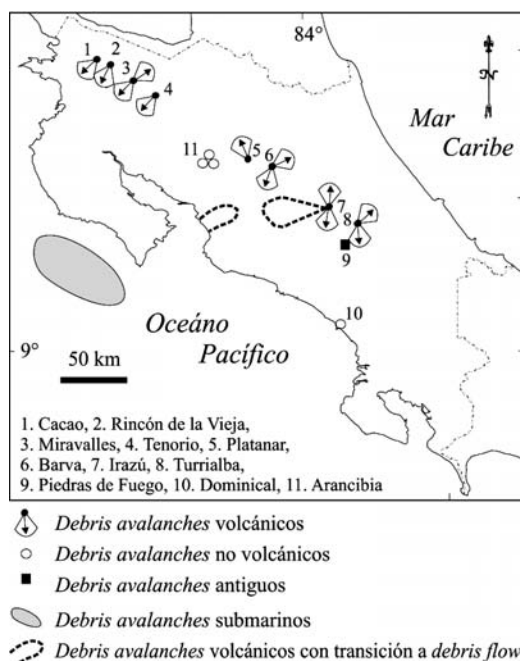


Fig. 1: Ubicación de los *debris avalanches* de Costa Rica.

con un evento de *debris avalanche* de importantes dimensiones conocido como Avalancha del Cacao.

Cuadro 1

Principales avalanchas volcánicas en Costa Rica

Nombre	Localidad	Área (km ²)		Espesor (km)		Vol. (km ³)		Long.(km)		Relación Alt./Long.		Diám. cráter (km)
		Mín.	Máx.	Máx.	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.		
Cacao	Queb. Grande.	36	52	0,04	1,4	2,0	15,5	16	0,072	0,088	2,5	
Rincón de la Vieja	Azufrales	11	18	0,02	0,2	0,36	7,5	8,9	0,14	0,123	4	
Miravalles	La Fortuna	92	127	0,065	6,0	8,2	11,5	18,7	0,17	0,11	10	
	Upala	20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	13	n.d.	0,08	2	
	Las Mesas	3	3	0,037	0,10	0,25	1,5	5,6	n.d.	n.d.	n.d.	
Tenorio		80	118	0,02	1,6	2,36	17,5	23,5	0,091	0,069	n.d.	
Platanar	Chocosuela	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6-7	
Barva	Coyol	n.d.	n.d.	0,06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Irazú	Prusia	n.d.	5,2	0,1	1,35	2,0	5,5	17	0,12	0,145	2,5-3,5	
	R. Costa Rica	5,5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Turrialba	Angostura	15	25	0,05	0,75	1,4	n.d.	14,25	n.d.	0,062	5	
	Bajos	1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3,57	n.d.	0,36	n.d.	n.d.	
	Santa Rosa	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5	n.d.	0,1	n.d.	n.d.	

n.d.= no datos, Long.=longitud, Alt.=altitud, Vol.=volumen,

Castillo (1978) describe por primera vez este depósito y menciona que “representan avalanchas de materiales volcánicos caóticos, en parte producto de la explosión del antiguo volcán Cacao que destruyó el flanco sur de dicho edificio volcánico y en parte por erupciones de masas de piroclásticos de baja temperatura a lo largo de fracturas pre-existentes...”. Posteriormente, Tournon (1984) lo asocia con un *debris avalanche*. En efecto, al sur del cerro Cacao se encuentra un cráter de 2,5 km de diámetro con estructura de colapso, el cual produjo el *debris avalanche*.

Se encuentra conformado por un depósito que presenta clastos redondeados a subangulares de tamaños métricos a decimétricos de lavas. La matriz está conformada por pómez subredondeadas y angulares de tamaños máximos de 2,5 cm hasta arena pumítica generalmente de tonalidad crema, aunque en algunos sectores la tonalidad varía a grisácea y hasta rojiza con escorias de 2-3 cm de tonos rojizos, negros, blancos y amarillos. Los clastos varían desde 3,5 m hasta menos de 1 cm. Petrográficamente, muestran una composición andesítica, dacítica e incluso basáltica (Barahona *et al.*, 2001). Castillo (1978) reporta brechas y tobas brechosas asociadas con eventos de avalancha de piroclastos no soldados, poco a medianamente meteorizados. Las brechas están constituidas por abundantes fragmentos de andesita, angulares a subangulares. Las tobas brechosas son de características similares que las brechas; sin embargo, varían en cuanto a tamaño, generalmente de 50 cm hasta 5 cm de diámetro. La matriz (~55%) es arenosa, con mala selección. Frecuentemente, el contacto entre los clastos es puntual. Su mejor exposición se ubica en la margen izquierda del río Salitral en las coordenadas 308,75 N y 374,35 E. Los espesores varían desde más de 5 m en el río Quebrada Grande y Salitral hasta 35 y 40 m en ciertas partes del río Ahogados; con una extensión total de 52 km² a partir del anfiteatro donde se originó. En ciertos lugares se puede observar la estructura en rompecabezas. La topografía *hummocky* es característica de esta unidad.

Volcán Rincón de la Vieja, Avalancha del Rincón

En la falda sur del volcán Rincón de la Vieja afloran depósitos de *debris avalanche* con una extensión aproximada de 18 km². Se hallan cubiertos en parte por pómez de caída del Holoceno. Esta unidad ha sido relativamente bien estudiada, dado que la cortan 3 perforaciones profundas (> 1 km) y 5 para medir los gradientes geotérmicos (< 340 m), además de los afloramientos presentes.

Una de las más notables evidencias de este *debris* es la topografía *hummocky*, representada por relieves positivos de hasta 20 m de altura vistos cerca del cañón del río Colorado y en los límites del parque, en el sitio Azufrales (Barahona *et al.*, 2001). Se encuentra constituido principalmente por clastos centimétricos a decamétricos de lavas, angulares a subangulares con diferentes composiciones y grados de alteración, con ocasional pómez gris y rojiza, fragmentos de toba lítica, piroclastos y clastos de ignimbrita, inmersos en una matriz limo-arenosa de tonalidades café, violeta, crema, rojo y gris. En zonas cercanas a Azufrales es donde se ven las principales diferencias en los constituyentes que conforman el depósito, como bloques laminados, masivos y/o vesiculares, algunos porfiríticos y otros afaníticos. El grado de alteración de los bloques es muy variable, además, se resalta la presencia de fracturas rellenas de óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso. Los clastos de lavas pueden tener texturas de dirección de flujo, escoriáceas, opalitizadas e hidrotermalizadas.

Volcán Miravalles

En este volcán se reconocen tres depósitos independientes: La Fortuna, Las Mesas y Upala, los cuales son descritos a continuación.

Avalancha de La Fortuna

Fernández (1984) es uno de los primeros autores en mencionar los “lahares” del Miravalles, cubriendo gran parte de la caldera de Guayabo,

los cuales se originaron por la destrucción de la porción suroeste del edificio Paleo-Miravalles. Comenta además, que existen otras unidades relacionadas con el colapso volcánico-tectónico que dio origen al Bajo Chiqueros. Alvarado (1987) y Melson (1988) lo asociaban específicamente con un *debris avalanche*.

En efecto, al suroeste del cráter del volcán Miravalles existen depósitos relacionados con eventos de *debris avalanche* que cubren un área aproximada de 127 km². Estos se hallan cubiertos en parte por flujos piroclásticos, lavas recientes y pómez anaranjadas. Hacia al oeste, estos depósitos no presentan una clara morfología de avalancha y tienen poco espesor. Esta unidad presenta una morfología típica *hummocky* con presencia de numerosas lagunas y pantanos de dimensiones decamétricas distribuidos entre las colinas de dimensiones métricas, decamétricas (la gran mayoría) hasta hectométricas (p.ej. cerro Los Caballos), así como colinas longitudinales, transversales y arqueadas (Vargas, 1994).

Los depósitos de avalancha se presentan como una mezcla caótica de clastos angulares de tamaños métricos a centimétricos, constituidos principalmente por lavas, con ocasionales bloques silicificados, pedernales y pómez; inmersos en una matriz limo-arenosa. Además, se presentan intercalados depósitos de tobas y sedimentos fluvio-lacustres. Las lavas presentan tonalidades grises a negras, con una composición andesítica, andesítica basáltica y ocasionalmente dacítica, con tamaños que varían desde 5 m hasta 1 cm. Los bloques silicificados son generalmente blancos, con tamaños que varían desde unos 2 m a unos pocos centímetros; los pedernales tienen tonalidades rojizas, amarillentas y verdes con tamaños que no superan los 15 cm, aunque predominan los < 3 cm. Tanto los bloques silicificados como los pedernales son producto de alteración hidrotermal; sin embargo, en el caso de los pedernales parecen que son anteriores a la formación del depósito, mientras que los bloques silicificados fueron afectados por la alteración hidrotermal tanto antes de producirse la avalancha, como después. La pómez es muy escasa, generalmente de tamaños menores de 2 cm, muy alterada y no está claro su origen: sea durante la actividad que dio

origen al depósito o bien pertenecían a unidades ya existentes. La matriz, de tonalidad café claro, localmente rojiza, amarillenta y violeta, mayormente en áreas afectadas por hidrotermalismo, está compuesta principalmente de limos, arcillas y arenas con gravas ocasionales. Grandes bloques de coladas de lava, embebidos en una matriz limo-blocosa, fueron interpretados en los inicios de la investigación del Campo Geotérmico del Miravalles, como coladas de lava *in situ* y domos volcánicos.

Se trata del depósito de este tipo más estudiado en Costa Rica, pues al menos 50 perforaciones profundas (> 1 km) y 36 para medir los gradientes geotérmicos (< 350 m) lo cortan, aunado a los afloramientos presentes. Las tobas líticas y tobitas son generalmente de diferentes tonalidades, se encuentran en baja proporción (principalmente en los pozos PGM 17 (ICE-ELC, 1993a), PGM 21 (ICE-ELC, 1993b) y PGM 07 (Vega *et al.*, 1998), pero por ser descritas con base en los cortados de las perforaciones, no ha sido posible asignarles una génesis (flujo piroclástico, oleada, caída). En los pozos PGM 19 (ICE, 1993), PGM 27 (ICE-ELC, 1994) y PGM 43 (ICE, 1995), se identificaron sedimentos fluvio-lacustres formados por materiales redondeados arenosos (cristales de plagioclasas y piroxenos; líticos), bloques y pómez.

Mediante los patrones de curvas de nivel en la hoja cartográfica y de la interpretación de las fotos aéreas, se concluye que el movimiento de esta(s) avalancha(s) se produjo hacia el suroeste de la depresión del Bajo los Chiqueros, en forma más o menos concordante con la paleotopografía. De acuerdo con esta distribución, su origen podría estar relacionado con el edificio volcánico denominado Paleo-Miravalles, con la formación de la depresión denominada el Bajo Los Chiqueros, más que con el actual volcán Miravalles. Ello nos trae ante una serie de paradojas: ¿Dicho deslizamiento fue disparado por actividad volcánica del Paleo-Miravalles o por un simple deslizamiento no-volcánico? ¿Es el actual edificio volcánico del Miravalles un cono muy joven, edificado en unos pocos miles de años (< 8000 años), seguido después por un prolongado dormitar de centenas a algunos pocos miles de años? Todo ello da pie a investigaciones futuras.

Hay 3 dataciones para esta avalancha, cuyas edades más confiables reportan fechamientos de unos 7400 años (Cuadro 2), las cuales una vez calibradas y promediadas, darían una edad de 8275 años a.P.

Para estimar el volumen movilizado por el deslizamiento se pueden usar dos metodologías: 1) utilizando los datos de los espesores medidos en 73 perforaciones y datos de observaciones de campo se asume un espesor de 65 m como el promedio para toda el área de cobertura, y 2) calculando el espacio dejado por el desprendimiento en masa sobre la ladera. Para el primer caso se utilizaron todas las perforaciones profundas y 23 de las medianas que atraviesan en su totalidad la unidad con espesores variando entre 23 m en el PGM 05 (ICE-ELC, 1984) y 156 m en el PGM 45 (ICE-GEOTHERMEX, 1996). De acuerdo con el mapa geológico de Miravalles, la unidad tiene una extensión entre 92 y 127 km². Teniendo en cuenta que los espesores varían considerablemente y que en los sectores Laguna Mogote y Los Llanos no se cuenta con perforaciones profundas, el volumen se puede estimar entre 6 y 8 km³. Para el segundo caso, asumiendo una caldera de colapso sectorial o de avalancha (parcialmente cubierta), en lo que hoy día es el Bajo Los Chiqueros, de 10 km² con una profundidad aproximada de 0,5 km, tendríamos groseramente un volumen de 5 km³. Estas discrepancias son lógicas dada la expansión volumétrica del material al momento de movilizarse.

Avalancha Las Mesas

Estos depósitos presentan una mezcla caótica, constituida por bloques lávicos, material del flujo piroclástico de Santa Rosa, cenizas de diferentes tipos, sedimentos aluviales, bloques arcillosos y pómez anaranjadas (Cárdenes & Gordon, 1997).

Los fragmentos lávicos son algunos de forma angular y otros redondeados, de composición andesítica, con tamaños desde métricos (especialmente hacia el sito Las Mesas) a menos de 1 cm. El material del flujo piroclástico de Santa Rosa está formado por fragmentos pumíticos grises a rojizos, relativamente densos, con tamaños entre < 1-50 cm, mezclados con esporádicos clastos andesíticos de tonalidad grisácea, inmersos en una matriz pumítica gris a gris rojiza. Las cenizas son en general de gris oscuro a claro, compuestas por cristales de plagioclasa y pequeños fragmentos lávicos, de tamaños milimétricos. Estas cenizas se presentan en forma de lentes, con espesores máximos que varían desde 5 hasta 20 cm, y rara vez se extienden más de 2 m de longitud. Los sedimentos aluviales, anteriormente deslizados, se encuentran intercalados, formados principalmente por clastos andesíticos bien redondeados con tamaños que no superan los 30 cm, con un predominio de tamaño de 5 cm; ocasionalmente se observan capas de arenas gruesas a finas bien redondeadas. Los bloques arcillosos son de tonalidad grisácea a café claro,

Cuadro 2

Dataciones de radiocarbono del *debris avalanche* de Fortuna (Miravalles)
(basado en archivos d00el ICE)

Edad ¹⁴ C años a.P.	Ámbito de edad en años a.P. calibrado	Localidad	Colector	Año
7000	-	?	A. Mainieri	~1976
7380±250	8750-7670	Plazoleta PGM 11, 298,8N - 407,6E, 780 m s.n.m.	G. Alvarado	1996
7460±190	8640-8040	Tajo Fortuna, 295,2N - 405,3E, 450 m s.n.m	G. Alvarado	1996

redondeados, con tamaños desde 1,5 m de diámetro hasta poco menos de 1 m. La pómez anaranjada se presenta relativamente redondeada, mezclada entre las diferentes capas.

Cubre generalmente los depósitos asociados a la avalancha La Fortuna. Los del flujo piroclástico de Santa Rosa se encuentran interdigitados con las lavas sobreyacentes a la avalancha de La Fortuna, mientras que en este depósito, están mezcladas entre los distintos materiales. Por esta razón, se considera que se trata de una avalancha distinta con una edad más reciente que la avalancha La Fortuna (entre 8000 y unos 2000 años atrás).

Para estimar el volumen movilizado por este deslizamiento se recurrió a los datos obtenidos en 4 perforaciones, la diferencia topográfica en el Sitio Las Mesas e información del mapa geológico de Miravalles. El espesor varía entre 15 m en el PGM 60 (Herrera *et al.*, 1998) y 100 m en el Sitio Las Mesas, con un promedio de 37 m y una extensión cercana a los 3 km² para un volumen promedio de 0,1 km³.

Avalancha de Upala

En el flanco NE del volcán Miravalles, cerca de la población de Upala, se observa una morfología típica *hummocky* (Alvarado *et al.*, 2000). Su origen se debe al colapso del volcán Paleo-Miravalles, dejando un cráter en herradura visible desde el sector caribe en días despejados. Su edad probable, extensión y espesor, merecen estudiarse en detalle.

Volcán Tenorio: Avalancha y lahar del Tenorio

Al suroeste del cono principal del Tenorio se encuentran unos depósitos epiclásticos descritos por Pecchio (1990) como “Lahar del Tenorio”, pero que en las facies cercanas, por ejemplo en la Hacienda Tenorio, poseen una topografía de *hummocky*, lo cual indica que se trató de un *debris avalanche* que probablemente por incorporación de agua, o por la presencia de acuíferos en el flanco colapsado del volcán, se transformó en un *debris flow*. En una perforación geotérmica se alcanzó al menos un espesor de 200 m. No

se distingue con claridad el cráter de donde se originó, probablemente porque fue cubierto por actividad posterior del volcán, a juzgar por el cono volcánico cuspidal con un patrón de drenaje radial juvenil o poco profundizado.

Volcán Platanar: Avalancha de Chocosuela

Alvarado & Carr (1993) mencionan brevemente depósitos de *debris avalanche* en el macizo volcánico Platanar-Chocosuela, asociados con colapsos gravitatorios relativamente antiguos (>10⁵ años), pero no existen más detalles disponibles. Al parecer, los volcanes Platanar y Porvenir se desarrollaron sobre la gran estructura de colapso sectorial de Chocosuela, quizás también relacionada con erupciones ignimbríticas.

Volcán Barva

Lahares-avalanchas El Coyol

El volcán Barva es el volcán volumétrica-mente más grande de Costa Rica y en gran parte cubierto por selva virgen, y por ello, uno de los menos estudiados. Es posible que los pseudo-campos de lava que cubren el Valle Central Occidental, sean producto de *debris avalanches*. Restos de *hummocks* y bloques con alteración hidrotermal se observan entre el aeropuerto Juan Santamaría y Manolo's, en El Coyol. Un estudio más detallado se presenta en Méndez & Hidalgo (en este volumen).

Tivives

Aunque se desconoce la procedencia exacta del depósito de de Tivives, se puede asumir con cierto grado de precisión que proviene del paleo-vulcanismo de la cordillera Central, basado en dataciones Ar-Ar reportadas por Marshall *et al.* (2003). Dicho depósito, interpretado originalmente como un lahar del Terciario (Madrigal, 1970), al parecer corresponde con un *debris avalanche* transformado en *debris flow* del Pleistoceno Inferior, el cual se canalizó por

el paleocauce del río Grande de Tárcoles. Aflora en los cauces de los ríos Grande y Jesús María, y en los acantilados costeros de Guacalillo-Tivives, en el litoral pacífico. Está constituido por un depósito mal seleccionado, constituido por mesoclastos (30%) y megabloques (diámetros decamétricos a centimétricos). Los componentes son de lavas, ignimbritas, rocas piroclásticas estratificadas (tobas, tobas de lapilli acrecional y brechas de lapilli pumíceas, brechas líticas), lavas hidrotermalizadas, arcillas plásticas deformadas, algunos con fallamiento interno, deformados (10%) y no deformados (20%) de lava (incluso pseudodiques). Flotan en una matriz (70 %; diámetro < 5 mm) café-crema, enriquecida en cenizas, plagioclasas y piroxenos, cuarzos, micas, y algunos fragmentos líticos (< 10%). Su espesor es de varias decenas de metros y su extensión areal de varias decenas de kilómetros cuadrados.

Volcán Irazú

Avalancha de Prusia-Tierra Blanca

Entre las poblaciones de Sabanilla y San Juan de Chicué, se observa un escarpe pronunciado en forma semicircular (“cráter del Derrumbo”), extendiéndose hacia el suroeste y con una topografía irregular hasta cerca de Tierra Blanca, probablemente producto de un deslizamiento tipo *debris avalanche* (Alvarado, 1989, 1993; Pavanelli *et al.*, 2003). Poco se conoce sobre dicho depósito, evidenciándose tan solo la existencia de una morfología muy irregular, la presencia de escarpes laterales y la presencia de un depósito caótico compuesto por rocas volcánicas sanas (algunas juveniles?) e hidrotermalizadas en contacto puntual hasta flotante en una matriz arenosa, color anaranjado a café. Su espesor es de al menos 70 m, aunque puede alcanzar, según Pavanelli *et al.* (2003), los 100 m, con *hummocks* tan altos como 20-30 m en el sector proximal. Su edad estimada por correlaciones es del Pleistoceno Superior (Holoceno?).

Avalancha del río Birrís

Este depósito aflora a lo largo del río Birrís, en el flanco SE del Irazú y está cubierto por

la colada de Cervantes (unos 17 000 años de antigüedad, Cuadro 3). El depósito está constituido por bloques de lava de varios metros de diámetro, con textura en rompecabezas, soportado en una matriz café, pero con ausencia de una morfología *hummocky*, quizás por estar saturado en agua (Pavanelli *et al.*, 2003).

Avalancha del río Costa Rica

Este depósito, mencionado por Alvarado (1987, 1993), aflora a lo largo del piedemonte del flanco caribeño del volcán Irazú, cerca de Guápiles, entre los ríos Corinto y Costa Rica, cubriendo un área de por lo menos 5 km², entre las poblaciones de Flores (La Unión) y Rancho Redondo de Guápiles. Se desconoce su real extensión y a cuál de los diversos anfiteatros por colapso sectorial presentes en la cúspide del Irazú, se le deba de asociar dicho evento.

Avalanchas del Cabeza de Vaca

Los denominados lahares del Valle Central, al parecer corresponden con *debris avalanches* (Alvarado *et al.*, 2000) procedentes del Paleo-Irazú, específicamente del cerro Cabeza de Vaca, que posiblemente se diluyeron por incorporación de agua de fusión glacial (para más detalles ver el trabajo de Hidalgo *et al.*, en este volumen). Algunas lomas preservadas tipo *hummocky* en facies de bloques de lava, se observaban hasta hace unos años cerca de la rotonda de Zapote y aún hoy en la intersección de la autopista San José-Escazú con la de los Hatillos, y en Lomas de Ocloro.

Volcán Turrialba

Avalancha de Angostura

Denominada como Brecha Volcánica Subconsolidada Angostura por Alvarado & Leandro (1997), constituye el segundo *debris avalanche* prehistórico mejor estudiado de Costa Rica (el primero es el de Miravalles, descrito anteriormente). A esta unidad se le denominó de diversas formas, tal como Conglomerado con cemento débil o

Cuadro 3

Dataciones de radiocarbono del P.H. Angostura y de la Colada de Cervantes
(basado en Murata *et al.*, 1966 y en archivos del ICE)

Muestra	Edad ¹⁴ C en años a.P.	Ámbito de edad en años a.P. calibrado	Localidad	Colector	Año
—	13 800 ± 300	17 480-15 670	Presa Cachí	K.J. Murata	~ 1963
—	14 260 ± 160	17 710-16 500	Presa Cachí	J. Umaña	~ 1963
GX-1281	13 595 ± 210	17 110-15 540	Presa Angostura, ruta nacional 10, Turrialba - La Suiza (550 m s.n.m.).	G. Massetta J. Umaña	1968
GX-2195	14 270 ± 350	18 070-16 170	Angostura, margen derecha Reventazón, galería, 6 - 14 m (550 m s. n. m.).	A. Mainieri	1971
GX-13173	14 740 ± 225	18 390-16 930	Angostura, sitio de Presa, galería margen derecha.	J. F. Morera	1987

Aglomerado Coluvial, correlacionable en ese entonces con la Formación Suretka (Massetta & Umaña, 1969), la Unidad Izarco (Mora & Piedra, 1977), o simplemente como Coluvio (Granados *et al.*, 1980; ICE, 1986), o Depósito de ladera (Sáenz, 1985).

Aunque la unidad Brecha Volcánica Sub-consolidada Angostura aflora extensamente en gran parte del Valle del Turrialba hasta la confluencia de los ríos Tuis y Reventazón, Alvarado & Leandro (1997) estudiaron con detenimiento tres afloramientos a lo largo de los cortes de carretera que conducen a los sitios de la Toma, la Ventana y la Casa de Máquinas del Proyecto Hidroeléctrico Angostura, dada su excelente exposición y continuidad lateral por varios cientos de metros. Sobreyace a aluviones del Pleistoceno Superior tardío.

El depósito está constituido por cantos rodados (4-5%) predominantemente de lavas y raramente areniscas, y por fragmentos angulares (20-30%) de andesitas afaníticas a porfiríticas y unas pocas calizas fosilíferas (<1%) en una matriz (65-75%) café rojizo a gris de cenizas y barros

volcánicos. También se observan megabloques de calizas intensamente fracturados, fallados y con bordes deformados o con inclusiones plásticas. Los fragmentos calcáreos poseen fósiles de algas, corales y macroforaminíferos, semejándose a los de la caliza de la Formación Punta Pelada o la Formación Fila de Cal. Los clastos de lavas son normalmente de composición andesítica, pero hay basaltos y también dacitas con anfíbol con dimensiones de unos pocos centímetros hasta 1,5 m de diámetro. Los grandes bloques o megabloques, de varios metros de diámetro, son principalmente de lavas relativamente sanas e intensamente diaclasadas, o bien meteorizadas o con alteración hidrotermal, algunas con fallamiento interno (intraclasto). Paquetes completos de depósitos aluviales y coluvio-aluviales presentan indicios de haber sufrido un movimiento giratorio. Estos depósitos están constituidos por cantos rodados en contacto puntual de lavas andesíticas de diversos tipos, algunas cornubianitas y areniscas, y quizás rocas hipobasales, envueltos en niveles de arenas, limos y guijarros (Alvarado & Leandro, 1997).

Además existen troncos de madera, la mayoría carbonizados de unos pocos centímetros a varios metros de longitud y fragmentos plásticos de arcilla, constituyendo ambos <1% del depósito. La edad del depósito puede establecerse con bastante precisión con base en tres dataciones radiométricas realizadas en diferentes años y recolectadas por diferentes geólogos, pero que congruentemente suministran edades bastante similares (Cuadro 3), que una vez calibradas y promediadas, se remontan a 17 035 años a.P.

Para estimar el volumen movilizado por el deslizamiento, se puede recurrir a dos metodologías: 1) utilizando los datos de los espesores aflorantes, asumiendo cierto porcentaje de erosión, y 2) calculando el espacio dejado por el desprendimiento en masa sobre la ladera. Para el primer caso se requiere de un detallado mapa geológico de la distribución y espesor del *debris avalanche*. Los mapas geológicos disponibles están restringidos a las obras del proyecto. Sin embargo, un rápido reconocimiento de la distribución del depósito sugiere que este aflora en un área de no menos de 15 km² y por comprobarse de unos 5-10 km² adicionales. Los espesores varían entre 50 m (Masseta & Umaña, 1969) y 85 m (ICE, 1986). Por ejemplo, un espesor de 78 m se midió en la perforación de la Toma (perforación PAN-55TA). Asumiendo un espesor de 50 m, tendríamos un volumen entre 0,75 y 1,4 km³. Por supuesto, esta información ha de revisarse y cuantificarse debidamente mediante la elaboración de mapas geológicos y en la medida de lo posible, mapas de isopacas.

Para el segundo caso, debe de conservarse todavía la cicatriz del deslizamiento, lo cual no es sencillo, dado que han transcurrido 17 000 años, en un sector con vulcanismo activo, en donde grandes depresiones volcánicas pueden colmatarse por productos volcánicos y fluvio-lacustres en unos pocos miles de años. Una posible depresión que podría representar la corona del megadeslizamiento se ubica en el flanco suroeste del macizo Irazú-Turrialba, justo en la divisoria de ambos volcanes, que estaría drenada por el río Turrialba. Dicha depresión tiene una forma en herradura irregular (área oblonga de unos 5x2,5 km) que denominaremos Coliblanco, cuyo piso

posee una morfología irregular y una altura aproximada de 1580 m s.n.m. Mediante la realización de perfiles topográficos paralelos, se estimó burdamente un volumen de 2 km³ de material deslizado.

En fin, vemos que ambos volúmenes coinciden en el orden de magnitud, sin tomar en consideración que el volumen determinado previo al deslizamiento es de roca compacta, mientras que el del depósito es de roca descompresionada y transportada y, por ende, tiene que ser mayor. Por ello un volumen cercano a 1 km³ parece probable, pero debe de evaluarse en estudios ulteriores.

Avalanchas de Bajos

El volcán Turrialba tiene una clara asimetría al NE. Hacia este flanco se definen bien los escarpes de un graben que se prolonga en los escarpes de la cima. En su interior se ha cartografiado un depósito de avalancha volcánica (1 km³), que se prolonga hasta por lo menos 3 km de la cima, pero que seguramente está recubierto por otros depósitos volcánicos (Soto, 1988). Reagan (1987) piensa que el anfiteatro no fue construido por un solo evento de avalancha, sino por varios eventos erosivos y gravitatorios. El problema de definir uno o varios eventos está en que los depósitos de avalancha volcánica no afloran claramente hacia la falda noreste del volcán, y la discusión permanece abierta. Posterior a la construcción del anfiteatro, se sucedieron al menos dos efusiones lávicas que fluyeron hacia el flanco noreste (Soto, 1988).

Avalancha de Santa Rosa

Otro evento de avalancha, posiblemente no muy antigua (< 17 000 años), se observa muy bien en los alrededores de la población de Santa Rosa ubicada, 2 km al noreste de la ciudad de Turrialba, en donde una serie de lomas cónicas compuestas por bloques de lava de diversa composición dejan entrever la magnitud del evento, fácilmente discernible en las imágenes de radar (Alvarado, 2000; Alvarado *et al.*, 2000).

DEBRIS AVALANCHES NO VOLCÁNICOS

Estos deslizamientos han sido poco estudiados dentro de la concepción de si efectivamente se tratan de *debris avalanches* o de simples deslizamientos rocosos. El único de ellos relativamente bien estudiado es el de Arancibia.

Arancibia

El pueblo Las Lagunas de Arancibia está ubicado en la cordillera de Tilarán a unos 1200 m s.n.m. Allí, el 27 de junio del 2000, se deslizó parte del cerro El Silencio, produciéndose un depósito de *debris avalanche* de $25 \pm 6,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ (en la zona de arranque se estimó en unos $11 \pm 2,5 \times 10^6 \text{ m}^3$) que se deslizó a una velocidad mínima de 113 km h^{-1} , matando a 8 personas. El 5 de julio del 2000 se produjo adicionalmente un deslizamiento traslacional de un bloque de $1,0 \pm 0,2 \times 10^6 \text{ m}^3$, el cual una vez descompresionado alcanzó un volumen estimado en $1,5 \pm 0,3 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Alvarado *et al.*, 2003).

Piedras de Fuego

Es un deslizamiento ubicado cerca de Turrialba, constituido por bloques de rocas volcánicas y sedimentarias en una matriz arcillosa, localmente con alteración hidrotermal (azufre, arcilla gris a amarilla). Posee un tamaño de 1760 m de largo por 700 m de ancho, para un volumen de $\sim 22 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Perazzo *et al.*, 1994). Su superficie presenta una morfología *hummocky*, por lo que podría tratarse de un antiguo *debris avalanche* reactivado por la erosión del río Reventazón y durante la construcción del ferrocarril al Caribe.

Bajos Bijagual

En el pequeño poblado de Bajos de Bijagual, cerca del río Pirrís, se observa un deslizamiento constituido por gran cantidad de bloques métricos que conforman lomas cónicas bien preservadas, de algunos metros de altura. Se desconocen más detalles al respecto.

Dominical

Un deslizamiento constituido por rocas sedimentarias se encuentra cerca de la quebrada Trapiche en su confluencia con el río Barú (poblado de Dominical), que muestra una típica morfología de pequeñas lomas cónicas tipo *hummocky*, pero no existen mayores detalles. Su longitud es de unas pocas centenas de metros y su ancho es de unas pocas decenas de metros.

Talud continental pacífico

Frente al talud continental pacífico se han reconocido varios deslizamientos submarinos de diversas dimensiones. Uno de ellos, es el llamado deslizamiento de Nicoya, el más grande de Costa Rica (Von Huene *et al.*, 1995; 2003), con una dimensión de unos 50 km de ancho, 22 km de longitud y 1,5 km de espesor máximo, para un volumen dantesco de $> 500 \text{ km}^3$ y un máximo de 1650 km^3 .

CONTEMPORANEIDAD DE EVENTOS VOLCÁNICOS EN LA CORDILLERA CENTRAL EN PLENO APOGEO GLACIAL

Hemos comentado que para el depósito del *debris avalanche* de Angostura, su edad sería de aproximadamente 17 035 años a.P. La edad de este depósito es similar a la edad promedio de la colada de Cervantes (42 km^2 , 1 km^3), que fluyó desde el Irazú, siendo eruptada desde varios focos laterales fisurales (Alvarado, 1993). En efecto, las dataciones realizadas en muestras de madera recolectadas en una paleoterraza bajo la colada, arrojaron edades calibradas y promediadas de 16 840 años a.P cuyos ámbitos se traslapan con las edades de la avalancha (Cuadro 3). Así estaríamos ante dos posibilidades: 1) Que ambos eventos estén casualmente cercanos en el espacio y en el tiempo, pero separados por un corto intervalo (unos 195 años?), ó 2) que estén directamente interconectados de alguna manera y que efectivamente representen abruptos cambios geomorfológicos y vulcanológicos en el dúo volcánico Irazú-

Turrialba, en un mismo tiempo unos 17 000 años atrás. Ya Masseta & Umaña (1969), con base en las dataciones radiocarbónicas existentes en ese entonces, llamaron la atención comentando sobre una significativa actividad volcánica contemporánea de los volcanes Irazú y Turrialba.

Tenemos por un hecho de que la mayoría de los troncos en la avalancha se encuentran carbonizados, sugiriendo una temperatura de unos 400° C. Por las condiciones previamente mencionadas (fuerte componente aluvial en el depósito y aparente ausencia de material juvenil), podríamos imaginarnos dos escenarios: a) un bosque carbonizado por efecto de actividad volcánica (flujos piroclásticos) previo al colapso gravitatorio, o un incendio forestal no asociado con vulcanismo (i.e., generado por rayos, combustión de hojas en vías de putrefacción). Algunos incendios forestales prehistóricos han sido atribuidos a fenómenos naturales o antrópicos en Costa Rica (Horn & Sanford, 1992), en donde estos tienden a ocurrir en regiones donde el bosque es seco (páramo o sabanas), pero raramente en una selva tropical lluviosa. Por otro lado, hace 14-17 000 años, si es que el hombre ya merodeaba por nuestro territorio, nuestros antepasados no tenían dentro de sus costumbres la agricultura, incluyendo la tala y quema del bosque para cultivar (véase Alvarado, 1994).

De lo anterior se desprende que muy probablemente fue una actividad eruptiva importante la que carbonizó un gran bosque, contemporánea con los extensos derrames de lava de Cervantes. Otra posibilidad es que el depósito interpretado como "aluvial" infrayacente a la colada de Cervantes, y que sirvió para datar, sea una continuidad lateral de la avalancha de Angostura. Un reconocimiento de campo sería necesario en el futuro.

En el depósito de Angostura, una gran cantidad de troncos vegetales con diversas dimensiones (pocos centímetros a casi un metro de longitud) fueron recolectados con el fin de determinar su género y especie, tratándose así de asociárseles con un determinado tipo de piso vegetal de procedencia, e indirectamente un ámbito de altura de la flora. El tamaño de algunos ejemplares (varios metros de longitud por 45 cm de diámetro) sugiere casi

indudablemente que se tratan de restos de un bosque que coexistía en pleno apogeo de la última glaciación. La presencia de robles de altura, tales como el roble encino y roble blanco (*Quercus costaricensis* y *Quercus copeyensis*, respectivamente), nos indica un ambiente de flora alta, aunque en la actualidad poco definida para el Pleistoceno. Dichas especies de roble en la actualidad las encontramos a alturas superiores a los 2000 m. La altura de las demás especies determinadas (*Nectandra* sp., *Persea* sp., *Phoebe* sp., *Hireonyma* sp., *Brosimum* sp. y *Vantanea barbouri*) varían en la actualidad entre 1800 y 500 m s.n.m. (Carpio, en Alvarado & Leandro, 1997).

Se ha estimado que la temperatura durante la última glaciación Wisconiana debió de haberse reducido unos 5° C en general (Toledo, 1982; Orvis & Horn, 2000), acortándose las zonas de vida. Por ejemplo, el páramo en Costa Rica se inicia actualmente a los 3200-3400 m, registrándose antiguas evidencias del mismo a los 2300-2400 m (Martin, 1964; Hooghiemstra *et al.*, 1992) y la línea de floresta se ubicaría a los 2000 m. Si la altura de 2000 m se asume como real para los robles del Pleistoceno, entonces se tendría que los troncos determinados en la brecha Angostura serían completamente alóctonos, con una fuente ubicada sobre los 1800 m, en coincidencia con la depresión observada entre el Irazú y el Turrialba, con una altura entre 1800 y 2000 m s.n.m.

Justamente, este apogeo glacial y los que le precedieron, pudieron haber sido fenómenos que generaron un sobrepeso en la parte cuspidal de los volcanes (sobre los 3100 m) por efecto de acumulación de nieve y neviza, la cual no solo pudo haber favorecido la inestabilidad de la cumbre del volcán por infiltración, efecto criptoglacial en las fisuras, impermeabilización temporal para la salida de gases por actividad fumarólica. De igual modo, durante los deslizamientos, ya sean estos disparados por sismos, erupciones o por vencer el equilibrio límite, la nieve así incorporada en el deslizamiento, podría haber diluido por fusión los *debris avalanches*, convirtiéndolos en sus facies distales en lahares, como lo sería los denominados lahares del Valle Central (ver Hidalgo *et al.*, en este volumen) y el "lahar" de la

Formación Tivives. De igual modo, durante los períodos interglaciales, la fusión de las nieves puede haber generado ciertos fenómenos isostáticos, que favorecieran la inestabilidad, de por sí precaria, de los macizos volcánicos. Más estudios paleoclimáticos son requeridos para comprender mejor el rol de estos fenómenos en nuestras cumbres sobre los 3000 m.

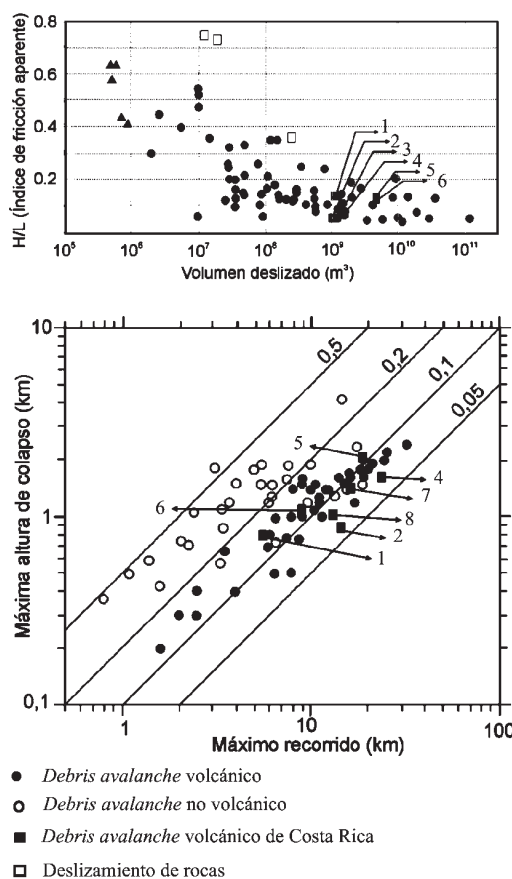
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se presenta una sinopsis actualizada sobre la existencia de grandes deslizamientos complejos del tipo *debris avalanche*, identificados en Costa Rica, tanto en tierra como en el fondo oceánico del Pacífico. En los volcanes, estos depósitos poseen edades variables entre ~0,2 millones de años hasta 9000 años o menos. Estos deslizamientos son varias veces más grandes que los tradicionalmente considerados en la literatura geotécnica costarricense.

En términos generales, los *debris avalanches* volcánicos en Costa Rica poseen un índice de fricción aparente (altura entre longitud; Cuadro 1) entre 0,07 y 0,36, estando en el rango de los reportados a nivel mundial (Fig. 2), aunque su máxima extensión y volúmenes alcanzados sí resultan ser comparativamente pequeños, aunque dentro de la media, no solo a nivel mundial (Fig. 3), sino con algunos a nivel centroamericano (comparar con Siebert *et al.*, 2004).

Si asumimos que la mayoría de los *debris avalanches* reconocidos en Costa Rica (morfológicamente bien preservados y algunos de ellos dados) ocurrieron en los últimos 50 000 años, podríamos hipotetizar que su periodo de ocurrencia es de uno cada 2000 años. Sin embargo, es claro que todavía falta mucho para su reconocimiento, cartografía y geocronología, por lo que su periodo podría ser considerablemente menor. En Japón, por ejemplo, se habla de un evento de este tipo cada siglo (Ui *et al.*, 2000). La longitud del archipiélago nipón es similar a toda la cadena volcánica de México y América Central junta, entonces para nuestro país se podría especular por extrapolación una ocurrencia de un evento cada 500 años, aproximadamente. A modo particular, se estima que la frecuencia de

debris avalanches en volcanes individuales es de menos de un evento cada 10 000 años, aunque podría ser mayor, dado que suelen cubrirse con depósitos más jóvenes (Ui *et al.*, 2000). En Costa Rica, por ejemplo, si utilizamos los volcanes Miravalles y Turrialba con los *debris avalanches* relativamente mejor estudiados, podríamos especular una frecuencia de un evento cada 3000-6000 años. Por ello, tomando estos parámetros en consideración, burdamente podemos estimar que un evento de este tipo puede ocurrir en nuestro país entre 500 y 2000 años de separación temporal uno de otro.



1. Prusia, 2. Angostura, 3. Quebrada Grande, 4. Tenorio, 5. Fortuna, 6. Azufrales, 7. Cacao., 8. Upala

Fig. 2: Diagrama comparativo de los *debris avalanches* costarricenses y otros a nivel mundial. a) Índice de fricción aparente (altura/longitud) versus el volumen del material deslizado, y en b) la altura máxima versus la distancia alcanzada. El primer diagrama está basado con información de Mehl (1993) y Sassa *et al.* (1995), mientras que el segundo con base en Ui *et al.* (2000).

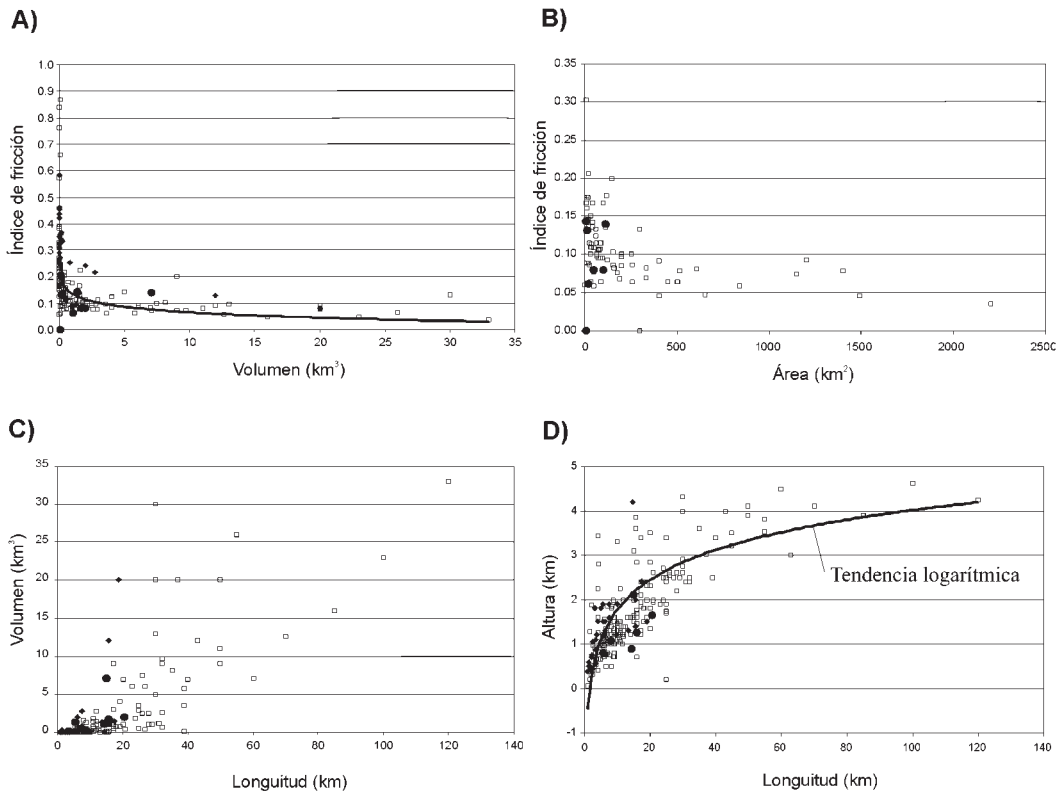


Fig. 3: Diagramas comparativos de los *debris avalanches* costarricenses y otros a nivel mundial distinguidos en volcánicos y no volcánicos, con base en los datos de Siebert (1984), Siebert *et al.* (1987) y Mehl (1993). A) Índice de fricción contra volumen del depósito, y su tendencia general; b) Índice de fricción contra área del depósito; c) Volumen contra longitud del depósito, en donde se observan dos posibles tendencias a nivel mundial; d) Altura contra longitud.

Los pasados climas más gélidos pudieron afectar y favorecer en cierto modo la generación de grandes deslizamientos en los altos volcanes costarricenses y quizás en otros ejemplos en Guatemala y Panamá, en donde los edificios volcánicos superan los 3000 m de elevación. Todo esto deberá de continuarse evaluando en investigaciones posteriores, mediante la incorporación de más dataciones radiométricas, estudios paleoclimáticos (incluyendo palinología), y geomorfológicos.

El deslizamiento de Arancibia del 2000 fue un evento de este tipo, pero ocurrió en una zona volcánica actualmente inactiva. Esto trae un problema a colación, en el cual eventos antiguos de este tipo, preservados en el registro geológico, podrían perfectamente ser interpretados como asociados con el colapso de un edificio volcánico. En dicha región, se han llegado a reconocer al menos

una docena de cicatrices y depósitos mayores generados por eventos de *debris avalanche* morfológicamente no muy antiguos, lo cual la convierte en un área propensa de ser estudiada para implementar medidas de planificación para la prevención, auscultación y planeamiento del uso de la tierra. Futuros estudios, orientados a datar dichos eventos, traerían a la luz una mejor idea sobre la recurrencia de este tipo de fenómenos.

Otros eventos menores similares se han reconocido en cordilleras constituidas por rocas sedimentarias, o en antiguas serranías volcánicas (Tilarán) y sedimentarias (Fila Costeña), con los ejemplos de Dominical, Bajos Bijagual y Piedras de Fuego, aunque todos ellos requieren de más investigación. De igual modo, aunque se han llegado a reconocer varios anfiteatros (depresiones en forma de herradura) en diversos volcanes costarricenses,

todavía queda por estudiar si corresponden con colapsos sectoriales. También, las laderas inestables del talud continental frente a la costa pacífica, presentan sectores igualmente propensos a deslizarse y para la generación de *tsunamis* disparados por deslizamientos submarinos, pudiendo generar olas entre 6 y 27 m de altura (Von Huene *et al.*, 2003).

Los depósitos de *debris avalanche* son importantes de reconocer en el campo, dado que pueden llegar a explicar aparentes inconsistencias geológico-geotécnicas, tales como la falta de continuidad de unidades (megabloques erróneamente interpretados como rocas *in situ*, fuertes variaciones laterales de facies o contactos anómalos), su grado de fracturación variable, patrones de esfuerzos tectónicos extraños (cizalle debido al deslizamiento), o el interpretar como coladas de lava, lahares o coluvios, a depósitos que en realidad son megadeslizamientos. Todo lo anterior tiene sus implicaciones para el evaluo geológico ingenieril e hidrogeológico, así como del peligro geológico de una región en particular.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece el apoyo brindado por el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) por espacio de más de 15 años. Las revisiones de Gerardo J. Soto y Giovanni Peraldo fueron muy acertadas. Este trabajo es una contribución al Proyecto PICG-455: "Effects of basement structural and stratigraphic heritages on volcano behaviour and implications for human activities".

REFERENCIAS

- ALVARADO, G.E., 1987: Algunos depósitos volcánicos de avalanchas calientes direccionales en Costa Rica. - [res.] III Jorn. Geol. de Costa Rica, 24-25 setiembre 1987; Vol. de Resúmenes, p. 18, San José.
- ALVARADO, G.E., 1989: Los volcanes de Costa Rica. - 175 págs. EUNED, San José, Costa Rica.
- ALVARADO, G.E., 1993: Volcanology and petrology of Irazú Volcano, Costa Rica. - 261 págs. Univ. Kiel, Alemania [Tesis doctoral].
- ALVARADO, G.E., 1994: Historia natural antigua: Los intercambios biológicos interamericanos. -232 págs. Ed. Tecnológica de Costa Rica.
- ALVARADO, G.E., 2000: Volcanes de Costa Rica: Geología, historia y riqueza natural. - 269 págs. EUNED, San José.
- ALVARADO, G.E. & CARR, M.J., 1993: The Platanar-Aguas Zarcas volcanic centers, Costa Rica: spatial-temporal association of Quaternary calc-alkaline volcanism. - Bull. Volcanol. 55: 443-453.
- ALVARADO, G.E. & LEANDRO, C., 1997: Actualización geológica-geofísica de los sitios en donde se construirán las grandes obras del P.H. Angostura. - 88 págs. San José [Informe interno].
- ALVARADO, G.E. & VEGA, E., 2002: Los grandes deslizamientos tipo *debris avalanche* en Costa Rica. - VIII Sem. Nac. de Geotecnia, 3^{er} Encuentro Centroamericano de Geotecnistas, San José, 5-7 de junio: 48-61.
- ALVARADO, G.E., SIGARÁN, C. & PÉREZ, W., 2000: Vulcanismo: sus productos y geoformas. -En: DENYER, P. & KUSSMAUL, S. (comp.): Geología de Costa Rica. - Ed. Tecnológica de Costa Rica: 133-154.
- ALVARADO, G.E., MORA, R. & PERALDO, G., 2003: The June 2000 Arancibia debris avalanche and block-slide, Costa Rica. - Landslide News, 14/15: 29-32.
- BARAHONA, M., BONILLA, E., CORTÉS, R., COTO, L., GUZMÁN G., HERRERA, P., HIDALGO P., MARTENS, U., MÉNDEZ, J., PÉREZ, K., REYES, K., SJÖBOHM, L., VARGAS, C., & ZAMORA, N., 2001: Geología-vulcanología del Campo Geotérmico Borinquen-Las Pailas. - 162 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Inf. Campaña Geológica].
- BONDEVIK, S., MANGERUD, J., DAWSON, S., DAWSON, A. & LOHNE, 2003: Record-breaking height for 80000-year-old tsunami in the North Atlantic. - Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, 84(31): 289,294.
- CÁRDENES, G. & GORDON, R., 1997: Geología de una parte del Campo Geotérmico Volcán Miravalles, Cordillera Volcánica de Guanacaste. - 25 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Informe Práctica Geológica].

- CASTILLO, R., 1978: Reconocimiento geológico preliminar de una parte de las faldas del cerro Cacao, cordillera de Guanacaste, Costa Rica. - CODESA, Bol. Geol. y de Recursos Minerales, 1: 268-279.
- ERISMANN, T.H. & ABELE, G., 2001: Dynamics of rockslides and rockfalls. - 316 págs. Springer, Berlín.
- FERNÁNDEZ, E., 1984: Geología y alteración hidrotermal en el Campo Geotérmico Miravalles, Provincia de Guanacaste, Costa Rica. - 72 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- GRANADOS, R., MORERA, J.F., GÜENDEL, F., ÁVILA, G.A., 1980: Informe geológico preliminar a la fase de viabilidad Proyecto Angostura. - Depto. Geología, ICE, vol. 1, 103 págs [Informe interno].
- HERRERA, D., VEGA, E., ALVARADO, E., CHAVARRÍA, L., HERRERA, A. & CASTRO S., 1998: Informe del control geológico del pozo PGM 60. Proyecto Geotérmico Miravalles. - 27 págs. San José [Informe interno].
- HIDALGO, P.J., ALVARADO, G.E. & LINKIMER, L., 2004: La *lavina* del Valle Central (Costa Rica): ¿lahar o *debris avalanche*? - Rev. Geol. Amér. Central (este volumen).
- HOOGHIEMSTRA, H., CLEFF, A.M., NOLDUS, G.W., & KAPPELLE, M., 1992: Upper Quaternary vegetation dynamics and palaeoclimatology of the Chonta bog area (Cordillera de Talamanca, Costa Rica). - J. Quaternary Sc. 7(3): 205-225.
- HORN, S.P. & SANFORD, R.L., 1992: Holocene Fires in Costa Rica. - Biotropica, 24(3): 354-361.
- ICE, 1986: Proyecto Hidroeléctrico Angostura. Informe geológico-geotécnico a nivel de factibilidad. - Deptos. Geología e Ing. Geotécnica, vol. 1, 166 págs.; vol. 2, 56 láminas [Informe interno].
- ICE., 1993: Informe del pozo PGM 19: Proyecto Geotérmico Miravalles. - 86 págs. Costa Rica [Informe interno].
- ICE., 1995: Informe geológico del PGM 43: Proyecto Geotérmico Miravalles. - 32 págs. San José [Informe interno].
- ICE-ELC, 1984: Pozo PGM 5: Informe de perforación y control geológico, Proyecto Geotérmico Miravalles. - 25 págs. San José [Informe interno].
- ICE-ELC, 1993a: Pozo PGM 17: Informe de perforación y control geológico, Proyecto Geotérmico Miravalles. - 47 págs. San José [Informe interno].
- ICE-ELC, 1993b: Pozo PGM 21: Informe de perforación y control geológico, Proyecto Geotérmico Miravalles. - 28 págs. San José [Informe interno].
- ICE-ELC, 1994: Pozo PGM 27: Informe de perforación y control geológico, Proyecto Geotérmico Miravalles. - 82 págs. San José [Informe interno].
- ICE-GEOTHERMEX, 1996: Informe técnico de perforación y control geológico pozo PGM 45: Proyecto Geotérmico Miravalles. - 18 págs. San José [Informe interno].
- MADRIGAL, R, 1970: Geología del mapa básico Barranca, Costa Rica. - Inf. Técn. Not. Geól. 37.
- MARSHALL, J.S., IDLEMAN, B.D., GARDNER, T.W., FISHER, D.M., 2003: Landscape evolution within a retreating volcanic arc, Costa Rica, Central America. - Geology, 31(5): 419-422.
- MARTIN, P.S., 1964: Paleoclimatology and a tropical pollen profile. - En: Report of the VI Internat. Congr. on Quaternary, Warsaw, 1961, 2: 319-923.
- MASSETA, G. & UMAÑA, J., 1969: Informe geológico preliminar al Proyecto Hidroeléctrico de Angostura en el río Reventazón. - 72 págs. Oficina de Geología, ICE [Informe interno].
- MEHL, K.W., 1993: Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo *debris avalanche* deposits, Gran Canaria, Spain. - 230 págs., Ruhr-Universität Bochum [Tesis doctoral].
- MELSON, W.G. (1988): Major Explosive eruptions of Costa Rica volcanoes: Update for Costa Rican Volcanism Workshop. - Skyland, Shenandoah National Park, Virginia, nov. 15-17 [Inédito].
- MÉNDEZ, J. & HIDALGO, P.J., 2004: Descripción geológica del depósito de *debris avalanche* El Coyol, Formación Barva, Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Central (este volumen).
- MORA, S., 1985.: Las laderas inestables de Costa Rica. -Rev. Geol. Amér. Central, 3: 129-161.
- MORA, S. & PIEDRA, J., 1977: Estudio geológico preliminar de parte del Proyecto Hidroeléctrico Angostura: Alternativa Angostura-Izarco. - 57 págs. Depto. Geología, ICE [Informe inédito].
- MORA, S., LEANDRO, G. & LEÓN, C., 1991. La dinámica del deslizamiento de Puriscal, Costa Rica. - V Sem. Nac. Geotecnia y 1^{er} Encuentro Centroamericano de Geotecnia, 2-1a: 2-20.

- MURATA, K.J., DÓNDOLI, C. & SÁENZ, R., 1966: The 1963-65 eruption of Irazú Volcano, Costa Rica. - Bull. Volcanol. 29: 765-793.
- ORVIS, K.H. & HORN, S., 2000: Quaternary glaciers and climate on Cerro Chirripó, Costa Rica. - Quaternary Res. 54: 24-37.
- PAVANELLI, N., CAPACCIONI, B., SAROCCHI, D., FALORNI, G., BRENES, J., VASELLI, O., TASSI, F., DUARTE, E. & FERNANDEZ, E., 2003: Debris avalanche deposits, landslides and related hazards on the southern flank of Irazú volcano (Costa Rica). [Res.]. Comm. Chem. Volc. Gases 2003: 37-39.
- PECCHIO, M., 1990: Geovulcanologia e petrochimica della cordigliera del Guanacaste (Costa Rica): Le lave dell'area Chorotega. - 221 págs. Univ. Milano [Tesis Laurea].
- PERAZZO, E., CERVANTES, J.F. & MORA, S., 1994: Análisis de la estabilidad del deslizamiento de Piedras de Fuego, método de dovelas. - 6° Sem. Nac. Geotecnia, San José: 193-202.
- REAGAN, M.K., 1987: Turrialba volcano, Costa Rica: Magmatism at the southeast terminus of the Central American arc. - 215 págs. Univ. de California, Santa Cruz [Tesis Ph.D.].
- SÁENZ, L.F., 1985: Estudio geofísico para la factibilidad del Proyecto Hidroeléctrico Angostura. - 74 págs. Universidad de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- SASSA, K., FUKUOKA, G., SACARISCIA-MUGNOZZA, S. & EVANS, S., 1995: Long-runout Takarazuka landslide. - Landslide News, 9: 9-11.
- SIEBERT, L., 1984: Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. - J. Volcanol. Geotherm. Res. 22: 163-197.
- SIEBERT, L., GLICKEN, H. & UI, T., 1987: Volcanic hazards from Bezymianny and Bandai-type eruptions. - Bull. Volcanol. 49: 435-459.
- SIEBERT, L., KIMBERLY, P. & PULLINGER, C.R., 2004: The voluminous Acajutla debris avalanche from Santa Ana volcano, western El Salvador, and comparison with other Central American edifice-failure events. - En: W.I. ROSE, J.J., BOMMER, D.L. LÓPEZ, M.J. CARR & J.J. MAJOR (eds.): Natural hazards in El Salvador. - Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 375: 5-23.
- SOTO, G., 1988: Estructuras volcano-tectónicas del volcán Turrialba, Costa Rica, América Central.- Actas V Congr. Geol. Chileno, 8-12 agosto, 1988, Santiago, III: I163-I175.
- STUIVER, M. & REIMER, P.J., 1993: Extended C-14 database and revised Calib 3.0 C-14 age calibration program. - Radiocarbon 35: 215-230.
- STUIVER, M. & REIMER, P.J., BARD, E., BECK, J.W., BURR, G.S., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, G., VAN DER PLICHT, J., & SPURK, M., 1998: IntCal98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 BP. -Radiocarbon 40: 1041-1083.
- TOLEDO, V.M., 1982: Pleistocene changes of vegetation in tropical Mexico. En: G.T. PRANCE (ed.): Biological diversification in the tropics. - Columbia Univ. Press: 4: 93-111 New York.
- TOURNON, J., 1984: Magmatismes du Mesozoique a l' Actuel en Amerique Central. L'exemple de Costa Rica, des ophiolites aux andesites.-335 págs. Memoires Sciences Terre, Université Pierre et Marie Curie, París [Tesis Ph.D.].
- UI, T., 1989: Discrimination between *debris avalanches* and other volcanoclastic deposits. -En: J.H. LATTER (ed.): Volcanic hazards. -IAVCEI Proceedings in Volcanology 1: 201-209, Springer, Heidelberg.
- UI, T., TAKARADA, S. & YOSHIMOTO, M., 2000: Debris avalanches: - En: H. SIGURDSSON (ed.): Encyclopedia of volcanoes. Academic Press: 617-626.
- VARGAS, J.R., 1994: Geomorfología del área del Proyecto Geotérmico Miravalles. - 24 págs. Bagaces, [Informe interno].
- VEGA, E., HERRERA, D., GONZÁLEZ, C., CASTRO, S & SÁNCHEZ, E., 1998: Informe de control geológico del pozo PGM 07: Proyecto Geotérmico Miravalles. - 60 págs. ICE, San José [Informe interno].
- VOIGHT, B. & ELSWORTH, D., 1997: Failure of volcano slopes. - Géotechnique 47 (1): 1-31.
- VON HUENE, R. *et al.*, 1995: Morphotectonics of the Pacific convergent margin of Costa Rica. En: P. MANN (ed.): Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate boundary in Southern Central America. - Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 295: 291-308.
- VON HUENE, R., RANERO, C.R. & WATTS, P., 2003: Tsunamiigenic slope failure along the Middle America Trench in two tectonic settings. - Marine Geol. 3415: 1-15.