

Análisis retrospectivo del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Mw 7,7) y de la actividad sísmica disparada en las fallas Ayil, Pacuare, Atirro, División y Navarro

Retrospective analysis of the Limón earthquake of April 22, 1991 (Mw 7.7) and its triggered seismicity in the Ayil, Pacuare, Atirro, División and Navarro faults

Walter Montero-Pohly

Universidad de Costa Rica (UCR), Centro de Investigaciones en Ciencias Geológicas (CICG),
San José, Costa Rica
wmonteropo@gmail.com

(Recibido: 13/01/2021; aceptado: 14/03/2021)

ABSTRACT: A retrospective analysis of the April 22, 1991 Limón earthquake (Mw 7.7) and of its aftershock and triggered activity is performed using seismicity, seismotectonic and neotectonic data. The seismic rupture area is reviewed as well as inversion models that allow to obtain the focal mechanism, and seismic moment. Different studies confirm that the mainshock source was a low angle thrust fault dipping southwest located in the back-arc region of the Talamanca Cordillera. The fault overthrusts the Panama block over the Caribbean plate. The analysis of the triggered seismicity and its seismotectonics show that the right-lateral Ayil, Pacuare and Atirro faults and the División and Navarro left-lateral faults were reactivated by the Limón earthquake. These faults are located along the Central Costa Rica Deformed Belt and in the transition zone with the western border of the North Panama Deformed Belt.
Keyword: Seismicity; Seismotectonics; Neotectonics; Central Costa Rica Deformed Belt; North Panama Deformed Belt.

RESUMEN: Datos de sismicidad, sismotectónicos y neotectónicos permiten realizar un análisis retrospectivo del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Mw 7,7) y de la actividad de réplicas y la disparada. Se revisan el área sísmica de la ruptura, y los modelos de inversión, con los cuales se obtuvieron el mecanismo focal y el momento sísmico. Diversos estudios concluyen que el evento principal se originó en una falla inversa de bajo ángulo inclinada al suroeste, localizada en la Baja Talamanca, debido al sobrecorrimiento del bloque de Panamá sobre la placa Caribe. El análisis de la sismicidad disparada y de su sismotectónica determinan que las fallas dextrales Ayil, Pacuare y Atirro y las sinestrales División y Navarro fueron reactivadas por este terremoto. Estas fallas se ubican en el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica y en la zona de transición con el sector oeste del Cinturón Deformado del Norte de Panamá.
Palabras clave: Sismicidad; Sismotectónica; Neotectónica; Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica; Cinturón Deformado del Norte de Panamá.



INTRODUCCIÓN

El terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Ms 7,6; Mw 7,7), ocurrido a las 21:56 GMT, fue el sismo de mayor magnitud registrado a nivel mundial durante el año 1991. Debido a su gran magnitud y porque rompió una falla cortical de tipo inversa ubicada dentro del área trasarco de la cordillera de Talamanca (Fig. 1), el terremoto generó un alto grado de destrucción en diversas obras civiles, incluyendo las vías de comunicación del sector Caribe de Costa Rica. Asimismo, generó diversos efectos geológicos (levantamiento tectónico de la costa, licuefacción y deslizamientos, principalmente). Por las anteriores razones, el estudio del sismo despertó un enorme interés en la comunidad científica, tanto a nivel nacional como internacional. Un buen número de esos estudios se realizaron en el campo de la sismología, sismotectónica y en la interpretación de su significado tectónico. En este trabajo, se realiza un repaso retrospectivo de las anteriores investigaciones.

Por otro lado, a nivel mundial es frecuente observar, luego de la ocurrencia de terremotos de magnitudes mayores o iguales a Ms 7,0 y profundidad superficial (menos de 30 km de profundidad), que la sismicidad se dispara en zonas sísmicas aledañas. Este fenómeno también ha sido observado en Costa Rica. Por ejemplo, a raíz del terremoto del 4 de marzo de 1924 (Ms 7,0), ocurrido en una falla cortical ubicada en el oeste de Costa Rica, Montero (1999) observó la reactivación de diversas fallas a lo largo de la región central del país. Más recientemente, luego del terremoto de Cóbano del 3 de marzo de 1990 (Ms 7,0), una sismicidad disparada se reportó en las fallas Purires y Picagres (Bilek, Elliot y Bertelloni, 2009; Montero y Rojas, 2014) y una situación similar ocurrió luego del terremoto de Nicoya del 5 de setiembre del 2012 (Mw 7,6) (Linkimer, Arroyo y Montero, 2014). En el caso particular del terremoto de Limón se observó un fenómeno similar, tal como lo destacaron Rojas (1991), Montero, Pardo, Ponce, Rojas y Fernández (1994), Barquero y Rojas (1994), Ponce et al. (1994), Suárez et al. (1995), Fan, Beck y Wallace (1993) y Protti y Schwartz (1994). Considerando lo anterior, en este trabajo también se realiza una revisión retrospectiva de la sismicidad disparada por el terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Ms 7,6) en diversas zonas sísmicas de Costa Rica. En especial, se trata de relacionar la sismicidad disparada con fallas que han sido documentadas en la literatura reciente y en casos especiales, se realizan nuevas interpretaciones neotectónicas con el fin de esclarecer cuales fueron las fallas que originaron los sismos disparados.

MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

Costa Rica se encuentra ubicada en el borde suroeste de una zona de subducción, la cual se relaciona con el movimiento relativo entre las placas Coco y Caribe, el cual ocurre a una velocidad de 90 mm/año al N30°E, frente a su costa pacífica (DeMets, 2001) (Fig. 1). En el sector sureste de la placa cabalgante Caribe se localiza el bloque de Panamá, cuyos límites al noreste y al noroeste, son respectivamente, el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP) y el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR) (Fig. 1). El CDNP representa una zona de deformación ancha localizada del lado Caribe de Panamá y que se continua al oeste en el sector este del Caribe costarricense. El CDNP está caracterizado por fallas inversas de rumbo predominante noroeste y pliegues asociados de rumbos similares (Silver, Galewsky y McIntosh, 1995; Brandes, Astorga, Back, Littke y Winsemann, 2007). Por otro lado, el CDCCR representa una zona de deformación ancha que atraviesa la región central del país, y está caracterizada por fallas activas sinestras de rumbo ENE a noreste, dextrales de rumbo norte a noroeste e inversas de rumbo oscilante cercano al E-W (Marshall, Fisher y Gardner, 2000; Montero, 2001; Montero, Lewis, Marshall, Kruse y Wetmore, 2013a).

El terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Mw 7,7) ocurrió a lo largo de una falla inversa inclinada al suroeste ubicada bajo el área trasarco de la Cordillera de Talamanca, en el extremo noroeste del CDNP (Fig. 1). Sobre la anterior falla inversa y al oeste y este de la misma se localizan fallas con diferentes geometrías, varias de las cuales fueron reactivadas luego de este gran sismo. La geología del área trasarco está caracterizado por rocas sedimentarias y volcánicas paleógenas a neógenas, cubiertas por depósitos cuaternarios especialmente a lo largo del litoral caribe (Denyer y Alvarado, 2007; Tournon y Alvarado, 1997). El CDCCR localizado hacia el oeste del CDNP, tiene una geología caracterizada por rocas intrusivas, volcánicas y sedimentarias con edades paleógenas a neógenas y localmente cubiertas por depósitos cuaternarios (Denyer y Alvarado, 2007; Tournon y Alvarado, 1997).

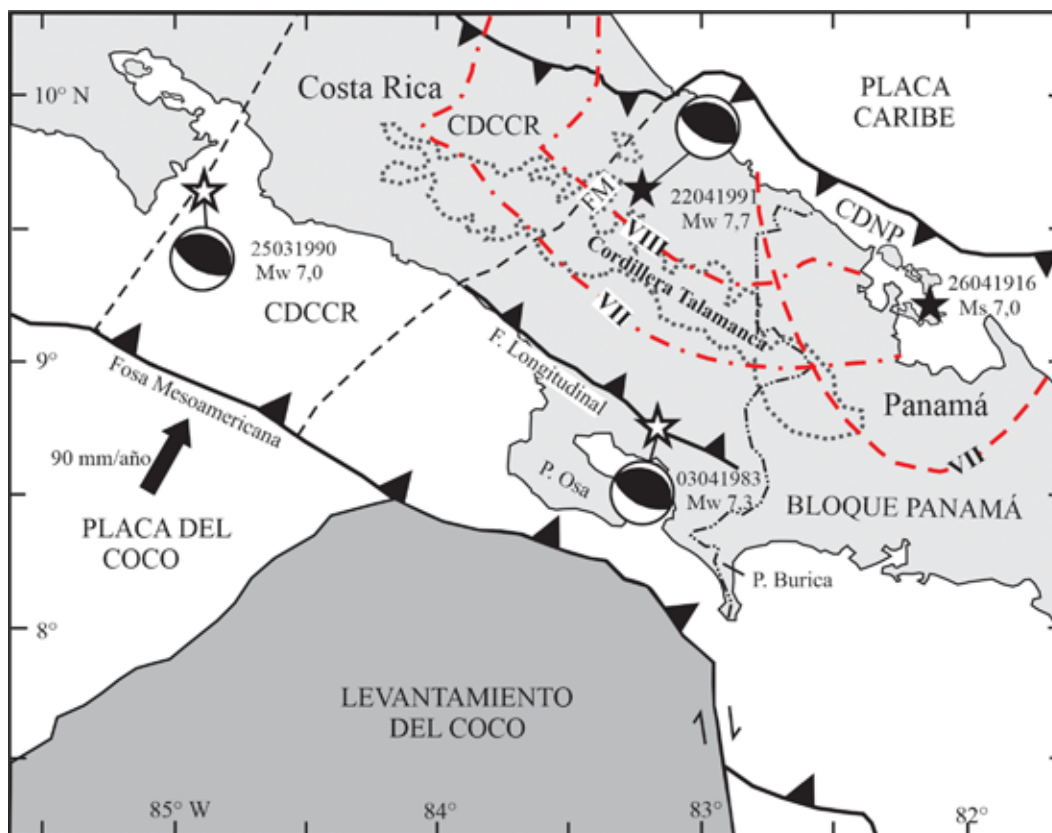


Fig. 1: Marco tectónico mostrando las principales placas que interactúan en el centro-sur de Costa Rica y oeste de Panamá. Además, se localizan el sector oeste del Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR) y el sector oeste del bloque de Panamá. También se muestra el levantamiento del Coco (gris oscuro), el cual es transportado al noreste por la placa del Coco, donde interactúa con el sur de Costa Rica. La flecha rellena en negro corresponde con la velocidad relativa entre las placas del Coco y Caribe, que es de 90 mm/año. Además, se muestran los mecanismos focales obtenidos del GCMT para los terremotos interplaca (estrellas sin relleno) de Osa de 1983 (Mw 7,3) y de Cóbano de 1990 (Mw 7,0). También, se ubica el terremoto de Limón de 1991 (Mw 7,7; estrella rellena), del sector trasarco de la Cordillera de Talamanca. Las isosistas de intensidad VII y VIII para el terremoto de Limón de 1991 según Rojas y Montero (2021) se muestran a trazos y puntos rojos, al igual que la isosista de intensidad VII (a trazos rojos) del terremoto del noroeste de Panamá de 1916 según Viquez y Toral (1987) y el epicentro propuesto en este estudio. Las alturas mayores a 2 km de la Cordillera de Talamanca se identifican con puntos en gris. FM es la fila de Matama.

El terremoto de Limón fue precedido por dos terremotos interplaca. El primero de ellos, fue el terremoto de Osa del 3 de abril de 1983 (Mw 7,3), el cual ocurrió en la zona sísmogénica interplaca, donde la placa del Coco se subduce bajo el bloque de Panamá, en el sur de Costa Rica (Fig. 1). Este terremoto ocurrió en una zona donde el bloque de Panamá está sometido a esfuerzos regionales de carácter compresivo, originados porque la placa del Coco acarrea y subduce al levantamiento del Coco bajo el sur de Costa Rica, originando el levantamiento de las penínsulas de Osa y de Burica (Gardner, Fisher, Morell y Cupper, 2013), el levantamiento de la fila Costeña a lo largo de la falla inversa Longitudinal (Morell, Gardner, Fisher, Idleman y Zellner, 2013) y el levantamiento de la Cordillera de Talamanca por el frente Pacífico y el Caribe (Morell, Kirby, Fisher, van Soest, 2012; Fig. 1).

Luego del sismo de Osa de 1983, ocurrió el terremoto de Cóbano del 25 de marzo de 1990 (Mw 7,0), el cual se localizó donde la placa del Coco se subduce frente al margen pacífico central de Costa Rica (Fig. 1). Con este terremoto se inició un ciclo de actividad de sismicidad en el interior de Costa Rica durante los siguientes meses. El terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Mw 7,7) fue parte del mismo, siendo el de mayor relevancia por su impacto económico y social.

ANÁLISIS RETROSPECTIVO

En una revisión retrospectiva, como la que se realiza en este trabajo, el principal insumo a analizar corresponde con las publicaciones realizadas luego del terremoto de Limón. Un buen número de estos trabajos se realizaron en el campo de la sismología. Varios de estos artículos se enfocaron en el estudio del evento principal, su mecanismo de ruptura y el significado tectónico del mismo. También hubo investigaciones que estudiaron la actividad de réplicas asociada con el área de ruptura del evento principal y con la sismicidad disparada. Las diversas investigaciones sismológicas anteriores serán objeto del análisis retrospectivo. En este punto es importante considerar que la región donde ocurrió el terremoto era de muy difícil acceso y contaba con limitadas vías de comunicación, como ocurre aún hoy en día. Asimismo, el sismo provocó efectos desastrosos sobre las vías de comunicación. Por lo tanto, ambos factores fueron limitantes importantes en la toma de datos sismológicos en el campo.

Para realizar el análisis retrospectivo se han elaborado tablas Excel de las localizaciones hipocentrales reportadas en los estudios de Rojas (1991), Barquero, Rojas, Climent y Montero (1991), Fan et al (1993), Montero et al. (1993), Montero et al. (1994), Ponce et al. (1994) y Protti y Schwartz (1994) y de los catálogos sísmicos del International Seismological Center (ISC) y del Catálogo Global del Tensor de Momento (GCMT). Asimismo, se han realizado mapas epicentrales proyectados sobre un modelo de elevación digital del terreno mediante la aplicación *GeoMap App*. Lo anterior permitió definir la zona de réplicas del terremoto de Limón, así como las zonas donde se detectó actividad sísmica disparada luego del terremoto de Limón y en varios casos sus fuentes sísmicas. Además, en el caso particular de la zona de Moravia de Chirripó, se realizó una revisión de las fotografías aéreas con el fin de determinar las fallas con las cuales se puede asociar la actividad sísmica determinada en esta región.

EL TERREMOTO DE LIMÓN

Distribución epicentral

En la figura 2 se muestran los epicentros del evento principal del terremoto de Limón, de sus réplicas y de los temblores disparados según fueron reportados en diferentes fuentes de información. La mayoría de los temblores disparados se localizan dentro del Nido de Parismina (ZSNP) y en las zonas sísmicas de Moravia (ZSM), Atirro (ZSA), Pérez Zeledón (ZSPZ) y de Navarro (ZSN). Las fuentes de información de la sismicidad recopilada en la figura 2 incluye la reportada por Montero et al. (1994) para el período comprendido entre el 22 de abril y el 27 de mayo, trabajo que incorpora los epicentros localizados por el National Earthquake Information Centre (NEIC) y por la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE) con magnitudes $\geq 4,4$. También, se incluyen las localizaciones reportadas por el ISC y por el GCMT para el período entre el 22 de abril y el 27 de mayo de 1991. Además, se incorporan los epicentros reportados por Ponce et al. (1994) para el período entre el 29 de abril y el 3 de mayo, por Fan et al. (1993) para el período entre el 11 y el 22 de mayo, por Protti y Schwartz (1994) entre el 9 y el 20 de mayo, por Quintero y Güendel (2000) entre el 23 de abril y el 9 de mayo y por Barquero y Rojas (1994) entre el 23 y el 30 de abril. Finalmente, se incluye la sismicidad de Rojas (1991) para el período entre el 22 de abril y el 30 de abril. Sobre este último trabajo no se incorporan las localizaciones reportadas dentro del área de ruptura, dado que la mayoría corresponde con temblores duplicados que aparecen en Montero et al. (1994). Debe indicarse que las localizaciones mostradas por Suárez et al. (1995), donde no se incorpora un cuadro con las localizaciones hipocentrales, son las mismas que las de Ponce et al. (1994), con variaciones mínimas.

Con respecto a las discrepancias epicentrales que existen en las localizaciones que se muestran en la figura 2, las mismas están relacionadas con las distintas configuraciones geográficas de las estaciones usadas en esas localizaciones y especialmente si se usaron o no datos regionales y locales. En general se considera que las mejores localizaciones epicentrales fueron las obtenidas a partir de las redes locales ubicadas en la zona inmediatamente adyacente a la zona de ruptura del terremoto de Limón, como fueron las de los estudios de Fan et al. (1993), Ponce et al. (1994) y Protti y Schwartz (1994). Luego seguirían las localizaciones de la RSN, las de Barquero y Rojas (1994) y las de Quintero y Güendel (2000), que usaron datos de las

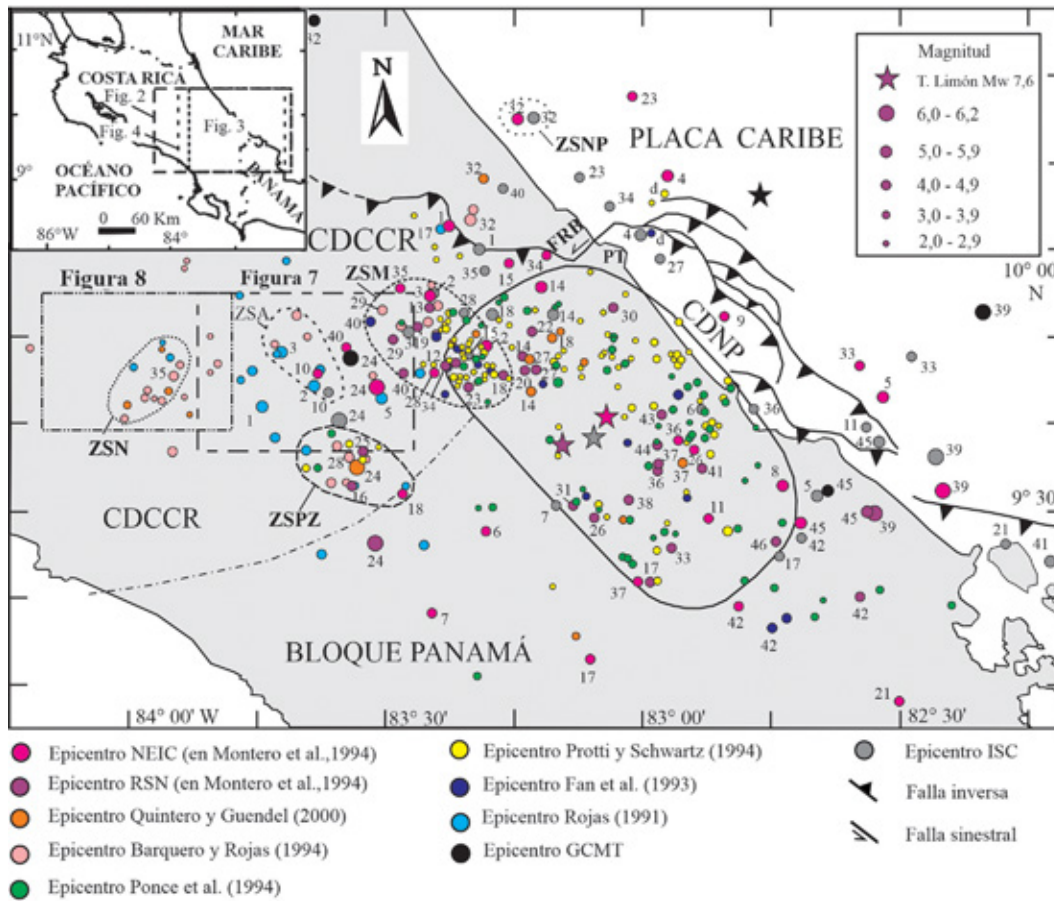


Fig. 2: Sismicidad asociada con el terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Mw 7,7). Se ubican el sector noroeste del Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), el sector central-este del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR), cuyo límite con el sector oeste del bloque de Panamá corresponde con una línea a trazos y puntos. Los temblores numerados del 1 al 45 corresponden con temblores cuyos epicentros son diferentes entre dos o más fuentes de información. Se ubican la falla Río Blanco (FRB) y Puerto Limón (PL). Áreas elipsoidales limitadas con diferentes simbologías definen el área de ruptura del terremoto de Limón con base en réplicas (modificado de Montero et al., 1994; trazo negro), y las zonas sísmicas del Nido de Parismina (ZSNP, trazo con puntos separados), de Moravia (ZSM, a trazos con rayas cortas), de Atirro (ZSA, a trazos con rayas separadas), de Pérez Zeledón (ZSPZ, a trazos con rayas largas) y de Navarro (ZSN, trazo con puntos). En el recuadro de la esquina superior izquierda se localiza la figura 2 (rectángulo a trazos) y las figuras 3 y 4 (rectángulo a puntos) dentro de Costa Rica y el oeste de Panamá. Además, dentro del mapa epicentral se localizan las figura 7 y 8. Los epicentros han sido proyectados mediante la aplicación *GeoMap App*.

redes sismológicas costarricenses, aunque con menor cobertura epicentral que las de las redes temporales previas. En orden de calidad descendente seguirían las localizaciones del ISC que serían mejores que las del NEIC y las del NEIC serían mejores que las de GMCT. Lo anterior porque las localizaciones del NEIC generalmente usan menos reportes de estaciones regionales y locales que las del ISC. En general, el ISC recopila más información de arribos de tiempo de diferentes ondas, especialmente de un mayor número de estaciones regionales y locales, lo cual muchas veces favorece obtener una mejor cobertura epicentral que la obtenida por NEIC. Finalmente, las localizaciones del GMCT usan solo un número limitado de estaciones para realizar sus inversiones, muchas no incluyendo estaciones regionales o locales. El fin primordial del GMCT es obtener el momento sísmico y el mecanismo focal del sismo, no obtener buenas localizaciones epicentrales.

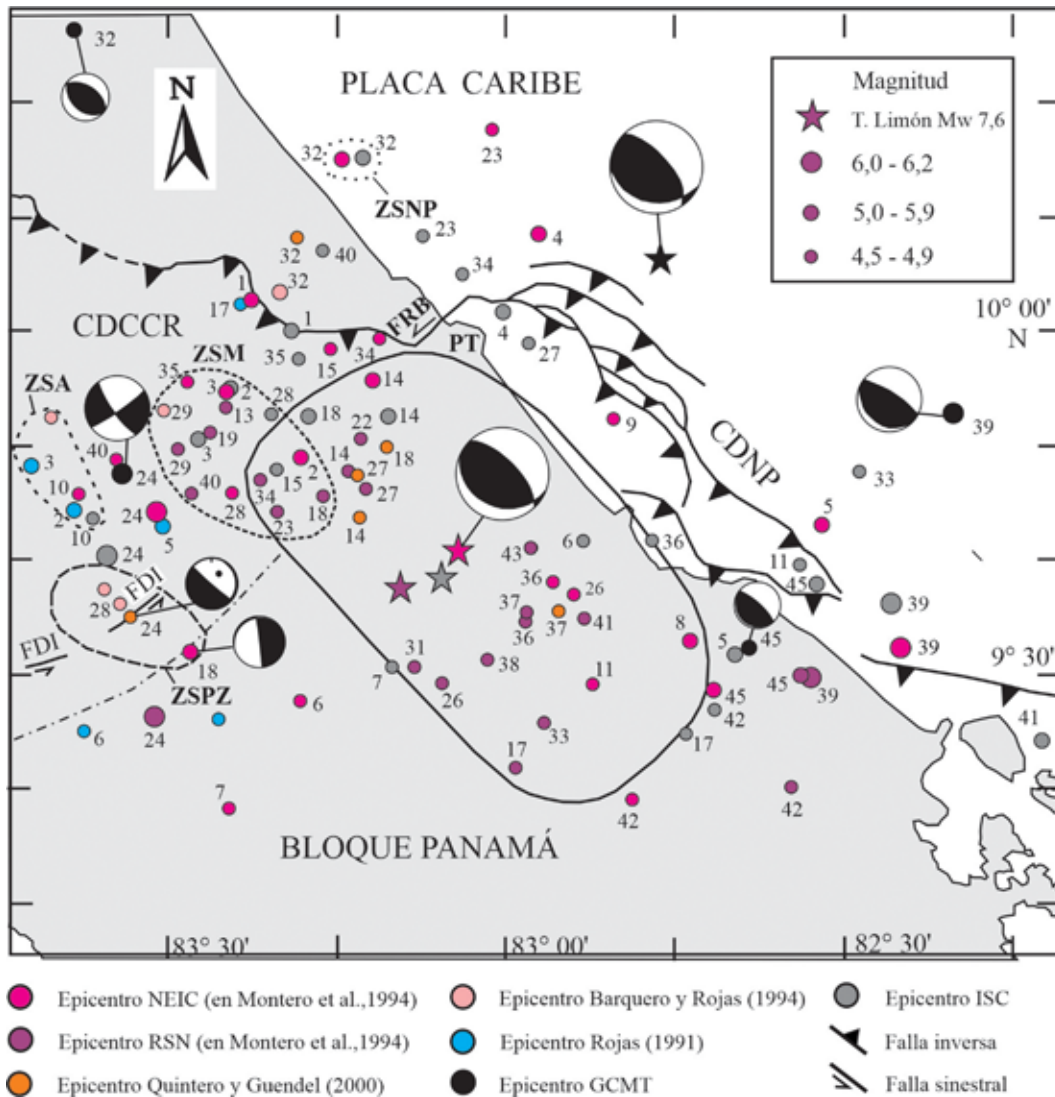


Fig. 3: Sismicidad de magnitud $\geq 4,5$ ocurrida a raíz del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Mw 7,7) obtenida de diferentes fuentes de información, según diferentes colores. Además, se muestran los mecanismos focales recopilados de GMCT, NEIC y Quintero y Güendel (2000). Los temblores numerados del 1 al 45 corresponden con temblores cuyos epicentros son diferentes entre dos o más fuentes de información. Se ubican las fallas Río Blanco (FRB) y División (FDI) y Puerto Limón (PL). Áreas limitadas con diferentes simbologías definen las zonas sísmicas del Nido de Parismina (ZSNP), de Moravia (ZSM), Atirro (ZSA) y de Pérez Zeledón (ZSPZ). Los epicentros han sido proyectados mediante la aplicación *GeoMap App*.

Considerando que varias de las fuentes de información anteriores cubren ventanas temporales que se superponen entre ellas, existe un buen número de temblores con diferentes ubicaciones según sea su fuente de información. Las localizaciones comunes reportadas en Montero et al. (1994), ISC, GMCT, Fan et al. (1993) y Rojas (1991) se han numerado en las figuras 2 y 3 a partir de la número 1. Asimismo, se han escogido los epicentros de Barquero y Rojas (1994) para aquellos temblores comunes con Rojas (1991) y con Montero et al. (1994). Lo anterior considerando que las localizaciones Barquero y Rojas (1994) fueron refinadas para obtener las soluciones focales. También, hay sismos duplicados entre Fan et al. (1993) y Protti y Schwartz (1994). Estos se muestran en la figura 4 con las letras de la “a” a la “i”.

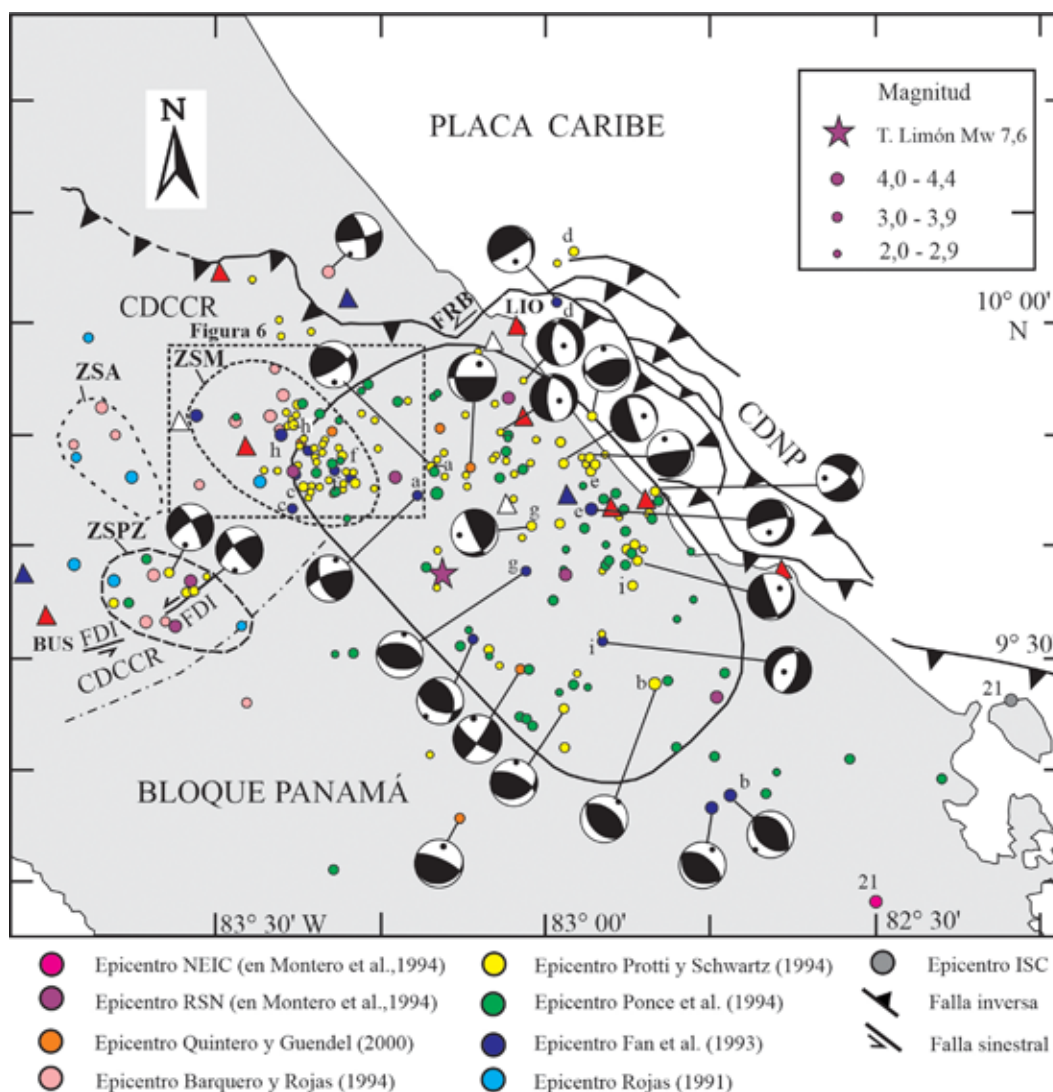


Figura 4: Sismicidad de magnitud $\leq 4,4$ ocurrida a raíz del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Mw 7,7) obtenida de diferentes fuentes de información, según muestran los diferentes colores. Los epicentros han sido proyectados mediante la aplicación *GeoMap App*. Además, se incluyen los mecanismos focales recopilados de Protti y Schwartz (1994), Fan et al. (1993), Barquero y Rojas (1994) y Quintero y Güendel (2000). Se ubican las fallas Río Blanco (FRB) y División (FDI) y Puerto Limón (PL). Áreas limitadas con diferentes simbologías definen las zonas sísmicas de Moravia (ZSM), Atirro (ZSA) y de Pérez Zeledón (ZSPZ). Los triángulos rojos muestran la ubicación de las estaciones sísmicas temporales de la red de Ponce et al. (1994), excepto las estaciones LIO y BUS, que pertenecen a la red permanente de la RSN. Los triángulos azules son los de las redes de Fan et al. (1993) y de Protti y Schwartz (1994) de tres componentes de período medio y los triángulos blancos son estaciones temporales adicionales de la red de los últimos autores. El rectángulo a rayas cortas muestra la ubicación de la figura 6.

La sismicidad asociada con el área de ruptura del terremoto de Limón y la inmediatamente aledaña de $M \geq 4,5$ ha sido separada de la de $M < 4,5$ en las figuras 3 y 4 respectivamente. Además, en estas figuras se han incorporado los mecanismos focales reportados por diversos autores. En el caso de los eventos duplicados, sus epicentros se muestran en la figura 3, cuando la magnitud reportada por alguna de las fuentes de información es $\geq 4,5$. En caso contrario se muestran en la figura 4.

Localización del terremoto de Limón

Las localizaciones epicentrales del evento principal del terremoto de Limón obtenidas por la RSN, NEIC y el ISC son bastante similares (Fig. 2). La ubicación de la RSN es la que está más al suroeste y más cerca del eje de la cordillera de Talamanca y está del lado este de la fila de Matama (Fig. 1). Además, es la localización que tiene la mayor profundidad (24,0 km). Por su parte, la localización del ISC tiene una posición epicentral y de profundidad intermedias. Esta última es de 15,7 km. El epicentro del NEIC es el que está más al noreste y el que tiene una profundidad menor (10,0 km). La localización del GCMT se localiza fuera del área de ruptura del terremoto, debajo del piso oceánico del mar Caribe y tiene una profundidad de 15 km. Esta última localización, está claramente equivocada al estar desplazada al noreste y fuera del área de ruptura.

Área de ruptura y mecanismos focales de las réplicas

El área sísmica de la ruptura del terremoto definida por Montero et al. (1994) es de 85x45 km². Ponce et al. (1994) definieron un área de ruptura similar a la de Montero et al. (1994), con base en réplicas localizadas entre el 29 de abril y el 3 de mayo. El área de ruptura sísmica se ubica dentro del área continental y muestra un eje mayor paralelo a la costa Caribe. Las localizaciones de las réplicas fueron ubicadas dentro del área noreste de la cordillera de Talamanca, denominada usualmente como la Baja Talamanca. En la figura 3 se muestra el área de ruptura ligeramente modificada de Montero et al. (1994) y de Ponce et al. (1994), incluyendo además las localizaciones de réplicas obtenidas por Protti y Schwartz (1995) ubicadas al sureste de Puerto Limón. En esta interpretación el área de ruptura se amplía ligeramente al noreste, ubicando su límite parcialmente dentro de la zona marina al sureste de Puerto Limón. Goes, Velasco, Schwartz y Lay (1993) con base en el modelaje de las ondas de cuerpo obtenidas de estaciones de banda ancha estiman que el área de ruptura no es mayor a 60x80 km² y que la mayoría del momento sísmico se liberó en un área de 45x45 km² (Figura 5E). Goes et al. (1993) consideran que esa zona de ruptura es bastante pequeña para un evento de magnitud Mw 7,7. Es importante indicar que la región donde se determinaron intensidades Mercalli Modificada (MM), con valores entre VIII y X grados, para el terremoto de Limón, según fue obtenido por Rojas (1991) y Rojas y Montero (2021) incluye completamente la proyección horizontal del área de ruptura propuesta por los autores anteriores, e incluso zonas ubicadas al noroeste y al sureste de la misma.

Tal como fue observado por Ponce et al. (1994), para poder explicar el levantamiento vertical ocurrido a lo largo de la línea de costa al sureste de Puerto Limón, la ruptura asociada con el evento principal se debió propagar bajo el lecho marino, hacia el noreste del área de ruptura sísmica propuesta previamente, cortando y desplazando una secuencia sedimentaria de baja resistencia. Es decir, la ruptura se propagó bajo la plataforma continental, pero se desconoce si alcanzó a romper el piso oceánico. El tsunami observado poco después de ocurrido el evento principal atestigua una ruptura que se propagó y levantó el piso marino al noreste de la línea de la costa caribe, al sureste de Puerto Limón. Protti y Schwartz (1994) consideran que la parte frontal de la ruptura corresponde con una falla ciega, que no alcanzó a romper sísmicamente las unidades geológicas más recientes y menos competentes, que se localizan bajo la plataforma continental.

Los mecanismos focales obtenidos por Protti y Schwartz (1994), Fan et al. (1993) y Quintero y Güendel (2000) para sismos de magnitud $\leq 4,4$, muestran una predominancia de fallamiento inverso en el sector sureste y trasero de la ruptura (Fig. 4). Por el contrario, existe una gran variabilidad de geometrías en la parte frontal de la ruptura sísmica (Fig. 4). Se observan sismos con mecanismo de falla de tipo inverso, normal, de desplazamiento de rumbo y oblicuo con diferentes geometrías. La única región donde se localizaron un par de sismos, bajo el área marina al noreste de Puerto Limón corresponde con una zona donde el frente de falla inverso parece propagarse más al noreste de lo observado hacia el este-sureste de Puerto Limón (Fernández, Bottazzi, Barboza y Astorga, 1994). Esta zona parece estar limitada al noroeste por la falla Río Blanco de rumbo noreste (Fig. 4), la cual fue reactivada por el terremoto de Limón de 1991, originando una ruptura cosísmica del terreno con componentes sinistral y levantamiento en el bloque oeste (Denyer, Arias y Personius, 1994). La falla Río Blanco parece ser un límite tectónico entre el alto estructural de Moín al noroeste (Brandes, Astorga y Winsemann, 2009) y el sistema de falla inverso y de plegamiento relacionado con el CDNP al sureste. Un mecanismo focal obtenido por Fan et al. (1993) cerca de la continuación de la falla Río Blanco en el sector marino, muestra un plano nodal subvertical de rumbo noreste (evento con la letra d en figura 4), el cual podría relacionarse

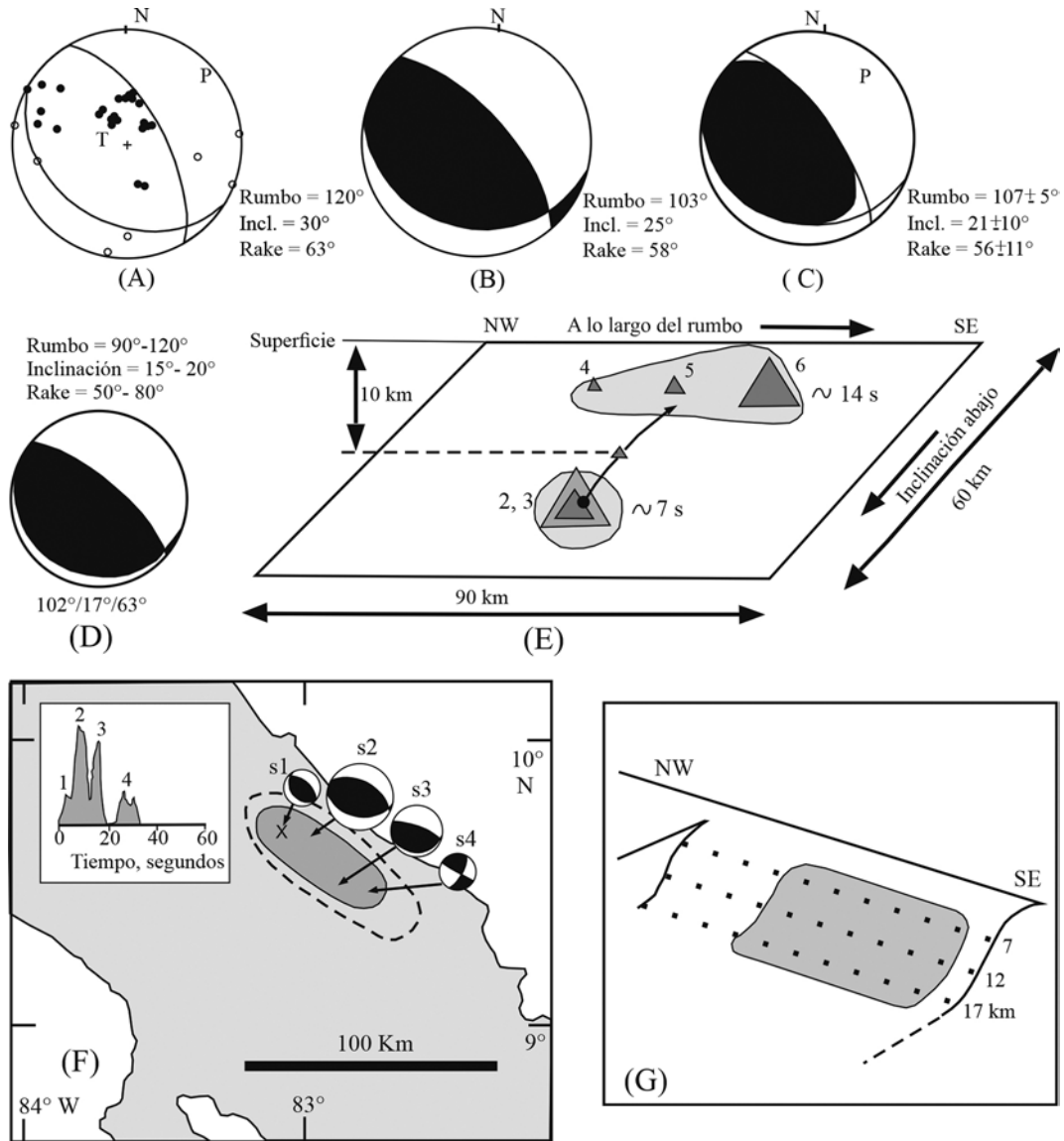


Fig. 5: Mecanismos focales del terremoto de Limón de 1991 y el proceso de ruptura. (A) Mecanismo focal obtenido por Montero et al. (1994) usando el dato de polarización de onda P. Obsérvese que el plano nodal correspondiente con el plano de ruptura tiene una inclinación de 30° al suroeste, mayor al obtenido con la inversión a partir de ondas telúsmicas. (B) Mecanismo focal reportado por Dziewonski et al. (1992) obtenido del centroide del tensor de momento. (C) Solución del tensor de momento reportado por Goes et al. (1993) determinado a partir de las ondas Rayleigh y Love de periodo largo. La solución final se obtuvo a una profundidad de 22 ± 8 km. (D) Mecanismo focal reportado por Goes et al. (1993) determinado a partir de la inversión conjunta de las ondas de cuerpo P y SH. La solución preferida es $102^\circ/17^\circ/63^\circ$. Además, se incluyen los rangos de variación en rumbo, inclinación y rake para los cuales se obtiene una solución y ajuste similar. (E) Interpretación general de la propagación de la ruptura obtenida por Goes et al. (1993). La profundidad hipocentral es de 10 km. Las áreas mostradas en gris claro señalan las zonas en las cuales ocurrió la mayor liberación del momento sísmico. (F) Modelo de ruptura propuesto por Tajima y Kikuchi (1995) y los mecanismos focales obtenidos para cada uno de los cuatro subeventos con mayor liberación de momento, donde los primeros tres fueron de fallamiento inverso y ocurrieron en los primeros 20 segundos, tal como lo muestra la función temporal de la fuente en el recuadro. (G) Ilustración esquemática propuesta por Tajima y Kikuchi (1995) para el doblez inferido para la zona de ruptura como resultado de la inversión.

con una rampa lateral, que conecta el sector noroeste del CDNP del área marina, al noreste de Puerto Limón con el sistema de falla inversa que existe dentro de Costa Rica, al oeste de Puerto Limón y de la falla Río Blanco, donde se documentó un levantamiento cosísmico vertical de más de 4 metros luego de ocurrido el terremoto de 1991 (Denyer, Montero y Alvarado, 2003).

Mecanismo focal del evento principal y significado tectónico

Los diversos estudios concuerdan en determinar un mecanismo focal de falla inversa para el terremoto de Limón. Además, varias de las soluciones incorporan una componente izquierda en el mismo. Montero et al. (1994) obtuvieron un mecanismo focal a partir de los datos de polarización de onda P de estaciones de la RSN, del Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Costa Rica (Ovsicori), de la Universidad de Panamá (UPA) y de las estaciones con pequeños residuos en la onda P reportados por el NEIC (Fig. 5A). En este mecanismo, el plano nodal de rumbo 120° inclinado al 30° al suroeste y deslizamiento inverso-sinistral de 63° correspondería con la superficie inicial de la ruptura. Dziewonski et al. (1992) obtuvieron la solución del centroide del tensor del momento para el terremoto de Limón, en el cual la superficie de ruptura correspondería con el plano de rumbo 103° , inclinación de 25° al suroeste y un deslizamiento oblicuo inverso-sinistral de 58° (Fig. 5B). La profundidad del centroide es de 15 km.

Un análisis detallado del mecanismo de ruptura del terremoto de Limón fue realizado por Goes et al. (1993). Estos autores obtienen un mecanismo focal a partir de las ondas de cuerpo, usando sismogramas de banda ancha (2 a 30 s), en el que la solución encontrada muestra un plano de rumbo entre 90° y 120° , una inclinación entre 15° y 20° al suroeste y un deslizamiento oblicuo entre 50° y 80° (Fig. 5D). Asimismo, consideran que el mecanismo con el mejor ajuste es el que tiene un rumbo de 102° , una inclinación de 17° y un ángulo de rake de 63° . El mecanismo de ruptura preferido para las ondas de cuerpo muestra dos subáreas donde se dio la mayor liberación de momento sísmico. Una ocurrió aproximadamente a 15 km en la dirección pendiente abajo del hipocentro, mientras que la segunda rompió un área de $15 \times 30 \text{ km}^2$ en la dirección pendiente arriba del hipocentro (Fig. 5E). Goes et al. (1993) consideran que aunque no se pueden descartar variaciones en el mecanismo de ruptura a partir del análisis de las ondas de cuerpo, esta parece ser bastante sencilla. Estos autores también obtienen el mecanismo focal a partir de las ondas superficiales Rayleigh y Love de período largo (157-288 s). El mecanismo focal invertido tiene un plano de ruptura con un rumbo $107^\circ \pm 5^\circ$, una inclinación de $21^\circ \pm 10^\circ$ al suroeste y un deslizamiento de $56^\circ \pm 11^\circ$ (Fig. 5C). Además, estiman que la profundidad del centroide es de $22 \pm 8 \text{ km}$. Goes et al. (1993) consideran que el proceso de ruptura en la fuente a partir del análisis de las ondas superficiales fue relativamente simple. Finalmente, después de evaluar diferentes modelos para la fuente, Goes et al. (1993) proponen que el modelo de ruptura preferido sería una falla con un rumbo de $102^\circ \pm 10^\circ$, inclinación de $17^\circ \pm 14^\circ$ al suroeste y un deslizamiento de $63^\circ \pm 17^\circ$.

Tajima y Kikuchi (1995) también realizan una inversión del proceso de ruptura para el terremoto de Limón (Fig. 5F). Estos autores consideran que la ruptura empezó en el hipocentro a una profundidad de 12 km y que la mayor liberación de momento ocurrió arriba del hipocentro mediante dos sub-eventos, ambos de falla inversa pura con inclinaciones de 36° y de 39° al suroeste. Un tercer sub-evento de falla inversa pura ocurrió a una profundidad de 17 km y tuvo un ángulo de inclinación de 16° . De acuerdo con Tajima y Kikuchi (1995), los ángulos de inclinación variables implican una zona de ruptura que tiene menor inclinación al aumentar la profundidad. En el modelo de Tajima y Kikuchi (1995), los sub-eventos de falla inversa rompen una especie de rampa ubicada a una profundidad entre los 7 y 17 km y que tiene menor inclinación hacia su base (Fig. 5G). Debajo y arriba de esta rampa, la falla suaviza su ángulo de inclinación. Un cuarto sub-evento con mecanismo de falla de desplazamiento de rumbo-inverso limita la ruptura por el lado sureste. Este tiene un plano nodal NNE de movimiento derecho. La interpretación presentada en el presente artículo es que este sub-evento podría relacionarse con una rampa lateral que limitó el área de la ruptura por el lado sureste. El modelo de la ruptura inicial de una aspereza ubicada en una rampa resuelve la discrepancia aparente entre la inclinación del plano nodal de 30° del mecanismo focal obtenido con los primeros arribos de onda P por Montero et al. (1994), con el obtenido por Goes et al. (1993) a partir del modelaje de las ondas de cuerpo y de las superficiales de campo lejano, en los cuales la superficie de falla tiene un ángulo de inclinación entre 17° y 21° y que representan un promedio de la inclinación de la superficie de ruptura.

La interpretación tectónica del terremoto de Limón es congruente entre los diversos autores que estudiaron el terremoto de Limón (Goes et al., 1993; Montero et al., 1994; Plafker y Ward, 1992; Ponce et al., 1994; Protti y Schwartz, 1994; Suárez et al., 1995). El mismo representa el sobrecorrimiento del sector noroeste del CDNP y del bloque de Panamá con respecto a

la placa Caribe. Es decir, el sector noreste de la cordillera de Talamanca está limitado por una falla inversa de bajo ángulo que se inclina al suroeste y que se propaga hacia el noreste bajo el piso del mar Caribe alcanzando posiblemente el pie del talud continental, que bordea el litoral Caribe de Costa Rica, al sureste de Puerto Limón. Goes et al. (1993) estiman un deslizamiento promedio de 2,3 m a lo largo de la falla inversa que sobrecorrió la placa Caribe. Suárez et al. (1995), con base en la tasa de deslizamiento promedio obtenida del momento sísmico escalar de sismos de históricos de magnitud mayor a 7,0, consideran que una fracción importante del movimiento relativo entre las placas Coco y Caribe es absorbido por la deformación cortical que ocurre en el área trasarco de la cordillera de Talamanca.

ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA DISPARADA

El análisis retrospectivo de la sismicidad disparada que se realiza a continuación incluye la actividad sísmica posterior al terremoto de Limón ocurrida en diferentes fuentes sísmicas localizadas dentro del sector costarricense de la placa cabalgante Caribe y del bloque de Panamá, fuera de su área de ruptura. Por lo anterior, no son objeto de estudio, otros tipos de fuentes sísmicas que pudieran relacionarse con el proceso de desestabilización tectónica que originó el terremoto de Limón, tal como es la zona de subducción de la placa del Coco. Tampoco se incluye en este estudio actividad sísmica disparada en la continuación del CDNP en el lado de Panamá. Con respecto a la ventana temporal que cubre el análisis de este estudio, se considera la sismicidad disparada por el terremoto de Limón inmediatamente después del evento principal (Mw 7,7; tiempo origen, 21:56:52 GMT) hasta la secuencia de sismos de Pejibaye, que ocurrió en julio de 1993. Esta última secuencia como se verá tuvo una gran cercanía espacial con la zona de ruptura del terremoto de Limón y además, se localiza dentro de un lóbulo positivo generado por la transferencia de los esfuerzos estáticos de Coulomb a partir de la ocurrencia del terremoto de Limón, según fue obtenido por López (en prensa).

Zona al sureste del área de ruptura del terremoto de Limón

En la zona fronteriza entre Costa Rica y Panamá, se localizaron varias réplicas (Figs. 2, 3 y 4). El temblor de mayor magnitud asociado con esta actividad sísmica ocurrió el 5 de mayo (Ms 6,2) (ver localizaciones con el número 39 según diferentes fuentes de información en Figs. 3 y 4) y tuvo un mecanismo de falla inversa, según solución del GMCT, con características geométricas similares a las del evento principal. Antes y luego de este sismo ocurrieron varias réplicas en esta región, lo cual se interpreta como una expansión de la zona de ruptura del terremoto de Limón hacia el sureste. Un par de mecanismos focales obtenidos por Fan et al. (1993) para dos réplicas son igualmente de fallamiento inverso (Fig. 4).

Zona al noroeste del área de ruptura

Una expansión de la actividad sísmica hacia el noroeste del área de ruptura también lo sugiere la sismicidad posterior al terremoto de Limón (Figs. 2, 3 y 4). El principal evento sísmico ocurrió el 27 de abril a las 5 h y 42 min y tuvo una magnitud Mb 5,3 (ver localizaciones con el número 32 según diferentes fuentes de información en Figs. 2 y 3). Las localizaciones de este sismo por parte del NEIC y del ISC son bastante similares, mientras que la del GCMT está desplazada muy al noroeste con respecto a las dos anteriores y está claramente equivocada. Este evento fue un sismo disparado cuya ubicación epicentral de acuerdo con el NEIC y el ISC ocurrió en el denominado nido de Parismina (ZSNP en Figs. 2 y 3; Brenes, 1992; Godínez-Rodríguez, K., Arroyo-Solórzano, M. y Linkimer-Abarca, L., 2018). Según el NEIC y el GCMT este evento tuvo un mecanismo de falla inversa. Por otro lado, Quintero y Güendel (2000) y Barquero y Rojas (1994) localizan este sismo ligeramente al noreste del frente de fallamiento inverso, que se localiza al oeste de Puerto Limón. Barquero y Rojas (1994) realizan el mecanismo focal para este evento obteniendo una solución de desplazamiento de rumbo, donde el plano nodal de rumbo NNW tendría componente dextral, mientras que el plano de rumbo ENE sería de movimiento sinistral con una componente inversa. De acuerdo con la distribución de polaridades reportadas por Barquero y Rojas (1994), una solución de falla inversa es también factible. Con base en el contexto tectónico se consideran apropiadas las localizaciones reportadas por el NEIC y el ISC y la solución focal de falla inversa reportada tanto por el NEIC como por el GCMT.

Entre el nido de Parismina y la zona de ruptura del terremoto de Limón aparecen los sismos 23 y 34 localizados por el NEIC y el ISC (Fig. 2), los cuales fueron localizados por la RSN dentro de la zona sísmica de Moravia.

Zona sísmica de Moravia de Chirripó (ZSM)

Un significativo número de réplicas disparadas, entre las cuales se incluyen algunas de magnitud $\geq 5,0$, se localizaron en la zona de Moravia de Chirripó, en la esquina noroeste del área de ruptura, pero que también incluye un buen número de temblores ocurridos fuera y al noroeste de esta esquina (Figs. 2, 3, 4 y 6). La sismicidad asociada se muestra dentro del área delimitada por la línea a trazos señalada como ZSM, la cual se localiza en la zona de transición entre el CDNP y el CDCCR.

La actividad sísmica disparada en la zona de Moravia de Chirripó se ha recopilado de los estudios de Rojas (1991), Fan et al. (1993), Barquero y Rojas (1994), Ponce et al. (1994), Protti y Schwartz (1994) y Quintero y Güendel (2000) (Fig. 6). Estudios neotectónicos previos así como el estudio de las fotografías aéreas y el modelo de elevación del terreno obtenido de la aplicación *GeoMap App*, permiten definir dentro de la zona de interés, cuatro fallas neotectónicas con movimiento predominante dextral y con varias zonas de transtensión y transpresión asociadas. Estas son las fallas Ayil, Pacuare, Moravia y Kabébete, cuyas trazas se muestran simplificadas en la Figura 6. A continuación se realiza una breve descripción de las anteriores fallas.

La falla Ayil

Montero (2001) la describe como una falla de rumbo noroeste, de alto ángulo y caracterizada por valles lineales y sillas de falla. Una revisión de las fotos aéreas permite observar que la falla tiene un movimiento dextral, con zonas transtensivas o transpresivas conectadas a lo largo de la falla (Fig. 6). En su sector norte, la falla Ayil tiene un cambio de rumbo hacia el oeste, lo cual sugiere una importante componente inversa. Al sur se continúa por valles lineales escarpados y sillas de fallas alineados (Fig. 6). Al cruzar el río Chirripó, origina una zona transtensiva y al sureste se continúa por el valle lineal del río Boyei.

Las fallas Pacuare y Moravia

Montero (2001) muestra la falla Pacuare con un rumbo entre N-S en su sector norte a noroeste en su sector sur. Montero et al. (2013a) la muestran con un movimiento dextral. Al revisar las fotos aéreas para este trabajo, se encontró que donde la falla Pacuare cambia de rumbo, se origina una zona transpresiva, que se denomina Fila Calavera (Fig. 6). En concordancia con Calvo, Salazar, Alfaro, Fregni y Alvarado (2020) se considera que la superficie aluvial de Moravia (ZAM en Fig. 6) es de origen tectónico. Esta cuenca de depósitos cuaternarios se relaciona con el represamiento de drenaje del río Moravia debido a paleosismos ocurridos en la falla Pacuare, la cual al cruzar el río ha originado un desvío en sentido derecho de unos 300 m. Al este del río Moravia, la falla Pacuare origina un lomo de falla (LF en fig. 6). Al cruzar el río Chirripó origina una zona transtensiva y más al sur, la falla Pacuare se localiza sobre la margen izquierda del río Xikiari.

Del lado este de la falla Pacuare, se determinó la falla dextral Moravia (Fig. 6). La falla Moravia tiene un rumbo noroeste y se caracteriza por valles lineales y sillas de falla. Al cruzar el río Chirripó, origina una zona transtensiva y al sur se une con la falla Pacuare.

La falla Kabébete

Montero (2001) la define como una falla de rumbo noroeste y movimiento dextral (Fig. 6). Al cruzar el río Pacuare origina un desvío derecho del mismo (Fig. 6). Linkimer (2003) la describe con mayor detalle, incluyendo un corte de río donde afloran depósitos aluviales y coluviales cuaternarios cortados por la falla.

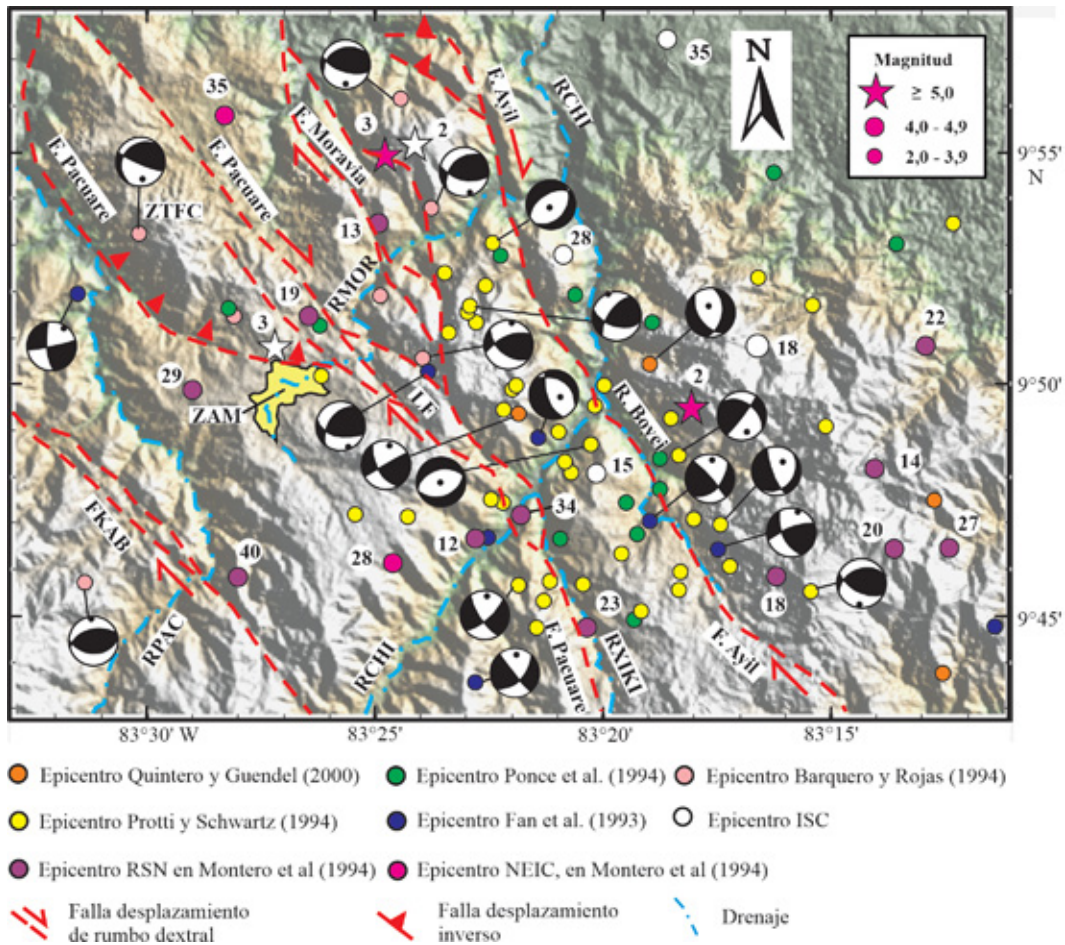


Fig. 6: Mapa de sismicidad y sismotectónica de la zona sísmica de Moravia. Muestra los epicentros obtenidos de diferentes fuentes de información según sus colores. Las estrellas muestran las localizaciones del NEIC y del ISC para los eventos de las 22:08 GMT y las 22:19 GMT, ambos de magnitud Mb 5,4, que se considera fueron los que generaron la reactivación de las fallas Ayil, Pacuare y posiblemente Moravia. Los eventos numerados corresponden con las localizaciones del NEIC y de la RSN reportadas por Montero et al. (1994). Asimismo, los eventos del ISC fueron numerados de acuerdo con Montero et al. (1994). Los mecanismos focales fueron recopilados de Fan et al. (1993), Barquero y Rojas (1994), Protti y Schwartz (1994) y Quintero y Güendel (2000). FKAB es la falla Kabébeta. ZTFC es la zona Transpresiva de la fila Calavera. LF es un lomo de falla. En color amarillo pálido se muestra la superficie aluvial de Moravia (ZAM). RPAC, RCHI y RXIKI son respectivamente los ríos Pacuare, Chirripó y Xikiar.

Sismicidad y sismotectónica asociada con las fallas Ayil, Moravia, Pacuare y Kabébeta

La sismicidad recopilada especialmente a partir de los trabajos de Ponce et al. (1994), Fan et al. (1993) y Protti y Schwartz (1994) muestran una banda alargada en el sentido noroeste a ambos lados de la falla Ayil y del sector sureste de la falla Pacuare (Figs. 2, 3, 4 y 6). Esta observación se confirma tanto si se consideran los trabajos anteriores en forma separada como conjunta. Además, debe observarse que las investigaciones de Ponce et al. (1994) y de Protti y Schwartz (1994), que fueron las que detectaron mayor sismicidad en esta zona, cubren ventanas temporales diferentes. Ponce et al. (1994) localizaron las réplicas durante el periodo comprendido entre el 29 de abril y el 3 de mayo, mientras que Protti y Schwartz (1994) las localizaron entre el 9 y el 20 de mayo. Lo anterior sugiere que la actividad sísmica asociada, tanto con la falla Ayil como con la falla Pacuare, se inició poco después de que ocurrió el terremoto de Limón y persistió al menos hacia fines del mes de mayo. La sismicidad recopilada de ambos autores es de magnitud $\leq 4,4$.

Con respecto a la falla Moravia, hay actividad sísmica muy cercana a la misma, pero dada la poca distancia que existe entre las fallas Ayil, Moravia y Pacuare, también podría relacionarse esa actividad con la primera o con la última. Es decir, la calidad de las localizaciones hipocentrales no son suficientes para definir con total certeza si la falla Moravia fue reactivada o no, aunque es muy probable que las tres fallas lo hayan sido, dadas sus características geométricas y tectónicas similares.

Una pregunta que surge es si ocurrió algún sismo de magnitud $\geq 5,0$ en las horas posteriores al terremoto de Limón, a partir del cual o de los cuales se generó la actividad de réplicas observada en la zona sísmica de Moravia. Montero et al. (1991a) indican que en esta zona ocurrió una actividad sísmica en las primeras 24 horas después del terremoto de Limón. Efectivamente, se ha determinado que en las siguientes 8 horas luego de la ocurrencia del evento principal ocurrieron varios temblores con magnitud $\geq 5,0$, entre los cuales al menos los eventos 2 y 3 y muy posiblemente el evento 1 (Figs. 2, 3 y 6) se pueden relacionar con la zona sísmica de Moravia de Chirripó. La secuencia de sismos con magnitud $\geq 5,0$ se inició 10 minutos después del terremoto de Limón. El primero ocurrió a las 22:07 GMT (Mb 5,2), y fue localizado por NEIC y el ISC en el frente de fallamiento inverso al oeste de Puerto Limón (evento 1 en Figs. 2, 3). Este evento fue localizado por Rojas (1991) al oeste de la zona sísmica de Atirro (Figs. 2, 3 y 7). Un minuto después, a las 22:08 GMT ocurrió un nuevo sismo de magnitud Mb 5,4 (evento 2 en Figs. 2, 3). Este temblor fue localizado por el NEIC muy cerca de donde la falla Ayil tiene su trazo cerca del río Boyei (Fig. 6). Por su lado el ISC localizó este evento cerca de la falla Ayil, en su sector norte (Fig. 6). Rojas (1991) por su parte lo localizó en la zona transpresiva entre las fallas Atirro y Tucurrique (Figs. 2, 3 y 7). A las 22:19 GMT del mismo día 22 ocurrió un nuevo sismo de magnitud Mb 5,4, el cual fue localizado por el NEIC, al oeste de la falla Ayil y muy cerca de la falla Moravia (evento 3 en Figs. 2, 3 y 6). El ISC por su parte lo localizó cerca de la falla Pacuare (evento 3). Mientras que Rojas (1991) lo localizó cerca del pull-apart de Pejibaye (Fig. 7). Los siguientes temblores de magnitudes $\geq 5,0$ que ocurrieron después del de las 22:19 GMT se localizaron en otras zonas y no parecen tener relación con la zona sísmica de Moravia. Con base en lo anterior se interpreta que las localizaciones realizadas por el NEIC y el ISC para los sismos de las 22:08 y de las 22:19, ambos de magnitudes Mb 5,4 (eventos 2 y 3 en Fig. 6), son bastante correctas y que ambos eventos fueron los eventos principales que dispararon la actividad sísmica en las fallas Ayil, Pacuare y posiblemente también en la falla Moravia. Asimismo, el temblor de las 22:07 GMT también debe ser parte de esta secuencia de Moravia de Chirripó. Esto considerando, que es de esperar, que los temblores de las 22:07 y de las 22:08 (eventos 1 y 2 en Figs. 2 y 3), al haber ocurrido menos de un minuto uno después del otro, que tengan una fuente común, en una misma falla. Además, un evento de magnitud 5,2 como fue el evento 1 debió generar una actividad de réplicas, la cual no se observó en la zona del frente de fallamiento inverso según las localizaciones del ISC y del NEIC (Figs. 2, 3 y 4). Esta última observación es también válida para las localizaciones de Rojas (1991) de los eventos 1, 2 y 3, para los cuales no se observa una secuencia de réplicas, como es dable de esperar para eventos corticales de magnitudes $\geq 5,0$. Finalmente, debe observarse que las localizaciones del NEIC y del ISC contaron con el reporte de las llegadas de la onda P por parte de la RSN, como parte del intercambio rutinario entre estas agencias sismológicas. Por lo tanto, las localizaciones del NEIC y del ISC para los eventos 2 y 3 se consideran bastante adecuadas.

Al analizar la sismotectónica, se observa una buena diversidad de geometrías en los mecanismos focales recopilados. Sin embargo, estas muestran características cinemáticas que no permiten relacionarlos con la falla inversa que rompió durante el terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Mw 7,7). Esta aseveración se basa en que los mecanismos de falla inversa mostrados en la figura 6, tienen planos nodales orientados entre el E-W y el ENE-WSW, pero no se determinaron eventos con mecanismos de falla inversa con orientación al NW-SW, como podría esperarse si se relacionaran con el terremoto de Limón.

Observando con mayor detenimiento los mecanismos focales obtenidos a lo largo y a ambos lados de la falla Ayil, una mayoría de estos proponen soluciones focales con geometría oblicua, algunos con mayor componente de rumbo, otros con mayor componente inversa, mientras que en otros prevalece la componente normal. Asimismo, un buen número de los mecanismos focales muestran que el plano nodal con movimiento dextral tiene una orientación al noroeste, en cercana coincidencia con el rumbo de la falla Ayil. La gran variedad en las geometrías obtenidas a partir de los mecanismos focales se explicaría porque a lo largo del trazo la falla Ayil se presentan zonas de relevos transtensivos y transpresivos. Por simplicidad, los mismos no se muestran en detalle en la figura 6, pero son observables en las fotografías aéreas.

Con relación a la falla Pacuare, se observan varios temblores localizados dentro o muy cerca de la Zona Transpresiva de la Fila Calavera (ZTFC). Incluso un evento tiene un mecanismo focal oblicuo inverso-dextral, coincidiendo con la cinemática de la falla. También, del lado oeste de la falla Pacuare, Fan et al. (1993) obtuvieron un mecanismo de desplazamiento de rumbo bastante puro donde el plano nodal NNW tendría movimiento dextral. Al sureste de la ZTFC, se presenta un lomo de falla y del lado este del mismo se determinaron un par de mecanismos focales oblicuos con alta componente inversa, los que se

Sismicidad relacionada con el sistema de falla Atirro

Un tercer núcleo cuestionable, donde se localizó actividad sísmica inmediatamente después del terremoto de Limón es el que se ubica cerca de Turrialba y al suroeste de Tucurrique, según fue propuesto previamente por Rojas (1991) y por Barquero y Rojas (1994) (Figs. 2, 3, 4 y 7), la cual se identifica como zona sísmica Atirro (ZSA). Sus epicentros los cuales aparecen reportados en Rojas (1991) se muestran en color amarillo en la figura 7. Sin embargo, como se discutió previamente cuando se determinaron los temblores principales que originaron la sismicidad de Moravia de Chirripó, es muy probable que las localizaciones de Rojas (1991) para los sismos identificados con los números 1, 2 y 3 en la figuras 2, 3 y 7 tengan localizaciones más al este, y más cercanas a las reportadas por el NEIC y el ISC (Figs. 2, 3 y 6). Además, obsérvese que las localizaciones de Rojas (1991) para los eventos 1, 2 y 3 no tienen actividad de réplicas asociadas, aunque fueron todos sismos de magnitudes $\geq 5,0$ (Figs. 2, 3, 4 y 7). Barquero y Rojas (1994) incluyen tres sismos que se pueden relacionar con el sistema de falla Atirro (Fig. 7). Los eventos se localizarían cerca de las trazas de las fallas Azul, Turrialba y Tucurrique.

Este último con un mecanismo predominantemente de falla inversa, lo cual no concuerda con la cinemática de la falla. También, NEIC localizó un sismo cerca de la falla Atirro. Por lo tanto, es altamente cuestionable que existiera una actividad sísmica de magnitud $\geq 5,0$ en la zona de Tucurrique y alrededores inmediatamente después del terremoto de Limón de 1991, aunque si se localizaron algunos sismos de magnitud menor a 5,0, que parecen relacionarse con el sistema de falla Atirro.

Del lado este de la ZSA se sugiere un lineamiento de rumbo noroeste (Figs. 2 y 3). El mismo sin embargo, incluye los epicentros del GCMT y del NEIC para el temblor del 24 de abril (Ms 6,2) (evento 24), epicentros que están desplazados entre 30 a 40 km al norte con respecto a la falla sinistral División, la cual fue la que originó ese sismo (ver artículo de Montero, 2021). Extrayendo ambos epicentros ese lineamiento pierde significado tectónico.

De lo anterior se desprende de que luego del terremoto de Limón, hubo una poca actividad sísmica en la zona de falla Atirro, hasta que ocurrió la denominada secuencia sísmica de Pejibaye de julio de 1993. Es muy posible que el terremoto de Limón adelantó la reactivación de la falla donde ocurrió esta secuencia, dado que como determinó López (en prensa) el sismo originó un lóbulo positivo en esta zona, debido a la transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb. La secuencia de Pejibaye se inició con un evento precursor el día 8 de julio a las 23:18 (Mb 4,8), el cual fue seguido por otros sismos hasta que ocurrió el evento principal el día 10 a las 20:40 (Mc 5,2; Mb 5,3; Ms 5,7), el cual generó una actividad de réplicas, que se mantuvo una buena parte del mes de julio de 1993. Las localizaciones reportadas para el evento principal por parte de Montero et al. (1993), el ISC y Quintero y Güendel (2000) son muy similares (se muestran como estrellas en la Fig. 7). La secuencia precursora, el evento principal y un buen número de las réplicas ocurridas a partir del 8 de julio de 1993 se localizaron del lado sur de la zona transpresiva donde se inicia la falla Tucurrique, luego de que se ramifica de la falla Atirro (Fig. 7). Los mecanismos focales realizados para el evento principal y un par de réplicas muestran que el plano nodal de rumbo noroeste es oblicuo dextral-inverso, en concordancia con el contexto tectónico donde se originó esta secuencia sísmica. La solución reportada por el GMCT es de desplazamiento de rumbo bastante puro, donde el plano nodal de rumbo NNW es de tipo dextral.

La secuencia de réplicas del sismo de Pejibaye de 1993 sugiere que la falla Atirro prácticamente no mostró actividad sísmica, excepto tal vez por un par de eventos que el ISC localizó del lado oeste de la falla, al sureste de la zona de ruptura del temblor del 10 de julio (Fig. 7). Sin embargo, varias réplicas fueron localizadas tanto por Montero et al. (1993) como por el ISC dentro de la Zona Transpresiva de Matama, en la terminación al sureste de la falla Atirro (Fig. 7).

Sismicidad relacionada con el sistema de falla Navarro y con otras fallas cercanas

Un núcleo con actividad disparada importante es la localizada dentro de la parte central de CDCCR y que se denomina zona sísmica Navarro (ZSN en figura 2). Rojas (1991), Barquero et al. (1991), Barquero y Rojas (1994), Montero et al. (1994) y Quintero y Güendel (2000) reportan la localización de sismos ocurridos inmediatamente después del terremoto de Limón y hasta el mes de agosto de 1991, cuyos epicentros se ubican al sur y sureste de la ciudad de Cartago (Fig. 8). La mayoría de esos eventos se pueden relacionar con el sistema de falla Navarro y en especial con el extremo oeste del mismo, donde se ubica la zona de tracción de la Estrella (ZTES en Fig. 8; Montero, Linkimer y Rojas, 2016). Asimismo, varios de estos sismos tienen mecanismos focales reportados (Barquero et al., 1991; Barquero y Rojas, 1994; Quintero y Güendel, 2000), variando entre

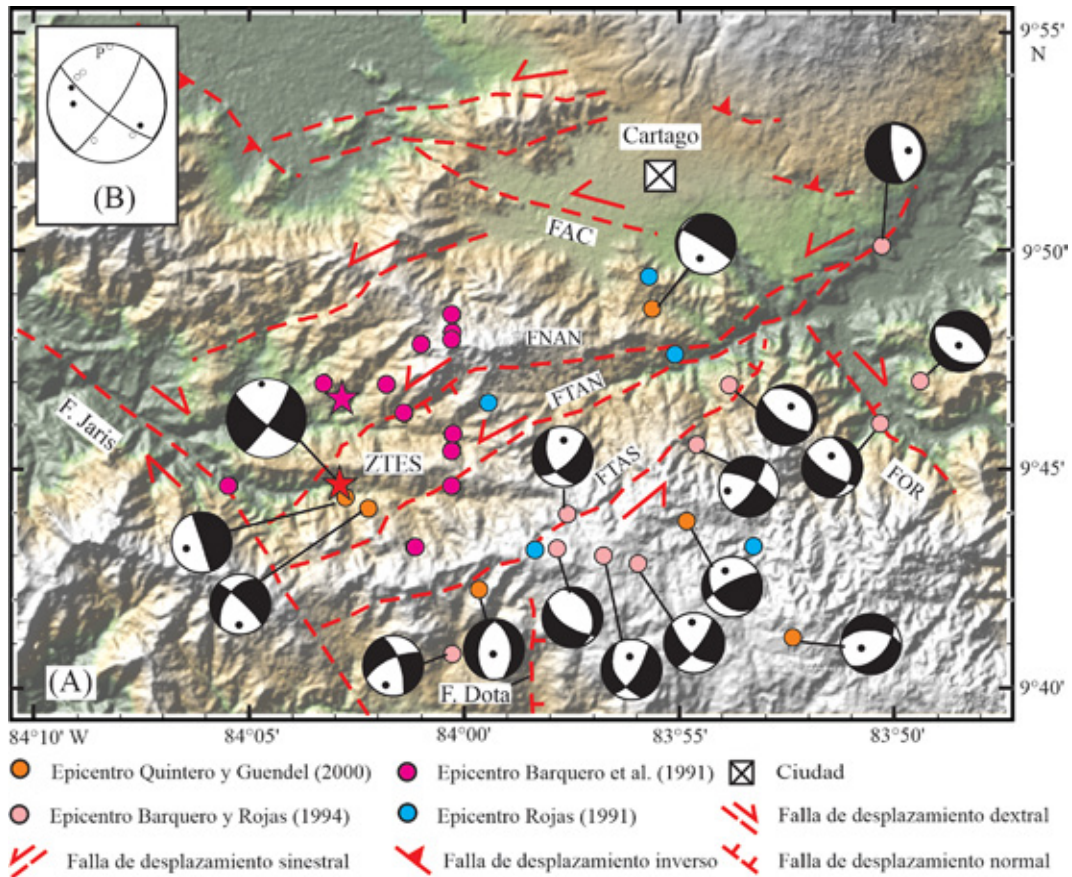


Fig. 8: Mapa de sismicidad y sismotectónica de la zona sísmica de Navarro. Muestra los epicentros obtenidos de diferentes fuentes de información según colores. Las estrellas muestran las localizaciones del evento principal del 9 de agosto de 1991 (Mw 5,2) según Barquero et al. (1991) (estrella purpura) y Montero (este trabajo, color roja). Los mecanismos focales fueron recopilados de Barquero y Rojas (1994), y Quintero y Güendel (2000). FAC, FNAN, FTAN, FTAS y FOR son respectivamente las fallas Aguacaliente, Navarro, Tarrazú Norte, Tarrazú Sur y Orosi. ZTES es la zona Trantensiva de La Estrella. B. Muestra la solución focal de Montero (este trabajo) para el evento principal del 9 de agosto de 1991 (Mw 5,2), cuyo plano nodal de rumbo NE es sinistral y correspondería con el plano de ruptura.

los que son de desplazamiento de rumbo con pequeña componente normal y los de tipo normal. Esto coincide con la cinemática que caracteriza a las diversas fallas de este contexto tectónico. Solo un sismo tiene un mecanismo focal con componente inversa predominante.

El sismo más importante ocurrido dentro de la ZTES, que se puede considerar como disparado por el terremoto de Limón de abril de 1991, fue el temblor del 9 de agosto de 1991 (Mw 5,2). Es de observar que López (en prensa) modela que como consecuencia del terremoto de Limón el mismo provocó un incremento en los esfuerzos estáticos de Coulomb, donde la falla Navarro origina la zona transtensiva de la Estrella. En la figura 8 se muestran las localizaciones del evento principal del sismo del 9 de agosto reportadas tanto por Barquero et al. (1991), la cual fue localizada ligeramente al noroeste de la falla Navarro, como la de este estudio, la cual se ubica al sureste de la falla Navarro y dentro de la estructura transtensiva (estrella roja en Fig. 8). El mecanismo focal realizado con base en las estaciones de la RSN es de desplazamiento de rumbo, donde el plano nodal de rumbo noreste y movimiento sinistral es bastante coincidente con el rumbo de la falla Navarro en ese sector. Las soluciones focales reportadas por NEIC y GCMT también son de desplazamiento de rumbo, con planos nodales de rumbo noreste y movimiento izquierdo y de rumbo noroeste y movimiento derecho. En concordancia con las características geométricas de la falla sinistral Navarro en este sector, donde se localiza la ZTES, se selecciona el plano nodal de rumbo noreste de la falla Navarro como la superficie de falla que generó este pequeño terremoto.

Como era de esperar, este sismo generó una importante actividad de réplicas. Las réplicas localizadas por Barquero et al. (1991) tienen ubicaciones dentro de la estructura transtensiva y otras que se localizaron ligeramente al noroeste de la estructura (Fig. 8).

Aparte de los temblores que se pueden relacionar directamente con el sistema de falla Navarro, es posible que algunas otras fallas cercanas hayan mostrado actividad sísmica luego del terremoto de Limón. Por ejemplo, existen un par de temblores localizados por Barquero y Rojas (1991) cuyos epicentros se pueden relacionar con la falla Orosí. Los mecanismos focales de ambos tienen solución predominante de falla normal, con planos nodales con rumbos similares a la falla Orosí. Asimismo, varios epicentros se localizan del lado sur del sistema de falla Navarro. En esta zona, las fallas tienen un rumbo cercano al N-S y tienen escarpes facetados al este, como es el caso de la falla Dota (Fig. 8). Varios de los mecanismos focales realizados en esta región muestran soluciones de falla oblicua con importante componente normal y tienen planos nodales de rumbo cercano al norte. También, Barquero et al. (1991) muestran un sismo cuyo epicentro se ubica sobre la falla Jaris.

Sismicidad disparada en los alrededores de la ciudad de Cartago

Montero et al. (1991a) indican una actividad sísmica disparada en las 24 horas posteriores al terremoto de Limón en los alrededores de la ciudad de Cartago. Asimismo, indican que dos días después se activó una cuarta fuente al norte de Cartago. Rojas (1991) indica que hubo actividad sísmica disparada en los alrededores de la ciudad de Cartago. Como se puede ver en la figura 8, del lado norte del sistema de falla Navarro también se han localizado algunos sismos, pero estos no parecen relacionarse con las fallas del sistema de falla Aguacaliente (Montero, Barahona, Rojas y Taylor, 2005; Montero, Rojas y Linkimer, 2013b) o con la falla Tobosi (Araya, Linkimer, Montero, y Rojas, 2015).

Sismicidad localizada cerca cima volcán Irazú

Dos sismos ocurridos el día 24 de abril del lado suroeste del cráter del volcán Irazú fueron reportados por Rojas (1991). Estos mismos eventos se incluyen también en Barquero y Rojas (1994), con localizaciones al oeste del cráter del volcán Irazú (Figura 2), aunque no hay mecanismos focales realizados para los mismos. Sismicidad cercana al cráter del volcán Irazú había sido reportada previamente en varios estudios incluyendo la ocurrencia de varios enjambres (Barquero y Alvarado, 1989).

Zona de San Ignacio de Acosta

Rojas (1991) refiere dos sismos en esta zona, pero ambos ocurrieron antes del 22 de abril de 1991. Barquero y Rojas (1994) incluyen un sismo de magnitud 3,7 ocurrido siete días después del terremoto de Limón.

Sismicidad disparada en los alrededores de Santiago de Puriscal

Montero et al. (1991a) indican que al sur de Santiago de Puriscal se activó una fuente sísmica cinco días después de ocurrido el terremoto de Limón. Rojas (1991) refiere actividad sísmica disparada en la zona de Santiago de Puriscal. Sin embargo, de una lista de seis sismos ocurridos en el mes de abril, cinco de ellos fueron anteriores al terremoto de Limón y solo uno posterior. Considerando que esta zona sísmica tuvo gran actividad sísmica durante el año 1990 (Montero y Rojas, 2014), como consecuencia de la actividad de réplicas asociada con el terremoto de Piedras Negras del 22 de diciembre de 1990 (Ms 5,7), y dado que la misma se mantuvo en los primeros cuatro meses del año 1991, se considera que el evento posterior al día 22 de abril reportado en Rojas (1991) puede ser considerado como parte de la secuencia normal de réplicas asociada con el terremoto de Piedras Negras.

Sismicidad disparada al noreste de Pérez Zeledón

Una importante actividad sísmica fue disparada por el terremoto de Limón en el sector sur del CDCCR, al noreste de San Isidro de Pérez Zeledón (Fig. 2). Este núcleo de actividad fue reconocido previamente por Montero et al. (1991a), Rojas (1991) y Barquero y Rojas (1994). Montero et al. (1991a) indican que en esta zona ocurrió actividad sísmica en las primeras 24 horas después del terremoto de Limón. Rojas (1991), Barquero y Rojas (1994), Montero et al. (1994), Ponce et al. (1994), Protti y Schwartz (1994) y Quintero y Güendel (2000) reportaron localizaciones epicentrales en esta zona. En este trabajo esta zona epicentral se denomina zona sísmica de Pérez Zeledón (ZSPZ en la Figura 2). Esta actividad sísmica de réplicas se asocia con el terremoto ocurrido el 24 de abril a las 19:13 GMT (Ms 6,1) (evento 24 en Figs. 2 y 3), el cual se considera reactivó el segmento del este de la falla División (Figs. 3 y 4; ver Montero, 2021).

DISCUSIÓN

El terremoto de Limón y la geometría de su ruptura

Los modelajes del proceso de ruptura para el terremoto de Limón realizados por Dziewonski et al. (1992), Goes et al. (1993) y Tajima y Kikuchi (1995) concuerdan en señalar una ruptura de falla predominantemente inversa con similitudes en sus aspectos generales y diferencias en sus detalles. Dziewonski et al. (1992) y Goes et al. (1993) proponen una ruptura de falla oblicua inversa-sinestral (Figs. 5B, 5C y 5D). Los últimos autores consideran que los datos no permiten identificar subeventos con diferentes mecanismos focales durante el proceso de ruptura, por lo que su modelo preferido corresponde con un mecanismo de falla inversa, tanto para las ondas superficiales como para las de cuerpo (Figs. 5C y 5D respectivamente). Por el contrario, Tajima y Kikuchi (1995) proponen un proceso de ruptura caracterizado por cuatro subeventos con variaciones en el mecanismo focal, en el cual los tres primeros subeventos tuvieron un mecanismo de falla inversa bastante puro con diferentes inclinaciones para el plano de ruptura variando entre 16° y 39° y un cuarto subevento de falla oblicuo de desplazamiento de rumbo-inverso (Fig. 5F). La suma de los tensores del momento de los cuatro subeventos de Tajima y Kikuchi (1995) dan una solución de falla inversa con un rumbo de 123° , una inclinación de 32° al suroeste y un deslizamiento de 89° , la cual es comparable con las de Dziewonski et al. (1992) y Goes et al. (1993). Asimismo, Goes et al. (1993) encuentran una discrepancia entre las profundidades de los hipocentros obtenidos de las ondas de cuerpo, que es más somera (10 km), mientras que el de las ondas superficiales tiene mayor profundidad (22 ± 8 km), pero acotan que esto lo explicaría al escaso conocimiento existente acerca del modelo velocidades de la corteza y del manto superior de la zona trasarco de Talamanca. Goes et al. (1993) consideran que la mayor liberación de momento ocurrió pendiente arriba del hipocentro ubicado a 10 km (Fig. 5E), lo cual explicaría el patrón de los levantamientos costeros determinados por Plafker y Ward (1992) y Denyer et al. (1994) y la ocurrencia del tsunami. Por otro lado, Tajima y Kikuchi (1995) proponen que la mayor liberación de momento se dio en una zona de doblez de la falla comprendida entre los 7 y 17 km, la cual se ubicaría dentro de la zona continental (Figs. 5F y 5G). En este último aspecto, el modelo de Tajima y Kikuchi (1995) indicaría que la falla rompió una rampa y que a partir de la misma, la ruptura se expandió lateralmente, en profundidad y hacia arriba. El plano nodal de 30° de inclinación al suroeste obtenido de los datos de polarización de la onda P (Fig. 5A; Montero et al., 1994) concuerda con esta hipótesis en lo que respecta al inicio de la ruptura en una zona de rampa.

Con respecto a la inclinación de la falla y la profundidad de la ruptura existen otras hipótesis, aparte de las discutidas en el párrafo anterior obtenidas mediante la inversión de diferentes tipos de ondas sísmicas. Mediante la localización de réplicas bien controladas, Ponce et al. (1994) estiman una inclinación promedio de 23° al suroeste para la superficie de ruptura, la cual se inicia a una profundidad cercana a los 30 km de profundidad y termina bajo el lecho marino. Suárez et al. (1995) proponen que la parte basal de la falla es subhorizontal y se localiza a una profundidad de unos 25 km. Protti y Schwartz (1994) proponen que la falla es subhorizontal y se localiza a una profundidad de 15 km. Las anteriores profundidades de la superficie de falla se obtuvieron del lado sureste de la ruptura, dado que en el lado noroeste, las localizaciones hipocentrales no permiten determinar claramente la posición de la superficie de falla. Efectivamente, en el lado noroeste del área de ruptura, los perfiles

sísmicos, tanto de Ponce et al. (1994) como de Protti y Schwartz (1994), no permiten definir con claridad una superficie de falla. Además, existe una abundancia de réplicas con profundidades ≤ 10 km, las cuales indican una reactivación de fallas ubicadas sobre la falla principal. Mucha de esta sismicidad se localizó en la zona de Moravia de Chirripó, en el sector oeste de la zona de ruptura. También, debe observarse que a lo largo de la línea costera caribe, se obtuvieron mecanismos focales, a partir de temblores de magnitudes $\leq 4,4$, con importantes diferencias en sus geometrías, obteniéndose mecanismos de falla inversa, normales, de desplazamiento de rumbo y oblicuos de diferentes tipos (Fig. 4). Esto puede relacionarse con la complejidad del fallamiento predominantemente inverso de esta zona, el cual se asociaría con rampas laterales y frontales y también con plegamientos del tipo flexión de falla (*fault-bend fold*) y de propagación de falla (*fault-propagation fold*), que a su vez pueden estar fallados en sus zonas axiales y en sus flancos. Este tipo de pliegues se pueden inferir de las líneas sísmicas obtenidas bajo la plataforma continental al sureste de Puerto Limón (Brandes et al., 2007).

Sismicidad histórica y la amenaza sísmica

El terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 fue precedido por el terremoto de San Estanislao del 7 de mayo de 1822 (Montero et al., 1991b; Camacho y Víquez, 1993; Boschini y Montero, 1994). Es decir hubo entre ambos eventos aproximadamente 169 años. El terremoto de 1822 causó importantes daños en varias poblaciones del valle Central, en especial en la ciudad de Cartago, mientras que en el litoral Caribe se observaron efectos macrosísmicos similares a los observados en el terremoto de 1991 (Montero, 1986). Gath, González, Madugo y Montero (2015) determinaron mediante datación radiométrica de la serie de Uranio, que un levantamiento coralino cercano a Puerto Limón se puede asociar con el terremoto de 1822. Con respecto al segmento adyacente al sureste del CDNP, del noroeste de Panamá, el último gran sismo ocurrido fue el terremoto del 26 de abril de 1916 (Ms 7,0), tal como lo sugiere la isosista de intensidad VII obtenida por Víquez y Toral (1987) (Fig. 1). El epicentro de este evento se ha reubicado, con respecto al propuesto por Camacho y Víquez (1993), en las coordenadas 9.25°N y $82,00^{\circ}\text{W}$, al sur del frente norte del CDNP. La limitada expansión del área de ruptura asociada con el terremoto de Limón de 1991, hacia el sureste se explicaría porque el terremoto de 1916 liberó el momento sísmico acumulado en este sector de CDNP, en un tiempo relativamente reciente. Dentro de este último segmento la única réplica de magnitud significativa ocurrida luego del terremoto de Limón fue el temblor del 5 de mayo de 1991 (Ms 6,2) (Fig. 3), con un mecanismo de falla inversa, similar al terremoto de Limón.

Los efectos geológicos sobre el terreno (tsunami, licuefacción, desplazamientos laterales, deslizamientos) y los daños ocasionados a la infraestructura civil relacionados con el terremoto de Limón de 1991 fueron enormes y de gran impacto económico y social (Denyer, Personius y Arias, 1994; Mora y Mora, 1994; Mora y Yasuda, 1994; Sauter, 1994; Morales, 1994). Gath et al. (2015) han estimado que durante los últimos 7000 años han ocurrido unos 12 eventos sísmicos en este segmento del CDNP y que la tasa de deslizamiento promedio es de $3,8$ mm/año, con una recurrencia promedio de 600 años, pero observando un período de retorno irregular y con eventos agrupados temporalmente. Además, de los sismos anteriores ocurren también eventos de menor magnitud en el área trasarco de la cordillera de Talamanca, que no alcanzan a provocar levantamientos costeros, pero que también contribuyen a generar daños en la zona caribe de Costa Rica, como fue el terremoto del 7 de enero de 1953 (Ms 5,6; Ambraseys y Adams, 2001; Boschini y Montero, 1994). Lo anterior indica que a la zona Caribe de Costa Rica se le debe asociar una importante amenaza sísmica y que la misma debe ser debidamente considerada para tratar de mitigar en el futuro los efectos desastrosos que podrían ocasionar eventos de gran magnitud similares al terremoto de Limón de 1991 o de magnitud intermedia del tipo ocurrido en 1953.

Significado tectónico de la sismicidad disparada en el CDCCR y en el sector noroeste del CDNP

Un modelo tectónico prevaleciente en las décadas de 1980 y de 1990 era la sugerencia de un sistema de falla sinistral que atravesaba la región central de Costa Rica. Varios autores plantearon este modelo como fueron Montero y Dewey (1982) y Astorga et al. (1991). Luego de la ocurrencia del terremoto de Limón de 1991, autores como Fan et al. (1993), Protti y Schwartz (1994), continuaron proponiendo ese modelo para explicar la sismicidad disparada por el terremoto de Limón y la complejidad del fallamiento en el lado noroeste de la zona de ruptura. Güendel y Protti (1998) también proponen una falla con estas características en la zona central de Costa Rica. Sin embargo, al inicio de la década del 2000, los trabajos de Marshall et al. (2000) y de Montero (2001) mostraron que a través de la región central de Costa Rica se ubica una región ancha de deformación con fallas dextrales de rumbo predominante NW a NNW, sinestrales de rumbos ENE a NE e inversas de rumbos cercanos al E-W, la cual se denominó el CDCCR. Varias de las fallas que se han identificado dentro del CDCCR tuvieron actividad disparada luego del terremoto de Limón. Entre las fallas dextrales donde hubo esta actividad destacan las fallas Ayil, Pacuare y Atirro (Figs. 6 y 7). Estas tres fallas junto con la falla Kabébeta constituyen un sistema de falla dextral de importante longitud que se localiza sobre el flanco noreste de la cordillera de Talamanca. Estas fallas terminan al norte en el frente de fallamiento inverso, que con rumbo cercano al WNW, limita el frente de montaña de las llanuras aluviales al oeste de Puerto Limón (Fig. 1). Las fallas dextrales reactivadas por el terremoto de Limón se ubican en la zona de transición entre el CDNP y el CDCCR. En esta zona ocurre una rotación en los esfuerzos compresivos máximos horizontales (ECMH) pasando de NE en la zona trasera de la cordillera de Talamanca a N-S en la cordillera volcánica Central (Montero y Morales, 1990). Esto provoca una partición del deslizamiento sísmico entre las fallas inversas y las dextrales, tal como fue propuesto por Montero, Soto, Alvarado y Rojas (2010) para explicar el origen de las fallas inversas y dextrales determinadas en el macizo del volcán Poás. Dentro de la actividad disparada también hubo reactivación de las fallas sinestrales Navarro y División (ver Montero, 2021). Estas fallas, al igual que las dextrales, forman parte del escape lateral hacia el noroeste de la región central de Costa Rica, lo cual es ocasionado por la colisión del levantamiento del Coco con el sur de Costa Rica (Fig. 1, Montero et al., 2013a).

CONCLUSIONES

El terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Mw 7,7) resultó de la ruptura de una falla inversa localizada en el área trasarco de la cordillera de Talamanca. Este terremoto representa el sobrecorrimiento de la corteza del bloque de Panamá con respecto a la placa Caribe. El origen de este fallamiento compresivo se relaciona con la subducción-colisión del levantamiento del Coco en el sur de Costa Rica, lo cual origina fallamiento inverso relacionado con la subducción de la placa del Coco bajo el bloque de Panamá, fallamiento inverso a lo largo de la falla Longitudinal y fallamiento inverso en la parte frontal y trasera de la cordillera de Talamanca. La sismicidad disparada por el terremoto de Limón se relacionó con las fallas dextrales Ayil, Pacuare y Atirro y con las fallas sinestrales Navarro y División. Estas fallas se localizan a lo largo de diferentes sectores del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica y de la zona de transición con el Cinturón Deformado del Norte de Panamá. Esta región a su vez tiene un escape tectónico al noroeste propiciado por la colisión del levantamiento del Coco con el sur de Costa Rica.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a Lepolt Linkimer, editor del Volumen Especial del 30 Aniversario del Terremoto de Limón de 1991 y a dos revisores anónimos, los importantes comentarios que ayudaron a mejorar el presente artículo. Esta publicación se realizó como parte de las actividades de investigación del proyecto 830-B6-808: “Promoción del desarrollo científico, académico y tecnológico en geología”, del Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad de Costa Rica. A mi hijo Walter Montero que me ayudó a elaborar las tablas en Excel usadas en este estudio.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ambraseys, N. N. y Adams, R. D. (2001). *The seismicity of Central America. A descriptive catalogue 1898-1995*. Londres, Inglaterra: Imperial College Press.
- Araya, C., Linkimer, L., Montero, W. y Rojas, W. (2015). The Tobosi fault: Source of the 2011-2012 Tobosi earthquake swarm in Central Costa Rica. *Revista Geológica América Central*, 53, 89-102.
- Astorga, A., Fernández, J. A., Barboza, G., Campos, L., Obando, J., Aguilar, A. y Obando, L. G. (1991). Cuencas sedimentarias de Costa Rica: Evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. *Revista Geológica América Central*, 13, 25-59.
- Barquero, R. y Alvarado, G. E. (1989). Los enjambres de temblores en el arco volcánico de Costa Rica. *Boletín Observatorio Vulcanológico de Arenal*, 2(4), 18-39.
- Barquero, R. y Rojas, W. (1994). Sismicidad inducida por el terremoto de Limón. *Revista Geológica América Central, Volumen Especial Terremoto de Limón*, 111-120.
- Barquero, R., Rojas, W., Climent, A. y Montero, W. (1991). *El temblor del 9 de agosto de 1991 (Costa Rica)*. San José, Costa Rica: Instituto Costarricense de Electricidad. Manuscrito inédito.
- Bilek, S., Elliot, C. y Bertelloni, C. (2009). Triggered seismicity associated with the 1990 Nicoya, Costa Rica, Mw 7.0 earthquake. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10. doi: 10.1029/2008GC002317.
- Boschini, I. y Montero, W. (1994). Sismicidad histórica e instrumental. *Revista Geológica América Central, Volumen Especial Terremoto de Limón*, 65-82.
- Brandes, C., Astorga, A., Back, S., Littke, R. y Winsemann, J. (2007). Deformation style and basin-fill architecture of the offshore Limon back-arc basin (Costa Rica). *Marine Petroleum Geology*, 24, 277-287. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2007.03.002
- Brandes, C., Astorga y Winsemann, J. (2009). The Moín High, East Costa Rica: Seamount, laccolith or contractional structure?. *Journal South American Earth Sciences*, 28, 1-13.
- Brenes, J. (1992). Estudio preliminar de la sismicidad de la costa caribe de Costa Rica, con énfasis en la fuente sísmica Parismina. *Revista Geográfica América Central*, 25-26, 247-264.
- Calvo, C., Salazar, M., Alfaro, D., Fregni, S. y Alvarado, G. E. (2020). El Altiplano de Grano de Oro (Moravia de Chirripó): Una cuenca de reciente represamiento tectónico en la Alta Talamanca, Costa Rica. Presentado en el 4^{to} Congreso Geológico, San José, Costa Rica.
- Camacho, E. y Víquez, V. (1993). Historical seismicity of the North Panama Deformed Belt. *Revista Geológica América Central*, 15, 49-64.
- DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, 28, 4043-4046.
- Denyer, P., y Alvarado, G. E. (2007). *Mapa geológico de Costa Rica* (escala 1:400000). San José, Costa Rica: Librería Francesa.

- Denyer, P., Arias, O. y Personius, S. (1994). Efecto tectónico del terremoto. Volumen Especial Terremoto de Limón del 22 de abril de 1991. *Revista Geológica América Central*, 39–52.
- Denyer, P., Montero, W. y Alvarado, G. E. (2003). *Atlas tectónico de Costa Rica*. San José, Costa Rica: Editorial Universidad de Costa Rica.
- Denyer, P., Personius, S. y Arias, O. (1994). Generalidades sobre el efecto geológico del terremoto. Volumen Especial Terremoto de Limón 22 de abril de 1991. *Revista Geológica América Central*, 29-38.
- Dziewonski, A. M., Ekström, G. y Salganik, M. P. (1992). Centroid-moment tensor solutions for April-June 1991. *Physics Earth Planetary Interiors*, 71, 6-14.
- Fan, G., Beck, S. y Wallace, T. (1993). The seismic source parameters of the 1991 Costa Rica Aftershock sequence: Evidence for a transcurrent plate boundary. *Journal Geophysical Research*, 98, 15759-15778.
- Fernández, J. A., Bottazzi, G., Barboza, G. y Astorga, A. (1994). Tectónica y estratigrafía de Baja Talamanca y su relación con el Caribe. *Revista Geológica América Central, Volumen Especial Terremoto de Limón*, 15–28.
- Fernández, M. y Pacheco, J. (1998). Sismotectónica de la región central de Costa Rica. *Revista Geológica América Central*, 21, 5-23.
- Gardner, T. W., Fisher, D. M., Morell, K. D. y Cupper, M. L. (2013). Upper-plate deformation in response to flat slab subduction inboard of the aseismic Cocos Ridge, Osa Peninsula, Costa Rica. *Lithosphere*, 5, 247-264. doi: 10.1130/L251.1.
- Gath, E., González, T., Madugo, C. y Montero, W. (2015). Paleoseismology of the North Panama Deformed Belt from Uplifted Coral Platforms at Moín and Limón, Caribbean Coast of Costa Rica. Presentado en la *Sexta Reunión Internacional INQUA en Paleosismología, Tectónica Activa y Arqueosismología*, Pescina, Italia.
- Godínez-Rodríguez, K., Arroyo-Solórzano, M. y Linkimer-Abarca, L. (2018). Distribución geográfica de los sismos contenidos en el catálogo de la Red Sismológica Nacional de Costa Rica. *Revista Geográfica América Central*, 60, 161-187.
- Goes, S., Velasco, A., Schwartz, S., y Lay, T. (1993). The April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica (Mw = 7,7) earthquake and its tectonic implications: A broadband study. *Journal Geophysical Research*, 98, 8127-8142.
- Güendel, F. y Protti, M. (1998). Sismicidad y sismotectónica de América Central. En E. Buforn y A. Udías (ed.), *Física de la Tierra* (No. 10, pp. 19-51). Madrid, España: Universidad Complutense de Madrid.
- Linkimer, L. (2003). *Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica* (Tesis de licenciatura inédita). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Linkimer, L., Arroyo, I. y Montero, W. (2014). Enjambres sísmicos en la placa Caribe y en la microplaca de Panamá disparados por el terremoto de Nicoya (7,6 MW) del 5 de setiembre del 2012. *Revista En Torno a la Prevención*, 12, 23-31.
- López, A. (en prensa). Transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb asociados al terremoto de Limón, Mw 7,4, 22 de abril de 1991: Implicaciones para la reactivación de fallas y amenaza sísmica. *Revista Geológica América Central*.
- Marshall, J., Fisher, D. M. y Gardner, T. W. (2000). Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block. *Tectonics*, 19, 468-492.

- Montero, C., Segura, J., Malavassi, E., Güendel, F., González, V., Fernández, E., De Obaldía, 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 de 1991, Ms=7.4, Valle de la Estrella, Costa Rica*. Heredia, Costa Rica: Instituto de Investigación: Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Universidad Nacional. Manuscrito inédito.
- Montero, W. (1986). El terremoto de San Estanislao del 7 de mayo de 1822: ¿Un gran temblor de subducción del sur de Costa Rica?. *Ciencia y Tecnología*, 10, 11-20.
- Montero, W. (1999). El terremoto del 4 de marzo de 1924 (Ms 7,0): ¿Un gran temblor interplaca relacionado al límite incipiente entre la placa caribe y la microplaca de Panamá?. *Revista Geológica de América Central*, 22, 21-58.
- Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica América Central*, 24, 29-56.
- Montero, W. (2003). El sistema de falla Atirro-Río Sucio y la cuenca de tracción de Turrialba-Irazú: Indentación tectónica relacionada con la colisión del levantamiento del Coco. *Revista Geológica América Central*, 28, 05-29.
- Montero, W. (2021). Los terremotos de Cuericí del 24 de abril de 1991 (Mw 6,1) y de Buenavista del 3 de julio de 1983 (Ms 6,3): dos rupturas contiguas de la falla División del centro de Costa Rica. *Revista Geológica América Central, 30 aniversario del terremoto de Limón (1991-2021)*, 65, 1-22.
- Montero, W., Barahona, M., Rojas, W. y Taylor, M. (2005). Los sistemas de falla Agua Caliente y Río Azul y relevos compresivos asociados, valle Central de Costa Rica. *Revista Geológica América Central*, 33, 7-27.
- Montero, W., Barquero, R., Peraldo, G., Climent, A., Mora, S., Cervantes, F. y Perazzo, E. (1993). *El temblor de Pejibaye de Turrialba del 10 de julio de 1993: Aspectos sismológicos, neotectónicos y geotécnicos*. San José, Costa Rica: Instituto Costarricense de Electricidad. Manuscrito inédito.
- Montero, W., y Dewey, J. W. (1982). Shallow-focus seismicity, composite focal mechanism, and tectonics of the Valle Central, Costa Rica. *Seismological Society of America Bulletin*, 71, 1611-1626
- Montero, W., Lewis, J., Marshall, J., Kruse, S. y Wetmore, P. (2013a). Neotectonic faulting and fore arc sliver motion along the Atirro-Río Sucio fault system, Costa Rica, Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 125(5-6), 857-876. doi: 10.1130/B3047.1
- Montero, W., Linkimer, L. y Rojas, W. (2016). El sistema de falla Navarro: desplazamientos izquierdos a lo largo del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. *Revista Geológica América Central*, 55, 71-100.
- Montero, W. y Morales, L. D. (1990). Deformación y Esfuerzos Neotectónicos en Costa Rica. *Revista Geológica América Central*, 11, 69-87.
- Montero, W., Pardo, M., Ponce, L., Rojas, W. y Fernández, M. (1994). Evento Principal y réplicas importantes del terremoto de Limón, Vol. Especial Terremoto de Limón 22 de abril de 1991. *Revista Geológica América Central*, 93-102.
- Montero, W., Ponce, L., Pardo, M., Domínguez, J., Boschini, I., Rojas, W., Suárez, G., y Camacho, E. (1991b). The Limon, Costa Rica Earthquake of April 22, 1991 (Ms=7.5). Seismicity, Focal Mechanism and Tectonic implications. Presentado en la *Reunión Anual de la Unión Geofísica Americana*, San Francisco, Estados Unidos.

- Montero, W. y Rojas, W. (2014). Las fallas Purires y Picagres y su relación con la secuencia sísmica de Puriscal de 1990. *Revista Geológica América Central*, 50, 36-69.
- Montero, W., Rojas, W. y Linkimer, L. (2013b). Neotectónica de las fallas Ochomogo y Capellades y su relación con el sistema de falla Aguacaliente, falda sur macizo Irazú-Turrialba, Costa Rica. *Revista Geológica América Central*, 48, 119-139.
- Montero, W., Soto, G., Alvarado, G. E. y W. Rojas (2010). División del deslizamiento tectónico y transtensión en el macizo del volcán Poás (Costa Rica), basado en estudios neotectónicos y de sismicidad histórica. *Revista Geológica América Central*, 43, 13-36.
- 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. Volumen Especial Terremoto de Limón del 22 de abril de 1991. *Revista Geológica América Central*, 139-152.
- Mora, S. y Yasuda, S. (1994). Licuefacción de suelos y fenómenos asociados durante el terremoto de Limón. Volumen Especial Terremoto de Limón del 22 de abril de 1991. *Revista Geológica América Central*, 121-132.
- Morales, L. D. (1994). Daños causados por el terremoto de Limón: pérdidas y medidas de mitigación. Volumen Especial Terremoto de Limón del 22 de abril de 1991. *Revista Geológica América Central*, 201-209.
- Morell, K. D., Gardner, T. W., Fisher, D. M., Idleman, B. D. y Zellner, H. M. (2013). Active thrusting, landscape evolution, and late Pleistocene sector collapse of Barú Volcano above the Cocos-Nazca slab tear, southern Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 125. doi: 10.1130/B30771.1
- Morell, K. D., Kirby, E., Fisher, D. M. y van Soest, M. (2012). Geomorphic and exhumational response of the Central American Volcanic Arc to Cocos Ridge subduction. *Journal of Geophysical Research*, 117. doi: 10.1029/2011JB008969
- Plafker, G. y Ward, S (1992). Backarc thrust faulting and tectonic uplift along the Caribbean Sea coast during the April 22, 1991 Costa Rica earthquake. *Tectonics*, 11, 709-718.
- Ponce, L., Pardo, M., Domínguez, J., Montero, W., Rojas, W., Boschini, I., Suárez, G. y Camacho, E. (1994). Estudio de réplicas del terremoto de Limón usando datos locales: Resultados e implicaciones tectónicas. *Revista Geológica América Central, Volumen Especial Terremoto de Limón*, 103-110.
- Protti, M. y Schwartz, S. Y. (1994). Mechanics of back arc deformation in Costa Rica: Evidence from an aftershock study of the April 22, 1991, Valle de Estrella, Costa Rica, earthquake (Mw=7.7). *Tectonics*, 13, 1093-1107.
- Quintero, R. y Güendel, F. (2000). Stress field in Costa Rica, Central America. *Journal of Seismology*, 4, 297-319.
- Rojas, W. (1991). *El terremoto del 22 de abril 1991 en la región Caribe y la sismicidad asociada en el mes de abril, 1991 Costa Rica Panamá. Informe preliminar de datos sismológicos*. San José, Costa Rica: Oficina de Publicaciones de la Universidad de Costa Rica.
- Rojas, W. y Montero, W. (2021). Distribución de intensidades del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (Mw 7,7). *Revista Geológica América Central, 30 aniversario del terremoto de Limón (1991-2021)*, 65, 1-12.
- Sauter, F. (1994). Evaluación de daños en puentes y otras estructuras causados por el terremoto de Limón. *Revista Geológica América Central, Volumen Especial Terremoto de Limón*, 171-186.

- Suárez, G., Pardo, M., Domínguez, J., Ponce, L., Montero, W., Boschini, I. y Rojas, W. (1995). The Limón, Costa Rica earthquake of April 22, 1991 ($M_w=7.7$): Evidence of back-arc thrusting and collisional tectonics in a subduction environment. *Tectonics*, 14, 518-530.
- Silver, E. A., Galewsky, J., y McIntosh, K. D. (1995). Variation in Structure, Style, and Driving Mechanism of Adjoining Segments of the North Panama Deformed Belt. En P. Mann (ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America* (Geological Society America Special Paper 295, pp. 225-233). Boulder, Colorado: The Geological Society of America, Inc. doi: 10.1130/SPE295
- Tajima, F. y Kikuchi, M. (1995). Tectonic implications of the seismic ruptures associated with the 1983 and 1991 Costa Rica earthquakes. En P. Mann (ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America* (GSA Special Paper 295, pp. 225-233). Boulder, Colorado: Geological Society America.
- Tournon, J. y Alvarado, G. E. (1997). *Mapa Geológico de Costa Rica. Folleto Explicativo* (Escala 1: 500000). Cartago, Costa Rica: Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- Viquez, V. y Toral, J. (1987). Sismicidad histórica sentida en el istmo de Panamá. *Revista Geofísica*, 27, 135-165.