



Geofísica internacional

ISSN: 0016-7169

Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica

Arroyo, Ivonne G.; Linkimer, Lepolt
Geometría de la zona sismogénica interplacas en el Sureste de Costa Rica a la luz de la secuencia sísmica de Golfito del 2018
Geofísica internacional, vol. 60, núm. 1, 2021, Enero-Marzo, pp. 51-75
Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica

DOI: <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2021.60.1.2026>

Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=56871788004>

- ▶ [Cómo citar el artículo](#)
- ▶ [Número completo](#)
- ▶ [Más información del artículo](#)
- ▶ [Página de la revista en redalyc.org](#)



Sistema de Información Científica Redalyc
Red de Revistas Científicas de América Latina y el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

GEOMETRÍA DE LA ZONA SISMOGÉNICA INTERPLACAS EN EL SURESTE DE COSTA RICA A LA LUZ DE LA SECUENCIA SÍSMICA DE GOLFITO DEL 2018

Ivonne G. Arroyo*¹ y Lepolt Linkimer¹

Received: January 21, 2020; accepted: September 24, 2020; published online: January 1, 2021.

RESUMEN

Entre agosto y noviembre del 2018 ocurrió una secuencia de sismos en el golfo Dulce, cerca de la ciudad de Golfito, al sureste de Costa Rica. El sismo principal tuvo una magnitud momento (Mw) 6.1 y fue sentido en Costa Rica y el oeste de Panamá con intensidades Mercalli Modificada máximas de VI. En esta región, la placa del Coco, junto con la cordillera oceánica del Coco, se subducen bajo la microplaca de Panamá. Usando los registros de la Red Sismológica Nacional de Costa Rica, en este artículo se presenta la relocalización de esa sismicidad con la técnica de diferencia doble y se analiza la distribución temporal y geográfica de la sismicidad, junto con el mecanismo focal e intensidades de los sismos de mayor tamaño. Los resultados muestran que la secuencia ocurrió en la zona sismogénica interplacas, dentro del área de ruptura del terremoto de Golfito de 1983 (Mw 7.4), entre 12 y 27 km de profundidad, en un agrupamiento buzante 35° al noreste bajo el golfo Dulce. Con base principalmente en estos resultados y en secuencias sísmicas previas, se propone que en el Sureste de Costa Rica la zona sismogénica tiene dimensiones de ~160 x 45 km. Además, durante la secuencia de Golfito, ocurrió la ruptura de una falla inversa (Mw 5.9) dentro de la placa del Coco bajo el golfo Dulce, así como la ruptura en fallas de rumbo dextrales en la microplaca de Panamá (Mw 4.6-5.6), a 50 km del golfo Dulce. El estudio de la sismicidad interplacas interciclo contribuye con el conocimiento de la dinámica de la zona sismogénica interplacas. Esto es de particular importancia para el Sureste de Costa Rica, donde se han generado al menos seis terremotos destructivos con Mw > 7 desde 1803, lo que implica el peligro inminente de un próximo terremoto en esta zona.

PALABRAS CLAVE: zona sismogénica interplacas, zona de subducción, secuencia sísmica, localización con diferencia doble, mecanismos focales, secuencia de Golfito, Costa Rica.

ABSTRACT

Between August and November 2018, a seismic sequence took place in the Dulce Gulf, in the vicinity of Golfito, a city in Southeastern Costa Rica. The main shock had a moment magnitude (Mw) of 6.1 and was widely felt in Costa Rica and Western Panama, with maximum Modified Mercalli intensities of VI. In this region, the oceanic Cocos Ridge, riding on top of the Cocos Plate, subducts beneath the Panama Microplate. Using the seismic records from the National Seismological Network of Costa Rica, in this work the seismicity is relocated using the double-difference technique, and an analysis of its temporal and geographic distribution together with

*Corresponding author: ivonne.arroyo@ucr.ac.cr

¹ Escuela Centroamericana de Geología y Red Sismológica Nacional, Universidad de Costa Rica,

the focal mechanism and intensities of the strongest events are presented. The results show that the sequence occurred at the interplate seismogenic zone, within the rupture area of the 1983 Golfito earthquake (7.4 Mw), between 12 and 27 km depth, in a cluster dipping 35° northeast underneath the Dulce Gulf. Based mainly on these results and on previous seismic sequences, it is here proposed that the seismogenic zone in Southeastern Costa Rica has an extension of ~160 x 45 km. Further, during the Golfito sequence the rupture of an inverse fault (5.9 Mw) also took place within the Cocos Plate beneath the Dulce Gulf, as well as seismicity along right-lateral strike-slip faults (4.6-5.6 Mw) in the Panama Microplate, 50 km away of the Dulce Gulf. The analysis of the interseismic interplate seismicity contributes to a better understating of the dynamics of the seismogenic zone. This is of particular relevance in Southeastern Costa Rica, where at least six damaging earthquakes of $M_w > 7$ have occurred since 1803, implying the imminent risk of an upcoming big earthquake in this area.

KEY WORDS: interplate seismogenic zone, subduction zone, seismic sequence, double-difference location, focal mechanisms, Golfito Earthquake, Costa Rica.

INTRODUCCIÓN

El extremo sureste del margen convergente centroamericano es una región de alta complejidad tectónica. Allí, la placa del Coco (también conocida como Placa Cocos) se subduce, junto con la cordillera oceánica del Coco, bajo la microplaca de Panamá. La placa del Coco, a su vez, limita con la placa Nazca a lo largo de la Zona de Fractura de Panamá (ZFP, Figura 1). La interacción de estos rasgos tectónicos produce una alta sismicidad. Durante los últimos dos siglos, la zona sismogénica interplacas bajo el golfo Dulce ha sido el escenario de al menos seis terremotos de magnitud mayor a 7: en 1803 (7.1), 1854 (7.4), ¿1879? (7.0), 1904 (7.1), 1941 (7.3) y 1983 (7.4) (Gutenberg y Richter, 1954; Montero, 1986; Adamek *et al.*, 1987; Pacheco y Sykes, 1992; Bilek *et al.*, 2003; Peraldo *et al.*, 2006; Figura 2). Por su parte, hacia el sureste, la ZFP podría haber originado un terremoto de magnitud momento (M_w) 7.6 en 1934 (Camacho, 1991). Otros eventos destructivos han ocurrido cerca del límite entre Costa Rica y Panamá, más recientemente en 1979 (M_s 6.4), 2002 (M_w 6.5), 2003 (M_w 6.6) y 2019 (M_w 6.0 y 6.4) (Camacho, 2003; Linkimer, 2008; Arroyo *et al.*, 2020; Figura 1). Pese a la alta sismicidad, la falta de estudios geofísicos detallados y la escasa cobertura de estaciones sismológicas antes del 2015 han dificultado una definición precisa de los límites de las placas en profundidad.

El 17 de agosto del 2018 se produjo un sismo de M_w 6.1 bajo el golfo Dulce en Costa Rica, muy cerca de la ciudad de Golfito (Figuras 1 y 2). A ese sismo principal le siguieron más de 200 réplicas, formando una secuencia sísmica que se prolongó hasta finales de noviembre del 2018. Seis réplicas tuvieron M_w superiores a 5. El sismo de agosto del 2018 ha sido el de mayor magnitud en esta parte del margen costarricense desde el 11 de marzo del 2009, cuando ocurrió un sismo de M_w 5.9 (Figura 2).

La Red Sismológica Nacional (RSN) es un programa de investigación de la Universidad de Costa Rica (UCR) que tiene sus raíces en la colaboración que existe desde 1973 entre la UCR y el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). Gracias al aumento significativo en la cobertura con estaciones sismológicas de la RSN a partir del 2015 (Linkimer *et al.*, 2018), la secuencia sísmica del 2018 es la primera originada en la zona interplacas del Sureste de Costa Rica que ha podido ser captada con una calidad excepcional hasta la fecha.

En este trabajo se estudia la secuencia de Golfito con base en la relocalización de los sismos, el análisis de la distribución temporal y espacial de la sismicidad, la determinación del tensor de

momento e intensidades del evento principal y el cálculo del mecanismo focal de los sismos de mayor tamaño. Mediante este estudio, se ha podido determinar con mayor detalle las dimensiones y la geometría de la zona sismogénica interplacas del golfo Dulce durante el interciclo sísmico, i.e. entre grandes terremotos. Esto permite a su vez una primera comparación con las características de los otros segmentos interplaca del margen costarricense, que han sido más ampliamente estudiados en el pasado. Además, se ha documentado también por primera vez con buena calidad, la ruptura sísmica de una falla en la placa del Coco bajo la zona sismogénica interplacas en esta parte del margen centroamericano. El estudio detallado de la sismicidad interplacas interciclo reviste especial importancia en esta zona de Costa Rica, porque arroja luz sobre esta fuente sísmica particular, que genera terremotos frecuentemente y donde el siguiente terremoto podría estar próximo a ocurrir.

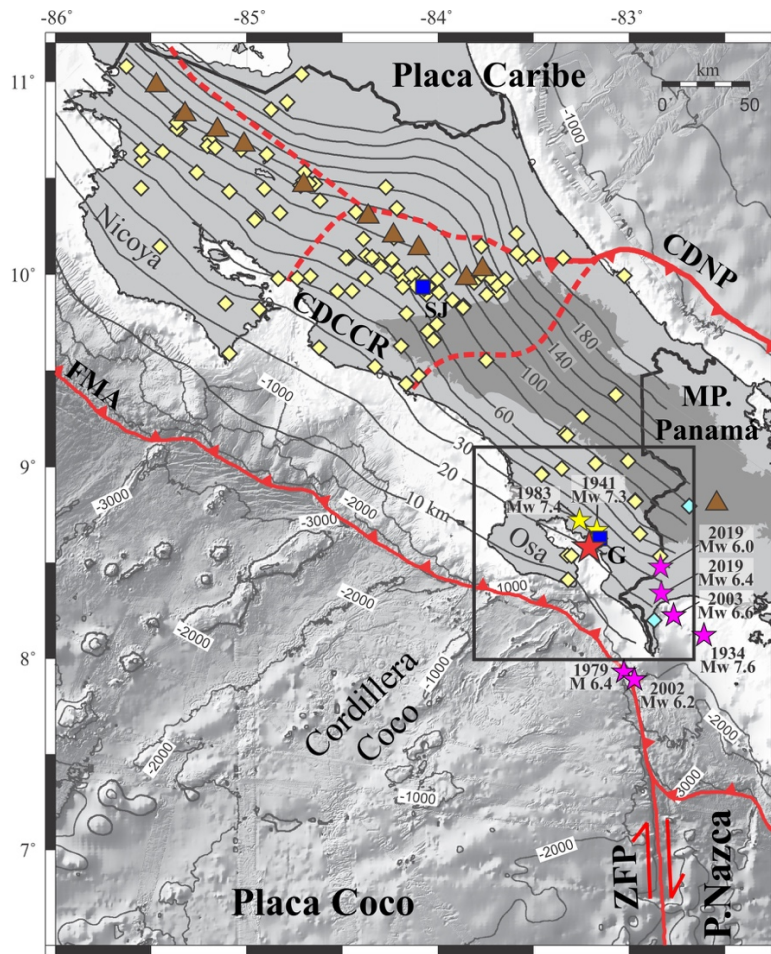


Figura 1. Marco tectónico de Costa Rica. Los elementos tectónicos rotulados son: Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR), Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), Fosa Mesoamericana (FMA) y Zona de Fractura de Panamá (ZFP). El recuadro denota el área mostrada en la Figura 2. Los rombos amarillos representan las estaciones de la RSN y los azul claro, las de la UPA y la red de Chiriquí. La estrella roja es el epicentro del sismo principal de la secuencia de Golfito del 2018 (Mw 6.1) y los cuadros azules las localidades de San José (SJ) y Golfito (G). Las líneas grises muestran los contornos del techo de losa de la placa del Coco de acuerdo con Lücke y Arroyo (2015). La región gris oscuro representa la cordillera de Talamanca con alturas mayores a 500 msnm y los números negativos en las áreas oceánicas la profundidad batimétrica.

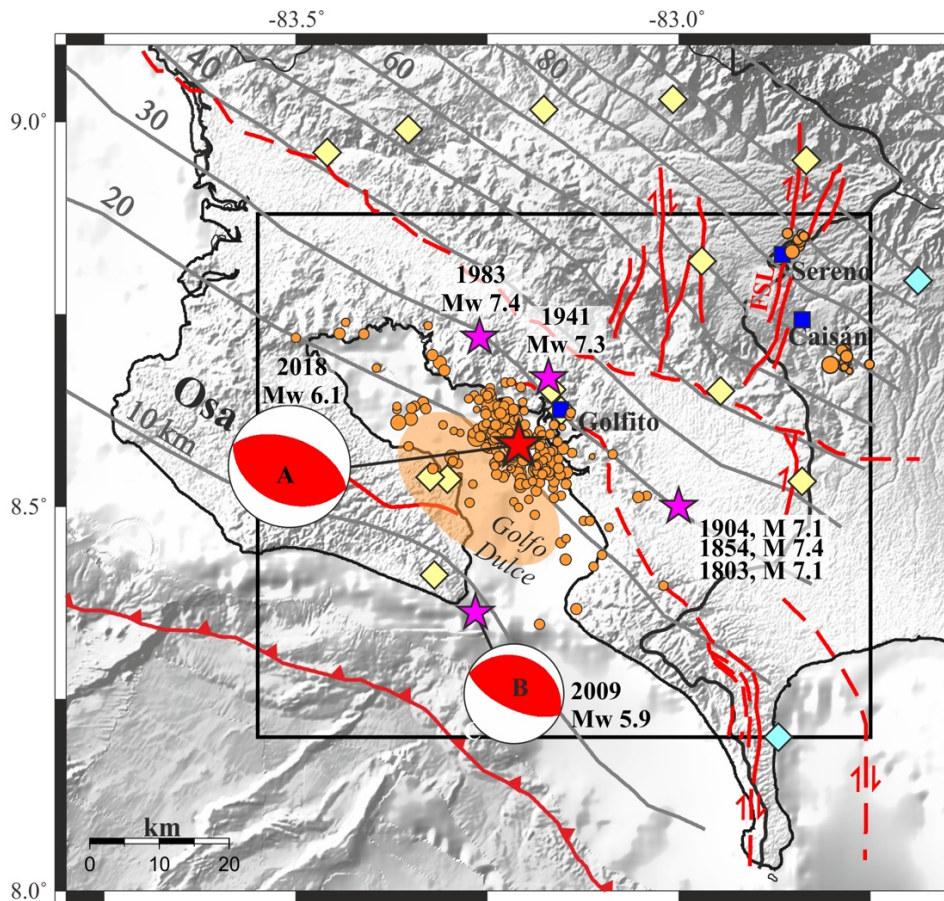


Figura 2. Secuencia sísmica de Golfito del 2018 (círculos anaranjados) y ubicación de los terremotos (magnitud > 7.0) desde inicios del siglo XIX (estrellas magenta). Las líneas rojas continuas representan las fallas corticales comprobadas y las líneas rojas discontinuas las fallas inferidas, de acuerdo con Denyer *et al.* (2003). La falla Sereno-Lucha es rotulada como FSL. Los tensores de momento identificados con letras corresponden con los de la Tabla 2. La sombra anaranjada es la zona de réplicas (no relocalizadas) en el catálogo de la RSN para el sismo del 2009. Las líneas grises muestran los contornos del techo de la placa del Coco de acuerdo con Lücke y Arroyo (2015). Los rombos amarillos representan las estaciones sismológicas de la RSN y los celestes las estaciones panameñas administradas por la UPA y la red de Chiriquí. El recuadro corresponde con el área mostrada en las Figuras 6 y 7.

CONTEXTO TECTÓNICO

El Sureste de Costa Rica se ubica en el extremo este de la fosa Mesoamericana (Figura 1), donde la placa del Coco se subduce bajo la microplaca de Panamá a una velocidad de convergencia de 80 mm/año (DeMets *et al.*, 2010). En este margen predomina la erosión por subducción desde el Mioceno Medio (Vannucchi *et al.*, 2001) y en él converge la cordillera oceánica del Coco probablemente desde el Pleistoceno Inferior (Vannucchi *et al.*, 2013) o el Plioceno Superior (Morell, 2015), aunque estudios previos han presentado propuestas que varían entre 5 y 0.5 Ma (e.g. Lonsdale y Klitgord, 1978; Kolarsky *et al.*, 1995; Collins *et al.*, 1995). La cordillera del Coco es una traza del punto caliente de las Galápagos con una edad de 15 Ma frente a la fosa (Werner *et al.*, 1999), que se yergue de 2 a 2.5 km sobre el suelo marino y que presenta una corteza engrosada de ~20 km de espesor (Walther, 2003; Sallarès *et al.*, 2003).

Aún es motivo de debate si la cordillera del Coco colisiona contra el istmo (LaFemina *et al.*, 2009), genera subducción plana o subplana (Kolarsky *et al.*, 1995), o bien se subduce con un alto ángulo

(Dzierma *et al.*, 2011; Lücke y Arroyo, 2015). La segunda configuración ha sido ampliamente citada para explicar el acortamiento del antearco, el levantamiento regional y la reducción y cese del volcanismo durante el Pleistoceno, que han sido descritos para esta región. En la tercera configuración, con base en el modelado simultáneo de datos gravimétricos y sísmológicos, Lücke y Arroyo (2015) proponen que bajo el Sureste de Costa Rica la placa del Coco se subduce con un ángulo inicial de $\sim 25^\circ$ bajo la península de Osa que incrementa a $\sim 45^\circ$ bajo el golfo Dulce y a $\sim 60^\circ$ bajo la cordillera de Talamanca (Figuras 1 y 2). Algunas reconstrucciones (Lonsdale, 2005; Morell, 2015) invocan eventos tectónicos adicionales para explicar la evolución del Sureste de Costa Rica.

Por su parte, la microplaca de Panamá está delimitada al este y al norte por cinturones de fallamiento inverso (Mann y Kolarsky, 1995), al oeste por una zona difusa de fallamiento denominada Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (Marshall *et al.*, 2000; Montero, 2001; Figura 1), y al sur por las placas del Coco y Nazca. Estas últimas, a su vez, limitan más hacia el sur en la ZFP, que corresponde con una serie de fallas transformantes de tipo dextral. Hacia el este de la ZFP, se ha propuesto que el límite entre las placas Nazca y Panamá es una subducción oblicua en el oeste de Panamá y de tipo transcurrente sinistral en la parte central de ese país (Kolarsky y Mann, 1995; Westbrook *et al.*, 1995). De acuerdo con Kobayashi *et al.* (2014), la microplaca de Panamá se mueve hacia el noreste como un bloque tectónico único, en respuesta a la colisión de la cordillera del Coco y a un redireccionamiento por colisión con el bloque norte de los Andes.

DATOS Y METODOLOGÍA

La mayor parte de los sismogramas usados en este trabajo provinieron de las estaciones sísmicas de la RSN (UCR e ICE), pero también se incorporaron estaciones del Observatorio Sísmológico y Vulcanológico de Costa Rica (OVSICORI) y de redes internacionales, como el Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), la Universidad de Panamá (UPA) y el Observatorio Sísmológico del Occidente de Panamá (OSOP), compartidas directamente o bien a través del consorcio IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology). Además, se usaron los datos de tres estaciones de la red temporal del proyecto GREAT, de la Universidad de Rutgers (EEUU) en colaboración con la UCR. La red sísmica actual de la RSN se compone de 158 estaciones administradas por la UCR (114 estaciones) y el ICE (44), que transmiten en tiempo real a la sede de la RSN en la UCR, en San José. De ellas, 37 estaciones son de banda ancha y 121 de periodo corto.

La detección y la localización automática de la secuencia de Golfito se llevó a cabo a través del sistema SeisComP3 (Gempa, 2019). Posteriormente, la lectura manual de fases sísmicas, la localización inicial y el cálculo de la M_w se realizaron con los programas Mulplt y Hyp (Lienert y Havskov, 1995), distribuidos en el paquete de software SeisAn (Ottemöller *et al.*, 2019). Para las lecturas se siguió un esquema de pesos dependiendo de la claridad de los arribos. Para la localización de sismos se utilizó un modelo de velocidades de la onda primaria (P) de siete capas basado en Matumoto *et al.* (1977) y una razón de velocidades (V_p/V_s) de 1.75.

La RSN detectó y localizó, como parte de sus operaciones rutinarias, 216 sismos entre agosto y noviembre del 2018, relacionados con la secuencia de Golfito. Estos eventos fueron registrados usando parámetros ajustados para la detección de sismos a nivel nacional, por lo que muchos microsismos no fueron reportados y su análisis ha quedado fuera de este estudio. De los 216 sismos inicialmente reconocidos como parte de la secuencia de Golfito, el evento principal y las

réplicas con mayor número de lecturas de la onda P fueron seleccionados y relocalizados con el programa de localización de diferencia doble HypoDD (Waldhauser, 2001). Este grupo incluye 144 sismos, 80% de los cuales fueron registrados por al menos 8 estaciones y presentan en su localización inicial un gap de cobertura de estaciones igual o menor a 180° . Además, se añadieron eventos con un gap entre 180° y 200° pero registrados por al menos una estación dentro de los primeros 10 km de distancia al epicentro, considerando que estos eventos aún tienen una buena calidad de registro. Así, se incluyó en el conjunto de datos la mayor cantidad posible de eventos de la secuencia sin detrimento en la calidad de la relocalización.

En comparación con los métodos de localización individual de un evento, el algoritmo de localización simultánea de HypoDD ofrece la ventaja de ubicar mejor cada evento con respecto de los otros, en el caso de que todos ocurran a lo largo de una misma estructura (Waldhauser y Ellsworth, 2000). Eso hace que esta técnica sea ideal para visualizar la geometría de una fuente sísmica. El programa HypoDD utiliza tiempos de arribo absolutos y diferenciales. Los tiempos de arribo absolutos fueron tomados directamente de los sismogramas. Los tiempos diferenciales se determinaron sustrayendo el tiempo de arribo entre pares de eventos que tuvieran una distancia menor a 10 km entre sí y que fueron registrados en estaciones comunes dentro de un radio de 200 km con respecto del conjunto de sismos de interés. En el catálogo de tiempos diferenciales así construido, cada evento está ligado con un mínimo de cinco eventos cercanos por al menos cinco pares de observaciones, lo que resultó en una separación promedio de 6 km entre eventos fuertemente ligados.

Para el análisis de la fuente sísmica del evento principal, se determinó el tensor de momento con el módulo de análisis scmtv de SeisComP3 (Gempa, 2019), comparando sismogramas sintéticos y observados en 20 estaciones de banda ancha de la RSN y del OVSICORI, el INETER y la UPA disponibles a través de IRIS. Adicionalmente, para el evento principal, así como para 15 eventos de M_w entre 4.1 y 5.9, se calculó el mecanismo focal mediante la determinación de la polaridad del primer arribo de la onda P usando el programa Focmec (Snoke, 1984).

Las intensidades en la escala Mercalli Modificada (IMM) fueron determinadas principalmente a partir de las respuestas de los ciudadanos en el módulo “¿Lo sentiste?” disponible en la página web y en la aplicación para teléfonos móviles de la RSN (Linkimer *et al.*, 2018). Con este módulo, la intensidad se calcula a partir de un cuestionario de 12 preguntas, basado en el que usa el Servicio Geológico de los Estados Unidos (Atkinson y Wald, 2007; Wald *et al.*, 2011), traducido al español y simplificado. En cada pregunta el usuario escoge entre una serie de opciones predeterminadas y con base en las respuestas se calcula la intensidad decimal comunitaria (Dengler y Dewey, 1998). La ubicación geográfica de cada usuario y el valor de intensidad son entonces usados para generar un mapa de intensidad promediado, en el cual se calculan los valores de intensidad en celdas cuadradas de 5 km de lado. Adicionalmente, se determinaron intensidades con base en los registros instrumentales de las estaciones sismológicas de la RSN por medio del software ShakeMap (Wald *et al.*, 2003), que utiliza modelos de predicción del movimiento de suelo (Zhao *et al.*, 2006) y de intensidad (Wald *et al.*, 1999). Con base en la sobreposición de los datos instrumentales y los determinados con las observaciones de los usuarios, se construyó un mapa final de isosistas.

Finalmente, el sismograma del sismo principal (M_w 5.9) de marzo del 2009 fue extraído del catálogo sísmico de la RSN y revisado manualmente para determinar los arribos de las fases sísmicas usando el programa Mulplt. Luego, el sismo fue relocalizado con el programa Hyp, siguiendo el mismo procedimiento mencionado anteriormente para los sismos del 2018.

RESULTADOS

1. INTENSIDADES

La secuencia de Golfito inició el 17 de agosto del 2018 a las 23:22 UTC (17:22 hora local) con un sismo de Mw 6.1 ubicado 10 km al suroeste de la ciudad costera de Golfito y a 23 km de profundidad bajo el golfo Dulce (Figura 2, Tabla 1). El sismo principal de la secuencia fue sentido en casi todo Costa Rica y en el oeste de Panamá, sin provocar víctimas ni daños estructurales. Con base en los reportes recabados a través del procedimiento explicado en la metodología, se determinó la IMM en 165 puntos geográficos con los cuales se construyó un mapa de isosistas (Figura 3).

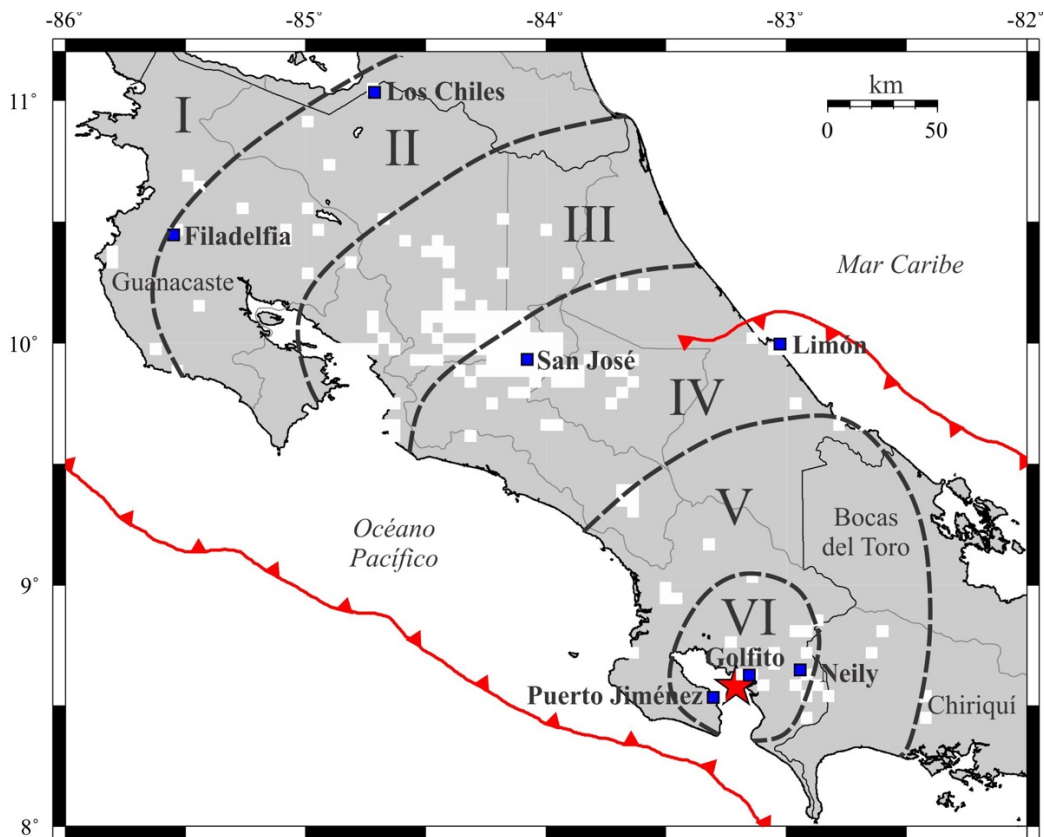


Figura 3. Mapa de isosistas para el sismo principal de la secuencia de Golfito, del 17 de agosto del 2018 (Mw 6.1). Los cuadros blancos representan localidades en las cuales se estimó la intensidad y los cuadros azules, las mencionadas en el texto.

La IMM de VI fue percibida en un radio de aproximadamente 30 km alrededor del epicentro, incluyendo Golfito y Ciudad Neily, en donde hubo reportes de caída de objetos en casas y supermercados. La IMM de V alcanzó distancias de hasta 130 km del epicentro, incluyendo el Caribe Sur de Costa Rica y la provincia de Bocas del Toro en Panamá (Figura 3). La intensidad de IV fue observada a distancias de hasta 190 km del epicentro, lo cual incluye la ciudad de Limón

y el Área Metropolitana de San José, que es la zona más densamente poblada de Costa Rica. En esta región, el sismo provocó alarma en la población y muchas personas evacuaron edificios. Las localidades más distantes de las que se tienen reportes del sismo fueron Los Chiles y Filadelfia, a 320 y 330 km del epicentro, respectivamente. En estas localidades fue sentido con una intensidad de II-III (Figura 3).

Además, se pudo documentar que 18 réplicas fueron sentidas cerca del epicentro entre agosto y noviembre del 2018. El 9 de noviembre, un sismo de Mw 5.9 también alcanzó intensidades de VI en Golfito y fue sentido asimismo en el centro y el Caribe de Costa Rica y en las provincias de Chiriquí y Bocas del Toro en Panamá.

2. LOCALIZACIÓN Y FUENTE SÍSMICA

El RMS menor de la localización inicial del sismo principal del 2018 determinado con el programa Hyp, fue de 0.49 s usando 132 estaciones para un hipocentro ubicado a 21.3 km de profundidad. La mejor solución usando hypoDD ubica el hipocentro a 23 km, y esta profundidad es escogida en este trabajo como como la solución final (Tabla 1), por considerarse que las localizaciones con hypoDD son las mejores para esta secuencia.

El mejor ajuste obtenido para el cálculo del tensor de momento del sismo principal fue del 85%, para una profundidad de 20 km y con un porcentaje de doble par de fuerzas del 82%. La solución obtenida describe una falla inversa (rake 88°), con un plano nodal con azimut 286° inclinado 37° al noreste (Tabla 2, Figuras 2 y 4). Este resultado es similar al del catálogo del Centroid Moment Tensor Project (CMT), que presenta un plano nodal de tipo inverso (rake 90°) y azimut 299° inclinado 40° al noreste (Tabla 2 y Figura 4; Ekström *et al.*, 2012; Global CMT Catalog, 2019). También es consistente con el resultado del National Earthquake Information Center (NEIC-USGS), con un plano nodal de tipo inverso (rake 101°) y azimut 305° inclinado 38° al noreste, para el que se obtuvo un porcentaje de doble par de fuerzas del 86% (Tabla 2 y Figura 4; NEIC Catalog, 2019).

El mecanismo focal del sismo principal fue calculado usando 82 polaridades del primer arribo de la onda P (Figura 4). La búsqueda de planos nodales fue realizada cada dos grados, de forma que estos planos permitieran separar totalmente los grupos de observaciones de compresión y dilatación. Gracias a la alta cantidad de observaciones de polaridades y a un gap en la cobertura azimutal de 121°, la solución obtenida para los planos nodales que se inclinan al noreste se restringe a un pequeño rango de azimuts entre 290 y 296°. Todas las 10 soluciones posibles obtenidas (Figura 4) son de tipo inverso (rake de 80 a 90°), pero se seleccionó la media como la solución final, que corresponde con una falla inversa pura (Tabla 3, número 1). Esta solución posee un plano nodal inverso (rake 90°) con azimut 291° y 52° de inclinación hacia el noreste. El mecanismo tiene ejes P y T con orientación 21°/7° y 201°/83°, respectivamente (Tabla 3, número 1). La solución obtenida es similar a la del tensor de momento, pero con un buzamiento 15° mayor (Tabla 2 y Figura 4).

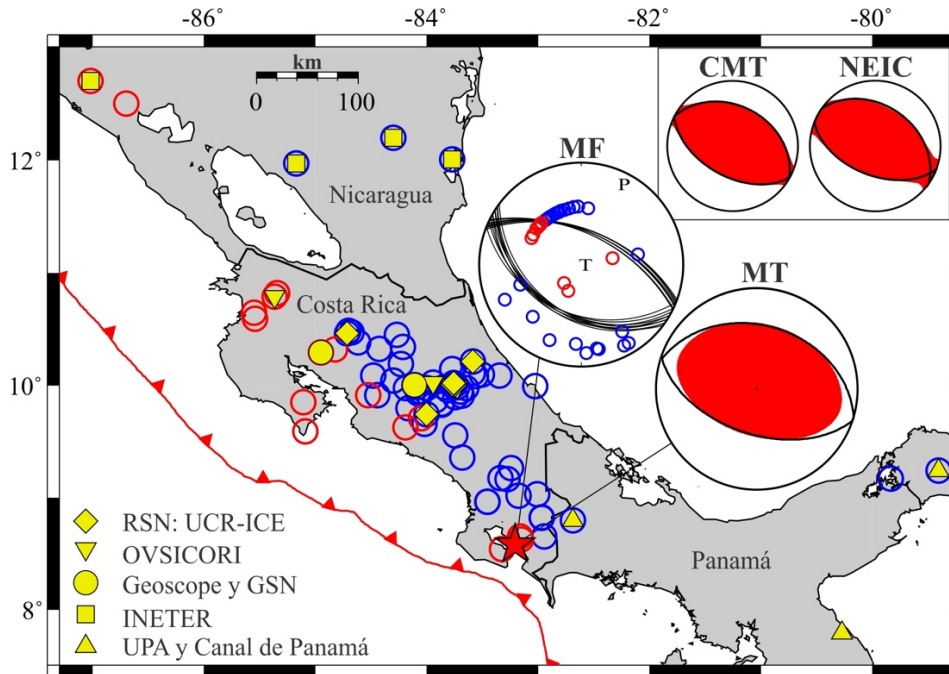


Figura 4. Solución del mecanismo de la fuente para el terremoto de Golfito del 2018. El tensor de momento (TM) fue determinado con base en 20 estaciones (símbolos amarillos) ubicadas en Costa Rica, Panamá y Nicaragua. El mecanismo focal (MF) fue calculado a partir del primer arribo en 82 estaciones sismológicas. Los círculos rojos denotan estaciones en donde el primero arribo de la onda P fue compresivo y los círculos azules las estaciones en las que fue de dilatación. Las letras P y T en el mecanismo focal representan los ejes de compresión y tensión, respectivamente. Se presentan en la esquina superior derecha, la solución del tensor de momento de acuerdo con el catálogo del CMT y el NEIC-USGS.

Todas las profundidades obtenidas para el hipocentro del evento principal con las diferentes técnicas aquí presentadas se encuentran en el rango de 20 a 25.5 km (Tablas 1 y 2). Con el fin de evaluar su estabilidad, el cálculo del mecanismo focal se efectuó a diversas profundidades, variando cada kilómetro el hipocentro en el rango de 18 a 26 km, en que la localización inicial presentó RMS mínimos (~ 0.5 s con 132 estaciones). Para cada profundidad en este rango se obtuvo un mecanismo focal de falla inversa, confirmando la estabilidad de la solución.

Adicionalmente, se calculó el mecanismo focal de 15 sismos más (Tabla 3), de M_w entre 4.1 y 5.9. Debido a la limitación de estaciones de banda ancha que registraron estos sismos de menor tamaño, el tensor de momento no pudo ser determinado por lo que solamente se presentan los resultados basados en la polaridad del primer arribo, siguiendo el procesamiento empleado para el evento principal. Todos los mecanismos focales obtenidos para la zona del golfo Dulce corresponden con fallas inversas, o con fallas inversas con una pequeña componente de rumbo. Fuera de la zona sismogénica, en la microplaca de Panamá, dos sismos ocurridos durante la secuencia de Golfito, cerca de las poblaciones de Río Sereno y Plaza de Caisán, fueron originados en fallas de desplazamiento de rumbo (Tabla 3 y Figuras 5 y 6, números 5 y 13).

Tabla 1: Características del sismo principal determinadas en este estudio.

Fecha y hora UTC	17 de agosto del 2018, 23:22:23
Fecha y hora local	17 de agosto del 2018, 17:22:23
Latitud	8.580
Longitud	-83.209
Profundidad (km)	23.0
Magnitud momento (M_w)	6.1

Tabla 2: Plano nodal seleccionado para la solución del tensor de momento de los eventos principales del 2018 y del 2009

I.	Fecha	Fuente	Mw	Prof. (km)	Azimuth	Buz.	Rake
A	17-08-2018	Este estudio	6.0	20.0	286	37	88
-	17-08-2018	Global CMT Catalog	6.1	22.4	299	40	90
-	17-08-2018	NEIC-USGS	6.1	25.5	305	38	101
B	11-03-2009	Global CMT Catalog y NEIC-USGS	5.9	18.8	291	25	86

Buz. Buzamiento, I. Identificador en figura 2. Prof. Profundidad del cálculo del tensor de momento.

Tabla 3: Plano nodal seleccionado para la solución del mecanismo focal del evento principal (en negrita) y los sismos más importantes del 2018.

Núm.	Fecha Día-Mes	Hora (UTC)	Mw	Origen	Pol.	Plano nodal			Eje P		Eje T	
						Azi.	Buz.	Rake	Azi.	Buz.	Azi.	Buz.
1	17-08	23:22	6.1	ZSI	82	291.0	52.0	90.0	21.0	7.0	201.0	83.0
2	17-08	23:49	5.1	ZSI	50	287.8	53.1	85.0	21.4	8.0	174.5	81.1
3	18-08	2:53	4.1	ZSI	27	301.7	50.0	90.0	31.7	5.0	211.7	85.0
4	18-08	3:05	4.3	ZSI	22	278.9	34.2	82.9	194.0	11.0	34.6	78.3
5	18-08	18:18	4.6	FMP	30	31.5	87.9	-155.1	258.8	18.9	163.3	15.8
6	21-08	3:42	4.8	ZSI	17	315.2	50.0	87.4	47.1	5.0	205.1	84.6
7	22-08	10:28	4.9	ZSI	30	295.7	52.0	90.0	25.7	7.0	205.7	83.0
8	29-08	21:33	5.7	ZSI	53	293.1	52.3	81.1	29.4	6.9	163.7	80.1
9	30-08	8:02	5.4	ZSI	67	276.6	42.0	87.0	188.7	3.0	42.5	86.4
10	14-09	1:32	4.1	ZSI	19	285.7	38.2	83.5	200.3	7.0	50.4	81.9
11	14-09	1:35	5.3	ZSI	50	270.0	40.2	83.8	184.4	5.0	43.4	83.6
12	20-10	15:37	4.3	ZSI	21	308.2	48.5	100.7	30.6	3.0	280.4	81.5
13	22-10	1:28	5.6	FMP	75	183.8	74.2	-142.8	48.9	37.2	309.1	12.7
14	9-11	9:20	5.9	FPC	85	132.1	40.3	107.2	30.0	5.9	147.7	77.5
15	9-11	9:30	4.0	FPC	20	131.3	42.6	101.9	33.0	3.0	143.2	81.5
16	12-11	10:47	4.6	FPC	24	304.9	64.1	85.6	38.2	19.0	205.4	70.6

Azi. Azimuth, Buz. Buzamiento, Núm. Número en Figura 6. Pol. Número de polaridades, FMP Fallamiento Microplaca de Panamá, FPC Fallamiento en placa del Coco, ZSI Zona sísmogénica interplacas.

Para el sismo principal del 2009 se usó la solución del Global CMT Catalog y del NEIC-USGS, ya que no había suficientes datos locales disponibles para elaborar el tensor de momento o el mecanismo focal. La fuente de este sismo también corresponde con un plano nodal inverso que se inclina 25° hacia el noreste (Figura 2 y Tabla 2, letra B).

3. EVOLUCIÓN DE LA SECUENCIA SÍSMICA DEL 2018

La secuencia de Golfito descrita en este estudio consta de 216 eventos con M_w de entre 2.0 y 6.1, detectados por la RSN entre el 17 de agosto y el 30 de noviembre del 2018, momento en que la actividad en el golfo Dulce y alrededores decreció hasta alcanzar de nuevo la sísmicidad previa (<

5 sismos por mes). En total, se registraron 21 réplicas con magnitudes superiores a Mw 4.0, seis de las cuales superaron la Mw 5.0.

Para su descripción, se dividió el tiempo de la secuencia en seis periodos que corresponden con concentraciones espaciales de la sismicidad en diferentes zonas del golfo Dulce (Figuras 5 y 6, letras A-F). Entre el 17 y el 28 de agosto, la actividad sísmica se concentró alrededor del evento principal, con epicentros distribuidos en una franja noroeste-sureste, principalmente en el centro del golfo Dulce, y con profundidades de 12 a 25 km (Figuras 5 y 6A). Algunos sismos ocurrieron también a ~10 km de profundidad en el extremo sureste del golfo. Durante este periodo ocurrieron una réplica de Mw 5.1 con mecanismo de tipo inverso (17 agosto, 23:49 UTC; Tabla 3, número 2) y una de Mw 5.3 (19 agosto, 2:20 UTC), para la que no fue posible determinar el mecanismo. Además, ocurrieron nueve réplicas con Mw entre 4.0 y 4.9; para cuatro de ellas se pudo calcular un mecanismo inverso (Tabla 3, números 3, 4, 6 y 7 y Figura 6A). Durante estos días, entre el 18 y el 30 de agosto, también ocurrió un agrupamiento de sismos fuera del golfo Dulce, que se describe en la siguiente sección.

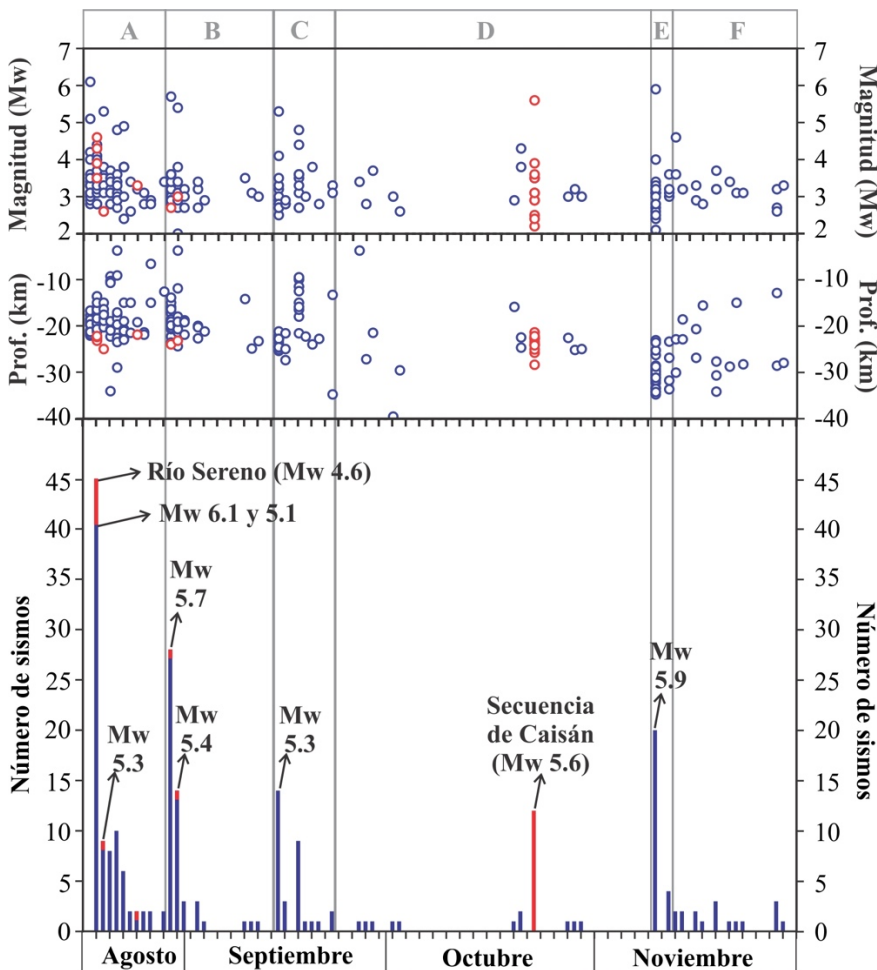


Figura 5. Número de sismos localizados por la RSN durante la secuencia de Golfito del 2018 y su distribución por magnitud y profundidad. El rótulo de los rangos temporales en la parte superior corresponde con el de la Figura 6. Los colores azul y rojo se usan para denotar los sismos en la zona de subducción y en la placa superior, respectivamente.

Entre el 29 de agosto y el 13 de septiembre, la actividad se concentró hacia el este del evento principal, a profundidades de 15 a 25 km y con la mayoría de los epicentros inmediatamente al este del evento principal (Figura 6B). Otras dos réplicas de magnitud superior a 5 ocurrieron en estos días: una de Mw 5.7 el 29 agosto (21:33 UTC; Tabla 3, número 8) y otra de Mw 5.4 el 30 de agosto (8:02 UTC; Tabla 3, número 9), ambas a ~5 km al sureste del evento principal, a 21-22 km de profundidad y con mecanismo inverso.

La sismicidad disminuyó abruptamente después del 3 de septiembre, para resurgir el 14 de septiembre, cuando una réplica de Mw 5.3 y mecanismo inverso (1:35 UTC; Tabla 3, número 11) ocurrió 7 km al noroeste del evento principal. Una réplica de Mw 4.1 y con mecanismo también inverso (Tabla 3, número 10) y varias réplicas menores más se produjeron alrededor de ella durante los siguientes cuatro días, con profundidades entre 20 y 26 km (Figuras 5 y 6C). El 17 de septiembre un conjunto de sismos ocurrió 15 km al oeste del sismo principal, a profundidades de 15 a 18 km. Entre ellos, hubo dos réplicas con Mw 4.4 y 4.8.

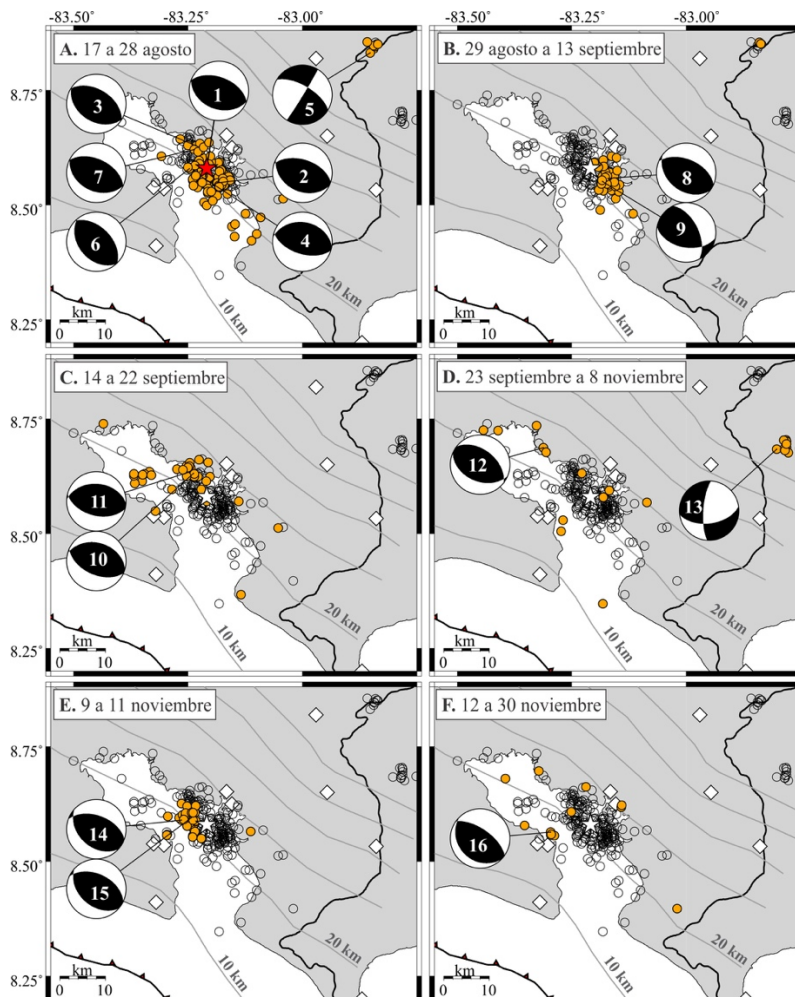


Figura 6. Evolución temporal de 216 sismos localizados con el programa Hyp, divididos en seis periodos. Los epicentros de los sismos ocurridos en cada periodo se resaltan como círculos anaranjados. La estrella es el sismo principal del 2018 y las estaciones sismológicas los rombos blancos. Los mecanismos focales se enumeran de acuerdo con la Tabla 3. Las líneas grises muestran los contornos del techo de la placa del Coco (Lücke y Arroyo, 2015).

Del 23 de septiembre hasta el 8 de noviembre decayó la sismicidad nuevamente, limitándose a pocos eventos aislados, sobre todo a lo largo de toda la costa noreste del golfo Dulce, a profundidades de 23 a 28 km (Figuras 5 y 6D). El evento mayor de este periodo fue de Mw 4.3, a 26 km de profundidad y 16 km al noroeste del sismo principal, con un mecanismo inverso (Tabla 3, número 12). El 22 de octubre se presentó otra secuencia de sismos fuera del golfo Dulce, descrita en la siguiente sección.

Luego del periodo de baja sismicidad, el 9 de noviembre ocurrió un sismo de Mw 5.9 (9:20 UTC) con epicentro 6 km al oeste del sismo principal. Su foco a 28 km de profundidad implica que se generó dentro de la placa del Coco; su mecanismo es de tipo inverso (Tabla 3, número 14). Otros 29 eventos con profundidades entre 28 y 31 km sucedieron entre el 9 y el 28 de noviembre, uno de Mw 4.0 con mecanismo inverso (Tabla 3, número 15) y el resto con magnitudes entre 2.5 y 3.7 (Figuras 5 y 6E).

En noviembre, entre los días 12 y 30, la sismicidad general disminuyó de nuevo. Ocurrieron sismos profundos (25-27 km) bajo la costa noreste del golfo Dulce, así como algunos eventos dispersos (Figuras 5 y 6F). En este periodo, hubo un pequeño grupo de sismos cerca de la costa noreste de la península de Osa. Estos incluyeron un sismo de Mw 4.6 y mecanismo inverso (Tabla 3, número 16) el 12 de noviembre (10:47 UTC), a 22 km de profundidad. Estos sismos también parecen haberse originado en la placa inferior, pero son muy pocos para un análisis detallado.

4. Sismicidad cerca del golfo Dulce durante la secuencia del 2018

Entre el 18 y el 30 de agosto se registraron 10 sismos con epicentros alineados con rumbo nornoreste-sursuroeste en las cercanías de Río Sereno, en Panamá, a unos 50 km del epicentro del sismo principal (Figuras 2 y 6A). La sismicidad ocurrió a profundidades de 20 a 25 km. El sismo más fuerte (Mw 4.6) tuvo lugar ~19 horas después del evento principal de Golfito, el día 18 de agosto (18:18 UTC), a una profundidad de 23 km. Su mecanismo focal es de tipo transcurrente, con un plano nodal dextral de rumbo N31°E casi vertical (Figura 6A; Tabla 3, número 5).

Además, el 22 de octubre se registraron 12 sismos en las cercanías de Plaza de Caisán, Panamá, a 47 km del sismo principal (Figuras 2 y 6D). Las profundidades variaron entre 21 y 28 km. El evento principal de esta concentración ocurrió a las 1:28 UTC y tuvo una Mw 5.6. Su mecanismo focal es de tipo transcurrente, con un plano nodal dextral de rumbo N4°E buzando 74° al oeste (Figura 2; Tabla 3, número 13).

Estos sismos se asocian con un conspicuo sistema de fallamiento de rumbo nornoreste-sursuroeste de carácter transcurrente dextral que ha sido reconocido en la microplaca de Panamá, a lo largo de una franja de unos 30 km de ancho entre Costa Rica y Panamá (Arroyo, 2001; Denyer *et al.* 2003; Morell *et al.*, 2008; Figura 2). Esta zona de deformación coincide con la proyección en el istmo de la ZFP, por lo que se ha sugerido que podría tratarse de un desgarre de la placa superior en respuesta a la acción conjunta de la subducción de la cordillera del Coco y el movimiento de la ZFP (Arroyo, 2001; Morell *et al.*, 2008). Debido al mecanismo transcurrente dextral del sismo mayor de Río Sereno y a la localización de epicentros sobre su traza (Figura 2), se propone aquí que esa sismicidad fue generada por la falla Sereno-Lucha, descrita anteriormente por Arroyo (2001) y Denyer *et al.* (2003). Mientras tanto, en los alrededores de Caisán aún no ha sido reconocida ninguna falla específica.

La sismicidad de todas las magnitudes en el arco magmático del oeste de Panamá es mucho menos

abundante que en el extremo sureste de Costa Rica. Desde la década de los 90, la RSN ha tenido estaciones sísmicas cerca de la frontera con Panamá por lo que los sismos de magnitud superior a 4 en el oeste de Panamá han sido detectados. En el catálogo RSN, entre 1991, año de inicio de registros digitales en Costa Rica, y el 2020 existen solamente 13 eventos con magnitudes superiores a 4.5 (máxima M_w 5.8) y profundidades inferiores a 30 km en una franja de 50 km de ancho desde la frontera con Costa Rica, en el sector occidental de la cordillera Central de Panamá, en cuya vertiente sur sucedieron los sismos de Río Sereno y Plaza de Caisán. Las secuencias sísmicas en esa área no son un fenómeno nuevo pero sí poco frecuente durante la historia de la RSN.

5. Secuencia sísmica del 2009

Previo a la secuencia de Golfito del 2018, el sismo más relevante en el golfo Dulce sucedió el 11 de marzo del 2009 (Figura 2). Entre ese día y el 19 de marzo fueron detectados 56 sismos con M_w entre 3.2 y 5.9. El sismo principal, de M_w 5.9, ocurrió el 11 de marzo a las 17:24 UTC. Las localizaciones rutinarias de la RSN muestran una distribución relativamente dispersa de la sismicidad, abarcando todo el sector suroeste del golfo Dulce (Figura 2).

No fue posible realizar un cuidadoso análisis de toda la sismicidad del 2009, debido a la escasa cobertura de estaciones de ese momento, excepto para el evento principal. En ese caso, la disponibilidad de observaciones adicionales de estaciones en Panamá permitió relocalizarlo. El gap en la cobertura azimutal es relativamente alto (250°) pero cuenta con una estación cercana, a 19 km del epicentro, lo que permitió mejorar la calidad de relocalización. El sismo revisado se ubicó frente al extremo sureste de la península de Osa, a 10 km de profundidad (Figura 2). La solución del tensor de momento para este evento, provista por el NEIC-USGS y el Global CMT Catalog, es de tipo inverso con un plano nodal inclinado 25° hacia el noreste (Figura 2 y Tabla 2, letra B).

DISCUSIÓN

De acuerdo con su distribución geográfica y en profundidad, así como el análisis de las fuentes sísmicas, la mayor parte de la sismicidad entre agosto y noviembre del 2018 fue generada en la zona sismogénica entre las placas del Coco y Panamá, en el Pacífico Sureste de Costa Rica (Figura 7). Esta sismicidad ocurrió como un agrupamiento de sismos buzando 35° hacia el noreste, entre los 12 y 27 km de profundidad (Figura 7B). El cálculo del tensor de momento del sismo principal describe una falla inversa (rake 88°) con un plano nodal inclinado 37° al noreste, lo cual es consistente con los mecanismos focales determinados para el sismo principal y para 10 réplicas (Tabla 3). Asimismo, la localización y el tensor de momento del sismo de marzo del 2009 también lo colocan dentro de la zona sismogénica interplacas, pero a nivel más somero (Figura 7B). Esta distribución de la sismicidad se ubica 10 km por encima del modelo Slab2 de Hayes *et al.* (2018) pero concuerda con el modelo para el techo de la losa presentado por Lücke y Arroyo (2015) (Figura 7B).

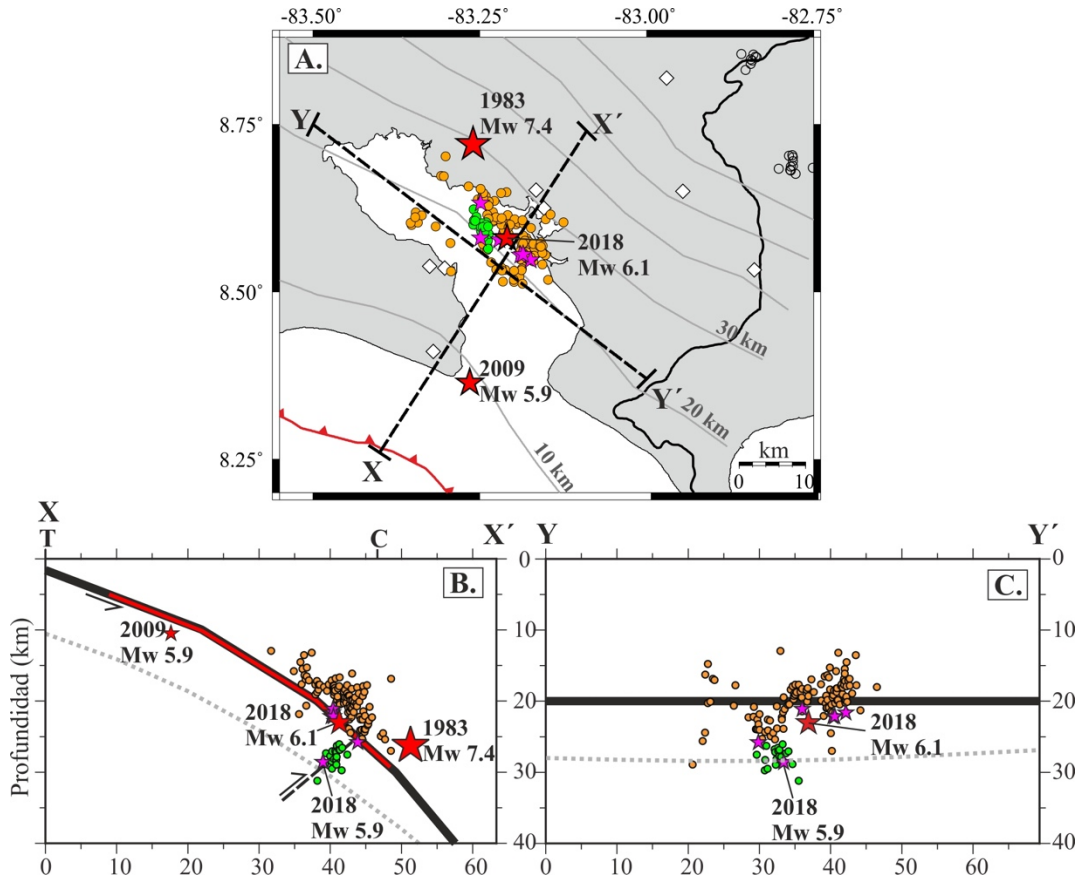


Figura 7. Sismicidad de la secuencia de Golfito del 2018 relocalizada con hypoDD. Las estrellas magenta representan los sismos de $M_w \geq 5$. A. Mapa de 144 epicentros relocalizados. En verde se resaltan los eventos ocurridos del 9 al 28 de noviembre en una falla inversa dentro de la placa del Coco. Los círculos abiertos son los sismos en la placa superior y las líneas grises los contornos del techo de la placa del Coco (Lücke y Arroyo, 2015). Los perfiles X-X' y Y-Y' mostrados en las partes B y C, respectivamente, incluyen los hipocentros localizados a 15 km a ambos lados del eje de cada perfil. B. Perfil X-X'. La línea roja representa la zona sismogénica interplacas propuesta en este estudio. La línea negra denota el techo de la losa de acuerdo con Lücke y Arroyo (2015) y la línea gris punteada de acuerdo con el modelo Slab2 de Hayes *et al.* (2018). Las letras T y C marcan la posición de la trinchera y de la costa noreste del golfo Dulce, respectivamente. C. Perfil Y-Y'. La línea negra muestra el techo de la losa de acuerdo con Lücke y Arroyo (2015) y la línea gris punteada de acuerdo con Hayes *et al.* (2018).

Además de la sismicidad originada en la zona sismogénica interplacas, entre agosto y noviembre del 2018 también ocurrieron tres sismos relevantes con M_w de 4.6 a 5.9 en otras fuentes sísmicas cercanas. El sismo de M_w 5.9 ocurrido el 9 de noviembre y varios eventos entre esa fecha y el 28 de noviembre se originaron en una falla dentro de la corteza de la placa del Coco (Figura 7, círculos verdes). Los hipocentros se generaron a lo largo de un segmento de ~ 7 km que coincide con el plano nodal de los mecanismos focales (Figura 6, Tabla 3, números 14 y 15) calculados para estos sismos, y que indican una falla de tipo inverso, con rumbo $N48^\circ W$ y un buzamiento de $\sim 40^\circ$ hacia el suroeste (Figura 7). Esta es la primera vez que se ha documentado en detalle este tipo de actividad sísmica debajo de la zona sismogénica en el Sureste de Costa Rica y con mecanismo focal asociado. La sismicidad dentro de la placa del Coco también se ha observado en el segmento Pacífico Central, tanto durante el periodo interciclo (Dinc *et al.*, 2010) como durante secuencias sísmicas, tales como el terremoto de Quepos 1999 (M_w 6.9, DeShon *et al.*, 2003) y el sismo de Osa 2002 (M_w 6.4, Arroyo *et al.*, 2014b). Estos sismos podrían originarse en

fallas de doblamiento de la placa del Coco al subducirse, que sufren esfuerzos compresivos en profundidad al ir avanzando la subducción.

A lo largo del margen Pacífico costarricense se han reconocido tres segmentos con marcadas diferencias batimétricas en la placa del Coco (Figura 8; von Huene *et al.*, 2000). En el segmento del Pacífico Noroeste, frente a la península de Nicoya, el relieve de la placa del Coco es relativamente suave. Se ha sugerido que esto favorece una mayor zona de contacto entre las placas (Protti *et al.*, 1994), lo que propicia sismos con magnitudes superiores a 7.5; más recientemente, el terremoto de Sámara (Mw 7.6) en el 2012 (Protti *et al.*, 2014). En el segmento del Pacífico Central, el suelo marino de la placa del Coco está ocupado en un 40% por montes y mesetas submarinos (Figura 8), originados en el punto caliente de Galápagos, al igual que la cordillera del Coco (Werner *et al.*, 1999). Al subducirse, estos montes submarinos podrían actuar como asperezas, limitando el tamaño de la ruptura de los sismos (Bilek *et al.*, 2003). Históricamente, en ese segmento se han registrado magnitudes máximas de 7 (p.ej. Protti *et al.*, 1995); el último terremoto en esta zona sucedió en 1999 con Mw 6.9 (Bilek *et al.*, 2003).

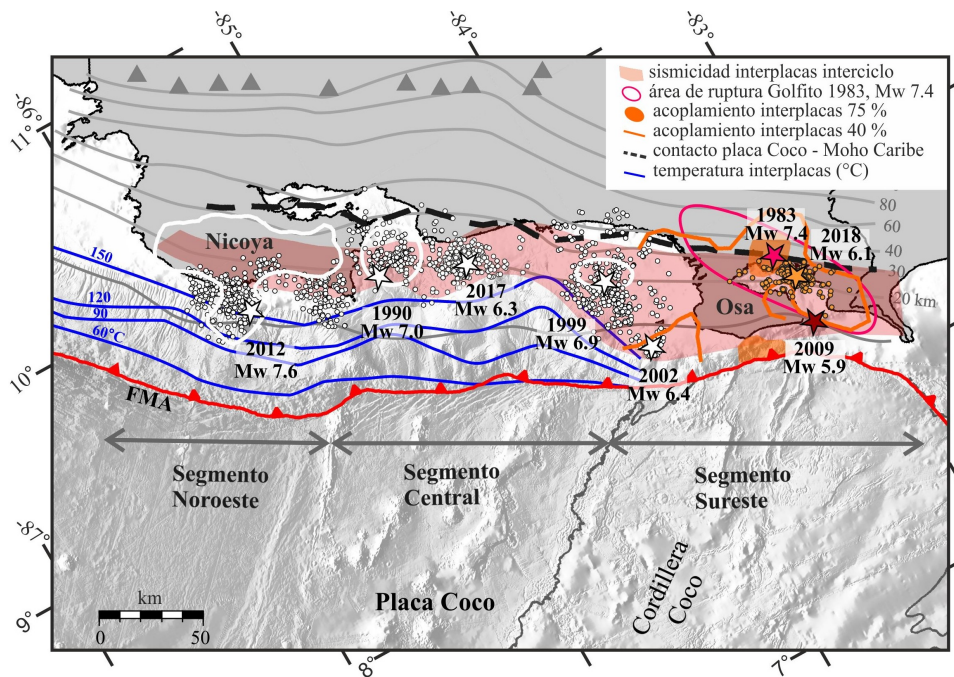


Figura 8. Sismicidad interplacas interciclo (franja rosada) y ruptura de grandes terremotos en el segmento Pacífico Sureste y comparación con los segmentos Noroeste y Central, en el margen convergente de Costa Rica. La sismicidad interciclo fue determinada con base en registros de la RSN y otros estudios con redes temporales de tierra y fondo marino (Husen *et al.*, 2002; DeShon *et al.*, 2003; DeShon *et al.*, 2006; Arroyo *et al.*, 2014a). Se muestra también, para los sismos principales de algunas de las secuencias ocurridas en los últimos 40 años en la zona interplacas, el área de ruptura según: deslizamiento cosísmico para Sámara 2012 (Liu *et al.*, 2015), imagen tomográfica de un monte submarino subducido para Cóbano 1990 (Husen *et al.*, 2002), e inversión de ondas de cuerpo para Quepos 1999 (Bilek *et al.*, 2003) y Golfito 1983 (Tajima y Kikuchi, 1995). Se muestran las réplicas para los sismos de Cóbano 1990 (DeShon *et al.*, 2003), Quepos 1999 y Osa 2002 (Arroyo *et al.*, 2014b), Sámara 2012 y Jacó 2017 (Red Sismológica Nacional de Costa Rica, 2017) y Golfito 2018 (este trabajo). Los contornos del techo de la placa del Coco fueron estimados por Lücke y Arroyo (2015), las temperaturas en la zona interplacas por Ranero *et al.* (2008), y el acoplamiento interplacas en el sureste de Costa Rica por Kobayashi *et al.* (2014). Los triángulos grises representan los volcanes activos. La cordillera del Coco se delinea según el contorno batimétrico de 2000 m de profundidad. FMA significa Fosa Mesoamericana.

En el segmento del Pacífico Sureste, donde ocurrió la secuencia sísmica de Golfito del 2018, el fondo oceánico está conformado por la cordillera del Coco (Figuras 1 y 8). En este segmento, el espesor de la corteza oceánica alcanza ~ 20 km frente a la península de Osa (Walther, 2003; Sallarès *et al.*, 2003), en contraste con el espesor de $\sim 5-7$ km (Sallarès *et al.*, 2001) frente a la península de Nicoya. La presencia de la cordillera del Coco podría causar un acoplamiento moderado, que ha generado sismos de magnitudes superiores a 7, el último de los cuales fue el terremoto de Golfito de 1983, con Mw 7.4 (Adamek *et al.*, 1987).

La zona sismogénica interplacas en el margen Pacífico costarricense (Figura 8) ha sido estudiada especialmente en los segmentos Noroeste y Central, a través de tomografías con sismos locales (DeShon *et al.*, 2006; Arroyo *et al.*, 2009), el análisis y la relocalización de secuencias sísmicas importantes (e.g. Husen *et al.*, 2002; DeShon *et al.*, 2003; Chaves *et al.*, 2017), modelado geodésico (Feng *et al.*, 2012; Kobayashi *et al.*, 2014; Protti *et al.*, 2014) y otros fenómenos sísmicos (Outerbridge *et al.*, 2010). En la transición entre los segmentos Central y Sureste existen solamente un estudio de una secuencia sísmica (Arroyo *et al.*, 2014b) y dos trabajos de sísmica activa (Bangs *et al.*, 2015; Martínez-Loriente *et al.*, 2019). Sin embargo, el segmento Sureste es aún el menos estudiado, debido principalmente a la relativa escasez de cobertura con estaciones sísmicas en el pasado y a la alta dificultad de acceso a la cordillera de Talamanca.

1. Límites de la sismicidad interciclo

Se ha señalado que la porción acoplada del límite de placas en las zonas de subducción ocurre generalmente en un área restringida, con límites superior e inferior (Byrne *et al.*, 1988; Vrolijk, 1990; Oleskevich *et al.*, 1999; Moore y Saffer, 2001; Moore *et al.*, 2007; Ranero *et al.*, 2008). En el margen costarricense, la sismicidad que sucede en la región interplacas en el periodo entre grandes terremotos ha sido captada y relocalizada con alta calidad gracias a la instalación de redes sísmicas temporales que han incluido estaciones de fondo marino en los segmentos Noroeste y Central (DeShon *et al.*, 2006; Arroyo *et al.*, 2014a). Además, esta sismicidad interplacas interciclo (en adelante denominada “sismicidad interciclo”) también ha podido ser registrada rutinariamente con mejor calidad gracias al aumento de cobertura con estaciones de la RSN en todo el país. Esos conjuntos de datos, junto con las secuencias sísmicas analizadas aquí, han permitido delinear en este estudio la franja rosada en la Figura 8, que representa la zona donde ocurre la sismicidad interciclo a lo largo del margen convergente costarricense.

Bajo los segmentos Noroeste y Central de la zona interplacas de Costa Rica, el límite superior de la sismicidad interciclo comienza a profundidades de ~ 15 km, a distancias de 50-70 km de la fosa (Arroyo *et al.*, 2014a; DeShon *et al.*, 2006), cuando las temperaturas en el plano interplacas superan los 120-150°C. Se ha propuesto que a temperaturas y profundidades mayores finalizan los procesos de liberación del agua contenida en la placa inferior, presente por la previa percolación a través de las fallas del levantamiento externo (Ranero *et al.*, 2008). Los fluidos liberados migran entonces hacia el talud continental a través de fracturas en la placa superior, permitiendo el incremento de fricción a lo largo de la zona de contacto interplacas (von Huene *et al.*, 2004).

Mientras que la sismicidad de la secuencia de Golfito del 2018 ocurrió entre los 12 y 27 km de profundidad, la relocalización de los sismos principales de la secuencia del 2009 los ubica en la entrada del golfo Dulce, a 10 km de profundidad. Dicho foco y la solución de tensor de momento permiten suponer que fueron generados en una sección más somera de la zona sismogénica interplacas. Esa sismicidad ocurrió a una profundidad similar a la de un sismo interplacas de Mw

6.4 ocurrido en el 2002 al oeste de la península de Osa (Figura 8; Arroyo *et al.*, 2014b). Así, en el segmento Sureste el límite superior de la sismicidad interciclo se encuentra a profundidades de ~5 km, a 15-20 km de la fosa. Este inicio a profundidades menores que el resto del margen puede deberse a que la presencia de la corteza oceánica más caliente y boyante de la cordillera del Coco acelera los mencionados procesos sismogénicos, que ocurren entonces a profundidades menores que las típicas (Ranero *et al.*, 2007; Arroyo *et al.*, 2014b).

Por su parte, el límite inferior de la sismicidad interciclo ocurre a profundidades de ~25-30 km en los segmentos Noroeste y Central (DeShon *et al.* 2006; Arroyo *et al.* 2014a, 2014b). Se ha propuesto que la sección del límite interplaca a lo largo de la cual sucede el deslizamiento sísmico se extiende en profundidad hasta la transición al régimen dúctil (Tichelaar y Ruff, 1993; Hyndman *et al.*, 1997) o bien hasta la intersección del techo de la placa con una cuña mantélica hidratada en la placa superior (Oleskevich *et al.*, 1999). De acuerdo con el modelo de densidades de Lücke (2014), la intersección entre el techo de la placa que se subduce y el Moho de la placa cabalgante (Figura 8, línea discontinua negra) sucede a ~35 km de profundidad bajo el Pacífico Noroeste y a ~30 km bajo el Pacífico Central y Sureste. Esto, aunado a las bajas temperaturas inferidas para esas profundidades (Harris *et al.*, 2010) y a la evidencia tomográfica de serpentinización en la cuña mantélica (Husen *et al.*, 2003; DeShon *et al.*, 2006; Arroyo *et al.*, 2009), sugiere que el límite inferior de la sismicidad interciclo podría estar asociado principalmente con la presencia de una cuña mantélica hidratada (Arroyo *et al.*, 2014a). La subducción de la cordillera del Coco en el segmento Sureste no parece afectar la ubicación del límite inferior de la sismicidad interciclo.

2. Ruptura de grandes terremotos ($M > 7$)

Considerando que los límites superior e inferior de la sismicidad interciclo ocurren a ~5 y 30 km, respectivamente, en este trabajo se propone entonces que la zona sismogénica interplacas en el Sureste de Costa Rica mide ~160 km a lo largo de la trinchera y tiene ~45 km de ancho (Figuras 7 y 8). Las secuencias de Golfito del 2009 y 2018 permiten inferir una inclinación de 35° para esta zona bajo el Golfo Dulce, en concordancia con los resultados generales del tensor de momento y mecanismos focales, que muestran planos buzando 25-53° hacia el noreste. La ruptura total de una zona con esas dimensiones podría ocasionar un terremoto de $M_w \sim 8.0$, de acuerdo con las relaciones escalares de Ye *et al.* (2016).

Hasta la fecha, no hay evidencia histórica o instrumental de terremotos de tal magnitud, ya que los mayores sismos registrados en el Sureste de Costa Rica han tenido M_w de 7.0-7.4, en 1803, 1854, ¿1879?, 1904, 1941 y 1983 (Gutenberg y Richter, 1954; Montero, 1986; Adamek *et al.*, 1987; Pacheco y Sykes, 1992; Bilek *et al.*, 2003; Peraldo *et al.*, 2006; Figura 2). No obstante, la ruptura de terremotos más grandes, como Tohoku (Japón) en el 2011 (M_w 9.1), puede extenderse hasta la parte más somera del contacto entre placas e inclusive hasta la trinchera (Lay y Bilek, 2007). Justamente, Vannucchi *et al.* (2017) documentaron evidencia de deslizamiento cosísmico hasta la trinchera en el registro geológico de perforaciones en altamar al suroeste de la península de Osa. Estas observaciones contrastan con hipótesis previas en las que la abundancia de fluidos y la deformación plástica de sedimentos (e.g. Moore y Saffer, 2001; Moore *et al.*, 2007; Ranero *et al.*, 2008) impiden el comportamiento sísmico en las partes más someras del límite interplacas.

Las secuencias de Golfito del 2009 y 2018 ocurrieron dentro de la zona la ruptura del terremoto M_w 7.4 de 1983. El área de ruptura de este terremoto estimada por Tajima y Kikuchi (1995) (Figura 8, línea magenta) se extiende hasta una profundidad de ~10 km, en cercana concordancia con las profundidades mínimas de la sismicidad interciclo (Figura 8, franja rosada). El límite

inferior de la ruptura, en cambio, parece haberse propagado hasta profundidades de 60 km, muy superiores a la sismicidad interciclo (~ 30 km). Esta inconsistencia podría deberse a diferencias de técnicas de modelado, al uso de una geometría diferente del área interplacas y a la ausencia de un modelo de velocidades confiable para la zona. Sin embargo, de ser correcto el modelo de ruptura de Tajima y Kikuchi (1995), la subducción de la cordillera del Coco podría ocasionar que la ruptura de grandes terremotos se extienda en profundidad a una región condicionalmente estable. De manera similar, las rupturas de grandes terremotos en el segmento Noroeste se han propagado fuera de la zona de sismicidad interciclo, tanto hacia el límite superior como el inferior (Figura 8).

El terremoto de 1983 y, probablemente, el de 1941 ocurrieron dentro del área de mayor acoplamiento ($> 75\%$) estimado por Kobayashi *et al.* (2014) para el segmento Sureste de la zona interplacas (Figura 8). El sismo principal y la mayor parte de la sismicidad del 2018 no sucedieron en esta zona, sino en un área con un acoplamiento menor, estimado entre 40 y 75% (Figura 8). Esto podría implicar que la secuencia de Golfito del 2018 no rompió la zona del máximo acoplamiento y que en los próximos años podría ocurrir una secuencia similar en ese sector.

Finalmente, Schellart y Rawlinson (2013) consideran que las condiciones creadas por la subducción de la cordillera oceánica del Coco, como el cambio local en el ángulo de inmersión de la losa, el acortamiento local de la placa superior y la compresión en la interfaz de la zona de subducción, son las propicias para nuclear un terremoto de Mw 8.5. En analogía con los escenarios tectónicos de los megaterremotos de Chile 1960, Alaska 1964 y Sumatra-Andaman 2004, esos autores señalan la posibilidad de que en Costa Rica la ruptura se inicie en el segmento Pacífico Sureste, donde la presencia de la cordillera del Coco aumenta el estrés compresivo, y se propague hacia el segmento Pacífico Central, que es una región de menor esfuerzo de compresión. Un alto potencial sísmico de Mw 8.1 para el segmento Sureste también ha sido determinado por Carvajal *et al.* (2020) a partir del modelado geodésico. Junto con las dimensiones para la zona sismogénica presentadas en este estudio, los hallazgos de Schellart y Rawlinson (2013), Vannucchi *et al.* (2017) y Carvajal *et al.* (2020) sugieren que los terremotos en el sureste de Costa Rica podrían ser mucho más grandes que los observados en el corto registro histórico que existe para esta región.

CONCLUSIONES

La secuencia de Golfito del 2018 es la primera con un sismo de magnitud superior a 6 que ha sido registrada en el Sureste de Costa Rica desde el incremento de estaciones de la RSN en la última década. Esta secuencia se originó en la zona sismogénica interplacas, entre 12 y 27 km de profundidad, con un sismo principal (Mw 6.1) cuyo tensor de momento describe una falla inversa (rake 88°) con un plano inclinado 37° al noreste. La sismicidad ocurrió dentro de la zona de ruptura del terremoto de Mw 7.4 de 1983 (Tajima y Kikuchi, 1995), sin llegar romper la zona de mayor acoplamiento. Simultáneamente a la secuencia del 2018, ocurrió la ruptura de una falla inversa dentro de la placa del Coco, debajo de la zona sismogénica interplacas, que generó un sismo de Mw 5.9. Además, dos fallas de la franja de fallamiento transcurrente dextral en la placa cabalgante de Panamá generaron sismos de Mw 4.6 y 5.6.

Las secuencias del 2018 y 2009 (Mw 5.9) demuestran que la zona sismogénica en el segmento Sureste de Costa Rica tiene su límite superior e inferior durante el interciclo a ~ 5 y 30 km de profundidad, respectivamente, y se extiende ~ 160 km a lo largo de la trinchera, con ~ 45 km de ancho. Estas dimensiones implican un potencial sísmico de hasta Mw ~ 8.0 , mucho mayor al tamaño (Mw de 7.0-7.4) de los seis terremotos destructivos catalogados desde 1803. En los

segmentos Noroeste y Central de Costa Rica, la sismicidad interciclo interplacas tiene un límite superior más profundo (~15 km) y un ancho menor (~20-30 km) que en el Sureste. Tanto en el segmento Sureste como en el Noroeste, las rupturas de grandes terremotos se han propagado fuera de la zona de sismicidad interciclo, en contraposición al segmento Central. El estudio de las dimensiones de las zonas sismogénicas interplaca y de la distribución de los sismos durante el ciclo sísmico, son parte fundamental del análisis de los mecanismos que controlan la ruptura de los sismos más grandes del planeta.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias a los recursos económicos y de personal brindados por la Universidad de Costa Rica (UCR) y el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), y al financiamiento que la RSN recibe de la Ley Nacional de Emergencias N° 8488. Además, este estudio es el resultado del Programa de Investigación Red Sismológica Nacional (113-B9-911) y de los siguientes proyectos financiados por la Vicerrectoría de Investigación de la UCR: “Vigilancia Sísmica de Costa Rica” (113-B5-704), “Estructura de la zona de subducción en Costa Rica mediante tomografía de sismos locales” (830-B8-500) y “Apoyo de asistentes a la Sección de Sismología, Vulcanología y Exploración Geofísica” (113-A1-716). Reconocemos la labor de los técnicos Luis Fernando Brenes y Jean Paul Calvo por el mantenimiento de la red de instrumentos de la UCR. Colaboraron en la localización de sismos Juan Luis Porras y Magda Taylor, así como los asistentes de la RSN: Brandon Acosta, Alejandro Argüello, Mario Arroyo, Carolina Fallas, Esteban Jarquín, Daniela Manzano y Roberto Masis. Gran parte de las figuras fueron realizadas con Generic Mapping Tool (GMT), de Wessel *et al.* (2013).

REFERENCIAS

- Adamek, S., Tajima, F., Wiens, D. G., 1987, Seismic rupture associated with subduction of the Cocos Ridge, *Tectonics*, 6, 6, 757-774.
- Arroyo, I. G., 2001, Sismicidad y Neotectónica en la región de influencia del proyecto Boruca: hacia una mejor definición sismogénica del Sureste de Costa Rica, Tesis de Licenciatura, Universidad de Costa Rica, 162 pp.
- Arroyo, I. G., Husen, S., Flueh, E.R., Gossler, J., Kissling, E., Alvarado, G.E., 2009, Three-dimensional P-wave velocity structure on the shallow part of the Central Costa Rican Pacific margin from local earthquake tomography using off- and onshore networks, *Geophys. J. Int.*, 179, 827-849, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04342.x.
- Arroyo, I. G., Husen, S., Flueh, E.R., 2014a, The seismogenic zone in the Central Costa Rican Pacific margin: high-quality hypocentres from an amphibious network, *Int J. Earth Sci.*, 103, 1747, doi:10.1007/s00531-013-0955-8.
- Arroyo, I. G., Grevemeyer, I., Ranero, C.R., von Huene, R., 2014b, Interplate seismicity at the CRISP drilling site: The 2002 Mw 6.4 Osa Earthquake at the southeastern end of the Middle America Trench, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 3035– 3050, doi:10.1002/2014GC005359.
- Arroyo, M., Linkimer, L., Arroyo, I.G., 2020, Recuento de la sismicidad en Costa Rica durante el 2019. En revisión en *Revista Geológica de América Central*.
- Atkinson, G., Wald, D., 2007, “Did You Feel It?” intensity data: A surprisingly good measure of earthquake ground motion. *Seismological Research Letters*, 78 (3), 362-368.
- Bilek, S., Lay, T., 2018, Subduction zone megathrust earthquakes, *Geosphere*, 14, 4, 1468–1500, doi:10.1130/GES01608.1.
- Bilek, S. L., Schwartz, S., Deshon, H., 2003, Control of seafloor roughness in earthquake rupture behavior, *Geology*, 31, 455-458.

- Byrne, D.E., Davis D.M., Sykes, L.R., 1988, Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones, *Tectonics*, 7, 4, 833–857, doi:10.1029/TC007i004p00833.
- Camacho, E., 1991, The Puerto Armuelles Earthquake (Southwestern Panama) of July 18, 1934, *Revista Geológica de América Central*, 13, 1-13.
- Camacho, E., 2003, Sismotectónica del extremo norte de la Zona de Fractura de Panamá, *Tecnociencia*, 5, 2, 139-152.
- Carvajal-Soto, A., Ito, T., Protti, M., Kimura, H., 2020, Earthquake potential in Costa Rica using three scenarios for the Central Costa Rica deformed belt as western boundary of the Panama microplate. *Journal of South American Earth Sciences* 97, doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102375.
- Chaves, E.J., Duboef, L., Schwartz, S.Y., Lay, T., Kintner, T., 2017, Aftershocks of the 2012 Mw 7.6 Nicoya, Costa Rica, Earthquake and Mechanics of the Plate Interface, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 107, 3, 1227–1239.
- Collins, L.S., Coates, A.G., Jackson, J.B. C., Obando, J.A., 1995, Timing and rates of emergence of the Limon and Bocas del Toro Basins: Caribbean effects of the Cocos Ridge subduction?, En: Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America: Colorado-EEUU*, *Geological Society of America*, Special Paper 295, 349 pp.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010, Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 181, 1, 1–80, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x
- Dengler, L. A., Dewey, J. W., 1998, An Intensity Survey of Households Affected by the Northridge, California, Earthquake of 17 January, 1994. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 441-462.
- DeShon, H.R., Schwartz, S.Y., Bilek, S.L., Dorman L.M., Gonzalez, V., Protti, J.M., Flueh, E.R., Dixon, T.H., 2003, Seismogenic zone structure of the southern Middle America Trench, Costa Rica, *J. Geophys. Res.*, 108(B10), 2491, doi:10.1029/2002jb002294
- DeShon H.R., Schwartz, S.Y., Newman, A.V., González, V., Protti, M., Dorman, L.M., Dixon, T.H., Sampson, D.E., Flueh, E.R., 2006, Seismogenic zone structure beneath the Nicoya Peninsula, Costa Rica, from three-dimensional local earthquake P- and S-wave tomography, *Geophys. J. Int.*, 164, 1, 109–124, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02809.x
- Denyer, P., Montero, W., Alvarado, G., 2003, Atlas Tectónico de Costa Rica. Editorial de la Universidad de Costa Rica, San José. 81 pp.
- Dinc, N.A., Koulakov, I., Thorwart, M., Rabbel, W., Flueh, E.R., Arroyo, I.G., Taylor, W., Alvarado, G., 2010, Local earthquake tomography of central Costa Rica: transition from seamount to ridge subduction, *Geophys. J. Int.*, 183, 1, 286–302, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04717.x
- Dzierma, Y., Rabbel, W., Thorwart, M.M., Flueh, E.R., Mora, M.M., Alvarado, G.E., 2011, The steeply subducting edge of the Cocos Ridge: Evidence from receiver functions beneath the northern Talamanca Range, south-central Costa Rica, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q04S30, doi:10.1029/2010GC003477.
- Ekström, G., Nettles, M., Dziewonski, A.M., 2012, The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201, 1-9, doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- Feng, L., Newman, A.V., Protti, M., González, V., Jiang Y., Dixon, T.H., 2012, Active deformation near the Nicoya Peninsula, northwestern Costa Rica, between 1996 and 2010: interseismic megathrust coupling, *J. Geophys. Res.*, 117(B6), B06407, doi:10.1029/2012jb009230
- Gempa, 2019, SeisComp 3 Real time data acquisition and processing [software computacional]. Potsdam, Alemania, Gempa GmbH.
- Global CMT Catalog. 2017. The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project. Consultado el 6 de diciembre del 2019. <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1954, *Seismicity of the Earth and associated phenomena*. Princeton University Press, Nueva Jersey, 310 pp.
- Harris, R.N., Spinelli, G., Ranero, C.R., Grevenmeyer, I., Villinger, H., Barckhausen, U., 2010, Thermal regime of the Costa Rican convergent margin: 2. Thermal models of the shallow Middle America subduction zone offshore Costa Rica, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11(12), Q12S29, doi:10.1029/2010gc003273.

- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney M., Smoczyk, G. M., 2018. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model, *Science*, 362, 58-61.
- Husen, S., Kissling, E., Quintero, R., 2002, Tomographic evidence for a subducted seamount beneath the Gulf of Nicoya, Costa Rica: the cause of the 1990 Mw = 7.0 Gulf of Nicoya earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 8, 1238, doi:10.1029/2001gl014045.
- Husen, S., Quintero, R., Kissling, E., Hacker, B., 2003, Subduction-zone structure and magmatic processes beneath Costa Rica constrained by local earthquake tomography and petrological modeling, *Geophys. J. Int.*, 155, 1, 11–32. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01984.x.
- Hyndman, R.D., Yamano, M., Oleskevich, D.A., 1997, The seismogenic zone of subduction thrust faults, *Isl. Arc*, 6, 3, 244–260, doi:10.1111/j.1440-1738.1997.tb00175.x.
- Kobayashi, D., LaFemina, P., Geirsson, H., Chichaco, E., Abrego, A.A., Mora, H., Camacho, E., 2014, Kinematics of the western Caribbean: Collision of the Cocos Ridge and upper plate deformation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, doi:10.1002/2014GC005234.
- Kolarsky, R.A., Mann, P., 1995, Structure and neotectonics of an oblique subduction margin, southwestern Panama. En: Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*. Colorado-EEUU, *Geological Society of America*, Special Paper 295, 349 pp.
- Kolarsky, R.A., Mann, P., Montero, W., 1995, Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge: En: Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*. Colorado-EEUU, *Geological Society of America*, Special Paper 295, 349 pp.
- LaFemina, P., Dixon, T.H., Govers, R., Norabuena, E., Turner, H., Saballos, A., Mattioli, G., Protti, M., Strauch, W., 2009, Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, doi: 10.1029/2008GC002181.
- Lay, T., Bilek, S.L., 2007, Anomalous earthquake ruptures at shallow depths on subduction zone megathrusts. En: Dixon, T. H., Moore, J. C., (Eds), *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults*: New York, Columbia University Press, p. 476–511, doi: 10.7312/dixo13866-015.
- Lienert, B. R., Havskov, J., 1995, A computer program for locating earthquakes both locally and globally, *Seismol. Res. Lett.*, 66, 5, 26-36, doi: 10.1785/gssrl.66.5.26.
- Linkimer, L., 2008, Application of the Kriging method to draw the isoseismal maps of the significant 2002-2003 Costa Rican earthquakes, *Revista Geológica de América Central*, 38, 119-134.
- Linkimer, L., Arroyo, I.G., Alvarado, G.E., Arroyo, M., Bakkar, H., 2018, The National Seismological Network of Costa Rica (RSN): An Overview and Recent Developments, *Seismol. Res. Lett.*, 89(2A), 392-398. doi:10.1785/0220170166.
- Liu, C., Zheng, Y., Xiong, X., Wang, R., López, A., Li, J., 2015, Rupture processes of the 2012 September 5 Mw 7.6 Nicoya, Costa Rica earthquake constrained by improved geodetic and seismological observations, *Geophys. J. Int.*, 203, 175–183, doi: 10.1093/gji/ggv295.
- Lonsdale, P., 2005, Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate, *Tectonophysics*, 404, 237–264, doi:10.1016/j.tecto.2005.05.011.
- Lonsdale, P., Klitgord, K. D., 1978, Structure and tectonic history of the Eastern Panama Basin, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 981-999.
- Lücke, O., 2014, Moho structure of Central America based on three dimensional lithospheric density modelling of satellite-derived gravity data, *Int. J. Earth Sci.*, 1–13, doi:10.1007/s00531-012-0787-y.
- Lücke, O.H. Arroyo, I.G., 2015, Density Structure and Geometry of the Costa Rican Subduction Zone from 3-D Gravity Modeling and Local Earthquake Data, *Solid Earth*, 6, 1169-1183, doi: 10.5194/se-6-1169-2015.
- Peraldo, G., Montero, W., Camacho, E., 2006, El terremoto del 29 de mayo de 1879: una ruptura de magnitud Ms > 7,0 en la zona limítrofe sur de Costa Rica y Panamá, *Revista Geológica América Central*, 34-35, 31-42.
- Marshall, J., Fisher, D., and Gardner, T, 2000, Central Costa Rica Deformed Belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block, *Tectonics*, 19, 3, 468–492.

- Mann, P., Kolarsky, R.A., 1995, East Panama deformed belt: Structure, age, and neotectonic significance. En: Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*. Colorado-EEUU, *Geological Society of America*, Special Paper 295, 349 pp.
- Martínez-Loriente, S., Sallarès, V. R., Ranero, C. B., Ruh, J., Barckhausen, U., Grevemeyer, I., Bangs, N., 2019, Influence of incoming plate relief on overriding plate deformation and earthquake nucleation: Cocos Ridge subduction (Costa Rica), *Tectonics*, 38, doi: 10.1029/2019TC005586.
- Matumoto, T., Ohtake, M., Latham, G., Umana, J., 1977, Crustal structure in Southern Central America, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 67, 121-133.
- Montero, W., 1986, Períodos de recurrencia y tipos de secuencias sísmicas de los temblores interplaca e intraplaca en la región de Costa Rica, *Revista Geológica de América Central*, 5, 35-72.
- Montero, W. 2001, Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá, *Revista Geológica de América Central*, 24, 29-56.
- Morell, K. D., 2015, Late Miocene to recent plate tectonic history of the southern Central America convergent margin, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, 3362-3382, doi:10.1002/2015GC005971.
- Morell, K. D., Fisher, D.M., Gardner, T.W., 2008, Inner forearc response to subduction of the Panama Fracture Zone, southern Central America, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 265, 82-95.
- Moore, J. C., Saffer, D., 2001, Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: an effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress, *Geology*, 29, 2, 183-186. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0183:ULOTSZ>2.0.CO;2.
- Moore, J.C, Rowe, C., Meneghini, F., 2007, How accretionary prisms elucidate seismogenesis in subduction zones. En: Dixon, T. H., Moore, J. C. (Eds), *The seismogenic zone of subduction thrust faults*. Columbia University Press, New York, 288-315 pp.
- NEIC Catalog, 2019. National Earthquake Information Center (NEIC). Consultado el 6 de diciembre del 2019. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
- Oleskevich, D.A., Hyndman, R.D., Wang, K., 1999, The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile, *J. Geophys. Res.*, 104(B7), 14965-14991, doi:10.1029/1999jb900060
- Ottmöller, L., Voss, P., Havskov, J., 2019, SEISAN Earthquake Analysis Software for Windows, Solaris, Linux and MacOSx. Recuperado de <http://seis.geus.net/software/seisan/seisan.pdf>
- Outerbridge, K.C., Dixon, T.H., Schwartz, S.Y., Walter, J.I., Protti, M., Gonzalez, V., Biggs, J., Thorwart, M., Rabbel, W., 2010, A tremor and slip event on the Cocos-Caribbean subduction zone as measured by a global positioning system (GPS) and seismic network on the Nicoya Peninsula, Costa Rica, *J. Geophys. Res.*, 115(B10), B10408, doi:10.1029/2009jb006845.
- Pacheco, J.F., Sykes, L.R., 1992, Seismic moment catalog of large, shallow earthquakes, 1900-1989, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 82, 1306-1349.
- Protti, M., Güendel, F., McNally, K., 1994, The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 84, 1-4, 271-287. doi:10.1016/0031-9201(94)90046-9.
- Protti, M. *et al.*, 1995, The March 25, 1990 (Mw = 7.0, ML = 6.8) earthquake at the entrance of the Nicoya Gulf, Costa Rica: its prior activity, foreshocks, aftershocks, and triggered seismicity, *J. Geophys. Res.*, 100, 20345-20358.
- Protti, M., González, V., Newman, A., 2014, Nicoya earthquake rupture anticipated by geodetic measurement of the locked plate interface, *Nature Geosci.*, 7, 117-121 (2014), doi:10.1038/ngeo2038.
- Ranero, C., Vannucchi, P., von Huene, R., 2007, Drilling the seismogenic zone of an Erosional convergent margin: IODP Costa Rica Seismogenesis Project CRISP. En: Abstracts and report from the IODP/ICDP Workshop on Fault Zone Drilling. Scientific Drilling: Special Issue. IODP-MI, Miyazaki, 51-54 pp., doi:10.2204/iodp.sd.01.29.2007
- Ranero, C.R., Grevemeyer, I., Sahling, H., Barckhausen, U., Hensen, C., Wallmann, K., Weinrebe, W., Vannucchi, P., von Huene, R., McIntosh, K., 2008, Hydrogeological system of erosional convergent margins and its influence on tectonics and interplate seismogenesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, doi:10.1029/2007GC001679.

- Red Sismológica Nacional de Costa Rica, 2017, The Costa Rica National Seismological Network Catalog during 1975-2017, doi: <https://doi.org/10.15517/TC>.
- Sallarès, V., Dañoibeitia, J.J., Flueh, E.R., 2001, Lithospheric structure of the Costa Rican Isthmus: Effects of subduction zone magmatism on an oceanic plateau, *J. Geophys. Res.*, 106, 621-643.
- Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E.R., Bialas, J., 2003, Seismic structure of Cocos and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot spot-ridge interaction, *J. Geophys. Res.*, 108(B12), 2564, doi:10.1029/2003JB002431.
- Schellart, W., Rawlinson, N., 2013, Global correlations between maximum magnitudes of subduction zone interface thrust earthquakes and physical parameters of subduction zones. *Phys. Earth Planet. Inter.* 225, 41–67.
- Snoke, J., Munsey, J., Teague, A., Bollinger, G., 1984, A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and Sv-P amplitude ratio data, *Earthquake Notes*, 55, 15-20.
- Tajima, F., Kikuchi, M., 1995, Tectonic implications of the seismic ruptures associated with the 1983 and 1991 Costa Rica earthquakes. En: Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*. Colorado-EEUU, *Geological Society of America*, Special Paper 295, 349 pp.
- Tichelaar, B.W., Ruff, L.J., 1993, Depth of seismic coupling along subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 98(B2), 2017–2037, doi:10.1029/92jb02045.
- Vannucchi, P., Scholl, D.W., Meschede, M., McDougall-Reid, K., 2001, Tectonic erosion and consequent collapse of the Pacific margin of Costa Rica: combined implications from ODP Leg 170, seismic offshore data, and regional geology of the Nicoya Peninsula, *Tectonics*, 20, 5, 649–668, doi:10.1029/2000tc001223.
- Vannucchi, P., Sak, P.B., Morgan, J.P., Ohkushi, K., Ujiie, K., 2013, Rapid pulses of uplift, subsidence, and subduction erosion offshore Central America: Implications for building the rock record of convergent margins, *Geology*, 41, 9, 995–998, doi:10.1130/G34355.1.
- Vannucchi, P., Spagnuolo, E., Aretusini, S., Di Toro, G., Ujiie, K., Tsutsumi, A., Nielsen, S., 2017, Past seismic slip-to-the-trench recorded in Central America megathrust. *Nature Geoscience*, 10 (12), 935–940, <https://doi.org/10.1038/s41561-017-0013-4>.
- von Huene, R., Ranero, C.R., Weinrebe, W., Hinz, K., 2000, Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism, *Tectonics*, 19, 2, 314–334, doi:10.1029/1999tc001143.
- von Huene, R., Ranero, C.R., Vannucchi, P., 2004, Generic model of subduction erosion, *Geology*, 32, 10, 913–916, doi:10.1130/G20563.1.
- Vrolijk, P., 1990, On the mechanical role of smectite in subduction zones, *Geology*, 18, 703-707.
- Walther, C.H.E., 2003. The crustal structure of Cocos Ridge off Costa Rica, *J. Geophys. Res.*, 108(B3), 2136, doi:10.1029/2001JB000888.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W., 2000, A double difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 90, 6, 1353-1368. doi:10.1785/0120000006.
- Waldhauser, F., 2001, HypoDD -- A program to compute double-difference hypocenter locations, Open-File Rep. U. S. Geological Survey, 25, 1-113.
- Werner, R., Hoernle, K., van Den Bogaard, P., Ranero, C.R., von Huene, R. Korich, D., 1999, Drowned 14 m.y. old Galapagos archipelago off the coast of Costa Rica: implications for tectonic and evolutionary models, *Geology*, 27, 499–502.
- Wessel, P., Smith, W H.F., Scharroo, R., Luis, J., Wobbe, F., 2013, Generic Mapping Tools: Improved Version Released, *EOS Trans. AGU*, 94(45), 409–410, doi:10.1002/2013EO450001.
- Westbrook, G.K., Hardt, N.C., Heath, R., 1995, Structure and tectonics of the Panama–Nazca boundary. En: Mann, P. (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*. Colorado-EEUU, *Geological Society of America*, Special Paper 295, 349 pp.
- Wald, D. J., Quidoriano, V., Heaton, T.H., Kanamori, H., Scrivner, C.W., Worden, C.B., 1999, TriNet “ShakeMaps”: Rapid generation of peak ground motion and intensity maps for earthquakes in southern California, *Earthquake Spectra*, 15, 3, 537-555.

Wald, D. J., Wald, L., Worden, B., Goltz, J., 2003, ShakeMap, a tool for earthquake response, U.S. *Geological Survey Fact Sheet*, 087-03.

Wald, D. J., Quitoriano, V., Worden, C.B., Hopper, M., Dewey, J. W., 2011, USGS “Did You Feel It?” Internet-based Macroseismic Intensity Maps. *Annals of Geophysics*, 54 (6), 688-707. doi: 10.4401/ag-5354.

Ye, L., Lay, T., Kanamori, H., Rivera, L., 2016, Rupture characteristics of major and great ($M_w \geq 7.0$) megathrust earthquakes from 1990 to 2015: 1. Source parameter scaling relationships, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 826– 844, doi: 10.1002/2015JB012426.

Zhao, J.X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T. Fukushima, Y., 2006, Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 96, 3, 898-913.