

Cambios geomorfológicos e hidrológicos inducidos por el terremoto (Mw 7,7) del 22 de abril de 1991 en la provincia de Limón, Costa Rica

Geomorphological and hydrological changes induced by the April 22, 1991 Limón, Costa Rica earthquake (Mw 7.7)

Gustavo Barrantes^{1*}, Wilhelm G. Vahrson² y Sergio Mora³

¹Universidad Nacional (UNA), Escuela de Ciencias Geográficas, Heredia, Costa Rica

²Eberswalde University for Sustainable Development, Eberswalde, Alemania

³ARX Consultorías, San José, Costa Rica

*Autor para contacto: gbarrantes@una.ac.cr

(Recibido: 14/12/2020; aceptado: 12/03/2021)

ABSTRACT: The Limón Earthquake induced changes in external geodynamics processes such as: crustal uplift, soil liquefaction, land settlement and slope instability. This research focuses on the hydrological and geomorphological changes. The methodology followed starts from field observation, landslide mapping, concentration of solid materials, and comparative analysis of satellite images and aerial photographs. It was determined that around 140 km² of vegetation cover were destroyed, which intensified surface runoff and soil erosion. Approximately 210 million m³ of solid materials were transported by fluvial systems. These processes affected the upper and middle basins first and then the alluvial fans at the foothills, with the accumulation of sediments and subsequently their removal downstream, which produced an accelerated progradation process between 1992 and 1998.

Keywords: Limón Earthquake; External Geodynamics; Fluvial Geomorphology; Landslides; Slope Instability; Caribbean Slope.

RESUMEN: El Terremoto de Limón indujo cambios en la geodinámica externa como: levantamiento cortical, licuación de suelos, asentamientos del terreno e inestabilidad de laderas. Esta investigación se concentra en los cambios hidrológicos y geomorfológicos provocados. La metodología seguida parte de la observación de campo, la cartografía de inestabilidad de laderas, la concentración de materiales sólidos y el análisis comparativo de imágenes satelitales y fotografías aéreas. Se determinó que fueron destruidos alrededor de 140 km² de cubierta vegetal, lo cual intensificó la escorrentía superficial y la erosión. Aproximadamente 210 millones de m³ de materiales sólidos fueron transportados por los sistemas fluviales. Estos procesos afectaron las cuencas altas y medias primero y luego los abanicos aluviales de piedemonte, con la acumulación de sedimentos y subsecuentemente su remoción hacia aguas abajo, lo cual produjo un proceso de progradación acelerado entre 1992 y 1998.

Palabras clave: terremoto de Limón; geodinámica externa; geomorfología fluvial; inestabilidad de laderas; deslizamientos; vertiente Caribe.



INTRODUCCIÓN

En las llanuras y abanicos aluviales del piedemonte de la provincia de Limón, los desbordamientos hacia los lechos mayores de los ríos y las inundaciones son frecuentes (Vahrson, Arauz, Chacón, Hernández y Mora, 1990; Vallejos, Esquivel e Hidalgo, 2012) y en algunos casos, pueden relacionarse con las modificaciones de la topografía y los cambios geomorfológicos causados por el efecto de los terremotos sucedidos durante el Cuaternario (Mora y Mora, 1994). De aquí se desprende la hipótesis de que algunos cambios, en las condiciones hidrológicas, hidráulicas y de la dinámica fluvial, han sido inducidos directa o indirectamente por la actividad neotectónica. Por ejemplo, González-Viquez (1910) mencionó, el caso de una inundación en el área de Matina (12 de diciembre de 1800), con pérdidas considerables atribuidas a las lluvias intensas pero también asociadas a los posibles cambios geomorfológicos relacionados con un terremoto previo, sucedido el 21 de febrero de 1798 (González-Viquez, 1910). Según el mismo autor, sucedieron eventos similares en 1822 y luego en mayo de 1828, cuando un terremoto agitó la región, causó la licuación de suelos aluviales y fluvio-marinos y la destrucción de viviendas e infraestructura. La recopilación realizada por Boschini y Montero (1994) señala que Cleto Gonzales Viquez también informó acerca de crecidas en los ríos e inundaciones para el evento de 1822 que, de acuerdo con los autores, se relacionan con deslizamientos ocurridos en las partes medias y altas de las cuencas hidrográficas, sucedidos concomitantemente con el sismo y los aludes torrenciales consecuentes.

El terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 con magnitud Ms 7,5 (Montero et al., 1991b; Plafker y Ward 1992) y 7,7 Mw (Montero, Pardo, Ponce, Rojas y Fernández, 1994) tuvo consecuencias importantes en las características geomorfológicas e hidrológicas del área afectada (Denyer, Arias y Personius, 1994), como por ejemplo: a) levantamiento de algunas áreas costeras entre 0,10 y al menos 1,90 m en la costa, b) licuación, asentamientos y separación lateral de suelos arenosos, c) destrucción completa de la cubierta vegetal (bosque tropical húmedo) de la superficie, causada por la inestabilidad de las laderas, en un área de más de 140 km² y d) un cambio perceptible de las condiciones hidrológicas de la localidad. Este análisis se concentrará en los cambios hidrológicos y geomorfológicos inducidos por los deslizamientos, la sedimentación y el levantamiento continental.

Características generales del terremoto

Según Güendel et al. (1991), la sacudida principal se produjo a las 3:56 pm hora local, con epicentro en las coordenadas 9.63 ° N, 83.13 ° W y a una profundidad de 17,4 km. El área de ruptura estimada fue de 85 x 45 km², con un eje mayor paralelo a la costa del Caribe, que cubrió el área comprendida entre Moín, al noroeste de Puerto Limón (Costa Rica) y Changuinola, en la provincia de Bocas del Toro, en Panamá (Montero, et al., 1994). La solución del sistema de esfuerzos corticales, reflejado mediante el mecanismo focal y según éstos últimos autores, apunta hacia la ruptura mediante una falla inversa y oblicua, con rumbo WNW-ESE. Un análisis de datos geodésicos y sismológicos (Plafker y Ward, 1992) indica una ruptura principal de 40 km de ancho y 80 km de largo, con buzamiento hacia el SW, un ángulo de aproximadamente 30° y una dislocación de aproximadamente 2,2 m sobre una falla inversa con un azimut de entre 105° y 120°. Esto coincide con la interpretación de Montero, Ponce et al. (1991). Las réplicas principales se produjeron por un período de hasta alrededor de cinco semanas después del evento principal, con al menos 46 eventos con magnitud Mw \geq 4,5 (Montero et al., 1994).

La figura 1 contiene información sobre la ubicación de los epicentros (Montero et al., 1991a) y las curvas de igual levantamiento cortical, según Plafker y Ward (1992). Las intensidades alcanzaron valores máximos de IX en la escala de Mercalli Modificada (Linkimer y Vargas, 2015; Mora y Mora, 1994). De acuerdo con evidencias tectónicas y geomorfológicas, el período de recurrencia de este evento se estimó entre 200 y 1 200 años, con un promedio probable de alrededor de 600 años (Plafker y Ward 1992), aunque debe tomarse en cuenta que en 1822 se produjo un sismo con características similares (Boschini y Montero, 1994).

El epicentro se ubicó en la vertiente caribeña de la cordillera de Talamanca, en los alrededores de la localidad de Telire, en el valle del río Sixaola. Esta cordillera está formada, predominantemente, por rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas del Terciario, con diferentes grados de meteorización, alteración hidrotermal y de coberturas de suelos residuales y coluviales (Mora y Mora 1994). En las partes altas montañosas, las cuencas hidrográficas están profundamente disectadas por valles estrechos en forma de “V” y valles de fondo plano profundos, algunos con terrazas pequeñas y con pendientes muy pronunciadas (de

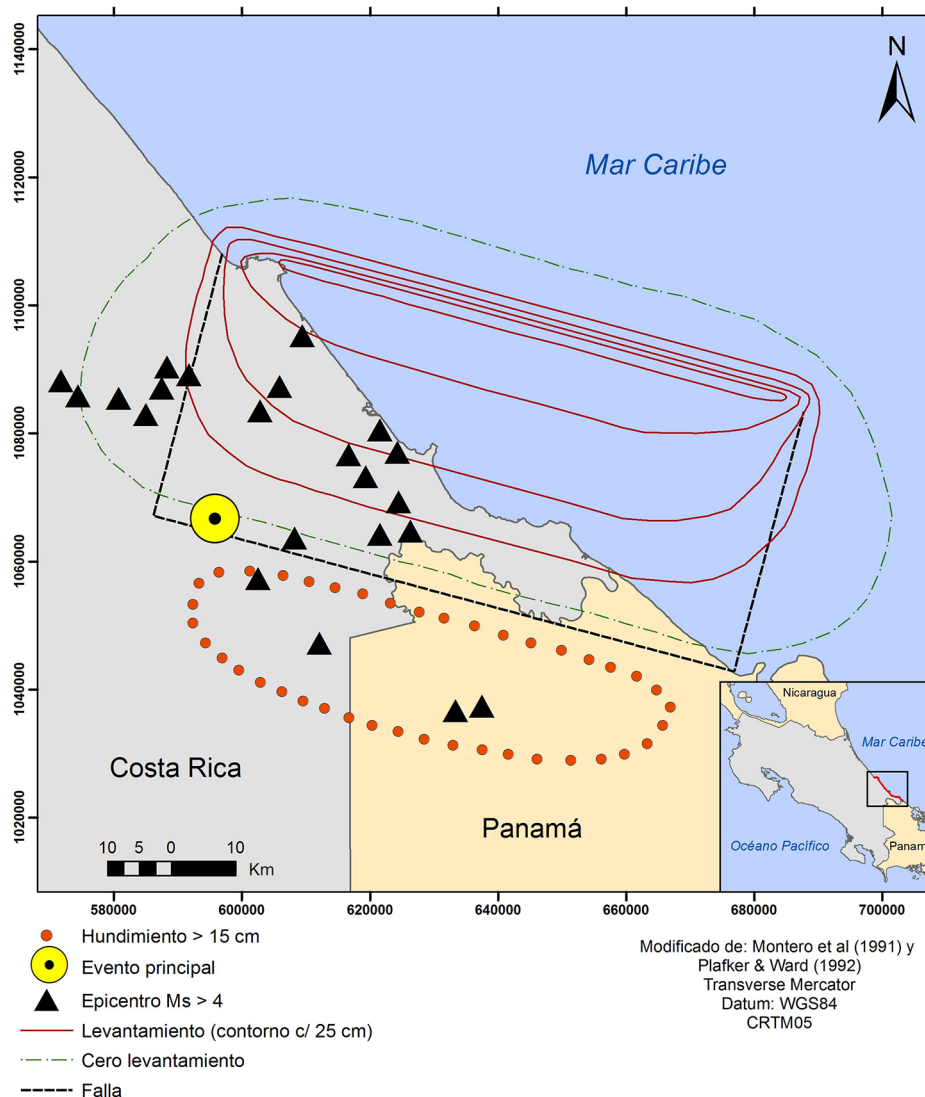


Fig. 1. Localización de evento principal y réplicas del terremoto, así como áreas de levantamiento y subsidencia. Fuente: Modificado de Montero, Segura et al. (1991) y Plafker y Ward (1992).

60 ° y 1 000 m/km² de relieve relativo, o mayores). Las pendientes de los cauces son pronunciadas. La morfología del patrón de drenaje de los cauces fluviales montañosos presenta una clara influencia tectónica. Dentro de los valles, los cauces son predominantemente rectos. En casi toda esta área, las laderas estaban cubiertas por bosque tropical húmedo maduro antes del terremoto.

En la parte montañosa baja, persisten las laderas escarpadas; no obstante, los lechos se ensanchan y la pendiente del cauce disminuye (hasta unos 16m/1 000m), lo cual permite la formación de terrazas que se conectan con los abanicos aluviales del piedemonte. En ocasiones, se observan patrones trenzados, con un canal principal activo y canales laterales activos de forma intermitente, cuya morfología, en conjunto, se asemeja a una especie de abanico aluvial confinado (Reineck y Singh, 1980). Las terrazas han sido utilizadas, principalmente, para la agricultura de subsistencia y la producción comercial, en pequeña escala, de plátanos y cacao por parte de pequeños productores, al igual que algunos pastizales para el ganado.

METODOLOGÍA

La información de este artículo fue originada en 1992 mediante el trabajo realizado dentro del marco del Programa de Morfoclimatología Aplicada y Dinámica Exógena (MADE) de la Escuela de Ciencias Geográficas de la Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica. Los datos provienen de las observaciones de campo recabadas luego del terremoto. Esta información fue complementada con la cartografía de la geodinámica externa materializada luego del terremoto, mediante la interpretación de fotografía aéreas tomadas en febrero de 1992, escala 1:60 000, del Instituto Geográfico Nacional (IGN), así como la interpretación de datos de concentración de materiales sólidos, anteriores y posteriores al terremoto, registrados por el Instituto Costarricense de Electricidad, en el río Chirripó.

En esta versión, el material original fue complementado por el registro fotográfico desarrollado durante la evaluación de los daños, así como por la utilización de imágenes satelitales (*Google Earth* y *Landsat*) y fotografías aéreas (IGN) anteriores y posteriores al terremoto. De esta manera, se observaron y resgistraron los cambios principales y se han complementado las observaciones de campo realizadas en la época.

PROCESOS DE LA GEODINÁMICA EXTERNA

Los procesos de la inestabilidad de las laderas, disparados por actividad sísmica, son frecuentes en Costa Rica y se dispone de registros (Barrantes, Jiménez y Ocón 2013; Boschini y Montero, 1994; Mora y Mora, 1994). De acuerdo con Bommer y Rodríguez (2002), la relación es particularmente elevada para Costa Rica y Panamá, en donde luego de ceder el terreno, la estructura de los suelos residuales se contrae y en condiciones de saturación, la movilidad se incrementa hasta generar flujos rápidos en las laderas montañosas. Esta intensidad de los procesos de la geodinámica externa en Costa Rica es debida principalmente a la estructura de los suelos transportados y residuales, al régimen pluviométrico, la actividad sísmica y las características topográficas de las laderas.

La figura 2 muestra la distribución de los deslizamientos, caídas de bloques rocosos y otros procesos derivados de la inestabilidad de laderas, según la interpretación de las fotografías aéreas tomadas en febrero de 1992. Los más frecuentes son los deslizamientos regolíticos, que se produjeron en aproximadamente el 69% del área afectada, seguidos de los desprendimientos y deslizamientos de rocas (20%) y los deslizamientos traslacionales (11%) (Mora y Mora 1994). Algunos ejemplos se pueden apreciar en la figura 3.

Como se puede observar en la figura 2 la distribución de la inestabilidad de laderas no se ajusta a la distribución de las intensidades sísmicas registradas, no es concéntrica con el área epicentral, ni se correlaciona con la deformación cortical que reporta Plafker y Ward (1992). De acuerdo con Mora y Mora (1994) Las áreas más afectadas se localizan en las partes altas (Fig. 1) de las cuencas de los ríos Estrella, Banano, Bananito y Chirripó, en donde las laderas estaban compuestas, en su mayoría, por areniscas y lutitas y en menor grado por rocas intrusivas y extrusivas, todas con grados moderados a elevados de meteorización y alteración hidrotermal. Según estos mismos autores, la rugosidad del terreno (i.e. relieve relativo), así como la cobertura de los suelos residuales y la intensidad de la alteración hidrotermal jugaron un papel de primer orden en la distribución de las áreas con inestabilidad de laderas, más que la distancia desde el epicentro. En todo caso, la región epicentral posee un relieve relativo suave y en ella se presentaron pocos deslizamientos (Fig. 2), mientras que áreas con fuerte pendiente localizadas a distancias de 45 km fueron prácticamente destruidas (Mora y Mora 1994).

Un caso similar se presentó en Costa Rica el 8 de enero de 2009 con el denominado terremoto de Cinchona, donde Barrantes et al. (2013) concluyen que la distribución y concentración de los procesos de inestabilidad de ladera se explica mejor por la pendiente, la disponibilidad de capas gruesas de regolito y la alta humedad del suelo, que por la distancia al epicentro.

Debido a las pendientes elevadas y a la estrechez de los valles fluviales se estima que, al menos, el 90% del material movilizado por la inestabilidad de laderas alcanzó los sistemas fluviales (Fig. 3). Otros factores importantes que influyeron en la generación de la inestabilidad de laderas, fue la cantidad e intensidad de las precipitaciones inmediatamente posteriores (Mora y Mora, 1994; Mora y Vahrson, 1992). El cuadro 1 muestra que las áreas más afectadas se encuentran entre 500 y 2 000 m sobre el nivel del mar y coinciden con las áreas de mayor cantidad e intensidad de las lluvias (Vahrson, 1992a). Aquí, cabe mencionar que las fotografías aéreas fueron tomadas luego de un evento pluviométrico importante, lo cual incrementó considerablemente el área afectada por el terremoto (Mora y Mora, 1994; Vahrson, 1992b).

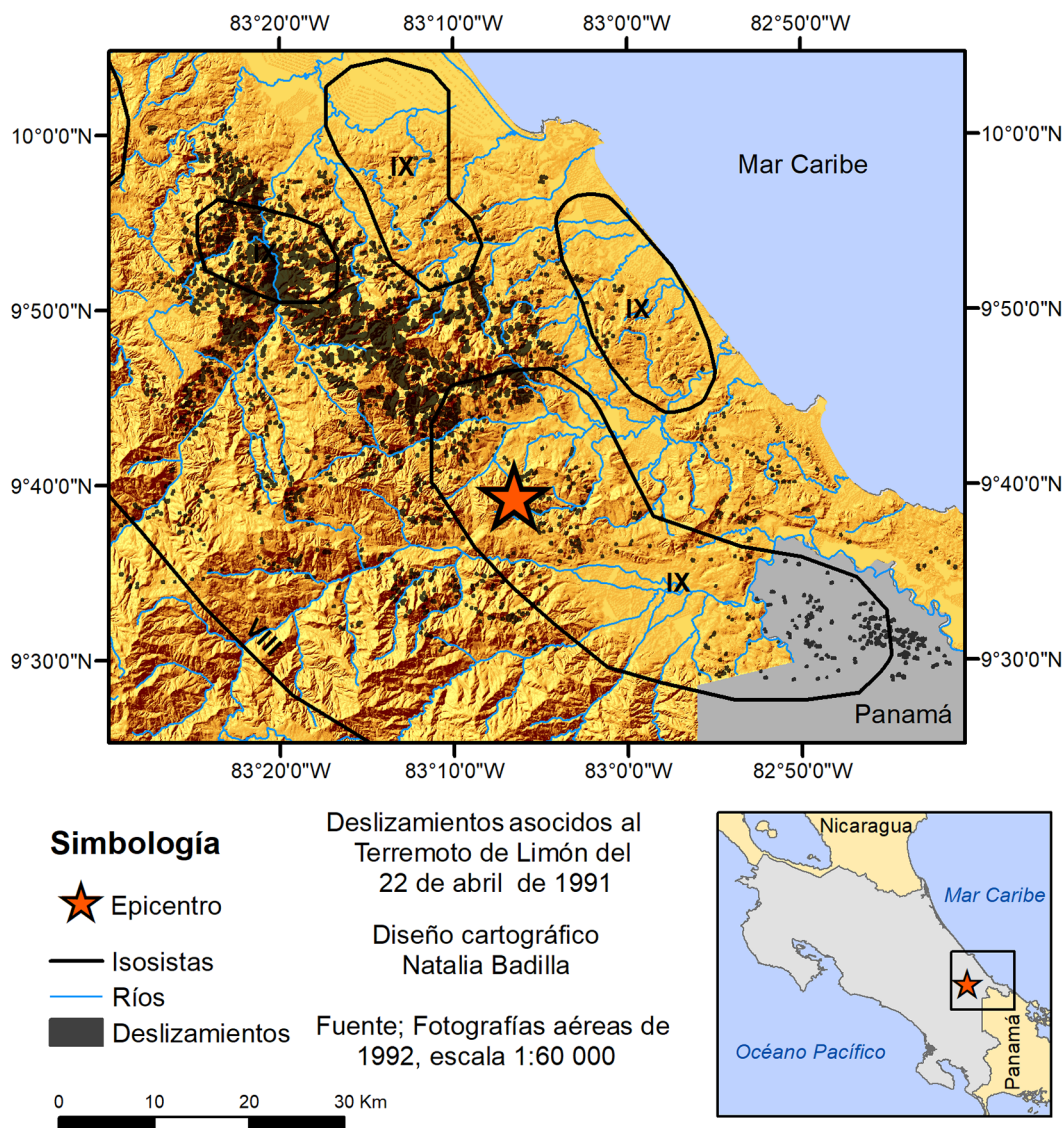


Fig. 2. Áreas afectadas por la inestabilidad de laderas durante el terremoto del 22 de abril de 1991 y por las lluvias intensas ocurridas entre el 11 y 12 de agosto de 1991. Fuente: Fotografías aéreas del IGN de febrero de 1992, así como sobrevuelo y observaciones de campo; isosistas de Mora y Mora (1994).

Asumiendo una profundidad promedio de aproximadamente 3 m para los deslizamientos, lo cual coincide con las observaciones realizadas en el campo, y que al menos el 50% del material movilizado desde las laderas superiores y transportado luego por el sistema fluvial logró alcanzar el piedemonte, de acuerdo con los modelos desarrollados por Reineck y Singh (1980), es posible calcular la tasa de desplazamiento de los materiales (“*delivery ratio*” o “*sediment delivery ratio*”). A partir de esta estimación, fue calculado un volumen de aproximadamente 1,5 millones de m³ por cada km² de área deslizada, lo que corresponde con un total aproximado de 210 millones de m³ de material sólido transitado a lo largo de los sistemas fluviales y que, eventualmente, llegaron al mar.

Por otra parte y según Golley, McGinnis y Clements (1971) para este tipo de bosque lluvioso la pérdida de biomasa se puede estimar en más de 28 000 ton/km² destruido, lo cual establecería un total aproximado de alrededor de 4 000 000 ton de biomasa, compuesta principalmente por árboles y troncos desprendidos y arrastrados por la inestabilidad de laderas y transportada por los sistemas fluviales hasta el mar (Fig. 4).

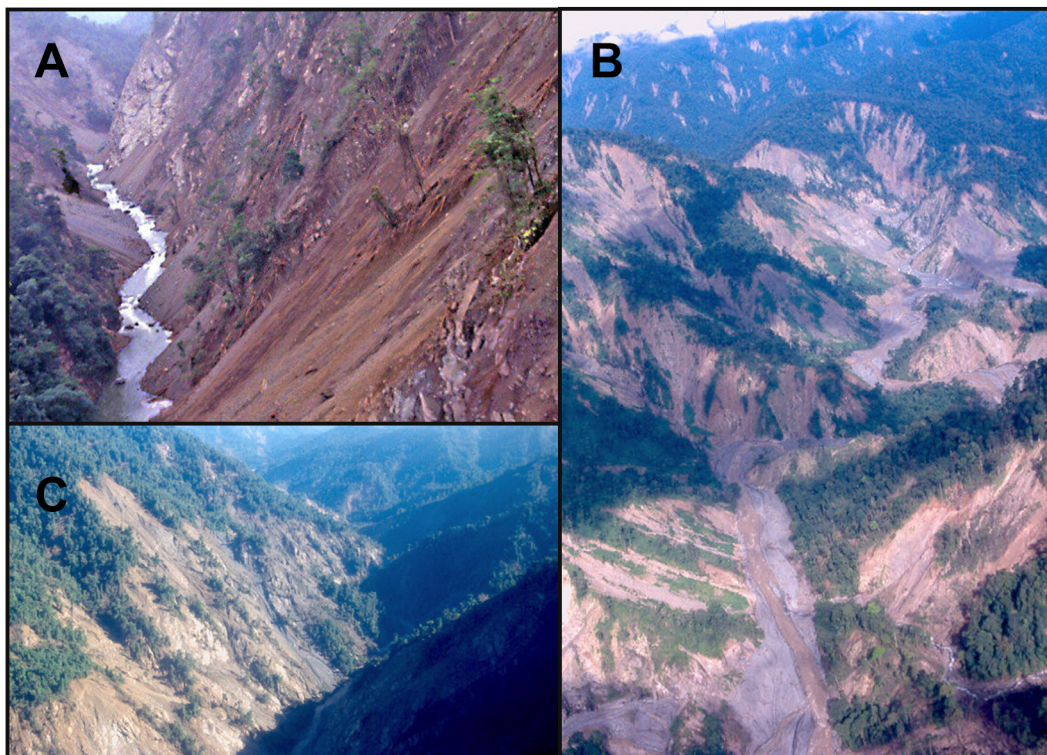


Fig. 3: Procesos de la inestabilidad de laderas disparados por el sismo (Mw 7,7) del 22 de abril de 1991 en la cuenca del río Chirripó Atlántico, provincia de Limón, Costa Rica. Se aprecia la predominancia de los desprendimientos, deslizamientos y caída de los horizontes regolíticos del terreno. A) Se aprecia desprendimiento de materiales y su acumulación en conos de deyección sobre el cauce, así como evidencias de represamientos efímeros. B) Se observa la extensión de los procesos de inestabilidad de ladera sobre esta cuenca. C. Se evidencia la pérdida de cobertura boscosa y flujo de materiales regolíticos. Las fotos fueron tomadas, desde un helicóptero por Sergio Mora Castro el 2 de mayo de 1991.

PRIMEROS CAMBIOS HIDROLÓGICOS

Según Vahrson, Laporte, Hernández y Esquivel (1992) los deslizamientos en las laderas empinadas de los valles muy estrechos, en su mayoría en forma de V, causaron interrupciones inmediatas del flujo hidráulico mediante la formación de presas efímeras en los lechos de los ríos, a menudo de hasta 10 m de altura y compuestas de suelos, escombros y biomasa. Detrás de estas presas se formaron estanques, lo cual transformó los canales fluviales en una cadena de presas y pozas (Fig. 5). Debido a que el terremoto se produjo durante la estación con menores precipitaciones del año y por consiguiente con los caudales más bajos, la mayoría de estas presas persistieron hasta aproximadamente cinco a seis semanas después del terremoto. Durante este tiempo, los cambios hidrológicos principales estuvieron restringidos a las partes altas y montañosas de las cuencas, aunque en las otras secciones se pudo observar un aumento considerable de la carga suspendida. La figura 6 muestra un aumento de la carga suspendida en el río Chirripó, con un valor medio de 49 ppm y hasta valores superiores a 100 000 ppm después del terremoto.

Simultáneamente y debido a la eliminación de la cubierta vegetal, la escorrentía superficial aumentó en las áreas afectadas por la inestabilidad de laderas.

Por otra parte, las llanuras de inundación y costeras (incluida la del río Sixaola) se vieron afectadas por un extenso e intenso proceso de licuación sísmica de los suelos arenosos (Denyer, et al., 1994; Mora y Yasuda, 1994), lo cual provocó desplazamientos laterales de bloques de suelos, asentamientos diferenciales y el agrietamiento de terrenos. De manera efímera, se produjo un ascenso del nivel freático de entre 0,5m y 2,0m (Denyer, et al., 1994) y consecuentemente el desarrollo de una reducción de la resistencia al corte, de los coeficientes de infiltración y de la capacidad del drenaje hipodérmico en el suelo (Fig. 7).

Cuadro 1

Área afectada por la inestabilidad de laderas en las cuencas principales, en función de su elevación sobre el nivel del mar.

Cuenca y área (km ²)	Elevación (m s.n.m.)						Total
	100-500	500-1000	1000-1500	1500-2000	2000-2500	2500+	
Chirrió/Matina							
Área deslizada	6.8	28.0	21.3	9.0	0.3	0.0	65.4
Área total	222.9	221.0	273.6	146.4	40.8	1.17	923.5
Porcentaje	3.1	12.7	7.8	6.1	0.7	0.0	7.1
Banano							
Área deslizada	3.4	8.9	6.4	4.1	0.0	0.0	22.8
Área total	86.4	55.5	53.9	9.0	0.0	0.0	204.8
Porcentaje	3.9	16.0	11.9	45.8	0.0	0.0	11.1
Bananito							
Área deslizada	3.8	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	6.1
Área total	98.4	10.7	0.0	0.0	0.0	0.0	109.1
Porcentaje	3.9	21.5	0.0	0.0	0.0	0.0	5.6
Estrella							
Área deslizada	2.6	10.4	12.1	8.2	0.0	0.0	33.3
Área total	332.4	153.0	91.9	38.3	2.5	0.0	618.1
Porcentaje	0.8	6.8	13.2	21.4	0.0	0.0	5.4
Telire (Sixaola)							
Área deslizada	4.0	4.1	2.9	1.0	0.5	0.0	12.5
Área total	221.7	272.9	169.0	111.3	39.7	35.2	849.8
Porcentaje	1.8	1.5	1.7	0.9	1.3	0.0	1.5
Total							
Área deslizada	20.6	53.7	42.8	22.3	0.8	0.0	140.2
Área total	961.8	713.0	588.4	305.0	83.0	52.9	2705.3
Porcentaje	2.1	7.5	7.3	7.3	1.0	0.0	5.2

Los valores registrados de los asentamientos del suelo oscilaron entre 50 y 100 cm para algunas partes de la llanura aluvial de Chirripó-Matina (De Obaldía et al., 1991; Denyer, et al., 1994; Vahrson et al., 1992), entre 10 y 15 cm en la llanura aluvial de Sixaola - Changuinola y entre 50 y 10 cm en la desembocadura del río San-San, Panamá (Camacho y Viquez, 1994). En el caso de puentes cimentados en los aluviones arenosos fluvio-marinos de la llanura aluvial, se observaron asentamientos superficiales del suelo adyacente de entre 10 cm y 100 cm (Fig. 8). Este escenario fue ampliamente descrito en por Mora y Yasuda (1994).

Estos procesos geodinámicos provocaron un incremento en la tasa de sedimentación, de corto plazo, en los canales de drenaje de las empresas bananeras y en los canales artificiales de cabotaje, paralelos a las barras costeras, al noroeste de la ciudad de Limón (Matina, Parismina, Tortuguero), lo cual redujo las tasas de drenaje superficial y subsuperficial (hipodérmico). Este problema se resolvió, parcialmente, dragando los canales.

Desde finales de mayo de 1991 en adelante, las presas naturales y efímeras fueron destruidas por el aumento de los caudales debidos a las lluvias. La destrucción de las presas provocó flujos torrenciales de lodo, detritos y biomasa, que comenzaron a colmatar y agrandar los cauces de los ríos, erosionar las terrazas en las partes medias de las cuencas hidrográficas y a reactivar los sistemas de drenaje anastomosados (Fig. 9).



Fig. 4: Decantación, sedimentación y depósitos de biomasa en la periferia de la desembocadura del río Banano (A) y en el Canal de Parismina, cerca de la localidad de Matina (B). En este último caso se aprecia el levantamiento continental y el inicio del proceso de dragado. Fotografías tomadas durante un sobrevuelo en helicóptero por Sergio Mora Castro el 3 de mayo de 1991.

Estos flujos afectaron las áreas más empinadas y en su mayoría, no llegaron a los abanicos aluviales del piedemonte ni a las planicies. Simultáneamente y en estas áreas, la acumulación de materiales gruesos, en los ejes de los cauces fluviales, generó el efecto transitorio de erosión lateral (i.e. en los márgenes de los lechos menores) y un incremento del transporte de los árboles caídos y de la sedimentación de material fino en los lechos mayores de los ríos, tanto en los abanicos y como en las llanuras aluviales y los litorales.

A fines de junio de 1991 casi todas las presas y estanques habían desaparecido y los cauces de los ríos volvieron a ser continuos. En las regiones montañosas los ríos habían reactivado, por completo, su patrón de canales trenzados, con cobertura



Fig. 5: Deslizamiento rotacional en la margen derecha y represamiento y embalse efímero en el cauce del río Banano. Fotografía tomada el 29 de abril de 1991 por Sergio Mora Castro.

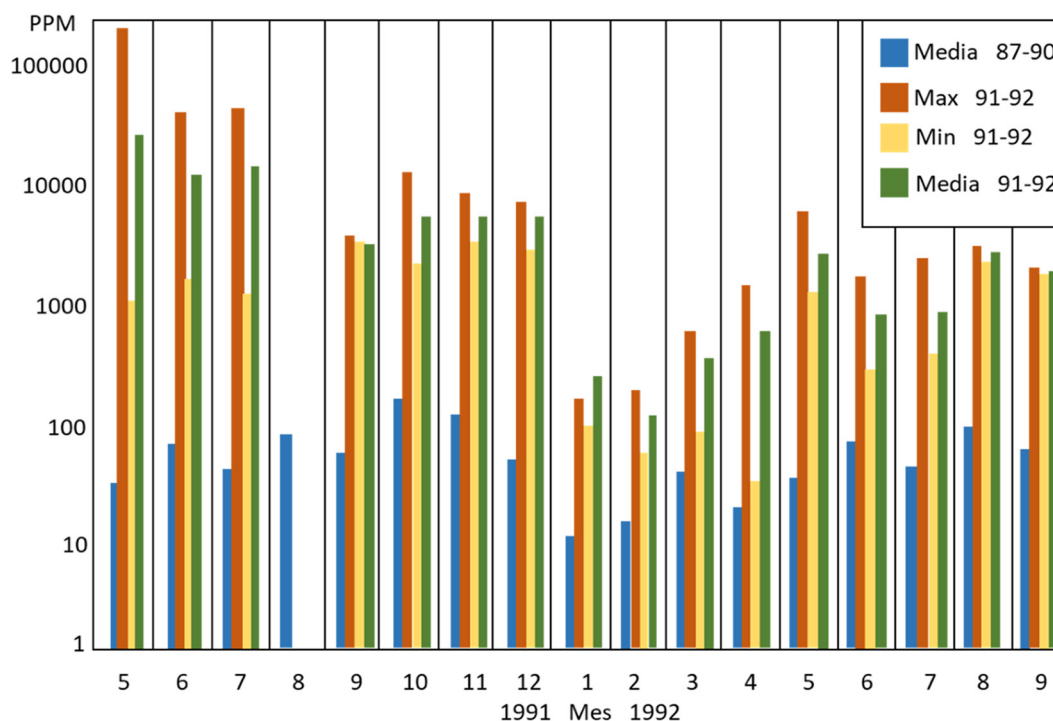


Fig. 6: Concentración de materia sólida, en suspensión, en el río Chirripó, antes y después del terremoto del 22 de abril de 1991. A causa de las avenidas sucedidas en agosto de 1992, no se dispone de valores posteriores. Fuente: Departamento de Hidrología del ICE.

en casi todo el fondo del valle. Sin embargo y durante un tiempo adicional, los procesos erosivos se acentuaron sobre las cicatrices y áreas denudadas (Fig. 10) de los movientes en masa en las laderas.

La inundación del 11 al 12 de agosto de 1991

Aunque sucedieron algunas avenidas menores, antes y después del terremoto, el evento principal se presentó entre el 11 y el 12 de agosto de 1991. Las lluvias intensas fueron causadas por una onda tropical asociada con varias secuencias convectivas (IMN, 1991). Las mayores cantidades de lluvia, de hasta 250 mm /24h se produjeron a elevaciones de entre 500 y 2 000 m.s.n.m. En los terrenos por debajo y por encima de estas elevaciones las precipitaciones fueron menores.

Estas lluvias reactivaron las laderas inestabilizadas por el terremoto y provocaron numerosos deslizamientos, aludes torrenciales, flujos de detritos y erosión intensa de suelos. Algunos de estos procesos fueron destructivos, como por ejemplo el sucedido en la Fila Kaskicha (Panamá), que destruyó partes del poblado de Las Tablas.

En la cuenca del Río Chirripó, en la parte alta del abanico aluvial del piedemonte, el caudal promedio mensual fluctuaba entre 38 y 122 m³/s, en el sitio de la estación de aforo Playa Hermosa (140 m sobre el nivel del mar; área de drenaje de 821 km²). Durante la inundación del 12 de agosto, el caudal pico en este sitio (estimado mediante un análisis de las marcas de inundación) fue de aproximadamente 2 500 m³/s (ICE, 1992). La avenida fue acompañada por cantidades importantes de biomasa, carga de fondo y carga en suspensión. Las tasas elevadas de sedimentación, derivadas de la carga de fondo del río en el área superior del abanico aluvial, durante este y otros eventos anteriores, están documentadas en la sección transversal del cauce (Fig. 11), en el sitio en donde se ubica la estación de medición de Playa Hermosa. Esta estación, dicho sea de paso, fue destruida por esta avenida. Como se aprecia en la figura 11, el área sedimentada del perfil transversal del cauce fue de alrededor de 350 m², lo que provocó la reactivación de un antiguo cauce secundario y paralelo. Este comportamiento fue típico para casi todos los sistemas fluviales anastomosados de los abanicos aluviales del piedemonte en esta parte de la vertiente del



Fig. 7: Desplazamiento lateral y ruptura del relleno compactado de la carretera (RN-32) cerca de la localidad de Río Blanco. Fotografía tomada por Sergio Mora Castro el 24 de abril de 1991.

Caribe de Costa Rica. Las capacidades de los cauces principales (i.e. lechos mayores) se redujeron por la sedimentación (i.e. agradación) y algunos (Fig. 10) de ellos alcanzaron el nivel de las terrazas aluviales superiores y las barreras formadas por los árboles. Simultáneamente, las llanuras de inundación, las costeras y litorales, fueron inundadas y, en estas áreas, se depositó una parte importante de la carga en suspensión. Las acumulaciones de arena media a fina alcanzaron espesores de hasta 40 cm en las áreas cercanas al cauce del río, aunque disminuyó con la distancia.

Las cuencas hidrográficas medias y bajas del Río La Estrella, Banano y Bananito también se vieron severamente afectadas por inundaciones y sedimentación (Fig. 4). Aquí, la inundación y los procesos geodinámicos fueron similares a los del sistema fluvial del sector Chirripó-Matina. En estos casos, los caudales máximos, según los datos disponibles y sus períodos de recurrencia fueron relativamente bajos (Pandora, Barbilla) e indican que las avenidas estaban muy relacionadas con el daño causado por el terremoto en las cuencas (Cuadro 2; Vahrson et al., 1992). Al mismo tiempo, los valores del flujo máximo, en sí mismos, pueden ser algo inciertos debido a la posibilidad de la agradación de los cauces, causada por la sedimentación en las estaciones de medición, lo cual condujo, posiblemente, a la sobrestimación de los caudales máximos.

En el cuadro 2 se reportan el caudal pico y los períodos de recurrencia para las estaciones Sixaola y Bribri, ubicadas en la cuenca del río Sixaola. No obstante, un recálculo, con datos corregidos para Bratsi (3520 m³/s) y Sixaola (4090 m³/s) permitió obtener un período de recurrencia de 23 años para ambas estaciones (Barrantes, 1996), lo cual es más consistente con el comportamiento en el resto de las cuencas. De acuerdo con este último autor, el 19 de enero de 1988 se produjo una avenida similar, en extensión y caudal a la ocurrida el 12 de abril de 1991, a pesar de registrarse precipitaciones menores que en 1991, lo que reafirma la suposición de que el caudal fue mayor al esperado, debido a los cambios hidrológicos originados por la inestabilidad de las laderas disparada por el terremoto. De acuerdo con la revisión realizada por Barrantes (1996), esta fue una de las tres mayores inundaciones registradas entre 1928 y 1994, con alturas del tirante de las aguas de aproximadamente 1 m en Margarita, 1,5 m en Celia, 2 m en Daytonia y 2,5 m en Sixaola.

Situación en agosto de 1992

En agosto de 1992 la movilización de los sedimentos, en las laderas de las áreas más afectadas, parecía disminuir, lo cual permitió que los ríos, en la parte media de las cuencas, volvieran a profundizar y disectar sus cauces y erosionar el material depositado recientemente. En varios sistemas fluviales anastomosados, esta erosión superó 1,5 m, de acuerdo con las observaciones de campo. Como causa de esta disminución en la producción de sedimentos, se pueden considerar al menos dos explicaciones:



Fig. 8: Licuación, separación lateral y subsidencia en las cercanías de la desembocadura del río Bananito. A: Aspecto del colapso del puente, separación y agrietamiento del terreno en los alrededores del puente del río Bananito; 3 de mayo de 1991. B: Terrenos en la margen izquierda del río Bananito, cerca de su desembocadura. C: Puente colapsado del río Bananito. D: Licuación, agrietamiento y separación lateral de la carretera y rampa de aproximación del puente sobre el río Bananito. Fotografías tomadas por Sergio Mora Castro el 11 de mayo de 1991.



Fig. 9: Depósitos torrenciales en el piedemonte del río Chirripó, originados en los materiales deslizados en la cuenca superior. Fotografía tomada por Sergio Mora Castro el 2 de mayo de 1991.

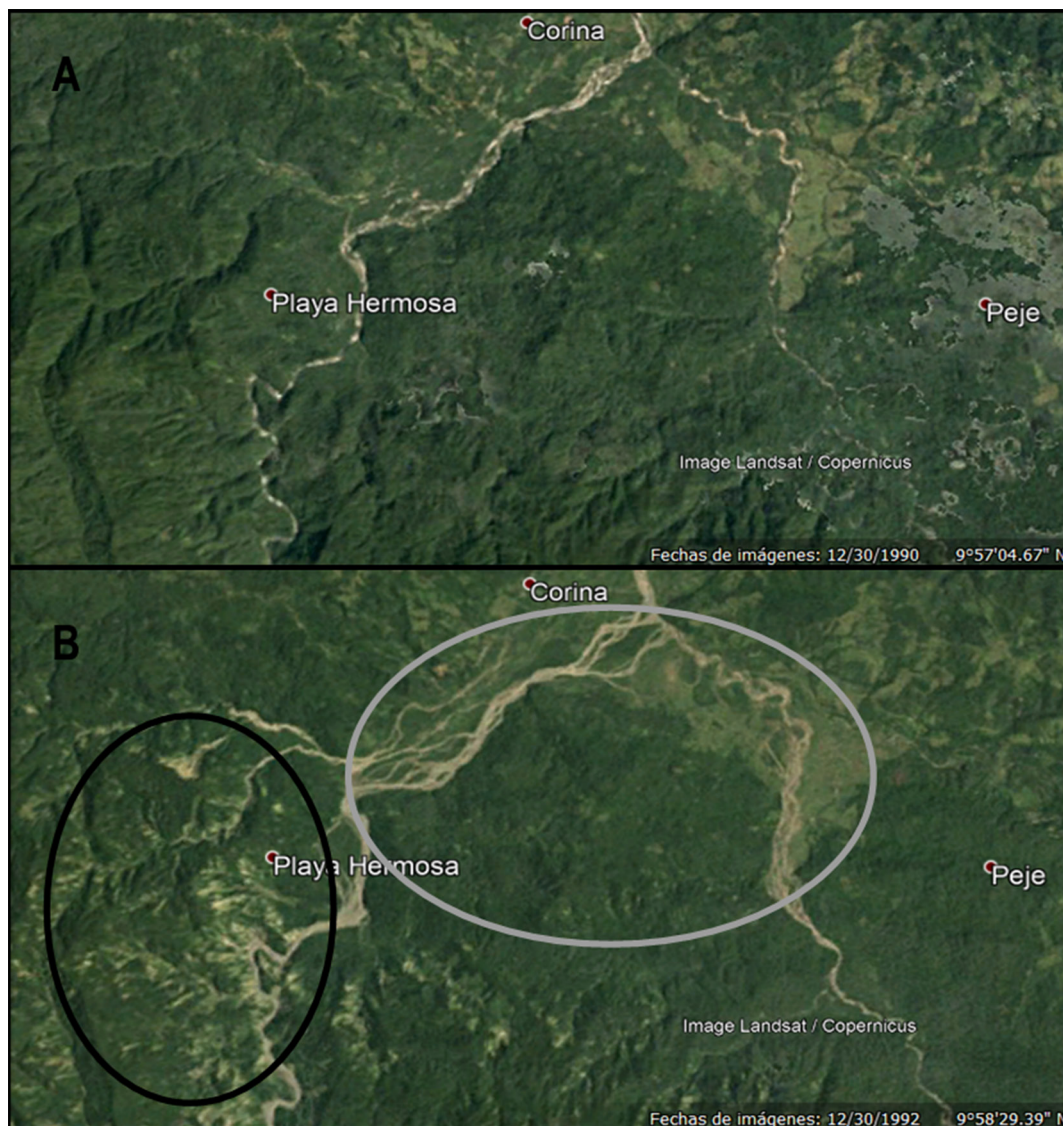


Fig. 10: Comparación de imágenes Landsat entre el antes y el después del terremoto en la cuenca del río Chirripó-Matina; se puede observar la evidencia de los cambios geomorfológicos, consecuencia de las modificaciones geodinámicas impulsadas por el terremoto en la cuenca del río Chirripó. A) imagen tomada el 30 de diciembre de 1990. B) Imagen tomada el 30 de diciembre de 1992. En el círculo negro se aprecia el área con inestabilidad de laderas, aludes torrenciales y flujos de lodo. En el círculo gris se visualiza la reactivación de las redes de drenaje trezadas en los valles. Fuente: *Google Earth*.

a) Una disminución real de la producción de sedimentos, debido a que la mayor parte del material movilizado por el terremoto ya había sido desplazado y a la colonización de plantas pioneras, con el reinicio de la sucesión natural vegetativa, lo cual redujo la intensidad de la erosión en las laderas. Se pudo observar, en el campo y en las imágenes de satélite, que alrededor del 60% del área ya estaba cubierta por vegetación baja, nueva y que sólo las partes más activas e inestables de las laderas estaban aún al descubierto.

b) Las precipitaciones que se produjeron (Fig. 12) en agosto de 1991 pudieron movilizar una parte significativa de los materiales disponibles para su transporte fluvial, lo cual disminuyó el aporte de sedimentos, al menos temporalmente, hasta que se produjeron eventos de lluvias torrenciales nuevos.

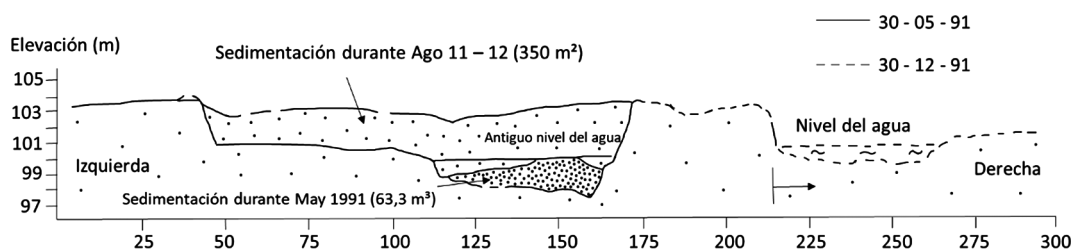


Fig. 11: Sección transversal del río Chirripó en el sitio donde se ubicaba la estación de aforo denominada Playa Hermosa, sobre la parte alta del abanico aluvial. Durante la avenida del 11 y 12 de agosto de 1991 alrededor de 350 m² del canal del río fueron sedimentados forzando al río a alterar su curso. Fuente: a partir de ICE (1992) y Vahrson et al. (1992).

Esta tendencia también se ha visto confirmada por los cambios en la concentración de materia sólida (Fig. 6). Después de un pico, sucedido en mayo de 1991, las concentraciones disminuyeron en uno y dos órdenes de magnitud. Los valores bastante bajos en enero-abril de 1992, se deben a las escasas precipitaciones y caudal reducido del río, pero después de mayo de 1992, los promedios mensuales mostraron valores relativamente estables, con 500 a 2 000 ppm. La concentración media, antes del terremoto, varió entre 9 ppm en enero y 134 ppm en octubre, de acuerdo con los datos aportados por el Departamento de Hidrología del ICE.

Después de las inundaciones de agosto de 1991, las llanuras aluviales mantuvieron su estabilidad hidráulica y el aporte de sedimentos nuevos no generó cambios sustanciales en la dinámica fluvial ni una reactivación de los canales más antiguos, en los meandros abandonados (i.e. “*oxbows*”), ni una migración considerable de los meandros activos de los ríos principales. La única excepción fue un meandro en el valle del río Sixaola, cerca del pueblo de Bribri, aunque esta situación probablemente no estuvo relacionada solamente con la actividad sedimentológica, hidráulica e hidrológica vinculada con el terremoto y las lluvias posteriores, pues la densidad de los procesos cosísmicos de la inestabilidad de laderas en la cuenca del río Sixaola fue relativamente baja (Fig. 2).

Cuadro 2

Resumen de los caudales pico, períodos de recurrencia y caudales máximos registrados, ocurridas entre el 11-12 de agosto de 1991.

Río/estación	Caudal pico instantáneo (m ³ /s)	Día y mes (1991)	Período de recurrencia (Tr)	Caudal máximo anterior (m ³ /s)
Sixaola				
Bratsi	3810	12-8	>100	3480
Sixaola	4200	12-8	20-50	3610
Estrella				
Pandora	1260	12-8	6	1750
Blanco				
Blanco	37	12-8	< 2	322
Matina				
Barbilla	972	12-8	10-20	1040
Chirripó	SD	SD	SD	1460
Playa Hermosa	2500	SD	SD	SD
Pacuare				
Pacuare	114	11-8	< 2	1070
Dos Montañas	1600	SD	20-50	1900

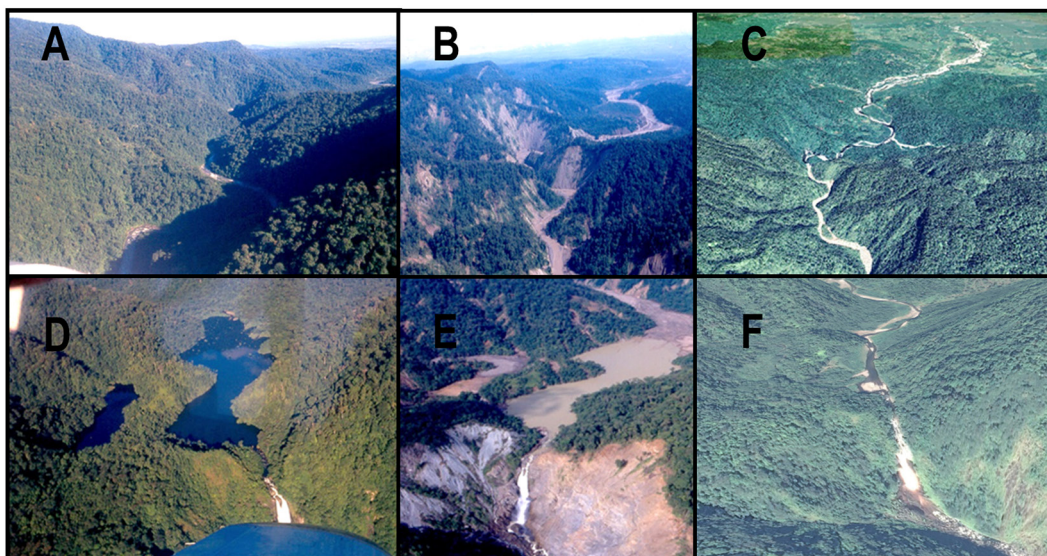


Fig. 12: Comparación del paisaje y, en particular, de los cambios en la cobertura vegetal causados por la inestabilidad de laderas disparada por el terremoto de abril y las lluvias consecuentes de agosto de 1991. La recuperación avanzada de la cobertura vegetal se aprecia en las imágenes Google Earth a la izquierda. A, B y C corresponden a la cuenca alta-media del río Chirripó y muestran las condiciones de la cobertura del suelo en marzo de 1989 (A), mayo de 1991 (B) y diciembre de 2017 (C). D, E y F son de la Catarata de Ayil (cuenca del río Chirripó) e igualmente, muestran las condiciones de la cobertura del suelo en marzo de 1989 (D), mayo de 1991 (E) y diciembre de 2017 (F). Tanto en la secuencia A, B y C como en la secuencia D, E y F las fotos de la izquierda y el centro fueron tomadas por Sergio Mora Castro, mientras que las imágenes de la derecha corresponden a vistas de *Google Earth*.

CAMBIOS INDUCIDOS EN EL ÁREA DEL LITORAL CARIBE

Como resultado de las avenidas posteriores al terremoto, una cantidad considerable de los sedimentos y biomasa alcanzó la llanura costera y la desembocadura de los ríos (figuras 4 y 13). Entre otros efectos, esto pudo haber provocado el cambio súbito de la posición de la desembocadura del río Banano, el cual rompió un meandro próximo a la costa durante una avenida, probablemente por la cantidad de sedimentos, lo cual cambió las propiedades hidráulicas del flujo y forzó un régimen transitorio con una viscosidad cinemática más elevada; de esta forma se dificulta la circulación por el cauce próximo a la desembocadura anterior. El resultado fue la apertura de una desembocadura nueva, 1,1 km al sureste de la anterior (Fig. 14 D). Este tipo de comportamiento no había sido registrado anteriormente en las fotografías aéreas (las más antiguas son de 1952).

Al analizar los cambios en la costa, a partir de imágenes Landsat de entre 1986 y 2019, se evidencia un proceso de progradación en las desembocaduras de los ríos Matina, Banano y Estrella, particularmente marcado entre las líneas de costa de marzo de 1992 (línea negra segmentada en las figuras 14 A, B y C) y setiembre de 1998 (línea azul). Como se puede apreciar en la figura 14, se observan dos morfologías claramente diferenciadas, antes y después de marzo de 1992.

A partir de ese año se presentó una progradación acelerada en las desembocaduras, posiblemente como resultado de la llegada del material movilizado en los cursos fluviales durante los periodos de precipitaciones elevadas, lo cual volvió a cambiar a partir de 1998, cuando disminuyó la tasa de cambio de la línea de costa. Esta desaceleración en la tasa de progradación entre 1998 y 2019 se relaciona con una disminución significativa en el aporte de sedimentos de los ríos, lo que sugiere que la mayor parte del material disponibilizado por los deslizamientos ya se había sedimentado o alcanzado la costa y la plataforma continental.

En cuanto a la contribución del levantamiento cosísmico de la costa al proceso de progradación registrado, debe destacarse que se digitalizaron las líneas de costa antes y después del sismo correspondientes a el 2 abril 1991 y 27 de marzo de 1992, respectivamente (el sismo ocurrió el 22 de abril de 1991), por medio de estas líneas fue posible determinar un avance

máximo (progradación) de 23 m para la boca del Banano y de 20,5 m en boca Estrella. Estos datos son consistentes con la inferencia hecha a partir de los datos de De Obaldía et al. (1991) que indican un levantó de aproximadamente 60 y 50 cm respectivamente para ambos sitios. En Boca Matina, Denyer, et al. (1994) reporta subsidencia (-0.5 cm) lo que concuerda con el retroceso máximo de 30 m que se registró entre éstas líneas de costa. Al menos en este último caso, el proceso de progradación observado puede ser atribuido enteramente a la llegada de los sedimentos y biomasa (figura 14B y 9), en los otros dos casos, el cambio en la velocidad de progradación señalado parte de la línea de marzo de 1992 (línea negra en la figura 14) por lo que es posible suponer que excluye, al menos en parte, del efecto del levantamiento de la costa.

CONCLUSIONES

El terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Mw 7,7) provocó cambios geomorfológicos e hidrológicos importantes en las cuencas hidrográficas afectadas. Entre los casos más relevantes pueden mencionarse: a) alrededor de 140 km² de destrucción de la cubierta vegetal por causa de la inestabilidad de laderas; b) intensificación de los procesos de escorrentía superficial y erosión de suelos; aproximadamente 210 millones de m³ de material sólido y 4 millones de toneladas de biomasa fueron transportados por los sistemas fluviales; c) represamientos efímeros en varios cauces, causados por la acumulación de materiales, con su posterior ruptura originando aludes y flujos de detritos; d) Licuación, con asentamientos diferenciales, fracturación y separación de bloques de suelos arenosos de origen fluvio-marino; e) obstrucción de canales litorales, naturales y artificiales debida a la sedimentación; f) aumento de carga en suspensión y de fondo de los ríos afectados y su consecuente decantación en los sectores proximales y distales de los litorales en el Mar Caribe.

La distribución de las formas principales de la inestabilidad de laderas y los volúmenes de los materiales desprendidos y transportados no corresponde, de manera concéntrica, con la ubicación de epicentro ni con la distribución espacial de las intensidades sísmicas. En su distribución los condicionantes principales fueron: las características del relieve, las condiciones de la litología y el patrón de distribución de las precipitaciones.

Las cantidades elevadas de cargas de sedimentos de fondo y en suspensión, en los cursos fluviales, afectaron primero las cuencas altas y medias de los ríos y luego los abanicos aluviales de piedemonte, con la acumulación de sedimentos en los lechos y terrazas aluviales. Subsecuentemente, esos depósitos transitorios fueron erosionados y transportados aguas abajo. Posteriormente se pudo observar una reactivación de los sistemas fluviales anastomosados y la acumulación de material limoso y arenoso en las llanuras de inundación y las áreas costeras.

Un evento de lluvia sucedido entre el 11 y 12 de agosto de 1991, incrementó los daños en las laderas inestabilizadas durante el terremoto y provocó numerosos deslizamientos y flujos de detritos. Un análisis detallado de los caudales máximos instantáneos mostró que, en las cuencas hidrográficas con pocos o ningún daño, las avenidas se relacionan con caudales con períodos de recurrencia elevados, mientras que, en las cuencas hidrográficas dañadas por los procesos de inestabilidad de laderas, los caudales respectivos presentaron períodos de recurrencia relativamente cortos, aunque también causaron inundaciones importantes.

Aparentemente, las fuertes lluvias de agosto de 1991 y la escorrentía posterior arrastraron la mayor parte del material desprendido. Las condiciones ambientales y el clima local favorecieron el repoblamiento rápido de las laderas inestables con vegetación pionera y subsecuente sucesión natural del bosque, lo que redujo el aporte de sedimentos para los eventos de lluvia extrema posteriores. Después del evento, el aporte de sedimentos, desde las partes altas y medias de las cuencas, se redujo comenzando el proceso de re-estabilización del sistema fluvial.

En cuanto al efecto sobre la línea de la costa, fue observado un proceso acelerado de progradación entre 1992 y 1998. El avance de la línea de costa hacia el mar fue notablemente distinto al que se registraba antes del terremoto y luego a partir de 1998. Con base a lo anterior, se puede deducir que el mayor aporte de sedimentos, que alteró las condiciones hidrológicas, hidráulicas y la dinámica fluvial de las cuencas más afectadas, llegó a la costa, por lo que paulatinamente se ha retornado a las condiciones geomorfológicas y geodinámicas anteriores al terremoto.

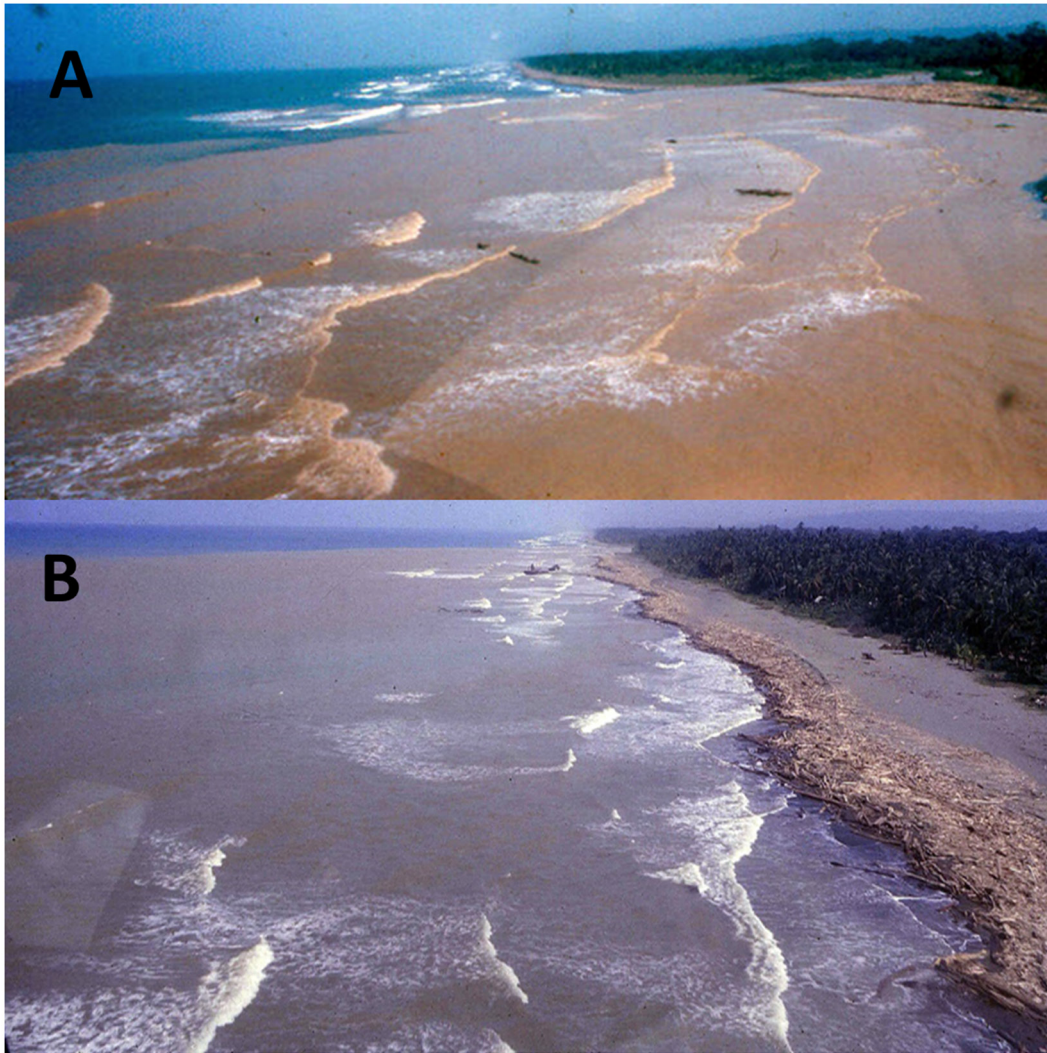


Fig. 13: Sedimentación y troncos acumulados en la costa próxima a la desembocadura de los ríos. A. Desembocadura del río la Estrella. B. Desembocadura del río Banano. Fotos tomadas por Sergio Mora Castro el 3 de mayo de 1991.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Departamento de Estudios Básicos del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) por los datos aportados para esta investigación; también a la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE) por la financiación parcial de este estudio y por la posibilidad de sobrevolar la región en helicóptero. A Amalia Ruiz por la colaboración en la fotointerpretación, a Gonzalo Hernández por los aportes a esta investigación y a Nathalia Badilla por la ayuda en la confección de las figuras.

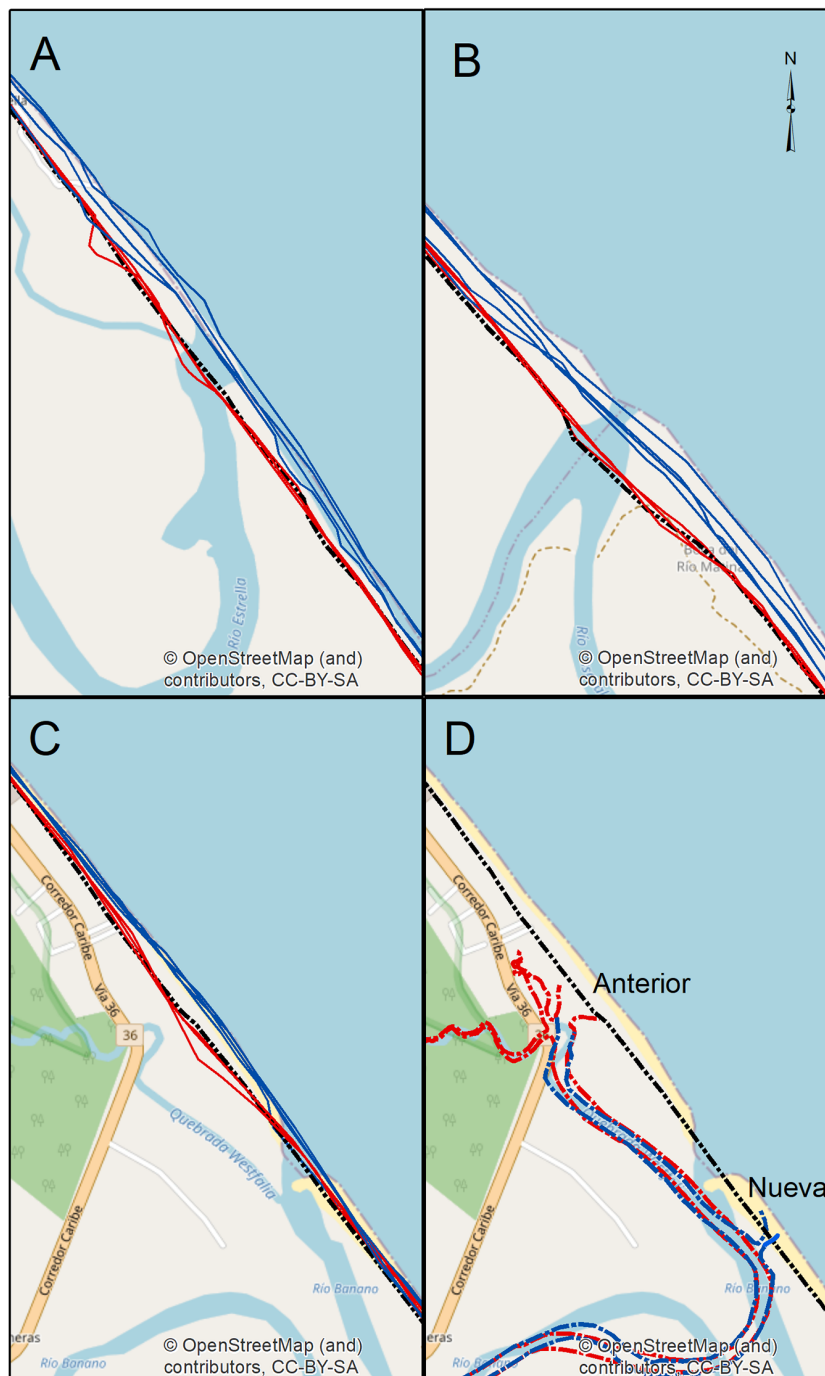


Fig. 14: Cambios en la línea de costa antes y después del terremoto del 22 de abril de 1991. En rojo continuo las líneas de costa anteriores al terremoto (febrero de 1986, febrero 1990 y abril 1991); en negro segmentado línea de costa de marzo 1992, en azul líneas de la costa posteriores al terremoto (setiembre 1998, febrero 2000, marzo 2014 y abril 2019). A) desembocadura del río Estrella. B) desembocadura del río Matina. C y D) desembocadura del río Banano. Nótese que las líneas de la costa han evolucionado a partir de una progradación, intensa después de 1992, posiblemente como resultado de la llegada del material detrítico movilizado por los cursos fluviales. A partir de esta hipótesis, es posible asumir un cambio en el régimen sedimentológico, observable durante un lapso de seis años (entre 1992 y 1998). Adicionalmente, en D) se ha registrado un cambio en la posición de la desembocadura del Río Banano (hacia el su-este) entre 1985 y 1992 que llevó a la colmatación paulatina de la desembocadura anterior.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barrantes, G. (1996). *Zonificación de amenazas por inundación en el Valle del Río Sixaola* (Tesis de licenciatura, Universidad Nacional). Recuperado de <https://www.cne.go.cr/CEDO-CRID/CEDO-CRID%20V4/pdf/spa/doc289/doc289.htm>
- Barrantes-Castillo, G., Jiménez-Campos, C. y Ocón-García, M. J. (2013). Deslizamientos provocados por el terremoto de Cinchona de 2009, Costa Rica. *Revista Geográfica de América Central*, 2(51), 89-100.
- Bommer, Julian J. y Carlos E. Rodríguez. 2002. Earthquake-Induced Landslides in Central America. *Engineering Geology*, 63(3):189-220. doi: 10.1016/S0013-7952(01)00081-3
- Boschini, I. M. y Montero, W. (1994). Sismicidad histórica e instrumental del Caribe de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central, Volumen especial: Terremoto de Limón*, 65-72. doi: 10.15517/RGAC.V0I0.13423
- Camacho, E. y Víquez, V. (1994). Licuefacción y hundimientos costeros en el noroeste de Panamá durante el Terremoto de Limón. *Revista Geológica de América Central, Volumen especial: Terremoto de Limón*, 133-138. doi: 10.15517/RGAC.V0I0.13446
- Denyer, P. y Arias, O. (1991). *Efectos geológicos del terremoto de limón, Costa Rica*. San José, Costa Rica: Escuela de Geología. Informe interno.
- Denyer, P., Arias, O. y Personius, S. (1994). Efecto tectónico del terremoto de Limón. *Revista Geológica de América Central, Volumen especial: Terremoto de Limón*, 39-52. doi: 10.15517/RGAC.V0I0.13394
- De Obaldía, F., Marino, T., Van Der Laat, R., Malavassi, E., Hernandez, F., Morera, R., Trejos, F., Slattery, K. y McNally, K. C. (1991). *Levantamiento cosísmico asociado al terremoto del 22 de abril de 1991, Ms=7.5 Valle de la Estrella, Limón, Costa Rica, parte I*. Heredia, Costa Rica: Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Universidad Nacional. Manuscrito inédito.
- Golley, F. B., McGinnis, J. T. y Clements, R. G. (1971). La biomasa y la estructura mineral de algunos bosques de Darién, Panamá. *Turrialba*, 21(2): 189 -196.
- González-Viquez, C. (1994). *Temblores, terremotos, inundaciones, y erupciones volcánicas en Costa Rica, 1608-1910*. San José, Costa Rica: Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- Güendel, F., Montero, C., González, V., Segura, J., Malavassi, E., Fernández, F., De Obaldía, F., Rojas, D., Van Der Laat, R., Barboza, V., Barrantes, E. y Marino, T. (1991). Mainshock - aftershock sequence associated with the Costa Rica earthquake (Ms 7.5) of April 22, 1991 (abstract). *EOS, Transactions AGU*, 72, 300.
- Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). (1992). *Informe hidrológico de la creciente 11-12 de agosto 1991 en algunas cuencas de la vertiente del Caribe*. San José, Costa Rica: Departamento de Hidrología del Instituto Costarricense de Electricidad. Manuscrito inédito.
- Instituto Meteorológico Nacional (IMM). (1991). *Boletín meteorológico del año 1991*. San José, Costa Rica: IMM.
- Linkimer, L. y Vargas, A. (2015). *Costa Rica: mapas de isosistas de terremotos importantes (1888-2012)*. San José, Costa Rica: Instituto Costarricense de Electricidad. Manuscrito inédito.

- Montero, C., Segura, J., Malavassi, E., Guendel, F., Gonzalez, V., Fernandez, E., De Obaldia, F., Rojas, D., Rodríguez, H., Mata, A., Van Der Laat, R., Barboza, V., Barrantes, O., Marino, T. y McNally, K. (1991a). *Observaciones iniciales obtenidas luego del terremoto del 22 de abril 1991, Ms=7.4, Valle de la Estrella, Costa Rica. Informe preliminar*. Heredia, Costa Rica: Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Universidad Nacional. Manuscrito inédito.
- Montero, W., Ponce, L., Pardo, M., Domínguez, J., Boschini, I., Rojas, W., Suarez, G. y Camacho, E. (1991b). The Limón, Costa Rica earthquake of April 21, 1991 (Ms=7.5). Seismicity, focal mechanism and tectonic implications (abstract). *EOS, Transactions, AGU*, 72, 301.
- Montero, W., Pardo, M., Ponce, L., Rojas, W. y Fernández, M. (1994). Evento principal y replicas importantes del terremoto de Limón. *Revista Geológica de América Central, Volumen Especial: Terremoto de Limón*, 92-102. doi: 10.15517/RGAC.V0I0.13434
- Mora, S. y Mora, R. (1994). Los deslizamientos causados por el terremoto de Limón: Factores de control y comparación con otros eventos en Costa Rica. *Revista Geológica de América Central, Volumen Especial: Terremoto de Limón*, 139-152. doi: 10.15517/RGAC.V0I0.13447
- Mora, S. y Vahrson, W. G. (1992). *Determinación a priori de la amenaza de deslizamientos utilizando indicadores morfodinámicos. Presentado en Primer Simposio Internacional Sobre Sensores Remotos y Sistemas De Información Geográfica (SIG) para el Estudio de Riesgos Naturales*. En Memoria sobre el Primer Simposio (pp. 259-273). Bogotá, Colombia.
- Mora, S. y Yasuda, S. (1994). Licuefacción de suelos y fenómenos asociados durante el Terremoto de Limón. *Revista Geológica de América Central, Volumen Especial: Terremoto de Limón*, 121-132. doi: 10.15517/RGAC.V0I0.13442
- Plafker, G. y Ward, S. N. (1992): Backarc thrust faulting and tectonic uplift along the Caribbean Sea coast during the April 22, 1991 Costa Rica earthquake. *Tectonics*, 11(4): 709-718, doi: 10.1029/92TC00609
- Reineck, H. E. y Singh, I. B. (1980). *Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics* (2ª ed.). Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. doi: 10.1007/978-3-642-81498-3
- Vahrson, W. G., Arauz B, I., Chacón B, R., Hernández R, G. y Mora, S. (1990). *Amenaza de inundaciones en Costa Rica, América Central: comentarios al mapa 1: 500.000*. Heredia, Costa Rica: Comisión Nacional de Emergencia (CNE) y Centro de Prevención de Desastres Naturales en América Central (CEPREDENAC). Manuscrito inédito.
- Vahrson W. G. 1992a. Distribución espacial de los períodos de retorno de tres eventos de lluvias extremas en Costa Rica. *Revista Geográfica De América Central*, 1(25-26), 193-207.
- Vahrson, W. G. (1992 b). Tropische Starkregen and ihre Verteilung, das Beispiel des Einzugsgebietes des Rio Reventazon, Costa Rica. *Die Erde*, 123: 1-15.
- Vahrson, W.-G., Laporte, S., Hernández, G. y Esquivel, L. (1992). *Hydrological Changes and Floods related to the April 22, 1991 earthquake in Limón, Costa Rica*. Heredia, Costa Rica: Escuela de Ciencias Geográficas, Universidad Nacional. Manuscrito inédito.
- Vallejo, S., Esquivel, L. y Hidalgo, M. (2012). *Historico de desastres en Costa Rica (febrero 1723-setiembre 2012)*. San José, Costa Rica: Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE).