

## EFFECTO TECTONICO DEL TERREMOTO DE LIMON

Percy Denyer<sup>1</sup>, Olman Arias<sup>1</sup> & Stephen Personius<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Escuela de Geología, Universidad de Costa Rica, Apdo. 35-2060 UCR  
Costa Rica, América Central

<sup>2</sup>U.S. Geological Survey, MS 966, Box 25046, Denver, CO 80225, U.S.A.

**ABSTRACT:** In this paper we analyze the superficial tectonic effect in the southeastern Caribbean region of Costa Rica, which was directly related to the Limón earthquake of April-22, 1991. A preliminar paleo-seismic approach is based on several profiles and sketches of the shoreline.

The most dramatic tectonic effect was the uplifting of the shoreline, from Moín, in the north, to Gandoca, in the south.

Three secondary faulting zones were mapped, and they slipped during the earthquake: Río Blanco, La Estrella and Sixaola faulting zones. These co-seismic faults represent different steps in the evolution of faulting in the basement. They were mapped on non-consolidated sediments. These structural features could be Mio-Pliocene faults, that were re-activated during the earthquake, causing the segmentation of the hanging wall which moved to the northeast.

We observed abundant geologic evidence of large pre-1991 uplift events along the same stretch of Caribbean coast affected by the Limón earthquake.

**RESUMEN:** Se hace un análisis de los efectos tectónicos superficiales que ocurrieron en el sureste de Costa Rica, directamente asociados al Terremoto de Limón, del 22 de Abril de 1991 y un enfoque paleo-sísmico preliminar, con base en varios perfiles de la costa Caribe.

El efecto más dramático del terremoto, desde el punto de vista geológico, fue el levantamiento de la línea de costa Caribe de Costa Rica, desde Moín al norte hasta Gandoca al sur.

Se cartografiaron tres zonas de fallamiento secundario, que se movieron durante el terremoto: Río Blanco, La Estrella y Sixaola. Las fallas co-sísmicas mapeadas en sedimentos inconsolidados, representan diferentes estadios en la evolución de una zona de desgarre en el basamento. Las cuales pueden ser fallas pre-existentes en las rocas Mio-Pliocénicas, que se activaron durante el terremoto, produciendo la segmentación del bloque que se movió hacia el noreste, durante el evento principal. Controlaron, de esta manera, las diferencias en la magnitud del levantamiento co-sísmico.

Evidencias de, al menos, dos eventos sísmicos previos a 1991 están registrados en los promontorios de la costa Caribe de Costa Rica.

### INTRODUCCION

El terremoto del 22 de Abril de 1991 causó graves daños en una región muy extensa, dentro de la cual, los efectos específicamente tectónicos fueron ampliamente distribuidos en el sureste de

Costa Rica y noroeste de Panamá. La mayor parte de la destrucción fue causada por la licuefacción, deslizamientos y asentamiento diferencial. Sin embargo, el levantamiento co-sísmico de la costa Caribe de Costa Rica y zonas discontinuas de fallamiento superficial fueron observadas por los

autores, durante el trabajo de campo post-terremoto realizado en los meses de Mayo y Junio de 1991. En este trabajo se hace una síntesis y un breve análisis de los efectos tectónicos superficiales que ocurrieron en el sureste de Costa Rica, directamente asociados al terremoto.

El área de ruptura del terremoto (Montero et al., 1991) está localizada en la Cuenca de Limón, que consistió de una secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas del Cenozoico. Las cuales presentan una deformación representada por pliegues con ejes este-oeste y noroeste-sureste y fallas con rumbos norte-sur, este-oeste y noroeste-sureste (Dirección General de Recursos Minerales, 1976; MIEM, 1982; RECOPE, 1981: en Bolaños, 1983; Escalante, 1983: en Castillo, 1984; , 1985; Denyer et al., 1987; Campos, 1987). La Cuenca de Limón no había sido considerada una región de amenaza sísmica, a pesar de representar el extremo noroeste del Cinturón Deformado de Panamá, que se extiende desde Colombia a Costa Rica (Case & Holcombe, 1980; Adamek et al., 1988; Bowland & Rosencrantz, 1988). De hecho, el Cinturón Deformado de Panamá ha sido objeto de mucha discusión en la literatura geológica, principalmente en lo que respecta a la interacción de las placas Caribe, del Coco y Nazca (Adamek et al., 1988; Muñoz, 1988; Mann & Corrigan, 1990; Silver et al., 1990).

La ruptura primaria tuvo cuatro subeventos en un período de 25 segundos (Güendel et al., 1991; Rojas, 1991) y una área de ruptura de 3200-4500 km<sup>2</sup> (Goes and Schwartz, 1991; Montero et al., 1991). El tamaño de la zona de ruptura, la complejidad del evento principal y la cantidad de réplicas indican que estructuras de fallamiento secundario pueden haber estado directamente asociados al plano de ruptura principal. La interpretación del mecanismo focal (Goes et al., 1993), el levantamiento de la línea de costa (Denyer & Arias, 1991, en prensa; OVSICORI, 1991a; Plafker & Ward, 1992) y el desplazamiento horizontal hacia el noreste en los alrededores de Limón (Lundgren et al., 1993) hacen suponer que el plano de falla principal tiene su traza bajo el mar.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Luis Diego Morales, Director de Prevención y Mitigación de Desastres Naturales de la Comisión Nacional de Emergencias por el apoyo financiero y logístico. Parte del financiamiento y el tiempo de dedicación de los que participamos en este trabajo fue por parte de la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad de Costa Rica: Proyecto 113-90-071, con el apoyo del Director de la Escuela de Geología: Walter Montero. El viaje de S. Personius fue financiado por la A.I.D. y contó con la asistencia de Paul Bell.

Se agradece a los siguientes colegas por su ayuda durante el trabajo de campo: Rogelio Samuels, Fernando Montalto, Alexis Cerdas, Sergio Mora y Allan Astorga. Julio Sarmiento de JAPDEVA nos brindó información sobre el levantamiento de los muelles.

## LEVANTAMIENTO CO-SISMICO

El efecto más dramático del terremoto, desde el punto de vista geológico, fue el levantamiento de la línea de costa Caribe de Costa Rica, desde Moín al norte hasta Gandoca al sur. Un levantamiento co-sísmico ha estado relacionado con otros terremotos históricos, como el de Alaska (Plafker, 1972). Cabe destacar que es mucho más fácil de observar en regiones costeras, donde el nivel del mar puede ser usado como un punto de referencia.

Los autores hicieron 35 medidas del levantamiento de la costa, para lo cual se usó nivel de mano, cinta y vara de Jacob. No se usaron instrumentos más precisos, pues se estaba considerando la posibilidad de cometer errores en cuanto al oleaje que dificulta determinar el nivel del mar; poder encontrar puntos de referencia confiables del nivel del mar antes del terremoto y que no existen tablas de marea ni mareógrafos para el Caribe de Costa Rica. Se usó un rango intermareal de 0,3 m, según datos proporcionados oralmente por Julio Sarmiento, funcionario de la Junta de Administración Portuaria (JAPDEVA).

La costa Caribe de Costa Rica se caracteriza por tener varios promontorios aislados de caliza Cuaternaria, separados por extensas áreas de playa. Los promontorios corresponden con Limón, Cahuita, Puerto Viejo y Punta Manzanillo; en los cuales es más fácil observar el nivel del mar anterior al terremoto: en plataformas expuestas donde murieron gran cantidad de organismos que viven

en el espacio intermareal, líneas de balanus en roca y obras de infraestructura como embarcaderos o muelles, y muescas de erosión en las rocas arrecifales previamente levantadas. Se estima que el error de las mediciones en los promontorios pudo llegar a 0,2 m.

En las playas arenosas fue mucho más difícil efectuar mediciones. Se usaron los siguientes

**Tabla 1**

Datos del cambio de nivel de la costa, incluye los levantamientos co-sísmicos y la subsidencia por asentamiento. Hojas topográficas: AI=Amubri, CA=Cahuita, MN=Moín, RO=Río Banano, SA=Sixaola, SS=San Andrés

No.	Mapa	Localidad	Lat N.	Long W	Variación del nivel Levantamiento (+) Subsidencia (-) metros	Comentario
1	MN	Boca Río Matina	10°06'50"	83°09'45"	- 0,50	Arboles
2	MN	Boca Pantano	10°04'40"	83°09'45"	0,00	Playa arenosa
3	MN	Cocal	10°01'35"	83°07'15"	0,00	Playa arenosa
4	MN	Near Moín	10°00'12"	83°05'45"	+ 0,60	Playa arenosa
5	MN	Moín	10°00'05"	83°04'43"	+ 1,50	Embarcadero
6	MN	Near Portete	10°00'45"	83°04'10"	+ 1,40	Costa rocosa
7	MN	Near Portete	10°00'50"	83°04'00"	+ 1,60	Costa rocosa
8	MN	Punta Blanca	10°01'00"	83°04'00"	+ 1,50	Costa rocosa
9	MN	Piuta-P.Bonita	10°00'45"	83°03'12"	+ 1,70	Costa rocosa
10	MN	Piuta-P.Bonita	10°00'48"	83°03'00"	+ 1,85	Costa rocosa
11	MN	Hotel Las Olas	10°00'40"	83°02'37"	+ 1,80	Costa rocosa
12	MN	Punta Piuta	10°00'30"	83°02'18"	+ 1,30	Costa rocosa
13	RO	Limón	09°59'57"	83°01'40"	+ 0,90	Area de rompiente
14	RO	Isla Uvita	09°59'40"	83°00'50"	+ 0,80	Embarcadero
15	RO	Isla Uvita	09°59'50"	83°00'43"	+ 0,75	Acantilado
16	RO	Muelle Alemán	09°59'25"	83°01'32"	+ 0,80	Muelle
17	RO	Westfalia	09°56'35"	83°00'40"	+ 0,70	Playa arenosa
18	SS	Playa Bananito	09°54'22"	82°59'00"	+ 1,05	Playa arenosa
19	SS	Estero Negro	09°50'50"	82°56'15"	+ 0,55	Puente
20	CA	Tuba Creek	09°45'43"	82°52'20"	+ 0,60	Playa arenosa
21	CA	Playa Negra	09°45'20"	82°52'00"	+ 0,40	Playa arenosa
22	CA	Playa Negra	09°45'00"	82°51'30"	+ 0,40	Playa arenosa
23	CA	Cahuita	09°43'23"	82°50'25"	+ 0,40	Costa rocosa
24	CA	Parq. Cahuita	09°45'10"	82°49'00"	+ 0,30	Costa rocosa
25	CA	Parq. Cahuita	09°44'15"	82°44'40"	0,00	Playa arenosa
26	AI	Puerto Viejo	09°39'30"	82°45'28"	+ 0,50	Barco hundido
27	SA	Cocles	09°39'05"	82°44'10"	+ 0,60	Costa rocosa
28	SA	Punta Cocles	09°38'50"	82°43'20"	+ 0,50	Costa rocosa
29	SA	Punta Uva	09°38'40"	82°41'10"	+ 0,60	Costa rocosa
30	SA	Punta Manzanillo	09°38'30"	82°38'50"	+ 0,50	Costa rocosa
31	SA	Punta Manzanillo	09°38'18"	82°37'50"	+ 0,45	Acantilado
32	SA	Punta Mona	09°38'10"	82°37'23"	+ 0,40	Acantilado
33	SA	Gandoca	09°36'10"	82 36'25"	+ 0,50	Playa arenosa

criterios para determinar el levantamiento en estas áreas: reconociendo la berma existente antes del terremoto y la reciente formación de la nueva berma; la diferencia de elevación entre la acumulación de troncos de árbol viejos durante las tormentas y la acumulación de los troncos recientemente devastados por el efecto del terremoto; y preguntando a los pescadores y pobladores sobre su apreciación sobre la posición del nivel del mar antes del terremoto. El error en este tipo de medidas puede ser hasta de 0,3 m.

Se hicieron medidas del levantamiento a lo largo de 100 km de línea de costa, entre las latitudes 9°37' y 10°01' norte (Tabla 1). Varios autores hicieron también mediciones (Astorga, 1991; Denyer & Arias, 1991; JAPDEVA (com. esc., 1991); OVSICORI, 1991; Soulas, 1991; Plafker & Ward, 1992), en cada uno de ellos los valores absolutos varían, pero el patrón de cambio relativo es similar. La figura 1 muestra un gráfico comparativo de los datos de diversos autores. El levantamiento geodésico en los alrededores de Limón (De Obaldía et al., 1991) tiene también un patrón similar a aquellos medidos con métodos geológicos.

Las medidas hechas utilizando GPS (Lundgren et al., 1993) dan valores más bajos que los tomados por los demás autores, se considera que esto se debe al diferente sustrato, o bien a los movimientos verticales diferenciales (Fig. 1). El aeropuerto está ubicado sobre depósitos inconsolidados del Cuaternario, que pueden haber sufrido asentamiento durante el movimiento sísmico. Los demás autores (Astorga, 1991; Denyer & Arias, 1991; JAPDEVA (com. esc., 1991); OVSICORI, 1991; Plafker & Ward, 1992) hicieron sus medidas unos 3 km al norte en un sustrato muy competente de calizas del Cuaternario (muelle Alemán). En Westfalia (Tabla 1) se tomó un dato también superior al de Lundgren et al. (1993).

Todos los datos indican que el levantamiento fue mayor en Limón y decrece hacia el sur. A continuación se detallarán algunos aspectos de la Tabla 1: el máximo levantamiento ocurrió en las vecindades de la ciudad de Limón, donde se midieron valores entre 0,8 y 1,85 m de levantamiento co-sísmico. Valores representativos de 0,8 m en el muelle Alemán, 0,8 m en la isla

Uvita (Fig. 2), 1,5 m en el embarcadero de Moín, y 1,85 m entre playa Bonita y el hotel Las Olas. Dos kilómetros al norte de Moín, el levantamiento decrece rápidamente hasta cero.

Desde la ciudad de Limón hasta la desembocadura del río La Estrella, el levantamiento no superó 1,0 m, aunque todas estas medidas se hicieron en playa arenosa, lo que hace estos datos menos confiables. Desde el río La Estrella hacia el sur, hasta el río Sixaola, el levantamiento fue muy uniforme, variando entre 0,3-0,5 m. La figura 3 muestra un ejemplo entre Manzanillo y Punta Mona. Al sur del río Sixaola el levantamiento disminuye muy rápido, en una área de tierras bajas y lagunas, lo que contrasta con la costa rocosa de punta Manzanillo al norte del río Sixaola.

### FALLAMIENTO SUPERFICIAL

Como fue reportado por Plafker & Ward (1992) no hubo ninguna evidencia superficial del plano de ruptura principal, sin embargo se pudieron encontrar zonas de falla secundarias, que se pudieron cartografiar por varios kilómetros de longitud, en algunos casos. Estas zonas de falla se encuentran en depósitos inconsolidados del Cuaternario, por lo que fue muy difícil distinguir entre éstas y las fracturas inducidas por la licuefacción y el asentamiento diferencial.

Se mapearon únicamente como estructuras tectónicas aquellas que tenían un movimiento horizontal consistente por más de 500 m de longitud. Se consideró, también, que el movimiento relativo horizontal es más importante para ser considerada una estructura tectónica, pues el movimiento vertical puede deberse más fácilmente al asentamiento diferencial y licuefacción.

Los movimientos horizontales relativos se distinguieron usando el desplazamiento en diferentes obras de infraestructura, como caminos, muros, trillos, etc. y usando los criterios de la ley de Coulomb. Estos métodos han sido usados en otros terremotos históricos (Tchalenko & Ambraseys, 1970; Philip & Megard, 1977). Se interpretaron como fracturas debidas a licuefacción y asentamiento diferencial, aquellas que no tenían una orientación preferencial, o que no presentaron

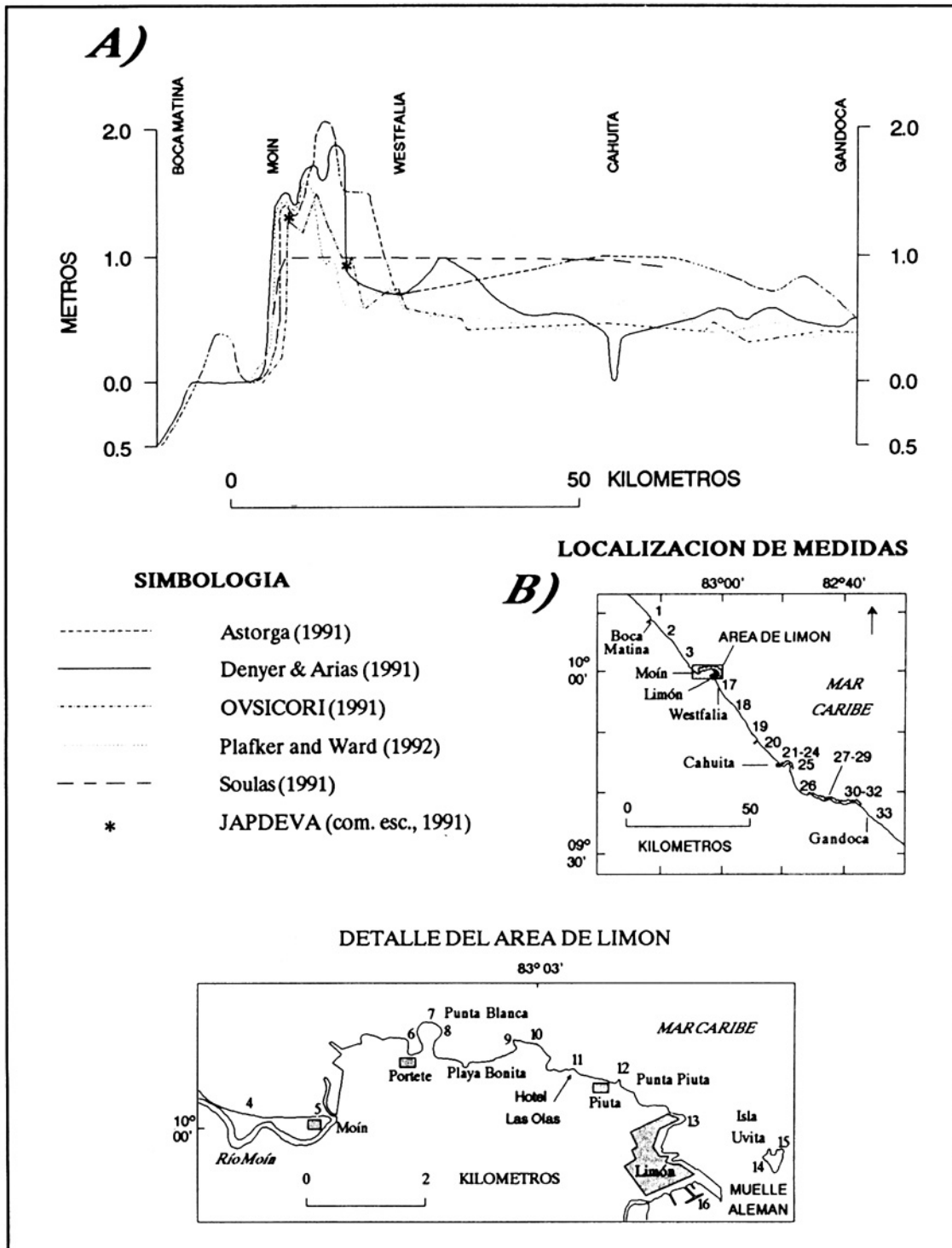


Fig. 1: a) Gráfico comparativo que muestra la magnitud del levantamiento co-sísmico de la costa Caribe de Costa Rica, según diferentes autores. b) Ubicación de las medidas del levantamiento presentadas en la Tabla 1.

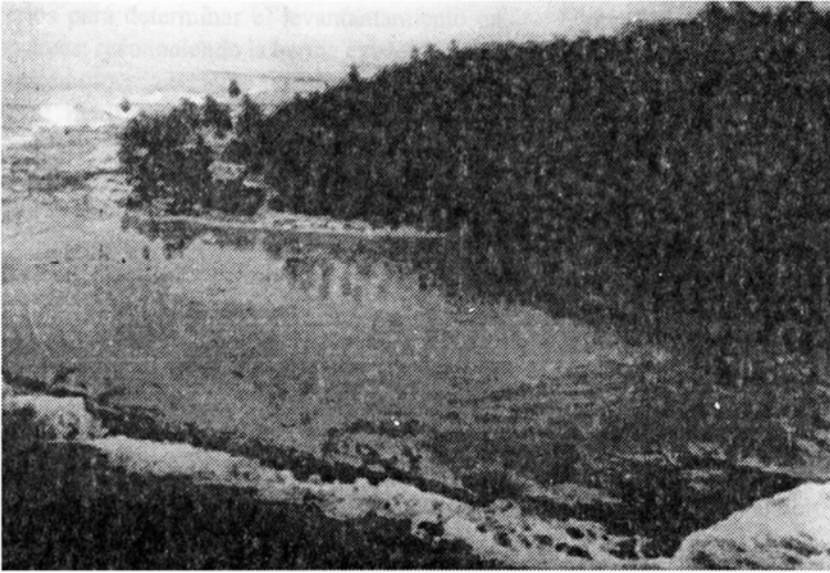


Fig. 2: Fotografía de la Isla Uvita, donde se puede apreciar la plataforma expuesta por el levantamiento co-sísmico de una magnitud de 0.8 m.

un movimiento relativo horizontal consistente por 500 m, o cuando las fracturas eran paralelas a diferentes rasgos geológicos como barras de arena en la costa, canales de agua, etc. A continuación se describirán las tres zonas de fallamiento superficial que se mapearon en la región afectada por el terremoto:

#### Fallamiento superficial de Río Blanco

Esta es la mayor estructura que se cartografió, está localizada cerca a la localidad de Río Blanco (Fig. 4), tiene una longitud de 2,2 km, una dirección promedio de  $N43^{\circ}E$ , un movimiento horizontal sinistral y presenta un desplazamiento vertical en el que el bloque sureste baja con respecto al bloque noroeste (Fig. 5).

Se midió un desplazamiento horizontal de 1,0-1,4 m, y el movimiento vertical medido del bloque noroeste con respecto al sureste fue de 0,5-1,5 m. El desplazamiento horizontal de 1,4 m fue medido en la localidad A-1 (Fig. 4), con base al movimiento de una serie de piedras decorativas en el jardín de una casa. En la localidad A-2 se midió 1,2 m de movimiento sinistral en una cerca, y 1,0 directamente en el camino que conduce a Río Blanco. En las localidades A-1 Y A-2 se midieron escarpes de 1,0 y 0,7 m respectivamente. También se midieron escarpes de 1,5 m de altura, 300 m al noreste de A-1 (Fig. 4) y otro de 0,5 m ubicado



Fig. 3: Fotografía de un islote, ubicado entre Manzanillo y Punta Mona. Obsérvese la muesca de erosión intermareal antes del terremoto, evidencia del levantamiento co-sísmico, que en esta localidad fue de alrededor de 0.5 m de magnitud.

200 m suroeste de A-2, en estos puntos no fue posible determinar el movimiento horizontal relativo por la falta de puntos de referencia.

El movimiento vertical es consistente con los datos encontrado por los topógrafos del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), antes y después del terremoto, en la línea de transmisión que pasa unos cientos de metros al norte de la carretera a Limón (localidad A-3 de la Fig. 4).

**Fallamiento superficial del Valle de la Estrella**

Se cartografió una zona de falla con desplazamiento sinistral, que se puede seguir en forma

discontinua por más de 10 km, siguiendo diferentes criterios y rasgos mapeados (Fig. 6). La mayoría de las secciones de la falla tienen un marcado y consistente fracturamiento noreste. En las diferentes localidades con fracturamiento con movimiento horizontal, éste se determinó con base en las fracturas Riedel, en Tuba Creek se hizo con base en el desplazamiento de la carretera. La zona de fractura localizada unos 400 m al noroeste de Pandora, aunque no se le determinó movimiento horizontal, es muy significativa pues está localizada en un cerro y su dirección es consistente con la zona de fallamiento principal.

Las estrias medidas en roca cerca a Cerere y

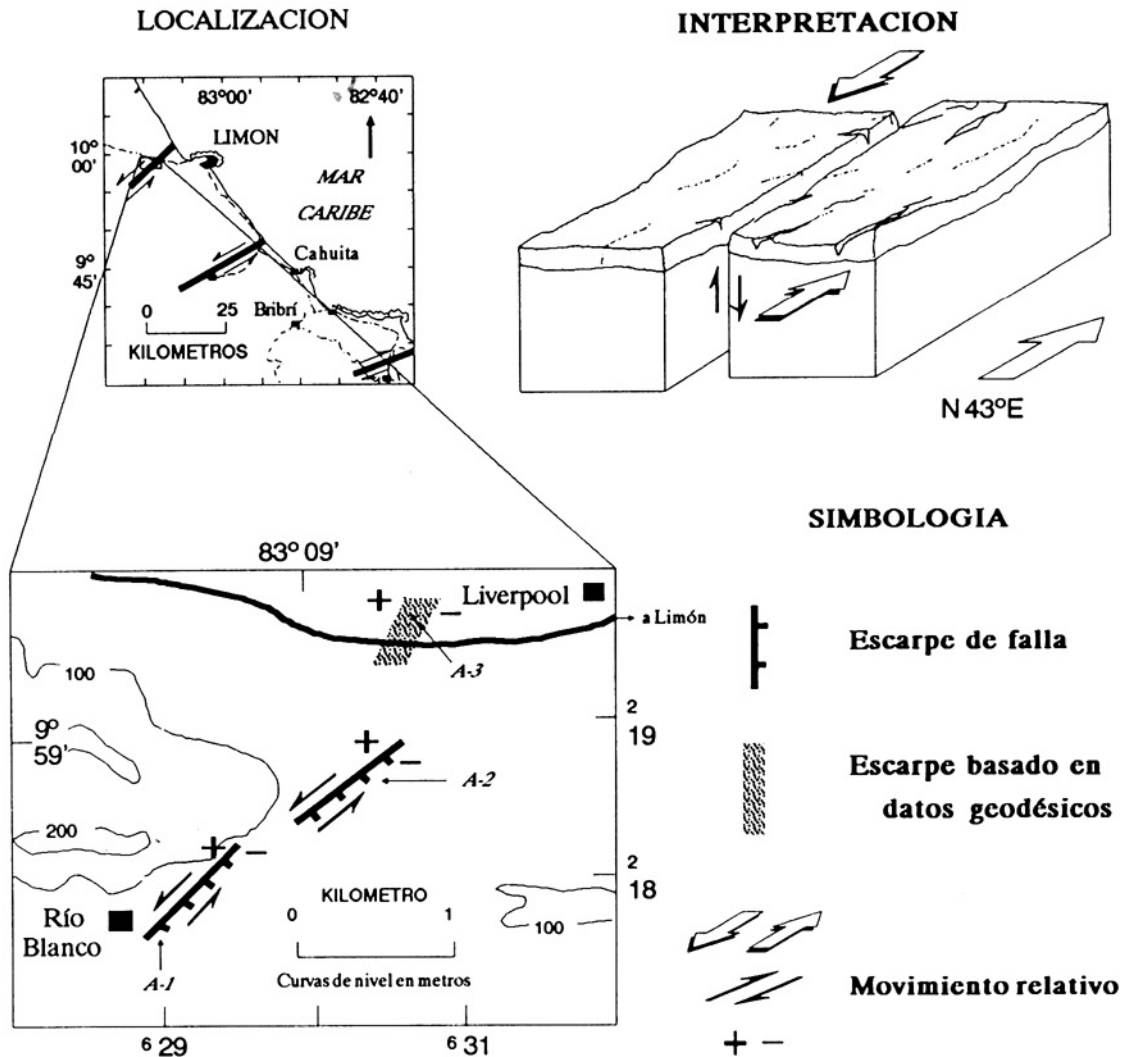


Fig. 4: Fallamiento superficial de Río Blanco. Se incluye la localización, un croquis de las estructuras mapeadas y un bloque diagrama que indica la interpretación de los rasgos cartografiados.

Penshurst en rocas del Mio-Plioceno son similares a las medidas en los movimientos medidos en los sedimentos inconsolidados. Este fallamiento es paralelo al río La Estrella, lo que parece indicar que el valle puede estar controlado por esta zona de falla en la roca que subyace directamente los aluviones del Valle de La Estrella, y fue reactivada por el terremoto.

#### Fallamiento superficial del Valle de Sixaola

Esta zona de fallamiento está representada por varias fracturas mapeadas en las plantaciones de banano, cerca del poblado de Daytonia, en el valle del Sixaola (Fig. 7). La zona de deformación tiene 0,8 km de largo, 5 a 10 m de ancho y un rumbo de N70°E y un movimiento horizontal dextral, con base en las fracturas Riedel (ver detalle en Fig. 7). En otras localidades cerca a Daytonia se encontraron fracturas y zonas de deformación, sin embargo no se pudieron determinar movimientos y direcciones consistentes.

#### Interpretación del fallamiento superficial

La localización de las zonas de fallamiento superficial cartografiadas en este estudio se muestran en las figuras 4, 6 y 7. Las fallas superficiales mapeadas parecen corresponder con los límites de los bloques tectónicos o segmentos definidos por el levantamiento co-sísmico. Por ejemplo, si el fallamiento superficial en el valle del Sixaola se proyecta hasta la costa, la traza de la zona de falla coincide con el límite meridional del levantamiento co-sísmico. La falla sobre el río La Estrella divide un bloque al norte, donde el levantamiento fue irregular, variando entre 0,7 y 1,85 m y al sur donde fue mucho más uniforme y de menor magnitud, entre 0,3 y 0,5 m. La proyección de la zona de fallamiento de Río Blanco coincide con el límite septentrional del levantamiento de la costa.

Se interpreta que las fallas superficiales, básicamente transcurrentes han sido fallas pre-existentes en las rocas Mio-Pliocénicas y se activaron durante el terremoto, causando la segmentación del bloque que se movió hacia el noreste durante el evento principal, y controlando



Fig. 5: Fotografía de la traza del fallamiento superficial de Río Blanco, nótese el árbol inclinado y la cerca ya reparada, así como parte del daño de la carretera. La foto fue tomada un mes después del terremoto, por lo que ya se habían perdido parte de las evidencias. La fotografía fue tomada en el punto A-1 (Fig. 4).

parte de las diferencias en la magnitud del levantamiento co-sísmico. Estas zonas de falla pueden ser la causa de que se detectaran cuatro subeventos en el mecanismo de ruptura, como es sugerido por Rojas (1991) y Montero et al (este volumen).

Se considera que las zonas de falla mapeadas representan diferentes estadios en la evolución de una zona de desgarre en el basamento relativo local. Sin embargo, solo es posible observar los efectos superficiales de un fallamiento más profundo. Según la terminología de Tchalenko (en: Simón, s.f.) las fallas en Sixaola y La Estrella representan



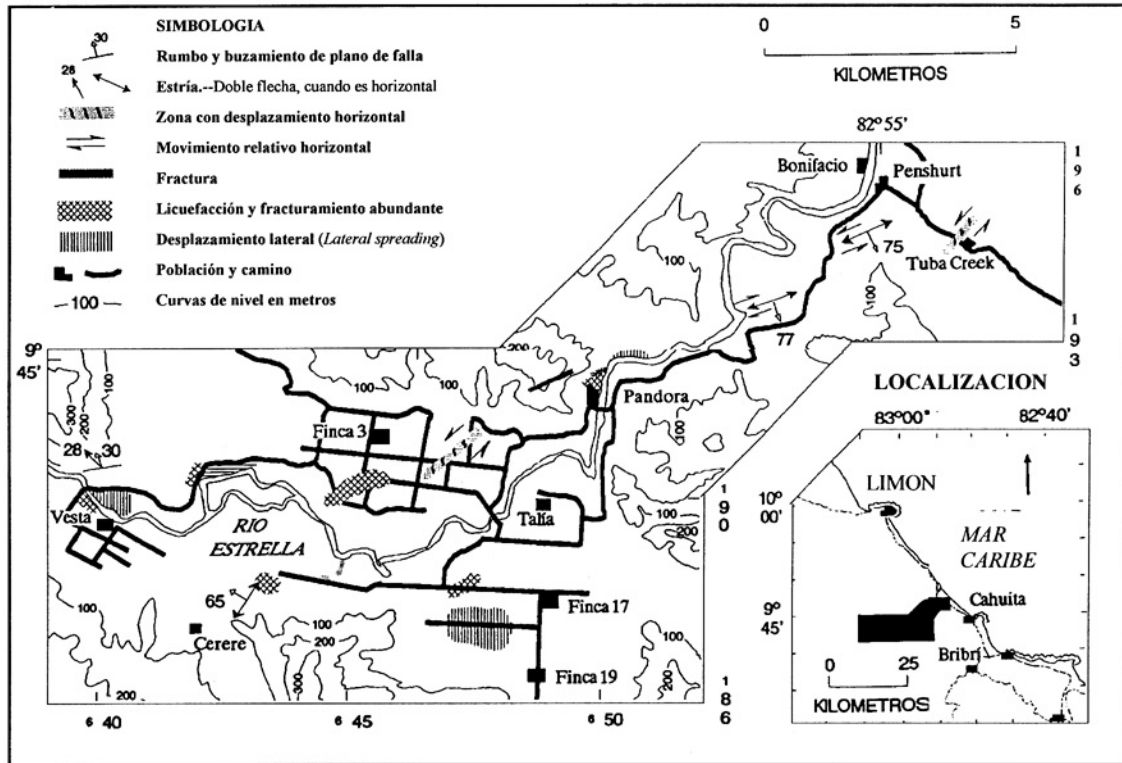


Fig. 6: Mapa de rasgos geológicos cartografiados después del terremoto en el Valle de la Estrella. Nótese que la orientación de la mayoría de los rasgos tectónicos tienen una alineación noreste, que se interpreta como un fallamiento superficial sinistral, ocurrido durante el terremoto.

una estructura pico, donde existe un dominio del fracturamiento Riedel, y el fallamiento en Río Blanco es una estructura residual, donde hay un predominio del desplazamiento en fallas paralelas al desgarre del basamento.

#### EVIDENCIAS DE TERREMOTOS PREHISTÓRICOS EN LA REGIÓN CARIBE DE COSTA RICA

Los registros históricos de sismicidad en la región Caribe de Costa Rica son dispersos, a causa de la poca población existente en la zona en el pasado histórico. Montero et al. (1991), con base en datos históricos sugieren que el terremoto de 1822, puede haber ocurrido en esta región en forma similar que el de abril de 1991. Camacho & Viquez (1992) concluyen que los terremotos de 1798, 1822, 1904 y 1991, parecen haber sido originados en el extremo occidental del Cinturón Deformado

de Panamá. Plafker & Ward (1992) estiman que el período de recurrencia para eventos similares al de abril de 1991 es de 200 a 1100 años.

En contraste con los dispersos registros históricos, los autores observaron abundantes evidencias geológicas de grandes levantamientos súbitos, en la misma región costera afectada por el levantamiento co-sísmico de 1991. Es evidente, por ejemplo, que la ciudad de Limón fue fundada sobre arrecifes Cuaternarios, y existen colinas hasta de 60 m sobre el nivel del mar constituidos por corales y moluscos. Aunque parte de este levantamiento puede ser causado por los cambios eustáticos o isostáticos, o bien por levantamiento asísmico; se considera que la mayor parte del levantamiento observado se puede deber a eventos similares al de abril de 1991.

Varias localidades fueron identificadas durante el trabajo de campo post-terremoto, donde es posible obtener información sobre los últimos levantamientos súbitos y las posibles magnitudes

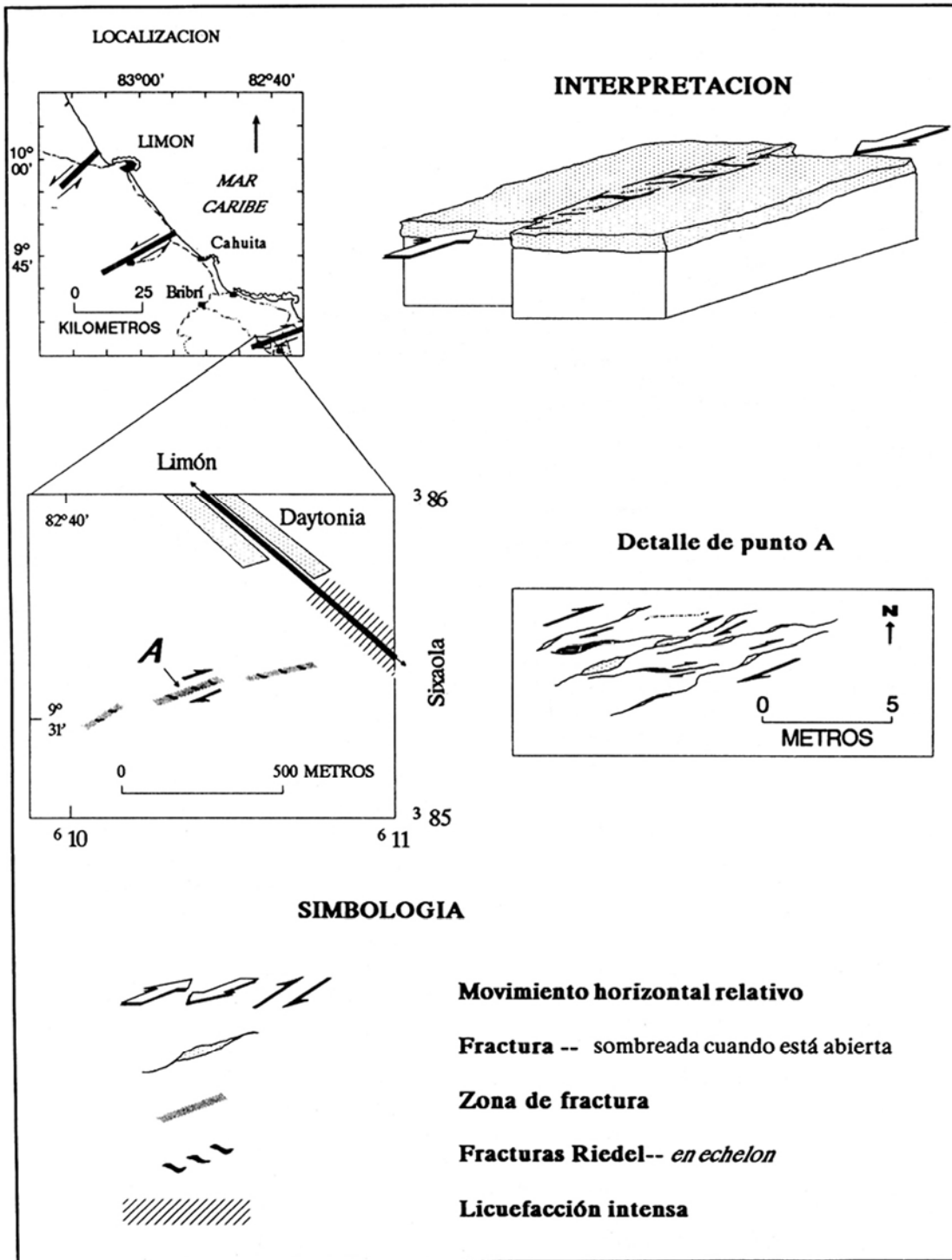


Fig. 7: Fallamiento superficial de Sixaola. Se incluye la localización, un croquis de las estructuras mapeadas, un detalle de una de éstas y un bloque que indica la interpretación de los autores de los rasgos cartografiados.

de estos eventos. En Punta Blanca (Fig. 8A) se encontraron registros de tres levantamientos principales, el de abril de 1991 y dos anteriores. Los dos paleo-niveles del nivel del mar están registrados como muescas de erosión de forma de "V" horizontales (Fig. 8A) y plataformas de erosión, que se extienden por varias decenas de metros. En esta localidad el levantamiento por el terremoto de 1991 fue de 1,5 m, y los anteriores levantamientos tienen valores muy semejantes (1,4 y 1,6 m respectivamente). Si los paleo-levantamientos fueron causados por eventos sísmicos similares al de 1991, entonces debemos suponer que tuvieron similares magnitudes.

Se hicieron perfiles en la costa arenosa del norte de Cahuita (Fig. 8B), estos perfiles revelan dos terrazas anteriores a 1991, que se encuentran 2,0 y 4,5 m sobre el nivel del mar actual. Estas terrazas pueden haberse formado por eventos sísmicos similares al de 1991, aunque probablemente de diferente magnitud. Nótese en la Fig. 8B, como se puede reconocer en el perfil, las diferentes pendientes, y la formación de la nueva berma; además la ubicación de las plantas rastreras ubica el nivel máximo del agua antes de abril del 91 y como este es claro también por la acumulación de troncos nuevos y viejos.

Entre Manzanillo y Gandoca se hicieron varios croquis de los perfiles de la costa rocosa, que también evidencian anteriores posiciones del nivel del mar, que parecen haber cambiado en forma súbita (Fig. 8 C y D). Se evidencian dos paleo-niveles del mar, separadas 1 m (Fig. 8C). Una plataforma con un coral cerebro (*Colpophyllia natans*) muy similar al que dejó expuesto el terremoto de abril de 1991, lo que parece indicar que ambas plataformas se formaron bajo condiciones similares. En esta localidad es muy destacable que los dos corales mencionados están sobre una estructura coralina mucho más antigua, como lo atestigua la recristalización de la calcita.

El hecho de que los paleo-niveles del mar se encuentran a diferentes alturas, indica que en el pasado geológico cercano al Caribe de Costa Rica tuvo un comportamiento tectónico segmentado, al igual que ocurrió en el terremoto de 1991.

Las calizas arrecifales están a una altura mayor a 50 m sobre el nivel del mar en las cercanías de la

ciudad de Limón, donde se pueden observar terrazas, las cuales están prácticamente horizontales (Fig. 9), lo que lleva a la conclusión de que los paleo-levantamientos co-sísmicos han sido básicamente horizontales en el pasado geológico, lo cual es coherente con el comportamiento rígido observado por los autores en las áreas de costa levantadas. Por lo tanto, la deformación en forma de anticlinal que propone Plafker & Ward (1992) debe ser un hecho circunstancial, y no representa el comportamiento generalizado durante el tiempo geológico.

## CONCLUSIONES

El efecto tectónico más obvio y espectacular del terremoto del 22 de abril de 1991, fue el levantamiento co-sísmico, de unos 100 km de la línea de costa Caribe. La magnitud del levantamiento osciló entre 0,3 y 1,85 m. El levantamiento ocurrió en bloques separados por fallas transcurrentes de rumbo noreste.

El fallamiento superficial cartografiado representa el movimiento en depósitos superficiales inconsolidados, como respuesta directa del desplazamiento en la roca competente inmediatamente subyacente. De esta forma, las fallas co-sísmicas mapeadas representan diferentes estadios en la evolución de una zona de desgarre en el basamento; y que se encuentra representado en los sedimentos inconsolidados de la superficie. Las fallas en Sixaola y La Estrella son una estructura pico, donde existe un dominio del fracturamiento Riedel, y el fallamiento en Río Blanco es una estructura residual, con predominio del desplazamiento en fallas paralelas al desgarre del basamento.

Evidencias de eventos sísmicos previos a 1991 están registrados en los promontorios de la costa Caribe de Costa Rica. Parece claro que al menos dos eventos anteriores a 1991 se han registrado, sin embargo si se considera que en el promontorio de Limón las alturas máximas son superiores a los 50 m, se puede suponer que terremotos con magnitudes superiores 7.0 han ocurrido en forma recurrente en el final del Cuaternario, afectando la costa Caribe de Costa Rica. Los levantamientos

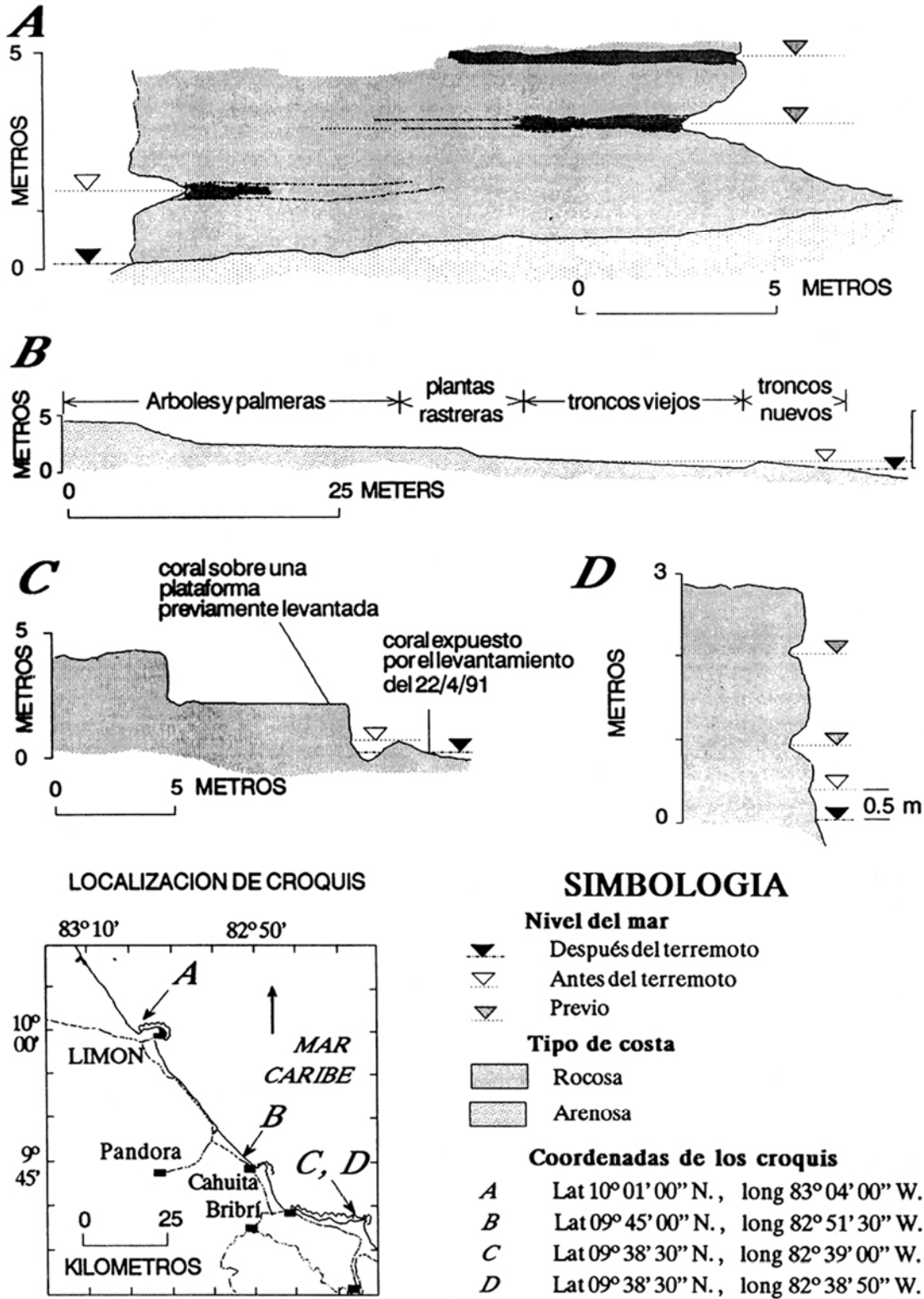


Fig. 8: Evidencias de paleo-sismos en la costa Caribe de Costa Rica: A) Perfil en el acantilado arrecial entre Portete y Playa Bonita. B) Perfil de la costa arenosa del norte de Cahuita, donde se pueden apreciar las diferentes pendientes, y la formación de la nueva berma. Las plantas rastreras marcan el nivel máximo del agua antes de abril de 91 y la distancia entre la acumulación de troncos nuevos y viejos indica el desplazamiento horizontal de la línea de costa.

del promontorio de Limón anteriores a 1991, parecen haber sido, básicamente verticales, sin presentar deformación ni basculamientos aparentes, como lo atestiguan las terrazas horizontales existentes a unos 50 m de elevación en la ciudad de Limón.

### REFERENCIAS

- Adamek, S., Frohlich, C. & Pennington, W.D., 1988: Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary: Constraints on microplate tectonics of the Panama region. - *J. Geophys. Res.*, **93** (B3): 2053-2075.
- Bolaños I.K., 1983: Evaluación geológica de los depósitos carboníferos de Baja Talamanca para un estudio de prefactibilidad, provincia de Limón, Costa Rica. - 124 p. Escuela de Geología, Universidad de Costa Rica, Tesis de Licenciatura.
- Bowland, C.L. & Rosencrantz, E., 1988: Upper crustal structure of the western Colombian Basin, Caribbean Sea. - *Geol. Soc. America Bull.*, **100**: 534-546.
- Camacho, E. & Víquez, V., 1992: Sismicidad histórica del extremo occidental del Cinturón Deformado de Panamá. - 44 págs., Informe no publicado, Panamá.
- Case, J.E. & Holcombe, T.L., 1980: Geologic-tectonic map of the Caribbean region. - *U.S. Geol. Surv. Miscellaneous Investigations Series Map I-1100*, escala 1:2,500,000.
- Castillo, M.R., 1984: Geología de Costa Rica, una sinopsis. - 188 págs., Editorial Universidad de Costa Rica, San José.
- Campos, B.L., 1987: Geología de la fila Asunción y zonas aledañas, Atlántico Central, Costa Rica. - 83 págs., Escuela de Geología, Universidad de Costa Rica, Tesis de Licenciatura.
- Denyer, P., Feoli, S., Murillo, G. & Rodríguez, C., 1987: Cartografía geológica de un sector de los alrededores de la cuenca alta del río Niñey, Limón, Costa Rica. - *Rev. Geol. América Central*, **7**: 113-141.
- Denyer, P. & Arias, O., 1991: Efectos geológicos del terremoto de Limón, Costa Rica. - 35 págs., Universidad de Costa Rica, Informe no publicado, San José.
- Denyer, P. & Arias, O. (en prensa): Efectos geológicos del terremoto del 22 de abril de 1991, Costa Rica.- *Geostmo*.
- De Obaldía, F., Marino, T., Van der Laet, R., Hernández, F., Halavassi, E. & McNally, K.C., 1991: Coseismic uplift associated with the Costa Rica Earthquake (Ms 7.5) of the April 22, 1991 [abs]. - Fall AGU Meeting, Supplement to EOS: 301.
- Dirección General de Recursos Minerales, 1976: Mapa geológico región occidental Bocas Chiriquí. - Panamá, Instituto Geográfico Nacional "Tommy Guardia", escala 1:250,000.
- Goes, S. & Schwartz, S.Y., 1991: Rupture process of the April 22, 1991 valle de la Estrella, Costa Rica earthquake from teleseismic body waves [abs]. - Fall AGU Meeting, Supplement to EOS: 301.
- Goes, S., Velasco, A., Schwartz, S., & Lay, T., 1993: The April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica (Mw = 7.7) Earthquake and its Tectonic



Fig. 9: Fotografía tomada desde la urbanización Las Lomas, ubicada unos 50 m sobre el nivel del mar. Nótese la plataforma horizontal de erosión marina, con un bloque relicto de erosión y un escarpe de unos 8 m, con una plataforma superior. Al fondo a la derecha se nota la ciudad de Limón y la Isla Uvita.

- Implications: A Broadband Seismic Study. - *J. Geoph. Res.*, **1**(B5): 8127-8142.
- Gündel, F., Montero, C., Gonzalez, V., Segura, J., E., Fernández, E., De Obaldía, F., Rojas, D., Rodríguez, H., Mata, A., Van der Laat, R., Barboza, V., Barrantes, O., Marino, T. & McNally, K.C., 1991: Mainshock-aftershock sequence associated with the Costa Rica earthquake (Ms 7.5) of April 22, 1991 - [abs]. - Fall AGU Meeting, Supplement to EOS: 300.
- Lundgren, P., Wolf, S., Protti, M. & Hurst, K., 1993: GPS Measurements of crustal deformation associated with the 22 April 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica Earthquake. - *Geoph. Res. Letters*, **20**(5): 407-410.
- Mann, P. & Corrigan, J., 1990: Model for late Neogene deformation in Panama. - *Geology*, **18**(6): 558-562.
- MIEM, 1982: Mapa geológico de Costa Rica. - San José, Costa Rica, Instituto Geográfico Nacional, 9 mapas, escala 1:200,000.
- Montero, W., Ponce, L., Pardo, M., Dominguez, J., Boschini, I., Rojas, W., Suarez, G. & Camacho, E., 1991: The Limon earthquake of April 22, 1991 (Ms = 7.5), seismicity, focal mechanism and tectonic implications [abs]. - Fall AGU Meeting, Supplement to EOS: 301.
- Muñoz, A.V., 1988: Tectonic patterns of the Panama block deduced from seismicity, gravitational data and earthquake mechanisms: Implications to the seismic hazard. - *Tectonophysics*, **154**: 253-267.
- OVSICORI, 1991: Informe preliminar, terremoto 22 de abril 1991, Ms:7.4, Valle de La Estrella, Limón, Costa Rica. - 27 págs. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI), Universidad Nacional, Informe no publicado, Heredia
- Philip, H. & Megard, F., 1977: Structural analysis of the superficial deformation of the 1969 Paríhuana earthquakes (Central Peru). - *Tectonophysics*, **38**: 259-278.
- Plafker, G., 1972: Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implications for arc tectonics. - *J. Geoph. Res.*, **77**: 901-925.
- Plafker, G. & Ward, S.N., 1992: Thrust faulting and tectonic uplift along the Caribbean sea coast during the April 22, 1991 Costa Rica earthquake. - *Tectonics*, **11**(4): 709-718.
- Rojas, W., 1991: El terremoto del 22 de abril de 1991 en la región Caribe y la sismicidad asociada en el mes de abril, 1991. - 65 págs., Laboratorio de Sismología, Universidad de Costa Rica, informe no publicado, San José.
- Silver, E.A., Reed, D.L., Tagudin, J.E. & Heil, D.J., 1990: Implications of the north and south Panama thrust belts for the origin of the Panama orocline. - *Tectonics*, **2**: 261-281.
- Simón G., J.L., [s.f.]: Análisis estructural de las deformaciones frágiles. - 39 págs., Universidad de Zaragoza (folleto no publicado).
- Soulas, J.P., 1991: El sismo de Limón-Changuena (Costa Rica) del 22 de Abril de 1991. - 13 págs., Instituto Costarricense de Electricidad, (informe no publicado).
- Tchalenko, J.S. & Ambraseys, N.N., 1970: Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. - *Geol. Soc. America Bull.*, **81**(1): 141-60.