



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PROCESO DE RUPTURA DE SISMOS MAYORES EN COLOMBIA

TESIS QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
SANDRA PATRICIA MOLINA GARCÍA

TUTOR:
DR. LUIS QUINTANAR ROBLES, INSTITUTO DE GEOFÍSICA (UNAM)

COMITÉ TUTOR:

DR. GERARDO SÚAREZ REYNOSO, INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM
DRA. VALA HJÖRLEIFSDÓTTIR, INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM
DR. LUIS QUINTANAR ROBLES, INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM
DR. MIGUEL ÁNGEL SANTOYO, INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM
M.Sc. HUGO MONSALVE JARAMILLO, UNIVERSIDAD DEL QUINDÍO

CIUDAD DE MÉXICO, MAYO, 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

Agradezco al Instituto Panamericano de Geográfico e Historia por la beca de Maestría que me otorgo para realizar mis estudios. También este trabajo fue parcialmente financiado a través de una beca de Maestría otorgada por la Secretaría de Ciencia Tecnología e Innovación de la Ciudad de México mediante el Convenio Específico de Colaboración SECITI/059/2016. Al programa PAEP por el apoyo económico para participar en el congreso IASPEI-2017 en Japón.

Agradezco de manera muy especial al Dr. Rodrigo Barriga y Francisco García por su apoyo y colaboración durante los dos años de trabajo en el IPGH. Al comité tutor por sus aportes y orientación en el trabajo de investigación, principalmente al Dr. Luis Quintanar quien siempre estuvo pendiente a cada una de mis inquietudes para poder resolverlas y discutir las. A los investigadores del departamento de sismología por su contribución a mi formación académica.

También doy gracias a mi familia y amigos, muy especialmente a Guillermo, Yesica, Fernando, Diana, Daniel y Félix por los buenos momentos que hemos compartido y en general a todos los que estuvieron presentes durante mi estancia en México.

Índice general

Lista de figuras	IV
Lista de tablas	VIII
RESUMEN	IX
INTRODUCCIÓN	2
1. MARCO TECTÓNICO	4
1.1. Localización y características generales	4
1.2. Sistema de cordilleras en Colombia.	7
1.2.1. Cordillera Occidental	7
1.2.2. Cordillera Central	7
1.2.3. Cordillera Oriental	8
1.3. Principales sistemas de Fallas	10
1.3.1. Sistema de fallas de Romeral	10
1.3.2. Serranía del Baudó	10
1.3.3. Piedemonte Llanero	10
1.4. Sismicidad en Colombia	11
1.4.1. Sismicidad histórica	12
2. DATOS Y SU PROCESAMIENTO	15
2.1. Cálculo de sismogramas sintéticos	15
2.1.1. Función temporal de la fuente $S(t)$	15
2.1.2. Tensor de momento sísmico	16
2.1.3. Mecanismo de No-Doble Par	17
2.1.4. Cálculo de las funciones de Green	19
2.2. Distribución de deslizamiento sobre el plano de falla	20
2.3. Compilación del programa Tel2	21
2.4. Selección de eventos, parámetros y estaciones	22
2.5. Parámetros	24
2.6. Procesamiento de las formas de onda	25
3. RESULTADOS	29
3.1. Sismo de Páez 1994, $M_w = 6,8$	29
3.2. Sismo de Tauramena 1995, $M_w = 6,5$	34

3.3. Sismo de Risaralda 1995, $M_w = 6,6$	37
3.4. Sismo de Génova 1997, $M_w = 6,7$	41
3.5. Sismo de Pizarro 2004, $M_w = 7,2$	45
3.6. Sismo de Gorgona 2007, $M_w = 6,8$	49
3.7. Sismo de La Vega 2012, $M_w = 7,2$	52
3.8. Sismo de Guaitarilla 2013, $M_w = 7,0$	56
4. DISCUSIÓN	61
4.1. Análisis de la función temporal de la fuente	61
4.2. Sismicidad a lo largo de la trinchera Colombia-Ecuador.	64
4.3. Análisis de los eventos de Risaralda 1995 y Génova 1997	66
CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO	69
BIBLIOGRAFÍA	69

Índice de figuras

1.1.	El área de estudio (cuadro rojo) comprende la región de mayor sismicidad en Colombia. También encontramos la cadena volcánica (triángulos morados) y los límites entre las placas Caribe, Nazca y América del Sur con el bloque Norte de los Andes (línea dentada). Los vectores de velocidad con respecto a Sur América (flechas blancas y negras) y sus respectivos valores. Por otro lado, tenemos la localización de los principales sistemas montañosos como son: la Cordillera Central, Oriental, Occidental, Perijá y Mérida; las Serranía del Baudó, Sierra Nevada de Santa Marta y la Sierra de la Macarena (Velandia et al., 2005).	6
1.2.	Estructura del sistema Andino; Falla Romeral (RF), Fallas Uramita (UF), fallas del Borde Llanero, Valle del Magdalena, Valles del Cauca-Patía. Nido de Cauca y Nido de Bucaramanga (cuadros amarillos). Límites entre placas (línea dentada), sistema de volcanes (triángulos morados). Cortez et al.,2005.	9
1.3.	Mapa de amenaza sísmica en Colombia. Las regiones con mayor amenaza se representan con los colores que tienden al color rojo(Tomado del Servicio Geológico Colombiano)	11
1.4.	Mapa de sismicidad histórica en la región ($M_w > 6,5$). Mecanismos focales para algunos de los eventos históricos reportados por Global CMT. El tamaño del círculo indica la magnitud del sismo y su color varia según la profundidad. La sismicidad histórica que se grafica esta publicada en el catálogo de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) y la USGS.	13
2.1.	Mecanismos focales para cada elemento del tensor de momento (Kikuchi y Kanamori,1991).	17
2.2.	Mecanismos focales para una fuente isótropa, doble par y CLVD, junto con su patrón de radiación (modificado de Frohlich, 1994).	18
2.3.	Modelo grafico donde se representa la fuente. (a) El plano de falla se divide en sub-fallas; (b) función de la tasa de momento parametrizado por mn sub fallas. T_{mn} se determina por la velocidad de ruptura máxima que da el tiempo de inicio de la función temporal de la fuente base para cada sub-falla. (c) Las dos componentes del vector de deslizamiento.	21
2.4.	Eventos que se analizan en la investigación, enumerados según la fecha de ocurrencia. Sismos seleccionados (círculos de colores) y sismicidad histórica (círculos de color negro).	23
2.5.	Forma de onda observada y procesada (azul) y forma de onda sintética (roja) para la estación SLBS del sismo de 2012 en La Vega(1).	25

2.6.	Mapa de estaciones y localización de los eventos Páez (1) y Tauramena (2). . .	26
2.7.	Mapa de estaciones y localización de los eventos Risaralda (3) y Génova (4). . .	26
2.8.	Mapa de estaciones y localización de los eventos Pizarro (5) y Gorgona (6). . .	27
2.9.	Mapa de estaciones y localización de los eventos de La Vega (7) y Guaitarilla (8).	27
3.1.	Localización epicentral del sismo de Páez (1)(círculo rojo de mayor tamaño), replicas (círculos rojos y verdes de menor tamaño)(RSNC), mecanismo focal del evento (Global CMT) y volcanes en el área de estudio. La línea negra punteada representa la falla de Moras.	30
3.2.	Mapa geológico para la región donde se localiza la falla de Moras. Rocas metamórficas de bajo grado (Color morado), rocas ígneas volcánicas de composición intermedia (amarillo claro), depósito de abanico y caída de cenizas (amarillo oscuro), rocas sedimentarias de tipo marino(verde) (Modificado de Atlas Geológico de Colombia 2015, Servicio Geológico Colombiano, 2015).	31
3.3.	Resultado del modelado de forma de onda para el evento 1994 en el municipio de Páez. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.1 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 25 %. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).	32
3.4.	Función temporal de la fuente. Los números en cada sub-falla representa los tiempos de inicio del deslizamiento y la paleta de colores el deslizamiento sobre el plano de falla.	33
3.5.	Deslizamiento sobre el plano de falla, 1994.	33
3.6.	Localización epicentral del sismo de Tauramena (2) (círculo rojo), replicas (círculos de menor tamaño). Falla de Guaicaramo (línea negra punteada) y volcán (triángulo morado)	35
3.7.	Resultado del modelado de forma de onda para el evento de 1995 en Tauramena. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.2 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 1 %. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).	36
3.8.	Función temporal de la fuente	36
3.9.	Deslizamiento sobre el plano de falla para el sismo de Tauramena 1995.	37
3.10.	Localización epicentral del sismo de Risaralda (3) (círculo naranja).La línea negra indica el límite entre la corteza de placa Nazca y la placa de Sur América a una profundidad de 120 Km y la línea morada A-A' es el perfil Cali sobre esta región.	38
3.11.	Localización del sismo de Risaralda (3) y el sismo de Tauramena (2) sobre el perfil Cali. La línea superior sólida representa el límite de la zona Wadati-Benioff (Pedraza, 2006).	39

3.12. Resultado del modelado de forma de onda para el evento de 1995 en Risaralda. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.3 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 52 %. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).	40
3.13. Función temporal de la fuente	40
3.14. Deslizamiento sobre el plano de falla para el sismo de 1995 en Risaralda. . . .	41
3.15. Localización epicentral del sismo de Génova (4) (círculo naranja). La línea morada B-B' es el perfil Popayan sobre esta región.	42
3.16. Resultado del modelado de forma de onda para el evento de 1997 en Génova. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.4 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 82 %. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).	43
3.17. Localización del sismo de Génova (4) sobre el perfil Popayan . La línea superior sólida representa el límite de la zona Wadati-Benioff (Pedraza, 2006).	44
3.18. Función temporal de la fuente	44
3.19. Deslizamiento sobre el plano de falla para el sismo de 1997 en Génova. Los números que se encuentran sobre el plano de falla corresponden al tiempo de inicio de cada sub-falla y los vectores indican la dirección del deslizamiento. . .	45
3.20. Localización epicentral del sismo de Pizarro (5) (círculo más grande) y replicas. Límite de placas Nazca y Sur América (línea punteada roja).	46
3.21. Resultado del modelado de forma de onda para el evento de 2004 en Pizarro. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.5 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 5 %. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).	47
3.22. Función temporal de la fuente	48
3.23. Distribución de deslizamiento sobre el plano de falla (2004).	48
3.24. Localización del sismo de Gorgona en 2007 (círculo rojo) y su mecanismo focal (tomado de Global CMT, azul); sismo de 1979 en Tumaco (círculo naranja de mayor área) y el mecanismo focal (tomado de Global CMT). Perfil de Nariño C-C' (línea morada) y límite de placas Nazca y Sur América (línea punteada roja).	50
3.25. Resultado del modelado de forma de onda para el evento de 2007 en Gorgona. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.6 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 5 %. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).	51
3.26. Función temporal de la fuente	52
3.27. Distribución de deslizamiento sobre el plano de falla (2004).	52

3.28. Resultado del modelado de forma de onda para el evento de 2012 en La Vega. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.6 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 30 %. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).	53
3.29. Localización epicentral del sismo La Vega (7) (círculo morado), mecanismo focal (Global CMT) y vulcanismo en el área (triángulos morados). La línea morada C-C' es el perfil Nariño sobre esta región.	54
3.30. Localización de los sismos de Gorgona (6), La Vega (7) y Guaitarilla (8) sobre el perfil Nariño (Pedraza, 2006).	55
3.31. Función temporal de la fuente	55
3.32. Deslizamiento sobre el plano de falla.	56
3.33. Localización epicentral del sismo de Risaralda (8) (círculo azul). Perfil Nariño (segmento de recta azul C-C'), límite entre el Bloque Norte de los Andes y la placa de Sur América (línea dentada) y volcanes (triángulos morados).	57
3.34. Estructuras oceanicas que estan afectando la zona epicentral del sismo de Guaitarilla (Modificado de Manchuel et al., 2011).	58
3.35. Resultado del modelado de forma de onda para el evento de 2013 en Guaitarilla. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.7 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 32 %. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).	59
3.36. Función temporal de la fuente	59
3.37. Deslizamiento sobre el plano de falla.	60
4.1. Funciones temporales para cada uno de los eventos, localización de los eventos, mecanismos focales (Global CMT), volcanes y límites de placas	63
4.2. Mapa de sismicidad de magnitud mayor a $M_w \geq 6,5$ a lo largo de la trinchera Colombia-Ecuador. Área de ruptura para los eventos de 1906, (área morada), 1970 (área negra), 1979 (área verde) y 2004 (área roja). Caldas Tear (área amarilla) la cual está siendo afectada por la dorsal Sandra (Vargas et al., 2018). Área de estudio (cuadro rojo), límite de placas Nazca y Sur América (línea punteada roja), ausencia de sismicidad a lo largo de la trinchera Colombia-Ecuador (flecha negra).	65
4.3. Mapa en tres dimensiones de la morfología de las placas Nazca, Caribe y Sur América en Colombia (Modificado de Vargas y Mann, 2013).	66
4.4. Función temporal de la fuente (a) y mecanismos focales de los sub-eventos (b) para el evento de Risaralda del 19 de agosto de 1995 obtenida por la Universidad del Quindío (2013).	67
4.5. Función temporal de la fuente (a) y mecanismos focales de los sub-eventos (b) para el evento de Génova del 2 de septiembre de 1997 obtenida por la Universidad del Quindío (2013)	67

Índice de tablas

1.1. Sismos históricos en Colombia de magnitud mayor a $M= 6.5$ en el área de estudio. (Red Sismológica Nacional de Colombia.)	14
2.1. Datos de los eventos con magnitud $M_w > 6,5$. Fecha y localización (Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC]); profundidad (USGS); magnitud y mecanismo focal (Global CMT).	22
2.2. Estaciones que se utilizaron en la inversión de la forma de onda P de las redes GSN, FDSN-ALL, PASSCAL y US-ALL. No todas las estaciones se utilizaron para cada evento, en las figuras 2.5 a 2.8 se presentan las correspondientes a cada uno.	24
3.1. Parámetros utilizados para la inversión.	32
3.2. Parámetros utilizados para la inversión del sismo del 6 de junio, 1995.	34
3.3. Parámetros utilizados para la inversión de las formas de onda para el sismo del 19 de agosto, 1995.	39
3.4. Parámetros utilizados para la inversión de las formas de onda, sismo del 2 de septiembre, 1997.	43
3.5. Parámetros utilizados para la inversión de las formas de onda para el sismo del 11 de noviembre, 2004.	47
3.6. Parámetros utilizados para la inversión de las formas de onda para el sismo del 10 de septiembre, 2007.	51
3.7. Parámetros utilizados para la inversión de las formas de onda para el sismo del 30 de septiembre de 2012.	53
3.8. Parámetros utilizados para la inversión de las formas de onda para el sismo del 9 de febrero, 2013.	59

RESUMEN

Mediante el método de inversión de deslizamientos sobre la falla se analizan ocho sismos de magnitud $M_w \geq 6.5$ registrados a distancias tele-sísmicas localizados en Colombia. Lo anterior con el objetivo de caracterizar el área de estudio según la complejidad de la función temporal de la fuente y la distribución del deslizamiento sobre el plano de falla. De los ocho sismos estudiados cuatro son de tipo cortical y cuatro de profundidad intermedia; además dos de estos eventos presentan mecanismos focales con alta componente CLVD los cuales se localizan en el nido del Cauca. Al analizar los registros sísmicos se observa que los eventos con mayor componente CLVD presentan en su mayoría arribos de P de tipo emergente mientras que los de CLVD bajo son de tipo impulsivo. También se obtiene que los eventos con profundidad somera tienen funciones temporales de la fuente más complejas que los de profundidad intermedia. Por otro lado, los sismos estudiados de profundidad intermedia se registraron en orden temporal (1995-2013) de norte a sur y las magnitudes (M_w) aumentan en esa misma dirección (6.6-7.2).

En el sur de Colombia entre latitudes 4.5° N y 1.35° N no se han registrado sismos de magnitud considerable que permitan la liberación de la energía acumulada en la trinchera colombiana, siendo el último sismo registrado el de Tumaco en 1979 con magnitud $M_w=8.8$. Por otro lado, al norte a latitud 5.5° N no se ha registrado actividad sísmica de grandes magnitudes habiendo pasado un periodo de 48 años desde el evento de 1970 de magnitud $M_w=6.6$.

ABSTRACT

By means of the fault slip inversion method, eight earthquakes of magnitude $M \geq 6.5$ recorded at teleseismic distances located in Colombia are analyzed with the objective of characterizing the study area according to the complexity of the source time function and the distribution of the slip on the fault plane. Of the eight earthquakes studied four are crustal events and four of intermediate depth; In addition, two of these events present focal mechanisms with a high CLVD component, which are located in the Cauca nest. When analyzing the seismic records, it is observed that the events with the highest CLVD component present mostly emergent P-arrivals while those of low CLVD are of the impulsive type. It is also obtained that events with shallow depth have more complex source time function than those of intermediate depth. On the other hand, the studied earthquakes of intermediate depth were recorded in temporal order (1995-2013) from north to south and the magnitudes (M_w) increase in that same direction (6.6-7.2).

In the south of Colombia between latitudes 4.5° N and 1.35° N there have not been recorded earthquakes of large magnitude that allow the release of the accumulated energy in the Colombian trench, being the last recorded earthquake that of Tumaco in 1979 with magnitude $M_w = 8.8$. On the other hand, north of latitude 5.5° N there has not been recorded seismic activity of large magnitudes having passed a period of 48 years since the 1970 event of magnitude $M_w = 6.6$.

INTRODUCCIÓN

Colombia está ubicada en una región que presenta una compleja tectónica debido a la triple interacción de las placas Nazca, Caribe y Sur América (Ego et al., 1996; Paris et al., 2000; Vargas et al., 2004; Vargas y Mann, 2013; Poveda et al., 2015), razón por la cual es un país altamente activo. Colombia no solo presenta actividad sísmica por subducción de las placas Nazca al occidente y Caribe al Norte, sino además por los sistemas de fallas que atraviesan el país (Ego et al., 1996; Paris et al., 2000). La sismicidad somera se debe en su mayoría a los sistemas de fallas del Romeral y el Borde Llanero, mientras que la sismicidad de profundidad intermedia que corresponde a profundidades entre 50 km y 300 km está relacionada a los procesos de subducción; esta sismicidad se concentra principalmente en los nidos del Cauca y Bucaramanga (Taboada et al., 2000; Warren, 2014).

La función temporal de la fuente representa la dependencia temporal del momento sísmico. En campo lejano los desplazamientos elásticos dependen del tiempo derivado del momento (Udías et al., 2014). Entonces por medio la función temporal de la fuente se puede conocer la historia temporal de la liberación del momento sísmico el cual depende del material, la variación del deslizamiento y el área de la falla (Kikuchi y Kanamori, 1991).

Al analizar la función temporal de la fuente para sismos localizados a distancias telesísmicas y la distribución del deslizamiento sobre el plano de falla se puede caracterizar el proceso de ruptura para cada evento, esto significa ver como se liberó el momento sísmico en el tiempo durante la dislocación. La complejidad en la función temporal de la fuente representaría las heterogeneidades en la distribución del deslizamiento sobre el plano de falla, es decir, según Kikuchi et al. (2000) la presencia de asperezas en la región (Manchuel et al., 2011). Según Houston (2001) los eventos que presentan mayor complejidad en la función temporal de la fuente son los que tienen más sub-eventos, que corresponderían a los sismos de tipo interplaca donde se localizan mayores heterogeneidades o sismos cuyo epicentro este en las capas más someras de la corteza. Es importante entonces analizar la función temporal de la fuente y la distribución del deslizamiento sobre el plano de falla ya que permite conocer la historia temporal de la liberación del momento sísmico y caracterizar la estructura interna de la Tierra.

Mediante el método desarrollado por Yagi et al. (2000) el cual está basado en el esquema de inversión de Hartzell y Heaton (1983), donde además para calcular las funciones de Green se siguió el método de Kikuchi y Kanamori (1991), se obtiene el modelado de las formas de onda observadas y sintéticas, la función temporal de la fuente y la distribución del deslizamiento sobre el plano de falla. Con este método se analizan los eventos de magnitud $M_w \geq 6,5$ los cuales se localizan en Colombia y se registraron en un periodo que va de 1994

a 2013. La Universidad del Quindío en el año 2010 analizó la función temporal de la fuente y la distribución del deslizamiento para dos eventos los cuales se incluyen en esta investigación (1995-3, y 1997-4), sin embargo, es el único trabajo en el área de estudio que se conoce en el cual se hace este tipo de análisis.

Este trabajo se desarrolla mediante cinco capítulos los cuales describen el proceso mediante el cual se obtienen los resultados y su respectivo análisis. El primer capítulo presenta las características tectónicas del área de estudio. En el capítulo dos se presentan los conceptos que se analizarán y los parámetros que se establecieron para la inversión. Posteriormente se presenta el capítulo de resultados donde se exponen los modelados para cada evento. El capítulo cuatro corresponde a la discusión de los resultados. El último capítulo son las conclusiones y el trabajo futuro.

Capítulo 1

MARCO TECTÓNICO

El presente capítulo describe los conceptos geofísicos y el marco geotectónico con los cuales se realizará la interpretación y análisis de los resultados para cada uno de los sismos que se estudiaron.

1.1. Localización y características generales

El área de estudio se localiza en Colombia entre latitudes 1° - 6° norte y longitudes 72° - 78° oeste, esta región limita al oeste con el Océano Pacífico, al suroeste con Ecuador, al norte con el Mar Caribe, al noreste con Venezuela, al sureste con Brasil y al sur con Perú (Figura 1.1). Colombia está situada en el noroeste del continente sudamericano, zona donde se presenta un complejo proceso tectónico, debido a la triple interacción entre las placas oceánicas del Caribe y Nazca por el norte y oeste y la placa continental de Sudamérica (Ego et al., 1995) (Figura 1.1).

El Bloque Norte como se conoce esta región y que está conformada por el noroeste de Venezuela, el oeste de Colombia y el noroeste de Ecuador, está limitando con las placas Nazca, Caribe y Sudamérica como se muestra en la Figura 1.1. El límite entre la placa de Sudamérica y el Bloque Andino se marca con la mega falla Dolores-Guayaquil (Dolores-Guayaquil Megashear) que se extiende desde Ecuador hasta el norte de Venezuela, atravesando el borde este de la Cordillera Oriental (Egbue and Kellogg, 2010; Jacques Bourgois, 2013; Gutscher et al., 1999); por el norte y noroeste se encuentra limitando con la placa Caribe, mientras que al oeste del Bloque Andino se encuentra la placa Nazca. El Bloque Andino está siendo desplazado en dirección noreste con una velocidad de 1 cm/año a lo largo de la mega falla de Dolores-Guayaquil con respecto a la placa de Sudamérica (Gutscher et al., 1999; Velandia et al., 2005). Por otro lado, las placas oceánicas se desplazan con una velocidad de 6.8 cm/año para Nazca y 1.3 cm/año para el Caribe con respecto a Sudamérica (Van der Hilst y Mann, 1994).

El Bloque Andino es comprimido por la convergencia de las placas Nazca en dirección oeste-este, Caribe noroeste-sureste y Sudamérica en dirección este-oeste como se muestra en la Figura 1.1 (Ego et al., 1996). La dinámica de los Andes septentrionales es debida al pliegue tectónico generado por el empuje que ejercen las placas oceánicas, el cual inicio desde el oeste

en el Mesozoico y continuo hacia el este durante el Cenozoico hasta el Cuaternario (Velandia et al., 2005).

Mediante el estudio de la sismicidad de profundidad intermedia y el análisis en los mecanismos focales que invirtió Ego et al. (1995), se considera que las placas oceánicas Caribe y Nazca están subduciendo por el noroeste y oeste del Bloque Norte de los Andes. Entonces de acuerdo a la subducción de las dos placas oceánicas (Caribe y Nazca) es que se asocia la ocurrencia de eventos sísmicos en las regiones de Bucaramanga y Cauca; el ángulo de buzamiento para la placa Caribe es de 20° - 25° en dirección este-sureste, mientras que para la placa Nazca el ángulo de buzamiento es de 35° sureste (Cortés et al., 2005).

Por otro lado, el estudio realizado por Vargas y Mann (2013) donde correlacionan datos gravimétricos, magnéticos, gradientes geotermales, mapas geológicos y mecanismos focales, se obtuvo que la zona sismogénica en Colombia es debida no solo por la interacción entre las placas oceánicas Nazca y Caribe, sino además de esto por la Dorsal de Sandra la cual se encuentra en la región conocida como Caldas Tear entre latitudes aproximadas de 3.0° a 5.6° norte. En esta región la sismicidad de profundidad intermedia que se asocia a los dos nodos se encuentra entre 130-160 km para Bucaramanga y 70-150 km para Cauca (Figura 1.2).

El Bloque Andino en Colombia está formado por tres sistemas de montañas, las cuales son: la Cordillera Occidental, la Cordillera Central y la Cordillera Oriental; además de este sistema de montañas se encuentran otros sistemas montañosos como lo son la Serranía de Baudó, la Sierra de la Macarena y la Sierra Nevada de Santa Marta. En la zona norte a 8° de latitud las cordilleras Occidental y Central desaparecen, mientras que la Cordillera Oriental se divide en dos cadenas de montañas la Cordillera de Mérida y la Sierra de Perijá en Venezuela (Figura 1.1).

En términos generales el *“Norte Andino está compuesto por un basamento mixto que incluye dos regiones, la región este que se caracteriza por una débil y deformable corteza continental que es afectada por la mayoría de las discontinuidades mecánicas, las cuales se localizan al este del sistema de fallas de Romeral. Esta primera región la conforman la Cordillera Oriental y el flanco este de la Cordillera Central; mientras que la región oeste se caracteriza por la acreción de la corteza oceánica, siendo su principal componente. Esta región la conforman el flanco oeste de la Cordillera Central y la Cordillera Occidental”*(Cortés et al., 2005).

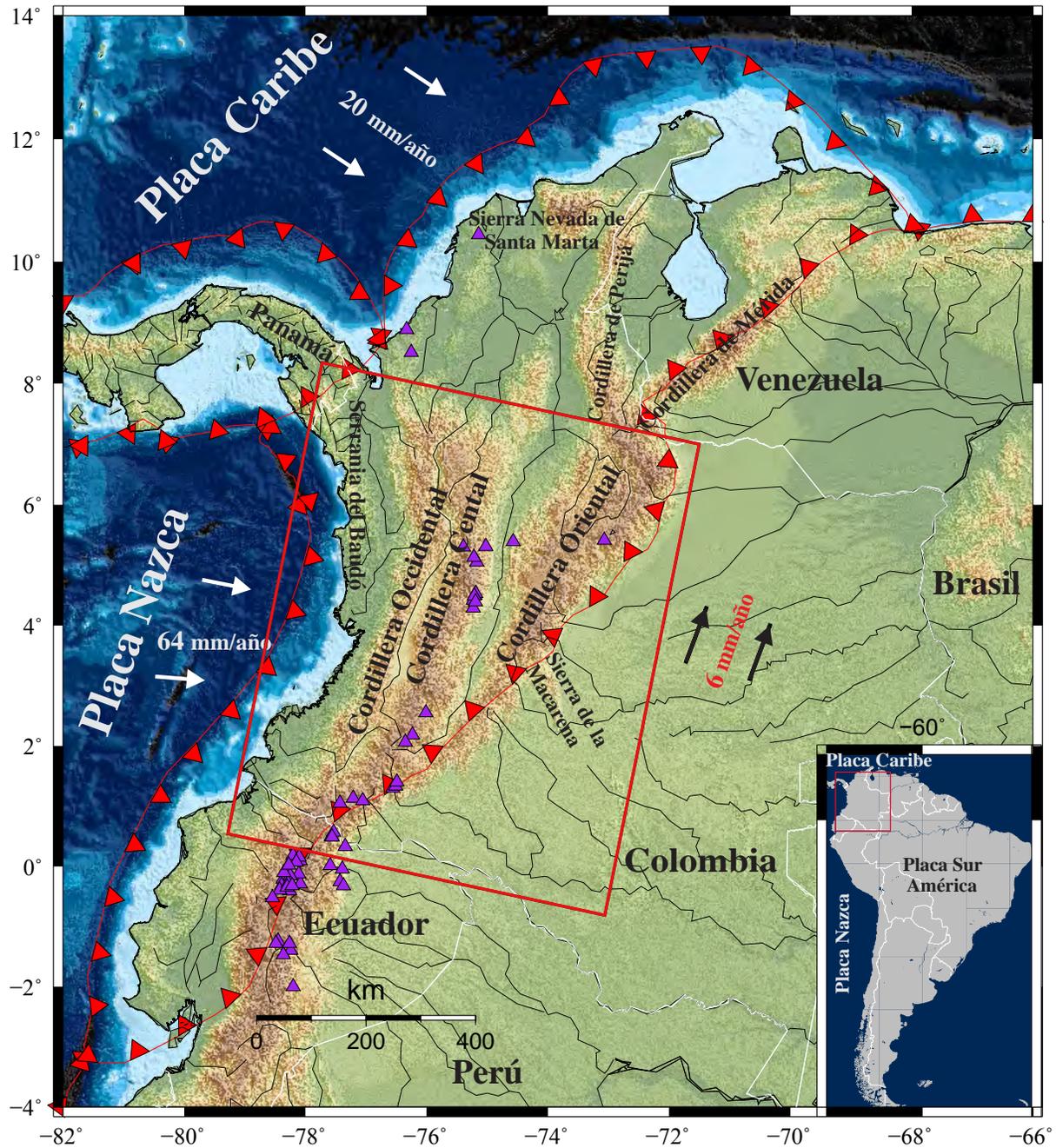


Figura 1.1: El área de estudio (cuadro rojo) comprende la región de mayor sismicidad en Colombia. También encontramos la cadena volcánica (triángulos morados) y los límites entre las placas Caribe, Nazca y América del Sur con el bloque Norte de los Andes (línea dentada). Los vectores de velocidad con respecto a Sur América (flechas blancas y negras) y sus respectivos valores. Por otro lado, tenemos la localización de los principales sistemas montañosos como son: la Cordillera Central, Oriental, Occidental, Perijá y Mérida; las Serranía del Baudó, Sierra Nevada de Santa Marta y la Sierra de la Macarena (Velandia et al., 2005).

1.2. Sistema de cordilleras en Colombia.

El sistema montañoso en Colombia lo conforman principalmente las tres cordilleras, como se menciona anteriormente, las cuales se describen de forma detallada en el presente apartado.

1.2.1. Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental está separada de la Cordillera Central por el sistema de fallas de Romeral (Figura 1.2) y la Cuenca Cauca-Patía al este de Colombia; por el oeste limita con la región costera del Pacífico y al noroeste la Serranía de Baudó (Figura 1.1), la cual es un arco de isla que se asocia a la subducción de la placa Pacífico bajo el suroeste de la placa proto Caribe (Taboada et al., 2000; Pedraza, 2006). Al oeste de la cordillera la placa Nazca ejerce presión sobre la placa de Sudamérica, lo cual se evidencia en el pliegue de este sistema montañoso que se formó a finales del Cenozoico.

La sismicidad en esta región es de profundidad intermedia y es debida a la subducción de las dos placas oceánicas Nazca (en dirección oeste-este con respecto a Sudamérica) y Caribe (noroeste-sureste)(Cortés et al., 2005). Sin embargo, según estudios de Vargas y Mann (2013) la sismicidad está dividida entre dos regiones las cuales son separadas por el nido del Cauca ubicado aproximadamente a 5.5° N. La sismicidad al sur del Nido del Cauca presenta profundidades entre $70 < h < 150$ km, mientras que al norte prevalece la sismicidad con profundidades entre $0 < h < 70$ km.

El principal componente de esta cordillera son rocas oceánicas, debido a la acreción de la corteza oceánica (M. Cortés, 2005). Sin embargo, por el oeste las rocas sedimentarias de edad cenozoica contrastan esta región, al igual que al este del sistema de fallas de Romeral. La composición en general de las cordilleras está determinada por los diferentes procesos tectónicos que se presentaron en el Mesozoico y Cenozoico.

1.2.2. Cordillera Central

La sismicidad que se ha registrado bajo esta cordillera se debe tanto a la subducción de la placa Nazca como a las fallas que se localizan en esta región. Las fallas son principalmente de movimiento inverso y algunas de rumbo, sin embargo, en el extremo oriental de la Cordillera se observan fallas de tipo normal. La sismicidad que se registra en la parte sur a partir de 5° norte se caracteriza por ser de mayor profundidad que la que se registra al norte. En la zona se presenta un proceso de subducción de los sedimentos marinos a lo largo de la zona oeste de la placa de Sudamérica donde subduce la placa Nazca (Taboada et al., 1998; Pedraza, 2006). La cadena volcánica de Colombia se extiende a lo largo de la Cordillera Central, por lo que se puede inferir según lo que menciona Kanamori (1986) para regiones como Sudamérica que hay un alto esfuerzo de compresión en la placa superior que puede incrementar la interacción entre el magma y la corteza en subducción, lo que puede generar la actividad volcánica.

La Cordillera Central es la más antigua del sistema montañoso Andino, en ella se encuentran rocas de edad Paleozoica que forman el complejo polimetamórfico (Restrepo y Toussaint,

1988). El sistema de fallas de Romeral que limita con la Cordillera Central por el oeste, marca la diferencia entre la Cordillera Occidental y Central, siendo esta primera compuesta por una litología oceánica y la segunda una continental (Vargas et al., 2006); el origen y evolución de esta cordillera está determinada por la actividad volcánica presente en esta región (Idarraga et al., 2006; Taboada et al., 2000).

1.2.3. Cordillera Oriental

Esta Cordillera se originó por un posible choque del bloque de Panamá-Chocó en el extremo noroeste de la placa de Sudamérica generando el levantamiento de la corteza continental (Taboada et al., 2000). También se relaciona con la acreción de la corteza oceánica a finales del Cretácico, donde se depositaron todo tipo de sedimentos marinos que finalizó con este sistema de montañas (Cooper et al., 1995). Esta Cordillera se extiende desde el sur de Colombia, hasta el macizo de Santander, en esta región se divide en dos sistemas montañosos, la Cordillera de Merida en dirección noreste y la Cordillera de Perijá en dirección norte. En la parte norte de Colombia se presentan esfuerzos de compresión debido a la convergencia de la placa del Caribe.

La Cordillera Oriental presenta una influencia tectónica por la unión de los límites de las placas Nazca, la cual se mueve en dirección este y Caribe que se mueve en dirección sureste (Cortés et al., 2005; Trenkamp et al., 2002). La sismicidad que se localiza en esta cordillera es debida a dos mecanismos, el primero por subducción de las placas Nazca y Caribe y el segundo por el sistema de fallas del Borde Llanero. La subducción de la placa Nazca bajo la placa de Sudamérica inicia a latitudes $\sim 5^{\circ}N$ en dirección sur, mientras que a latitudes mayores se puede asociar a un remanente de la paleo placa Caribe (Taboada et al., 2000). La sismicidad en la región a profundidades intermedias según estudios de Vargas y Mann (2013) se registra principalmente en el Nido de Bucaramanga. La sismicidad en esta Cordillera debida a la placa del Caribe es menor que la producida por Nazca, esto posiblemente por la baja tasa de deslizamientos y la subducción de cantidades suficientes de sedimentos jóvenes con alta porosidad (Toto y Kellogg, 1992).

La Cordillera Oriental presenta una influencia tectónica por la unión de los límites de las placas oceanicas Nazca y Caribe; Nazca se mueve en dirección este y Caribe que se mueve en dirección sureste (Cortés et al., 2005; Trenkamp et al., 2002). Esta Cordillera presenta fallas de tipo inverso y de rumbo, las cuales deforman y pliegan las rocas marinas del Cenozoico (Pedraza, 2006).

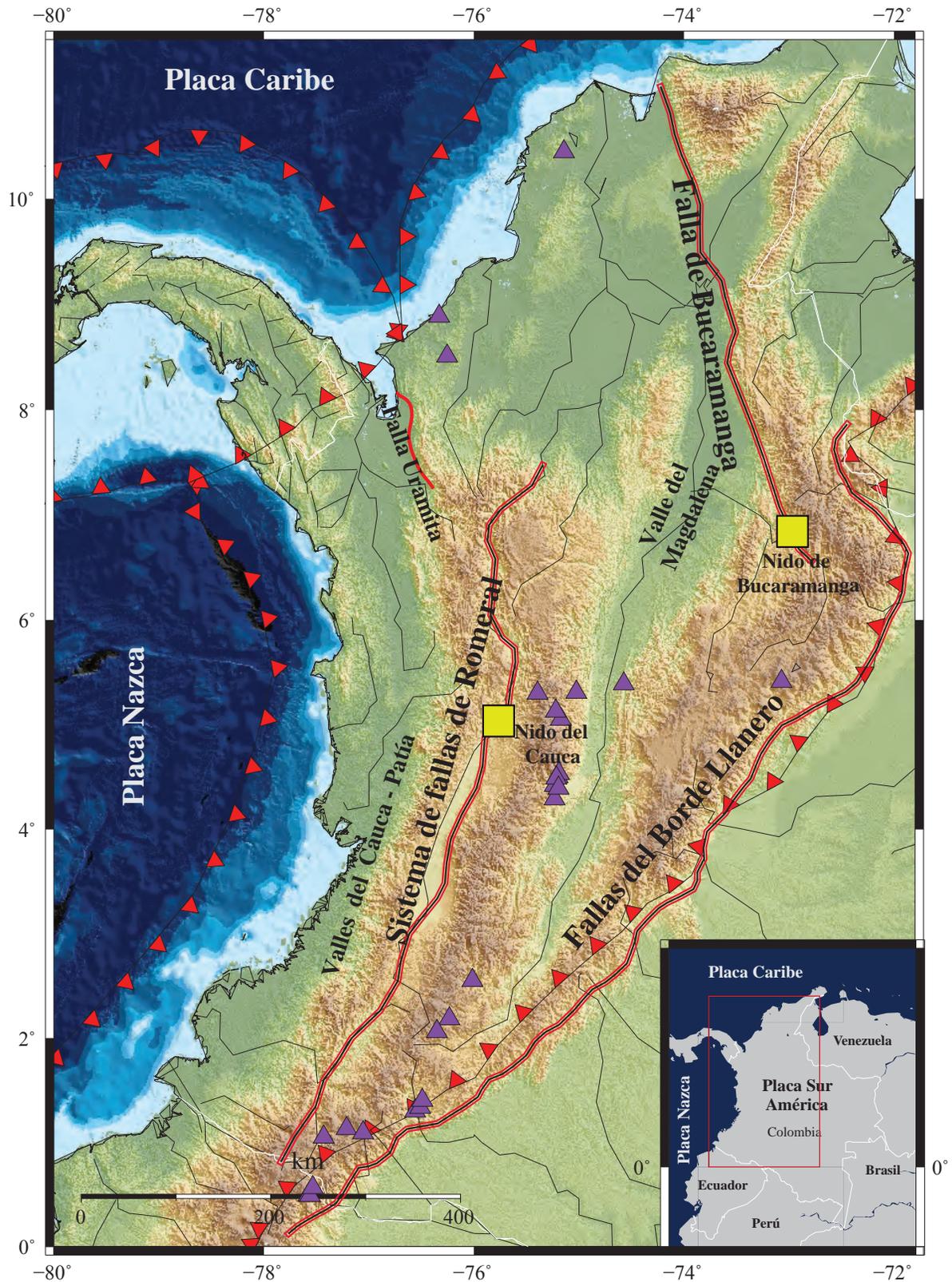


Figura 1.2: Estructura del sistema Andino; Falla Romeral (RF), Fallas Uramita (UF), fallas del Borde Llanero, Valle del Magdalena, Valles del Cauca-Patía. Nido de Cauca y Nido de Bucaramanga (cuadros amarillos). Límites entre placas (línea dentada), sistema de volcanes (triángulos morados). Cortez et al.,2005.

1.3. Principales sistemas de Fallas

Los sistemas de fallas más importantes de Colombia se describen en el presente apartado. Es de resaltar que estos sistemas marcan los contrastes y la dinámica de la subducción.

1.3.1. Sistema de fallas de Romeral

El sistema de fallas de Romeral se extiende a lo largo de los límites de la depresión intermedia Cauca-Patía y la Cordillera Central (Figura 1.2). Este sistema de fallas empieza en Guayaquil (Ecuador) hasta el Caribe colombiano. El sistema de fallas se asocia a un sinclinal que tiene como componente rocas vulcano-sedimentarias cretáceas; esta estructura hace parte de un plegamiento que alcanza amplitudes de varios kilómetros y presenta planos axiales que buzan en ángulos altos al este.

Según Ego et al. (1995, 1996) a latitudes a partir de 5° norte el régimen de esfuerzos producto del movimiento de los bloques Caribe-Panamá a inducido un desplazamiento lateral izquierdo sobre el norte de la falla de Romeral, mientras que al sur de la falla el desplazamiento es de tipo lateral derecho el cual es consistente con el movimiento relativo de la placa Nazca (Cortes y Angelier, 2005). La actividad en este sistema de fallas está entre moderada y baja (Taboada et al. 1998).

1.3.2. Serranía del Baudó

Es un bloque que tuvo un proceso de acreción contra el continente durante el Terciario Superior (Figura 1.1), limita al oeste con el océano Pacífico y al este con las fallas de Baudó y Bahía Solano (Duque, 1990). La actividad sísmica en la falla de Baudó es baja, mientras que para las fallas de Bahía Solano se han presentado sismos de magnitudes importantes, ejemplo de ello es el sismo de 1970 de magnitud de onda de superficie $M_s=7.0$, estas fallas son de tipo inverso (Taboada et al., 1998). El Bloque Panamá ejerce presión sobre esta región lo cual explica la presencia de actividad sísmica (Ego et al., 1995; Duque, 1990).

1.3.3. Piedemonte Llanero

Se ubica en la Cordillera Oriental y comprende una serie de pliegues y fallas activas que inician en Ecuador y terminan en Venezuela. Al sur de esta región las fallas son de tipo inverso con componente de rumbo lateral derecho, en dirección norte-noreste, de las cuales se destacan las fallas de Mocoa y Florencia que afectan el basamento precámbrico de la Cordillera (Ego et al., 1995).

La región central se caracteriza por presentar fallas de tipo inverso con azimut en dirección noreste, los principales sistemas de fallas que se presentan son el de Servitá-Santa María, Guicáramo y Yopal; en esta zona se espera actividad sísmica de magnitud máxima $M_s=7 - 7.2$. Al norte del Piedemonte Llanero se presenta una variación en el azimut de las fallas, los cuales van de noreste-suroeste a norte-sur en dirección a Venezuela (Taboada et al., 1998).

1.4. Sismicidad en Colombia

Colombia está ubicada en el noroeste de Sudamérica, que como ya se había mencionado, están en subducción las placas oceánicas Caribe por el norte y Nazca por el este del país. Debido a estos procesos de subducción encontramos la mayor actividad sísmica en el centro y oeste de Colombia, sobre el sistema de cordilleras que atraviesan el país. En la Figura 1.3 se grafica el mapa de amenaza sísmica publicado por el Servicio Geológico de Colombia en su página web.

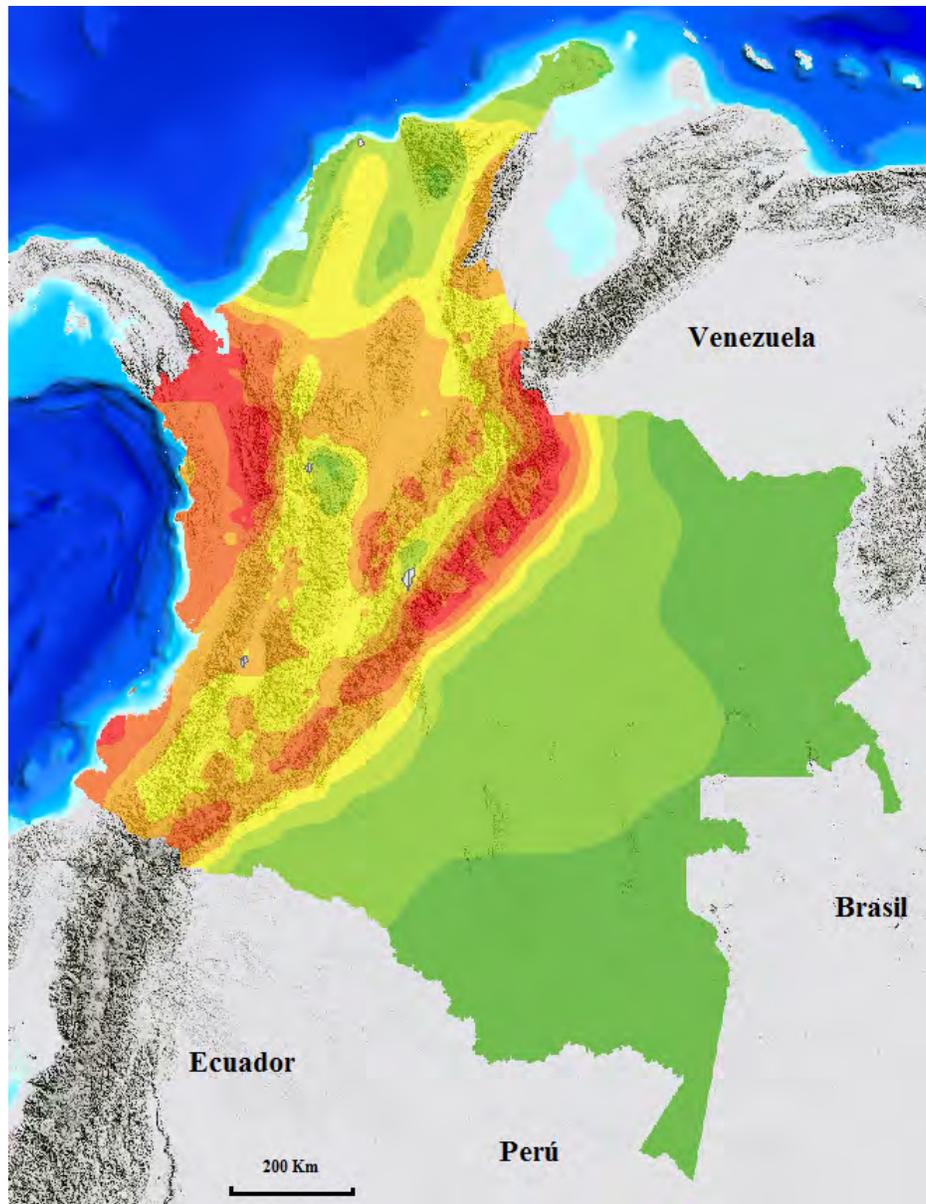


Figura 1.3: Mapa de amenaza sísmica en Colombia. Las regiones con mayor amenaza se representan con los colores que tienden al color rojo (Tomado del Servicio Geológico Colombiano)

1.4.1. Sismicidad histórica

Colombia ha registrado múltiples eventos que han afectado a la población y su infraestructura a lo largo de la historia; debido a esto se establecieron estándares de construcción y normas de prevención. En el año 1983 se iniciaron estudios de amenaza sísmica (Figura 1.3) a raíz del terremoto de Popayán que se presentó en ese mismo año (Viloria, 2012). Dentro de los sismos que mayor impacto han tenido en el país se tiene el terremoto de 1979 en Tumaco, Nariño ($M_s = 8.1$), 1938 en Manizales ($M_s=7.0$), el de 1991 en Murindó, Antioquia ($M_s =7.2$), otros eventos de magnitudes menores como el de 1785, 1875 y 1917, los cuales se presentaron en Bogotá y en los municipios de La Calera y Acacias Meta respectivamente, estos eventos tuvieron magnitudes de 6.9 (Figura 1.4). Uno de los eventos que mayor daño causó en el país fue el terremoto de Armenia de 1999 en el que la ciudad quedó en su mayoría destruida, y más de mil personas perdieron la vida; la magnitud de este sismo fue de 6.2 (Espinosa, 1993, 1994, 1996, 1003; Cifuentes y Sarabia, 2006, 2007, 2009, 2010; Salcedo y Vallejo, 2007; Salcedo y Gómez, 2000.).

Los sismos mencionados anteriormente son algunos de los eventos históricos localizados en Colombia; sin embargo, han ocurrido otros que también han sido importantes para establecer las regiones con mayor amenaza sísmica. En la Tabla 1.1 se presentan los sismos más importantes que se localizan en el área de estudio. En los últimos años se han presentado tres grandes sismos, el de 2004 en Baudó, 2012 en La Vega y el de 2013 en Guatarilla, los cuales se analizan en este trabajo.

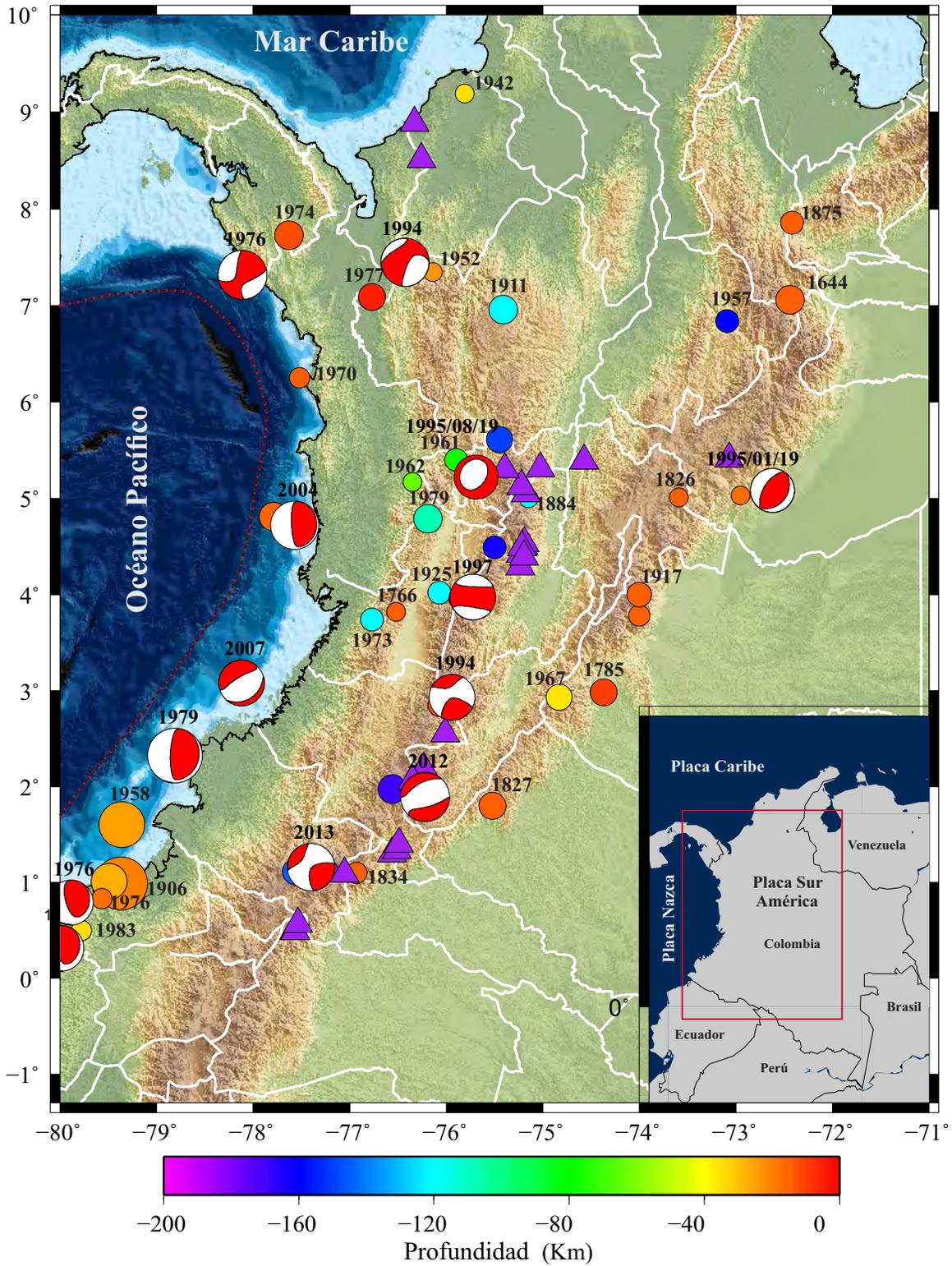


Figura 1.4: Mapa de sismicidad histórica en la región ($M_w > 6,5$). Mecanismos focales para algunos de los eventos históricos reportados por Global CMT. El tamaño del círculo indica la magnitud del sismo y su color varía según la profundidad. La sismicidad histórica que se grafica esta publicada en el catálogo de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) y la USGS.

Tabla 1.1: Sismos históricos en Colombia de magnitud mayor a $M= 6.5$ en el área de estudio. (Red Sismológica Nacional de Colombia.)

Fecha	Área epicentral	Mag.	Fecha	Área epicentral	Mag.
1644-01-16	Pamplona, N. STD.	6.5	1957-05-23	Valle del Cauca	6.8
1766-07-09	Buga, Valle	6.5	1961-12-20	Eje cafetero	6.8
1826-06-17	Úmbita, Boyacá	6.5	1962-07-30	Eje cafetero	6.8
1827-11-16	Altamira, Huila	7.1	1967-02-09	Huila	7.0
1834-01-20	Santiago, Putumayo	6.7	1970-09-26	Bahía Solano, Chocó	6.6
1884-11-05	Herveo, Tolima	6.5	1979-11-23	Eje Cafetero	7.2
1911-04-10	Yarumal, Antioquia	7.2	1994-06-06	Páez, Cauca	6.8
1917-08-31	Cundinamarca	6.9	1995-01-19	Tauramena, Casanare	6.5
1925-06-07	Tuluá, Valle	6.8	2004-11-15	Bajo Baudó, Chocó	7.2
1938-02-04	Eje cafetero	7.0	2013-02-09	Guaitarilla, Nariño	7.0

Capítulo 2

DATOS Y SU PROCESAMIENTO

En este capítulo se presenta la metodología de análisis y el procesamiento de las señales sísmicas para obtener la distribución del deslizamiento sobre el plano de falla y la función temporal de la fuente de sismos localizados en Colombia de magnitud $M \geq 6.5$.

2.1. Cálculo de sismogramas sintéticos

En el presente apartado se definen los términos que permiten analizar la distribución del deslizamiento sobre el plano de falla mediante el método de inversión de Yagi et al. (2000), el cual está basado en el cálculo de las funciones de Green para ondas de cuerpo telesísmicas por el método de Kikuchi y Kanamori (1991) el cual se describe a continuación.

2.1.1. Función temporal de la fuente $S(t)$

La función temporal de la fuente (source time function) o función de tasa del momento sísmico es la representación de la variación de la liberación del momento sísmico en el tiempo, que describe el proceso de ruptura en términos de la rigidez del material (μ), la historia del deslizamiento $\dot{D}(\vec{\xi}, t)$ y el área de la falla $A(t)$.

$$S(t) = \mu \int \int_A \dot{D}(\vec{\xi}, t) dA \quad (2.1)$$

La historia temporal de la dislocación en un punto está dada por una función de tiempo medida desde la llegada de un frente de ruptura, siendo $\vec{\xi}$ un punto que varía en A; por lo tanto la función de dislocación está expresada como

$$D(\vec{\xi}, t) = D(t - t'(\vec{\xi})) \quad (2.2)$$

siendo $\vec{\xi}$ un punto que varía en la falla y $t'(\vec{\xi})$ el tiempo de arribo de la onda en un punto de la falla. Ahora, si consideramos que el área barrida por el frente de ruptura está definida por $dA = \left(\frac{dA}{dt'}\right) dt'$ y que la dislocación está dada por una función rampa $s(t)$ con tiempo de ascenso (rise-time) τ , entonces se obtiene que la función temporal de la fuente para un área que se expande en el tiempo es:

$$S(t) = \sum_l m_l s(t - t_l) \quad (2.3)$$

donde

$$m_l = \mu D_o \Delta \dot{A}_l \quad (2.4)$$

siendo μ la rigidez, D_o la dislocación final, $\Delta \dot{A}_l$ la tasa de incremento del área de ruptura, t_l el tiempo y $s(t)$ la función rampa por unidad de tiempo. Lo anterior supone que la función temporal de la fuente está expresada por la convolución de la velocidad de dislocación y la variación del área de expansión de la falla. Además de esto la historia temporal de la dislocación está dada por una función rampa con tiempo de ascenso τ . La función rampa definida presenta las siguientes condiciones.

$$s(t) = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ t/\tau & 0 \leq t \leq \tau \\ 1 & t > \tau \end{cases}$$

Obtenida la función temporal de la fuente para una estación, ahora lo que se busca es la función temporal de la fuente para múltiples estaciones, por lo que esto viene determinado por:

$$S_\alpha(t; \Phi) = \sum_l m_l s(t - t_l + l_l \cos \Phi / \alpha), \quad (2.5)$$

l son las coordenadas del frente de ruptura, m_l, t_l y l_l son los tres parámetros que permiten especificar el i -ésimo pulso de la fuente, α velocidad de las ondas, y el término $\cos \Phi$ que viene dado como

$$\cos \Phi = \sin i_o \cos \Delta \Phi \quad (2.6)$$

donde i_o es el ángulo de despegue (take-off) y $\Delta \Phi$ es el ángulo entre el azimut y el rumbo de la falla.

2.1.2. Tensor de momento sísmico

Se describe una fuente sísmica como una secuencia de fuentes puntuales con varios mecanismos focales. Se determinan las fuentes puntuales de forma interactiva haciendo coincidir los registros observados con los sintéticos, mediante el tensor de momento que describe cada fuente puntual. El tensor de momento M_{ij} se restringe para que el determinante sea igual a cero y se reduzca a un doble par de fuerzas. Este tensor tiene 6 elementos independientes.

Entonces definimos los elementos del tensor de momento sísmico que representan una fuente sísmica como:

$$M_1 = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}, M_2 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}, M_3 = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{pmatrix},$$

$$M_4 = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix}, M_5 = \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}, M_6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

Las coordenadas x , y y z vienen siendo norte, este y abajo para M_{ij} , representando el tensor de momento mediante una combinación lineal M_n . En la Figura 2.1 se muestran los diagramas de los mecanismos para cada elemento del tensor.

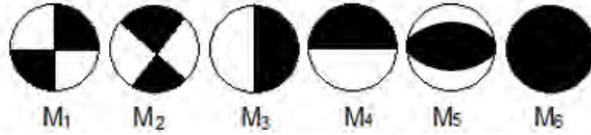


Figura 2.1: Mecanismos focales para cada elemento del tensor de momento (Kikuchi y Kanamori,1991).

Este sistema representa las soluciones específicas del tensor de momento, que vienen siendo:

- $M_1, \dots, M_6 =$ tensor de momento general
- $M_1, \dots, M_5 =$ tensor de momento puro-deviatorico
- $M_1, \dots, M_5 \det|M_{ij}|$ igual a 0 = doble-par general
- $M_1, \dots, M_4 \det|M_{ij}|$ igual a 0 = doble-par con un plano nodal vertical
- $M_1, \dots, M_4 =$ falla transcurrete pura.

2.1.3. Mecanismo de No-Doble Par

Los mecanismos con un alto componente de CLVD puede deberse a la ocurrencia de dos o más sub-eventos orientados de tal forma que la suma de sus componentes de doble par den como resultado un mecanismo de esta naturaleza. Al analizar la suma de dos mecanismos uno de tipo normal y otro de rumbo se obtiene un mecanismo con alta componente de CLVD como lo menciona Frohlich (1995, 2017), Miller y Foulger (1998). Otra de las posibles razones para que se presenten estos mecanismos con alta componente de no doble par es debido a explosiones, implosiones, colapsos, fallas de cizalla sobre fallas no planas, fallas de tensión inducidas por flujo inyectado en áreas geotermales o volcánicas, por apertura o por anisotropía sísmica en el área focal (Vavryčuk, 2002, 2015). Además de lo mencionado anteriormente las componentes de no doble par, pueden ser debidas a errores en el modelo de velocidades como lo menciono Frohlich (2017), o a las heterogeneidades en la estructura de velocidades

cerca del foco que puedan permitir la ocurrencia de fases reflejadas o atrapadas que siguen a la llegada inicial y que serán remodeladas como subeventos.

También una alta componente de CLVD en un mecanismo focal se puede deber la presencia de un cambio repentino en el módulo de corte en dirección normal al plano de falla, sin presentar cambios en volumen (Udías et al., 2014). Entonces dada la diversidad de posibles causantes de componentes de no doble par, solo es posible dar una explicación mediante un análisis tectónico que pueda relacionar los procesos físicos con las formas de onda.

Se implementaron varios métodos para identificar los mecanismos de no doble par con solo observar los registros sísmicos, los cuales presentan algunas dificultades en la obtención de resultados que representen la fuente. El método de análisis de primeros movimientos de las fases de las ondas de cuerpo registrados en estaciones circundantes al foco del terremoto, se basa en el hecho de que diferentes tipos de fuentes generan patrones diferentes de movimientos de onda P y S en las estaciones que rodean el foco del evento. Para una fuente isótropa se producen movimientos de P lejos (o hacia) del foco en todas las estaciones de registro; para la fuente de doble par el movimiento de P es tanto hacia, como desde el foco en un patrón cuadrangular, por ultimo un mecanismo CLVD produce un patrón polar o zonal (Figura 2.2). El segundo método fue el análisis de amplitudes el cual consiste en comparar las amplitudes del primer o mayor ciclo de fases de ondas de cuerpo con predicciones para algunas familias de modelos. El ultimo método es analizar las formas de onda completas, el cual consiste en modelar y comparar las señales sintéticas y observadas, método por el cual Harvard obtiene su catálogo de mecanismos focales (Frohlich, 2017).

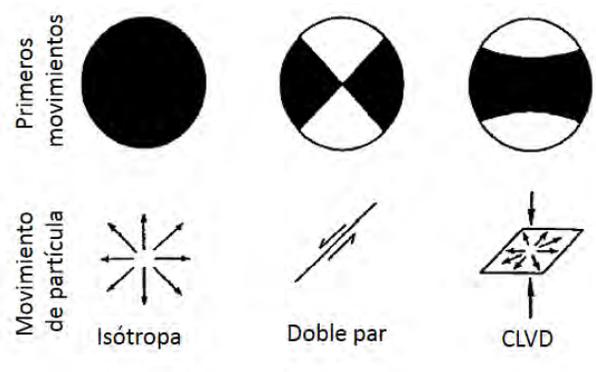


Figura 2.2: Mecanismos focales para una fuente isótropa, doble par y CLVD, junto con su patrón de radiación (modificado de Frohlich, 1994).

El tensor de momento se puede separar en tres componentes una parte isótropa que representa los cambios en volumen, una pura de corte o doble par y una parte que puede ser de varios tipos, lo cual se expresa como:

$$M = M_o + M_{DC} + M_R \quad (2.7)$$

Otra forma es dividir el tensor de momento sísmico en la suma del mejor componente de falla de corte, más un dipolo lineal compensado, siendo la mejor solución de una falla de corte la parte máxima de doble par de la fuente.

$$\begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} -\frac{1}{2}\sigma_2 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & -\frac{1}{2}\sigma_2 \end{pmatrix}$$

Finalmente, el tensor de momento para una fuente puntual se puede separar por tres partes, una en la que se involucran cambios de volumen, una de doble par y un CLVD.

$$M = M_o + M_{DC} + M_{CLVD} \quad (2.8)$$

La presencia de una componente de CLVD en el tensor de momento afecta la distribución de los cuadrantes de compresión y dilatación de las ondas P; al aumentar cada vez esta componente de CLVD la vuelve muy diferente a la de un doble par puro.

2.1.4. Cálculo de las funciones de Green

El método utilizado por Yagi et al. (2004) para el cálculo de los sismogramas sintéticos (funciones de Green) está basado en el trabajo de Kikuchi y Kanamori (1991). Este método consiste en calcular las funciones de Green para los seis elementos del tensor de momento y de esta forma describir cada fuente puntual. Entonces para obtener los sismogramas sintéticos se busca mediante múltiples interacciones encontrar los mejores parámetros que representen los datos observados. La función que representa las formas de onda sintéticas está dada como:

$$y(t) = \sum_{l=1}^N (m_l w(t - t_l)) \quad (2.9)$$

donde $w(t)$ es la ondícula que depende del patrón de radiación para las ondas P, la función rampa unitaria y la propagación geométrica efectiva (effective geometrical spreading). El término m_l está definido por la rigidez del medio, la dislocación final y el incremento de expansión del área de la falla.

Para minimizar el error de los términos m_l y t_l se toma una ondícula y se hacen múltiples interacciones para obtener el valor final de estos términos. Por otro lado, se calcula el error aproximado para las formas de onda sintéticas por:

$$\Delta_N = r_x(0) - r_w(0) \left[\sum_{l=1}^N m_l^2 \right] \quad (2.10)$$

Ahora esta formulación se define para múltiples estaciones y se introduce un parámetro adicional que será la localización de la fuente. Se considera que la ruptura ocurre a lo largo del plano de falla.

$$u_\alpha(\vec{x}, t) = \frac{R_\alpha}{4\pi\rho\alpha^3r_0} S_\alpha(t - r_0/\alpha; \Phi) \quad (2.11)$$

siendo R_α el patrón de radiación de las ondas P, r_0 el promedio de $r = |\vec{x} - \vec{\xi}|$ y \vec{x} un punto de observación.

2.2. Distribución de deslizamiento sobre el plano de falla

El método de inversión de la forma de onda es un método numérico el cual se basa en los trabajos de Hartzell y Heaton (1993) y Ide y Takeo (1996), en los cuales el proceso de ruptura se expresa como una distribución de deslizamientos espacio-temporal sobre un plano de falla. Entonces primero se calculan las funciones de Green suponiendo un modelo de estructura de la tierra 1D que para nuestro caso se basó en las tablas de Jeffreys-Bullen.

Para calcular el deslizamiento sobre el plano de falla primero se divide el plano de falla entre $M \times N$ subfallas de largo Δx y de ancho Δy . Luego se describe cada función de tasa de deslizamiento para cada subfalla con funciones B-splines sobre funciones triangulares que están dadas en función del tiempo de subida (rise time) τ . Estas funciones splines permiten interpolar la distribución del deslizamiento. Por último el vector de deslizamiento se divide en dos componentes una a lo largo del rumbo (strike-slip) y la otra a lo largo del buzamiento (dip-slip).

Matemáticamente este modelo se representa mediante la ecuación 2.9, donde las formas de onda observadas se calculan para cada estación j ,

$$W_j^{obs} = \sum_{mnlk} X_{mnlk} g_{mnlk}(t_i - (l-1)\tau - T_{mn}) + e \quad (2.12)$$

siendo X_{mnlk} la l -ésima componente del deslizamiento para la mn -ésima sub-falla, y k -ésimo paso de tiempo; definimos la función de Green para la onda primaria P en una fuente puntual en la mn -ésima sub-falla con una unidad de deslizamiento. Definimos T_{mn} como el tiempo de inicio de la función temporal de la fuente la cual es un triángulo isósceles con base τ y e es el error Gaussiano.

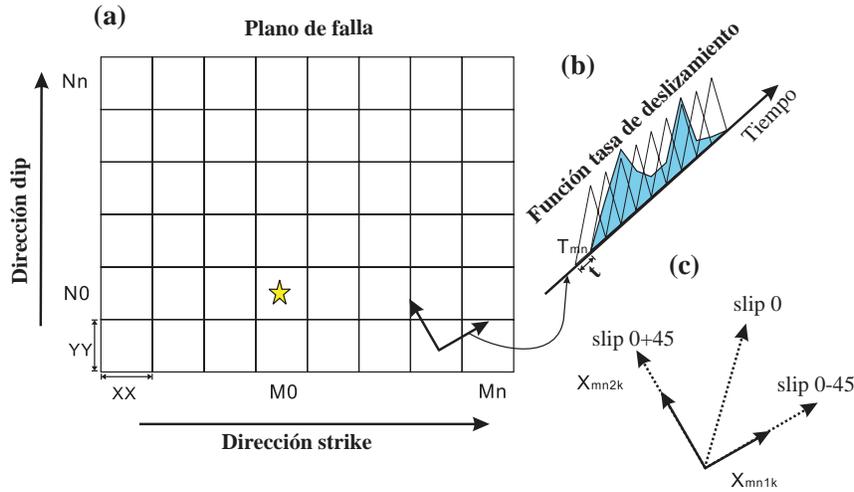


Figura 2.3: Modelo grafico donde se representa la fuente. (a) El plano de falla se divide en sub-fallas; (b) función de la tasa de momento parametrizado por mn sub fallas. T_{mn} se determina por la velocidad de ruptura máxima que da el tiempo de inicio de la función temporal de la fuente base para cada sub-falla. (c) Las dos componentes del vector de deslizamiento.

Para el desarrollo de esta investigación se tuvieron en cuenta cuatro etapas, las cuales permitieron alcanzar los objetivos propuestos, estas etapas son:

- Selección de eventos de magnitud $M \geq 6,5$ y estaciones ubicadas a distancias telesísmicas ($30^\circ \leq d \leq 90^\circ$).
- Selección de parámetros de la fuente sísmica, los cuales se consultaron en la Red Sísmológica Nacional de Colombia, Global CMT, USGS.
- Compilación del programa de inversión desarrollado por Yagi (2000) para plataforma Linux.
- Procesamiento de las formas de onda.

A continuación se describen cada una de las etapas mencionadas anteriormente.

2.3. Compilacion del programa Tel2

En principio el programa de inversión Tel2 desarrollado por Yagi (2000) está diseñado para ser compilado y ejecutado en plataforma Unix, y el lenguaje de programación es Fortran 77, por lo que el objetivo es que se pueda ejecutar para plataforma Linux y el lenguaje de programación sea para gFortran (versión 2015). Adicional a esto es importante mencionar que el software que se utilizó para obtener las gráficas es GMT versión 4.5 ya que para otras versiones los comandos varían y se podrían presentar problemas al momento de ejecutar los scripts.

2.4. Selección de eventos, parámetros y estaciones

Para la selección de los eventos se consultó en primera instancia la página de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC), en dicha página se revisó el catálogo de sismicidad para el período que va de 1991 a 2015. Se realizó un listado con los eventos que tuvieran una magnitud $M_w \geq 6,5$, luego de esto se consultaron las páginas del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) y Global CMT (Global Centroid Moment Tensor Catalog), con el objetivo de verificar la magnitud de cada uno de los sismos.

Finalmente se seleccionaron siete sismos los cuales se presentan en la Tabla 2.2. Se observa que la ubicación de estos eventos esta en las tres cordilleras en Colombia (Figura 2.4).

Tabla 2.1: Datos de los eventos con magnitud $M_w > 6,5$. Fecha y localización (Red Sísmica Nacional de Colombia [RSNC]); profundidad (USGS); magnitud y mecanismo focal (Global CMT).

Id.	Fecha	Hora origen	Lat.	Long.	Prof.	Mag.	Strike	Dip	Rake
1	1994-06-06	20:47:39	2.85	-76.07	12.1	6.8	206,299	76,80	170,14
2	1995-01-19	15:05:05	5.034	-72.952	17.3	6.5	38,212	33,57	95,87
3	1995-08-19	21:43:33	5.133	-75.713	119.6	6.6	204,34	30,61	-99,-85
4	1997-09-02	12:13:21	3.958	-75.866	198.7	6.7	256,115	48,49	62,117
5	2004-11-15	09:06:57	4.768	-77.724	15.0	7.2	21,177	11,79	114,85
6	2007-09-10	01:49:11	2.966	-77.963	4.0	6.8	54,239	23,67	-95,-88
7	2012-09-30	16:31:34	1.973	-76.558	170.0	7.2	231,80	39,54	-113,-73
8	2013-02-09	14:16:05	1.113	-77.561	145.0	7.0	171,265	75,78	167,15

Para la selección de las estaciones los aspectos que se tuvieron en cuenta fueron la cobertura azimutal y la distancia, que para este caso debe ser telesísmica ($30^\circ \leq d \leq 90^\circ$)(Tabla 2.1). Es importante que las estaciones seleccionadas cumplan con estas características pues para la inversión las fases que se tienen presentes son las que se ubican en este rango de distancias.

Las redes que se utilizaron para la obtención de las formas de onda fueron GSN, FDSN-ALL, PASSCAL y US-ALL. La cantidad de estaciones varía de año a año, por lo que para los eventos de 1994 y 1995 es menor la cobertura. La lista de estaciones que se utilizaron de las redes mencionadas anteriormente se presentan en la Tabla 2.3 y las cuales se grafican en las Figuras 2.6 a 2.9 para cada evento.

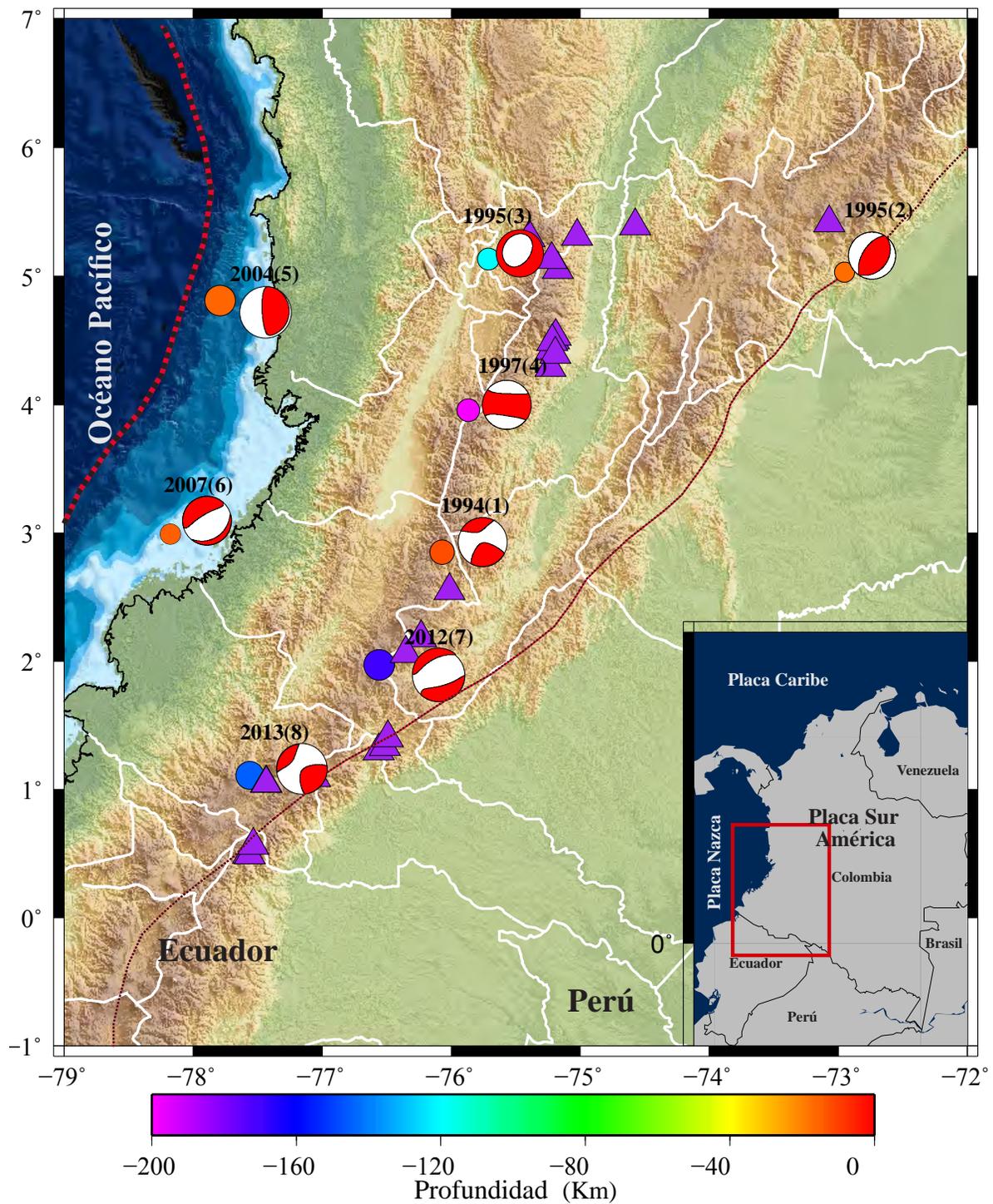


Figura 2.4: Eventos que se analizan en la investigación, enumerados según la fecha de ocurrencia. Sismos seleccionados (círculos de colores) y sismicidad histórica (círculos de color negro).

Tabla 2.2: Estaciones que se utilizaron en la inversión de la forma de onda P de las redes GSN, FDSN-ALL, PASSCAL y US-ALL. No todas las estaciones se utilizaron para cada evento, en las figuras 2.5 a 2.8 se presentan las correspondientes a cada uno.

Estación	Azm.	Dist.	Estación	Azm.	Dist.	Estación	Azm.	Dist.
HRV	7.29	39.91	TAM	67.73	79.80	RPN	-136.48	45.92
DSB	35.69	73.50	NHSC	-4.27	32.17	POHA	-70.79	77.18
SSB	44.86	79.37	CPUP	151.59	36.13	AGA	-46.38	46.27
BDFB	127.81	34.32	PLCA	174.72	46.15	HEC	-44.93	46.83
CDCB	128.46	38.51	PPT	-109.71	74.52	ISCO	-32.84	44.95
PPDB	142.8	34.41	BAR	-49.03	47.12	WMOK	-32.97	36.52
PMSA	174.82	70.48	GOL	-33.58	43.73	OXF	-21.83	32.00
RAR	-111.69	86.50	VBMS	34.51	-89.41	PAL	4.16	40.10
SNCC	-49.74	49.52	WICK	0.91	38.57	CAVE	49.50	88.84
TUC	-46.04	42.61	RGN	35.53	86.27	SPB	136.28	38.91
CCM	-21.31	35.83	BRSB	133.28	39.54	ESPZ	-63.40	57.00
CEH	-5.56	30.88	HAMB	176.65	57.63	SAO	-45.38	51.39
PAB	50.04	72.26	WHP	-44.38	50.90	LAO	-26.04	48.74
MDT	57.05	71.21	S225	-34.87	47.01	NRS	16.42	64.87
DBIC	84.76	70.30	KDAK	-31.85	79.75	CCA1	38.58	77.92
CACB	137.12	37.09	XMAS	-88.50	81.63	CMLA	46.47	56.87
TRIB	135.43	33.86	PTCN	-121.90	60.17	SACV	74.91	53.91
KIP	-69.09	81.08	VABB	135.13	38.84	TAOE	-100.46	63.22
ANMO	-39.69	41.21	SFJD	10.49	65.46	VBMS	-20.24	33.53
SSPA	-3.03	35.51	ELBR	47.43	85.08			

2.5. Parámetros

Con los eventos ya seleccionados (Figura 2.1) y los parámetros consultados en las diferentes instituciones (RSNC, USGS y Global CMT), se realiza una revisión bibliográfica para establecer cuáles son los parámetros que mejor explican el comportamiento tectónico de la región donde se ubican los sismos. Estos parámetros (Tabla 2.2) finales son los que se utilizan en la inversión y posterior cálculo de la distribución de deslizamiento.

La velocidad de ruptura se fija según la velocidad de la onda S la cual varía con la profundidad del evento. Para este parámetro se realizaron tres pruebas teniendo en cuenta que la velocidad de ruptura puede tomar valores entre 0,7 y 0.9 veces la velocidad de la onda S según estudios de Causse y Song (2015) ya que, si se toman valores superiores o iguales a la velocidad de la onda S, la energía consumida al final de la ruptura sería negativa.

El tamaño del plano de falla se establece según las leyes de escalamiento propuestas por Papazachos et al. (2004) y algunos informes presentados por el Servicio Geológico Nacional de Colombia (antes INGEOMINAS).

2.6. Procesamiento de las formas de onda

La ventana de tiempo que se considera para cada evento es de 40 a 60 segundos, la cual se define según la magnitud del sismo, el tiempo de muestreo es de 0.5 segundos, la longitud de la función de Green depende de las muestras por segundo y la ventana de tiempo que se va a invertir. El filtro que se aplica a las formas de onda es pasa banda (filtro Butterworth). Adicional a esto el programa quita la tendencia, la media y la respuesta instrumental para cada señal; finalmente se obtienen las formas de onda en desplazamiento para ser invertidas. Con este procesado se realiza la inversión de las formas de onda (Figura 2.4).

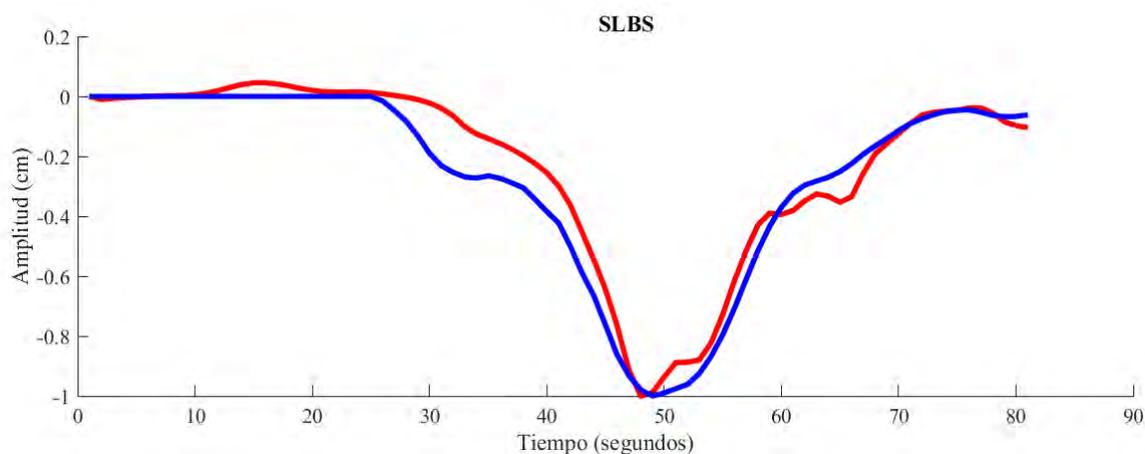
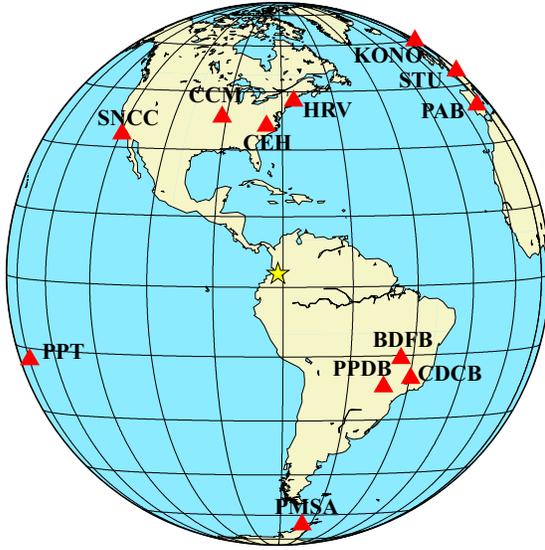
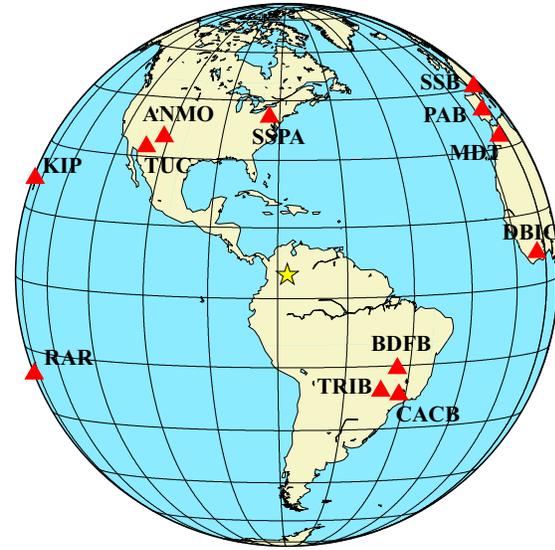


Figura 2.5: Forma de onda observada y procesada (azul) y forma de onda sintética (roja) para la estación SLBS del sismo de 2012 en La Vega(1).

La localización de cada una de las estaciones que se utilizaron para la inversión de las formas de onda y posterior cálculo de la distribución del deslizamiento se grafican en diferentes mapas según el evento y las cuales ya se caracterizaron en la Tabla 2.3. (Figuras 2.6, 2.7, 2.8, 2.9).

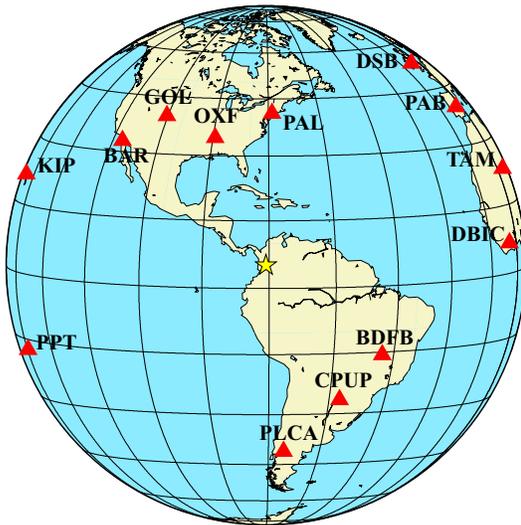


1. 1994

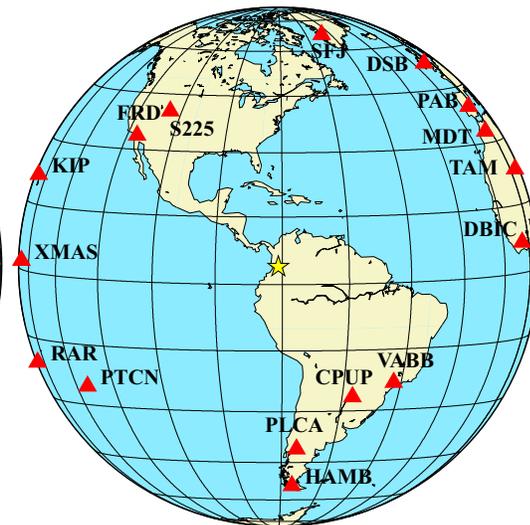


2. 1995-01

Figura 2.6: Mapa de estaciones y localización de los eventos Páez (1) y Tauramena (2).



3. 1995-08



4. 1997

Figura 2.7: Mapa de estaciones y localización de los eventos Risaralda (3) y Génova (4).

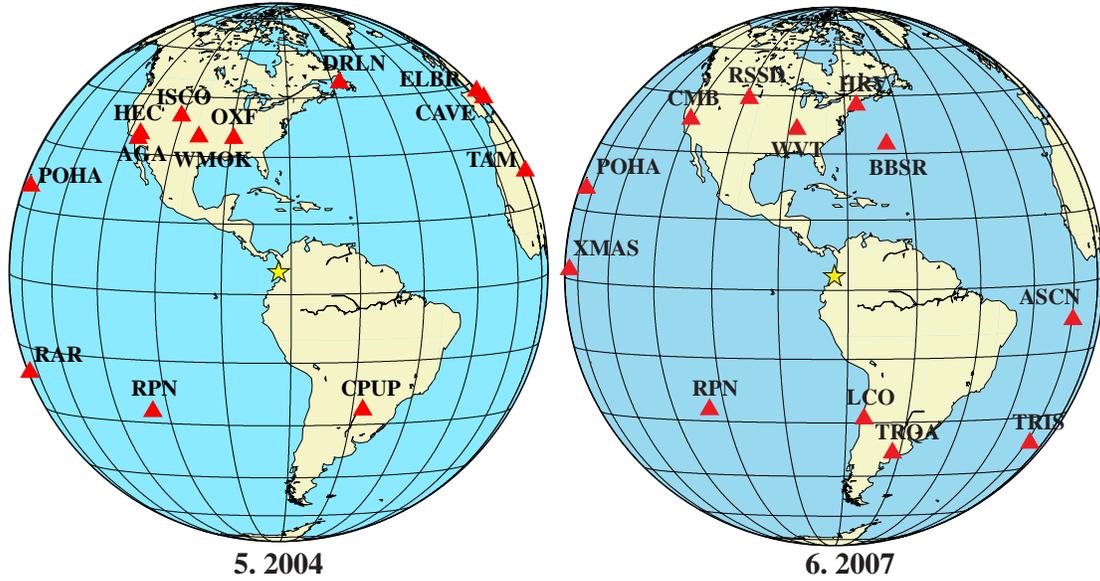


Figura 2.8: Mapa de estaciones y localización de los eventos Pizarro (5) y Gorgona (6).

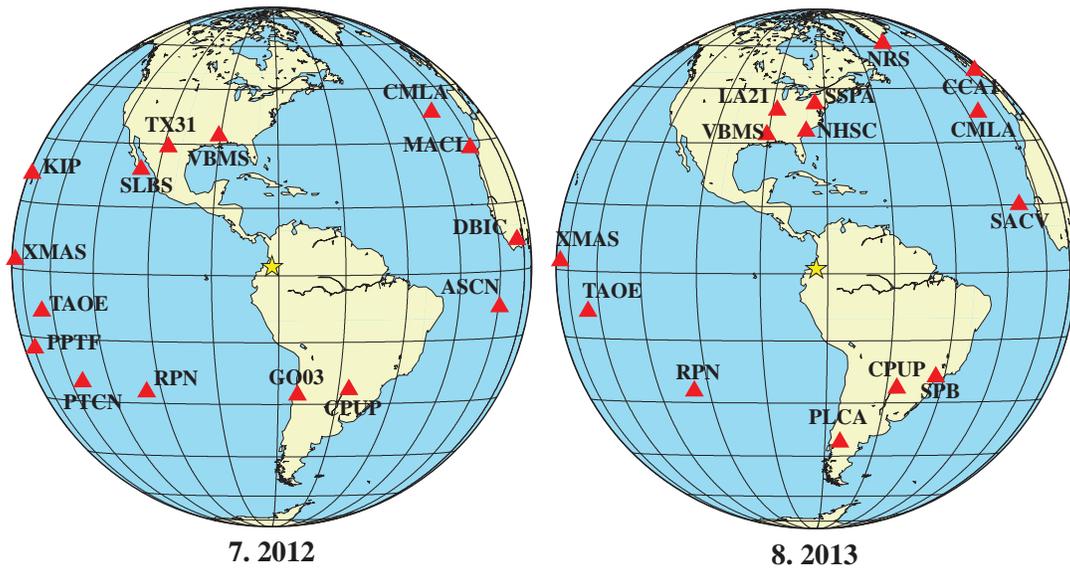


Figura 2.9: Mapa de estaciones y localización de los eventos de La Vega (7) y Guaitarilla (8).

Es importante mencionar que para el evento de 1994 no se encontraron muchas estaciones que tuvieran un buen registro del evento, razón por la cual la cobertura azimutal no es muy buena. Para los demás eventos, en especial los últimos tres (2004, 2012 y 2013) la disponibilidad de estaciones fue mayor lo cual permitió una selección de señales más claras y con mejor cobertura azimutal.

El método numérico desarrollado por Yagi et al. (2000) calcula la distribución de deslizamiento sobre el plano de falla y la función temporal de la fuente, de tal forma que se pueda entender tanto la forma en que rompe el área como la liberación de energía.

Capítulo 3

RESULTADOS

En el presente capítulo se exponen los resultados obtenidos del procesamiento de las formas de onda e inversión del desplazamiento sobre el plano de falla por el método de Yagi et al. (2000). Es importante mencionar que el mecanismo focal que se utiliza es el que se describe en las tablas de parámetros utilizados para la inversión (esto corresponde a la componente de doble par de fuerza).

3.1. Sismo de Páez 1994, $M_w = 6,8$

El sismo de 1994 de magnitud $M_w=6.8$, tuvo como epicentro el municipio de Páez (Cauca), a latitud 2.85° norte, longitud -76.07° oeste y profundidad 12.1 km. Se localizó en la falda del volcán Nevado del Huila, generó deslizamientos de tierra y una avalancha desde el volcán, la cual bloqueó el flujo de agua del río Páez que pasa por esta región, produciendo inundaciones y la destrucción de 200 casas. Este evento fue sentido en el centro-oeste de Colombia desde la ciudad de Tunja hasta la ciudad de Pasto (Bonilla, 2012).

El epicentro se localizó en el eje de la Cordillera Central y presentó más de 200 réplicas de magnitud $M \geq 2.5$ en los tres días siguientes. Según la distribución de réplicas la longitud de la ruptura es aproximadamente de 40 km, en dirección $N45^\circ E$, características que se ajustan a la ubicación general de la Falla de Moras (INGEOMINAS, 1994).

La falla de Moras presenta una orientación norte-noreste y según Orrego y Paris (1991) esta falla representa una sutura (es un sistema de fallas que limita un terreno y que es marcado frecuentemente por rocas ultrabásicas y/o rocas metamórficas y es típico de zonas de colisión) paleozoica que sirve en general de plano limítrofe entre rocas metamórficas, paleozoicas y precámbricas.

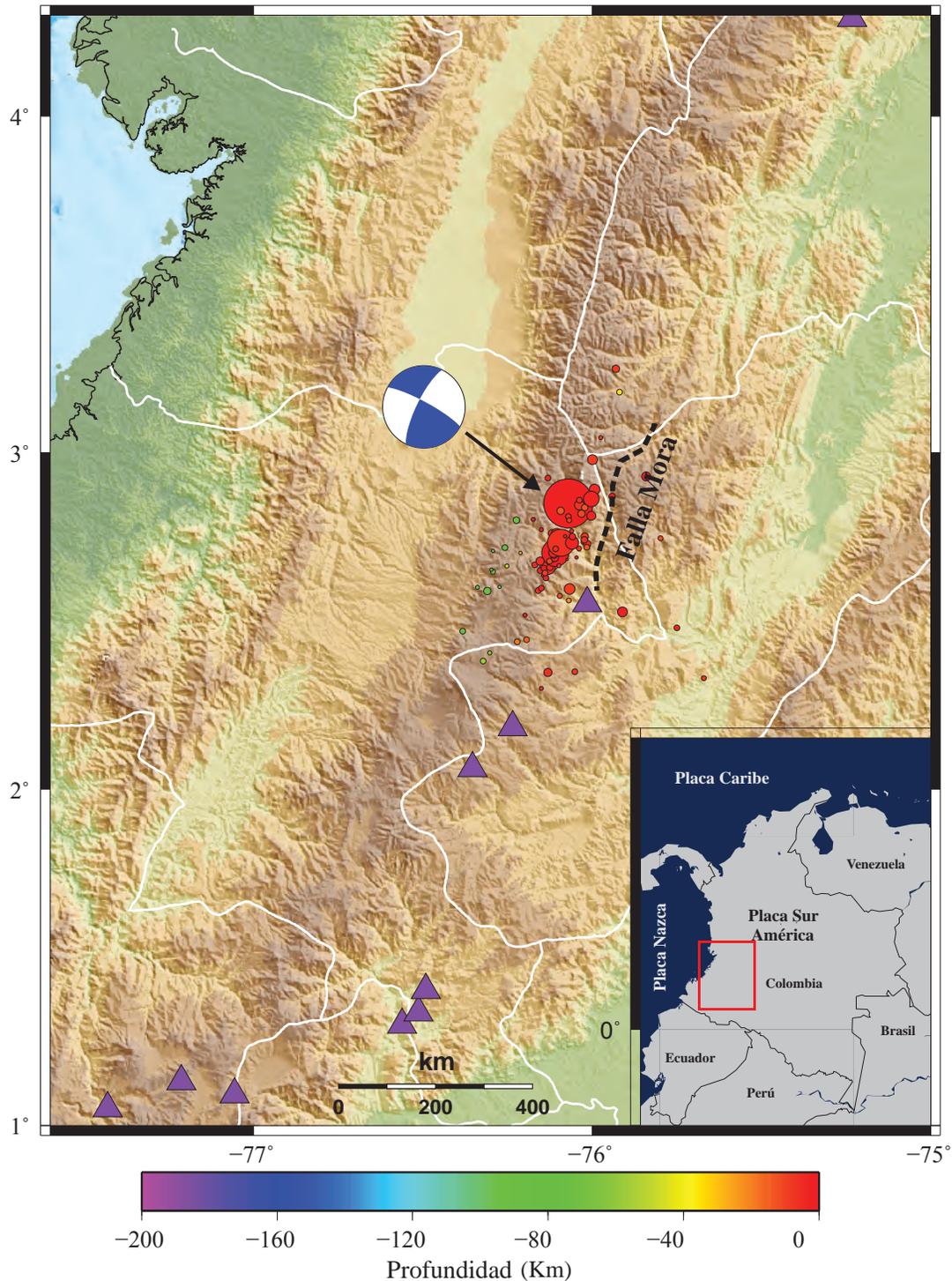


Figura 3.1: Localización epicentral del sismo de Páez (1)(círculo rojo de mayor tamaño), réplicas (círculos rojos y verdes de menor tamaño)(RSNC), mecanismo focal del evento (Global CMT) y volcanes en el área de estudio. La línea negra punteada representa la falla de Moras.

En la Figura 3.2 se muestra el mapa con la localización de la falla de Moras, los ríos

y la composición geológica de la región. El área de falla refleja un control tectónico que se evidencia por la red de drenaje, donde prevalecen dos direcciones, una en dirección noreste y la otra en dirección noroeste.

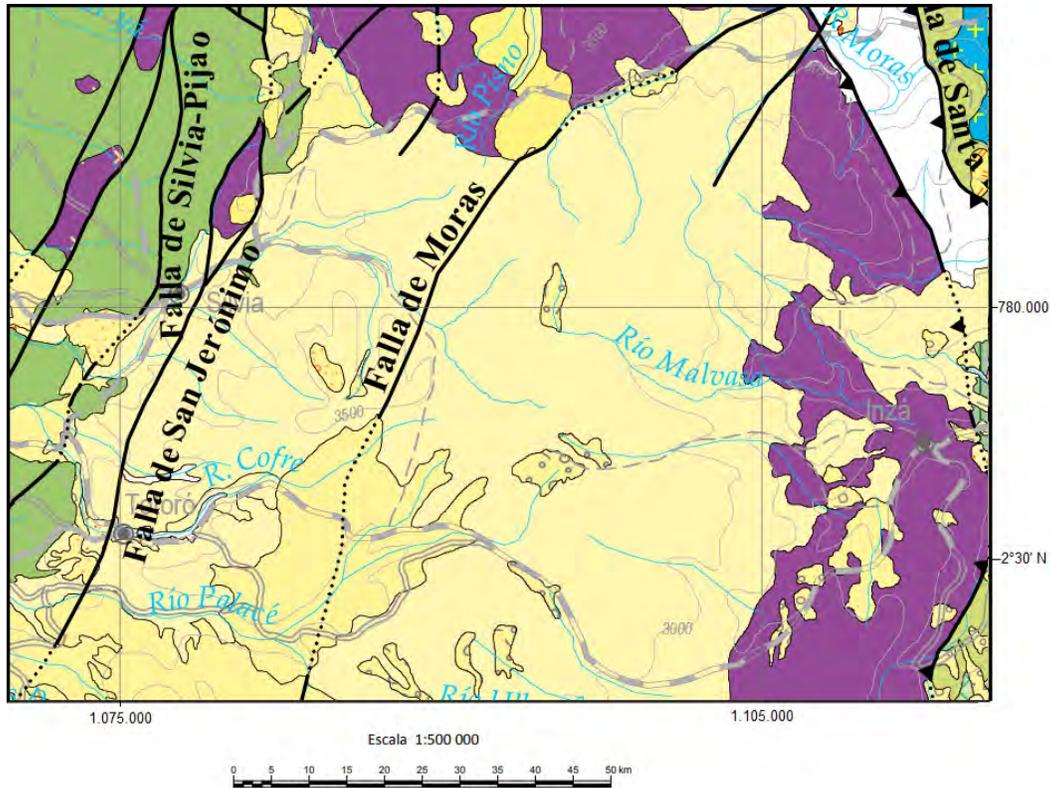


Figura 3.2: Mapa geológico para la región donde se localiza la falla de Moras. Rocas metamórficas de bajo grado (Color morado), rocas ígneas volcánicas de composición intermedia (amarillo claro), depósito de abanico y caída de cenizas (amarillo oscuro), rocas sedimentarias de tipo marino(verde) (Modificado de Atlas Geológico de Colombia 2015, Servicio Geológico Colombiano, 2015).

En general el área afectada presenta un ambiente tectónico en las tres direcciones de fallamiento, la falla de Mora que presenta un buzamiento al este, siguiendo una dirección general N40°E, y las dos direcciones mencionadas anteriormente para los causes e interflujos de las principales estructuras de la región. Entonces se considera que el área epicentral esta relacionada a una interacción de fallas (INGEOMINAS, 1994).

Parámetros de inversión

Los parámetros que se utilizaron para la inversión se presentan en la siguiente tabla (Tabla 3.1).

Tabla 3.1: Parámetros utilizados para la inversión.

Hora	Strike	Dip	Rake	Prof. (km)	V_r (km/s)	Plano de falla (km ²)
20:47:39	206°	76°	170°	12.1	0.9 V_s	55 × 20

La solución mencionada anteriormente es la que mejor se ajusta a las características geológicas de la falla, siendo de rumbo lateral derecho y buzamiento alto. La orientación del plano de falla es norte - noreste acorde a la falla de Moras.

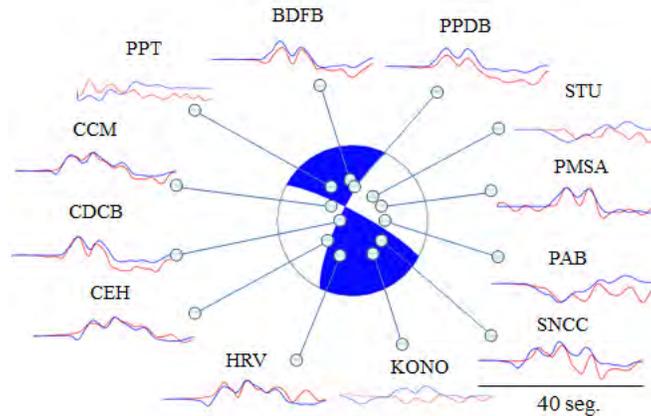


Figura 3.3: Resultado del modelado de forma de onda para el evento 1994 en el municipio de Páez. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.1 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 25%. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).

El deslizamiento máximo sobre el plano de falla fue de 1.60 m y corresponde a la localización del foco. El deslizamiento disminuye a medida que aumenta la distancia al epicentro a lo largo del strike y en dirección noreste, registrándose deslizamientos hasta los 11.54 segundos del inicio de la ruptura, los cuales se reflejan en la función temporal de la fuente (Figura 3.4).

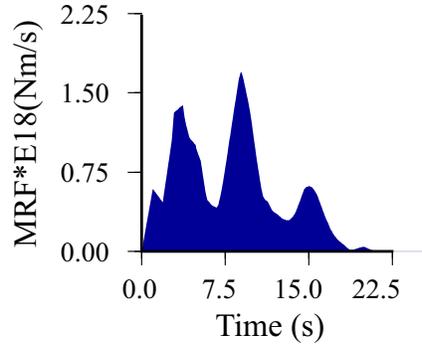


Figura 3.4: Función temporal de la fuente. Los números en cada sub-falla representa los tiempos de inicio del deslizamiento y la paleta de colores el deslizamiento sobre el plano de falla.

La función temporal de la fuente registra tres picos, sin embargo el último no corresponde a ningún deslizamiento sobre el plano de falla. La liberación del momento sísmico tuvo un valor de $1.248 \times 10^{19} \text{Nm}$ ($M_w=6.7$). Las formas de onda presentan un comportamiento complejo (Figura 3.3) el cual se evidencia en la función temporal de la fuente (Figura 3.4).

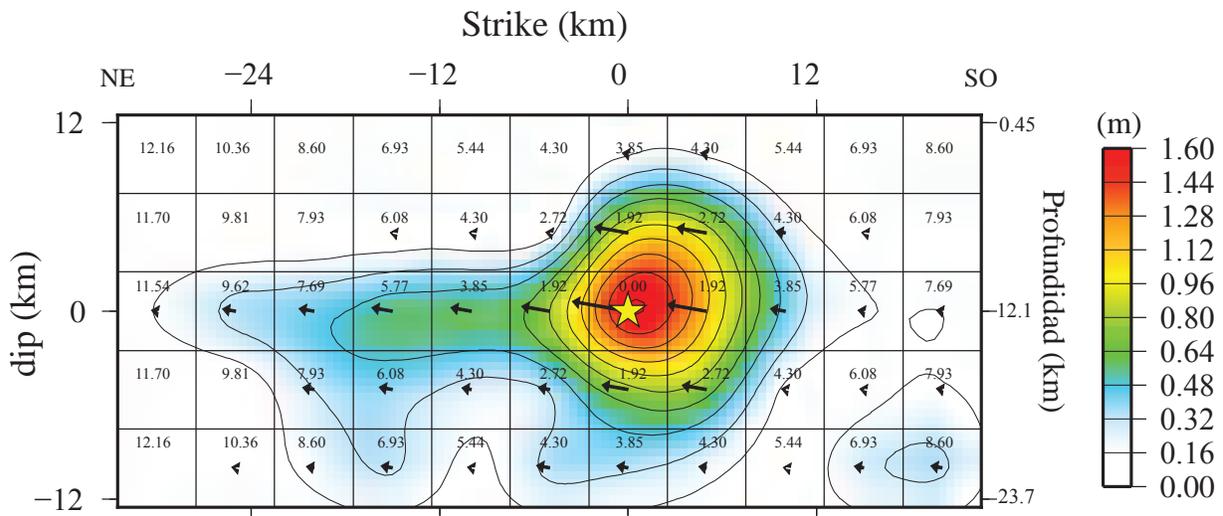


Figura 3.5: Deslizamiento sobre el plano de falla, 1994.

3.2. Sismo de Tauramena 1995, $M_w = 6,5$

El sismo del 19 de enero en Tauramena con ubicación del epicentro a latitud 5.034° norte, longitud -72.952° oeste y profundidad 17.3 km estaría relacionado al segmento norte de la falla de Guaicaramo que se caracteriza por ser una falla de cabalgamiento (inversa) (Chicangana et al., 2007) (Figura 3.6), la cual pertenece al Sistema de Fallas del Borde Llanero. La dirección que sigue la falla de Guaicaramo es noreste; en la zona epicentral esta falla define el contacto entre rocas del Terciario y depósitos del Cuaternario. Esta región presenta una deformación tectónica de tipo compresivo en dirección noroeste-sureste (INGEOMINAS, 1995).

La orientación estructural muestra una serie de franjas en dirección suroeste-noreste, constituidas por litologías y estructuras diferenciables. La falla de Guaicaramo presenta una dirección $N45^\circ E$ y buzamiento al noroeste. Esta falla hace parte de la región del sinclinorio de Nazareth, la cual está conformada por rocas del Terciario.

Este evento no presentó ruptura en superficie, sin embargo se vieron afectadas varias laderas de la zona epicentral, causando diferentes deslizamientos, los cuales fueron mayores debido a las réplicas. La intensidad fue de VIII en el área epicentral (INGEOMINAS, 1995). El momento sísmico es de $0.6293 \times 10^{19} \text{Nm}$. El mecanismo focal que corresponde a este evento presenta los siguientes parámetros (Tabla 3.2):

Tabla 3.2: Parámetros utilizados para la inversión del sismo del 6 de junio, 1995.

Hora	Strike	Dip	Rake	Prof. (km)	V_r (km/s)	Plano de falla (km ²)
15:05:05	38°	33°	95°	17.3	$0.8V_s$	25×15

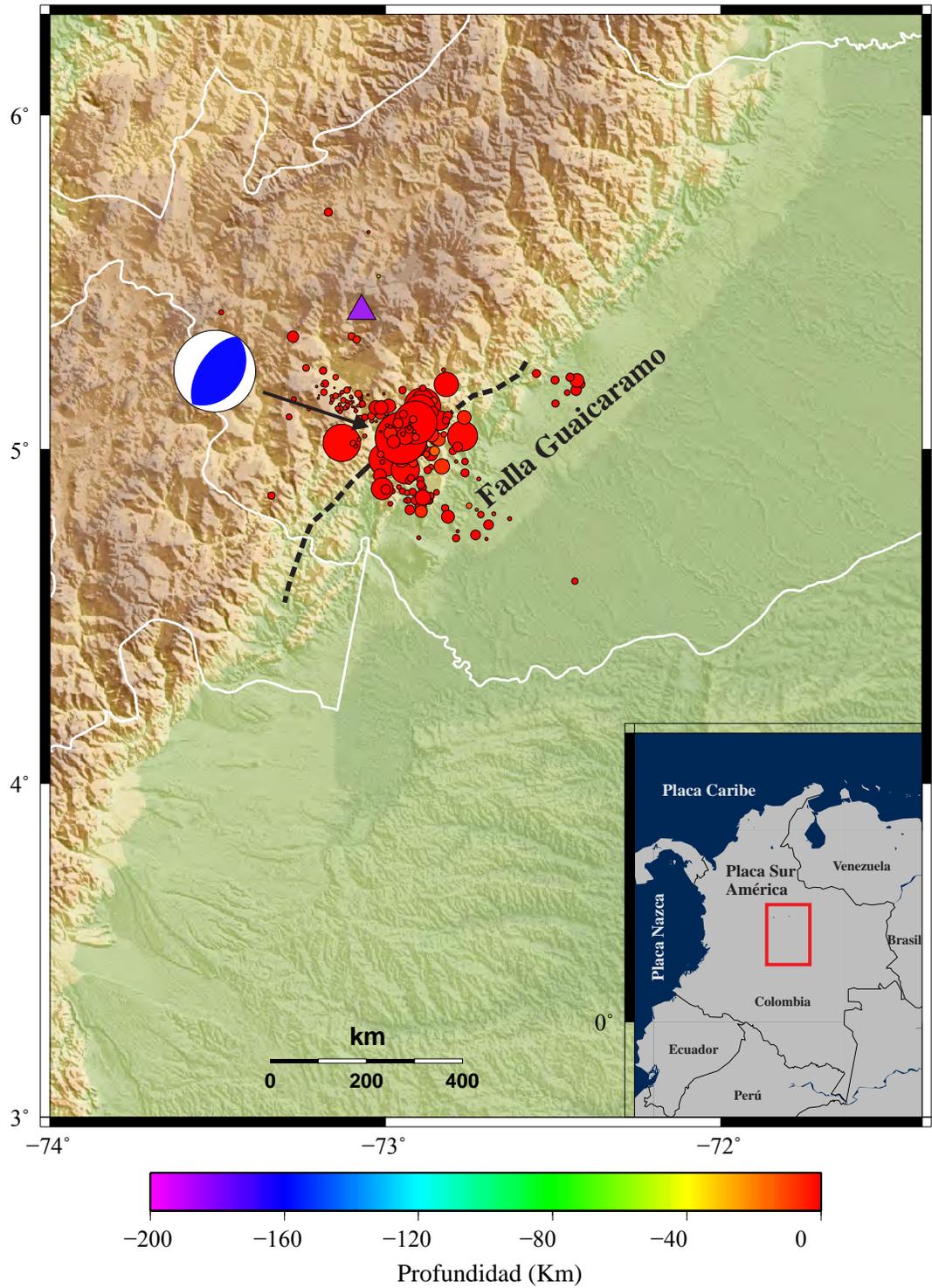


Figura 3.6: Localización epicentral del sismo de Tauramena (2) (círculo rojo), replicas (círculos de menor tamaño). Falla de Guaicaramo (línea negra punteada) y volcán (triángulo morado)

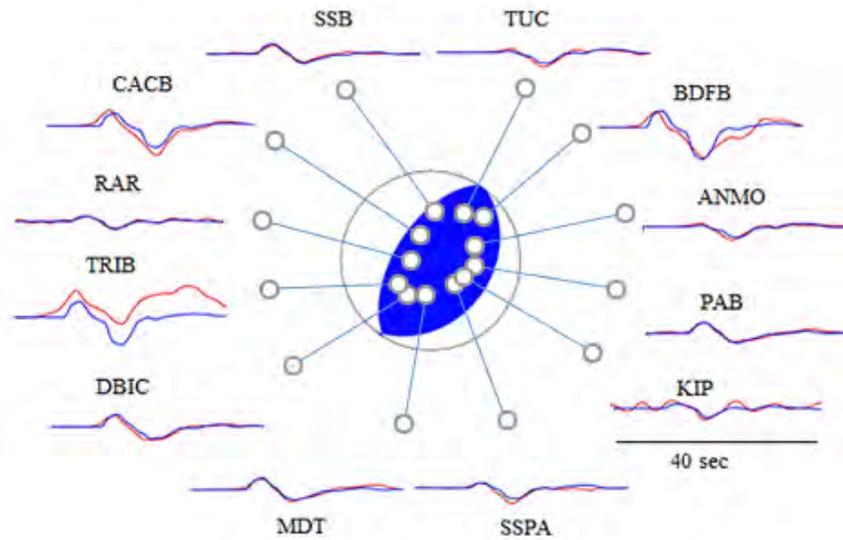


Figura 3.7: Resultado del modelado de forma de onda para el evento de 1995 en Tauramena. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.2 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 1%. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).

La función temporal de la fuente alcanza un valor máximo en los primeros 3.86 segundos, lo cual se refleja sobre el plano de falla con el máximo deslizamiento justo en el epicentro. La duración de la ruptura fué de 17 segundos, tiempo en el cual libera un momento sísmico de $6.293 \times 10^{18} \text{Nm}$.

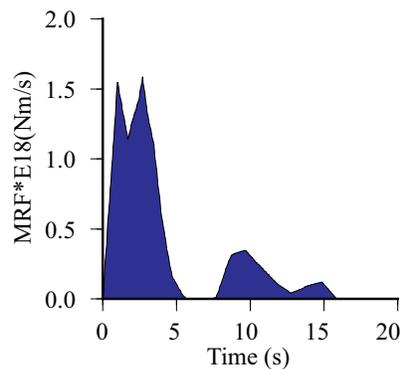


Figura 3.8: Función temporal de la fuente

Las formas de onda (Figura 3.7) reflejan una ruptura simple sobre la falla, lo cual es acorde a la función temporal de la fuente para los primeros 3.86 segundos, puesto que la segunda

parte de la función temporal no corresponde a lo que se refleja en los registros sísmicos y la distribución del deslizamiento sobre el plano de falla. El deslizamiento máximo es de 3.10 m en dirección a la superficie, con profundidad de 17.3 km.

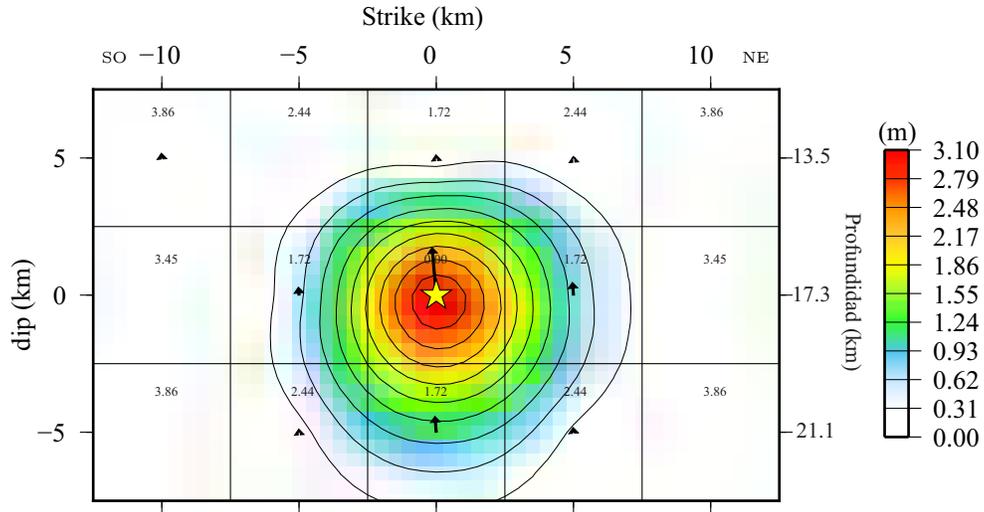


Figura 3.9: Deslizamiento sobre el plano de falla para el sismo de Tauramena 1995.

3.3. Sismo de Risaralda 1995, $M_w = 6,6$

El epicentro del sismo del 19 de agosto se localizó en el municipio de Risaralda, departamento de Caldas, con latitud 5.133° norte y longitud -75.713° oeste, su profundidad fue de 119.6 km y esta asociado a procesos de subducción de profundidad intermedia (Manchuel et al, 2011). Este sismo presento una intensidad máxima de VIII (Velandia, 2004).

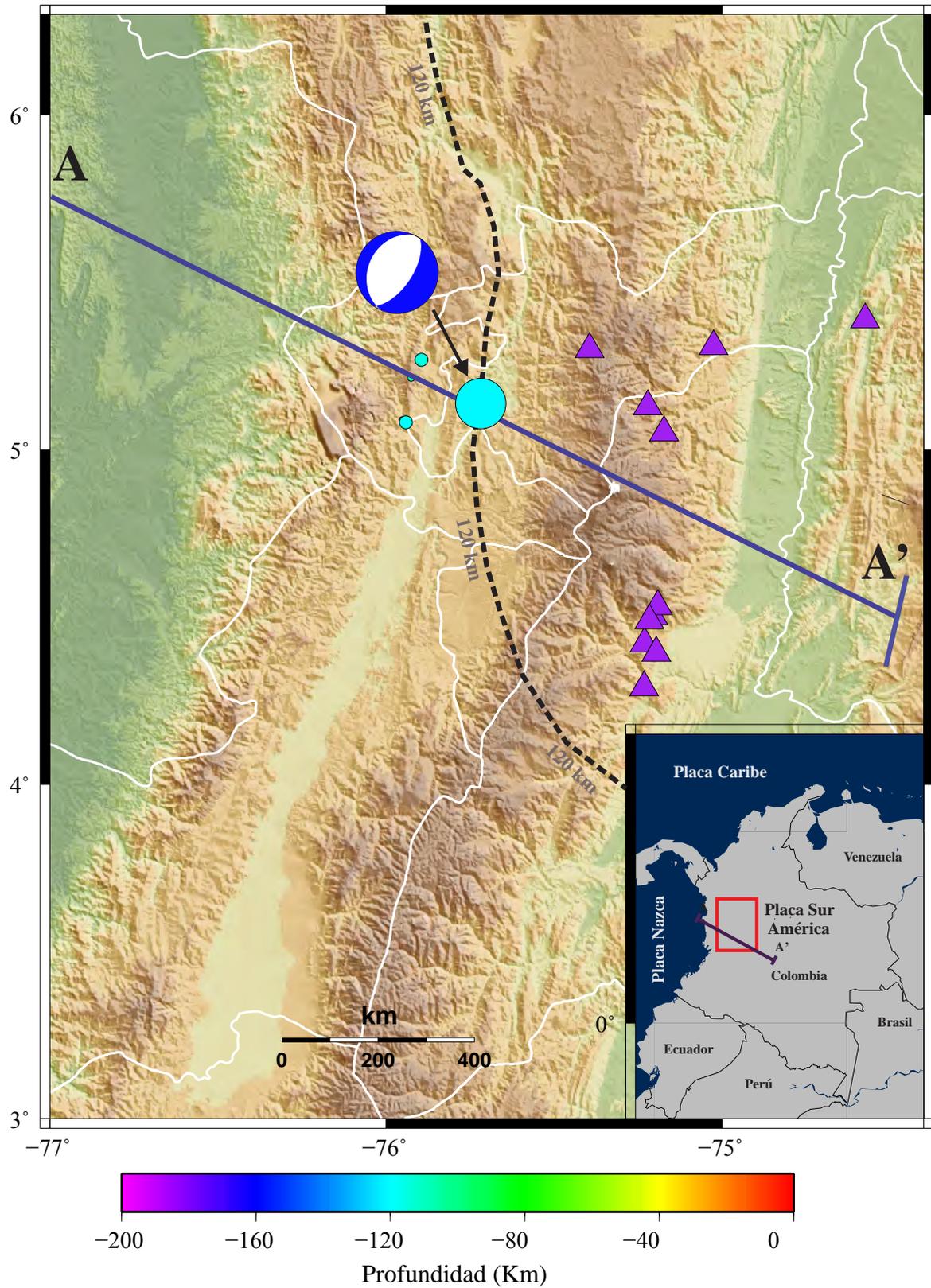


Figura 3.10: Localización epicentral del sismo de Risaralda (3) (círculo naranja). La línea negra indica el límite entre la corteza de placa Nazca y la placa de Sur América a una profundidad de 120 Km y la línea morada A-A' es el perfil Cali sobre esta región.

Esta región es afectada por el movimiento compresivo de las placas Caribe y Nazca y el bloque Panama-Choco (Cortés et al., 2005) lo cual estaría afectando el régimen de esfuerzos y el desplazamiento de las placas. La actividad sísmica en esta región es alta y se debe a los sistemas de fallas y la interacción de las placas que están en subducción. Este evento se localiza (Figura 3.10) en el área donde se superponen las placas Nazca y Caribe a profundidades intermedias (Cortés, 2005) y que además hace parte del nido del Cauca (Figura 1.2); sin embargo al analizar el perfil (Figura 3.11) obtenido para este evento se observa que está dentro de la zona de Wadati-Benioff, lo cual concuerda con lo mencionado por Ta-boada et al. (1998), trabajo en el cual clasifica este evento dentro de la sismicidad intermedia.

La solución que presenta Global CMT para el mecanismo focal y que se utiliza para la inversión junto con el tamaño del plano de falla se presentan en el Tabla 3.3.

Tabla 3.3: Parámetros utilizados para la inversión de las formas de onda para el sismo del 19 de agosto, 1995.

Hora	Strike	Dip	Rake	Prof. (km)	V_r (km/s)	Plano de falla (km ²)
21:43:33	34°	61°	-85°	119.6	0.9V _s	20 × 20

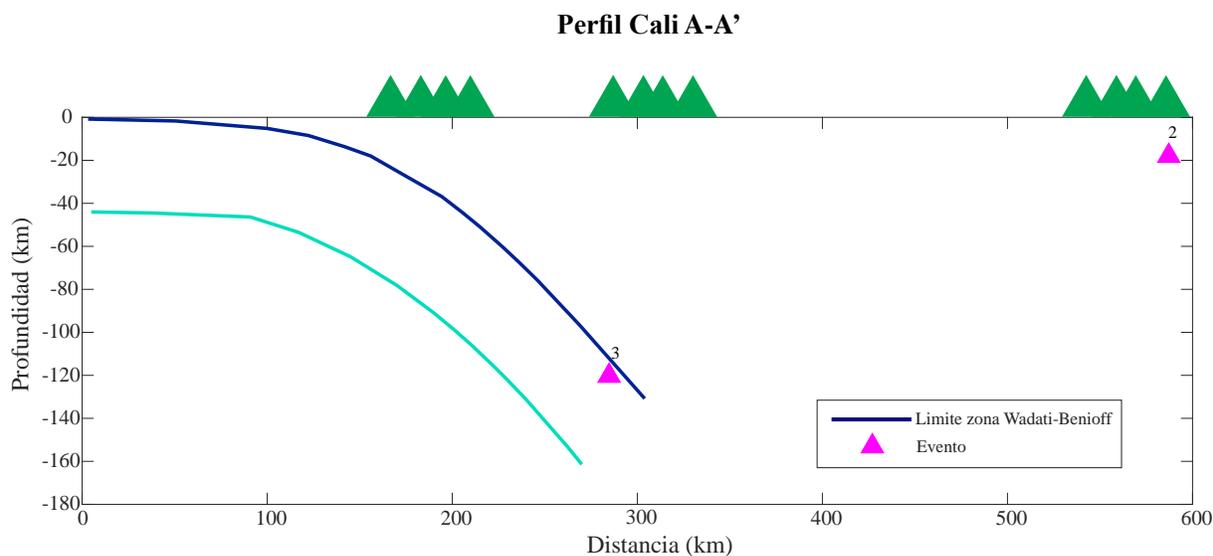


Figura 3.11: Localización del sismo de Risaralda (3) y el sismo de Tauramena (2) sobre el perfil Cali. La línea superior solida representa el limite de la zona Wadati-Benioff (Pedraza, 2006).

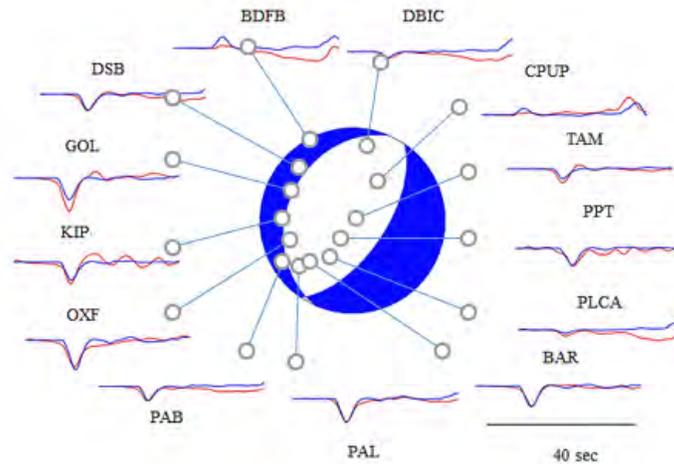


Figura 3.12: Resultado del modelado de forma de onda para el evento de 1995 en Risaralda. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.3 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 52%. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).

El modelado de las formas de onda (Figura 3.12) corresponde a una ruptura simple con un solo máximo de amplitud. El deslizamiento sobre el plano de falla se concentra en una región ubicada aproximadamente a una profundidad de 124 km al noreste del epicentro a lo largo del strike. Casi la totalidad del momento sísmico es liberado antes de los 5 segundos, sin embargo, en el plano de falla se observa que después de los 3.63 segundos no hay más deslizamiento, por lo cual la última parte no corresponde a la parte real de las formas de onda y la distribución del deslizamiento. Considerando que la última parte de la función temporal de la fuente no es real, la duración de la ruptura del evento tuvo un total de 3.63 segundos y presentó un momento sísmico de $4.789 \times 10^{18} \text{Nm}$.

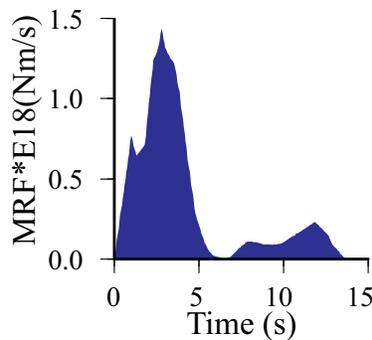


Figura 3.13: Función temporal de la fuente

El deslizamiento máximo alcanzado fue de 0.7 m a una profundidad de 124 km, mientras que a 119.6 km (epicentro) de profundidad el deslizamiento fue de 0.56 m.

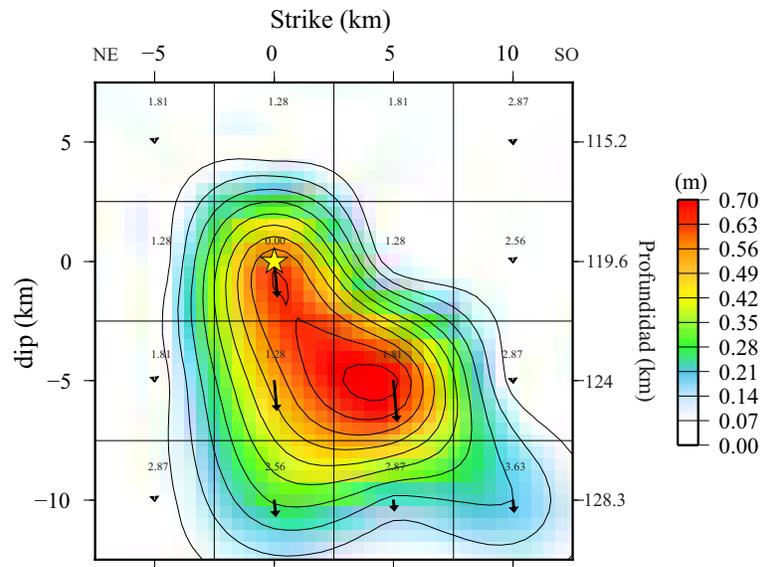


Figura 3.14: Deslizamiento sobre el plano de falla para el sismo de 1995 en Risaralda.

3.4. Sismo de Génova 1997, $M_w = 6,7$

El sismo de Génova del 2 de septiembre de 1997 se localiza sobre la Cordillera Central a latitud 3.958° norte y longitud -75.866° oeste, la profundidad que reporta USGS es de 198.7 km (Figura 3.15). Este sismo presenta un mecanismo focal (Figura 3.15) con alta componente de CLVD, sin embargo para la inversión se utilizó como parámetro de entrada la solución que presenta Global CMT, la cual representa un 18% de Doble par.

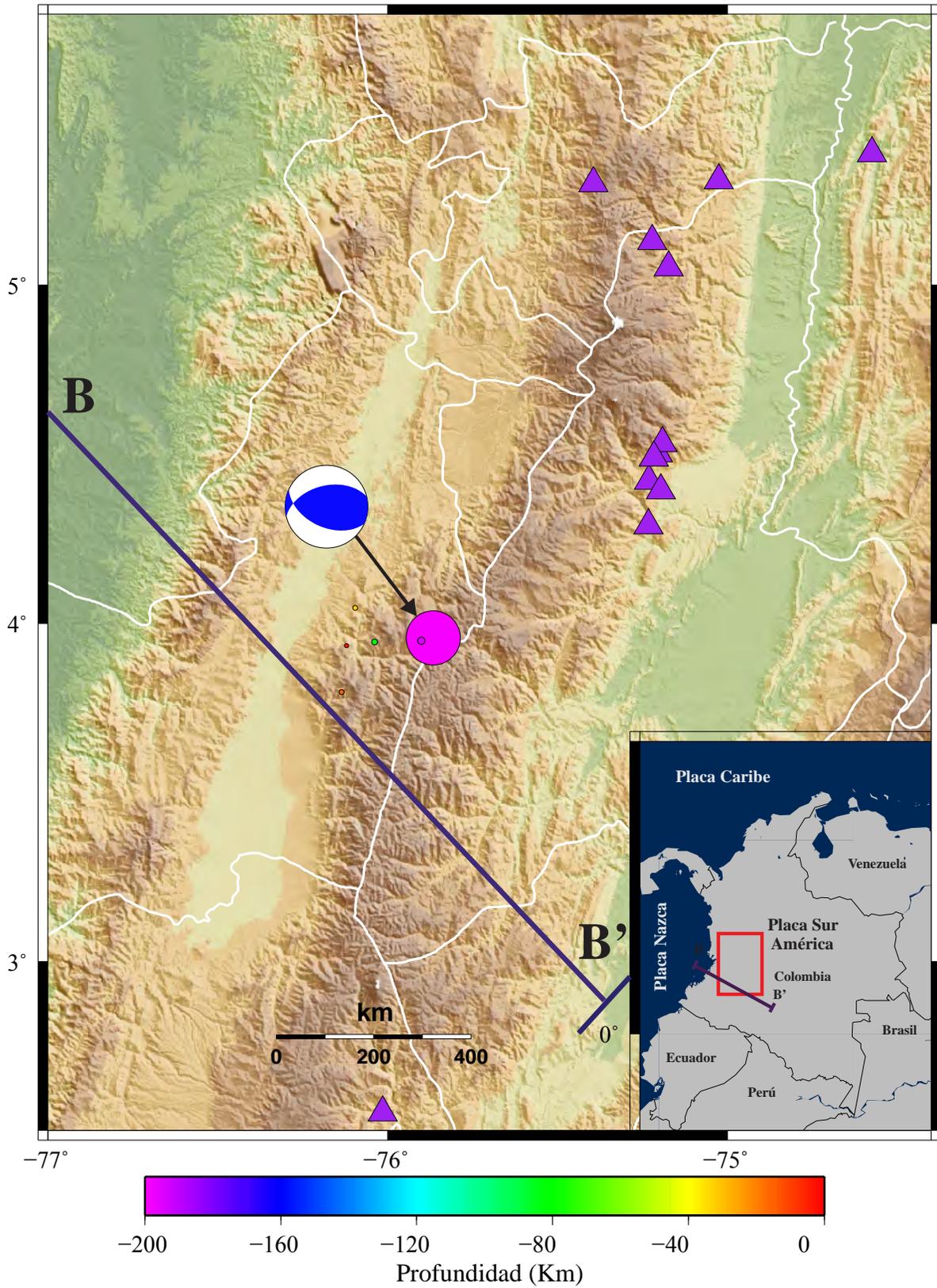


Figura 3.15: Localización epicentral del sismo de Génova (4) (círculo naranja). La línea morada B-B' es el perfil Popayan sobre esta región.

Tabla 3.4: Parámetros utilizados para la inversión de las formas de onda, sismo del 2 de septiembre, 1997.

Hora	Strike	Dip	Rake	Prof. (km)	V_r (km/s)	Plano de falla (km ²)
12:13:21	256°	48°	62°	198.7	0.7 V_s	35 × 20

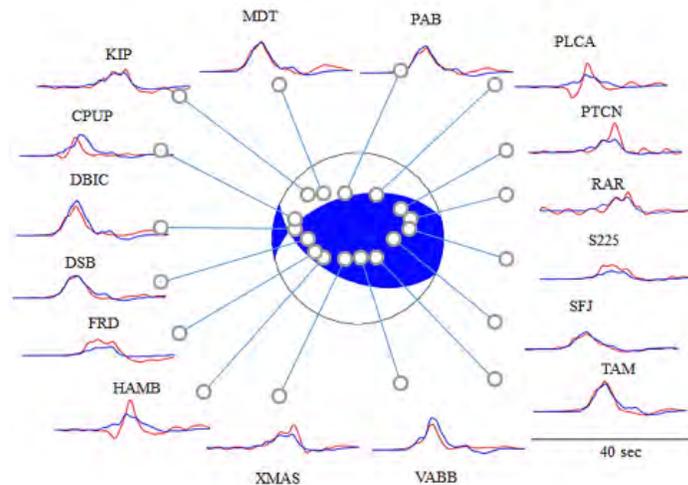


Figura 3.16: Resultado del modelado de forma de onda para el evento de 1997 en Génova. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.4 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 82%. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).

De acuerdo al perfil calculado para este evento (evento intraplaca) (Figura 3.17), se debe a la subducción de la placa Nazca, la cual viene siendo afectada por procesos de erosión y acreción en la zona de acoplamiento (Acosta et al., 2007).

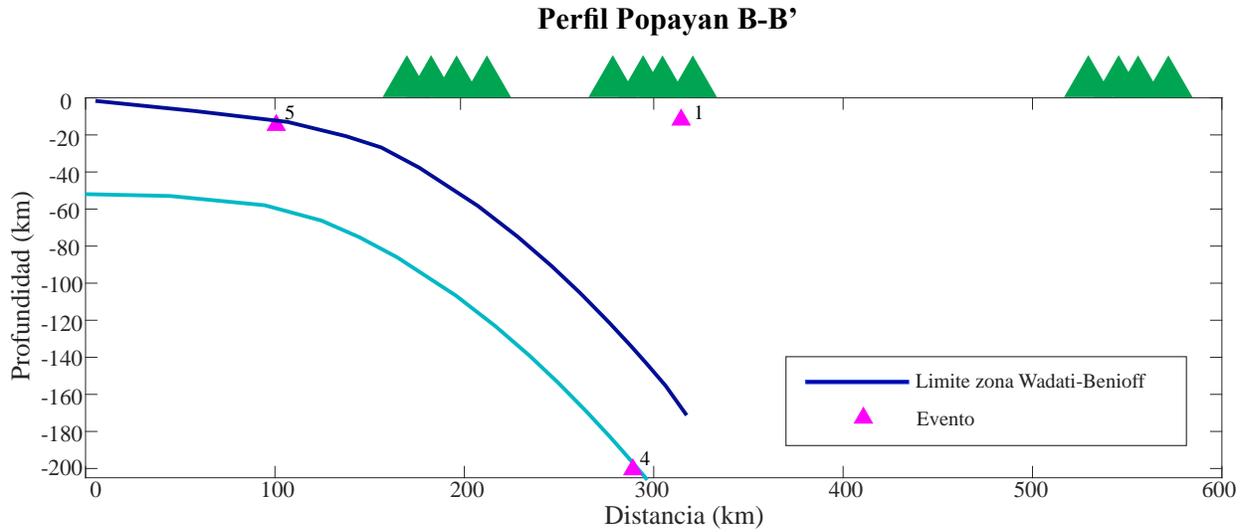


Figura 3.17: Localización del sismo de Génova (4) sobre el perfil Popayan . La línea superior sólida representa el limite de la zona Wadati-Benioff (Pedraza, 2006).

Las formas de onda corresponden a una ruptura simple, caracterizada por un deslizamiento máximo concentrado en una sola región, esta región es representada en la función temporal de la fuente con el máximo momento sísmico. La duración de la ruptura del evento fue de 9.25 segundos, lo que significa que la parte restante de la función temporal de la fuente no es real. Además de esto se liberó un momento sísmico total de $1.206 \times 10^{19} \text{Nm}$ ($M_w=6.7$).

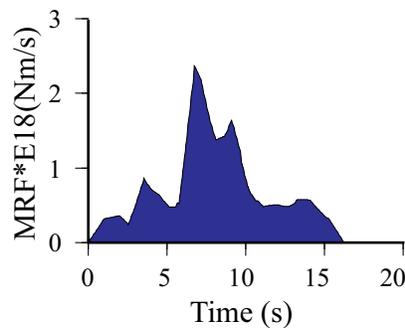


Figura 3.18: Función temporal de la fuente

El deslizamiento máximo fue de 0.4 m y está localizado a 16 km del epicentro al noroeste en dirección del strike como se observa en la Figura 3.19. El deslizamiento en el epicentro fue de 0.12 m siendo igual al registrado a una profundidad de 211 km. La dirección de ruptura es al sureste y corresponde a un plano de falla de $35 \times 20 \text{km}^2$ de área.

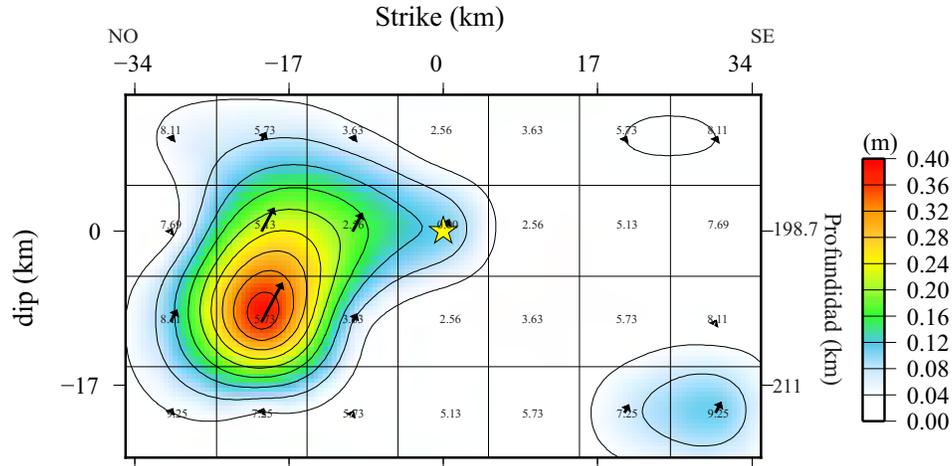


Figura 3.19: Deslizamiento sobre el plano de falla para el sismo de 1997 en Génova. Los números que se encuentran sobre el plano de falla corresponden al tiempo de inicio de cada sub-falla y los vectores indican la dirección del deslizamiento.

3.5. Sismo de Pizarro 2004, $M_w = 7,2$

El 15 de noviembre de 2004 se registro en el límite entre la placa Nazca y Sur América (Figura 3.20), a latitud 4.768° norte y longitud -77.724° oeste, a una profundidad de 15 km, el sismo de Pizarro con una magnitud $M_w=7.2$. En esta región se localizan una serie de estructuras oceánicas como lo es la dorsal de Malpelo la cual se mueve en dirección este con respecto a la placa Sur América y que contribuye a la generación de eventos sobre la trinchera colombiana (Acosta et al., 2007).

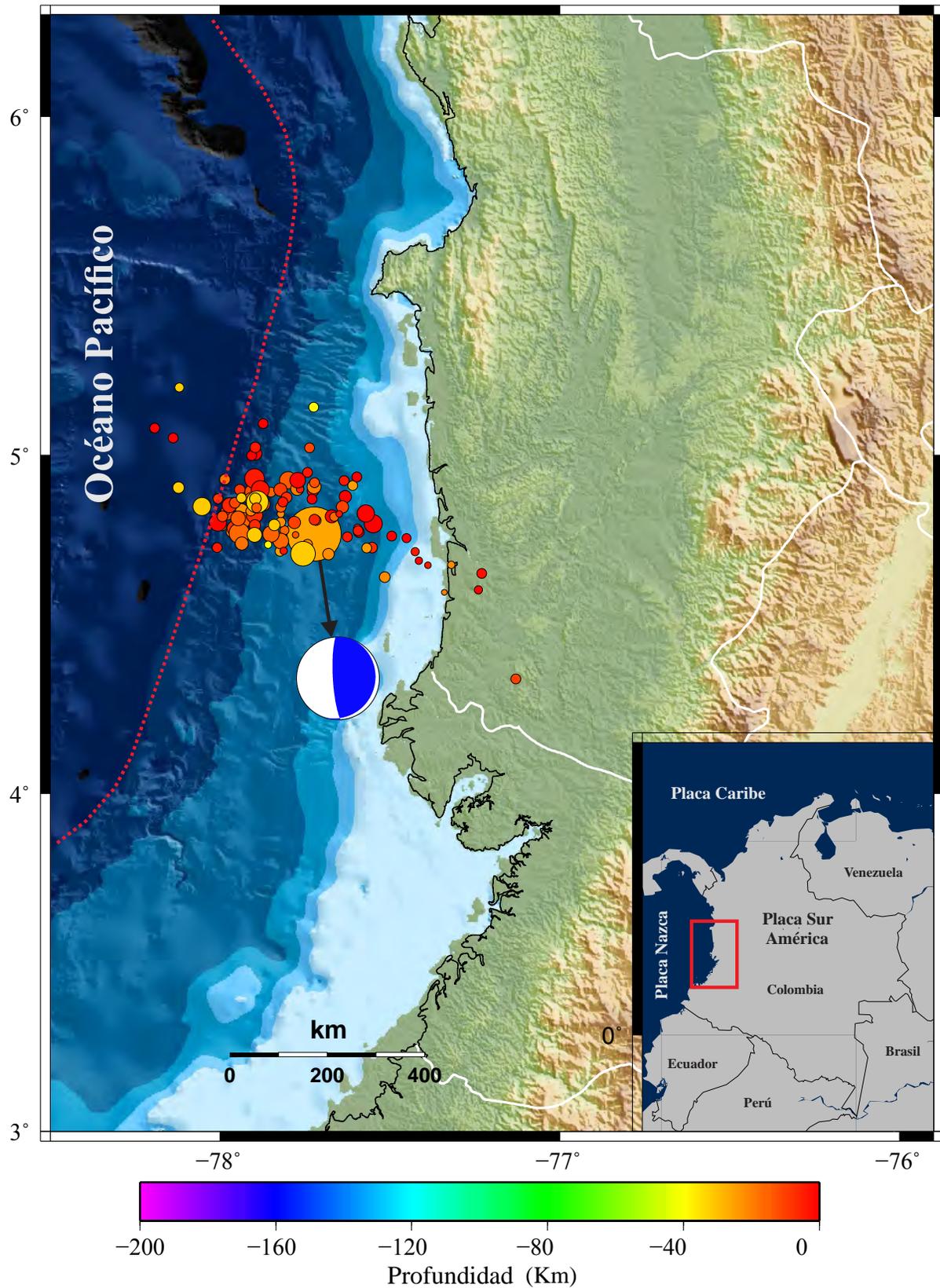


Figura 3.20: Localización epicentral del sismo de Pizarro (5) (circulo más grande) y replicas. Límite de placas Nazca y Sur América (línea punteada roja).

Este evento registró daños en estructuras de diferentes ciudades del país, así como deslizamientos de tierra. El sismo de Pizarro presenta un fallamiento inverso, razón por la cual la solución más acorde para este evento corresponde a un azimut $\phi = 21^\circ$, un ángulo de buzamiento $\delta = 11^\circ$ y un ángulo de deslizamiento $\lambda = 114^\circ$. Los parámetros que se utilizaron para la inversión son los que se presentan en el Tabla 3.5.

Tabla 3.5: Parámetros utilizados para la inversión de las formas de onda para el sismo del 11 de noviembre, 2004.

Hora	Strike	Dip	Rake	Prof. (km)	V_r (km/s)	Plano de falla (km ²)
09:06:57	21°	11°	114°	15	0.8V _s	60 × 35

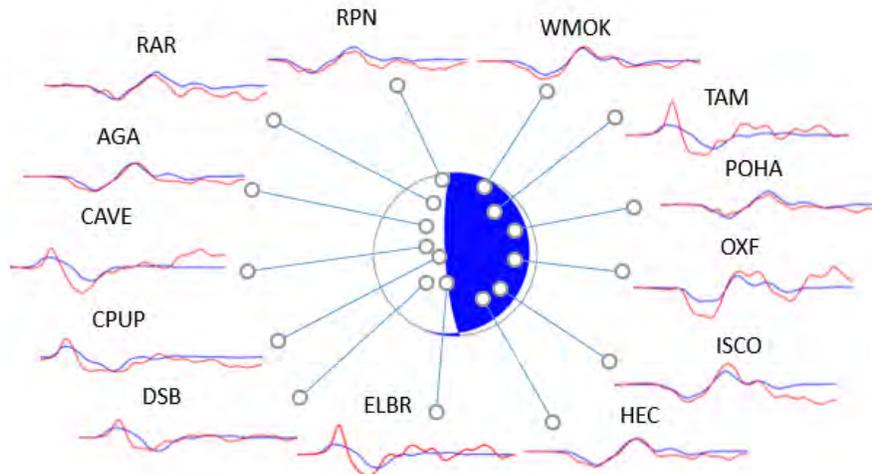


Figura 3.21: Resultado del modelado de forma de onda para el evento de 2004 en Pizarro. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.5 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 5%. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).

La función temporal de la fuente (Figura 3.22) presenta una liberación de momento durante 23 segundos, sin embargo, la parte real solo va hasta los 13.78 segundos; la amplitud máxima que alcanza la función temporal correspondería al mayor deslizamiento, el cual es igual a 3.80 m, ubicado justo en el epicentro. La función temporal de la fuente es compleja y es acorde a las formas de onda (Figura 3.21) y los diferentes deslizamientos sobre el plano de falla.

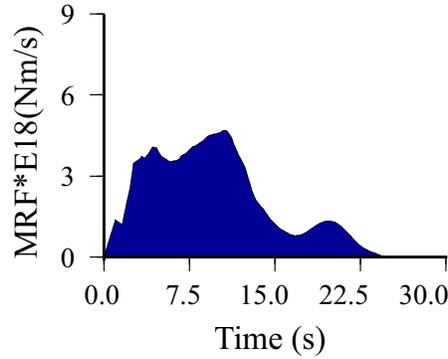


Figura 3.22: Función temporal de la fuente

La dirección del deslizamiento va en dirección noreste a suroeste en dirección al strike, como lo indican los vectores sobre el plano de falla. Se propone un plano de falla de $60 \times 35 \text{ km}^2$, el cual es acorde a las leyes de escalamiento propuestas por Papazachos et al. (2004). En el plano de falla se observa un área en el cual el deslizamiento es mucho menor comparado con la zona más próxima al epicentro, esto se debe posiblemente a que luego de la ruptura se presentaron deslizamientos en zonas no acopladas.

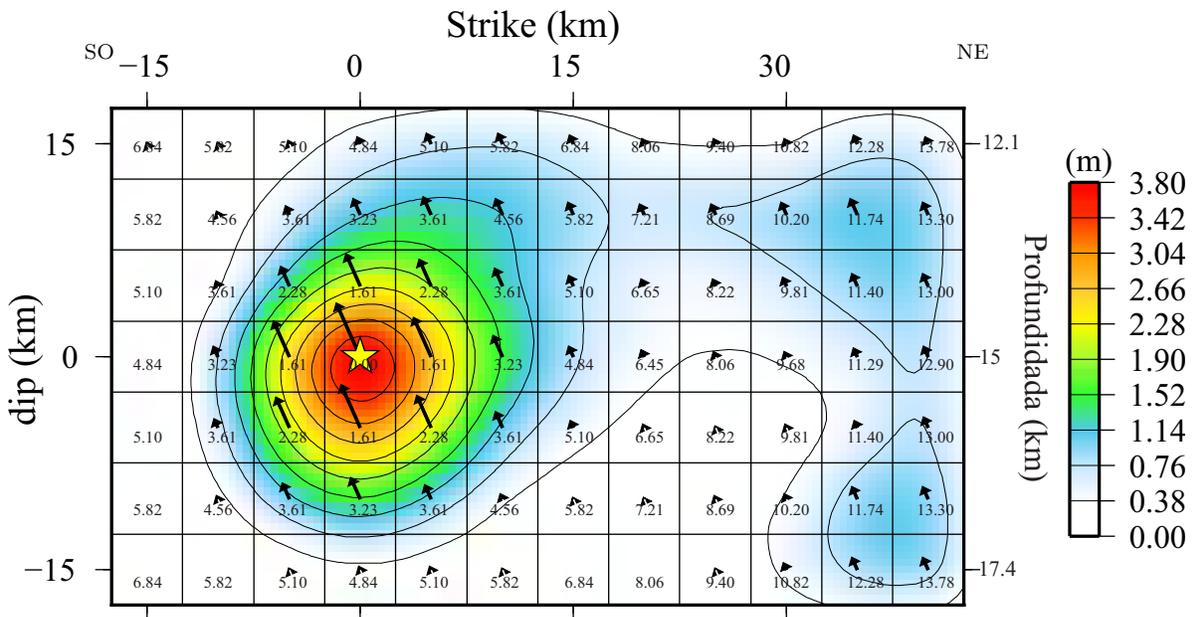


Figura 3.23: Distribución de deslizamiento sobre el plano de falla (2004).

3.6. Sismo de Gorgona 2007, $M_w = 6,8$

El sismo del 9 de septiembre de 2007 se registró en la costa pacífica de Colombia, muy cerca de la trinchera. Las coordenadas del epicentro son latitud 2.927° norte, longitud -78.212° oeste y profundidad $h=4\text{km}$. Es un sismo cortical en la placa de Sur América como se observa en el perfil de Nariño (Figura 3.30) con mecanismo focal de tipo normal (Tabla 3.6). Se presentaron 171 réplicas con magnitud $M \geq 2.0$ que se extienden en un área que comprende aproximadamente $40 \times 30 \text{ km}$. (INGEOMINAS, 2007). Este evento se localizó en la región donde rompieron los sismos de 1906 y 1979, sin embargo estos dos sismos son de tipo interplaca (Kanamori y McNally, 1982; Marcaillou et al., 2016).

El Instituto Colombiano de Geología y Minería INGEOMINAS, en su informe sobre el sismo de Gorgona en el cual se presentan los aspectos sismológicos y la evaluación de efectos, establece que el plano de falla para este sismo es el que presenta un ángulo más plano, con ángulo de buzamiento al noroeste y cuya ruptura es de tipo normal, lo cual corresponde a una fractura en la placa de Sur América. Como se menciona en este informe la orientación que sigue es la misma que la fosa (INGEOMINAS, 2007).

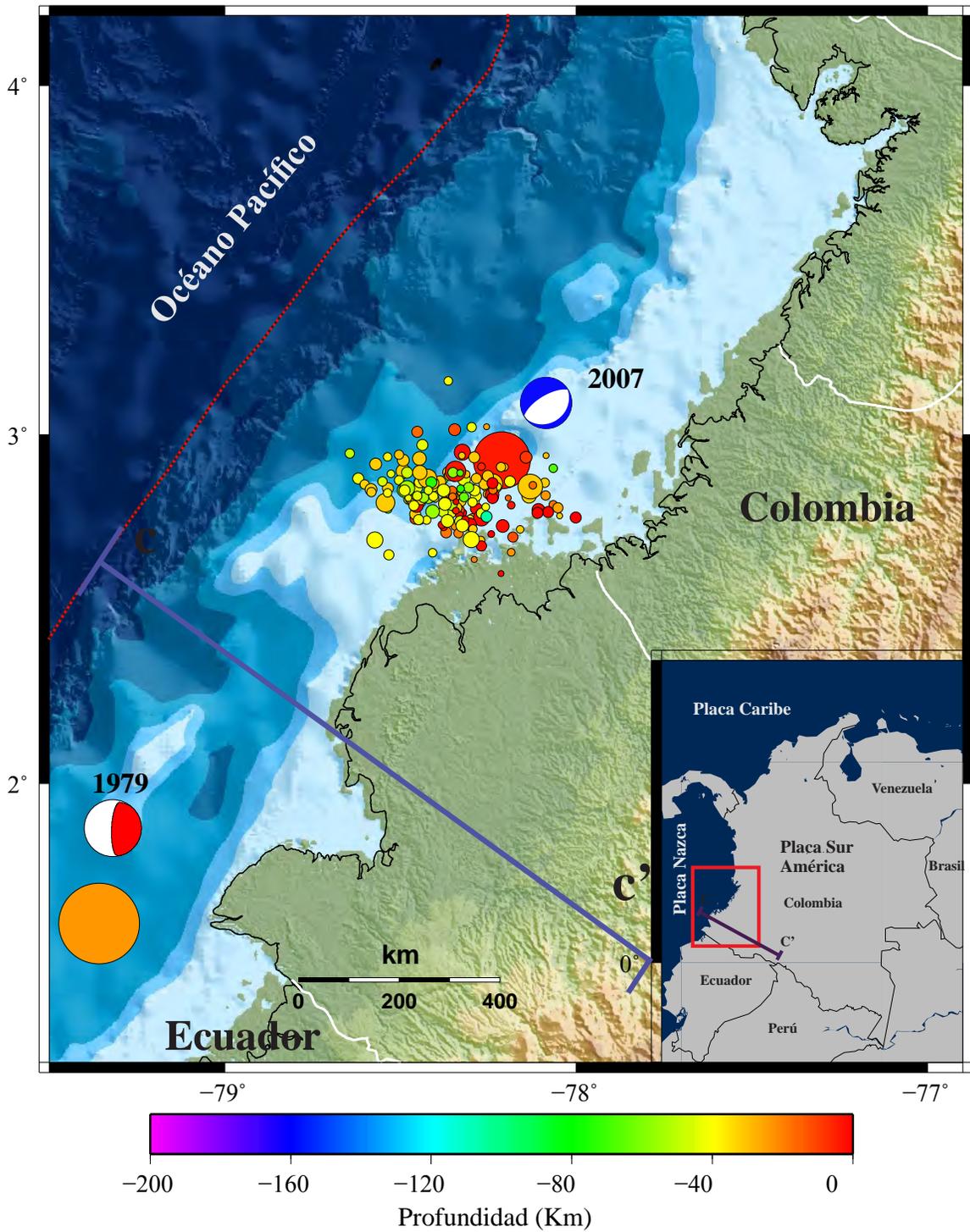


Figura 3.24: Localización del sismo de Gorgona en 2007 (círculo rojo) y su mecanismo focal (tomado de Global CMT, azul); sismo de 1979 en Tumaco (círculo naranja de mayor área) y el mecanismo focal (tomado de Global CMT). Perfil de Nariño C-C' (línea morada) y límite de placas Nazca y Sur América (línea punteada roja).

Los parámetros que se utilizaron para la inversión se presentan en el Tabla 3.6.

Tabla 3.6: Parámetros utilizados para la inversión de las formas de onda para el sismo del 10 de septiembre, 2007.

Hora	Strike	Dip	Rake	Prof. (km)	V_r (km/s)	Plano de falla (km ²)
01:49:10	239°	67°	-88°	4.0	0.7 V_s	45 × 25

La función temporal de la fuente presenta dos cambios grandes en la liberación del momento sísmico los cuales se observan en las formas de onda, las cuales evidencian una ruptura compleja. La duración de la liberación del momento sísmico debido a la ruptura fue de 10.80 segundos, pues es hasta este tiempo que se observa deslizamiento sobre el plano de falla y fue de $1.895 \times 10^{19} \text{Nm}$ (Mw=6.8)

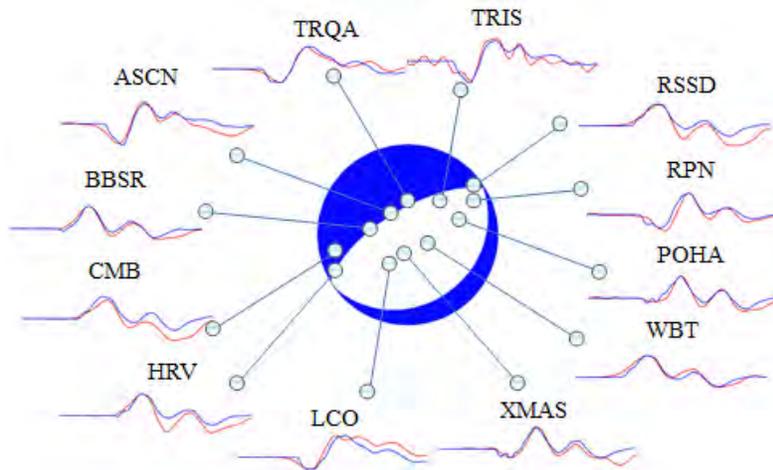


Figura 3.25: Resultado del modelado de forma de onda para el evento de 2007 en Gorgona. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.6 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 5%. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).

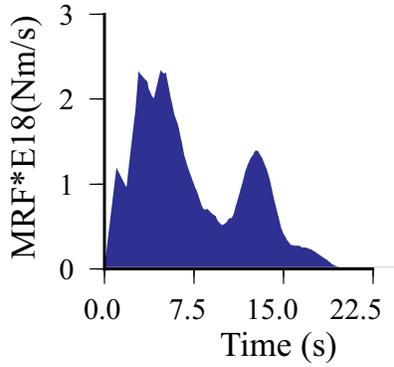


Figura 3.26: Función temporal de la fuente

La distribución del deslizamiento sobre el plano de falla presenta dos regiones con deslizamientos separados, la primera región se localiza con el máximo deslizamiento en el epicentro, mientras que la segunda región alcanza un deslizamiento máximo de 0.66 m a una profundidad de 13.2 km (Figura 3.27).

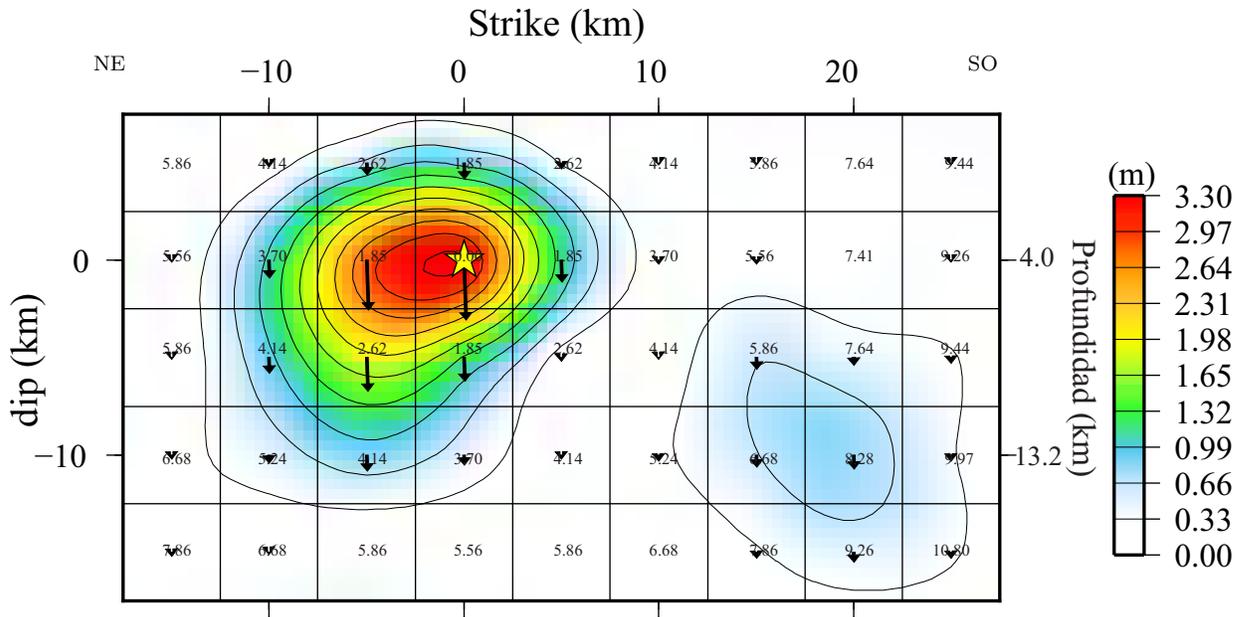


Figura 3.27: Distribución de deslizamiento sobre el plano de falla (2004).

3.7. Sismo de La Vega 2012, $M_w = 7,2$

El municipio de La Vega (Cauca) fue epicentro del sismo del 30 de septiembre del 2012, a latitud 1.973° norte y longitud -76.558° oeste (Figura 3.29), es un sismo de profundidad

intermedia $h=170$ km y que está asociado a la subducción intraplaca (Figura 3.30). Se presenta un fallamiento de tipo normal el cual es acorde a la dinámica de la zona y se asocia a la zona de Wadati-Benioff (Departamento Administrativo de Gestión del Medio Ambiente DAGMA, 2012; Pedraza, 2006). La intensidad que se reporta para este evento fue mayor a VI en la Escala Modificada de Mercalli y ocasionó daños en estructuras de la ciudad de Cali (DAGMA, 2012).

Los parámetros que se utilizaron para la inversión son los que se presentan en el Tabla 3.7, así como el mecanismo focal correspondiente a este evento (Figura 3.28).

Tabla 3.7: Parámetros utilizados para la inversión de las formas de onda para el sismo del 30 de septiembre de 2012.

Hora	Strike	Dip	Rake	Prof. (km)	V_r (km/s)	Plano de falla (km ²)
16:31:34	80°	54°	-73°	170	0.8 V_s	60 × 50

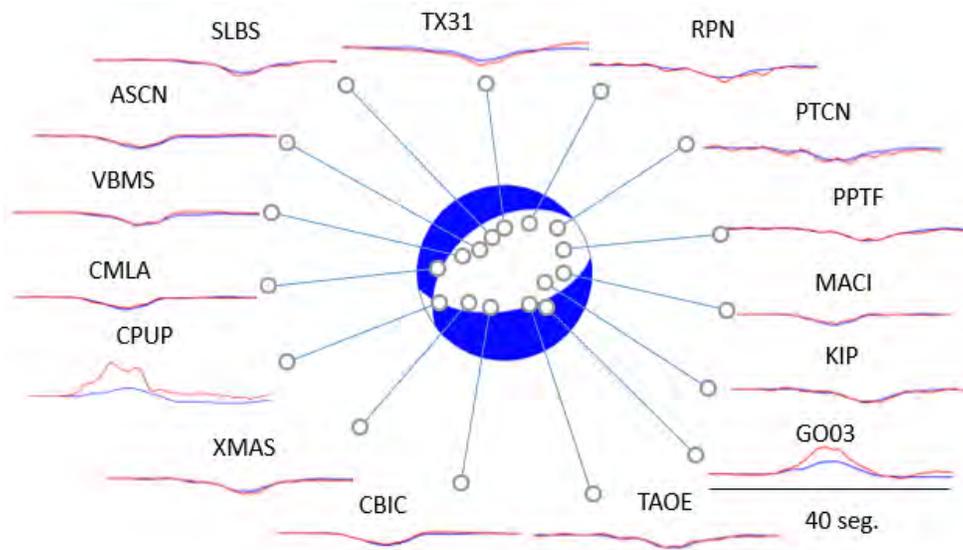


Figura 3.28: Resultado del modelado de forma de onda para el evento de 2012 en La Vega. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.6 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 30%. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).

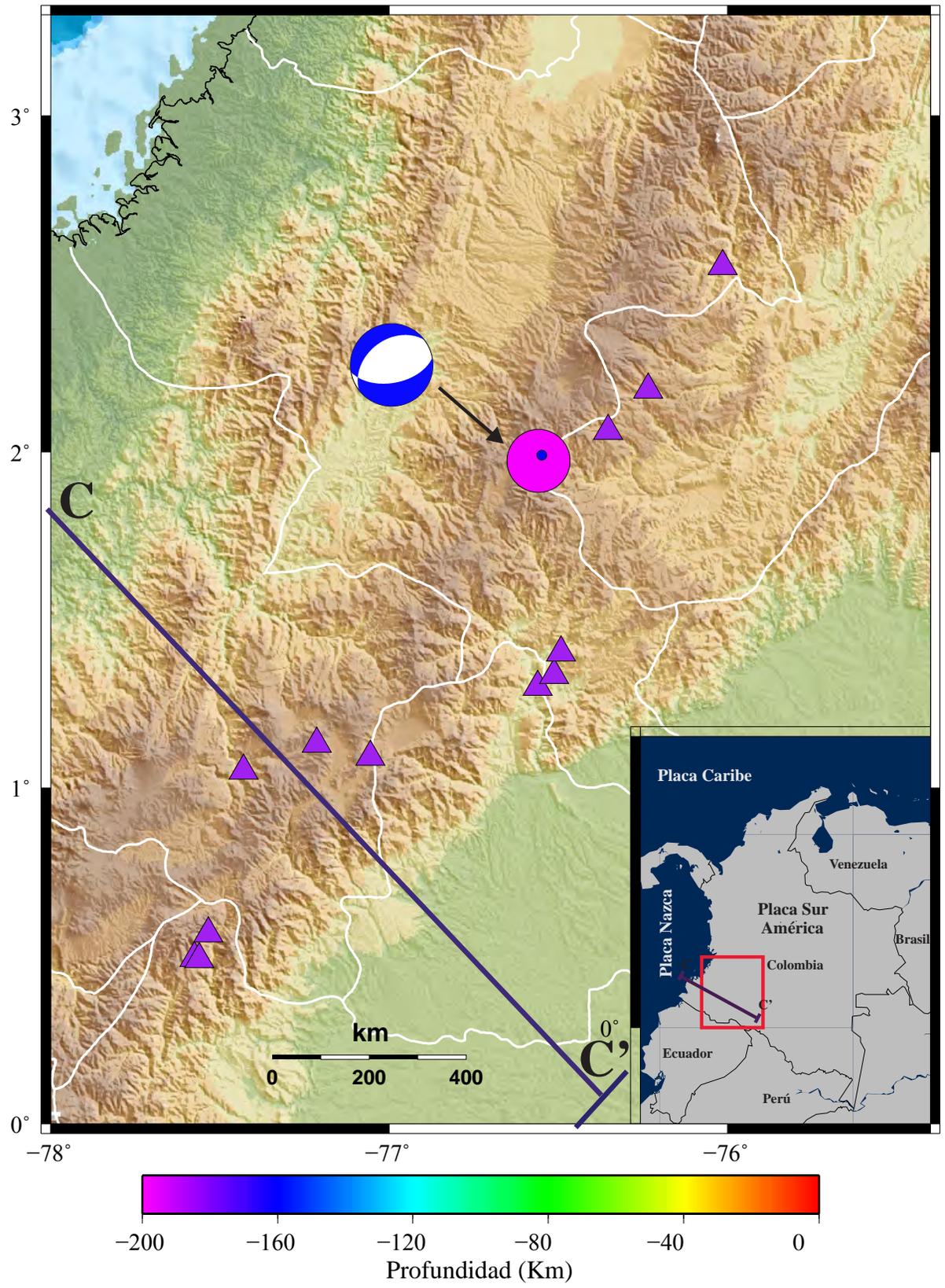


Figura 3.29: Localización epicentral del sismo La Vega (7) (círculo morado), mecanismo focal (Global CMT) y vulcanismo en el área (triángulos morados). La línea morada C-C' es el perfil Nariño sobre esta región.

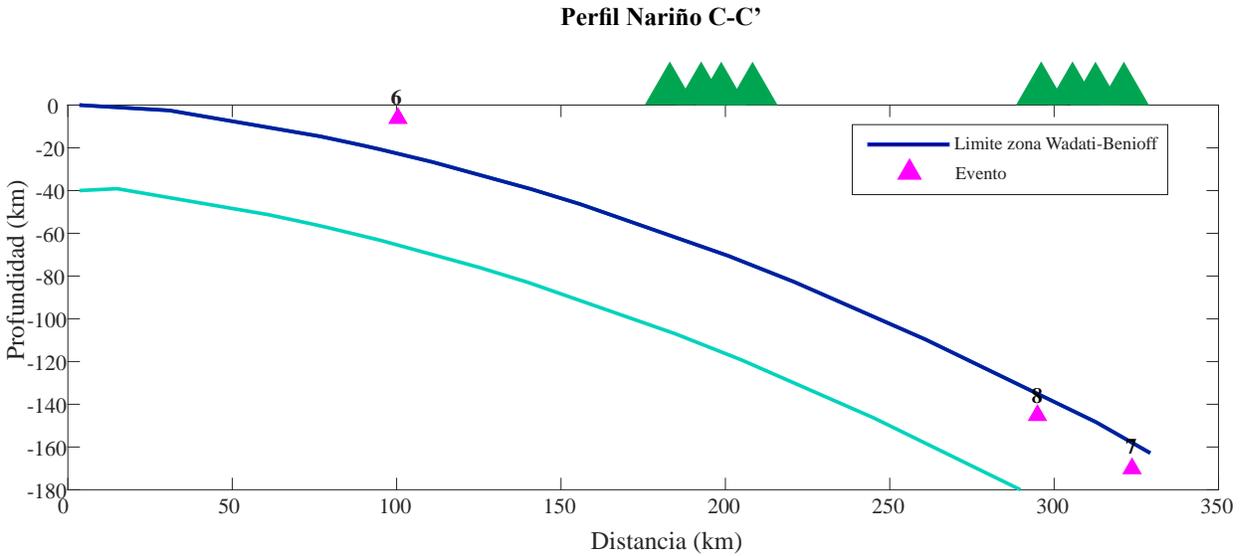


Figura 3.30: Localización de los sismos de Gorgona (6), La Vega (7) y Guaitarilla (8) sobre el perfil Nariño (Pedraza, 2006).

El deslizamiento máximo alcanzado es de 1.70 m y se registra a 20 km del epicentro en dirección del strike a 6.87 segundos desde del inicio. El tiempo total para la liberación del momento sísmico fue de 17.16 segundos, con una magnitud de $7.027 \times 10^{19} \text{Nm}$. Además del máximo deslizamiento se observan dos regiones más que registra magnitudes de 1.02 m que corresponde al epicentro y el otro en dirección a la superficie de 0.85 m. Esto se representa en la función temporal de la fuente (Figura 3.31) y el deslizamiento sobre el plano de falla (Figura 3.32).

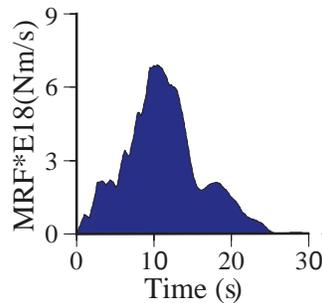


Figura 3.31: Función temporal de la fuente

Es importante mencionar que la sismicidad en la región donde se presenta este evento no tiene relación con ninguno de los nidos (Bucaramanga y Cauca), los cuales concentran la mayor parte de la sismicidad de profundidad intermedia; sin embargo, como lo menciona Chang et al. (2017) debido al aumento del ángulo de subducción de norte a sur es que se registra esta actividad sísmica en la región al sur del país.

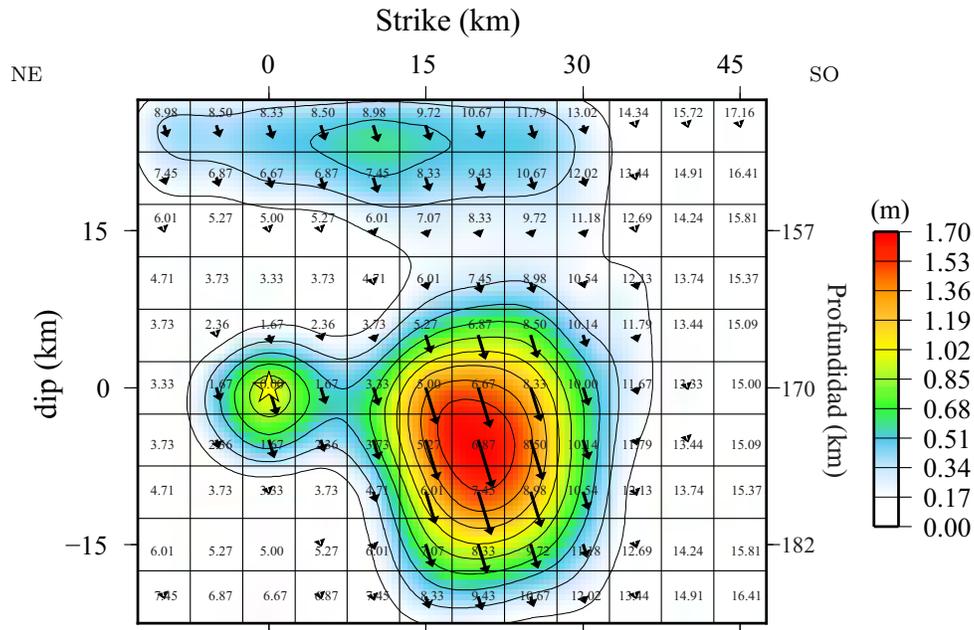


Figura 3.32: Deslizamiento sobre el plano de falla.

3.8. Sismo de Guaitarilla 2013, $M_w = 7,0$

El sismo del 9 de febrero de 2013, se localizó en el municipio de Guaitarilla en el departamento de Nariño, al sur de Colombia (Figura 3.33). Las coordenadas epicentrales son latitud 1.113° norte y longitud -77.561° oeste y profundidad intermedia de $h=145$ km que corresponde como se observa en el perfil Nariño (Figura 3.30) a la zona Wadati Benioff.

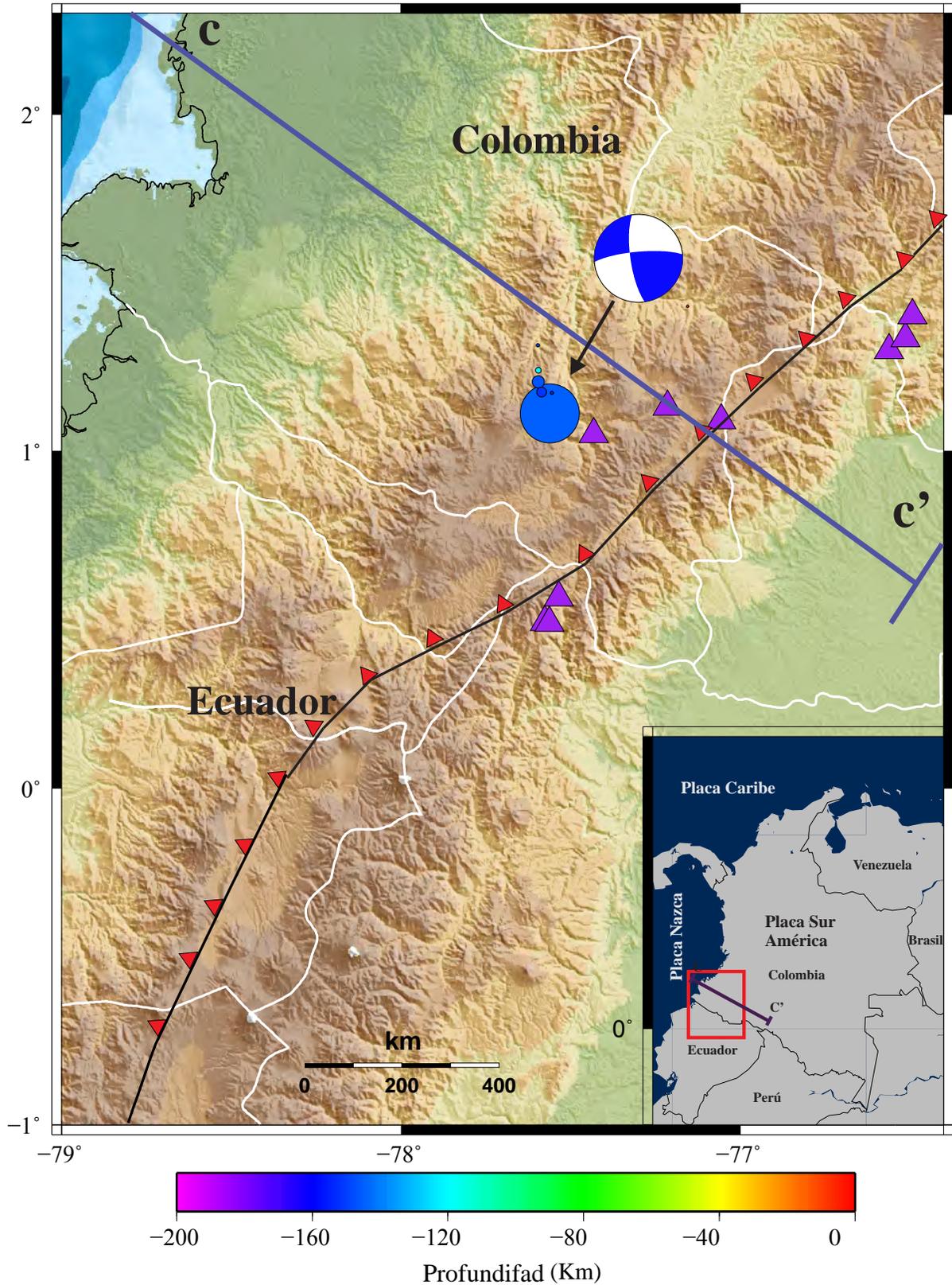


Figura 3.33: Localización epicentral del sismo de Risaralda (8) (círculo azul). Perfil Nariño (segmento de recta azul C-C'), límite entre el Bloque Norte de los Andes y la placa de Sur América (línea dentada) y volcanes (triángulos morados).

La región es afectada por la dorsal de Carnegie, la cual subduce en dirección este (Figura 3.34), en la región norte de Ecuador y el sur de Colombia como se muestra en el trabajo de Manchuel et al. (2011), sin embargo, el autor menciona que los eventos que se localizan a profundidades entre 100 km y 140 km a esta latitud serían los que podrían estar relacionados con la dorsal de Carnegie, mientras que a profundidades mayores son debidos a la subducción de la placa Nazca. Sin embargo según el perfil de Nariño (Figura 3.30) donde se grafica este evento, se observa que está dentro del límite entre las placas Nazca y Sur América, por lo que podría ser descartada su relación con la subducción de la Dorsal de Carnegie (Figura 3.34).

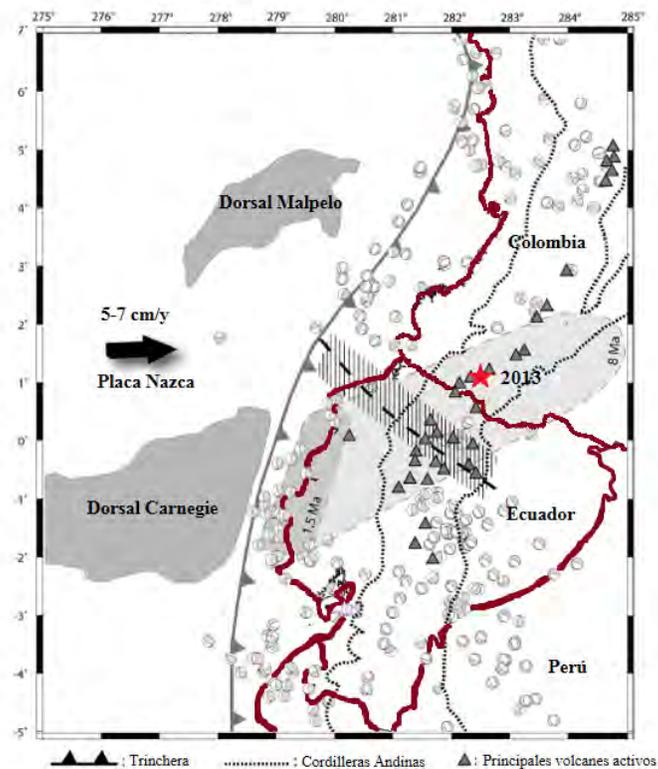


Figura 3.34: Estructuras oceanicas que estan afectando la zona epicentral del sismo de Guaitarilla (Modificado de Manchuel et al., 2011).

Los parámetros para la inversión de las formas de onda para el evento de Guaitarilla, se presentan en el Tabla 3.8, estos parámetros son los que mejor se ajustan a la tectónica y al modelado de las formas de onda. Al igual que los anteriores eventos el plano de falla se fijó según lo propuesto por Papazachos et al. (2004).

Tabla 3.8: Parámetros utilizados para la inversión de las formas de onda para el sismo del 9 de febrero, 2013.

Hora	Strike	Dip	Rake	Prof. (km)	V_r (km/s)	Plano de falla (km ²)
14:16:05	265°	78°	15°	145	0.8 V_r	60 × 45

Los resultados en el modelado muestran que los sismogramas sintéticos se ajustan a los observados, además de esto la cobertura de estaciones es buena como se muestra en la Figura 2.9, lo cual permite establecer una alta confiabilidad en lo presentado.

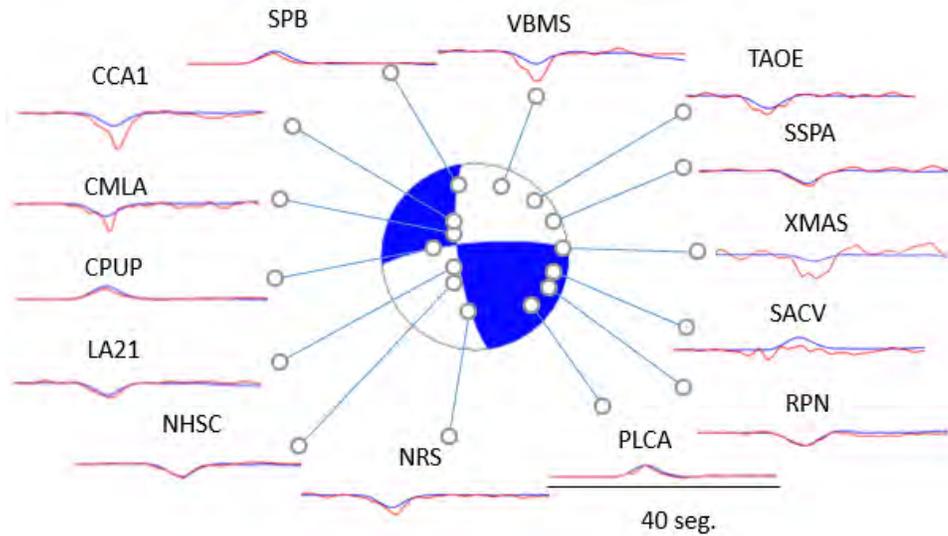


Figura 3.35: Resultado del modelado de forma de onda para el evento de 2013 en Guaitarilla. Los modelados se obtuvieron utilizando el mecanismo focal mostrado en la Tabla 3.7 y que representa la componente de Doble Par del Tensor de momentos desplegado el cual tiene una componente CLVD del 32%. Mecanismo focal tomado de Global CMT, formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul).

Como se observa en la función temporal de la fuente (Figura 3.36), la mayor parte del momento sísmico se libera antes de los 11.82 segundos; esto correspondería a la máxima amplitud que se observa en las formas de onda (Figura 3.35).

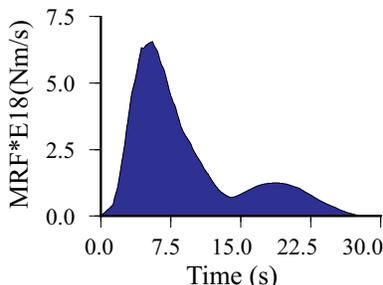


Figura 3.36: Función temporal de la fuente

El modelado de las formas de onda evidencia una ruptura simple la cual se ajusta al deslizamiento sobre el plano de falla (Figura 3.37), donde se observa un área de $10 \times 10 \text{ km}^2$ con deslizamiento de 1.20 m, el cual va disminuyendo al aumentar la distancia al epicentro. La dirección que sigue el deslizamiento a lo largo del strike es de suroeste a noreste y además se extiende a profundidades que alcanzan los 169.3 km.

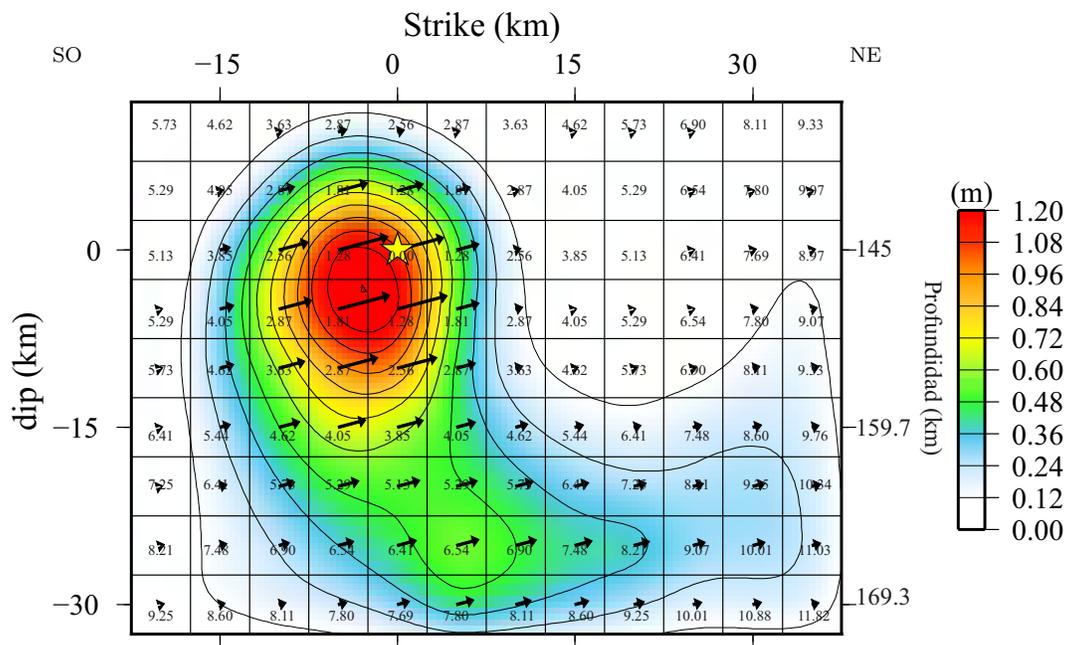


Figura 3.37: Deslizamiento sobre el plano de falla.

De acuerdo a las leyes de escalamiento propuestas por Papazachos et al.(2004) las dimensiones del plano de falla que se propone son de 60 km de ancho y 45 km de alto.

Capítulo 4

DISCUSIÓN

En el estudio se analizaron mediante el cálculo de la distribución del deslizamiento sobre el plano de falla y la función temporal de la fuente ocho eventos los cuales presentan magnitudes mayores a $M_w=6.5$ en Colombia. Dentro de estos eventos encontramos dos de tipo intraplaca corticales que se originaron por fallas activas (Sistemas de fallas de Romeral y Del Borde Llanero) en la placa de Sur América y un tercer evento también de tipo cortical localizado en la isla de Gorgona que está muy próxima a la trinchera colombiana (INGEOMINAS; 1994, 1995, 2007). Los cinco eventos restantes están localizados en la región que correspondería a la zona Wadati-Benioff como se observa en los perfiles para cada una de las regiones. Dentro de estos eventos se tienen cuatro que presentan profundidades mayores a 100 km y además con magnitudes que aumentan de norte a sur. Dos eventos de los cuatro mencionados presentan alta componente de CLVD y están dentro del área que se conoce como el nido del Cauca (Cortés y Angelier, 2005; Seccia, 2012; Chang et al., 2017; Vargas et al., 2018;).

Caracterizados los eventos analizados en este estudio de forma general se procede a dar una interpretación de los resultados obtenidos, para ello primero se presenta un mapa con las funciones temporales para cada evento, teniendo en cuenta que esta función representa una aproximación de la historia temporal del proceso de ruptura (Udías et al., 2014).

4.1. Análisis de la función temporal de la fuente

Las funciones temporales para los eventos de 1994 (1), 1995(2) y 2007 debidos a fallas en la placa de Sur América, los cuales alcanzan profundidades máximas de 17 km se observan en la Figura 4.1. Las funciones temporales son más complejas para los eventos de 1994 y 2007, presentando varios picos en el momento sísmico liberado, mientras que para el evento de 1995(2) se observa una función más simple y de menor longitud que las otras dos. También se destaca que el evento de 1995(2) es el que presenta una mayor profundidad entre los tres sismos (12.1 km (1994), 17 km (1995, 2) y 4 km (2007)), lo cual podría estar relacionado con un medio más homogéneo como concluye en su estudio Houston (2001), el cual analiza las funciones temporales según la profundidad del hipocentro donde observó que al aumentar la profundidad las funciones tenían menos picos y eran más simples. Esto mismo se cumple para los sismos que se presentaron en la zona de Wadatti-Benioff (2004, 2012 y 2013) como se observa en este estudio.

Para las funciones temporales de la fuente de los eventos localizados en la zona Wadati-Benioff y en la corteza continental con mecanismo de doble par que corresponden a los sismos de 1994, 1995(2), 2004, 2007, 2012 y 2013, presentan funciones que se hacen más simples con la profundidad y las cuales se caracterizan por una duración en la liberación de momento mayor a los 20,5 segundos. Como lo menciona Houston (2001) al aumentar la magnitud del evento también hay un aumento en la duración de la función temporal de la fuente lo cual concuerda con nuestros resultados puesto que para el evento de 1995 (2) con magnitud $M_w=6.5$ la duración alcanza 5 segundos, mientras para el evento de 2004 de magnitud $M_w=7.2$ la duración de la función temporal es superior a 22.5 segundos.

Para los eventos 1995(3) y 1997 con alta componente de CLVD, se observa que a pesar de hacer parte del nido del Cauca, las dos funciones temporales son muy diferentes entre ellas, y que como se observa en la figura 4.1 la función temporal para el evento de 1995(3) se asemeja a la de 1995(2) y la de 1997 a los eventos de doble par de profundidad intermedia. Lo que se obtuvo para el evento de 1997 no corresponde para lo que típicamente sucede para eventos a estas profundidades según menciona Miller y Foulger (1998) en su trabajo: *“los terremotos intermedios y poco profundos tienden a tener una liberación de momento concentrada en la porción temprana de la función temporal de la fuente”*, sin embargo el menciona que para eventos profundos y con componente CLVD alta las funciones temporales son más simétricas.

Dadas las características de cada uno de estos eventos y comparando sus funciones temporales se puede considerar que los eventos de tipo cortical intraplaca presentan funciones temporales más complejas dada la composición más heterogénea que los eventos de profundidades intermedias, las cuales son más simétricas.

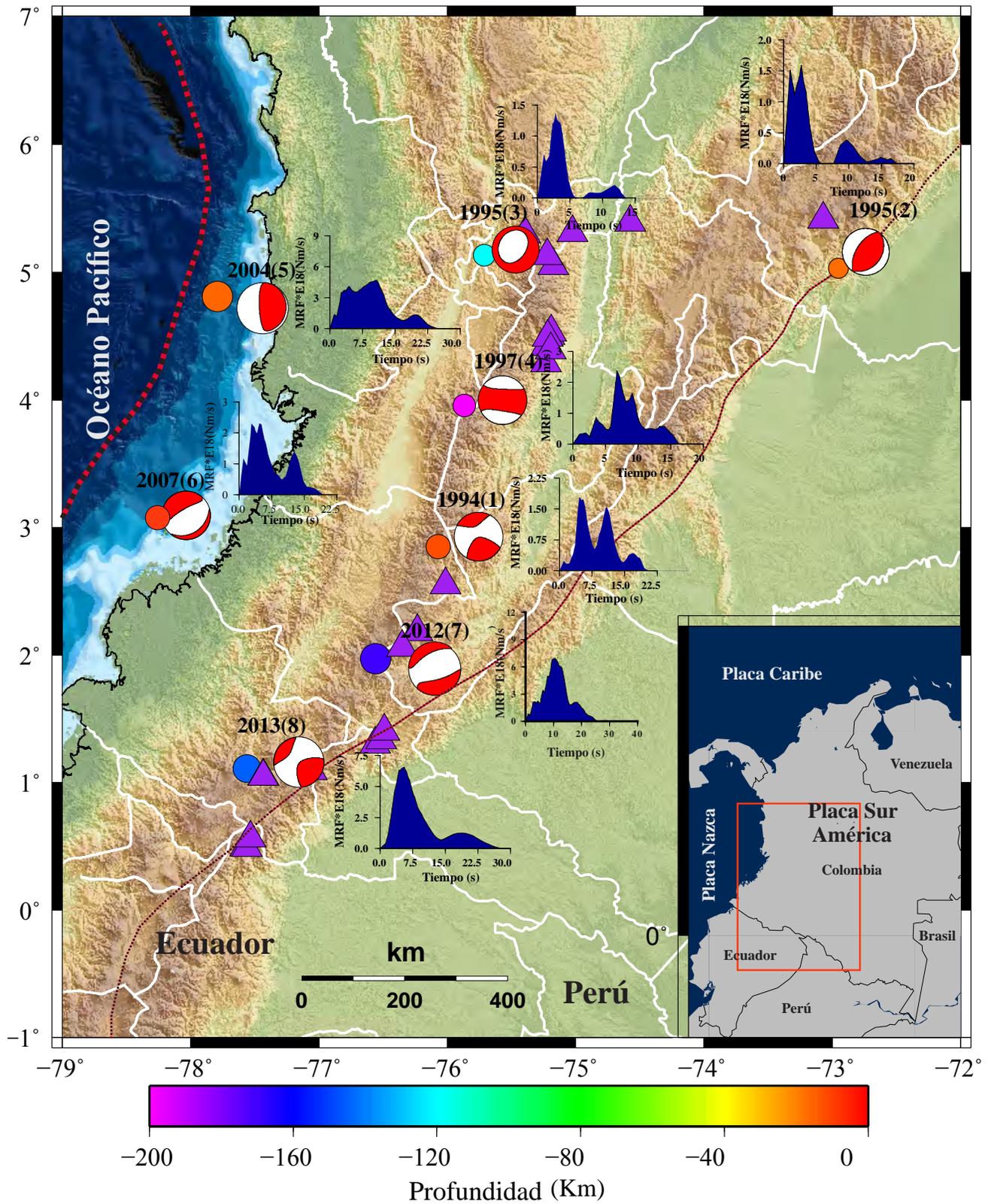


Figura 4.1: Funciones temporales para cada uno de los eventos, localización de los eventos, mecanismos focales (Global CMT), volcanes y límites de placas

4.2. Sismicidad a lo largo de la trinchera Colombia-Ecuador.

El sur de Colombia y norte de Ecuador es una región que se caracteriza por una alta actividad sísmica debida a la subducción de Nazca, en esta zona se han registrado grandes terremotos dentro de los que encontramos el de Esmeralda-Ecuador en 1906 de magnitud $M_w=8.8$ y el de 1979 en Tumaco-Colombia de magnitud $M_w=8.2$ (Kanamori y McNally, 1982; Kanamori, 1986); estos dos eventos rompieron un área a lo largo de la trinchera Colombia-Ecuador igual a $1,14 \times 10^5 km^2$ para 1906 y $2,8 \times 10^4 km^2$ para el sismo 1979 (Kanamori y MacNally, 1982). En las áreas de ruptura de los eventos 1906 y 1979 no se han registrado eventos de magnitud considerable y que estén relacionados directamente a la subducción de Nazca, pues como se observa en la Figura 4.2 el evento de 2007 el cual presenta una magnitud de 6.8 es de tipo intraplaca. Otro de los sismos que se registra un poco más al norte de esta zona de ruptura es el evento de 2004, el cual tuvo un área de ruptura de $900 km^2$ (INGEOMINAS, 2004) y el cual a pesar de tener una magnitud de $M_w=7.2$ no alcanza a abarcar la zona que rompió el sismo de 1906. Teniendo en cuenta lo mencionado anteriormente han pasado 39 años hasta ahora y el área que se encuentra entre el evento de 1979 y 2004 no ha roto por lo que se estarían acumulando esfuerzos que más adelante darán origen a eventos de gran magnitud.

Mediante un estudio realizado por Sarria A. (1986) de los sismos más importantes de la época y que se localizaron en el sur occidente de Colombia se propuso un periodo de retorno de 50 a 60 años para sismos de magnitud mayor a 5.0 y 150 años para sismos de magnitud mayor a 7.0. Según lo mencionado anteriormente el periodo que hasta ahora ha pasado no es suficiente para esperar un sismo de magnitud considerable en el área que se esta analizando (sur de Colombia).

Por otro lado, la sismicidad al norte del evento de 2004 se caracteriza por la ausencia de sismicidad de magnitudes considerables, el ultimo sismo del que se tiene registro fue en 1970 de magnitud $M_w= 6.6$ con una profundidad de 15 km. Esto es posiblemente debido a que en esta región del país la sismicidad está controlada principalmente por la placa del Caribe como se muestra en el trabajo de Vargas y Mann (2013), en el cual se propone un modelo morfológico de la estructura de las placas de Nazca y Caribe (Figura 4.3), en la cual se observa como la placa del Caribe interactúa con Nazca justo en la región conocida como la fractura de Caldas (Caldas Tear) y la cual se caracteriza por la ausencia de vulcanismo activo y una actividad sísmica de menor profundidad (Vargas et al., 2018). Entonces al estar controlada esta región por la placa del Caribe como lo menciona Vargas et al. (2018) el régimen de acumulación de esfuerzos comparado con la placa de Nazca cambia, puesto que la velocidad y el ángulo de subducción de Caribe es menor (Kanamori, 1986).

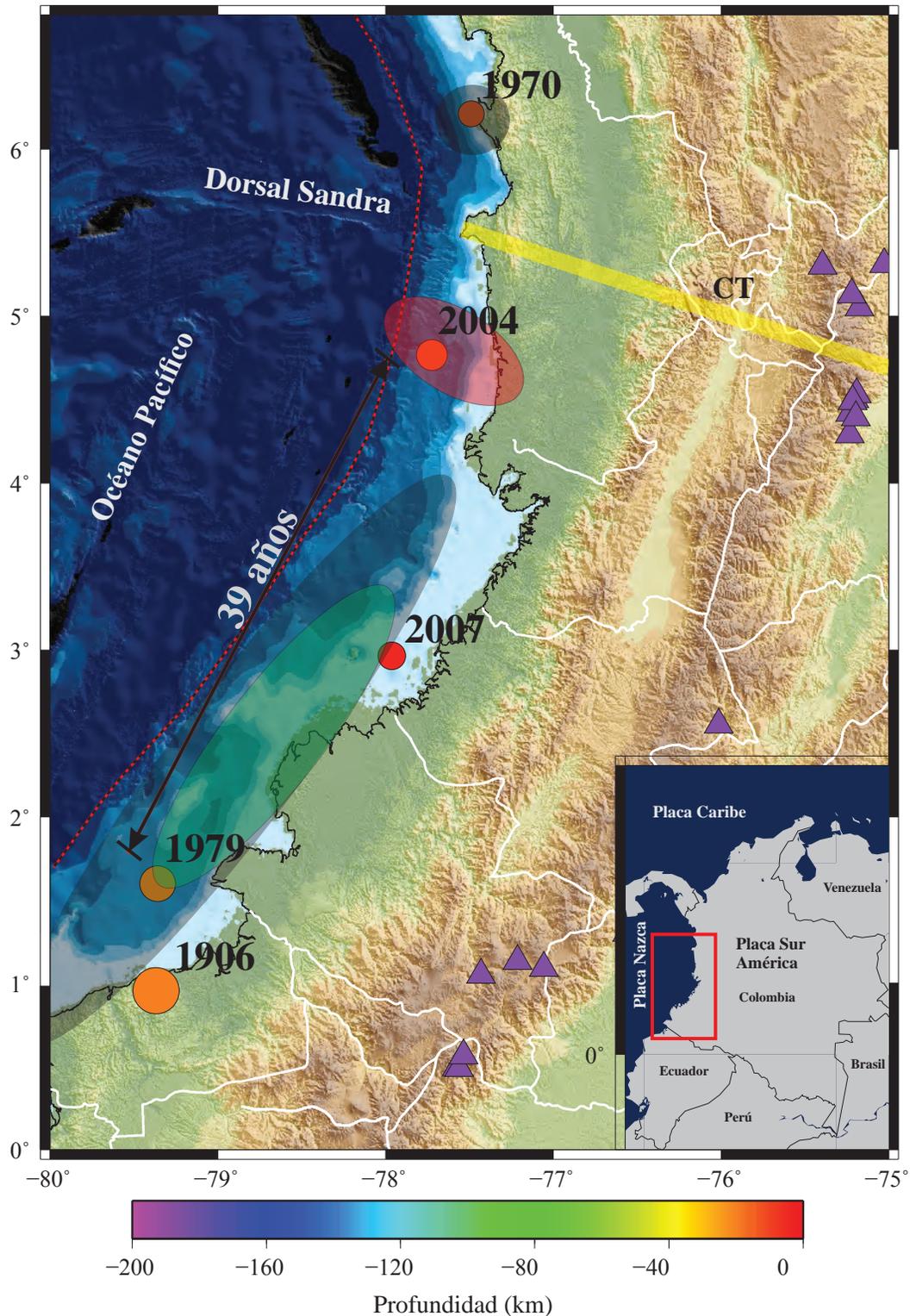


Figura 4.2: Mapa de sismicidad de magnitud mayor a $M_w \geq 6,5$ a lo largo de la trinchera Colombia-Ecuador. Área de ruptura para los eventos de 1906, (área morada), 1970 (área negra), 1979 (área verde) y 2004 (área roja). Caldas Tear (área amarilla) la cual está siendo afectada por la dorsal Sandra (Vargas et al., 2018). Área de estudio (cuadro rojo), límite de placas Nazca y Sur América (línea punteada roja), ausencia de sismicidad a lo largo de la trinchera Colombia-Ecuador (flecha negra).

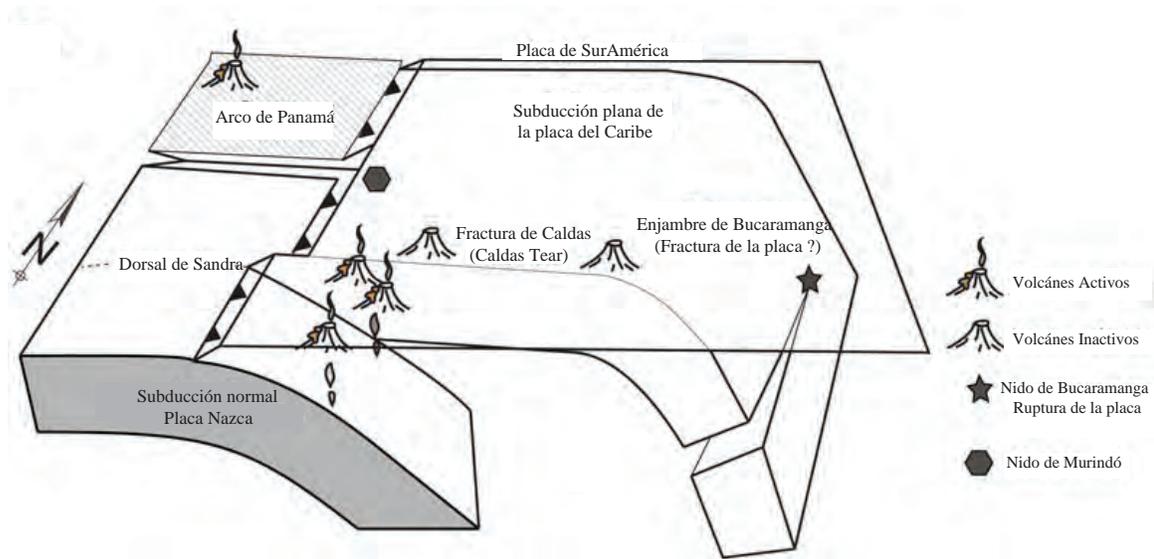


Figura 4.3: Mapa en tres dimensiones de la morfología de las placas Nazca, Caribe y Sur América en Colombia (Modificado de Vargas y Mann, 2013).

4.3. Análisis de los eventos de Risaralda 1995 y Génova 1997

Como se mencionó en el apartado 2.1.3 sobre las posibles causas por las que se puede presentar un mecanismo focal con alta componente de CLVD, una de las cuales es la ocurrencia de dos eventos separados por intervalos de tiempo y distancia muy cortos, esta misma hipótesis es la que se presentó en el trabajo realizado por la Universidad del Quindío (2013).

Según el trabajo del grupo de investigación de la Universidad del Quindío Quimbaya los eventos de 1995(3) y 1997(4) con alta componente CLVD son realmente dos sub-eventos, los cuales se presentaron con una diferencia temporal de 4 segundos (1995) y 7 segundos (1997) con respecto al primer evento, razón por la cual al sumar sus componentes de doble par dan como resultado un mecanismo con alta componente CLVD (Frohlich 1995, 2017; Miller y Foulger, 1998) (Figura 4.4 y 4.5).

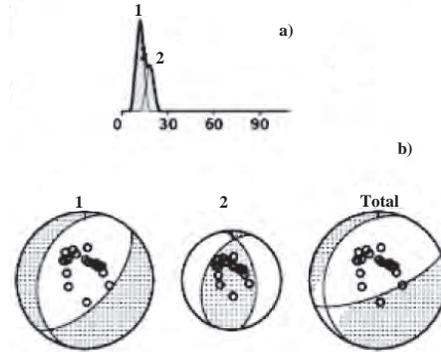


Figura 4.4: Función temporal de la fuente (a) y mecanismos focales de los sub-eventos (b) para el evento de Risaralda del 19 de agosto de 1995 obtenida por la Universidad del Quindío (2013).

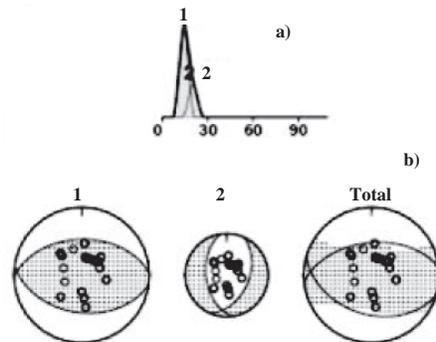


Figura 4.5: Función temporal de la fuente (a) y mecanismos focales de los sub-eventos (b) para el evento de Génova del 2 de septiembre de 1997 obtenida por la Universidad del Quindío (2013)

Los arribos de la onda P para los eventos con alta componente CLVD son en su mayoría emergentes, estando concentradas las estaciones que registraron arribos impulsivos en una sola región, como se observa para el evento de 1995(3), donde las estaciones que registraron arribos impulsivos se localizan en Estados Unidos, mientras que para el evento de 1997(4) las estaciones con arribos impulsivos se localizan en Europa y el norte de África. Este comportamiento estaría relacionado con las componentes de los dos sub-eventos como se observa en las Figuras 4.4 y 4.5 en el cual tenemos para el evento de 1995(3) un evento de tipo normal y otro de tipo inverso, mientras que para el evento de 1997(4) se tiene un mecanismo inverso y uno normal.

Según lo que menciona Rodríguez (2016) el primer arribo para eventos con alta componente CLVD es de tipo emergente y además la función temporal de la fuente asociada a este tipo de arribos presentaría una forma más larga que para eventos de doble par, donde sus funciones presentan mayores amplitudes. Esto concuerda con lo mencionado por Miller y Foulger (1998)

quienes afirman que la función temporal para los eventos con componente de doble par se concentra principalmente en la parte inicial de la función. Lo anterior solo se cumple en gran medida para el evento de 1997, el cual presenta una función temporal larga y con cierta simetría.

CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

Los sismos de menor profundidad presentan funciones temporales más complejas como se observó para los eventos de 1994, 2004 y 2007, mientras que los sismos de mayor profundidad 2012 y 2013, sus funciones de fuente son simples, esto debido a que hay mayores heterogeneidades en las capas más someras que ha grandes profundidades, sin embargo, esto no se cumple necesariamente para sismos con alta componente CLVD como sucedió con los sismos de 1995(3) y 1997 en los cuales se obtuvo un evento simple y otro mucho más complejo.

En el sur de Colombia entre latitudes 4.5° N y 1.35° N no se ha registrado un sismo de magnitud considerable que permita la liberación de la energía acumulada en la trinchera colombiana, siendo el ultimo sismo registrado el de Tumaco en 1979 con magnitud de $M_w = 8.2$, evento que rompió una parte del área total para el evento de Esmeralda 1906 ($M_w = 8.8$). El periodo que ha trascurrido hasta hoy es de 39 años desde el sismo de Tumaco, periodo el cual no es suficiente para esperar un gran sismo según el ciclo sísmico en la región de estudio. Por otro lado, al norte del evento de 2004 no se ha registrado actividad sísmica de grandes magnitudes habiendo pasado un periodo de 48 años desde el evento de 1970 de magnitud $M_w = 6.6$.

Los mecanismos focales con alta componente de CLVD en el área de estudio se deben a la suma de dos mecanismos de doble par debidos a dos eventos que ocurrieron con diferencias temporales y espaciales muy pequeñas. Sin embargo, al observar los otros mecanismos focales que presentan compones de CLVD se podría pensar en que hay otro tipo de procesos físicos que pueden generar este tipo de componente debido a las condiciones del medio a profundidades intermedias en la región.

Los sismos de profundidad intermedia se registran en un orden temporal de ocurrencia que permiten ver que las rupturas empezaron en el norte y se fueron propagando hacia el sur, donde además los sismos de mayor magnitud se localizan en la región sur de Colombia como se observó en los sismos de 1995(3), 1997(4), 2012(7) y 2013 (8). Lo anterior se debería al aumento en el ángulo de subducción de la placa de Nazca; sin embargo, es necesario un análisis más detallado que incluya la relocalización de los eventos y su análisis con datos locales para poder confirmar esta hipótesis.

Es importante mencionar que es necesario analizar la sismicidad de profundidad intermedia y su relación con mecanismos focales de alta componente CLVD, puesto que hay muchos procesos físicos que pueden ser los causantes de este tipo de mecanismos debido a las condiciones a estas profundidades y los cuales se podrían analizar con más detalle con datos locales.

Bibliografía

Alfonso C. A., Sacks P. E., Secor D.T., Rine J., Perez V., 1994. A Tertiary fold and thrust belt in the Valle del Cauca Basin, Colombian Andes, *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 7, Nos 3/4. pp. 387-402

Bonilla Soto Carlos Julio, 2012. Hoy se cumplen 18 años de ocurrida la tragedia causada por el terremoto y avalancha del río Páez. *Revista Proclama del Cauca*. www.proclamadelcauca.com

Causse, M., and S. G. Song (2015), Are stress drop and rupture velocity of earthquakes independent? Insight from observed ground motion variability, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 7383 - 7389, doi:10.1002/2015GL064793.

Cifuentes, H., Sarabia, A., 2006. Estudio macrosísmico del sismo del 18 de mayo de 1875, Cúcuta (Norte de Santander). INGEOMINAS. Bogotá.

Cifuentes, H., Sarabia, A., 2007. Estudio macrosísmico del sismo del 10 de abril de 1911. INGEOMINAS. Bogotá.

Cifuentes, H., Sarabia, A., 2009. Estudio macrosísmico del sismo del 26 de diciembre de 1942, Lórica (Córdoba). INGEOMINAS. Bogotá.

Chicangana G., Vargas Jiménez C. A., Kammer A., Hernández Hernández T. A., Ochoa Gutiérrez L. H., 2007. Caracterización sismotectónica regional preliminar de un sector del Piedemonte Llanero Colombiano: corredor San Juan de Arama-Cumaral, Meta. *Boletín de Geología* Vol. 29, No. 1, enero-junio de 2007.

Cooper, M., Addison, F., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham A., Tabora A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, pp 1421-1443

Danilo Seccia, 2012. Deep geometry of subduction below the Andean belt of Colombia as revealed by seismic tomography. *Universita' di Bologna*.

Departamento Administrativo de Gestión del Medio Ambiente, 2012. Análisis de los registros acelerográficos del sismo del 30 de septiembre de 2012, La Vega, Cauca. *Red Acelerográfica de Cali-RAC*, Cali, Colombia.

Espinosa Baquero, Armando, 1993. Actualización del catálogo colombiano de sismicidad

histórica. INGEOMINAS. Cali.

Espinosa Baquero, Armando., 1994. Microzonificación sísmica de Santafé de Bogotá. Sísmicidad histórica de Santafé de Bogotá y su área 1500-1994. INGEOMINAS. Bogotá.

Espinosa Baquero, Armando, 1994. Revista Ingeominas. No. 4. Bogotá.

Espinosa Baquero, Armando, 1996. Proyecto para la mitigación del riesgo sísmico de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal. Universidad del Quindío - CARDER. Armenia.

Espinosa Baquero, Armando, 1996. Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. No. 77. Bogotá.

Espinosa Baquero, Armando, 2004. Historia Sísmica de Colombia 1550-1830. 2003. Armenia.

El Arbi Toto and J. N. Kellogg, 1992. Structure of the Sinu-San Jacinto fold belt - An active accretionary prism in northern Colombia, *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 5, No. 2, pp. 211-222

Fédéric Ego, Michel Sebrier, Alain Lavenue, Hugo Yepes, Arturo Egues, 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the retraining bend model for the Ecuadorian Andes, *Tectonophysics* 259 101-116

Gallego, A., Ospina, L. M., Osorio, J, 2005. Sismo del Quindío del 25 de enero De 1999, evaluación morfotectónica y sísmológica, *Boletín de Geología* Vol. 27, No. 44

Francisco Velandia, Jorge Acosta, Roberto Terraza, Henry Villegas, 2005. The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia, *Tectonophysics* 399 313-329

Frohlich Cliff, 1995. Characteristics of well-determined non-double-couple earthquakes in the Harvard CMT catalog, Elsevier Science B.V., *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 91 (1995) 213-228

Frohlich Cliff, 2017. Earthquakes with non-double-couple mechanisms, *Science, New Series*, Vol. 264, No. 5160 (May 6, 1994), pp. 804-809

Fukahata, Yukitoshi, Y. Yagi, M. Matsuura, 2003. Waveform inversion for seismic source processes using ABIC with two sorts of prior constraints: Comparison between proper and improper formulations, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 10.1029-2002GL016293

H. Duque-Caro, 1990. The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications, *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 3, No. I, pp. 71-84

Heidi Houston, 2001. Influence of depth, focal mechanism, and tectonic setting on the shape and duration of earthquake source time functions, *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 106, No. B6, pag. 11,137-11,150, June 10, 2001

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, 2007. El sismo de Gorgona del 9 de septiembre de 2007. Aspectos sísmológicos y evaluación de efectos, Dirección Ser-

vicio Geológico, Subdirección de Amenazas Geológicas y Entorno Ambiental, Bogotá D.C., 20 de noviembre de 2007

Instituto de investigaciones en Geociencias, Minería y Química, Subdirección de geofísica. Red Sismológica Nacional de Colombia, 1994. Boletín de sismos, Junio 1994, Vol.2, No.6, Santafé de Bogotá, Agosto de 1994.

Instituto de investigaciones en Geociencias, Minería y Química, Subdirección de geofísica. Red Sismológica Nacional de Colombia, 1995. Boletín trimestral de sismos, Enero-Marzo 1995, Vol.3, No.1, Santafé de Bogotá, Mayo de 1995.

Harris Ruth A., 2017. Large earthquakes and creeping faults, *Rev. Geophys.*, 55,169-198, doi:10.1002/2016RG000539

Jorge Gómez Tapis y Yanneth Montaña Barrera, 2015. Atlas Geológico de Colombia 2015, Servicio Geológico Colombiano, <https://www2.sgc.gov.co/ProgramasDeInvestigacion/Geociencias/Paginas/MapaGeologico.aspx>

Kanamori Hiroo, 1986. Rupture process of subduction-zone earthquakes, *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.* 1986.14:293-322. Downloaded from arjournals.annualreviews.org By California Institute of Technology on 09/13/05

Kikuchi, M. and Kanamori H., 1982. Inversion of complex body waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72,491-506

Kikuchi M. and Kanamori H., 1991. Inversion of complex body waves III, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 81, No. 6, pp. 2335-2350, December 1991

Kikuchi M., Yuji Yagi and Yoshiko Yamanaka, 2000. Source Process of the Chi-Chi, Taiwan Earthquake of September 21, 1999 Inferred from Teleseismic Body Waves. *Bull Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, Vol. 75 (2000) pp.1-13. 146-158

Marcaillou B., Collot J-Y, Ribodetti A, Acremont E., Mahamat A-A, Alvarado A., 2016. Seamount subduction at the North-Ecuadorian convergent margin: Effects on structures, inter-seismic coupling and seismogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 433 (2016) 146-158

Martín Cortesa, Jacques Angelier, 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes, *Tectonophysics* 403 29-58

Manchuel, K., M. Régnier, N. Béthoux, Y. Font, V. Sallares, J. Díaz, and H. Yepes (2011), New insights on the interseismic active deformation along the North Ecuadorian-South Colombian (NESC) margin, *Tectonics*, 30, TC4003, doi:10.1029/2010TC002757

Miller Angus D. and G.R. Foulger, 1998. Non-double-couple earthquakes 2. Observations. U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, Peper number 98RG00717, PP.551-568

M.- A. Gutscher, J. Malavieille, S. Lallemand, J.Y. Collot, 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth and Planetary Science Letters* 168 255-270

Pedraza García Patricia, 2006. Geometría de la subducción de la placa Nazca en el suroeste

de Colombia. Implicaciones tectónicas y sísmicas, Universidad Nacional de Colombia, tesis de maestría, Bogotá, Colombia

Papazachos B. C., Scordilis E. M., Panagiotopoulos D. G., Papazachos C. B. and Karakaisis G. F., 2004. Global Relations Between Seismic Fault Parameters And Moment Magnitude Of Earthquakes, Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI

Paris G., Machtte M. N., Dart R. L., Haller K. M., 2000. Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and Its Offshore Regions, U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-0284

Poveda, E., G. Monsalve, and C. A. Vargas (2015), Receiver functions and crustal structure of the northwestern Andean region, Colombia, J. Geophys. Res. Solid Earth, 120, 2408-2425, doi:10.1002/2014JB011304

Restrepo, J. y Toussaint, J., 1988. Terranes and Continental accretion in the Colombian Andes. Episodes. 11 (3): 189-193

Rodríguez Cardozo Félix Rodrigo, 2016. Inversión del tensor de momentos sísmicos asociado a eventos de magnitud intermedia en México [Tesis maestría]: Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, 58-62 p.

Salcedo, E., Gómez, A., 2000. Atlas macrosísmico de Colombia. INGEOMINAS - Universidad del Valle. Bogotá.

Salcedo, E., Romero, M., Vallejo, M., 2007. Revista de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Vol. 31. No. 120. Septiembre. Bogotá.

Scott M. White, Robert Trenkamp, James N. Kellogg, 2003. Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador-Colombia subduction zone. Earth and Planetary Science Letters 216 (2003) 231-242

Sarria Molina Alberto, 1983. El sismo de Popayán marzo 31 de 1983, Informe general preliminar, Colombia, abril de 1983.

Rob Van der Hilst and Paul Mann, Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America, 1994. Geology, v. 22, p. 451-454

Sarabia, A., Cifuentes, H., 2007. Estudio macrosísmico del sismo del 21 de abril de 1957, Cubará (Boyacá). INGEOMINAS. Bogotá.

Tavera H., 1992. El proceso de ruptura sísmica: Barrera o Aspereza?, Boletín de la sociedad geológica del Perú. v. 83. p. 69-73.

Taboada A., Dimaté C., Fuenzalida A., 1998. Sismotectónica de Colombia: deformación continental activa y subducción. Física de la tierra, n 10: 111-147 ISSN: 0214-4557

Taboada A., Rivera L. A., Fuenzalida A., Cisternas A., Philip H., Bijwaard H., Olaya J., Rivera C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia), TECTONICS, Vol. 19, No. 5, pages 787-813 OCTOBER 2000

Toto, El.A., Kellogg, J.N., 1992. Structure of the Sinu-San Jacinto fold belt; an active

- accretionary prism in northern Colombia. *J. South Am. Earth Sci.* 5, 211-222
- Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J. y Mora, H. (2002): Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 157-171
- Udías, A., Madariaga, R., Buforn, E., 2014. Source mechanism earthquakes theory and practice. Cambridge University Press. p.p. 41-61,90-106.
- Universidad del Quindío, 2013. Modelamiento de fuente sísmica en el centro-occidente colombiano usando inversión de forma de onda de cuerpo telesísmica. Grupo de investigación QUIMBAYA, Armenia-Quindío, febrero de 2013, código: M.IN.03.02.04.F.02
- Vargas Carlos A., Ugalde Arantza, Pujades Lluís G., Canas José A., 2004. Spatial variation of coda wave attenuation in northwestern Colombia, *Geophysical Journal International*, Volume 158, Issue 2, 1 August 2004, Pages 609-624, doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02307.x
- Vargas Carlos A., Nieto Marco, Monsalve Hugo, Montes Luis, Valdes Mireya, 2008. The Abanico del Quindio alluvial fan, Armenia, Colombia: Active tectonics and earthquake hazard, *Journal of South American Earth Sciences* 25 64-73
- Vargas Carlos A. and Mann Paul, 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*, Vol. 103, No. 3, pp. 2025-2046, June 2013, doi: 10.1785/0120120328 25 64-73
- Vargas Carlos A., Caneva Alexander, Monsalve Hugo, Salcedo Elkin, and Mora Héctor, 2018. Geophysical Networks in Colombia, *Seismological Research Letters* Volume 89, Number 2A March/April 2018, doi: 10.1785/0220170168
- Vavryčuk Václav, 2002. Non-double-couple earthquakes of 1997 January in West Bohemia, Czech Republic: evidence of tensile faulting, *Geophysical Journal International*, Volume 149, Issue 2, 1 May 2002, Pages 364-373, doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01654.x
- Vavryčuk Václav, 2015. Moment tensor decompositions revisited, *J Seismol* (2015) 19:231-252, doi: 10.1007/s10950-014-9463-y
- Warren, L. M. (2014), Dominant fault plane orientations of intermediate-depth earthquakes beneath South America, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 5762-5785, doi:10.1002/2013JB010856
- Yagi, Yuji and M. Kikuchi, 2000. Source rupture process of the Kocaeli, Turkey, earthquake of August 17, 1999, obtained by joint inversion of near-field data and teleseismic data, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 27, pp. 1969-1972
- Ying Chang, Linda M. Warren, and Germán A. Prieto, 2017. Precise Locations for Intermediate-Depth Earthquakes in the Cauca Cluster, Colombia, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 107, No. 6, pp. 2649-2663, December 2017, doi: 10.1785/0120170127