


Artículo original

Diversidad sísmica de profundidad intermedia: Colombia, un laboratorio natural

Intermediate-depth earthquake diversity: Colombia, a natural laboratory

 Germán A. Prieto

Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia

Artículo de posesión como Miembro correspondiente de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales

Resumen

Los terremotos profundos (70-700 km) se presentan en unas condiciones de presión y temperatura que, en teoría, no deberían permitir una fractura frágil, sin embargo, son comunes a lo largo de zonas de subducción. Aún no existe consenso sobre el mecanismo que los causa, cuestión que continúa siendo uno de los desafíos de la sismología. Aquí presento una revisión de la actividad sísmica y la relocalización de terremotos de profundidad intermedia (TPI; 70-300 km) en Colombia a partir de registros de la red sismológica nacional del Servicio Geológico Colombiano. Los TPI se encuentran a lo largo de dos segmentos, uno al sur (segmento Cauca) y otro al norte (segmento Bucaramanga), separados por aproximadamente 250 km en dirección este-oeste (E-W). En el segmento sur sobresale la presencia de terremotos dentro de la cuña del manto, inusuales a nivel mundial y solo reportados en tres o cuatro zonas de subducción, incluida Colombia. En el segmento norte, los TPI se encuentran fuertemente concentrados en cúmulos separados por regiones con muy poca actividad sísmica, entre los cuales se encuentran el nido de Bucaramanga y el cúmulo de Cucunubá. En este último se ha reportado evidencia de terremotos anti-repetitivos, los cuales solo se habían observado en el nido de Bucaramanga, o en relación con intrusiones de magma. Tales características hacen de Colombia un laboratorio natural ideal para estudiar los TPI.

Palabras clave: Terremotos; Profundidad intermedia; Subducción; Colombia.

Abstract

Deep earthquakes (70-700 km) occur at pressure and temperature conditions that, in theory, should not allow for brittle failure. However, these earthquakes are commonly observed along subduction zones, and there is no consensus on the mechanism that generates them, which is still an open question in seismology. Here, I review the seismic activity and relocation of intermediate-depth earthquakes (IDE, 70-300 km) in Colombia using waveform data from the Servicio Geológico Colombiano. IDEs are found along two segments separated by about 250 km in the EW direction. In the south segment (the Cauca seismic cluster), I highlight the occurrence of unusual earthquakes in the mantle wedge, which have only been reported in three or four subduction zones, including Colombia. In the north segment (the Bucaramanga seismic nest), IDEs are clustered, separated by regions with little or no seismicity. The Bucaramanga nest (BN) and the Cucunubá cluster are just two examples. In the latter, anti-repeating earthquakes, a type of event only reported in the BN, or associated with magma intrusions, have occurred. Based on these and many other examples, Colombia can be considered an ideal natural laboratory for studying IDEs.

Keywords: Earthquakes; Intermediate-depth; Subduction, Colombia.

Citación: Prieto GA. Diversidad sísmica de profundidad intermedia: Colombia, un laboratorio natural. Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. 50(195):526-539, abril-junio de 2026. doi: <https://doi.org/10.18257/raccefyn.3274>

Editor: Horacio Torres Sánchez

Correspondencia:

Germán A. Prieto;
gaprieto@unal.edu.co

Recibido: 12 de agosto de 2025

Aceptado: 4 de febrero de 2026

Publicado en línea: 20 de marzo de 2026



Este artículo está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-Compartir Igual 4.0 Internacional

Introducción

La mayoría de los terremotos a nivel global se concentran en los límites de placas tectónicas. En los límites convergentes –donde una placa litosférica se hunde por debajo de otra en un proceso llamado subducción– se observan terremotos profundos, aquellos que ocurren a más de 70 km por debajo de la superficie y que se clasifican en dos grupos: terremotos de profundidad intermedia (TPI), que ocurren entre los 70 y 300 km de profundidad, y terremotos profundos (TP), que pueden alcanzar los 700 km (Frohlich, 2006). La **Figura 1** muestra un mapa global con los terremotos de magnitud mayor a 2,5 ($M > 2,5$) registrados desde el 2020 hasta el presente. Como puede observarse, la mayoría de los terremotos son superficiales, en tanto que los TPI y TP están ubicados casi exclusivamente en zonas de subducción. Aunque puede haber terremotos de profundidad intermedia en otros ambientes tectónicos (Prieto *et al.*, 2017; Chen & Molnar, 1983; Frohlich & Nakamura, 2009), estos son poco frecuentes.

Pero, ¿por qué son relevantes los terremotos profundos? En condiciones normales no esperaríamos terremotos a profundidades mayores a los 50 a 70 km, ya que el aumento de la temperatura y la presión hacen que la deformación de las rocas no sea de tipo frágil sino plástica, mediante flujo viscoso (Frohlich, 2006; Zhan, 2020). Sin embargo, como se observa en la **Figura 1**, aunque la cantidad de terremotos a profundidades mayores de 70 km disminuye considerablemente, no desaparece del todo. Esto indica que es posible que ocurra ruptura frágil incluso en zonas del manto superior donde las condiciones favorecen la deformación dúctil (Green & Houston, 1995; Frohlich, 2006; Zhan, 2020).

Para que pueda presentarse una ruptura frágil a esas profundidades, deben concentrarse niveles excepcionalmente altos de esfuerzo, capaces de superar la resistencia del material y permitir la localización de la ruptura dentro de un entorno mayoritariamente dúctil (Rodkin, 2022). A pesar de estas diferencias, las características sísmicas de tales eventos son muy similares a las de los terremotos superficiales: presentan mecanismos focales de doble cupla (*double-couple*) y distribuciones Gutenberg-Richter similares (Frohlich, 1989; Prieto *et al.*, 2012).

En diversos estudios se han planteado diferentes mecanismos para explicar la presencia de los TPI y los TP, pero aún no se ha determinado un modelo único que logre explicar de manera satisfactoria todas las observaciones disponibles (Zhan, 2020; Jia *et al.*, 2024). Uno de los mecanismos más aceptados se relaciona con los procesos metamórficos que experimentan las rocas dentro de la placa en subducción (Abers *et al.*, 2013). En el caso específico de los TPI que son el foco de este trabajo, se ha propuesto que la deshidratación

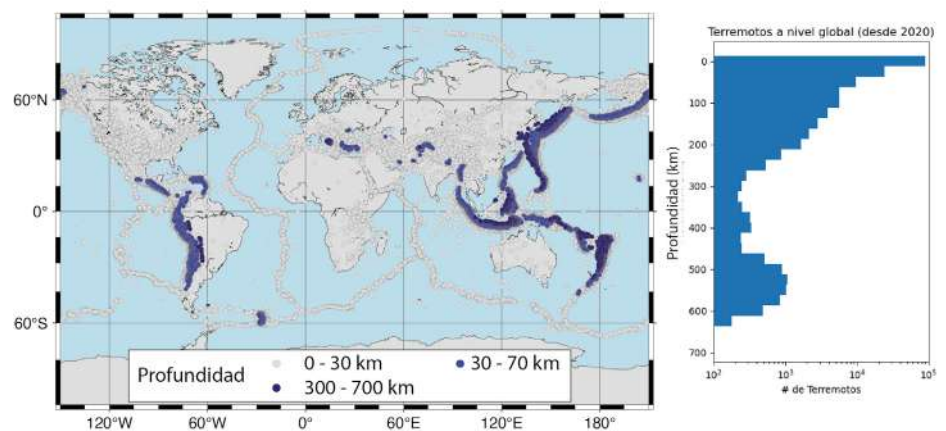


Figura 1. Mapa global de terremotos de $M > 2,5$ según el catálogo del USGS (última revisión, junio 24 de 2025). Los colores corresponden a su profundidad. Panel derecho: histograma de terremotos en función de la profundidad. Nótese que la mayoría de terremotos es superficial, lo que disminuye rápidamente hasta los 300 km de profundidad y aumenta entre los 500 y los 600 km (terremotos profundos).

de minerales en las rocas ultramáficas genera cambios de volumen y redistribuciones de esfuerzo en el medio viscoelástico, lo que puede llevar a la nucleación de terremotos (McGuire *et al.*, 1997; Ferrand *et al.*, 2017; Zhan, 2020). En el caso de los TP, se plantea que los sismos están asociados a transformaciones de fase del mineral olivino, particularmente la zona de transición del manto (Kirby, 1987; Green & Houston, 1995; Schubnel *et al.*, 2013).

Otro mecanismo alternativo propone que a lo largo de zonas de cizalla mecánicamente débiles, como fallas preexistentes, pueden concentrarse esfuerzos lo suficientemente altos como para provocar una ruptura sísmica. En este escenario, la deformación localizada genera un aumento de temperatura, lo que debilita aún más la zona de cizalla, favoreciendo más deformación y mayor calentamiento en un proceso de retroalimentación positiva conocido como fuga de cizallamiento térmico (*thermal shear runaway*) (Ogawa, 1987; Kelemen & Hirth, 2007; John *et al.*, 2009).

Para distinguir estos mecanismos y comprender mejor los procesos responsables de los TPI, es indispensable caracterizar con precisión las fuentes sísmicas. Se plantea aquí que Colombia ocupa una posición geográfica privilegiada para el estudio de los TPI. En este sentido, primero se presentará una visión general de la actividad sísmica intermedia en el noroeste de Suramérica, para después destacar las dos principales regiones de sismicidad intermedia en Colombia. Por último, se analizará en detalle una región de particular interés, conocida como el cúmulo de Cucunubá (Castillo *et al.*, 2024), donde se observa una actividad sísmica intensa y propiedades de fuente que merecen atención especial.

Sismicidad de profundidad intermedia en Colombia

La historia tectónica del noroccidente (NW) de Suramérica es bastante compleja (Vargas & Mann, 2013; Syracuse *et al.*, 2016; Kellogg *et al.*, 2019; Montes *et al.*, 2019) y excede el alcance de este trabajo, pero podemos resaltar la interacción de tres placas tectónicas, la placa Nazca, la placa Suramericana y la placa Caribe. Aún no hay un único modelo para la geometría y la ubicación de las placas tectónicas en profundidad y su historia tectónica (Wagner *et al.*, 2017; Vargas, 2019; Sun *et al.*, 2022; Bishop *et al.*, 2025), seguramente debido a que las tomografías sísmicas no tienen la resolución necesaria.

La Figura 2 muestra la sismicidad en el NW de Suramérica a partir de la relocalización de más de 80.000 terremotos registrados por el Servicio Geológico Colombiano entre 2018 y 2024. Para la relocalización se utilizó el algoritmo de doble diferencia (Waldhauser & Ellsworth, 2000) según se detalla en el estudio de Wagner *et al.* (en prensa). El mapa muestra la sismicidad de profundidad intermedia (colores verdes) en dos regiones separadas, un segmento sur (segmento Cauca) y un segmento norte (segmento Bucaramanga). La separación de estos dos segmentos tiene un desplazamiento lateral de alrededor de 250 km a una latitud de 5,5° N, que algunos autores llaman *Caldas Tear* y que se interpreta como una ruptura litosférica de la placa Nazca (Vargas & Mann, 2013; Wagner *et al.*, 2017), mientras que otros interpretan el segmento Bucaramanga como la extensión hacia el sur de la placa Caribe (Cornthwaite *et al.*, 2021; Sun *et al.*, 2022).

En el NW de Suramérica no hay, por lo menos en el registro reciente, terremotos de profundidades mayores a los 300 km, aunque sí hay registros en el pasado de terremotos muy profundos en la parte sur, cerca de Perú (Mendigüen & Aki, 1978). En la Figura 2 también se ve un gran número de terremotos entre los 100 y los 180 km de profundidad, lo que constituye un histograma bimodal distinto al global (Figura 1). Este aumento en el número de terremotos puede explicarse por la presencia de un cúmulo de sismicidad enigmático que se conoce como el nido de Bucaramanga (Prieto *et al.*, 2012), el cual representa casi el 40 % de la sismicidad en el NW de Suramérica. Pero, incluso sin tener en cuenta la actividad sísmica del nido de Bucaramanga, se nota un aumento en la sismicidad para profundidades intermedias, entre los 80 y los 150 km, es decir que la sismicidad a profundidades intermedias es significativa.

El gran número de TPI en el territorio, el registro muy completo a lo largo de varios años y la existencia de una red de banda ancha de alta calidad representan una oportunidad para estudiar la física de los terremotos. En este sentido, más adelante se incluyen algunas observaciones interesantes sobre los TPI en Colombia.

Segmento sur: Sismicidad en la cuña del manto

Como se observa en la **Figura 2**, la sismicidad de los TPI en la región de estudio puede dividirse en dos segmentos. En el segmento sur (**Figura 3**), la sismicidad de los TPI se distribuye de manera relativamente continua, aunque presenta una concentración notable en el norte conocida como el cúmulo del Cauca (**Cortés & Angelier, 2005; Vargas & Mann, 2013; Chang et al., 2017**), que agrupa cerca del 80 % de los eventos en este sector.

En la **Figura 3** puede verse la distribución espacial de la sismicidad en planta y en cuatro perfiles verticales. En estos perfiles se identifica claramente la zona de Wadati-Benioff, la cual corresponde a la sismicidad generada dentro de la placa que se está subduciendo, pero también se observan sismos por encima de esta placa, dentro de la cuña del manto superior. Este tipo de terremotos, conocidos como terremotos en la cuña del manto, se han observado en otras zonas de subducción en Izu-Bonin (**Špičák, 2009**), Nueva Zelanda (**Davey & Ristau, 2011**), Grecia (**Halpaap et al., 2019**), Marianas (**White et al., 2019**), y también en Colombia (**Chang et al., 2017, 2019**).

En algunos casos estos sismos en la cuña del manto ocurren de manera esporádica y por cortos periodos (**White et al., 2019**), sin embargo, en el cúmulo del Cauca la sismicidad es persistente. En otras regiones estos eventos se asocian a zonas relativamente frías de la cuña del manto (**Halpaap et al., 2019**), mientras que en Colombia ocurren a profundidades de hasta 120 km, donde los modelos térmicos de subducción (**Syracuse et al., 2010**) predicen temperaturas superiores a los 1000 °C., por lo que el mecanismo que los genera continúa siendo objeto de debate.

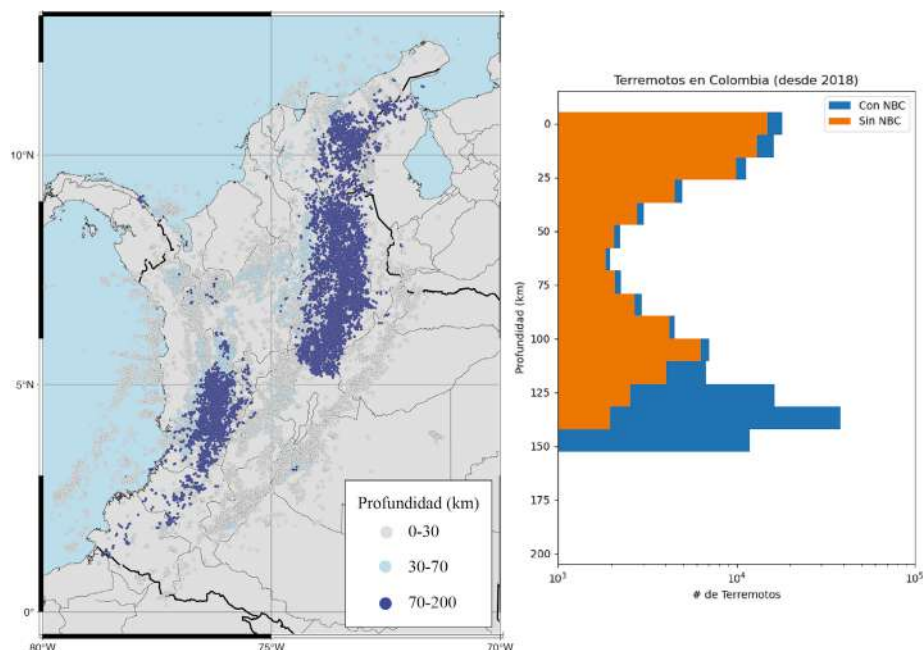


Figura 2. Mapa regional de terremotos de M>1,0 relocados de acuerdo con el catálogo del Servicio Geológico Colombiano (periodo 2018-2024). Los colores corresponden a su profundidad. Panel derecho: histograma de terremotos en función de la profundidad incluyendo y sin incluir el Nido de Bucaramanga (NBC). En este caso, Colombia no presenta (o son muy inusuales) terremotos profundos (>200 km). La mayoría de los terremotos son de profundidad intermedia, y su número es considerable incluso sin contar con los terremotos alrededor del nido de Bucaramanga (sin NBC).

La interpretación de dichos sismos ha variado. **Chang et al.** (2017; 2019), así como **White et al.** (2019), proponen que estos eventos están relacionados con la migración de fluidos a través de la cuña del manto, donde el ascenso rápido de material podría inducir hidrofracturamiento (**Davies**, 1999). Con base en datos de relocalización de terremotos como los presentados en la **Figura 3**, recientemente **Bishop et al.** (2025) han planteado que un remanente de la subducción de la placa Caribe estaría encima de la subducción de la placa Nazca. Esta configuración permitiría que se presentaran sismos a lo largo de ambas placas, como se observa en la **Figura 3D**, donde se observan dos bandas paralelas de sismicidad que sugieren la presencia de dos zonas de subducción. Aunque se requieren imágenes tomográficas que ayuden a determinar la presencia de dos placas, **Bishop et al.**

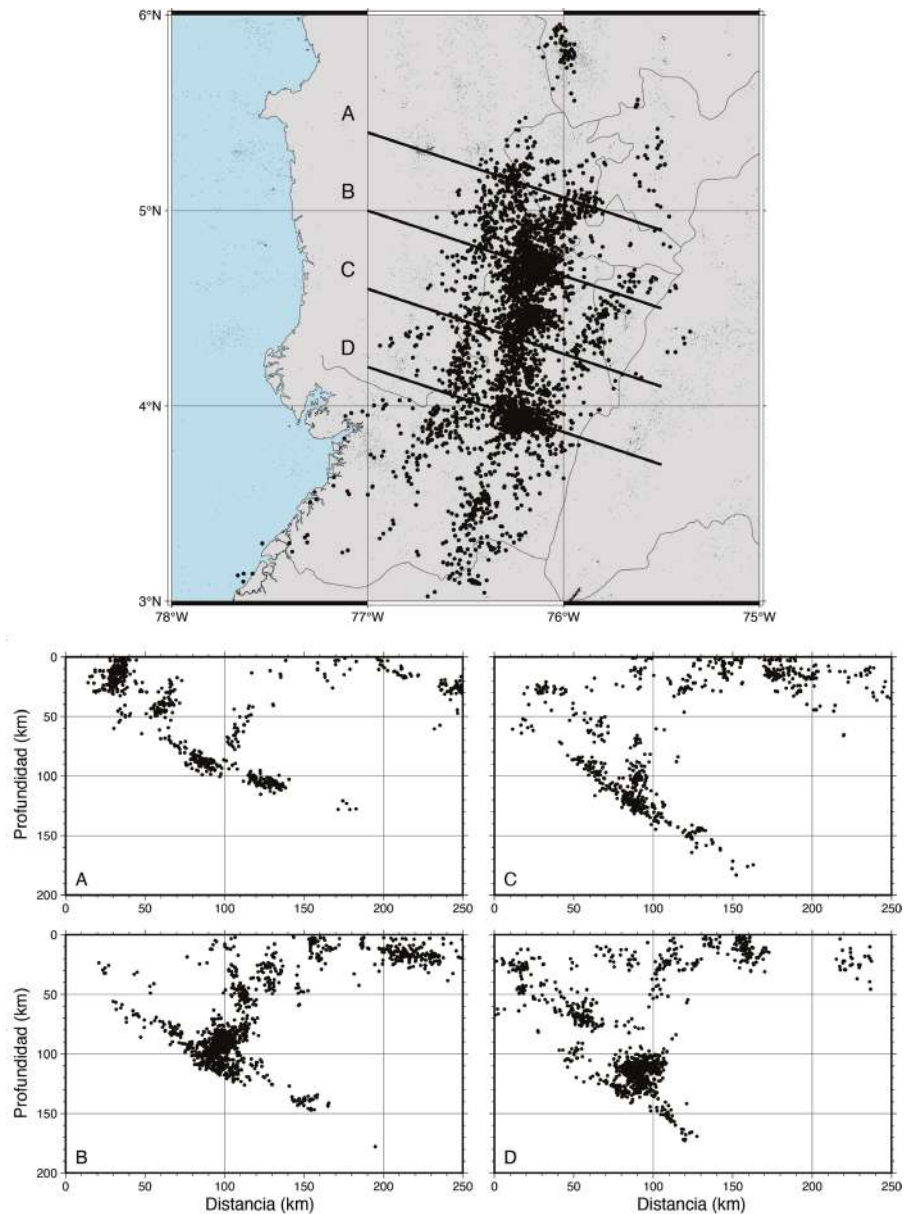


Figura 3. Mapa regional de sismicidad asociada con la subducción en la zona sur. Perfiles de terremotos de $M > 1,0$ relocalizados (paneles A, B, C, D) de acuerdo con el mapa de la izquierda. Nótese cómo la sismicidad muestra la placa subduciéndose y, sin embargo, se notan terremotos por encima de la placa, que en la literatura se conocen como terremotos de cuña del manto.

(2025) argumentan que los procesos de deshidratación asociados a sismos en la placa Nazca (placa inferior) liberan fluidos que generan sismicidad a lo largo de la placa Caribe (placa superior) y en la cuña del manto, la cual puede estar relativamente fría por la presencia de las dos placas. Alternativamente, este patrón podría asociarse a una zona de subducción doble (*double seismic zone*, DBZ) (Flórez & Prieto, 2019), pero la edad de la placa Nazca en esta región supondría una separación entre las dos zonas sísmicas inusualmente grande, lo que apoya la propuesta de dos placas distintas.

Los sismos del cúmulo del Cauca son inusuales, ya que ocurren en un contexto tectónico complejo y plantean una importante pregunta científica cuya respuesta requiere observaciones adicionales más detalladas, que podrían lograrse con despliegues sísmicos densos, como el proyecto MUSICA (Monsalve *et al.*, 2024).

Segmento norte: cúmulos de sismicidad persistentes

El segmento norte de TPI (Figura 2) corresponde a una zona de Wadati-Benioff alejada de la costa, donde se inicia la subducción. En esta región la actividad de arco volcánico no es evidente, aunque hay evidencia de anomalías térmicas (Pardo *et al.*, 2005). En algunos estudios se ha asociado este segmento a la subducción plana de la placa Nazca (Vargas & Mann, 2013; Wagner *et al.*, 2017), en tanto que en estudios de tomografía sísmica se sugiere que la placa Caribe, que subduce más al norte, podría extenderse hacia el sur (Cornthwaite, 2021; Sun *et al.*, 2022). Aunque la red sismológica y el despliegue de redes temporales han mejorado, la delimitación de las placas involucradas sigue sin resolverse. En este estudio se analiza la sismicidad de este segmento sin asumir *a priori* su asignación a una placa específica.

En la Figura 4 se presenta la distribución de los TPI en el segmento Bucaramanga y en cuatro perfiles. En todos los perfiles se observa una clara zona de Wadati-Benioff, pero, a diferencia del segmento sur, no se registra sismicidad en la cuña del manto. El rasgo más destacado es el nido de Bucaramanga (Figura 4, perfil B) (Prieto *et al.*, 2012), un cúmulo sísmico extremadamente denso, con aproximadamente 60.000 terremotos durante el periodo analizado, según el catálogo del SGC. Este nido se encuentra espacialmente separado del resto de la sismicidad regional. Aunque ha sido ampliamente estudiado (Frohlich *et al.*, 1995; Zarifi *et al.*, 2007; Prieto *et al.*, 2013; Poli *et al.*, 2016; Pérez-Forero *et al.*, 2023), aquí nos enfocamos en otros rasgos relevantes de este segmento.

En la Figura 4 se aprecia que la sismicidad relocalizada está distribuida en cúmulos discretos más que en un patrón continuo. Por ejemplo, en el perfil C, la zona de Wadati-Benioff presenta un cambio de ángulo de subducción a ~150 km de profundidad. En el perfil D, aunque la zona de Wadati-Benioff es evidente, los terremotos se agrupan en cúmulos sísmicos densos separados por zonas con poca o ninguna actividad. Esta aglomeración, ausente en el segmento sur, sugiere que los factores que generan los TPI también están espacialmente concentrados, lo que podría deberse a la concentración de esfuerzos en la placa tectónica al cambiar de ángulo de subducción (Vergara *et al.*, enviado para publicación, 2025), o a variaciones composicionales que generan variaciones en los procesos de deshidratación. Uno de los cúmulos (o conjunto de cúmulos) interesante es el que se muestra en la Figura 4, perfil D, conocido como cúmulo de Cucunubá (Castillo *et al.*, 2024).

El cúmulo de Cucunubá

Según la literatura consultada, el cúmulo de Cucunubá (CC) fue nombrado por primera vez por Castillo *et al.* (2024). Aquí se le define como un cúmulo, ya que la definición de nido sísmico requeriría un análisis más cuidadoso (Prieto *et al.*, 2012; Wagner & Okal, 2019). En las Figuras 4 y 5 se observa una zona con un número elevado de TPI a lo largo de la zona de Wadati-Benioff, pero con tres cúmulos de sismicidad separados por regiones sin registro de TPI (Castillo *et al.*, 2024; Aguilar *et al.*, 2025). El conjunto de los tres cúmulos (C1, C2, C3) constituye el cúmulo de Cucunubá, el cual tuvo cerca de 2000 terremotos en el C1, 500 en el C2 y 120 en el C3 durante el periodo de estudio, lo que quiere decir que el cúmulo de Cucunubá fue la segunda región con mayor actividad de TPI permanente después del nido de Bucaramanga (Prieto *et al.*, 2012).

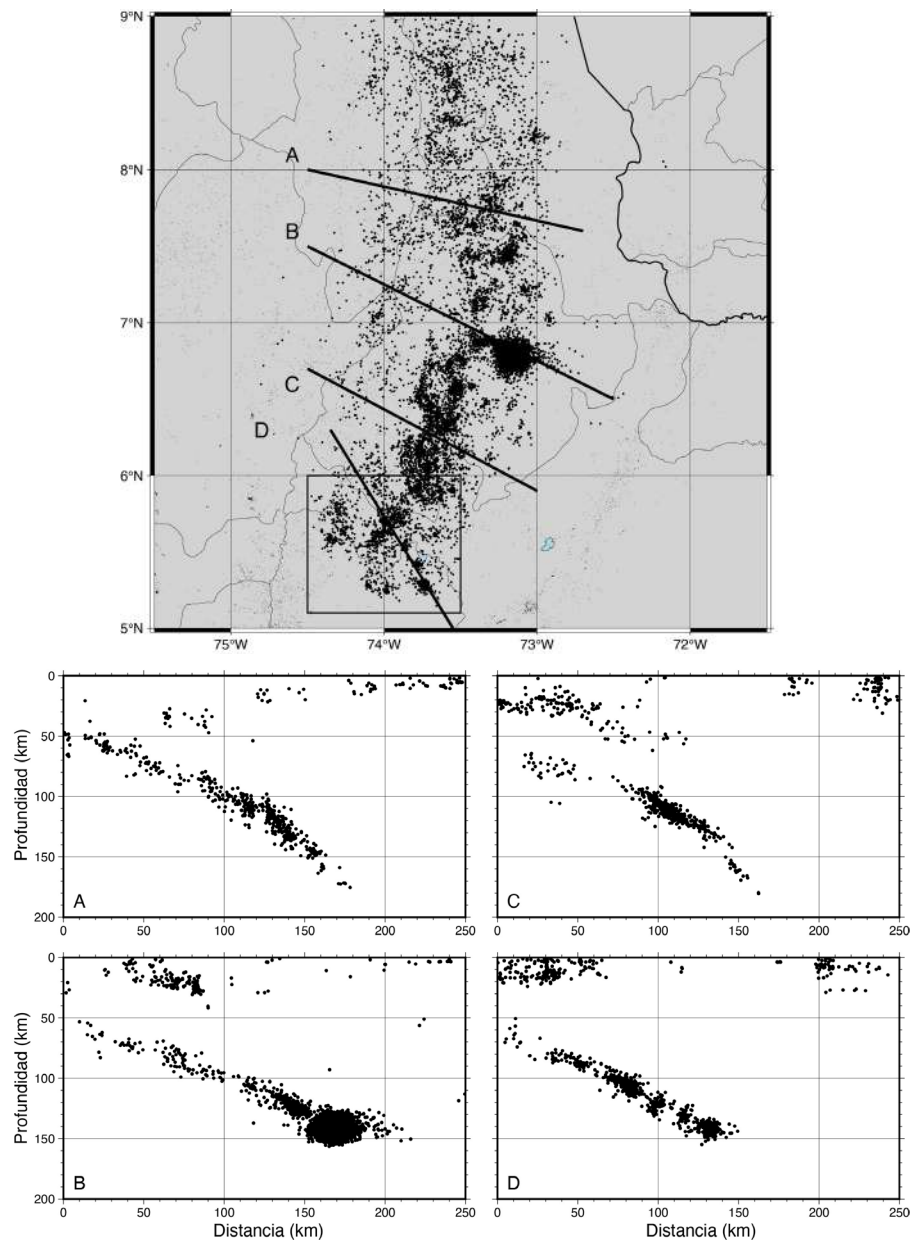


Figura 4. Mapa regional de sismicidad asociada a subducción en la zona norte (similar a la Figura 3). Perfiles de terremotos de $M > 1,0$ relocalizados (paneles A, B, C, D) de acuerdo con el mapa de la izquierda. Nótese la sismicidad de los cúmulos, con un gran número de terremotos separados por zonas sin sismicidad. La zona marcada con el cajón en el mapa de la izquierda muestra el cúmulo de Cucunubá (Castillo *et al.*, 2024).

El segundo aspecto sobresaliente del CC es su ubicación, pues representa el límite sur de la sismicidad en el segmento Bucaramanga (Figura 1), lo que plantea varias preguntas interesantes sobre él: 1) ¿Qué aspectos de la geometría de la placa genera el cúmulo y sus subcúmulos? 2) ¿La ausencia de continuidad en la sismicidad es evidencia de la terminación de una placa tectónica, o simplemente de que la sismicidad no continúa porque las condiciones para generar los TPI están ausentes? 3) ¿Por qué hay tres cúmulos y no un único gran cúmulo como ocurre en el nido de Bucaramanga? Aquí no se intentó resolver dichas preguntas, pero sí mostrar algunas características de la sismicidad en el CC.

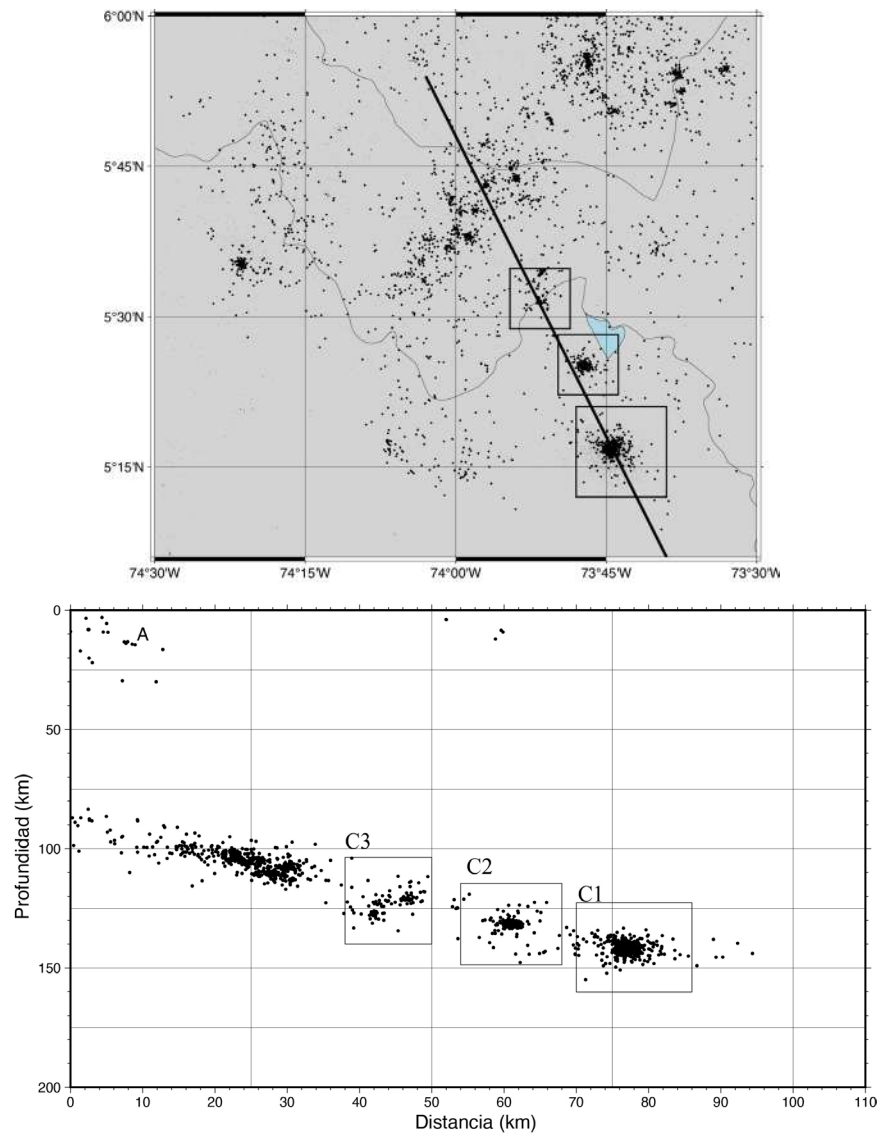


Figura 5. Mapa de sismicidad en la zona del cúmulo de Cucunubá y perfil que muestra la separación de tres cúmulos. El cúmulo 1 es de mayor número de terremotos.

Relación magnitud-frecuencia

La relación entre la magnitud de los terremotos y su frecuencia es una herramienta muy utilizada en sismología (Mogi, 1962; Wiemer & Benoit, 1996; Wiemer & Wyss, 2000). Se la conoce como la ley de Gutenberg-Richter (GR), la cual postula que la sismicidad sigue la distribución $\log_{10} N = a - bM$, donde N es el número de terremotos con magnitud $\geq M$, a representa la productividad y b (o valor- b) el aumento del número de terremotos pequeños con respecto a los grandes en una zona (Shearer *et al.*, 2006). En muchas regiones el valor- b para sismicidad somera es cercano a $b=1,0$, pero puede variar, lo que se ha interpretado como resultado de variaciones en los esfuerzos (Scholz, 1968; Schorlemmer *et al.*, 2005), la profundidad (Mori & Abercrombie, 1997), el mecanismo focal (Brune & Thatcher, 2002) e, incluso, el contenido de fluidos (Flórez & Prieto, 2019).

La Figura 6 muestra la relación de GR para los tres cúmulos del CC. Los valores- b de todos ellos son significativamente mayores a 1,0, lo que de alguna manera sugiere que las condiciones son diferentes a las de los terremotos superficiales. Un valor- b mayor significa

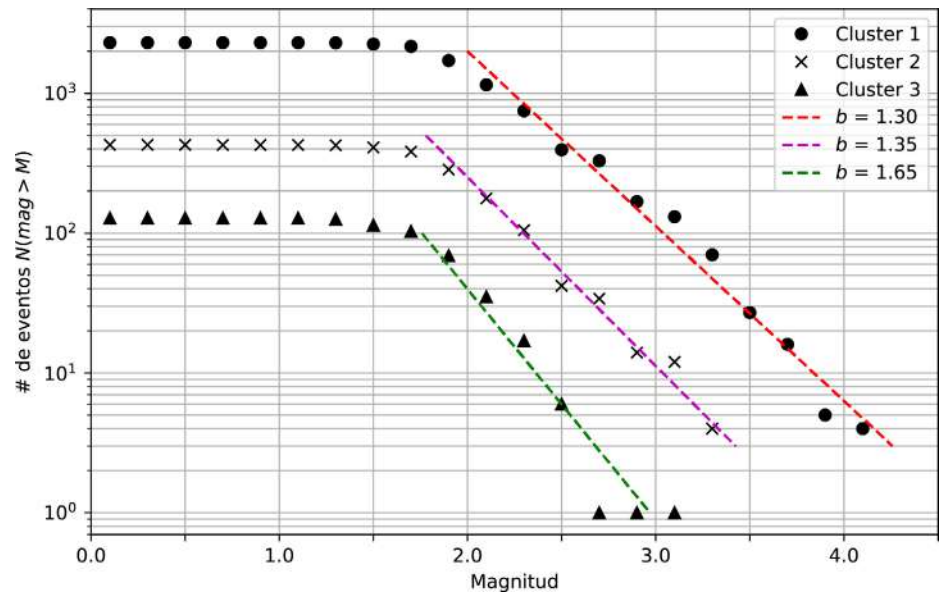


Figura 6. Relación de Gutenberg-Richter para el cúmulo de Cucunubá. El cúmulo se divide en tres agrupaciones (ver en la Figura 5). Esta relación muestra el número de terremotos con magnitud mayor a la magnitud en el eje x. Las líneas de colores corresponden a las pequeñas variaciones entre los tres cúmulos. Se evidencia, asimismo, que el cúmulo 1 registra alrededor de 2000 terremotos, mientras que el cúmulo 3 tiene alrededor de 100.

que hay una mayor productividad de terremotos pequeños que de grandes, lo cual se puede deber a heterogeneidades en la zona o a la presencia de fluidos (Flórez & Prieto, 2019; Kita & Ferrand, 2018). La variación del valor- b entre los cúmulos (1,30, 1,35, 1,65) es menos confiable, ya que el número total de terremotos de los cúmulos menos productivos es muy bajo y hace que la incertidumbre de b sea mayor. De cualquier forma, la figura también muestra que en el CC hay registro de TPI de magnitud mayor a 4,0; al considerar un valor- b de 1,35 y extrapolar la línea roja, se podría esperar un terremoto de $M > 5,0$ en un periodo de aproximadamente 20 años.

Terremotos repetitivos y anti-repetitivos

Los terremotos repetitivos son aquellos que generan una ruptura en el mismo segmento de una falla, con un mecanismo focal similar. Se producen en varios ambientes tectónicos y pueden ayudar a entender la tasa de deslizamiento de las fallas, la deformación asísmica e incluso los procesos de nucleación de terremotos (Cesca *et al.*, 2024). Muchas veces estos eventos se detectan usando la similitud de las formas de las ondas de los registros sísmológicos, ya que dos terremotos que ocurren en la misma zona de falla, generan ondas iguales.

Aunque mucho menos frecuentes, varios estudios han detectado formas de onda de dos terremotos muy similares, pero con la polaridad invertida (Prieto *et al.*, 2012), lo que sugiere que los dos ocurren en la misma zona de falla, o muy cerca, y que el mecanismo focal está invertido. En un reciente estudio de Cesca *et al.* (2024) se alude a eventos anti-repetitivos reportados en el nido de Bucaramanga (Prieto *et al.*, 2012), en Kilauea (Rubin *et al.*, 1998), así como en secuencias sísmicas y en enjambres (*swarms*) atribuidos a intrusiones de magma y pulsos de presión de fluidos (Cassidy *et al.*, 2011; Hotovec-Ellis *et al.*, 2018; Cesca *et al.*, 2020).

En el presente estudio se evidencia la presencia de terremotos anti-repetitivos en el CC, algo similar a lo observado en el nido de Bucaramanga (Prieto *et al.*, 2012). En la Figura 7 se muestran ejemplos de eventos repetitivos y anti-repetitivos en varias estaciones para el conjunto de aquellos de $M > 3,5$ provenientes del CC y, en particular, del cúmulo 1

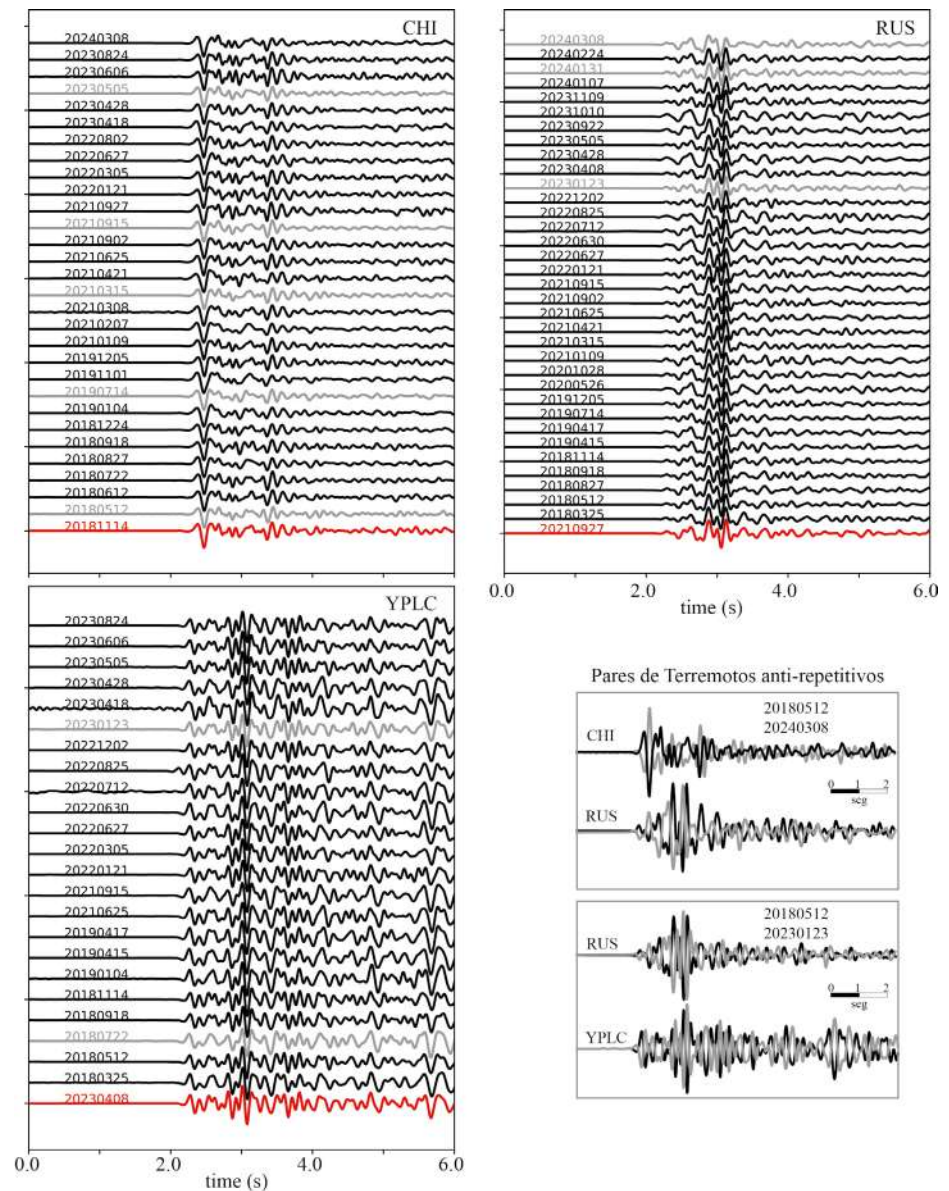


Figura 7. Ejemplos de terremotos repetitivos y anti-repetitivos en el cúmulo de Cucunubá. Los tres paneles mayores muestran ejemplos de registros de la onda P en tres estaciones diferentes donde pueden verse los eventos repetitivos (líneas negras) y los anti-repetitivos (líneas grises), cuya polaridad ha sido invertida. El evento de referencia aparece en color rojo. Se da la fecha de cada evento en cada sismograma. Los eventos repetitivos (o anti-repetitivos) corresponden a aquellos en que la correlación cruzada entre el evento y el evento de referencia es mayor a $>0,9$. Los ejemplos en el panel inferior derecho muestran una comparación de terremotos anti-repetitivos registrados en la misma estación.

(Figura 5). Las formas de onda aparecen en tres colores: la señal roja representa el evento de referencia, las de color negro son eventos con correlación cruzada mayor a $0,9$ (repetitivos) y los grises aquellos con correlación cruzada menor a $-0,9$ (anti-repetitivos). Los grises se multiplicaron por -1 para mostrar la similitud de los eventos anti-repetitivos y repetitivos. En el panel inferior derecho se muestran pares de eventos anti-repetitivos en varias estaciones, lo que evidencia que efectivamente el cambio de polaridad es consistente en varias estaciones a la vez.

La presencia de eventos anti-repetitivos en el CC ha sido reportada por **Aguilar-Suarez et al.** (2025), lo que acá se confirma. Estas observaciones abren varias líneas de estudio futuras: la primera se basa en la evidencia de que los eventos anti-repetitivos en los TPI no son exclusivos del nido de Bucaramanga, lo que significaría que los mecanismos que generan el nido y el CC son parecidos. La segunda se enfocaría en si estos eventos anti-repetitivos son mucho más comunes de lo que se ha pensado, pero no se detectan porque solo se considera la correlación cruzada positiva y no la negativa, dejando pasar eventos anti-repetitivos en algoritmos automáticos (**Cesca et al.**, 2024). La tercera se plantearía la necesidad de hacer un análisis completo y cuidadoso para catalogar los eventos en el CC, tanto los repetitivos como los anti-repetitivos, algo que excede el alcance del presente trabajo. Por último, como lo muestra la **Figura 7**, aunque es claro que hay eventos repetitivos y anti-repetitivos, el número de terremotos repetitivos prevalece y no es claro por qué hay dominancia de un tipo de evento sobre el otro.

Discusión y conclusiones

Debido a su configuración tectónica de interacción entre varias placas, con la subducción de por lo menos dos placas, Colombia reporta un gran número de TPI, especialmente en una de las regiones con mayor productividad de TPI del mundo, el nido de Bucaramanga, e incluso excluyendo dicho nido, el resto del país también muestra una alta actividad sísmica de TPI.

Se presentó aquí un análisis preliminar de los TPI en Colombia, identificando algunas regiones con características particulares, entre ellas, los terremotos en la cuña del manto en el cúmulo del Cauca, el agrupamiento de terremotos en el segmento Bucaramanga, y el cúmulo de Cucunubá, en el cual se registra una aglomeración en tres zonas separadas espacialmente y se evidencian eventos anti-repetitivos, algo que hasta ahora solo se había observado en el nido de Bucaramanga.

Estas observaciones confirman que Colombia es el laboratorio natural ideal para estudiar los TPI y que para avanzar en esta línea, es fundamental analizar los datos sísmológicos existentes como los del SGC o de las redes temporales ya desplegadas, y considerar nuevos estudios con instrumentación enfocada en zonas como los cúmulos del Cauca y Cucunubá.

Agradecimientos

Quiero agradecer al Servicio Geológico Colombiano (SGC), que está a cargo de mantener la red sísmológica nacional y da acceso a toda la información, lo que permitió este y muchos otros trabajos de sísmología tectónica en Colombia y en el NW de Suramérica, así como a mis estudiantes, muchos de ellos partícipes de trabajos relacionados con este documento. La base de datos del catálogo que se referencia en este artículo está disponible en <https://doi.org/10.5281/zenodo.15214420>.

Conflicto de intereses

El autor no declara ningún conflicto de intereses.

Referencias

- Abers, G. A., Nakajima, J., van Keken, P. E., Kita, S., Hacker, B. R.** (2013). Thermal–petrological controls on the location of earthquakes within subducting plates. *Earth and Planetary Science Letters*, 369, 178-187.
- Aguilar Suarez, A., G. Beroza, G. Monsalve, P. Pedraza, G. Prieto, L. Wagner** (2025). Pervasive Anti-repeating Earthquakes at Intermediate Depth in Colombia. *Fall AGU Meeting 2025*.
- Bishop, B. T., Warren, L. M., Aravena, P., Cho, S., Soto-Cordero, L., Pedraza, P., Prieto, G.A., Dionicio, V.** (2025). The deep lithospheric structure of terrane accretion as revealed through patterns of seismicity associated with the collision of the Panama–Choc. Block and South America beneath Cauca, Colombia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 130, e2024JB030067

- Brune, J. N. & Thatcher, W.** (2002). Strength and energetics of active fault zones. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, vol. 81A, pp. 569-588. International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI).
- Cassidy, J. F., Balfour, N., Hickson, C., Kao, H., White, R., Caplan-Auerbach, J., Mazzotti, S., Rogers, G.C., Al-Khoubbi, I., Bird, A.L., Esteban, L., Kelman, M., Hutchinson, J., McCormack, D.** (2011). The 2007 Nazko, British Columbia, earthquake sequence: injection of magma deep in the crust beneath the Anahim Volcanic Belt. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101, 1732-1741.
- Castillo, E., Siervo, D., Prieto, G. A.** (2024). Colombian Seismic Monitoring Using Advanced Machine-Learning Algorithms. *Seismol. Res. Lett.* 95, 2971-2985, doi: 10.1785/0220240036.
- Cesca, S., Letort, J., Razafindrakoto, H. N. T., Heimann, S., Rivalta, E., Isken, M.P., Nikkhoo, M., Passarelli, L., Petersen, G.M., Cotton, F., Dahm, T.** (2020). Drainage of a deep magma reservoir near Mayotte inferred from seismicity and deformation. *Nature Geoscience*, 13, 87-93.
- Cesca, S., Niemi, P., Dahm, T., Ide, S.** (2024). Anti-repeating earthquakes and how to explain them. *Communications Earth & Environment*, 5(1), 158.
- Chang, Y., Warren, L. M., Prieto, G. A.** (2017). Precise locations for intermediate-depth earthquakes in the Cauca cluster, Colombia. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(6), 2649-2663.
- Chang, Y., Warren, L. M., Zhu, L., Prieto, G. A.** (2019). Earthquake focal mechanisms and stress field for the intermediate-depth Cauca cluster, Colombia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(1), 822-836.
- Chen, W. P., & Molnar, P.** (1983). Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B5), 4183-4214.
- Cornthwaite, J., Bezada, M. J., Miao, W., Schmitz, M., Prieto, G. A., Dionicio, V., Niu, F., Levander, A.** (2021). Caribbean slab segmentation beneath northwest South America revealed by 3-D finite frequency teleseismic P-wave tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 22(4), e2020GC009431.
- Cortés, M., Angelier, J., Colletta, B.** (2005). Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*, 24(1).
- Davies, J. H.** (1999). The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism. *Nature*, 398(6723), 142-145.
- Davey, F. J. & Ristau, J.** (2011). Fore-arc mantle wedge seismicity under northeast New Zealand. *Tectonophysics*, 509(3-4), 272-279. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.017>
- Ferrand, T. P., Hilairt, N., Incel, S., Deldicque, D., Labrousse, L., Gasc, J., Renner, J., Wang, Y., Green HWII, Schubnel, A.** (2017). Dehydration-driven stress transfer triggers intermediate-depth earthquakes. *Nature communications*, 8(1), 15247.
- Flórez, M. A. & Prieto, G. A.** (2019). Controlling factors of seismicity and geometry in double seismic zones. *Geophysical Research Letters*, 46(8), 4174-4181.
- Frohlich, C.** (1989). The nature of deep-focus earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 17, p. 227, 17, 227.
- Frohlich, C.** (2006). *Deep Earthquakes*. Cambridge University Press.
- Frohlich, C., Kadinsky-Cade, K., Davis, S. D.** (1995). A reexamination of the Bucaramanga, Colombia, earthquake nest. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(6), 1622-1634.
- Frohlich, C. & Nakamura, Y.** (2009). The physical mechanisms of deep moonquakes and intermediate-depth earthquakes: How similar and how different? *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173(3-4), 365-374.
- Green, H.W. & Houston, H.** (1995). The mechanics of deep earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 169-213.
- Halpaap, F., Rondenay, S., Perrin, A., Goes, S., Ottemöller, L., Austrheim, H., Shaw, R., Eeken, T.** (2019). Earthquakes track subduction fluids from slab source to mantle wedge sink. *Science Advances*, 5(4), eaav7369.
- Hotovec-Ellis, A. J., Shelly, D.R., Hill, D.P., Pitt, A.M., Dawson, P.B., Chouet, B.A.** (2018). Deep fluid pathways beneath Mammoth Mountain, California, illuminated by migrating earthquake swarms. *Science Advances*, 4, eaat5258.
- Jia, Z., Fan, W., Mao, W., Shearer, P. M., May, D. A.** (2025). Dual mechanism transition controls rupture development of large deep earthquakes. *AGU Advances*, 6(3), e2025AV001701.

- John, T., Medvedev, S., Rüpke, L. H., Andersen, T. B., Podladchikov, Y. Y., Austrheim, H.** (2009). Generation of intermediate-depth earthquakes by self-localizing thermal runaway. *Nature Geoscience*, 2(2), 137-140.
- Kelemen, P. B. & Hirth, G.** (2007). A periodic shear-heating mechanism for intermediate-depth earthquakes in the mantle. *Nature*, 446(7137), 787-790.
- Kellogg, J. N., Camelio, G. B. F., Mora-Páez, H.** (2019). Cenozoic tectonic evolution of the North Andes with constraints from volcanic ages, seismic reflection, and satellite geodesy. *Andean tectonics* (pp. 69-102). Elsevier.
- Kita, S. & Ferrand, T. P.** (2018). Physical mechanisms of oceanic mantle earthquakes: Comparison of natural and experimental events. *Scientific Reports*, 8(1), 17049. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-35290-x>
- Kirby, S. H.** (1987). Localized polymorphic phase transformations in high-pressure faults and applications to the physical mechanism of deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B13), 13789-13800.
- McGuire, J. J., Wiens, D. A., Shore, P. J., Bevis, M. G.** (1997). The March 9, 1994 (M w 7.6), deep Tonga earthquake: Rupture outside the seismically active slab. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B7), 15163-15182.
- Mendiguren, J. A. & Aki, K.** (1978). Source mechanism of the deep Colombian earthquake of 1970 July 31 from the free oscillation data. *Geophysical Journal International*, 55(3), 539-556.
- Mogi, K.** (1962). Magnitude-frequency relationship for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. *Bulletin of the Earthquake Research Institute Tokyo*, 40, 831-883.
- Monsalve, G., Wagner, L. S., Muñoz, A., Alzate, M. A., Avellaneda-Jiménez, D. S., Carchedi, C., Golden, S.** (2024). Flat Subduction and Overlapping Slabs: Exploring the Lithosphere Beneath Northwesternmost South America using Teleseismic Receiver Functions. *AGU Fall Meeting Abstracts, 2024*, 3326, T11C-3326.
- Montes, C., Rodríguez-Corcho, A.F., Bayona, G., Hoyos, N., Zapata, S., Cardona, A.** 2019. Continental margin response to multiple arc-continent collisions: The northern Andes-Caribbean margin. *Earth-Science Reviews*, 198, 102903. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102903>
- Mori, J. & Abercrombie, R. E.** (1997). Depth dependence of earthquake frequency-magnitude distributions in California: Implication for rupture initiation. *Journal of Geophysical Research*, 102(B7), 15081-15090.
- Ogawa, M.** (1987). Shear instability in a viscoelastic material as the cause of deep focus earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B13), 13801-13810.
- Pardo, N., Cepeda, H., Jaramillo, J.** (2005). The Paipa volcano, eastern cordillera of Colombia, South America: volcanic stratigraphy. *Earth Sciences Research Journal*, 9(1), 3-18.
- Pérez-Forero, D., Koulakov, I., Vargas, C. A., Gerya, T., Al Arifi, N.** (2023). Lithospheric delamination as the driving mechanism of intermediate-depth seismicity in the Bucaramanga Nest, Colombia. *Scientific Reports*, 13(1), 23084
- Poli, P., Prieto, G. A., Yu, C. Q., Flórez, M., Agurto-Detzel, H., Mikesell, T. D., Chen, G., Dionicio, V., Pedraza, P.** (2016). Complex rupture of the M 6.3 2015 March 10 Bucaramanga earthquake: Evidence of strong weakening process. *Geophysical Journal International*, 205(2), 988-994.
- Prieto, G.A., Beroza, G. C., Barrett, S.A., López, G.A., Flórez, M.** (2012). Earthquake nests as natural laboratories for the study of intermediate-depth earthquake mechanics. *Tectonophysics*, 570, 42-56.
- Prieto, G. A., Flórez, M., Barrett, S. A., Beroza, G. C., Pedraza, P., Blanco, J. F., Poveda, E.** (2013). Seismic evidence for thermal runaway during intermediate-depth earthquake rupture. *Geophysical Research Letters*, 40(23), 6064-6068.
- Prieto, G. A., Froment, B., Yu, C., Poli, P., Abercrombie, R.** (2017). Earthquake rupture below the brittle-ductile transition in continental lithospheric mantle. *Science Advances*, 3(3), e1602642.
- Rodkin, M. V.** (2022). The variability of earthquake parameters with the depth: Evidences of difference of mechanisms of generation of the shallow, intermediate-depth, and the deep earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 179(11), 4197-4206.
- Rubin, A. M., Gillard, D., Got, J. L.** (1998). A reinterpretation of seismicity associated with the January 1983 dike intrusion at Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B5), 10003-10015

- Scholz, C. H.** (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(1), 399-415.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., Wyss, M.** (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437, 539-542. <https://doi.org/10.1038/nature04094>
- Schubnel, A., Brunet, F., Hilairet, N., Gasc, J., Wang, Y., Green, H. W.** (2013). Deep-focus earthquake analogs recorded at high pressure and temperature in the laboratory. *Science*, 341(6152), 1377-1380
- Shearer, P. M., Prieto, G. A., Hauksson, E.** (2006). Comprehensive analysis of earthquake source spectra in southern California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B6).
- Špičák, A., Vaněk, J., Hanuš, V.** (2009). Seismically active column and volcanic plumbing system beneath the island arc of the Izu-Bonin subduction zone. *Geophysical Journal International*, 179(3), 1301-1312. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04375.x>
- Sun, M., Bezada, M. J., Cornthwaite, J., Prieto, G. A., Niu, F., Levander, A.** (2022). Overlapping slabs: Untangling subduction in NW South America through finite-frequency teleseismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 577, 117253.
- Syracuse, E. M., van Keken, P. E., Abers, G. A.** (2010). The global range of subduction zone thermal models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 183(1-2), 73-90.
- Syracuse, E. M., Maceira, M., Prieto, G. A., Zhang, H., Ammon, C. J.** (2016). Multiple plates subducting beneath Colombia, as illuminated by seismicity and velocity from the joint inversion of seismic and gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 444, 139-149.
- Vargas, C. A.** (2019). Subduction geometries in northwestern South America. *The geology of Colombia*, 4. Servicio Geológico de Colombia.
- Vargas, C. A. & Mann, P.** (2013). Tearing and breaking off of subducted slabs as the result of collision of the Panama Arc-Indenter with northwestern South America. *Bulletin of the seismological Society of America*, 103(3), 2025-2046.
- Vergara, C.A., Flórez, M.A., Prieto, G.A.** (2025). Complex slab geometry related to multiple intermediate-depth seismicity clusters in NW South America. [Manuscrito sometido para publicación].
- Wagner, L. S., Jaramillo, J. S., Ramírez-Hoyos, L. F., Monsalve, G., Cardona, A., Becker, T. W.** (2017). Transient slab flattening beneath Colombia. *Geophysical Research Letters*, 44(13), 6616-6623.
- Wagner, L. S. & Okal, E. A.** (2019). The Pucallpa Nest and its constraints on the geometry of the Peruvian Flat Slab. *Tectonophysics*, 762, 97-108.
- Wagner, L. S., Prieto, G.A., Montes, C., Ramos, J.P., Dionicio, V. Pedraza, P.** (2025). Breaking the Caribbean Plate: Subduction initiation beneath the northern margin of Panama. *Geophys. Res. Lett.* [En prensa].
- Waldhauser, F. & Ellsworth, W.L.** (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 1353-1368. <https://doi.org/10.1785/0120000006>
- White, L. T., Rawlinson, N., Lister, G. S., Waldhauser, F., Hejrani, B., Thompson, D. A., Tannera, D. Macpherson, C.G., Tkalčić, H., Morgan, J. P.** (2019). Earth's deepest earthquake swarms track fluid ascent beneath nascent arc volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 521, 25-36.
- Wiemer, S. & Benoit, J. P.** (1996). Mapping the B-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand Subduction Zones. *Geophysical Research Letters*, 23(13), 1557-1560. <https://doi.org/10.1029/96GL01233>
- Wiemer, S. & Wyss, M.** (2000). Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(4), 859-869.
- Zarifi, Z., Havskov, J., Hanyga, A.** (2007). An insight into the Bucaramanga nest. *Tectonophysics*, 443(1-2), 93-105.
- Zhan, Z.** (2020). Mechanisms and implications of deep earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 48(1), 147-174.