

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

CARACTERIZACIÓN DE LOS PROCESOS SÍSMICOS Y ASÍSMICOS DE LA ZONA DE PUNTA GALERA, A TRAVÉS DEL ESTUDIO DE ENJAMBRES SÍSMICOS, Y SU INFLUENCIA SOBRE LA GÉNESIS DE LOS GRANDES TERREMOTOS DEL MARGEN NORTE DE ECUADOR

**TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERA GEÓLOGA**

OPCIÓN: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN

ANGÉLICA VALERIA SIMBAÑA MARQUINEZ

vale-s15@hotmail.com

angelica.simbana@epn.edu.ec

DIRECTOR: MSc. SANDRO VACA ARIAS

svaca@igepn.edu.ec

Quito, enero 2020

DECLARACIÓN

Yo, Angélica Valeria Simbaña Marquinez, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Angélica Valeria Simbaña Marquinez

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Angélica Valeria Simbaña Marquinez bajo mi supervisión.

MSc. Sandro Vaca
DIRECTOR DE PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

Son muchas las personas que han formado parte de este largo, largo. . . proceso. En primer lugar, un inmenso agradecimiento a mis padres Juan Carlos y Angelita, especialmente a mi padre, el mejor padre que la vida me pudo dar, por jamás apartarse de mi lado y siempre confiar en mí. Creo que no me alcanzarían las palabras para describir cuan agradecida estoy con él. Este logro es de los dos.

A mis hermanos Luis y Josué, los más acolitadores, por su cariño y apoyo incondicional. Son mi inspiración y motivación. Los amo mucho!

A papi José, mami Lo y mis primos, que han sido fundamentales en mi vida. Gracias por haberme apoyado en los momentos más difíciles y acogerme en su hermosa familia.

Al inge Sandrito, director de mi proyecto de titulación, por su guía, paciencia y más que todo por la confianza que me brindó para poder desarrollarlo.

A los miembros del jurado, Dr. Mario Ruiz y Dra. Mónica Segovia por la revisión del trabajo y sus aportaciones al mejoramiento del mismo.

Al Instituto Geofísico, en especial al personal del área de sismología, quienes siempre fueron muy amables, y más que todo por la oportunidad de permitirme desarrollar este proyecto de investigación.

A Kerly, mi amiga de toda la vida, con quien se nos ocurrió la genial idea de entrar a la Poli.

A Gabriel, mi persona favorita, quien ha estado a mi lado a lo largo de todo este camino, por sus consejos, cariño y apoyo.

Finalmente, a todos mi amigos (Mafer, Dianita, Pao, JA, Sammy, Jhoss y Vero), las mejores personas que pude encontrar en la Poli; por todas las reuniones planificadas con meses de anticipación, pero que a la final fueron inolvidables; los cumpleaños, las salidas de campo. A su lado todo fue más chévere. Y en especial a Mafer y Dianita, por su inmenso corazón. Gracias, chicos!

DEDICATORIA

*A mis padres, hermanos y
mami Lo*

ÍNDICE DE CONTENIDO

DECLARACIÓN	I
CERTIFICACIÓN	II
AGRADECIMIENTOS	III
DEDICATORIA	IV
ÍNDICE DE CONTENIDO	V
ÍNDICE DE FIGURAS	VI
ÍNDICE DE TABLAS	VIII
RESUMEN	X
ABSTRACT	XI
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Justificación	3
1.1.1 Justificación Teórica	3
1.1.2 Justificación Metodológica	4
1.1.3 Justificación Práctica	5
1.2 Objetivos	6
1.2.1 Objetivo general	6
1.2.2 Objetivos específicos	6
1.3 Hipótesis	6
1.4 Metodología	7
1.5 Área de estudio	8
1.5.1 Ubicación	8
1.6 Trabajos previos	8
2 CONCEPTOS	11
2.1 Leyes de fricción	11
2.1.1 Ley constitutiva de la fricción de las rocas	11
2.1.2 Regímenes de estabilidad friccional	12
2.1.3 Modelo de estabilidad en función de la profundidad	14
2.2 Concepto de acoplamiento sísmico	17
2.3 Ciclo Sísmico	19

2.4	Eventos de deslizamiento lento (SSEs) y enjambres sísmicos	20
3	CONTEXTO GEODINÁMICO Y SÍSMICO DE LA MARGEN ECUATORIANA	22
3.1	Marco Geodinámico y características de la margen	22
3.2	Acoplamiento intersísmico	28
3.3	Sismicidad Histórica	29
3.4	Sismicidad Instrumental	31
3.5	Enjambres sísmicos y SSEs	34
4	METODOLOGÍA Y RESULTADOS	39
4.1	Determinación de familias de eventos sísmicos (Correlación Cruzada)	39
4.1.1	Marco teórico y procedimiento	39
4.1.2	Tratamiento de los datos	40
4.1.3	Implementación práctica para la identificación de familias	42
4.2	Localización	45
4.2.1	Marco teórico	45
4.2.2	Métodos de localización	47
4.2.3	Base de datos utilizada	48
4.2.4	Localización mediante SeisComp3	48
4.2.5	Relocalización mediante HypoDD	50
4.2.6	Comparación de los resultados de localización	52
4.3	Mecanismos focales	56
4.4	Marco teórico	56
4.5	Software MECAVEL	59
5	DISCUSIÓN	63
6	CONCLUSIONES	68
	BIBLIOGRAFÍA	71
	ANEXOS	86

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de las áreas de ruptura de los sismos del siglo XX, del terremoto de Pedernales y la zona de SSE de 2013-2014 de Punta Galera-Mompiche	3
Figura 2.1 Esquema que ilustra las posibles respuestas de la fricción a un aumento repentino de la velocidad en el deslizamiento	11
Figura 2.2 Esquema que ilustra el experimento simple a partir del cual se determinan los regímenes de estabilidad	12
Figura 2.3 Gráfico de la variación de la velocidad ΔV en función del esfuerzo normal $\bar{\sigma}$	13
Figura 2.4 Variación del parámetro de fricción (a-b)	14
Figura 2.5 Modelo sinóptico de estabilidad en función de la profundidad de las fallas de la corteza y las zonas de subducción	15
Figura 2.6 Gráfico que representa las condiciones friccionales de la interfaz de subducción	17
Figura 2.7 Ciclo sísmico	19
Figura 2.8 Comparación del deslizamiento y la actividad de tremor observada en el área de Victoria	21
Figura 3.1 Mapa de la tectónica activa del Ecuador	23
Figura 3.2 Batimetría y topografía de la zona de subducción del Ecuador y sur de Colombia	25
Figura 3.3 Batimetría del segmento central del margen de Ecuador costa afuera de Punta Salinas y Cabo San Lorenzo con la fosa superficial de Ecuador y diagrama de la batimetría del segmento central del margen de Ecuador	27
Figura 3.4 Mapa del campo de velocidades GPS con respecto a Sudamérica estable	29
Figura 3.5 Mapa de las áreas de ruptura de grandes terremotos	30
Figura 3.6 Mapa de localizaciones de los eventos sísmicos ocurridos entre los años 1990 y 1998 registrados por la RENSIG-EPN	32
Figura 3.7 Liberación de momento sísmico acumulado (1990-1999) para las regiones: Puerto López, Jama, Punta Galera y el gap de Bahía	33
Figura 3.8 Mapa de localización de eventos sísmicos y secciones transversales en la región de la zona sismogénica	33
Figura 3.9 Histogramas y series de tiempo GPS de Vaca et al.,2018	36
Figura 3.10 Mapa de ubicación de las estaciones continuas de GPS (CGPS)	37
Figura 3.11 <i>Afterslip</i> acumulado 30 días después del terremoto de Pedernales	38

Figura 4.1	Procedimiento para la generación de familias de eventos.	41
Figura 4.2	Ejemplo de un patrón obtenido previo al terremoto de Pedernales . . .	43
Figura 4.3	Ilustración del escaneo del patrón en una señal continua para encontrar nuevos eventos similares	43
Figura 4.4	Ejemplo de una familia con eventos similares detectados mediante correlación cruzada	44
Figura 4.5	Histograma de activación de cada familia e histograma total	45
Figura 4.6	Diagrama de la onda P	46
Figura 4.7	Diagrama de la onda S	46
Figura 4.8	Arribo de las ondas P y S para un sismo del enjambre de junio de 2017. Software: SeisComp3	50
Figura 4.9	Mapa de relocalizaciones obtenidas con HypoDD para eventos ocurridos en el período 2016-2018, utilizando todas las estaciones de la región y el modelo de velocidad IASP91	53
Figura 4.10	Mapa de relocalizaciones obtenidas con HypoDD para eventos ocurridos para el período 2016-2018, utilizando estaciones cercanas a la PGMZ y el modelo de velocidad IASP91	54
Figura 4.11	Mapa de relocalizaciones obtenidas con HypoDD para eventos ocurridos para el período 2016-2018, utilizando estaciones cercanas a la PGMZ y el modelo de velocidad de Macquet (2011)	55
Figura 4.12	Mecanismo focal y patrón de radiación	56
Figura 4.13	Esquema de una falla con los ángulos que definen el mecanismo focal de una sismo	57
Figura 4.14	Traectoria del rayo sísmico desde el foco hasta la estación	58
Figura 4.15	Resultado del sismograma a partir de tres funciones	59
Figura 4.16	Ejemplo de una solución determinada mediante el método MECAVEL	61
Figura 4.17	Mecanismos focales obtenidos en este estudio y mecanismos focales obtenidos del catálogo del IG-EPN	62
Figura 5.1	Relación de la ocurrencia de la sismicidad en PGMZ con las series de tiempo GPS para las componentes E-W de las estaciones MOMP y PTGL. Series de tiempo cortesía de J-M Nocquet	64
Figura 5.2	Mapa de localizaciones de réplicas del sismo de Pedernales de 2016, usando un modelo de velocidad 3D. Cortesía de Hoskins and Meltzer.	66

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1	Modelo de velocidades IASP91 utilizado en la localización. Tomado de http://www.iaspei.org/projects/projects.html	52
Tabla 4.2	Modelo de velocidad Macquet. Modificado de Macquet (2011)	52

RESUMEN

La zona de Punta Galera-Mompiche (PGMZ) es un área de bajo acoplamiento intersísmico localizada en la margen norte del Ecuador (entre 0.3°N y 1.2°N y entre 80.4°W y 79.7°W). PGMZ separa dos zonas de fuerte acoplamiento, donde ocurrieron terremotos de importancia en 1942 y 2016 al sur y en 1958 al norte. PGMZ es afectada por recurrentes enjambres sísmicos los cuales han sido asociados a la ocurrencia de sismos lentos (SSEs). Un análisis de datos continuos de la estación sísmica de OTAV perteneciente a IU-IRIS registrados por 15 años determina un intervalo de recurrencia de aproximadamente 2 años para los enjambres sísmicos y SSEs. En el mes siguiente a la ocurrencia del terremoto de Pedernales del 16 de abril de 2016, se observa un gran número de réplicas y desplazamientos postsísmicos con características de SSE en PGMZ. En este estudio, se extiende el análisis presentado por Vaca et al. (2018) correlacionando patrones de formas de onda, de registros de OTAV con origen en PGMZ, con formas de onda continuas para el período 2016-2018. De esta manera se obtiene un grupo de múltiples familias de eventos similares, los cuales, con un análisis de distribución temporal permiten caracterizar el enjambre sísmico durante junio de 2017. Adicionalmente, este nuevo enjambre sísmico se asocia a una aceleración del deslizamiento, en la zona de la interface, con características de SSE según los datos GPS. Este trabajo combina técnicas de búsqueda por correlación de eventos en base a patrones con observaciones de series de tiempo GPS, identificando la ocurrencia de un nuevo SSE que coincide con un enjambre sísmico con origen en PGMZ y posterior al terremoto de Pedernales de 2016. Las relocalizaciones de eventos pertenecientes a las familias se agrupan formando clústeres y las observaciones a partir de las soluciones de mecanismos focales apuntan a fuentes ubicadas en la interface. Las diferencias de comportamiento observadas entre zonas de fuerte acople intersísmico y PGMZ, que libera momento sísmico de manera casi continua, parece estar relacionada a las propiedades friccionales que están presentes durante los períodos intersísmico y postsísmico.

ABSTRACT

The Punta Galera-Mompiche zone (PGMZ) is a low inter-seismic coupling area located along the northern Ecuadorian margin (latitudes 0.3°N and 1.2°N and longitudes between 80.4°W and 79.7°W). The PGMZ separates two zones of strong coupling, with significant earthquakes occurring in 1942 and 2016 to the South and in 1958 to the North. The PGMZ is affected by recurring seismic swarms which are associated with the occurrence of slow slip events (SSEs). An analysis of continuous data from the IU-IRIS station OTAV recorded over the course of 15 years determined a recurrence interval of 2 years for seismic swarms and SSEs. Within a month after the Mw 7.8 Pedernales earthquake of April 16, 2016, both a large number of aftershocks and post-seismic displacements characteristic of an SSE were observed within the PGMZ. In this study, we extend the approach of Vaca et. al. (2018) and cross-correlate template waveforms from the PGMZ as recorded at OTAV for the period 2016-2018. A set of multiple families of similar events is obtained, and, via an analysis of the temporal distribution of these events, determine that a new seismic swarm occurred in June 2017. Additionally, this new swarm appears to be associated with a slip acceleration with SSE behavior on GPS time series. This work combines sensitive template matching techniques with GPS time series observations and identifies the occurrence of a new SSE coincident with swarms of seismicity located within the PGMZ posterior to the 2016 Pedernales earthquake. Relocation of events from families tends to form clusters, and further observations of focal mechanism solutions, highlight sources located in the interface. The different behavior observed between zones with high interseismic coupling and the PGMZ, which almost continuously release seismic moment, seems to be related to the frictional properties that are acting both during the interseismic and the post-seismic period.

1. INTRODUCCIÓN

La placa Nazca subduce oblicuamente bajo la placa Sudamericana a una velocidad de 56 mm/año con dirección N83°E (Kendrick et al., 2003). La convergencia oblicua causa, por un lado, el escape del denominado *Sliver* Norandino (NAS, por sus siglas en inglés *North Andean Sliver*) a una velocidad de 8-10 mm/año hacia el NE (Nocquet et al., 2014). Por otro lado, en la margen ecuatoriana, los datos geodésicos indican que el acoplamiento intersísmico (ISC, por sus siglas en inglés) es muy heterogéneo, con zonas de bajo acoplamiento en la margen sur, una zona de transición con fuerte acople bajo la zona de la Isla de la Plata y alto acople al norte del Ecuador y sur de Colombia (Vallée et al., 2013; Chlieh et al., 2014; Nocquet et al., 2014). Evidencia del fuerte acople en la margen norte es la ocurrencia de cinco mega-terremotos con una magnitud de momento $M_w \geq 7$, en los dos últimos siglos (1906, M_w 8.4-8.8; 1942, M_w 7.8; 1958, M_w 7.7; 1979, M_w 8.1; 2016, M_w 7.8) (Kanamori y McNally, 1982; Okal, 1992; Swenson y Beck, 1996; Ye et al., 2016; Nocquet et al., 2017; He et al., 2017; Yoshimoto et al., 2017) (Figura 1.1).

A nivel global (Canadá, Japón, Costa Rica, Nueva Zelanda, entre otros), estudios recientes que combinan el análisis de datos sísmicos y geodésicos muestran la existencia de formas más complejas de relajación de la deformación acumulada, que lo predicho por un modelo de ciclo sísmico. Un ejemplo claro de esta complejidad es la ocurrencia de “sismos lentos (SSE, por sus siglas en inglés: *Slow Slip Event*)”, que son episodios de movimiento a través de un plano de falla, con deslizamientos que tienen duraciones de días, semanas, meses e incluso años (e.g., Rogers y Draggert, 2003; Radiguet, et al., 2011; Hirose et al., 2014). En Ecuador, este tipo de fenomenología ha sido reconocida y descrita para las zonas de la Isla de la Plata (Vallée et al., 2013; Jarrín, 2015; Segovia, 2016) y Punta Galera- Mompiche (Mothes et al., 2013; Rolandone et al., 2018; Vaca et al., 2018). En particular es interesante observar que la zona de Punta Galera-Mompiche (en lo posterior referida únicamente como zona de Punta Galera, PGMZ), separa dos áreas fuertemente acopladas y que son fuente de los sismos de 1942 y 2016 al sur y 1958 al norte de la misma (Nocquet et al., 2014; Chlieh et al., 2014) (Figura 1.1).

Vaca et al. (2018) muestran que PGMZ está afectada por recurrentes enjambres sísmicos, los cuales se asocian a la ocurrencia de SSEs. Para llegar a esta conclusión, ellos combinan análisis sísmicos y geodésicos, determinando que un efecto de la ocurrencia de SSEs es la

generación de enjambres sísmicos. Estos enjambres se caracterizan por mostrar señales repetitivas, que estarían ligados a rupturas en pequeñas asperidades a causa de esfuerzos externos, provenientes de la ocurrencia de SSEs.

Para el análisis de la sismicidad (con firma de enjambres), se usaron técnicas de correlación cruzada de las ondas sísmicas registradas en la estación OTAV de la red sísmica IU-IRIS (Global Seismograph Network, GSN - IRIS/USGS). El análisis sobre datos continuos registrados durante 15 años permitió determinar un intervalo de recurrencia de ~ 2 años, para los enjambres sísmicos y a su vez de los SSEs. Los autores, además sugieren que la recurrencia de SSEs libera esfuerzos acumulados (mayormente de forma asísmica), siendo esta una de las razones para que la ruptura del sismo de Pedernales de 2016 no se haya propagado hacia el norte afectando PGMZ (Vaca et al., 2018).

Posterior al sismo de Pedernales del 16 de abril de 2016 (Mw 7.8), durante el primer mes del período postsísmico, se reconoce una gran cantidad de réplicas con fuente en PGMZ, además dentro de este mismo período, la geodesia muestra desplazamientos con características de SSE, conocido propiamente como *afterslip* (Rolandone et al., 2018).

En el presente trabajo, se da continuidad al estudio presentado por Vaca et al. (2018), con el objetivo de dar una visión a largo plazo (i.e., un ciclo sísmico completo) de la influencia que ejercen zonas donde se generan SSEs en áreas fuertemente acopladas.

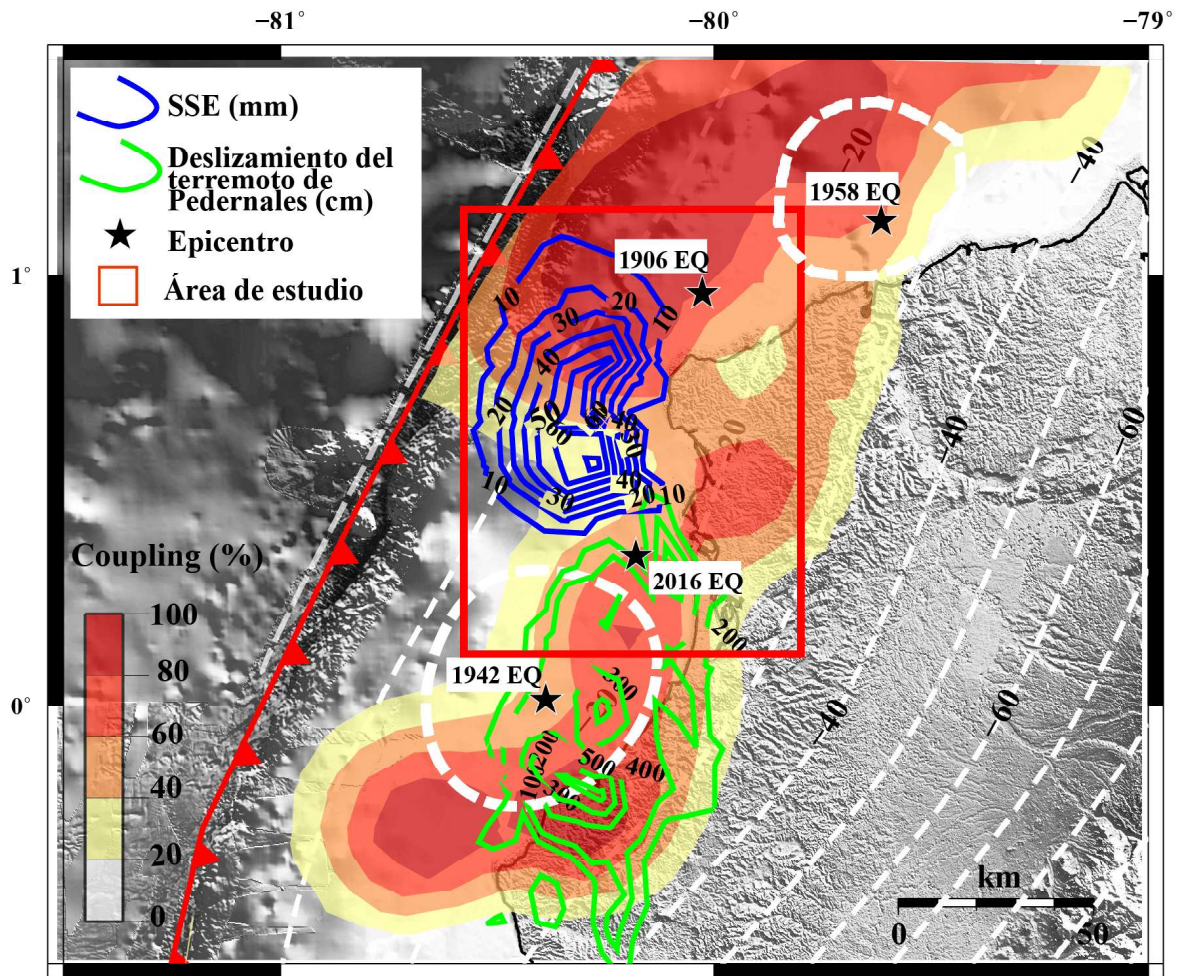


Figura 1.1: Mapa de las áreas de ruptura de los sismos del siglo XX (líneas gruesas entre-cortadas blancas), área de ruptura del terremoto de Pedernales (contornos en verde) y la zona de SSEs de Punta Galera-Mompiche (contornos en azul). Las líneas finas blancas entrecortadas representan la profundidad del techo del *slab* en subducción (Hayes et al., 2012). El polígono color naranja delimita el área de estudio. Modificado de Vaca et al. (2018).

1.1. Justificación

1.1.1. Justificación Teórica

Las condiciones friccionales existentes en la interface pueden ser muy variables, así lo muestran los datos geodésicos, donde zonas totalmente bloqueadas van a acumular deformación, que posteriormente es liberada de manera súbita en forma de mega-terremotos (e.g., Scholtz, 1998). En el otro extremo se puede tener un acoplamiento nulo, en cuyo caso la placa subductante se desliza, a través de la interface, a la velocidad de convergencia (no se acumulan esfuerzos). Dentro de estos dos extremos, existen condiciones intermedias, donde se producen deslizamientos periódicos y la mayor parte de los esfuerzos acumula-

dos se liberan de manera asísmica (SSE) (Schwartz y Rokosky, 2007; Chlieh et al., 2008; Perfettini et al., 2010). En Ecuador se han reconocido zonas, donde ocurren SSEs (Vallée et al., 2013; Jarrin, 2015; Segovia, 2016; Vaca et al., 2018). De manera particular, PGMZ cuenta con una caracterización detallada de los procesos de acumulación y liberación de la deformación, a través de un análisis sísmico y geodésico. En esta zona, se estableció que la mayor parte de momento sísmico es liberado de manera asísmica y simultáneamente, solo una pequeña cantidad de forma frágil a través de la ocurrencia de los enjambres sísmicos. En estudios recientes se ha determinado que las zonas de ocurrencia SSEs influyen en la génesis y propagación de los mega-terremotos de las zonas de subducción (Kaneko, et al., 2010; Dixon et al., 2014; Vaca et al., 2018).

Al momento se ha caracterizado el comportamiento espacio-temporal de la sismicidad en PGMZ. Sin embargo, la ocurrencia del sismo de Pedernales disparó una gran cantidad de réplicas (IG-EPN), además de un rápido y amplio *afterslip* (deslizamiento posterior al evento principal) durante el primer mes posterior al evento (Rolandone et al., 2018).

El conocimiento previo de las características de la sismicidad y el estudio posterior al sismo de Pedernales brinda la oportunidad de profundizar en el análisis de la evolución de PGMZ, a lo largo de todo el ciclo sísmico, además de la influencia bidireccional entre PGMZ y las áreas de fuerte acople tales como la que originó el sismo de Pedernales al sur y aquellas al norte de PGMZ (Zona Esmeraldas).

1.1.2. Justificación Metodológica

Correlación Cruzada (CC)

Cuando hay una serie de eventos tipo enjambre, cuyas fuentes y mecanismos de ruptura son muy próximos, se generan formas de ondas sísmicas similares. Al grupo de formas de onda similares se denomina “familia” de formas de onda (Battaglia et al., 2003). Las metodologías de correlación cruzada permiten identificar estas familias, y para cada familia se entenderá, que los elementos (eventos) que constituyen cada una de las mismas, comparten fuentes y mecanismos de ruptura similares. De esta manera se reconocen diferentes asperidades que se activan (mueven), las mismas que reaccionan a una fuerza externa, que en este caso es el deslizamiento paulatino y lento a través de la interface (SSE). Adicionalmente, conociendo el tiempo de ocurrencia de cada uno de los eventos (directamente de los sismogramas) se define la evolución temporal de activación de cada una de las familias.

Localización

La determinación del número y distribución temporal de cada una de las familias obtenidas mediante CC, se complementa con localizaciones hipocentrales de los eventos que forman las familias. Esta determinación contribuye a definir la evolución espacio-temporal de activación de las diferentes asperidades (representadas por las familias). La localización se la realiza en dos etapas 1) Picado de fases y localización usando el módulo *scolv* del paquete SeisComp3 (www.seiscomp3.org), que usa el algoritmo de localización probabilístico no lineal LOCSAT y el modelo de velocidad IASP91 (Kennett y Engdahl, 1991) y 2) Relocalización con un modelo de velocidad óptimo y el método de localización por doble diferencia HypoDD de Waldhauser y Ellsworth, 2000.

Mecanismos focales

Los mecanismos focales dan información de las características de la ruptura (dirección de la falla, inclinación y ángulo del deslizamiento sobre el plano de falla; *azimut*, *dip* y *rake*, respectivamente) de los terremotos. Existe diferentes técnicas para su cálculo, tales como método de primeros arribos e inversión de formas de onda (Mayores detalles por ejemplo en Buforn, 1994; Cronin, 2010). En el presente trabajo se usó el algoritmo MECAVEL (usado en varios estudios como Mercier de Lépinay et al., 2011; Grandin et al., 2017; Vaca et al., 2019) que calcula las soluciones por inversión de formas de onda. MECAVEL adicionalmente estima la profundidad. Estos parámetros dan información sobre la fuente de los sismos y en este caso específico de los mecanismos de ruptura de las asperidades involucradas y que son activadas por la ocurrencia de SSEs.

Para realizar los análisis mediante el método antes nombrado, se utilizaron datos de la sismicidad de la zona de Punta Galera desde enero de 2016 hasta diciembre de 2018, registrados por la Red Sísmica Nacional (RENSIG) (Alvarado et al., 2018) del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN), la estación OTAV y una red temporal, destinada a la detección y profundización del estudio de las réplicas del terremoto de Pedernales de 2016.

1.1.3. Justificación Práctica

Esta investigación aporta con información sobre la sismicidad del margen costero en la zona de Punta Galera-Mompiche, es decir, permite ampliar el entendimiento de los procesos

sismotéctónicos conocidos durante un período intersísmico, previo al terremoto de Pedernales de 2016, y del período postsísmico, que siguió inmediatamente a la ruptura del mismo. Cabe notar que este último proceso puede extenderse por meses o años antes de que la zona de ruptura se bloquee e ingrese al período intersísmico nuevamente.

La obtención de familias de eventos con alto grado de similitud, que son un indicativo de fuentes y mecanismos de ruptura similares y la descripción espacio-temporal de esta sismicidad y características de ruptura, proveerá más información para entender el comportamiento de PGMZ, obtener más información sobre el campo de esfuerzos y su relación con la génesis de los grandes terremotos de la margen norte del Ecuador. En resumen, este estudio pretende dar mayores insumos que ayuden a la evaluación del potencial sísmico de la margen norte del Ecuador.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Caracterizar los procesos sísmicos y asísmicos de la zona de Punta Galera, a través del estudio de enjambres sísmicos y su influencia en la génesis de los grandes terremotos de la margen norte de Ecuador.

1.2.2. Objetivos específicos

- Observar si existen cambios en las fuentes de enjambres reconocidas, previo al sismo de Pedernales respecto a las que se tienen posterior al mismo.
- Definir posibles nuevas fuentes de generación de enjambres sísmicos.
- Definir los mecanismos de ruptura de la sismicidad post-sismo de Pedernales.
- Evaluar la evolución espacio-temporal de la sismicidad en la zona de Punta Galera y comparar con los resultados presentados en trabajos previos (e.g. Rolandone et al., 2018; Vaca et al., 2018).

1.3. Hipótesis

La zona de Punta Galera funciona como un área de liberación continua de esfuerzos sísmicos a través de la generación de SSEs, lo cual ha influenciado en la génesis de los grandes

terremotos de subducción. A su vez la ocurrencia de estos mega-terremotos cambió el estado de esfuerzos de la zona circundante y posiblemente cambió las condiciones friccionales de la zona de Punta Galera.

1.4. Metodología

Para este estudio se utiliza una metodología similar a la descrita en Vaca et al. (2018), para determinar similitudes y diferencias en cuanto al comportamiento sísmico observado en la zona de Punta Galera previo al terremoto de Pedernales, durante períodos diferentes de un ciclo sísmico.

1. Definición del área de estudio.
2. Obtención de los registros en continuo de la estación sísmica de banda ancha OTAV de la red mundial, para el período 2016-2018.
3. Uso de patrones (*templates*), de formas de onda sísmica, construidos previo al terremoto de Pedernales de 2016, por *stacking* (procesamiento para reducción de ruido a través de la sobreposición de señales similares) de cada una de las familias, los cuales sirven para “escanear” sobre series de tiempo continuas, para identificar señales similares que indiquen fuentes comunes.
4. Extracción de formas de onda de la estación de OTAV, correspondientes a eventos sísmicos con epicentros en el área de estudio, de la base de datos de la sismicidad reportada por IG-EPN.
5. Mediante correlación, se definen nuevas “familias” no identificadas previo al terremoto de Pedernales. Se obtiene respectivos patrones por medio de *stacking*.
6. Con los patrones adicionales, se procede de la misma manera que en el punto (3).
7. Generación de histogramas de ocurrencia de la sismicidad asociada a cada una de las familias definidas para el período 2016-2018, con el fin de determinar su distribución temporal.
8. Repicado y relocalización de eventos pertenecientes a las familias, que provean de localizaciones con mayor precisión y que permitan definir la evolución espacial de la sismicidad.

9. Para los sismos que tengan magnitudes suficientes ($M \sim 3.6$ o mayor), calcular los mecanismos focales por el método de inversión de formas de onda.
10. Evaluar y comparar los resultados obtenidos con los resultados presentados en estudios previos como Rolandone et al. (2018) y Vaca et al. (2018).

1.5. Área de estudio

1.5.1. Ubicación

La zona de Punta Galera – Mompiche (PGMZ) está ubicada en la margen frente a las costas de la Provincia de Esmeraldas. Está comprendida aproximadamente entre las latitudes 0.3°N y 1.2°N , y las longitudes 80.4°W y 79.7°W (Figura 1.1).

1.6. Trabajos previos

Existen varios estudios realizados que se enfocan en los enjambres sísmicos y su relación con los sismos lentos en la margen ecuatoriana.

Vallée et al. (2013) efectuaron un estudio en el cual evidenciaron un evento de deslizamiento lento ocurrido en la zona de la Isla de la Plata en agosto de 2010, el cual estuvo acompañado por un incremento de actividad sísmica tipo enjambre, cuyos epicentros se localizaron en la interface. Los modelos de deslizamiento realizados a partir de datos GPS (Sistema de Posicionamiento Global) de alta resolución, revelaron que el SSE ocurrió a una profundidad ~ 10 km, dentro de la parte profunda o inferior de la zona sismogénica (*downdip*) de un parche bloqueado, aislado y poco profundo (< 15 km). Los mismos datos permitieron calcular, que durante la ocurrencia de este evento se liberó de manera asísmica un momento equivalente a un sismo de magnitud $M_w \sim 6.0$, mientras sísmicamente (enjambres) el momento total liberado es aproximadamente equivalente a $M_w \sim 4.2$. Durante la secuencia de deslizamiento lento, los datos sísmicos mostraron un fuerte aumento de la sismicidad local, con más de 650 sismos detectados, en una estación localizada en la Isla de la Plata (ISPT), justo sobre la zona de los hipocentros. La sismicidad observada durante el SSE consiste en eventos individuales y familias de sismos repetitivos. Estas observaciones señalan que el incremento de esfuerzos inducidos por episódicos deslizamientos asísmicos puede tener como consecuencia tanto la liberación repentina del momento sísmico, como la ruptura progresiva de pequeños parches bloqueados.

Jarrín (2015) realizó un modelamiento de datos GPS sobre la región Manta-Isla de la Plata, en la margen central del Ecuador. En esta zona se observó la coexistencia de SSEs y enjambres sísmicos que ocurrieron principalmente en 2005 y 2010. El enjambre sísmico de 2005 ha sido el más importante registrado en el área, con la ocurrencia de varios terremotos de magnitud $M_w \sim 6$. El autor concluye que el enjambre sísmico del 2005 estaba asociado a la ocurrencia de un sismo lento, que produjo un gran deslizamiento, con la liberación de momento equivalente a un sismo de magnitud $M_w \sim 7.5$.

Segovia (2016) realizó un estudio del sismo lento de 2012-2013 de la zona de la Isla de la Plata, el cual se asocia a un enjambre sísmico. Esta secuencia se caracteriza por la presencia de sismicidad con características de enjambres, en dos zonas y en dos etapas de liberación de momento sísmico. Mediante un análisis temporal del deslizamiento observado en las dos zonas, propone relaciones causales entre el sismo lento y la sismicidad: una transferencia de esfuerzos ocasionados por el sismo lento hacia zonas de falla en el *slab* y la liberación de fluidos de estas zonas de fallas corticales que modifican las propiedades de la zona sismogénica, pasando en pocas horas de un régimen inestable a uno estable. Es decir, ocurre una caída negativa de los esfuerzos, generando una disminución de energía que no permite la nucleación de terremotos (Scholz, 1998).

Mothés et al. (2013) manifiestan que con observaciones de la red continua de GPS (CGPS) que opera en Ecuador (con la primera estación CGPS que se instaló en Esmeraldas en el 2007), se detectó por primera vez un sismo lento en la margen frente a las costas de Esmeraldas (muy probablemente asociado a PGMZ). Este evento ocurre en el 2008 alrededor del epicentro del mega-terremotos de 1906. Hacen notar también, que con los datos derivados de la red nacional de CGPS se puede obtener una mejor idea del acoplamiento a lo largo de la interface de la zona de subducción, mediante el modelamiento de las velocidades de las estaciones CGPS, además de tener observaciones de la ocurrencia de eventos asísmicos y entender de mejor manera como las heterogeneidades (e.g. zonas de alto o bajo acople) influyen en la génesis de los grandes terremotos de subducción.

Vaca et al. (2018) muestran que la PGMZ está afectada por recurrentes enjambres sísmicos, los cuales se asocian a la ocurrencia de SSE y tienen un intervalo de recurrencia de ~ 2 años. Para llegar a esta conclusión, ellos combinaron análisis sísmicos y geodésicos, determinando, que estos enjambres se caracterizan por mostrar señales repetitivas, estarían ligados a rupturas de pequeñas asperidades a causa de esfuerzos externos inducidos por un SSE. PGMZ es un área de bajo acoplamiento intersísmico, y debido a la ocurrencia

regular de SSEs se libera regularmente momento sísmico, evitando la acumulación de deformación. Este comportamiento refuerza la idea de que, esta área actuó como una barrera de propagación de la ruptura durante el terremoto de Pedernales. De igual manera, PGMZ habría tenido un comportamiento similar para eventos previos, evitando la propagación hacia el norte durante el sismo de 1942 y hacia el sur en el terremoto de 1958.

Rolandone et al. (2018) investigaron los mecanismos existentes tras el *afterslip* y la relación entre los modos de deslizamiento sísmico y asísmico en la interface de subducción a lo largo del ciclo sísmico, mediante el estudio del deslizamiento asísmico que ocurrió después del terremoto de Pedernales del 16 de abril de 2016, con Mw 7.8. El SSE ocurrió a ~100 km al sur de la ruptura sísmica y tuvo lugar cerca de la fosa a una profundidad inferior a 10 km. El análisis de datos sísmicos y geodésicos del primer mes, posterior al terremoto de Pedernales de 2016, reveló que un *afterslip* con deslizamientos mayores a los esperados en función de la sismicidad se desarrollaron en áreas discretas, aledañas a la ruptura del terremoto de Pedernales, donde anteriormente habían ocurrido SSEs, independientemente de si estuvieran o no bloqueadas antes del terremoto. Estas áreas parecen liberar esfuerzos de manera continua mediante deslizamientos asísmicos, a lo largo del ciclo sísmico.

2. CONCEPTOS

2.1. Leyes de fricción

En 1966, Brace y Byerle enunciaron que los terremotos deben ser el resultado del denominado *stick-slip frictional instability*. Este modelo explica que los terremotos se producen por el deslizamiento repentino a lo largo de la interface (plano de falla), es decir, es un fenómeno en el cual influye la fricción. En la actualidad se conoce que, dentro del ciclo sísmico, el período cosísmico corresponde al “*slip*” (terremoto), y el período intersísmico al “*stick*”, es decir al tiempo durante el cual se acumula la deformación elástica. Scholz (1998), en base a ensayos de laboratorio propone lo que se conoce como la “ley constitutiva para la fricción en las rocas”. Mediante estos ensayos, se determinó que las propiedades como fuerza, fragilidad y ductilidad cumplen un papel secundario respecto al régimen friccional que gobierna las rocas durante los ensayos (Scholz, 1998).

La estabilidad friccional depende de dos parámetros L y $(a-b)$ (Figura 2.1), definida como la dependencia de la velocidad en el estado estable en fricción (*steady-state friction*), donde L es la distancia crítica necesaria para pasar de un estado de deslizamiento lento (estable) a otro rápido (inestable) y a , b están ligados a propiedades del material, que determinan el aumento o disminución de la fricción μ .

2.1.1. Ley constitutiva de la fricción de las rocas

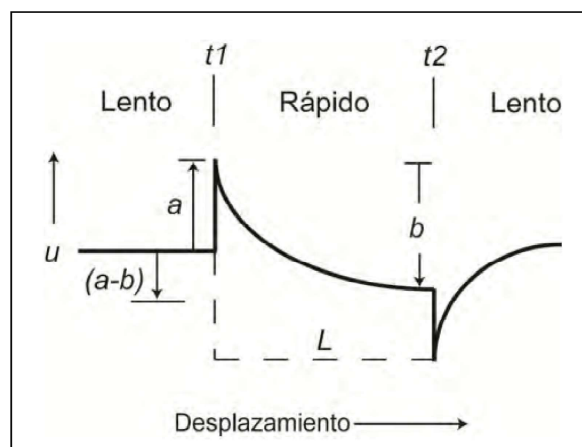


Figura 2.1: Esquema que ilustra las posibles respuestas de la fricción a un aumento repentino de la velocidad en el deslizamiento. Modificado de Scholz (1998).

Se puede observar que, luego de iniciado el desplazamiento d , a un tiempo t_1 , se produce un incremento a de la fricción. Hasta que se alcanza este punto t_1 , el deslizamiento ocurre de manera lenta y estable. A partir del punto t_1 , el desplazamiento se acelera provocando una caída de la fricción en una cantidad b , hasta llegar al punto t_2 (Figura 2.1); esta caída de fricción puede generar un movimiento muy rápido (terremoto). A partir de t_2 , la fricción se recupera (se incrementa nuevamente), según un desplazamiento lento; esta se conoce como *rate/state-variable friction law* (Scholz, 1998; Cortés, 2012).

2.1.2. Regímenes de estabilidad friccional

La figura 2.2 ilustra a partir de un experimento los regímenes de estabilidad. Se considera un bloque tirado por un resorte con una constante de elasticidad k . Este sistema permite explicar la base de la ley de fricción previamente indicada (*rate/state-variable friction law*).

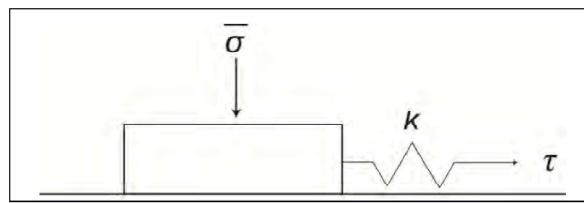


Figura 2.2: Esquema que ilustra el experimento simple a partir del cual se determinan los regímenes de estabilidad. $\bar{\sigma}$ es el stress normal, k la constante de elasticidad y τ el stress de cizalla. Tomado de Scholz (1998).

La estabilidad de este sistema depende totalmente de $\bar{\sigma}$, k , τ , los parámetros de fricción (**a-b**) y L (Figura 2.1), y es independiente de la fricción base μ_o . Las siguientes condiciones gobiernan los regímenes de estabilidad:

- 1) $(a-b) > 0$. Este comportamiento se denomina *velocity-strengthening* (Scholz, 1998) (implica un aumento de la fricción por un aumento rápido en la velocidad), que indica que el deslizamiento es estable. En esta condición los terremotos no pueden nuclearse. Ocurre una caída negativa del esfuerzo, lo que resultara en una gran caída de la energía (Figura 2.2).
- 2) $(a-b) < 0$. Este comportamiento se denomina *velocity-weakening* (Scholz, 1998) (implica una disminución de la fricción por un aumento rápido en la velocidad), que indica que el deslizamiento es inestable. En esta condición los terremotos pueden ocurrir (Figura 2.2).

La figura 2.3 obtenida a partir del experimento ilustrado en la Figura 2.2, muestra el salto de velocidad ΔV necesario para desestabilizar el sistema en función del esfuerzo normal aplicado $\bar{\sigma}$ y el esfuerzo normal crítico $\bar{\sigma}_c$.

Si $\bar{\sigma} > \bar{\sigma}_c$ el sistema es inestable respecto al cambio de velocidad ΔV . En cambio, cuando el stress normal $\bar{\sigma}$ es menor que el esfuerzo crítico $\bar{\sigma}_c$, el sistema es condicionalmente estable (zona roja), y es necesario un cambio en la velocidad ΔV que dispare el paso al campo inestable (por sobre la curva). Además, en el campo condicionalmente estable, si la carga de esfuerzo es suficientemente alta, es posible pasar al campo inestable.

Los terremotos pueden nuclearse sólo en aquellas regiones de una falla que se encuentran dentro del campo inestable, pero pueden propagarse en el campo condicionalmente estable siempre que la carga de esfuerzo dinámico continúe produciendo un salto de velocidad lo suficientemente grande.

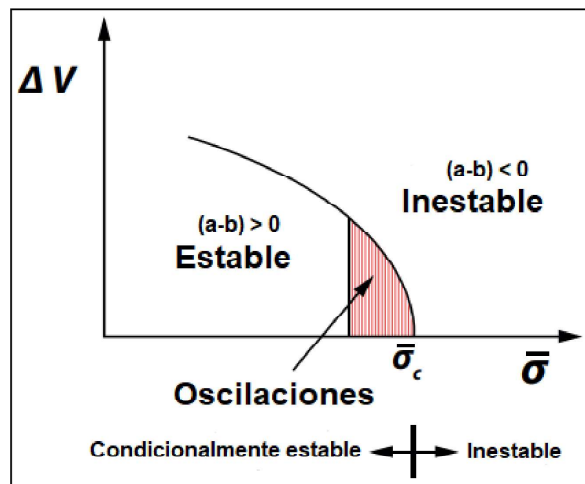


Figura 2.3: Gráfico de la variación de la velocidad ΔV en función del esfuerzo normal $\bar{\sigma}$. $\bar{\sigma}_c$ es el esfuerzo normal crítico para pasar de un régimen estable (condicionalmente) a un régimen inestable. La zona roja representa el régimen condicionalmente estable. Modificado de Scholz, (1998).

La figura 2.4A indica la dependencia del parámetro **(a-b)** con la temperatura para el granito. Donde, **(a-b)** es negativo a bajas temperaturas y es positivo con temperaturas superiores a los 300°C. Esta transición de un régimen a otro corresponde al inicio de la plasticidad cristalina del cuarzo, el mineral más dúctil de los principales minerales del granito. De manera general, en rocas cristalinas de baja porosidad, la transición del parámetro **(a-b)** de negativo a positivo, corresponde a un cambio de deformación elástico-frágil a plasticidad cristalina en la micromecánica de la fricción. Estas observaciones indican que, para fallas en granito, la roca representativa de corteza continental, no deberían ocurrir terremotos por debajo de

la profundidad a la cual la temperatura es superior a la isoterma de 300°C.

Los contactos de las fallas generalmente se encuentran cubiertos de detritus de desgaste, llamados cataclasita o milonita. El cizallamiento de esos materiales granulares implica un mecanismo de endurecimiento adicional (dilatación), que tiende a hacer $(a-b)$ más positivo, por lo que no se esperaría que ocurrieran terremotos. Para tales materiales, $(a-b)$ es positivo cuando el material está pobremente consolidado, pero disminuye a temperatura y presión alta a medida que el material se litifica (Figura 2.4B). Por lo tanto, las fallas pueden tener una región estable cerca de la superficie debido a la presencia de material poco consolidado. Estas consideraciones permiten la construcción de modelos sinópticos para los dos sitios principales de terremotos tectónicos, fallas de la corteza e interfaz de la zona de subducción, como se muestra en la figura 2.5.

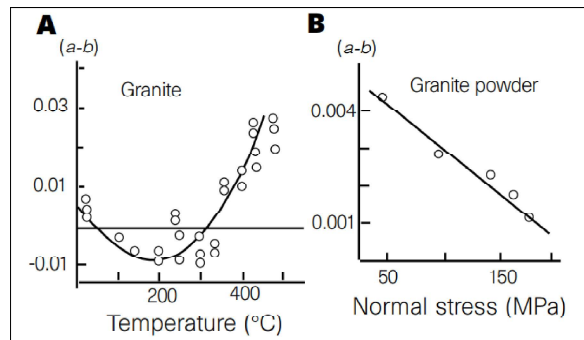


Figura 2.4: Variación del parámetro de fricción $(a-b)$. A) Parámetro $(a-b)$ en función de la temperatura para el granito. B) Parámetro $(a-b)$ en función de la presión para el granito granulado. Tomado de Scholz (1998).

2.1.3. Modelo de estabilidad en función de la profundidad

En el centro de la figura 2.5 está representada la variación del parámetro de estabilidad de fricción $z = (a-b)\sigma$. Este parámetro es positivo a poca profundidad debido a la presencia de material granular poco consolidado y a grandes profundidades por la aparición de la plasticidad a una temperatura crítica, por lo tanto, las zonas por encima y por debajo de estas transiciones de estabilidad, respectivamente, son **estables** (azul). Las zonas donde el parámetro es negativo son **inestables** y están representadas en color magenta, donde los terremotos pueden nuclear, y la zona de color amarillo indica la zona **condicionalmente estable**.

Para las **fallas de la corteza**, se observa que la profundidad de transición superior (entre zona estable e inestable) está entre 3-4 km, pero puede estar ausente en condiciones en

las cuales ha habido poco deslizamiento, y por lo tanto se ha desarrollado poca o ninguna “harina” milonítica (milonitización) (Marone y Scholz, 1988). La profundidad de transición inferior está entre 15-20 km, lo que corresponde al inicio de la plasticidad del cuarzo a aproximadamente 300°C. La profundidad a la que ocurre esto depende del gradiente térmico local (Sibson, 1982).

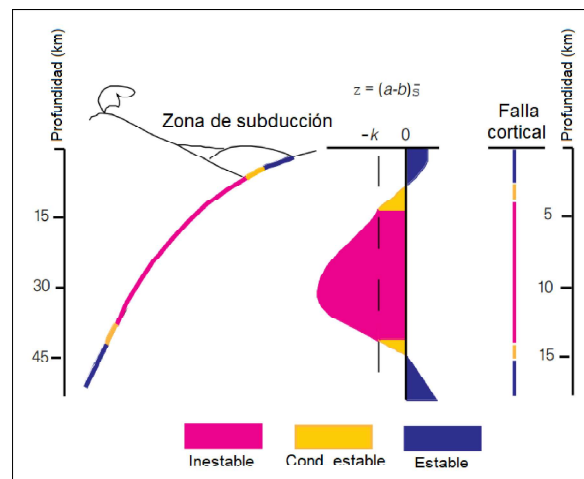


Figura 2.5: Modelo sinóptico de estabilidad en función de la profundidad de las fallas de la corteza y las zonas de subducción; el modelo de las fallas de la corteza está tomado de Scholz et al. (1988); el modelo de la zona de subducción está basado en Byrne et al. (1988), y Hyndman y Wang (1993). Modificado de Scholz (1998).

En la **zona de subducción**, el límite superior corresponde a la base del prisma de acreción que incluye sedimentos blandos (Byrne et al., 1988). La profundidad del límite superior (*updip*) de la zona sísmogénica, está alrededor de 10 km, pero debido a que el espesor de la cuña sedimentaria es bastante variable, este límite también puede ser variable. El límite inferior (*downdip*) ocurre a profundidades de hasta 45 km. La profundidad del límite inferior depende del gradiente térmico, que está controlado principalmente por la edad de la placa que se subduce. Se predice que la subducción de placas oceánicas frías (viejas), afecta fuertemente al régimen térmico, es decir, la profundidad del límite puede cambiar ampliamente debido a las variaciones en la edad de la placa en subducción (Hyndman y Wang, 1993). El límite inferior también es más profundo, respecto a lo que se observa en la corteza continental, ya que el basalto de la placa oceánica no contiene cuarzo. En la placa oceánica, el mineral más dúctil del basalto es el feldespatos, que llega a su punto de plasticidad a los 450°C.

Debido a que la zona sísmogénica es mucho más extensa que la zona sísmogénica de las fallas de la corteza (hasta 150 km) y debido a que tiende a ser más continua a lo largo del

strike o rumbo, las zonas de subducción se caracterizan por ser fuente de los terremotos más grandes del mundo. Si se produce un gran terremoto en una falla de la corteza, a menudo tendrá suficiente energía para propagarse a través de la zona estable poco profunda y romper la superficie; también puede a menudo propagarse una distancia corta en la zona estable dúctil en profundidad, para lo cual existe evidencia geológica (Sibson, 1980; Stel, 1986). Para las zonas de subducción con un prisma de acreción amplio, los grandes terremotos a menudo no rompen la superficie. Sin embargo, si lo hacen o no, este aspecto es importante para determinar qué tan eficientes son en la generación de tsunamis (Kanamori y Kikuchi, 1993).

La figura 2.6 muestra la interfaz de subducción, donde se observa los tres posibles regímenes de estabilidad descritos por Scholz (1998). En la zona condicionalmente estable poco profunda, los materiales sedimentarios poco consolidados rodean los rasgos topográficos, como montes submarinos, *ridges*, fallas de *horts* y *graben* en la placa subducida que pueden representar asperidades en la falla de cabalgamiento. Estas asperidades pueden verse influenciadas por la variación en el volumen y composición de los materiales sedimentarios subducidos, grado de metamorfismo y la permeabilidad (Pacheco et al. 1993; Bilek y Lay, 2002). Una baja permeabilidad de los materiales subducidos puede causar un aumento en la presión de poros del fluido y una disminución en el esfuerzo normal, manteniendo la región bajo un régimen estable o condicionalmente estable a profundidades más grandes (Pacheco et al., 1993). En este régimen al incluir materiales sedimentarios de menor rigidez que los que hay en la zona inestable, una ruptura a través de esta región posiblemente implicaría una velocidad de ruptura lenta, lo que resultaría en un terremoto de larga duración. Es así como en esta región pueden ocurrir dos tipos de eventos: “*tsunami earthquakes*” y eventos de deslizamiento lento “poco profundos” (SSEs).

En Ecuador los SSEs han sido reconocidos y descritos para las zonas de la Isla de la Plata (Vallée et al., 2013; Jarrin, 2015; Segovia, 2016) y Punta Galera- Mompiche (Vaca et al., 2018, Rolandone et al., 2018; Segovia et al., 2018).

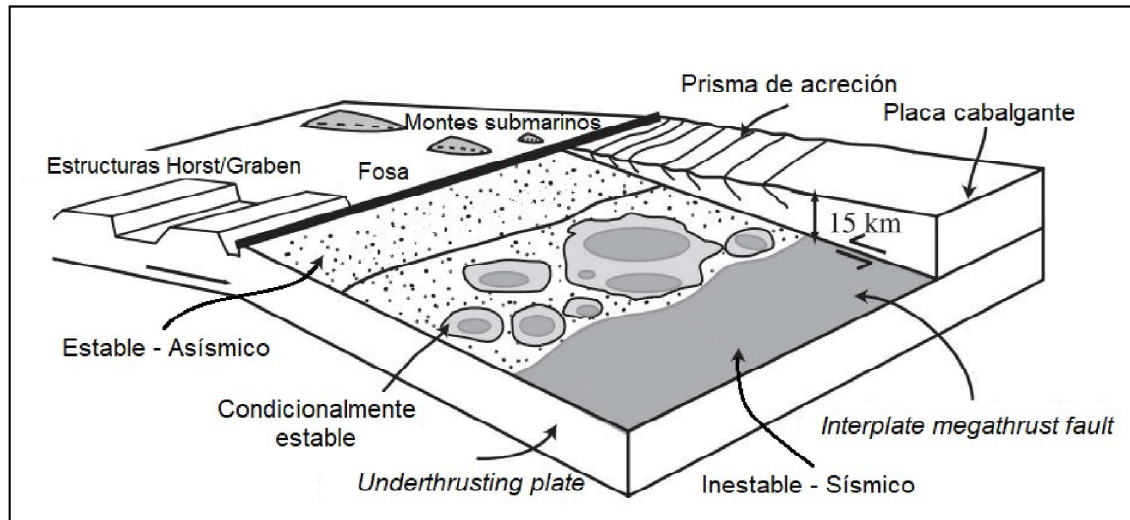


Figura 2.6: Gráfico que representa las condiciones friccionales de la interfaz de subducción. Las áreas de contacto de deslizamiento inestable individuales (gris oscuro) pueden proporcionar los sitios de nucleación para la ruptura en el entorno de la zona de subducción poco profunda, que es típicamente una región friccional estable (puntos) o condicionalmente estable (gris claro). Modificado de Bilek y Lay (2002).

2.2. Concepto de acoplamiento sísmico

La medida lineal del tamaño de un terremoto es el momento sísmico, $M_o = G \cdot \Delta \cdot A$, donde Δ es el deslizamiento promedio en el terremoto, A el área de ruptura y G el módulo de corte o cizalla. Entonces, la tasa liberación de momento de una falla o límite de placa es, por lo tanto, $M_o = G \cdot n \cdot A$, donde n es la velocidad de deslizamiento y A es el área de la falla total.

Se define al coeficiente de acoplamiento sísmico " χ " como la relación de la tasa de liberación de momento sísmico determinada a partir de la suma de todos los terremotos que han ocurrido en la falla respecto a la tasa total de deformación (momento acumulado) obtenida al determinar la velocidad de deslizamiento a largo plazo, a partir de un modelo de placa tectónica o datos geológicos (Scholz, 1998).

$$\chi = \frac{\sum M_o(egs)}{\sum M_o}$$

Ecuación 2.1

El coeficiente de acoplamiento puede variar de 0 a 1, brindando información sobre el régimen de estabilidad o que tan eficiente es la liberación del momento acumulado en una falla preexistente o interfaz de placa. Si $\chi = 1$, todo el momento acumulado ha sido liberado; lo que indica que la falla está completamente en el campo inestable, es decir, está sísmica-

mente acoplada. Por el contrario, si $\chi = 0$, no ha ocurrido grandes sismos; lo que indica que la falla está completamente en el campo estable, y por lo tanto, la falla se considera sísmicamente desacoplada (Scholz, 1998).

Para la mayoría de las fallas corticales χ es indistinguible de 1, lo que significa que todo el deslizamiento de falla ocurre durante los terremotos y estas fallas están sísmicamente acopladas. Una excepción importante es el *creeping*, que consiste en un deslizamiento continuo y ocurre de manera asísmica. Este deslizamiento asísmico pertenece a un régimen condicionalmente estable (Scholz, 1998).

Scholz, (1998) observó que el esfuerzo normal efectivo es $\bar{\sigma} = (\sigma - \rho)$ donde σ es el esfuerzo normal aplicado a la presión de poros, ρ . Si ρ se acerca a σ , el parámetro de estabilidad z puede reducirse de modo que todo el rango de profundidad de la falla, normalmente en el campo inestable, se desplace al campo condicionalmente estable. Aunque tal acoplamiento sísmico es raro en las fallas de la corteza, no es raro en las zonas de subducción, que pueden variar desde entre completamente acopladas hasta casi completamente desacopladas (Ruff y Kanamori, 1980). A escala local, las características topográficas como *horst* y *grabens*, volcanes submarinos, montes submarinos, mesetas y arcos volcánicos denominadas “asperezas”, pueden producir aumentos locales en el esfuerzo normal, haciendo que la subducción de estas asperezas afecte la actividad sísmica en los márgenes convergentes. Modelos y estudios de campo proponen que los montes submarinos funcionan como “asperidades sísmicas fuertes” capaces de desencadenar grandes terremotos de subducción (Cloos, 1992; Scholz y Small, 1997) o como barreras sísmicas que inhiben la propagación de la ruptura sísmica (Aki, 1979; Kodaira et al., 2000) por el incremento en el esfuerzo normal en la interface entre las placas.

Actualmente, la tecnología GPS y su uso global permiten una estimación precisa del acoplamiento intersísmico de la zona de contacto de la interface relacionada con la proporción entre la velocidad de deslizamiento en la falla durante el período intersísmico y la velocidad de la placa a largo plazo. Esta evaluación de χ se basa en la aceleración de la deformación intersísmica de la placa superior y es una medida de acumulación de esfuerzos. Esta estimación geodésica del acoplamiento sísmico está libre de problemas de muestreo de terremotos (extensión e integridad de los catálogos sísmicos) (Segovia, 2016).

2.3. Ciclo Sísmico

El ciclo sísmico consiste en procesos de acumulación y de relajación de los esfuerzos, que puede durar decenas o cientos de años. Dentro del concepto del ciclo sísmico se considera: el espacio, necesario para definir e identificar el área que será afectada por un terremoto, la cual representa la zona de estudio. Además, es importante identificar el contexto tectónico, considerar la actividad de la microsismicidad de la región y el tiempo, para separar las etapas de la deformación de la zona dentro del ciclo sísmico, y determinar el tiempo de recurrencia de los terremotos principales que ocurren en la zona (Ruegg, 1994).

En el ciclo sísmico se definen cuatro períodos: 1) el período **intersísmico** el cual comprende más del 90 % del ciclo sísmico, siendo la etapa de acumulación de los esfuerzos elásticos. 2) El período **presísmico** ocurre inmediatamente antes de la ruptura, aquí se puede generar un período de deformación lenta, o de deformación rápida. 3) El período **cosísmico** consiste en el relajamiento de los esfuerzos elásticos acumulados en la zona bloqueada entre los bloques (Figura 2.7a). 4) El período **postsísmico** que sigue inmediatamente a la ruptura durante el terremoto, donde se producen réplicas del sismo principal y deformación inelástica, que representa el reajuste entre los bloques, y que puede durar meses o años, antes de que la falla ingrese al período intersísmico nuevamente (Ruegg, 1994).

A partir del descubrimiento de los sismos lentos, ha sido necesario replantear el concepto tradicional del ciclo sísmico. Antes se pensaba que durante el período intersísmico solo ocurría acumulación constante de deformación la cual culminaba en una súbita relajación (período cosísmico). En la actualidad, eventos asísmicos indican que en el período intersísmico no solo existe una acumulación constante de deformación (Figura 2.7b), sino que también períodos de relajación asísmica (Iglesias et al., 2004).

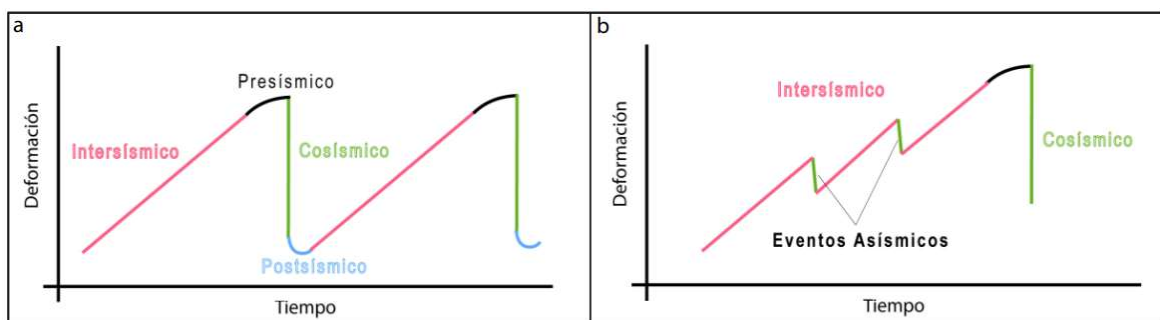


Figura 2.7: Ciclo sísmico. a) Esquema convencional. b) Nuevo esquema del ciclo sísmico, donde en el período intersísmico actúan eventos asísmicos. Tomado de Jarrín (2015).

2.4. Eventos de deslizamiento lento (SSEs) y enjambres sísmicos

Los sismos lentos son movimientos lentos de fallas que no irradian ondas sísmicas y, pueden durar días, meses o incluso años (Hirose et al., 2014). Estos eventos han sido detectados mediante datos en continuo de GPS en varios márgenes de subducción del mundo (Wallace et al., 2016).

Los SSEs pueden desencadenar otros tipos de deformación, como son los enjambres sísmicos los cuales generalmente relajan un bajo porcentaje del momento sísmico acumulado (e.g., Isla de la Plata, Vallée et al., 2013; Jarrín, 2015; Segovia, 2016 o la Zona de Punta Galera-Mompiche, Vaca et al., 2018) o en otras ocasiones pueden ayudar de manera significativa en la liberación del momento sísmico (Wallace et al., 2006; Villegas-Lanza et al., 2016). Rogers y Dragert (2003) descubrieron en el norte de Cascadia que los SSEs se correlacionan con episodios de tremor sísmico (Figura 2.8), una señal que comúnmente se observa en volcanes. Los picos de actividad de tremor sísmico también han sido asociados a la ocurrencia de SSEs en el suroeste de Japón (Hirose y Obara, 2005).

Los enjambres sísmicos en la zona de subducción son un componente importante del ciclo sísmico, que pueden ser definidos como un aumento de la tasa de sismicidad que carece de un sismo principal (Mogi, 1963; Sykes, 1970). Pueden tener diversos orígenes y ocurrir en diferentes entornos. La importancia de su estudio radica en que pueden proporcionar información de procesos tectónicos como es el caso de los deslizamientos asísmicos de una falla (e.g., Lohman y McGuire 2007; Ozawa et al., 2007; Wolfe et al., 2007) o el movimiento de fluidos o volátiles (e.g., Holtkamp y Brudzinski, 2011).

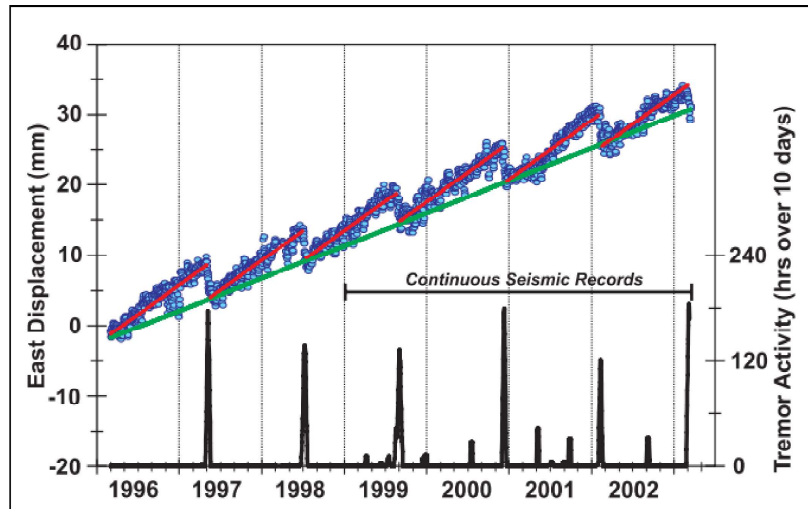


Figura 2.8: Comparación del deslizamiento y la actividad de tremor observada en el área de Victoria. Los círculos azules muestran el cambio día a día en la componente “Este” de la estación de GPS ALBH (Victoria en la zona de Cascadia). La línea verde indica el movimiento hacia el este (inter-sísmico) del sitio. Los segmentos rojos muestran las tendencias medias ascendiendo hacia el este entre los eventos de deslizamiento que están marcados por las inversiones de movimiento cada 13 a 16 meses. 10 días corresponde a la duración de un evento de deslizamiento. Tomado de Roger y Drager (2003).

3. CONTEXTO GEODINÁMICO Y SÍSMICO DE LA MARGEN ECUATORIANA

3.1. Marco Geodinámico y características de la margen

El Ecuador está ubicado en la parte noroccidental de América del Sur, dentro de un contexto cinemático complejo, influenciado por la interacción de las placas Nazca, Sudamericana y Caribe (Pennington, 1981; Kellogg y Bonini, 1982; Ego et al., 1996).

La placa Nazca subduce oblicuamente bajo la placa Sudamericana a una velocidad de 56 mm/año en dirección N83°E (Kendrick et al., 2003). La convergencia oblicua causa el “escape” del *Sliver* Norandino (NAS) a una velocidad de 8-10 mm/año hacia el NE (Nocquet et al., 2014; Alvarado et al., 2016; Vaca et al., 2019), lo cual ha provocado la apertura del Golfo de Guayaquil, ubicado en el límite sur del *Sliver* durante el Mio-Pleistoceno, caracterizado por tasas de subsidencia y sedimentación moderadas (Benítez, 1995; Deniaud et al., 1999). El movimiento previsto para el NAS, con respecto a la placa Sudamericana estable, sugiere un movimiento de 8.5 mm/año en dirección N65°E (en la latitud 1.24°N, longitud 76.79°W), lo cual concuerda con las tasas de deslizamiento del Cuaternario en Ecuador. Este movimiento es acomodado por un sistema de fallas, principalmente dextrales, que en el territorio ecuatoriano comprende el denominado sistema Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP) (Figura 3.1) (Alvarado et al., 2016).

Placa Nazca

La placa Nazca es estructuralmente compleja. Varios de los rasgos morfológicos más relevantes de la placa son la cordillera de Carnegie, el sistema de rift de Malpelo y la Zona de Fractura de Grijalva (GFZ) (Lonsdale, 1978). La cordillera de Carnegie tiene una altura de ~2 km respecto de la base de la placa Nazca y un ancho de ~280 km en la zona de la fosa. Esta cordillera presenta una serie de irregularidades morfológicas como: volcanes y montes submarinos (Lonsdale, 1978; Michaud et al., 2006), y se subduce con una inclinación entre 4° y 9° en los primeros kilómetros (Calahorrano, 2001; Graindorge et al., 2004); en las zonas más lejanas a la fosa y por su baja densidad el ángulo de subducción de la placa es de ~25° el cual es menor respecto a la placa oceánica ubicada al norte de la Cordillera asísmica (~30° a 35°) (Pennington, 1981; Gutscher et al., 1999; Lonsdale, 1978).

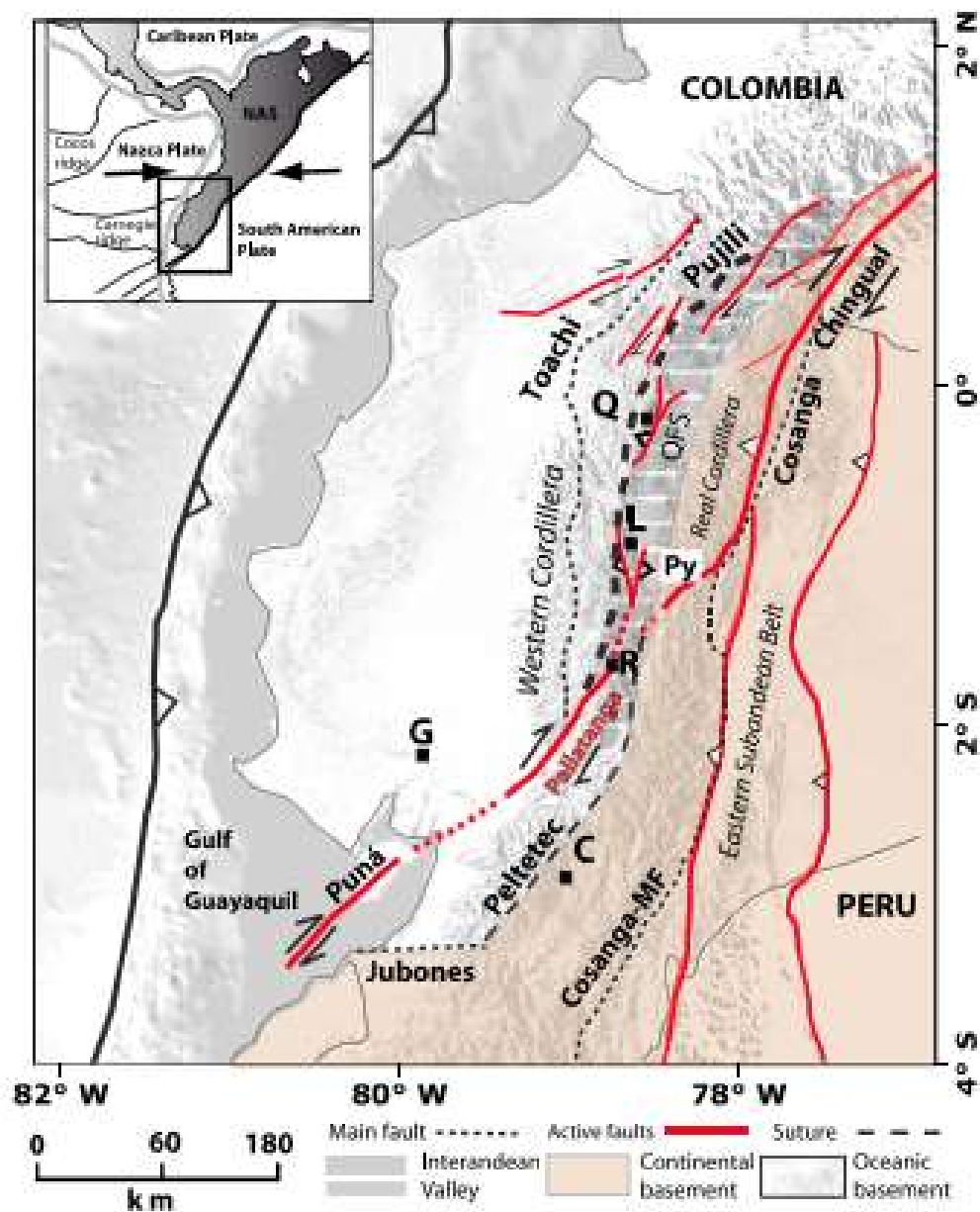


Figura 3.1: Mapa de la tectónica activa del Ecuador. Las líneas rojas continuas representan segmentos de fallas importantes y su cinemática. Las líneas negras punteadas indican las principales fallas. Las líneas negras discontinuas indican las zonas de suturas principales (propuestas por Aspdén y Litherland, 1992; Zamora y Litherland, 1993; Hughes y Pilatasig, 2002; Jaillard et al., 2009). El recuadro en el margen superior izquierdo representa el entorno geodinámico regional (Audemard y Audemard, 2002). *Sliver* Norandino: NAS; Falla de Cosanga-Méndez, según lo definido por Aspdén y Litherland (1992): Cosanga-MF; Sutura Peltetec: Peltetec; Pujilí *Melange Suture*: Pujilí; Falla de Jubones: Jubones; Zona de cizallamiento de Toachi: Toachi; Zona de Pisayambo: Py. QFS: Sistema de fallas activo de Quito. Ciudades: Quito: Q; Latacunga: L; Cuenca: C; Riobamba: R; Guayaquil: G. Tomado de Alvarado et al. (2016).

En la parte sur de la cordillera de Carnegie hay montes submarinos, principalmente entre la latitud 1°S y 2°30'S, donde una cadena de montes de 10-25 km de ancho se alinean en una dirección aproximada N55°S. Cerca de la latitud 1°30'-1°40'S, también se observa

montículos con cumbres planas de 20 a 30 km de largo y 10 a 15 km de ancho delimitados por escarpes de 250 a 500 m de alto (Figura 3.2). Al oeste de Santa Elena está ubicado el monte submarino de Salinas de 35 km de largo, tiene una forma de “Z” con direcciones principales N10° y N150°E, asociado a tres pequeños edificios cónicos y a una estructura parecida a una pequeña cordillera de dirección N170°E (Collot et al., 2009). Inmediatamente al norte de la cordillera de Carnegie, se encuentran los montes submarinos de Atacames y Galera, donde el eje de la fosa tiene forma en escalón (Collot et al., 2009; Marcaillou et al., 2016). Asimismo la plataforma continental en esta zona es angosta, tiene grandes entrantes y el talud inferior tiene un “espólón”, cerca de donde los montes submarinos chocan con el margen (Figura 3.2). El flanco norte de la zona este de la cordillera de Carnegie es localmente empinado y tiene una geometría en escalera que sugiere que hay bloques corticales inclinados subyacentes (Collot et al., 2009).

Márgenes acrecionarios y erosivos

En los márgenes activos convergentes dos placas litosféricas se mueven una hacia la otra (Collot et al., 2009). Estos márgenes pueden ser de dos tipos: 1) márgenes acrecionarios y 2) márgenes erosivos (von Huene y Scholl, 1991; Clift y Vannucci, 2004). De manera general, la margen ecuatoriana es principalmente erosiva debido a que presenta un talud con una fuerte pendiente, afloramientos de basamento basáltico del período Cretácico en la Isla de la Plata (Baldock, 1982) a una distancia menor a 35 km del eje de la fosa (Figura 3.3), entre otras características (Sage et al., 2006). La margen se encuentra cortada por los cañones de Esmeraldas, Guayaquil y Santa Elena, que según Collot et al. (2009) son controlados por fallas y son las vías principales de transporte de sedimentos de los Andes hacia la fosa.

Otras características que permiten caracterizarlo como margen erosivo, aparte de las ya mencionadas, son las observadas a lo largo del segmento central de la margen, parte de los segmentos sur y Manglares, donde se encontraron suaves perturbaciones en la superficie del talud y un talud inferior retrabajado, acompañado de un prisma estrecho frontal. Además, en el suelo marino grandes estructuras colapsadas fueron identificadas individualmente a través del talud del margen, entre el cañón de Guayaquil y la latitud $\sim 1^{\circ}35'S$, y entre la latitud $\sim 0^{\circ}$ y los montes submarinos Galera (Figura 3.2). Estas áreas inestables del talud indican erosión frontal, dispersión de sedimentos y procesos de subducción que representan importantes procesos de transferencia de masa.

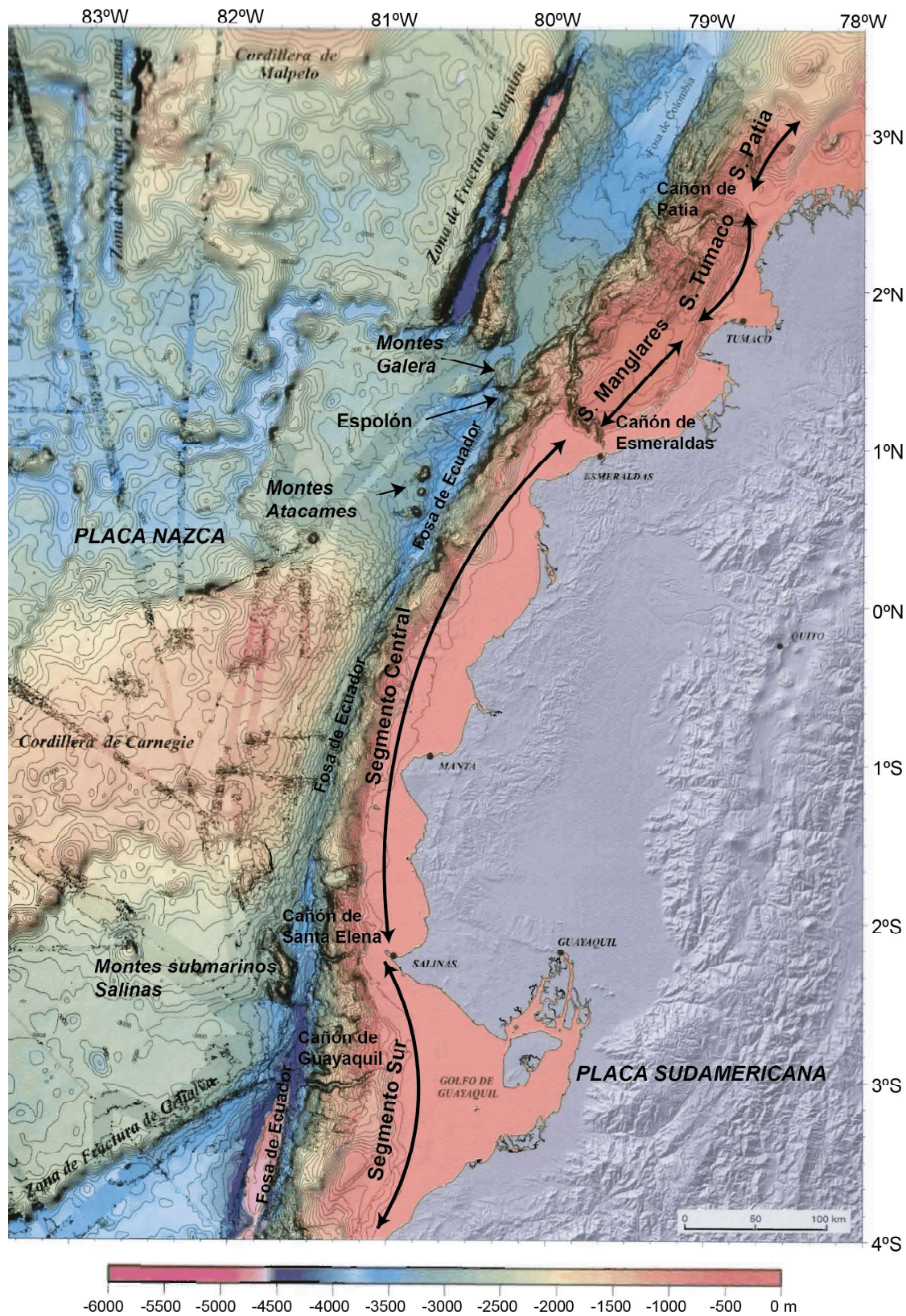


Figura 3.2: Batimetría a intervalos de 200 m y topografía (curvas de nivel cada 100 m) de la zona de subducción del Ecuador y sur de Colombia. Los segmentos representados en el mapa fueron definidos por Collot et al. (2009). Modificado de Michaud et al. (2006).

En cambio, los segmentos Patía, Tumaco y la parte sur del segmento sur, presentan pliegues, cabalgamientos frontales y cuencas tipo *piggy-back*, respectivamente, formando el prisma de acreción en Colombia de ~35 km de ancho en el norte (Marcaillou et al., 2008) y el prisma acrecionario Guayaquil de 8 km de ancho en el sur (Calahorrano, 2005; Calahorrano et al., 2008). Los prismas de acreción se han desarrollado principalmente en las regiones de fosa localizadas corriente abajo de la boca de los cañones Guayaquil y Patía-Mira, los cuales representarían la principal fuente en el transporte de sedimentos terrestres para la construcción de los prismas. En el segmento de Manglares, pese al gran relleno de la fosa de 3-4.8 km de espesor, no se ha desarrollado un prisma de acreción, lo cual indica que el abanico submarino profundo de Esmeraldas fue construido o su construcción fue acelerada, recientemente. La deformación compresiva vista en los datos de sismica de reflexión a través de la fosa (Collot et al., 2008), así como el pliegue visible en la morfología del suelo marino a través de la boca del cañón de Esmeraldas, sostienen la idea de una acreción naciente en el frente del segmento Manglares. También en Guayaquil se observaron pliegues y proto-cabalgamientos (Calahorrano, 2005) lo que indica que hay un proceso activo de construcción del prisma de acreción. Todas estas observaciones corroboran que hay una transferencia positiva de masa activa, lo que permite el crecimiento del margen continental debido al reciclaje de sedimentos erosionado de los Andes (Collot et al., 2009).

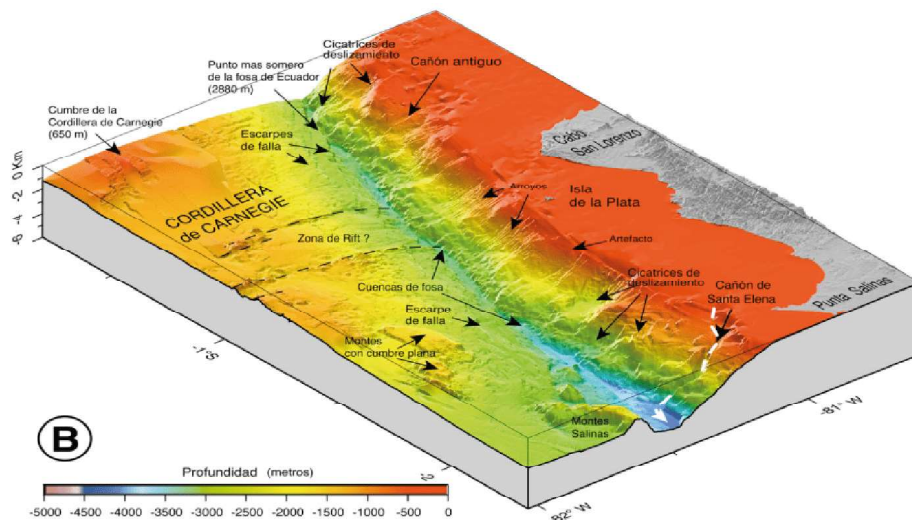
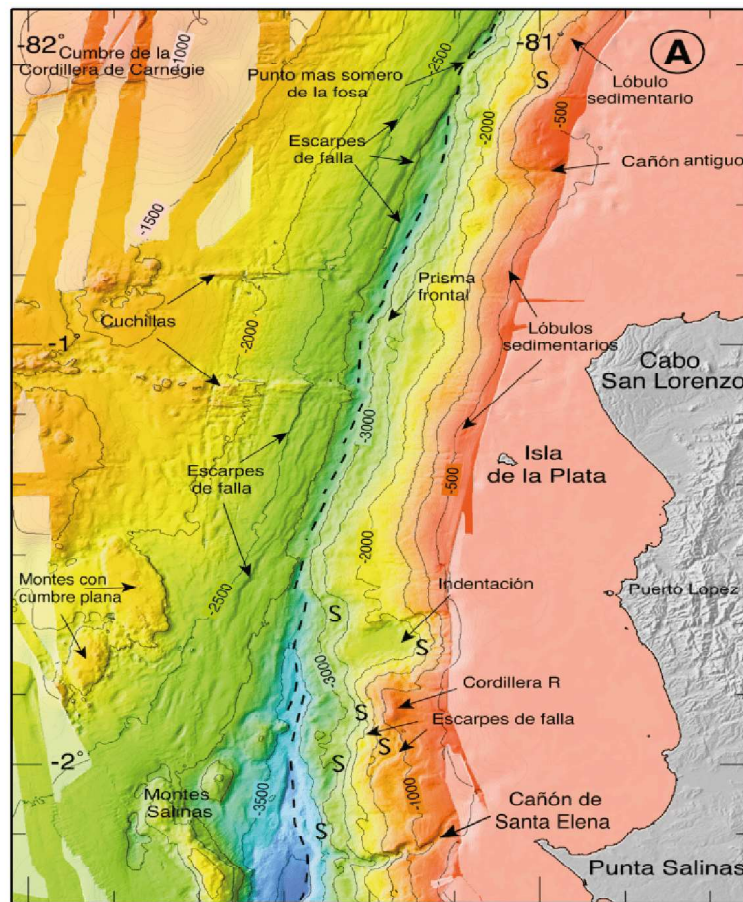


Figura 3.3: A) Batimetría a intervalos de 50 m del segmento central del margen de Ecuador costa afuera de Punta Salinas y Cabo San Lorenzo con la fosa superficial de Ecuador (línea entrecortada). B) Diagrama de la batimetría del segmento central del margen de Ecuador. Tomado de Collot et al. (2009).

3.2. Acoplamiento intersísmico

Mediante el uso de datos GPS, Nocquet et al. (2014) y Chlieh et al. (2014) presentaron modelos del campo de velocidades GPS y distribución espacial del acoplamiento intersísmico (ISC) a lo largo de la interfaz de la placa de subducción en Ecuador y norte de Perú (Figura 3.4). Los datos geodésicos indican que el ISC es muy heterogéneo, con zonas de bajo acoplamiento intersísmico hacia el sur, una zona de transición con fuerte acople bajo la zona de la Isla de la Plata y alto acople al norte del Ecuador y sur de Colombia (Vallée et al., 2013; Chlieh et al., 2014; Nocquet et al., 2014).

Desde la latitud 3°S hacia el sur de Ecuador todos los modelos de ISC muestran un débil a despreciable acoplamiento. Por lo tanto, la convergencia de la placa Nazca/ Sudamericana debe ser acomodada principalmente a través de creeping asísmico a lo largo de la interfaz, lo que explica la ausencia de grandes terremotos en los últimos cinco siglos (Dorbath et al., 1990; Bilek, 2010). En contraste, en el norte del Ecuador entre las latitudes 0.5°S a 2.5°N, las altas velocidades relativas registradas por los GPS, y cuya magnitud disminuye con el aumento de la distancia respecto de la fosa, señalan zonas de alto acoplamiento intersísmico, que se correlacionan muy bien con las áreas de ruptura, donde han ocurrido los grandes terremotos de los dos últimos siglos (1906 Mw 8.4-8.8, 1948 Mw 7.8, 1958 Mw 7.7, 1979 Mw 8.1 y 2016 Mw 7.8) (Figura 3.4) (Nocquet et al., 2014). Entre las latitudes 1.6°S y 0.7°S, existe una zona de transición (débil acople al sur y fuerte acople al norte) denominada Isla de la Plata. Bajo esta zona hay una aspereza con alto ISC, en un área de aproximadamente 50 km de ancho a 15 km de profundidad, rodeada por un área de bajo acoplamiento. Históricamente, esta gran aspereza no ha sido fuente de ninguna ruptura sísmica importante ($M_w > 7$), aun cuando se ha reportado momentos sísmicos liberados con magnitud equivalente $M_w \sim 7.5$ (Jarrin, 2015) de manera asísmica. Adicionalmente, esta área se caracteriza por la presencia de frecuentes enjambres sísmicos (Segovia, 2009; Vaca et al., 2009; Vallée et al., 2013; Segovia et al., 2018).

En la margen norte de Ecuador hay otra zona de transición de bajo acoplamiento intersísmico denominado Punta Galera-Mompiche (PGMZ), la cual separa dos zonas altamente acopladas Bahía-Pedernales al sur y Esmeraldas-Manglares al norte (Chlieh et al., 2014; Vaca et al., 2018). Las ubicaciones del *updip* de la zona sismogénica está a una profundidad de ~ 12 km (Pontoise y Monfret, 2004), y se caracteriza por la presencia de frecuentes enjambres sísmicos y SSEs (Vaca et al., 2018). Debido al bajo acoplamiento de PGMZ esta

zona actúa como una fuerte barrera (Kaneko et al., 2010; Vaca et al., 2018). Debido a las características compartidas de los terremotos de 1942 y 2016, Nocquet et al. (2017), sugieren que la propagación de las rupturas se detuvo o no afectaron a esta zona; y por otro lado ruptura de 1958 no se propagó hacia el sur de PGMZ (Vaca et al., 2018).

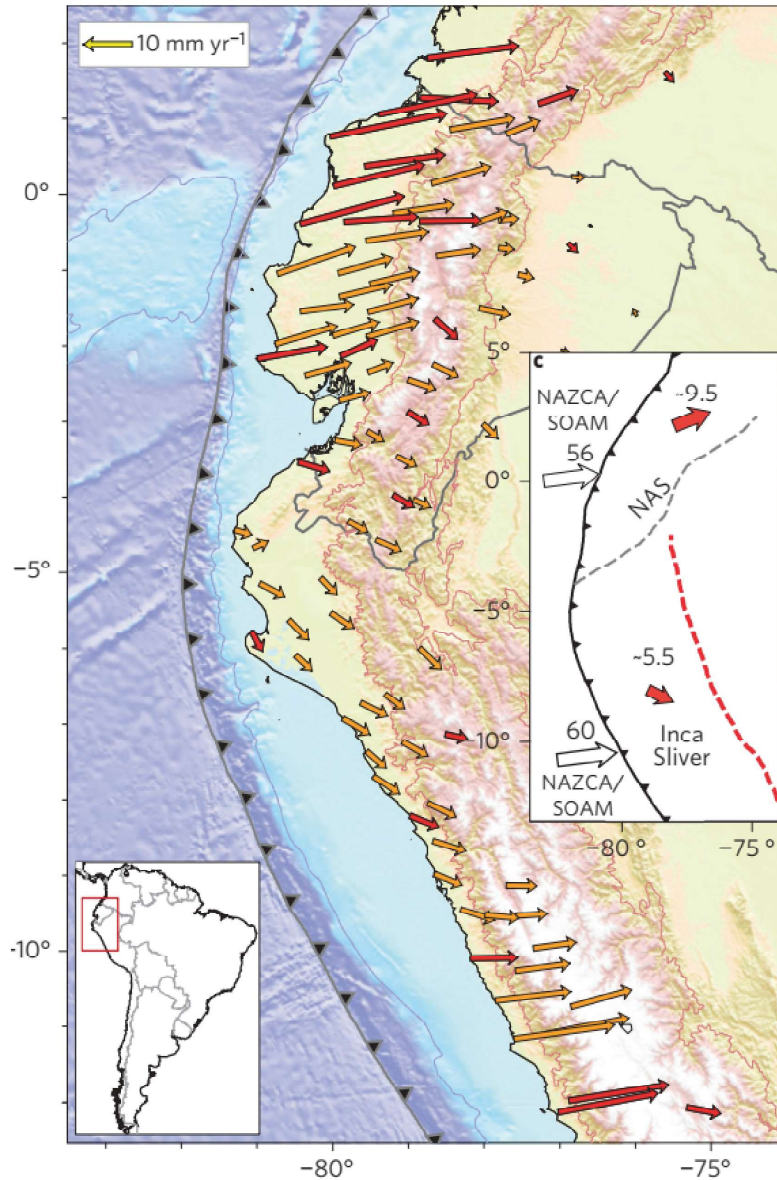


Figura 3.4: A) Mapa del campo de velocidades GPS con respecto a Sudamérica estable. Las flechas rojas indican sitios continuos y las flechas naranjas indican sitios de campaña. B) Boceto cinemático que muestra el movimiento del NAS y del Sliver Inca. Modificado de Nocquet et al. (2014).

3.3. Sismicidad Histórica

A lo largo del margen centro-norte del Ecuador y sur de Colombia, debido a la convergencia y el fuerte grado de acoplamiento de las placas de Nazca y Sudamericana, especialmente

en la margen norte, se han reportado grandes terremotos en los dos últimos siglos (Figura 3.5) (ver sección 3.2).

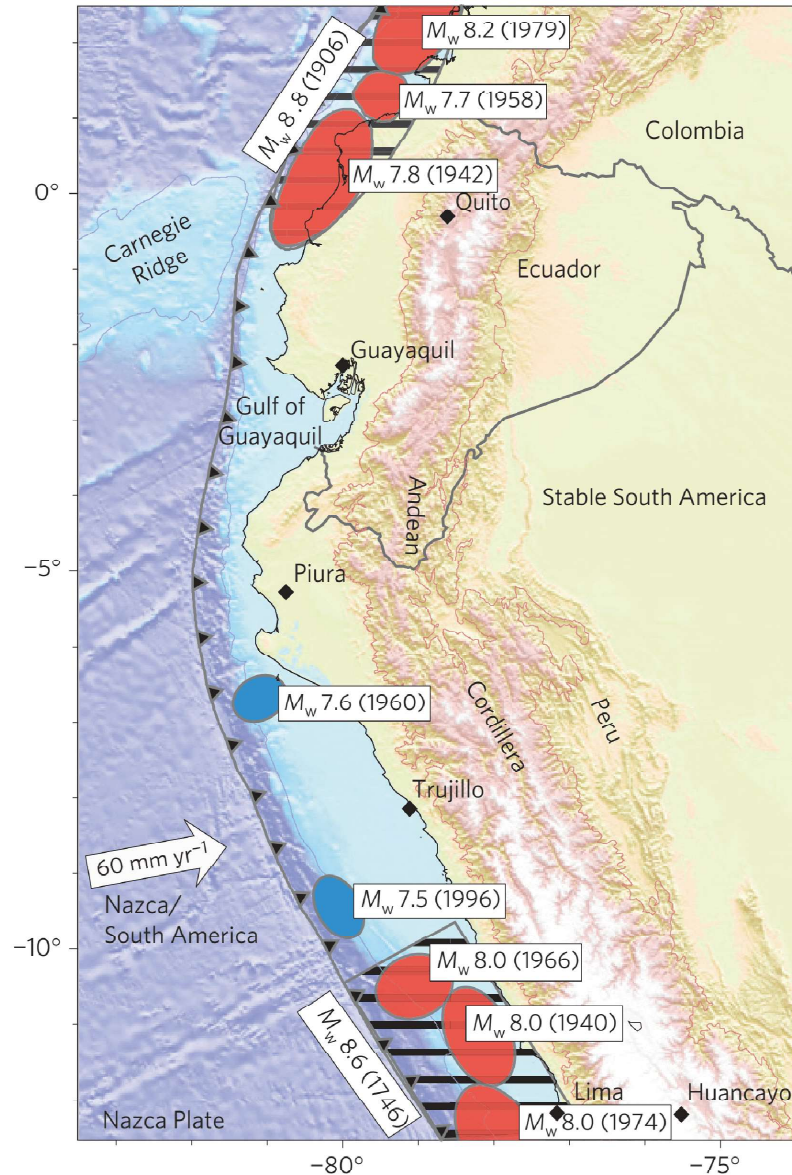


Figura 3.5: Áreas de ruptura de grandes terremotos. Los elipsoides rojos indican grandes terremotos ($M_w \geq 7.7$) desde 1900. Elipses sombreadas indican áreas de ruptura aproximadas de los grandes terremotos ($M_w \geq 8.5$). Elipses azules indican “tsunami earthquakes”. Tomado de Nocquet et al. (2014).

El terremoto de 1906, que fue acompañado por un tsunami local y de campo lejano ha sido interpretado como un mega terremoto que rompió la interface de subducción en el norte de Ecuador y sur de Colombia a través de un área de ruptura de 500 km (Kelleher, 1972; Kanamori y McNally 1982). Se sugiere que posteriormente el área de ruptura del terremoto de 1906 fue afectada por los eventos de 1942, 1958 y 1979 (Kanamori y McNally, 1982) pero,

por otro lado, Okal (1992) sugirió que el terremoto de 1906 no fue tan grande y no excedió Mw 8.5. Tsuzuki et al. (2012) reevaluó las alturas del tsunami asociado con el terremoto de 1906 y sugirió que el terremoto podría explicarse por un evento Mw 8.5 correspondiente al fallamiento de las regiones fuente de los terremotos de 1958 y 1979, También Yoshimoto et al. (2017), basado en análisis de ondas de tsunami restringen la magnitud de este evento a Mw \sim 8.4. Por lo tanto, estos resultados no se ajustan a lo interpretado por Kanamori y McNally (1982). Ye et al. (2016) considera que el terremoto de Pedernales del 2016 tuvo un complejo patrón de ruptura, lo que sugiere que se rompió una aspereza principal que previamente había sido rota por un evento similar en 1942, resultados similares son presentados por Nocquet et al. (2017), quienes hacen notar la ocurrencia de superciclos los cuales explican la excedencia de deslizamiento respecto de la deformación acumulada durante el período intersísmico (entre 1942 y 2016).

En la parte sur del Ecuador y norte de Perú no se han registrados terremotos Mw $>$ 8 desde la conquista española en 1532. Los únicos eventos notables, al norte de Perú, ocurrieron en 1619 y 1912 en las ciudades de Trujillo y Piura, respectivamente. Pero es incierta su asociación a eventos de subducción. De cuatro eventos con magnitud mayor a 7 registrados en esta región, los terremotos de 1960 (Mw 7.6) y 1996 (Mw 7.5), fueron categorizados como “tsunami earthquakes”, que rompieron material superficial y más débil del prisma de acreción (Nocquet et al., 2014).

3.4. Sismicidad Instrumental

La Red Nacional de Sismógrafos que mantiene el Instituto Geofísico (RENSIG) registra la actividad sísmica del Ecuador desde 1988 (Segovia y Alvarado, 2009). Segovia (2001) definió la presencia de gaps y regiones de alta actividad sísmica casi perpendiculares a la costa (Figura 3.6) y con carácter de enjambre sísmico, algunos sincrónicos entre ellos (Figura 3.7).

La ubicación precisa de terremotos ha sido compleja (especialmente antes de 2009) debido a que la distribución de las estaciones sísmicas de la red ecuatoriana estaba mayoritariamente ubicada en los Andes septentrionales del Ecuador (destinadas principalmente al monitoreo de la actividad volcánica). Con el mejoramiento de la RENSIG, RENAC (Red Nacional de Acelerógrafos) y RENGEO (Red Nacional de Geodesia) la distribución espacial de estaciones para el monitoreo sísmico, volcánico y geodésico presenta una mayor densidad y mejor distribución espacial, a lo largo de todo el país. Hay 81 estaciones sísmicas, 117

sensores de movimiento fuerte, 85 estaciones de GPS y 8 observatorios de volcanes de primero nivel y segundo nivel (Alvarado et al., 2018).

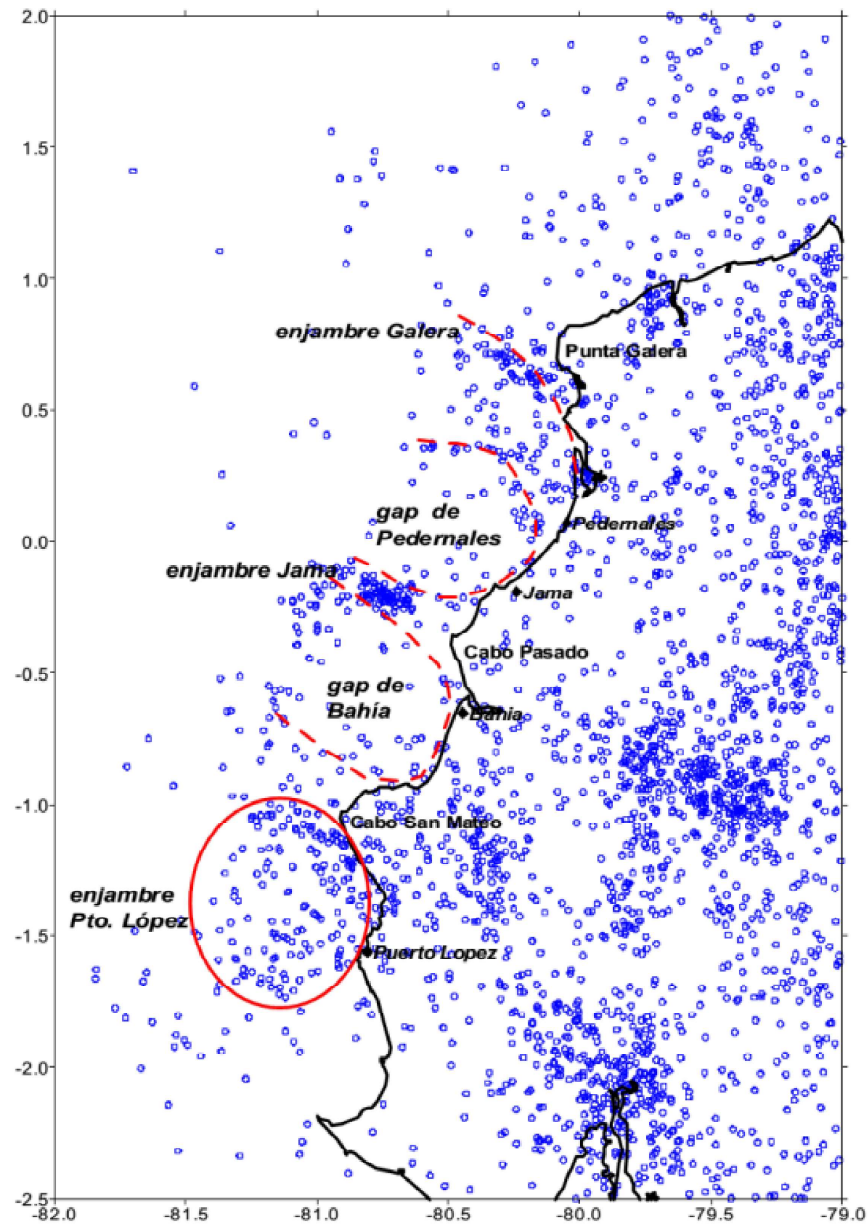


Figura 3.6: Mapa de localizaciones de los eventos sísmicos ocurridos entre los años 1990 y 1998 (antes del terremoto Mw 7.1 de Bahía de agosto de 1998) registrados por la RENSIG-EPN. Tomado de Segovia (2001).

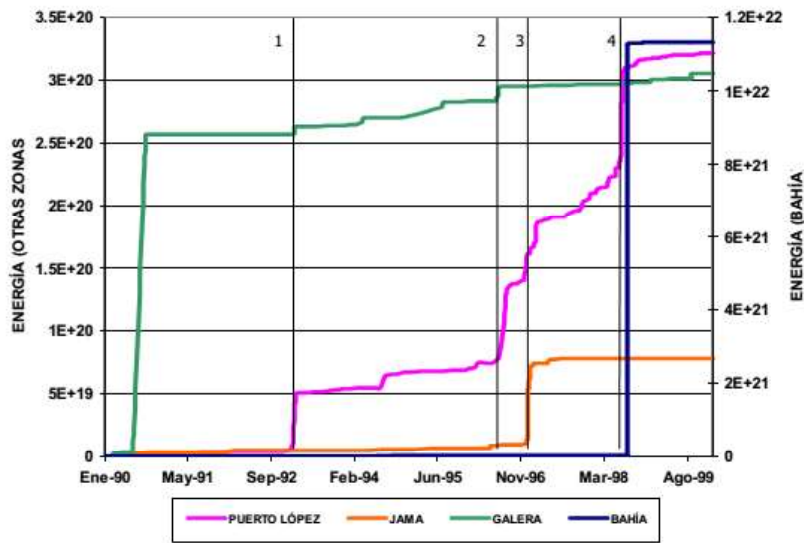


Figura 3.7: Liberación de momento sísmico acumulado (1990-1999) para las regiones: Puerto López, Jama, Punta Galera y el gap de Bahía. Las líneas con números representan períodos de actividad de enjambres sincrónicos en dos o más regiones. El momento 4 representa la ocurrencia del terremoto Mw 7.1 de Bahía. Tomado de Segovia (2001).

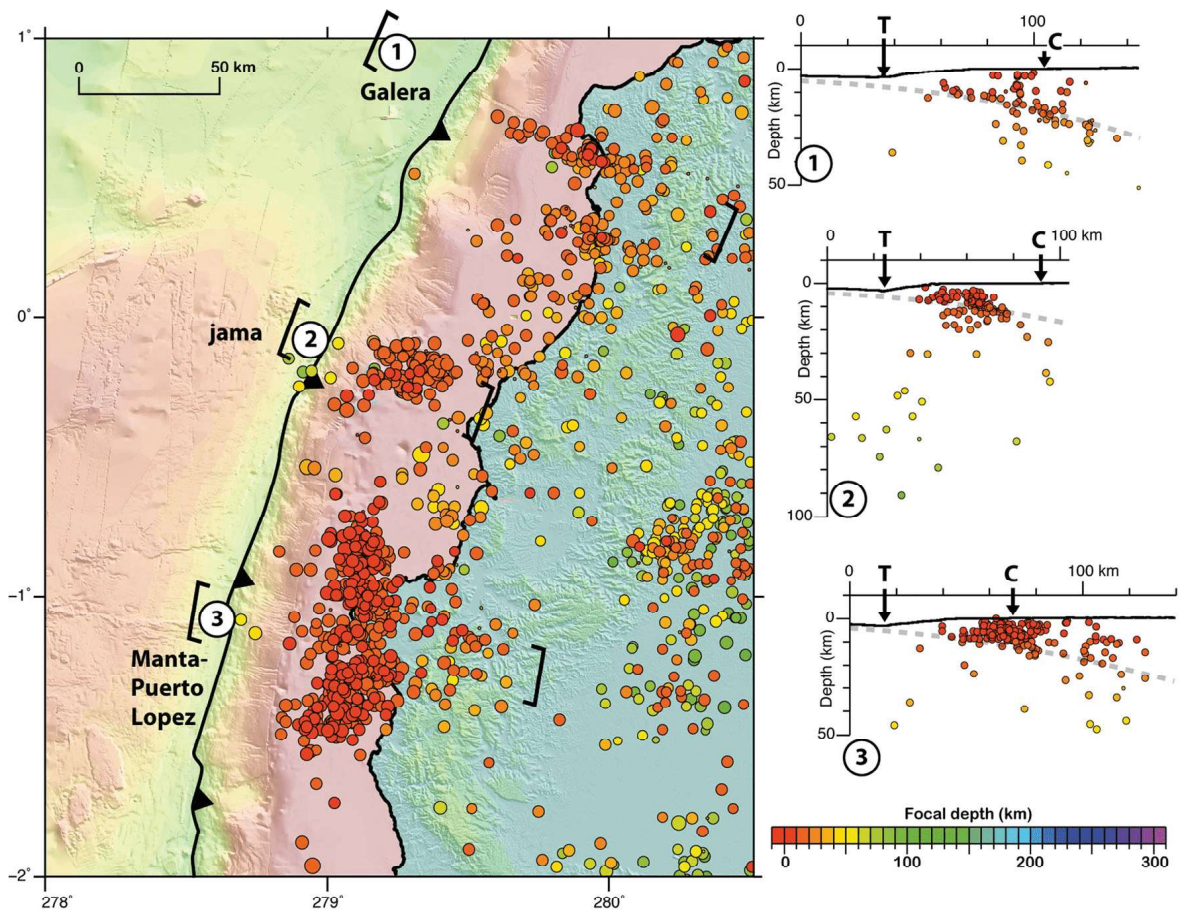


Figura 3.8: Mapa de localización de eventos sísmicos y secciones transversales en la región de la zona sísmogénica. Las secciones transversales están representadas como paréntesis en el mapa. Tomado de Font et al. (2013).

Las localizaciones obtenidas por Font et al. (2013) muestran una distribución de gaps y regiones de actividad sísmica similar a la obtenida por Segovia (2001), a excepción de la zona Puerto López-Manta que muestra un agrupamiento y migración de los epicentros hacia la costa.

Font et al. (2013) muestran que en la parte norte de la margen ecuatoriana, cerca de la latitud 0.5°N , hay una alineación de terremotos de 60 km de largo, que se extiende NW- SE, casi perpendicular a la fosa (Figura 3.8). Este patrón sísmico se denomina alineación de Galera (Segovia, 2001; Font et al., 2013). Los hipocentros están principalmente entre los 10 y 30 km de profundidad, a lo largo de un plano, muy posiblemente en la zona sismogénica de la interplaca. También, los eventos se ven distribuidos en la corteza superior y dentro de la placa de subducción (Figura 3.8:1). Cerca de la latitud 0.25°S , se distribuye una serie de eventos sísmicos a aproximadamente 10 km desde la fosa y se extiende a lo largo de unos 35 km (Figura 3.8). De acuerdo a este trabajo, la sismicidad afecta principalmente a la placa superior. La actividad entre las placas (interface) está limitada entre los 8 y 14 km de profundidad. Hacia el sur, en la latitud 1.25°S , los eventos sísmicos se extiende a lo largo de 90 km, en dirección paralela a la fosa y está a 15-20 km de la fosa. La sismicidad se concentra principalmente en la placa superior hasta la interface de la placa (Figura 3.8:3).

3.5. Enjambres sísmicos y SSEs

Varios procesos sísmicos tipo enjambres han sido registrados por el Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) y a partir de la instalación de estaciones de GPS se pudo documentar los eventos de sismos lentos (Figura 3.10) (e.g., Mothes et al., 2013; Vallée et al., 2013; Segovia, 2016; Alvarado et al., 2018; Vaca et al., 2018).

Zona de la Isla de la Plata

La Isla de la Plata ha sufrido frecuentes enjambres sísmicos los cuales han ocurrido en los años 1977, 1996, 1998, 2002, 2005, 2010, y 2013 (Vallée et al., 2013; Jarrín, 2015; Segovia, 2016) y algunos de ellos seguramente estuvieron asociados a la ocurrencia de varios SSEs. El SSE que ocurrió en el 2005 fue a una profundidad entre 5 km a 15 km, tuvo una magnitud de momento equivalente (M_w) entre 7.2 a 7.3 (Jarrín, 2015). Entre agosto y septiembre de 2010 se detectó otro SSE que fue registrado por la estación permanente de la Isla de la Plata, al sur del área de ruptura del terremoto de 1906 M_w 8.8 a una profundidad ~ 10 km, y tuvo una duración de una semana con una magnitud de momento equivalente a 6.0–6.3

(Vallée et al., 2013). El SSE del 2013 estudiado por Segovia (2016) tuvo una magnitud de momento equivalente a Mw 6.3. Además, en esta misma zona un SSE ocurrió ocho meses antes del terremoto de Pedernales, que tuvo una duración de 2 meses e involucró 0.2 m de deslizamiento a ~ 55 km de profundidad y una magnitud de momento equivalente de Mw 6.7 (Rolandone et al., 2018). El terremoto de Pedernales desencadenó un SSE, tuvo lugar cerca de la fosa a una profundidad inferior a 10 km, con deslizamientos máximos de 0.4 a 0.8 m y magnitudes equivalentes de Mw 6.4 a 6.8. Este evento asísmico tuvo un período de 3 semanas (Rolandone et al., 2018).

Zona de Punta Galera-Mompiche

En PGMZ, ocho enjambres sísmicos han sido registrados, los cuales ocurrieron en: julio 1995, junio 1996, diciembre 1998, febrero – abril 2000, enero 2002, enero 2006, diciembre 2007, diciembre 2011 – enero 2012 y noviembre 2013 – febrero 2014 (Figura 3.9a-d), y fueron caracterizados como sismos de magnitud moderada a baja (Segovia, 2016; Vaca et al., 2018). La primera estación GPS se instaló en Esmeraldas en el 2007, documentando por primera vez la ocurrencia de un evento de deslizamiento lento en Ecuador. Este SSE inició en octubre de 2007 y se prolongó hasta marzo de 2008, se localizó alrededor del epicentro del mega-terremoto de 1906, y hubo un desplazamiento horizontal de 13 milímetros hacia el oeste registrado en la estación GPS Esmeraldas (ESMR) (Figura 3.10), dirección, que es opuesta al vector de velocidad intersísmica. Dentro de este período se registró un enjambre sísmico en diciembre de 2007 con una magnitud de momento equivalente Mw 5.4 (Figura 3.9b) (Mothes et al., 2013; Vaca et al., 2018). Posteriormente, entre diciembre de 2011 a enero de 2012, se registró un enjambre sísmico, que tuvo una magnitud de momento equivalente Mw 4.1. El desplazamiento observado dentro de este período en la estación de Esmeraldas se encuentra muy cerca del ruido de base, por lo que no es fácil corroborar la presencia de un SSE, además que no presentó señales “transitorias” convincentes en otras estaciones (Figura 3.9c). Para el 2013-2014 se detectó un sismo lento, con una duración de seis semanas, el cual estuvo asociado a un enjambre sísmico con un momento acumulado equivalente a Mw ~ 4.3 , que ocurrió entre diciembre de 2013 y enero de 2014 (Figura 3.9d). La magnitud de momento equivalente relajada asísmicamente se estimó en Mw ~ 6.3 (Vaca et al., 2018).

Posterior al terremoto de Pedernales, las series de tiempo de GPS revelaron que se produjo un *afterslip* (deslizamiento asísmico) en dos patches separados de $\sim 50 \times 50$ km², ubicados

al norte (PGMZ) y al sur (Isla de la Plata) de la zona de ruptura del terremoto. Este *afterslip* con un registro de 30 días, presentó un desplazamiento de 0.7 m y 0.4 m a 1.0 m para los patches norte y sur, con magnitudes equivalentes de Mw 7.1 y 7.0, respectivamente. Durante este mismo período, también ocurrieron réplicas en estas áreas, registradas por la red sísmica del Instituto Geofísico (Figura 3.11 (Rolandone et al., 2018)).

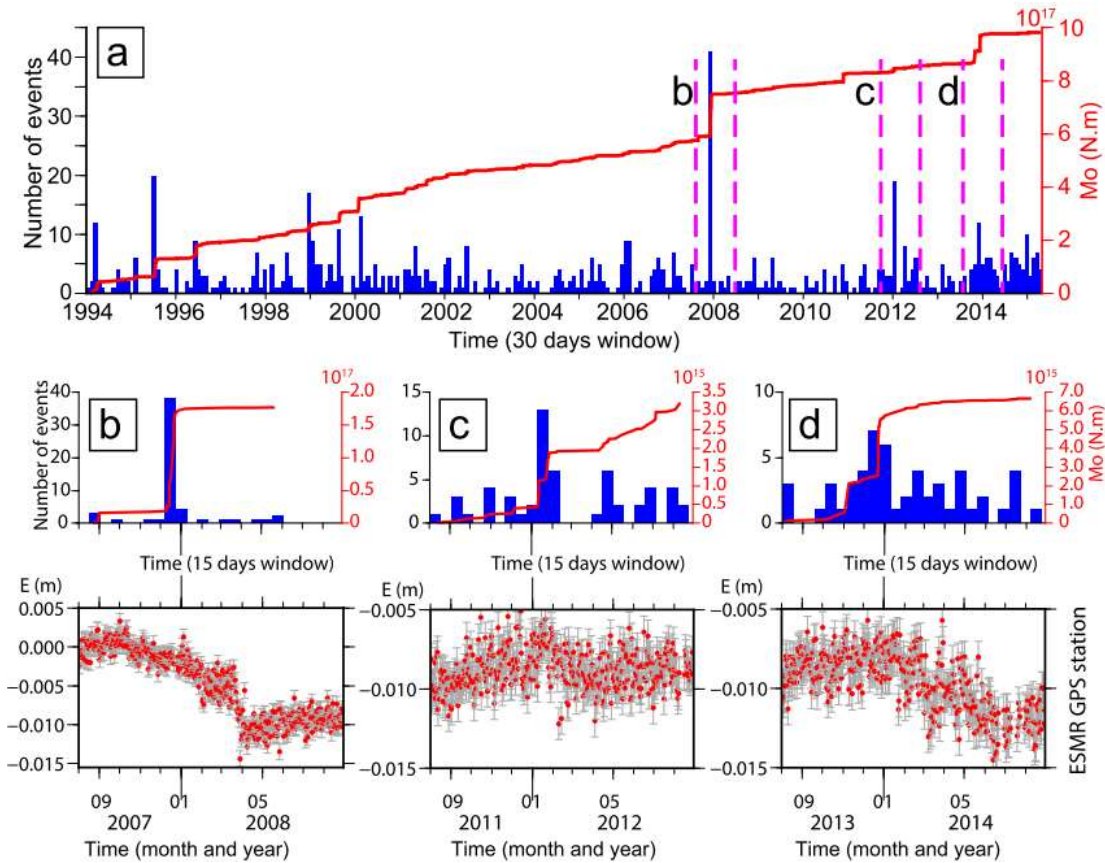


Figura 3.9: a) Número de eventos por mes (barras azules) y liberación de momento acumulado asociado (línea roja) para el período comprendido entre enero de 1994 y abril de 2015 (catálogo nacional IG-EPN). b) Zoom sobre el enjambre sísmico de diciembre de 2007. Arriba: número de eventos (ventana de 15 días) y momento sísmico acumulado durante la secuencia; parte inferior: desplazamiento hacia el este registrado por la estación de GPS del ESMR en el mismo período de tiempo. c) y d) Igual que b) para los enjambres sísmicos de diciembre de 2011 a enero de 2012 y noviembre de 2013 a febrero de 2014, respectivamente. Tomado de Vaca et al. (2018).

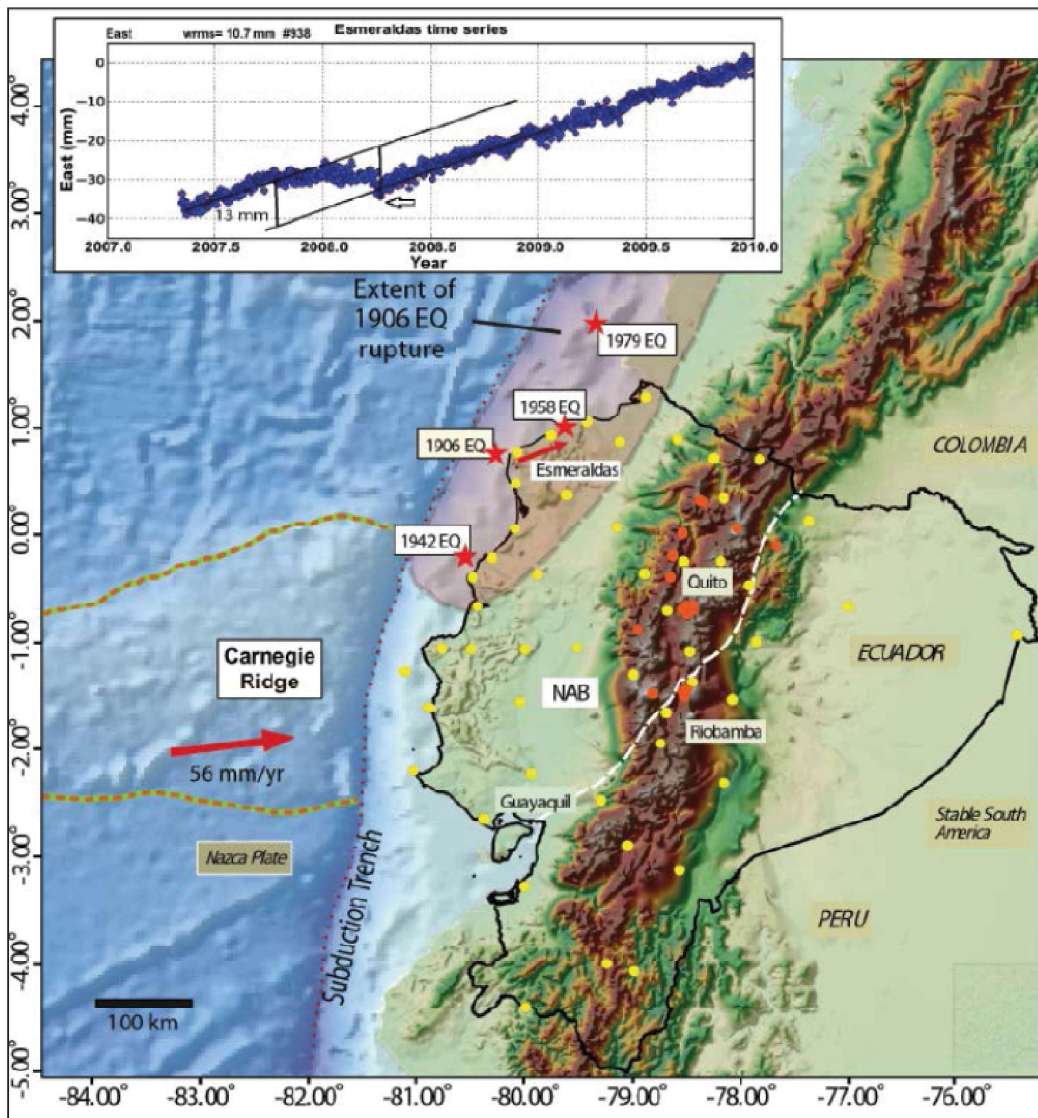


Figura 3.10: Mapa de ubicación de las estaciones continuas de GPS (CGPS) (puntos amarillos: monitoreo tectónico y puntos naranjas: monitoreo volcánico). Límite del Sliver Norandino en Ecuador (delimitado por la línea blanca), hipocentros de los principales terremotos de subducción (estrellas rojas). El gráfico del recuadro muestra la serie temporal de la estación continua Esmeraldas, donde se resalta con líneas negras el SSE del 2008. La pequeña fecha roja ubicada en Esmeraldas representa la velocidad de la estación (19 mm/año) en dirección N70°E con respecto a la placa Sudamericana estable. Tomado de Mothes et al. (2013).

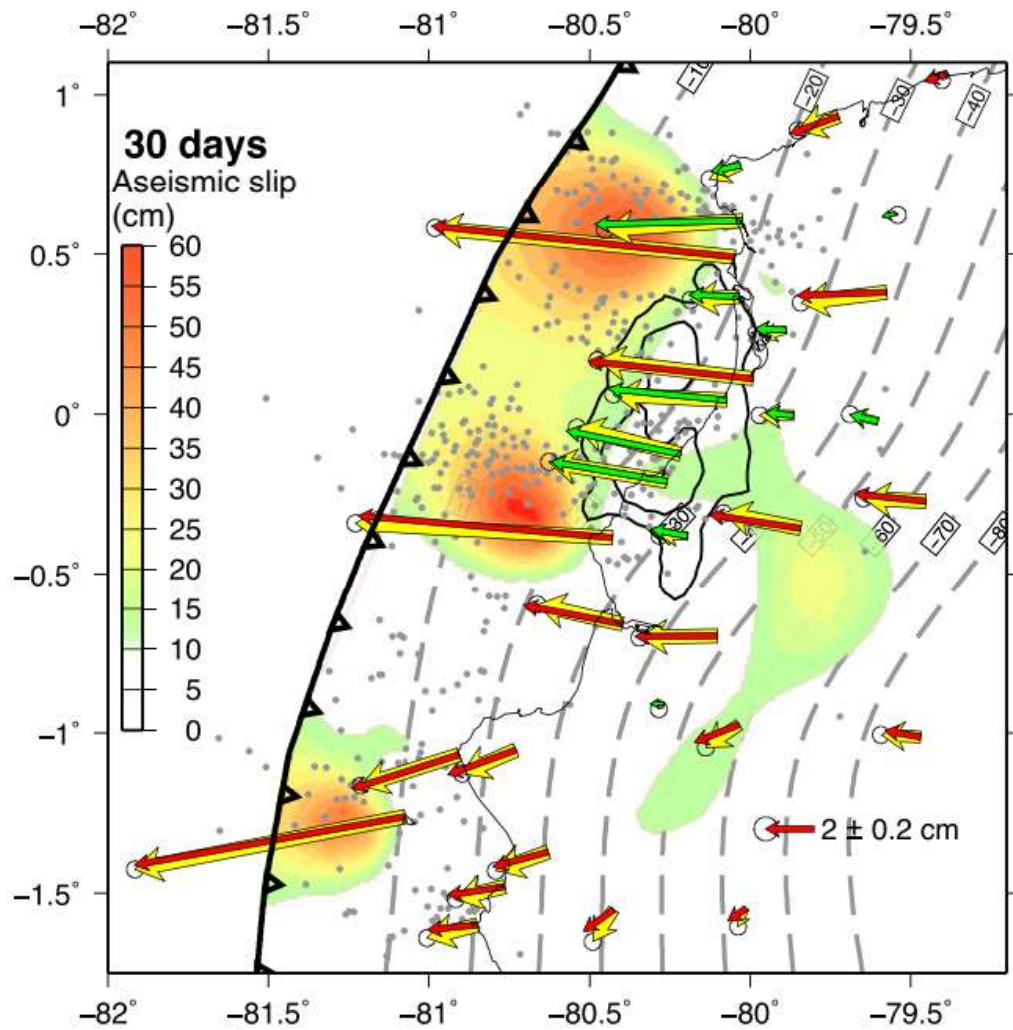


Figura 3.11: *Afterslip* acumulado 30 días después del terremoto de Pedernales. Las flechas amarillas representan el desplazamiento después del terremoto. Las flechas rojas y verdes representan los desplazamientos del modelo predicho para los sitios de CGPS registrados desde el sismo principal e instalados posterior al terremoto de Pedernales, respectivamente. Los contornos de líneas negras representan el deslizamiento cosísmico del terremoto de Pedernales. Los puntos grises son las réplicas ($M_w > 3.5$) del catálogo del IG-EPN. Las líneas discontinuas grises representan los contornos de profundidad de la interfaz cada 10 km (Hayes et al., 2012). Tomado de Rolandone et al. (2018).

4. METODOLOGÍA Y RESULTADOS

4.1. Determinación de familias de eventos sísmicos (Correlación Cruzada)

4.1.1. Marco teórico y procedimiento

La correlación cruzada (CC) cuantifica el grado de interdependencia o similitud que existe entre dos funciones (Bendat y Piersol, 2011). Para este estudio se entiende, que se va a aplicar la metodología de CC sobre señales sísmicas. En años recientes, la correlación cruzada se ha convertido en una herramienta con un potencial importante en aplicaciones que ayuden al mejor entendimiento de los procesos sísmicos. Entre las aplicaciones se cuenta: una mayor detectividad de eventos de baja magnitud, localización, *clusterización* e identificación y caracterización de procesos en la fuente. El grado de similitud viene dado por el coeficiente de correlación, definido a través de la siguiente ecuación:

$$r = \frac{\sum(x_i - \bar{x}_i)(x_j - \bar{x}_j)}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x}_i)^2} \sqrt{\sum(x_j - \bar{x}_j)^2}}$$

Ecuación 4.1

Donde, r es el coeficiente de correlación y varía entre -1 y 1. Un valor de $r = -1$ indica que las señales tienen una correlación negativa perfecta, un valor de $r = 0$ indica que la correlación es nula o que las señales son totalmente independientes y si $r = 1$ la correlación es positiva perfecta; x_i y x_j son las señales i -ésima y j -ésima que se comparan y tienen el mismo número de muestras.

La comparación entre las diferentes señales permite obtener una matriz (matriz de correlación) que muestra el valor de similitud entre los pares de señales comparados. Ya que r entre i y j es igual a r entre j e i , solo se debe analizar la parte superior o inferior de la diagonal de la matriz.

$$\begin{bmatrix} 1 & r_{12} & \cdots & r_{1p} \\ r_{21} & 1 & \cdots & r_{2p} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{p1} & r_{p2} & \cdots & 1 \end{bmatrix}$$

Ecuación 4.2

Si r_{ij} es mayor o igual que un umbral (t) definido, entonces las señales x_i y x_j son consideradas similares.

En este estudio, de manera más específica, las técnicas de CC han provisto de una forma eficiente de rastrear eventos con fuentes similares y de manera general hacer una clasificación de la sismicidad (Everitt et al., 2011). La CC permite la comparación de formas de onda de los terremotos para detectar eventos que comparten un origen (localización y mecanismo de ruptura) similar. Las formas de onda similares se han clasificado en grupos, mismos se denominan “familias”.

4.1.2. Tratamiento de los datos

Para la definición de las diferentes familias en base a la metodología de CC, se siguió los siguientes pasos (Figura 4.1):

a) Extracción de formas de onda

- Se define la zona de estudio entre las latitudes 0.3°N y 1. 2°N, y las longitudes 80.4°W y 79.7°W. Para esta zona se extrae las soluciones de localización para el período comprendido entre enero del 2016 y diciembre del 2018, reportados por el IG-EPN.
- En base al tiempo de origen se corta ventanas de formas de onda de una duración conveniente (180 segundos) de las formas de onda en continuo registradas en la estación sísmica OTAV, de la red sísmica IU-IRIS (www.ds.iris.edu/mda/IU/OTAV).

b) Generación de familias y *templates* (patrones)

- Se aplica un proceso de correlación, a todos los pares de todas las formas de onda extraídas. En este proceso las señales son filtradas con un pasa-banda de frecuencias adecuada, sobre una sub-ventana con una cantidad de señal suficiente.

- Se obtiene la matriz con los valores de coeficientes de correlación para todos los pares posibles de las señales.
- A partir de la matriz se extraen los grupos (familias) de eventos que sobrepasan un umbral de correlación. Para este caso, se conservan únicamente familias constituidas con tres (3) o más eventos.
- Para cada familia se aplica un proceso de *stacking* y se obtiene patrones representativos de cada familia.

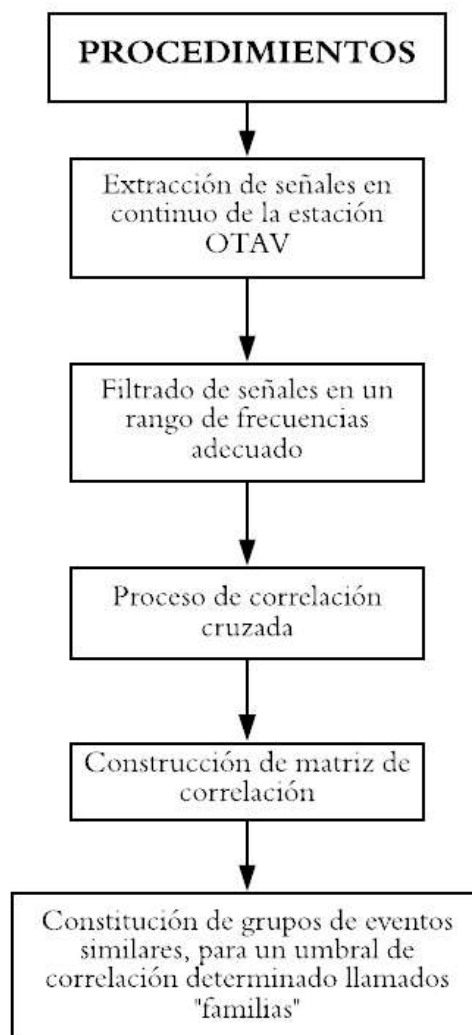


Figura 4.1: Procedimiento para la generación de familias de eventos.

c) Búsqueda exhaustiva de eventos (de las familias) en las señales continuas

- En este proceso denominado “escaneo”, cada patrón se mueve a lo largo de las se-

ñales diarias continuas, en busca de señales similares, usando el método de CC. Este paso permite extraer señales pertenecientes a una determinada familia y que no fueron identificadas en la primera fase.

Nota: La estación sísmica OTAV, fue instalada a inicios del 2000 por el Consorcio IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology), cerca de la ciudad de Otavalo. Esta estación forma parte de la red mundial y está compuesta por sensores de banda ancha y un acelerógrafo (www.ds.iris.edu/mda/IU/OTAV). Según Vaca et al. (2018), a pesar de que OTAV está a aproximadamente 200 km de PGMZ, las características de instalación de esta aseguran una baja relación de señal sobre ruido (s/n), obteniéndose registros claros de señales provenientes de PGMZ, aún para bajas magnitudes.

4.1.3. Implementación práctica para la identificación de familias

La identificación de familias se la realizó usando un algoritmo de CC similar al descrito en trabajos previos como Battaglia et al. (2003), Vallée et al. (2013) y Vaca et al. (2018). Los eventos fueron extraídos de los sismogramas de la componente vertical de la estación sísmica de banda ancha OTAV (OTAV.10.BHZ a 40 muestras por segundo, sps), para el período entre 2016 y 2018. Para este trabajo la determinación de familias con origen en PGMZ, para el período mencionado, se la realizó en dos etapas: 1) Utilización de patrones previamente (paso c de la sección 4.2.1) determinados por Vaca et al. (2018) y 2) identificación de familias no definidas previamente (pasos a-c de la sección 4.2.1).

Utilización de patrones previamente determinados

En una **primera fase** se utilizó 15 patrones (e.g., Figura 4.2), los cuales fueron construidos previo al terremoto de Pedernales del 2016 (Vaca et al., 2018), abarcando el período comprendido entre 2002 a 2015. Estas mismas señales se usaron para escanear sobre las señales en continuo de la estación OTAV (Figura 4.3), en busca de señales similares a la de las familias ya identificadas. En esta fase se utilizó un umbral de correlación entre 0.5-0.6 y en un rango de frecuencia entre 1-2 Hz, obteniéndose señales que luego son corroboradas visualmente para descartar aquellas que no corresponden a los eventos buscados (e.g. pulsos, ruido). Finalmente, con 12 de los 15 patrones se generaron nuevas familias (Figura 4.4) que incluyen entre 2 y 36 elementos (Anexo I).

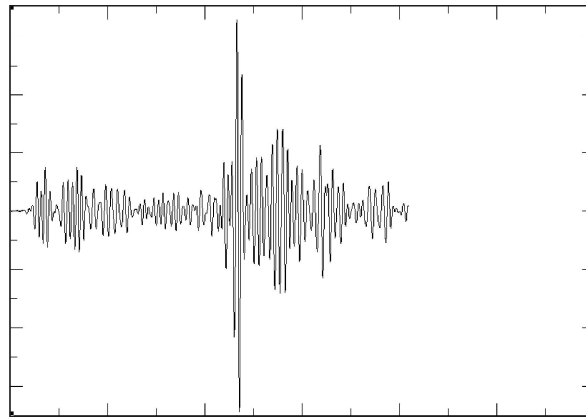


Figura 4.2: Ejemplo de un patrón obtenido previo al terremoto de Pedernales de 2016 por Vaca et al. (2018).

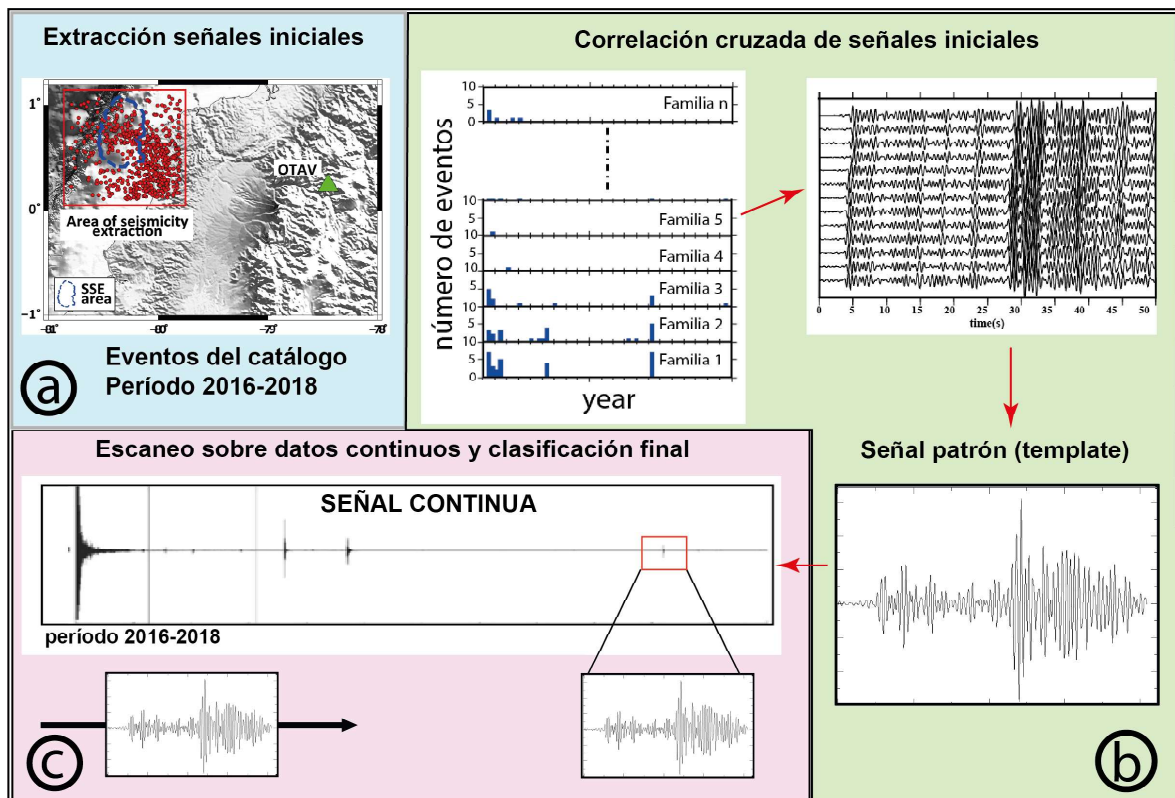


Figura 4.3: Ilustración del escaneo del patrón en una señal continua para encontrar nuevos eventos similares. a), b) y c) indican los pasos descritos en el texto.

En una **segunda fase** se extrajeron las réplicas con origen en PGMZ detectadas en la estación sísmica OTAV, para el período 2016-2018. Después, manualmente se definió el arribo de la fase "P", los mismos que se usaron de base para el corte de las ventanas de las señales. Se extrajo formas de onda con 40 segundos previos al arribo de la onda "P" y con una duración total de 120 segundos. Se comparó los eventos entre sí por correlación, imponiendo un umbral de coherencia de 0.90, para un rango de frecuencia 1-2 Hz. Durante

este paso se obtuvo 47 familias (con 2 a 23 elementos c/u) y mediante *stacking*, es decir, mediante un proceso en que formas de onda similares se solapan entre sí, para obtener una señal representativa y más limpia de ruido, a la que se denomina *template* o patrón. Con este proceso, se obtuvo 16 nuevos patrones (solo se toma en cuenta las familias con tres o más elementos), con los cuales se realizó un procedimiento similar al descrito en la primera fase.

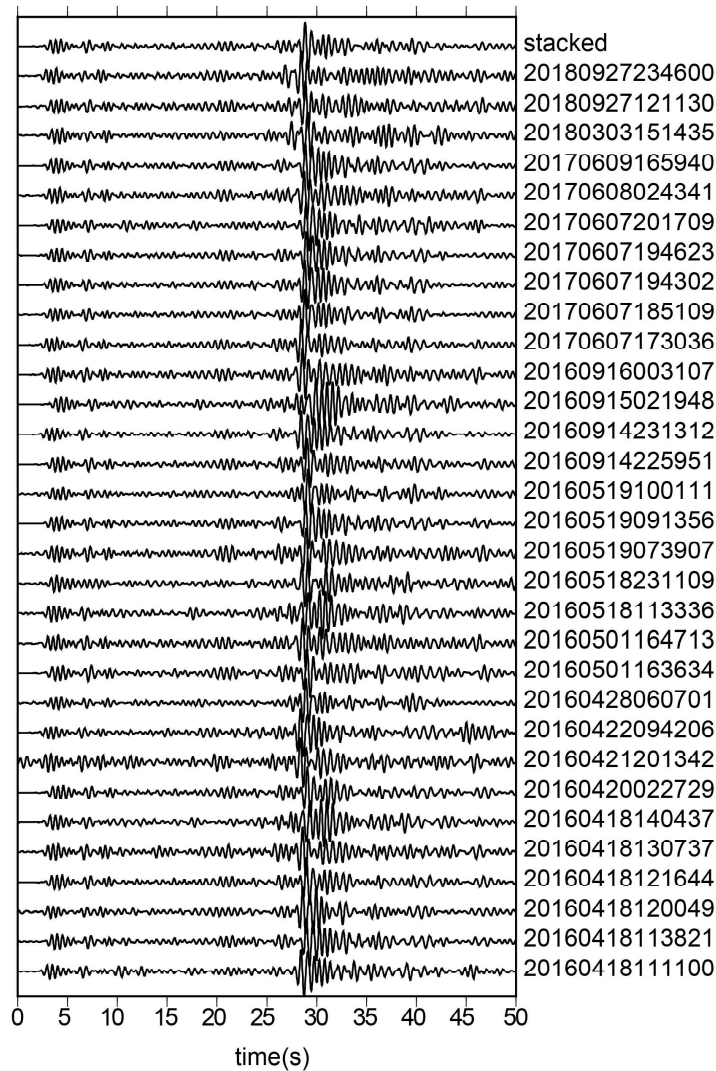


Figura 4.4: Ejemplo de una familia con eventos similares detectados mediante correlación cruzada. La primera onda representa el *stack* (patrón usado en la búsqueda). La fecha de cada evento está a la derecha (año, mes, día, hora, minuto, segundo).

Como resultado se obtuvieron 28 familias en total; 12 de la primera fase y 16 de la segunda fase (Anexo I). A partir de los eventos encontrados se generaron histogramas de recurrencia para determinar su distribución temporal. En la figura 4.5, el primer recuadro representa el histograma total, que resulta de la suma mensual de eventos detectados en el proceso de

escaneo. Los resultados muestran una activación sincrónica en abril de 2016 (debido a las réplicas del terremoto de Pedernales) y en junio de 2017 que representa un enjambre sísmico con origen en PGMZ.

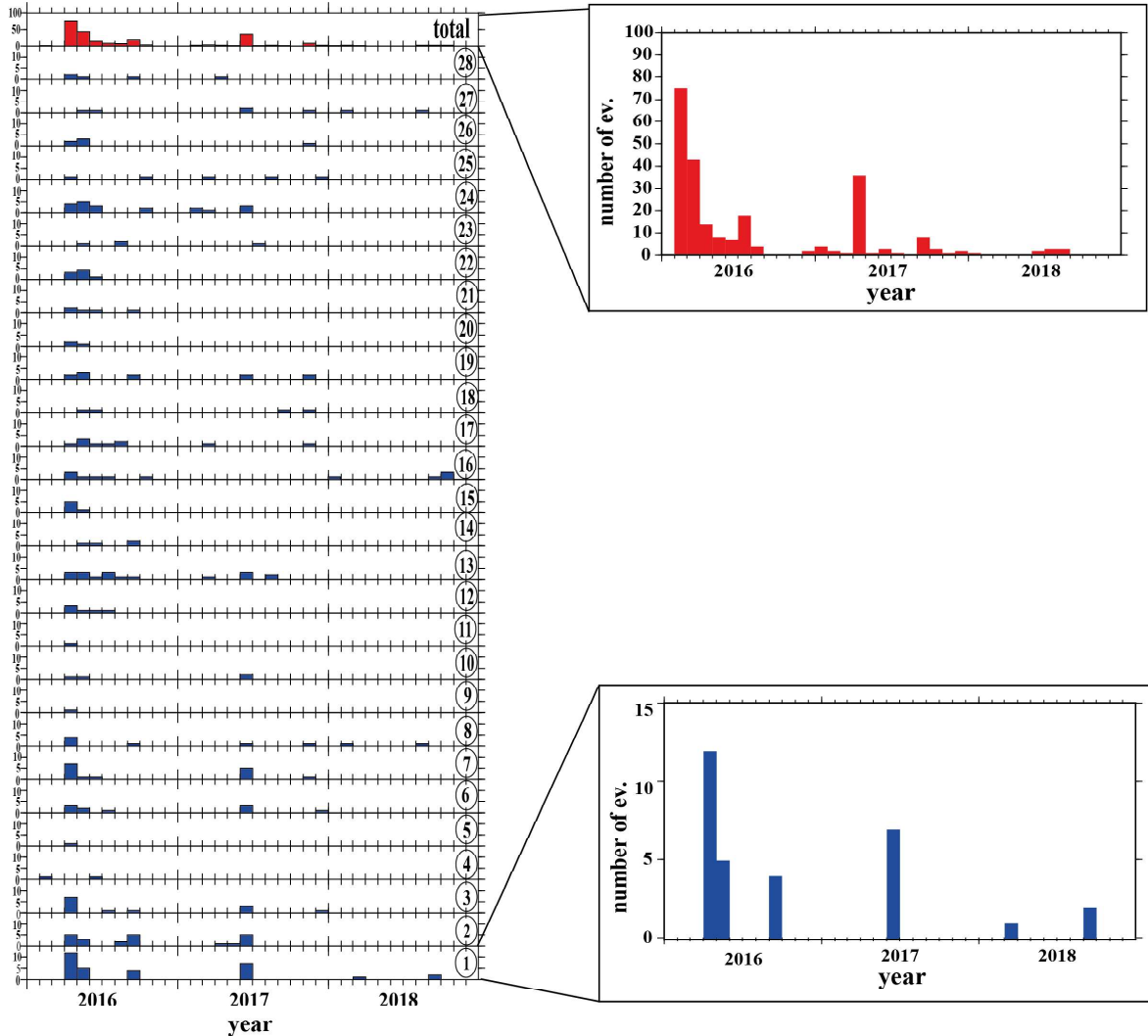


Figura 4.5: Histograma de activación de cada familia e histograma total (primera fila).

4.2. Localización

4.2.1. Marco teórico

Ondas sísmicas

Cuando se produce un terremoto, se genera diferentes tipos de ondas. Estas pueden dividirse en dos clases principales: 1) ondas de cuerpo y 2) ondas de superficie. Las ondas de cuerpo a su vez se subdividen en ondas primarias (P) y secundarias (S) y las de superficie

en ondas Love y Rayleigh (Caturla y Palacios, 2001). A continuación, dentro de este trabajo se describen únicamente, las características concernientes a las ondas de cuerpo.

Las **ondas primarias u ondas P** poseen una mayor velocidad de propagación y son las “primeras” en llegar a la superficie de la Tierra y de ahí su nombre. Estas ondas se caracterizan por ser longitudinales, esto quiere decir que, las partículas del medio se mueven en el mismo sentido en el que se propaga la onda, es decir, el medio se comprime y se dilata con el paso de la onda (Figura 4.6). Por lo general viajan a una velocidad ~ 1.73 veces la de las ondas S (Espíndola, 1994; Caturla y Palacios, 2001).



Figura 4.6: La onda P al propagarse dilata y comprime el material por el cual atraviesa. Tomado de Caturla y Palacios (2001).

Ondas secundarias u Ondas S son el segundo tipo de ondas en aparecer en los registros del sismógrafo. Son ondas transversales o de cizallamiento, en donde las partículas se mueven en dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda (Figura 4.7). Estas ondas sólo pueden propagarse en medios sólidos debido a que los líquidos no soportan esfuerzos de corte. Por lo general tiene mayor amplitud que la onda P (Espíndola, 1994; Caturla y Palacios, 2001).



Figura 4.7: El movimiento de la partícula es perpendicular a la dirección de propagación de la onda S. Tomado de Caturla y Palacios (2001).

Las diferencias de velocidades y distancias de las estaciones sísmicas, respecto del hipocentro o foco sísmico, implican que se tendrá diferentes tiempos de arribo (observaciones) a las estaciones de monitoreo, esta información es esencial para el cálculo de la localización del origen de un terremoto.

4.2.2. Métodos de localización

La localización de un sismo se define conociendo las coordenadas de su hipocentro y la hora de origen del evento, es decir la posición temporal y espacial del lugar donde ocurrió la fractura (Buffoni et al., 2009).

Los métodos numéricos para la localización hipocentral empezaron a desarrollarse a partir de Geiger y Inglada en 1919 y 1926, respectivamente. Sin embargo, no fue sino hasta la aparición de las computadoras que comenzaron a desarrollarse de manera amplia. En la actualidad hay numerosos algoritmos que se utilizan para el cálculo de la localización de eventos, y la mayoría se basan en un ajuste de mínimos cuadrados de los tiempos de llegada (Caturla y Palacios, 2001), que se obtienen del reconocimiento de los tiempos de arribo de las diferentes fases a las estaciones sísmicas.

El problema de la localización del hipocentro de un sismo se da en un espacio de 4 dimensiones. La ubicación espacial se plantea como un sistema de coordenadas cartesianas X , Y , Z y la ubicación temporal T del tiempo de origen. Además de los datos de los tiempos de arribo de las diferentes fases a las estaciones, otros parámetros son importantes, siendo estos los que describen el modelo de velocidades y las coordenadas de las estaciones sísmicas (conocidas). Los parámetros desconocidos del problema son las coordenadas espacio-temporales del foco X , Y , Z y T (Sambridge y Kennett, 2001).

En la localización suelen aparecer problemas y para su solución, se ha desarrollado diferentes algoritmos; los mismos que son modificados dependiendo de los supuestos con respecto a la naturaleza de la incertidumbre que se tiene del modelo de velocidades, de las observaciones y las técnicas de inversión (Sambridge y Kennett, 2001). Estos algoritmos se clasifican de la siguiente manera:

- **Estimación no lineal mediante mínimos cuadrados:** El método Gauss-Newton fue introducido al problema de localización hipocentral en 1912 por Geiger para la implementación de su algoritmo. Este método usa una aproximación lineal iterativa al problema no lineal, mediante la aplicación de mínimos cuadrados ponderados, minimizando la suma de cuadrados de los residuales entre los tiempos de arribo observados y los tiempos de arribo calculados para un grupo de estaciones (Lee y Stewart, 1981).
- **Localización probabilística:** se refiere a la formulación y solución del problema me-

dian­te el uso de estadística bayesiana, que se usa para modificar el grado de conocimiento con respecto a los resultados de un fenómeno al tenerse nueva información (Canavos et al., 1988; Mendenhall et al., 1997).

El proceso de localización requiere la evaluación de los tiempos de viaje de una onda sísmica mediante un modelo de la estructura de la Tierra. Los sismos son localizados con modelos de velocidad simplificados, es decir solo con información limitada de la estructura real. Es usual que los modelos de velocidad asuman capas horizontales, esto se debe al poco conocimiento que hay sobre las velocidades del medio por donde se transmiten las ondas sísmicas y a lo difícil que es trazar rayos sísmicos en un medio heterogéneo (Vera, 2003).

La precisión en la localización depende del uso de modelos de velocidades apropiados y de la exactitud de las lecturas de los tiempos de arribo de las diferentes ondas. A partir de estos datos y como ya se mencionó previamente, junto con la ubicación de las estaciones sísmicas se pueden obtener una solución, por ejemplo, a partir de métodos de inversión (Crosson, 1976; Thurber, 1992; Kissling et al., 1994).

4.2.3. Base de datos utilizada

Los sismos de PGMZ utilizados para la relocalización fueron tomados de la base de datos (formas de onda y de localizaciones) de sismos que mantiene el Instituto Geofísico a través de la Red Nacional de Sismógrafos (RENSIG), para el período 2016-2018.

En este trabajo se priorizó eventos que muestren arribos de fases claros, por lo cual se escogió sismos con magnitudes entre M_L 2.2 y 4.7, los cuales permitieron un reconocimiento adecuado de los tiempos de arribo de la fases.

4.2.4. Localización mediante SeisComp3

La localización hipocentral de los eventos pertenecientes a las familias fue realizada mediante el software SeisComp3 (SC3), el cual fue desarrollado por GEOFON de Helmholtz Center Potsdam (Alemania). Es un software de adquisición, procesamiento, distribución y análisis interactivo de datos sísmicos. Además, permite la gestión de datos sísmicos en tiempo real a través de la red (Pérez, 2016). SeisComp3 tiene una serie de módulos que se ejecutan de manera independiente y se comunican entre sí (Pérez, 2016). En este caso se utilizó el módulo “scolv” que es una herramienta interactiva (<https://www.seiscomp3.org/>),

en el cual se puede realizar una revisión manual de un evento, es decir, un proceso de “repicado de fases” sobre el sismograma, para posteriormente realizar un recalcu del hipocentro. Para la relocalización, se usó el algoritmo LOCSAT que usa un método no lineal (Jordan y Sverdrup, 1981; Bratt y Bache, 1988) con el modelo de velocidad 1-D mundial IASP91 (Kennett y Engdahl, 1991).

Los eventos fueron repicados, obteniéndose un reconocimiento de fases más preciso. Un parámetro de importancia que permite cuantificar la calidad de la localización es el “error medio cuadrático (RMS, por sus siglas en inglés *Root Mean Square*)” (Ecuación 4.3). Mientras menor sea el RMS y se realice la mayor cantidad de lecturas de ondas P y S, se puede considerar que la solución de localización es más confiable (Pérez, 2016; Venerdini et al., 2016). En este estudio se tomó en cuenta eventos con un $RMS < 1.0$ s.

$$RMS = \sqrt{\sum [W \cdot (t_{obs} - t_{cal})]^2}$$

Ecuación 4.3

En la ecuación 4.3 W es un peso o incertidumbre asignado al tiempo observado en una estación y, $t_{obs} - t_{cal}$ es la diferencia entre el tiempo observado y el tiempo calculado (teórico) a esa estación.

La localización obtenida proporciona los parámetros básicos de un evento: hipocentros (X , Y , Z), tiempo de origen y el cálculo de una o varios tipos de magnitudes.

En este estudio se extrajeron eventos correspondientes a PGMZ y que están incluidos dentro de las familias identificadas, bajo este criterio se relocalizaron 168 eventos, entre el 2016 y 2018, obteniéndose una media de RMS de 0.633.

La figura 4.8 muestra un ejemplo del “picado” de la llegada de las ondas P y S de un evento perteneciente al enjambre sísmico identificado en junio de 2017.

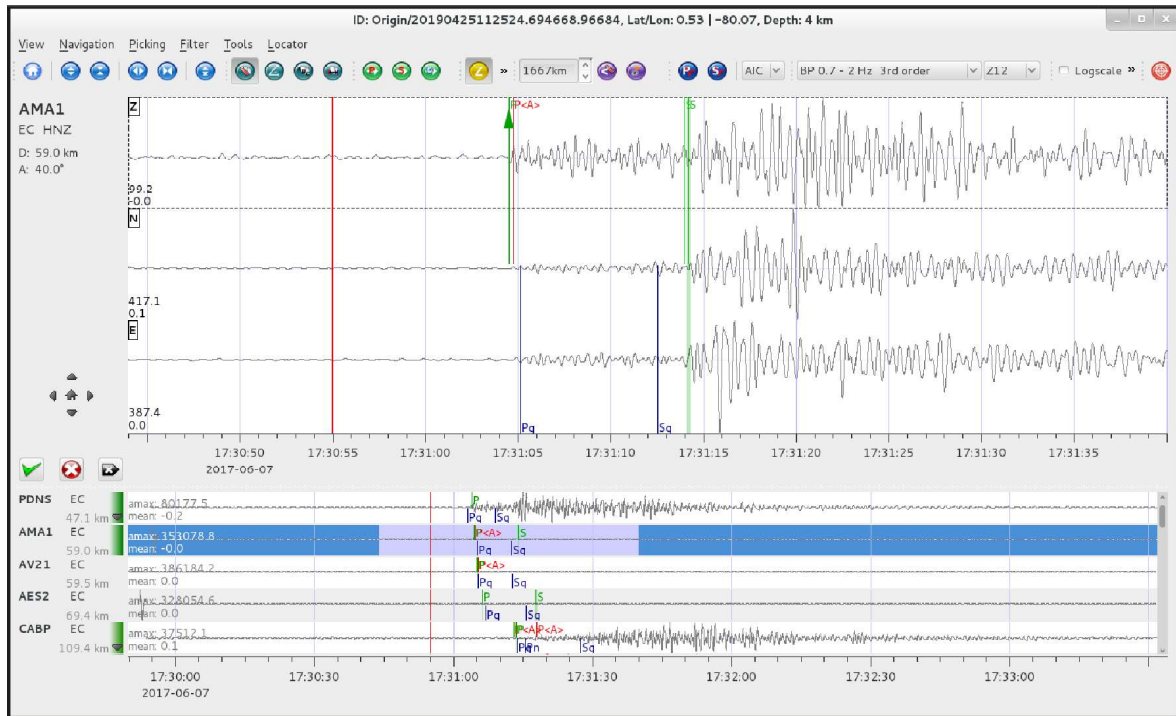


Figura 4.8: Arribo de las ondas P y S para un sismo del enjambre de junio de 2017. Software: SeisComp3.

4.2.5. Relocalización mediante HypoDD

HypoDD es un programa para la relocalización de sismos mediante el algoritmo de doble diferencia (DD) que está basado en el método de Geiger. En este algoritmo se toma en cuenta la determinación del tiempo de retardo de una misma fase (P, S) de dos sismos diferentes (relativamente cercanos) registrados en una misma estación. Es aplicable a los catálogos de sismos existentes y/o datos de formas de onda digital, tal como lo proporciona cualquier red sísmica (Waldhauser y Ellsworth, 2000).

La precisión de la localización absoluta del hipocentro depende de varios aspectos, que incluye la geometría de la red, las fases disponibles, la correcta lectura de los tiempos de arribo y el conocimiento de la estructura de la corteza (Pavlis, 1986; Gomberg et al., 1990).

La ventaja de esta técnica es que, si la separación entre dos hipocentros es muy pequeña en comparación con la distancia a las estaciones, la trayectoria de los rayos para ambos eventos a una misma estación es muy similar, por lo tanto, la diferencia entre los tiempos de llegada para ambos eventos es pequeña y la separación entre los dos puede calcularse con una gran precisión (Fréchet, 1985; Got et al., 1994).

HypoDD calcula los tiempos de viaje en un modelo de velocidad en capas horizontales para los hipocentros en la estación donde se registró la fase. Los residuos entre diferencias observadas y teóricas de tiempo de viaje (o DD) para pares de sismos en cada estación son optimizados por mínimos cuadrados, de manera iterativa (Waldhauser, 2001).

El proceso de cálculo con HypoDD se divide en dos partes. En la primera parte el programa *ph2t*, realiza la identificación de pares y conexiones entre pares de eventos (agrupación o *clusters*). En la segunda parte se localizan los eventos con el programa HypoDD (Waldhauser, 2001).

Mediante el catálogo de eventos localizados inicialmente en SeisComP3 (168 eventos) se llevó a cabo las relocalizaciones, HypoDD, aplicado a dos modelos de velocidad: IASP91, sintetizado en tres capas (Tabla 4.1) y un modelo obtenido por Macquet (2011) (Tabla 4.2), que comprende 4 capas y que fue obtenido específicamente para el área de estudio.

Para el primer caso, se utilizaron los 168 eventos relocalizados con el software SeisComP3 con el máximo número posible de estaciones (estaciones disponibles y que disponen de lecturas) y el modelo de velocidad IASP91. Para este caso se obtuvo 118 soluciones con una media de RMS de 0.270.

Para el segundo caso y para efectos comparativos usando lecturas similares, se restringe el área de influencia de los modelos IASP91 y Macquet (2011) entre las coordenadas, 0.1°S , 1.5°N y 80.2°W , 78.1°W , esto implica una reducción del número de estaciones hasta un número de 21. Para el modelo IASP91 se obtuvo 43 soluciones con RMS promedio de 0.119, y para las soluciones obtenidas con modelo de Macquet (2011), se obtiene 50 soluciones con una media 0.124 para el RMS.

El número de sismos relocalizados es menor al número de sismos de entrada, debido a que tras cada iteración de HypoDD, algunos sismos son descartados al superar ciertos valores definidos en la parametrización de entrada establecidos en *ph2dt* e HypoDD. HypoDD descarta la relocalización de aquellos sismos que tienen una distancia superior a una clusterización, debido a que no se puede realizar una localización relativa entre ellos, convirtiéndose en un "filtro inicial", eliminando sismos que no pueden asociarse a un grupo particular.

Tabla 4.1: Modelo de velocidades IASP91 utilizado en la localización. Tomado de <http://www.iaspei.org/projects/projects.html>

Modelo de velocidad IASP91		
Profundidad (km)	Velocidad de la onda P (km/s)	Velocidad de la onda S (km/s)
0	5.80	3.36
20	6.50	3.75
35	8.04	4.47

Tabla 4.2: Modelo de velocidad Macquet. Modificado de Macquet (2011)

Modelo de velocidad Macquet (2011)		
Profundidad (km)	Velocidad de la onda P (km/s)	Velocidad de la onda S (km/s)
0	2.00	1.15
2	5.00	2.82
10	6.70	3.78
24	7.80	4.50

4.2.6. Comparación de los resultados de localización

Los resultados de localización obtenidos con los diferentes métodos y modelos (incluyendo los reportados por el IG-EPN) muestran diferentes tendencias, sin embargo de forma global todos presentan dos lineamientos perpendiculares a la fosa separados $\sim 35-40$ km, entre sí. Esta tendencia ha sido previamente evidenciada en trabajos como Font et al. (2013), Vaca et al. (2018) entre otros.

En la figura 4.9 las localizaciones, representadas con puntos azules, usando HypoDD, el modelo IASP91 y todas las estaciones posibles, tienden a concentrarse y presentan lineamientos mejor definidos, con epicentros menos dispersos, respecto a las soluciones obtenidas con LOCSAT de SC3 (puntos rojos). Además, se observa que las localizaciones tienen profundidades entre $\sim 0-20$ km, y las relocalizaciones entre $\sim 0-15$ km. Para este caso, en el cual se utilizó un modelo de velocidades regional, se nota que la profundidad no muestra ningún patrón claro.

Al igual que en el caso anterior, las localizaciones (puntos azules) con HypoDD usando los modelos IASP91 y Macquet (2011), que se observan en las figuras 4.10 y 4.11 respectiva-

mente, tienen una tendencia a concentrarse formando un lineamiento más definido respecto a las localizaciones obtenidas con el algoritmo LOCSAT. Adicionalmente, las soluciones presentan una tendencia a agruparse en pequeñas zonas (clusterizarse). Las profundidades de localización son de $\sim 0-15$ km, mientras que las profundidades de relocalización son entre $\sim 4-20$ km, para los modelos IASP91 y Macquet (2011), respectivamente, y se puede notar que los eventos tienden a profundizarse en dirección W-E. Las localizaciones para estos dos casos son bastante similares entre sí, este resultado sugiere una baja dependencia de los modelos de velocidad usados.

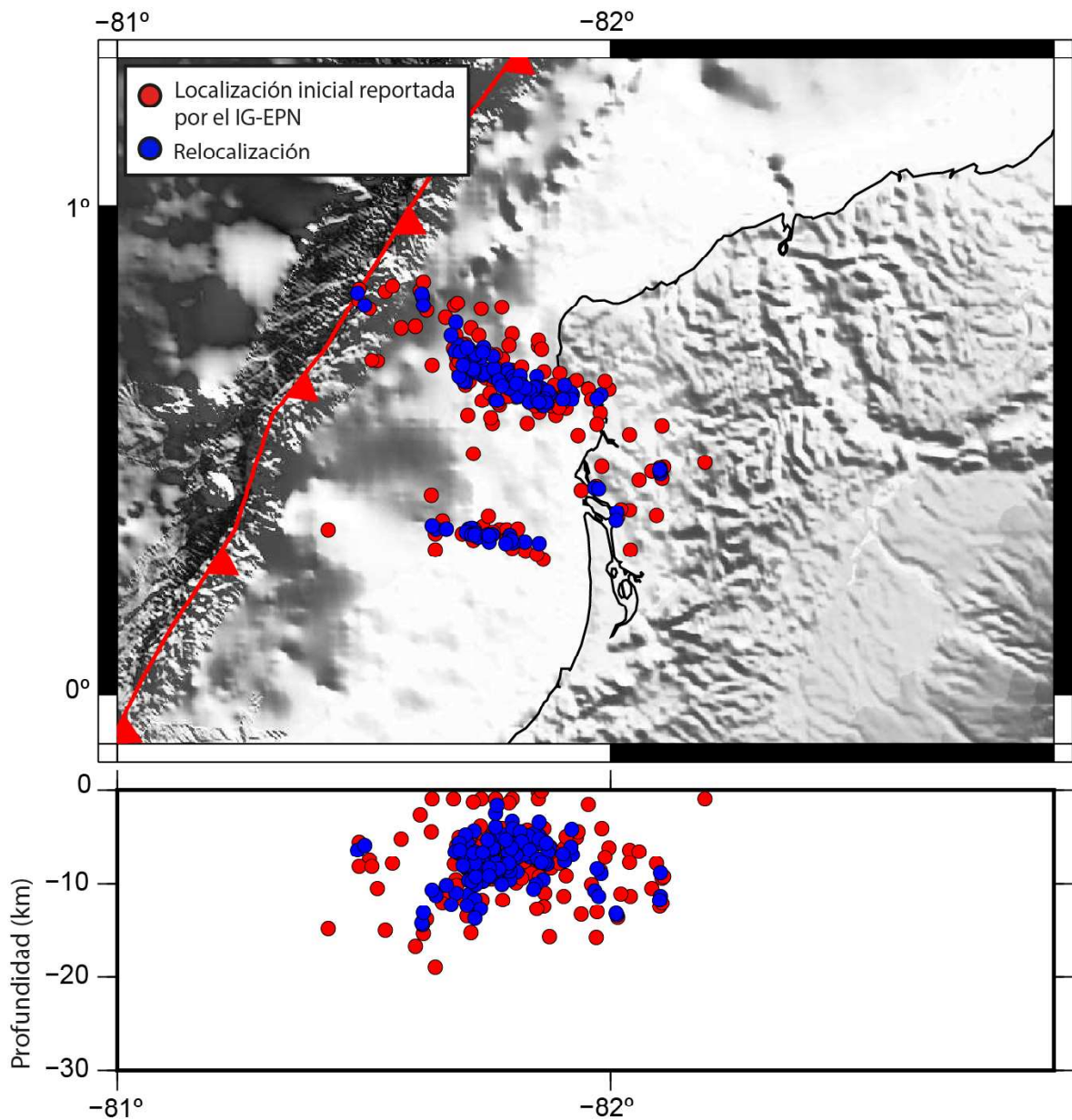


Figura 4.9: Mapa de relocalizaciones obtenidas con HypoDD para eventos ocurridos para el período 2016-2018, utilizando todas las estaciones de la región y el modelo de velocidad IASP91. Los puntos rojos representan las localizaciones iniciales (RENSIG-SC3) y los puntos azules representan las localizaciones obtenidas con HypoDD. El gráfico inferior es la proyección longitud vs profundidad.

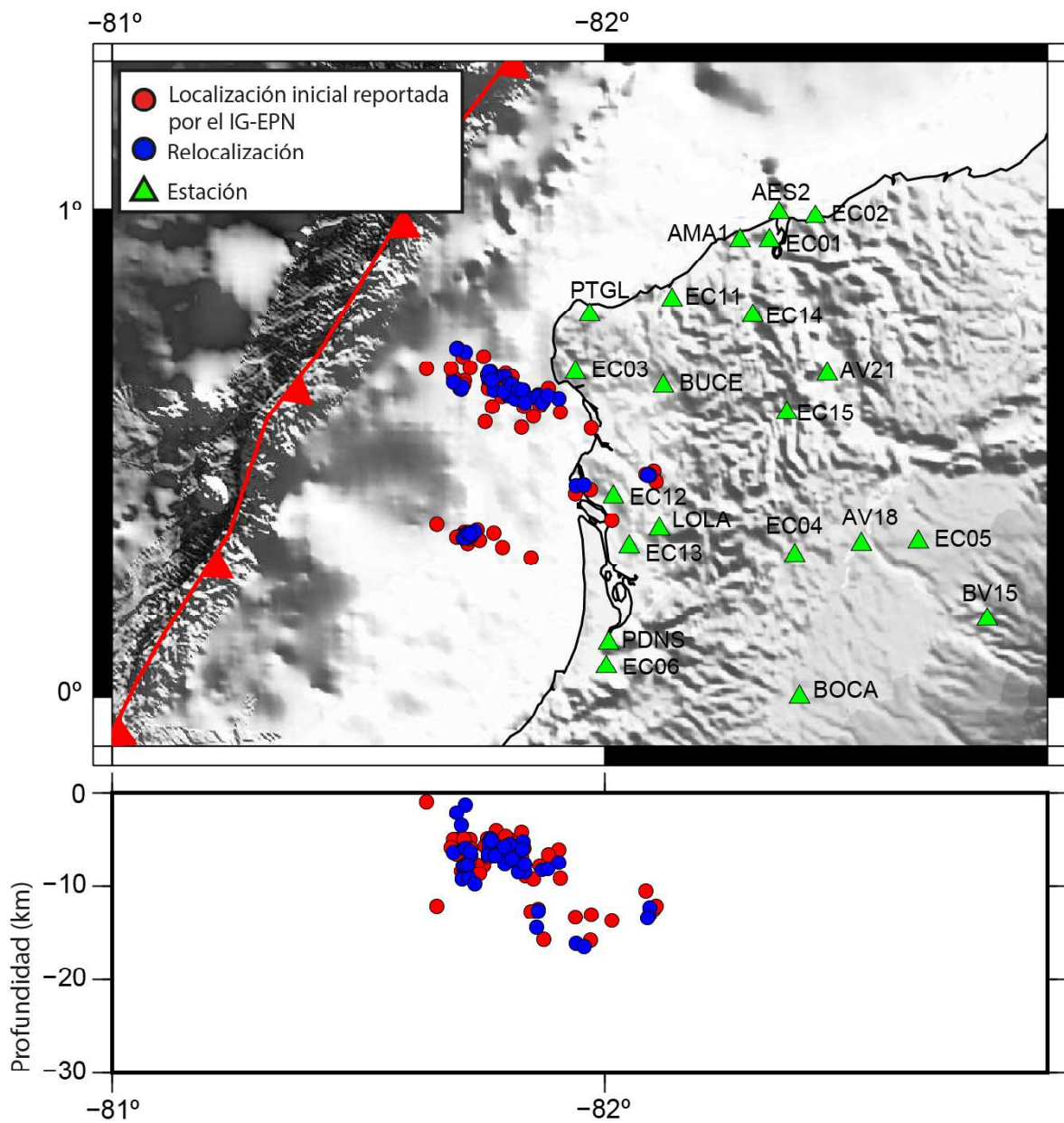


Figura 4.10: Mapa de relocalizaciones obtenidas con HypoDD para eventos ocurridos para el período 2016-2018, utilizando estaciones cercanas a la PGMZ y el modelo de velocidad IASP91. Los puntos rojos representan las localizaciones iniciales (RENSIG-SC3) y los puntos azules representan las localizaciones obtenidas con HypoDD. El gráfico inferior es la proyección longitud vs profundidad.

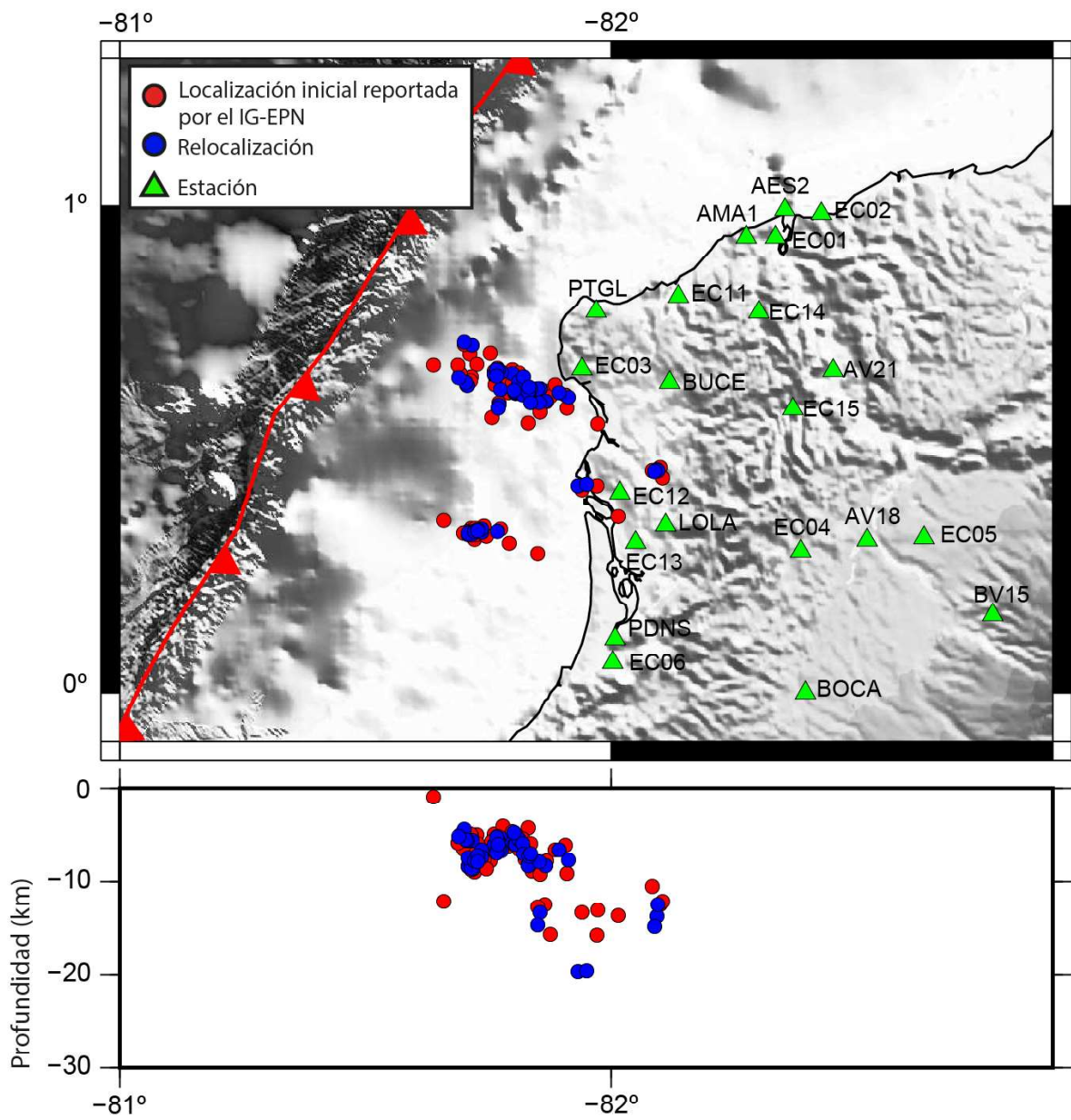


Figura 4.11: Mapa de relocalizaciones obtenidas con HypoDD para eventos ocurridos para el período 2016-2018, utilizando estaciones cercanas a la PGMZ y el modelo de velocidad de Macquet (2011). Los puntos rojos representan las localizaciones iniciales (RENSIG-SC3) y los puntos azules representan las localizaciones obtenidas con HypoDD. El gráfico inferior es la proyección longitud vs profundidad.

4.3. Mecanismos focales

4.4. Marco teórico

Los terremotos están asociados a deslizamientos en fracturas de la corteza. La geometría de la falla y el deslizamiento (al momento que ocurre un terremoto) pueden ser representados bidimensionalmente a través de los mecanismos de fractura, conocidos como mecanismos focales (MF) o “*beachball*”. Estos mecanismos focales son el resultado del análisis de observaciones extraídas de las formas de onda sísmicas registradas en varias estaciones, en forma de sismogramas. De manera específica, los MF dan la información de la dirección e inclinación de la falla y del vector del deslizamiento durante el terremoto (Cronin, 2010).

Las soluciones de los mecanismos focales son proyecciones estereográficas que muestran cuatro cuadrantes de signo alternativo, los cuales están separados por un plano nodal orientado a 90° del otro. Uno de los planos corresponde al plano de falla y el otro a un plano auxiliar, donde los cuadrantes positivos (coloreados por convención) representan zonas de compresión y los negativos (sin color) dilataciones. La distribución de los cuadrantes define el patrón de fallamiento (Figura 4.12) (Buforn, 1994; Cronin, 2010).

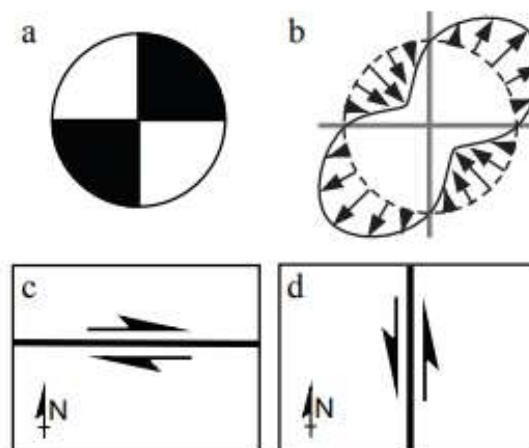


Figura 4.12: a) Mecanismo focal, b) Patrón de radiación: compresión y dilatación, c-d) posibles fallas. Tomado de Cronin (2010).

La orientación de los planos de falla está representada por 3 ángulos: *strike* o rumbo (Φ), *dip* o ángulo de inclinación de la falla (δ) y *rake* o ángulo de deslizamiento (λ) (Figura 4.13) (Snoke, 2003).

$\Phi = \textit{strike}$ y varía entre 0° y 360° medidos desde el norte geográfico en dirección de las

agujas del reloj.

$\delta = dip$ y varía entre 0° y 90° desde la horizontal.

$\lambda = rake$ y varía entre -180° y 180° desde la vertical.

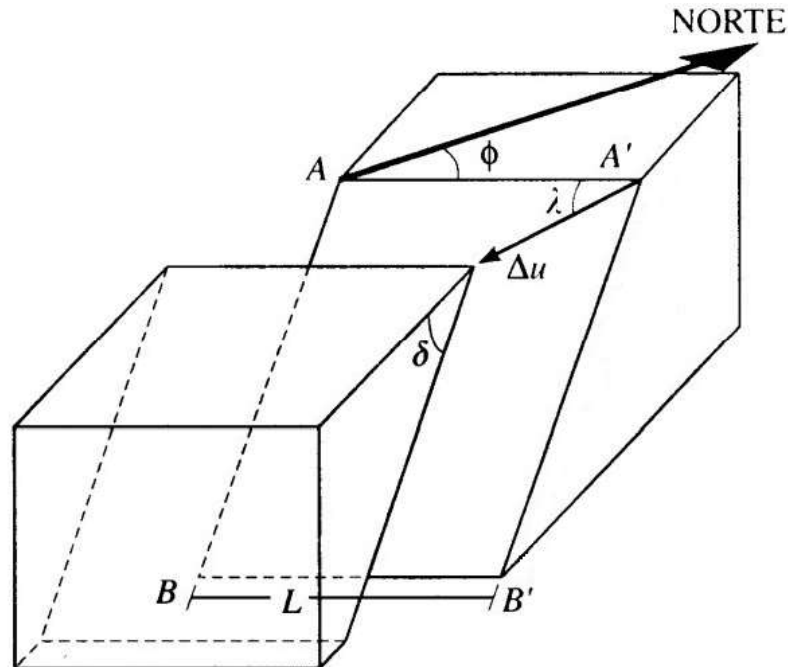


Figura 4.13: Esquema de una falla con los ángulos que definen el mecanismo focal de un sismo: *strike* (Φ), *dip* (δ) y *rake* (λ). Plano de falla (AA'BB'), longitud de la falla (L), deslizamiento o *slip* (Δu). Tomado de <https://rua.ua.es/dspace/bitstream/10045/19942/16/Tema%205.pdf>

Existen diferentes métodos que permiten determinar los mecanismos focales de un terremoto, tales como: el método de primeros arribos y el método por inversión de ondas (Hardebeck y Shearer, 2002).

Método de primeros arribos: Este método se basa en el análisis de las primeras llegadas de las ondas P de los registros, y sólo se necesita saber el sentido del movimiento de la primera llegada de la onda P (polaridad) en la componente vertical del instrumento. La parte de la energía recibida por cada sismograma, que deja el foco del terremoto en forma de una onda P, se puede decir que viaja a través de la trayectoria de un rayo desde el foco hasta el sismógrafo. Es necesario conocer dos cosas de este rayo en cada estación: el azimut (Φ) a lo largo el cual el rayo viajó desde el foco del terremoto a la estación y el ángulo de incidencia (*take-off angle*, i_h) (Figura 4.14) (Buforn, 1994) siendo:

Φ = azimut: ángulo que forma la dirección del rayo con el norte geográfico, es medido en dirección de la agujas del reloj y varía entre 0° y 360° (Buforn, 1994).

i_h = ángulo de incidencia, medido desde la vertical y varía entre 0° y 180° , el cálculo de este ángulo en el foco se lo hace en función de la estructura interna de la Tierra (Buforn, 1994).

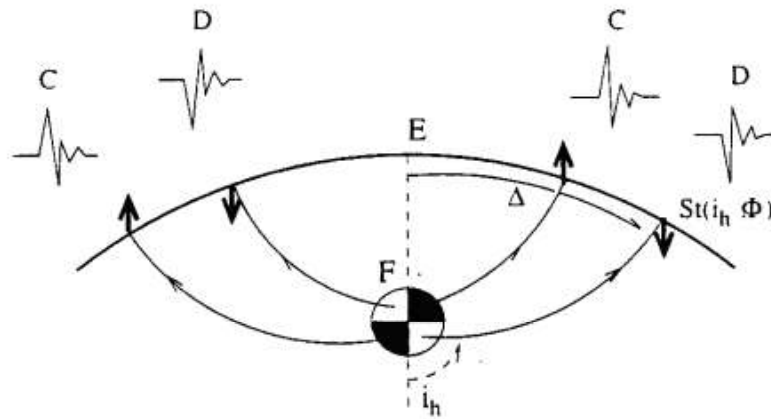


Figura 4.14: Trayectoria del rayo sísmico desde el foco hasta la estación y distribución de los cuadrantes sobre la esfera focal y desplazamientos de la onda P en la superficie. Los puntos proyectados sobre la esfera tienen coordenadas polares Φ e i_h , las cuales significan el azimut y ángulo de incidencia del rayo, respectivamente. Tomado de Buforn (1985).

Este método permite obtener la orientación de los ejes principales de esfuerzos y planos de falla. Similar a otros métodos, no permite definir cuál de los dos planos nodales corresponde al plano de falla. Por lo que es necesario tener información adicional, por ejemplo, la distribución de réplicas o estudios de la tectónica regional (Tavera et al., 2003), que permitan definirlo. El principal inconveniente de este método es que es necesario que haya una buena cobertura azimutal, además para obtener una buena solución se necesita tener un número importante de observaciones y una buena definición de la profundidad (este método es sensible a cambios en la profundidad focal), esto resulta difícil en sismos de pequeña magnitud sino hay una alta densidad de estaciones (Buforn, 1994).

Método por inversión de formas de onda: Desde el trabajo pionero de Gilbert y Dziewonski (1975), quienes invirtieron los datos de oscilación libre para recuperar la fuente del momento tensor de grandes terremotos, se han propuesto muchos enfoques para estudiar la fuente del terremoto mediante la inversión de formas de onda. Los modelos de fuente y los métodos utilizados difieren mucho según el propósito del estudio y los datos utilizados (Šílený et al., 1992). Existen numerosos métodos que usan inversión de formas de ondas.

De manera general, se plantea como un problema inverso a la deducción de parámetros que definen los procesos físicos ocurridos en el foco, a partir de observaciones o registros de un evento (sismo) en diferentes estaciones. Tomando en cuenta que el registro sísmico

o sismograma es el resultado de la convolución de los efectos de 1) la fuente, 2) del medio en el que se propaga y 3) el instrumento de registro (sismómetro) (Figura 4.15). De estos parámetros, se supone conocidas la información del medio y del instrumento, entonces a partir del sismograma se puede deducir el proceso de ruptura en la fuente (Buforn, 1994; Tavera et al., 2003).

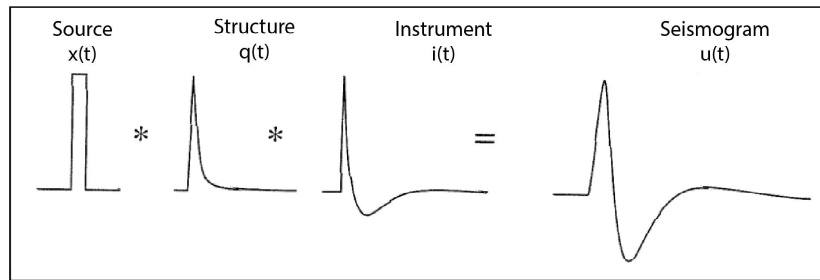


Figura 4.15: Resultado del sismograma a partir de tres funciones: fuente, $x(t)$ * estructura, $q(t)$ * instrumento $i(t)$. Modificado de Chung y Kanamori (1980).

La ventaja del método de inversión, respecto a la de primeros arribos, radica en que requiere un menor número de observaciones, una menor cobertura azimutal y no es tan sensible a la variación de profundidad de la solución. Una desventaja es que esta metodología es mayormente aplicable a eventos moderados o mayores (magnitud ≥ 4.0).

El método de inversión permite la obtención del momento sísmico (M_0) junto con una magnitud de momento (M_w) asociada y un mejoramiento en la determinación de profundidad. En este estudio se usó el algoritmo MECAVEL para la determinación de los mecanismos de la fuente.

4.5. Software MECAVEL

El método MECAVEL, desarrollado por Vallée (comunicación personal), ha sido utilizado en varios estudios (Mercier de Lépinay et al., 2011; Grandin et al., 2017; Vaca et al., 2019). Este método tiene la ventaja de optimizar simultáneamente el modelo de velocidad con los parámetros de fuente: *strike*, *dip*, y *rake* del mecanismo focal, ubicación del centroide, tiempo, duración del origen de la fuente (para eventos de fuertes magnitudes), momento sísmico (M_0) y su magnitud asociada (M_w). El modelo de velocidad está parametrizado por una capa superficial de baja velocidad sobre una estructura cortical con profundidad de Moho variable. El modelado de forma de onda en el modelo de velocidad 1D se lo realiza con el método de números discretos de Bouchon (1981) y la optimización de la solución con el algoritmo de Neighborhood de Sambridge (1999).

En el proceso de pretratamiento de las señales, las formas de onda de las tres componentes (norte, este y vertical) son integradas a desplazamiento, posteriormente son filtradas entre un umbral de baja frecuencia (F_{c1}) y un umbral de alta frecuencia (F_{c2}). F_{c1} generalmente se elige por encima del ruido de baja frecuencia, mismo que dificulta el reconocimiento de las formas de onda del sismo, y F_{c2} está controlada principalmente por las limitaciones del modelo de velocidad 1D. F_{c2} tampoco debe elegirse por arriba de la frecuencia de esquina (corner frequency) del terremoto (frecuencia en el comienzo de la atenuación sísmica del terremoto) ya que la historia temporal del sismo está modelada por una función de fuente triangular simple cuyo único parámetro invertido es la duración global (Grandin et al., 2017; Vaca et al., 2019). En este estudio, se escogió valores, F_{c1} de 0.04 Hz y F_{c2} de 0.06 Hz, debido a las magnitudes (~ 4) de los eventos tratados. Finalmente se escogen las formas de onda a invertir de manera visual, asegurándose que la relación señal ruido (s/n) sea alta, tratando de mantener un buen grado de cobertura azimutal.

Para la solución de los mecanismos focales se extrajo las formas de onda de los sismos con magnitud local (MLv) mayor a 3.6 relocalizados inicialmente con SC3.

La calidad del resultado de la inversión obtenido se lo define a partir del valor de *misfit* (desajuste), que está relacionado al grado de ajuste de las ondas observadas y las ondas modeladas; además de la cobertura azimutal y el número de observaciones usadas (número de estaciones o de componentes) (Vaca et al., 2019). En este caso se consideran soluciones fiables aquellas con un *misfit* menor a 0.35 entre los datos observados y teóricos, una cobertura azimutal mayor a 90° y un mínimo de cinco estaciones que incluya al menos una componente horizontal (Anexo II y III).

Las soluciones obtenidas con MECAVEL, dan como resultados mecanismos focales inversos, como se observa en las figuras 4.16 y 4.17a, los cuales indican mecanismos de cabalgamiento con planos de falla mayormente norte-sur (Anexo II). Las profundidades focales oscilan entre ~ 14 -20 km. Estos resultados son consistentes con fuentes a lo largo de la interfaz y son similares a los que se tienen catálogo de MFs del IG-EPN (Figura 4.17b). A excepción de una solución, que presenta un mecanismo focal normal, que puede ser un evento intra-slab. Estas soluciones muestran lineamientos similares a los descritos en la sección de localización.

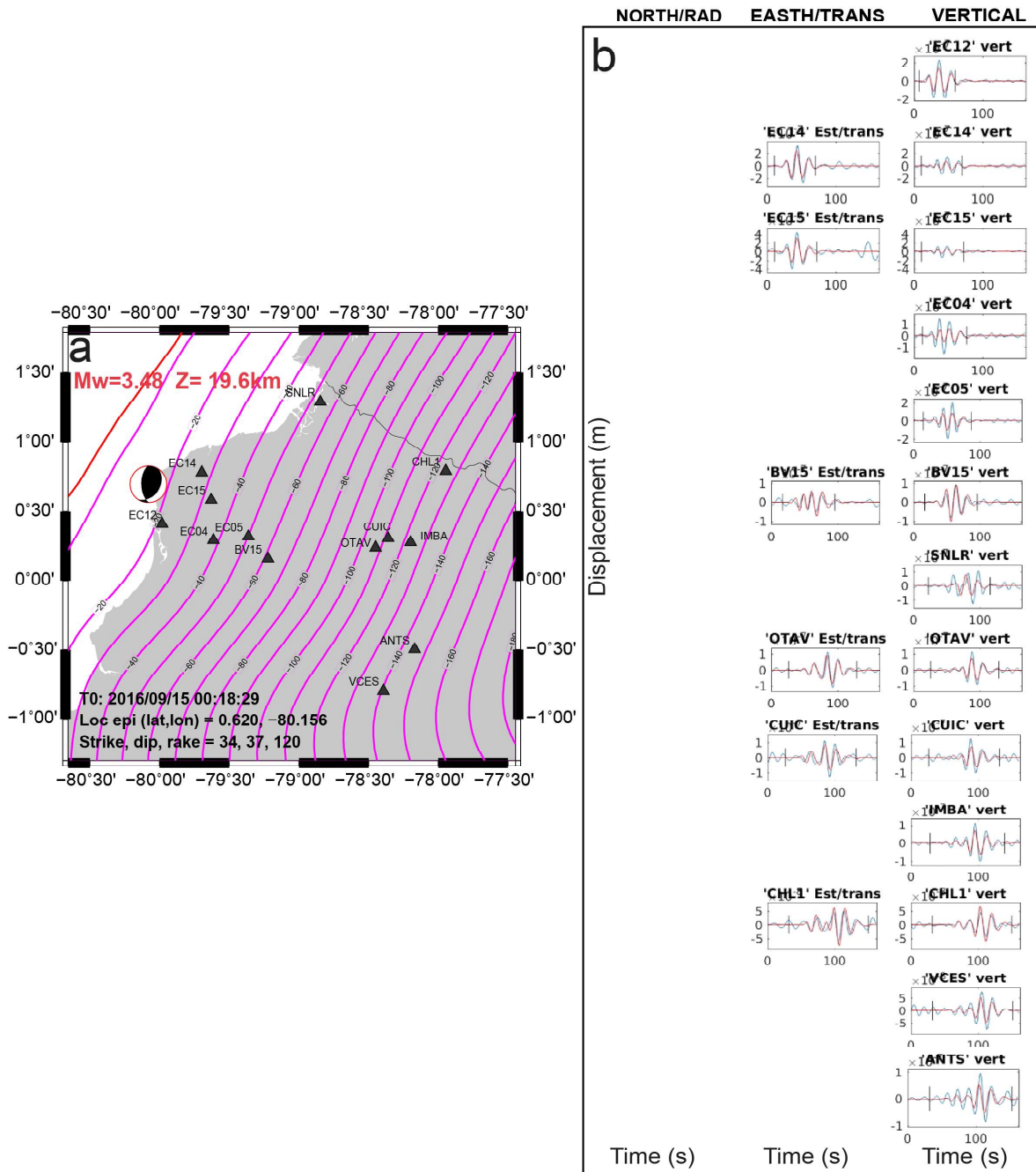


Figura 4.16: Ejemplo de una solución determinada mediante el método MECAVEL. a) En el mapa se muestra los parámetros (mecanismo focal, magnitud de momento M_w y profundidad Z), ubicación de las estaciones usadas para la inversión. Los datos en el margen inferior izquierdo del mapa, muestra el tiempo de origen T_0 , ubicación del centroide y los ángulos (*strike*, *dip*, *rake*) del plano focal. b) Ajuste entre la forma de onda teórica (rojo) y observada (azul).

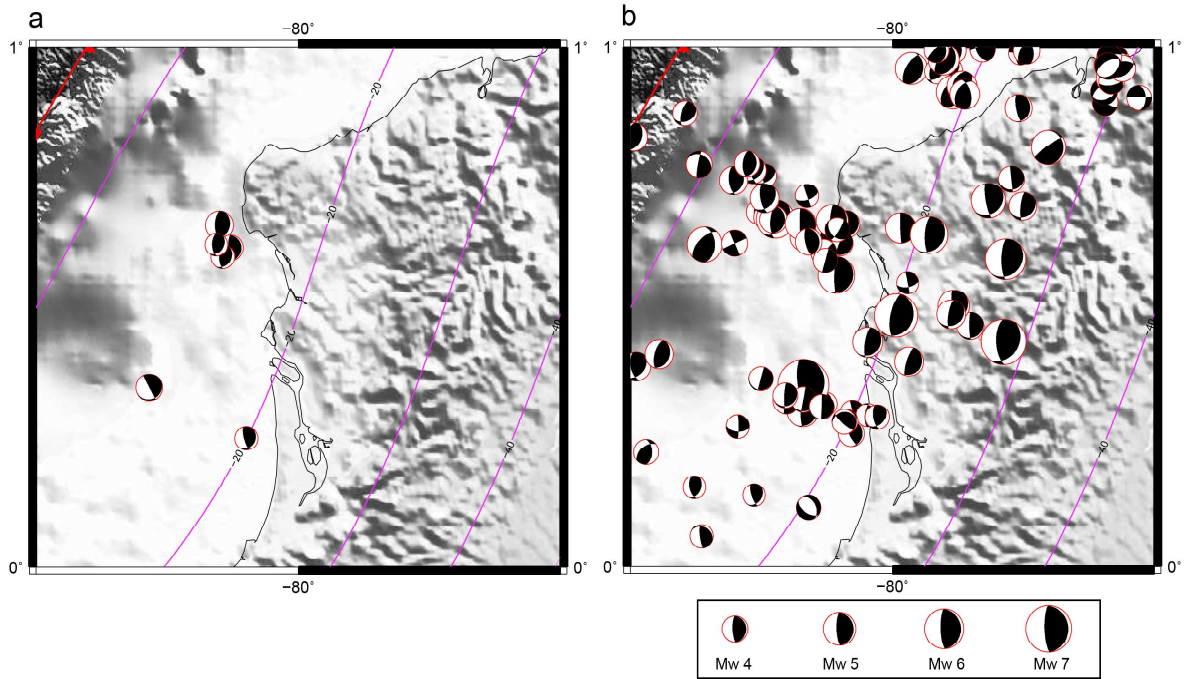


Figura 4.17: Mecanismos focales obtenidos con el método MECAVEL. Las líneas rosadas representan la profundidad (km) de la interfaz de subducción (Hayes et al., 2012). a) Mecanismos focales obtenidos en este estudio para el año 2016. b) Mecanismos focales obtenidos del catálogo del IG-EPN para el período 2009-2019 (<https://www.igepn.edu.ec/mapas/mapa-mecanismos-focales>).

5. DISCUSIÓN

La zona de Punta Galera funciona como un área de liberación continua de esfuerzos sísmicos a través de SSEs, los cuales se asocian a la ocurrencia de enjambres sísmicos. Esta forma de liberación de esfuerzos ha influenciado en la génesis de los grandes terremotos de subducción (Vaca et al., 2018). Previo al terremoto de Pedernales del 2016, en el período intersísmico, un estudio determinó que PGMZ ha sido afectada por recurrentes enjambres sísmicos y SSEs (Vaca et al., 2018). Posterior al sismo, durante el primer mes, fueron reconocidas réplicas y la geodesia mostró desplazamientos característicos de SSE en PGMZ (Rolandone et al., 2018).

Para la caracterización de los procesos sísmicos y asísmicos de PGMZ durante el período 2016-2018 se realizó un análisis sísmico usando técnicas de CC, aplicando a las formas de ondas en continuo y se trató de correlacionar con observaciones GPS, dando continuidad al estudio realizado por Vaca et al. (2018).

En el análisis sísmico se usó la estación OTAV. Los resultados de este análisis muestran que asperidades (12) previamente definidas (a través de familias) han sido reactivadas y adicionalmente 16 nuevas familias fueron identificadas, las mismas que sugieren que nuevas asperidades, no reconocidas previamente, fueron activadas. Esto puede ser interpretado como una consecuencia de esfuerzos externos relacionados con el deslizamiento postsísmico resultado del terremoto de Pedernales de abril/2016.

Mediante el análisis de la distribución temporal de los eventos se detectó un activación sincrónica de asperidades en abril del 2016, lo cual se puede interpretar como un aumento del esfuerzo estático en toda la zona norte después de terremoto de Pedernales, dando como resultado un número importante de réplicas y un movimiento regional hacia el occidente medido a través de los GPS (Rolandone et al., 2018). Adicionalmente, en junio de 2017, a través de este trabajo se ha detectado un aumento importante de la sismicidad (enjambres) en PGMZ; durante este mismo período las series de tiempo de los GPS muestran una aceleración de la tendencia del movimiento (Figura 5.1; Anexo IV). Esto se puede interpretar como un cambio (aumento) de velocidad de deslizamiento en PGMZ. Los resultados obtenidos en este trabajo muestran, que al igual que lo mencionado por Rolandone et al. (2018) y Vaca et al. (2018), la zona de Punta Galera libera deformación mayormente de manera asísmica (SSE) y que la sismicidad, con características de enjambre, es disparada por el

aumento de esfuerzos externos. Debido al corto período de estudio (2 años) y que la zona no entra aún en el período intersísmico (acumulación de deformación), es prematuro hablar de una reanudación de la periodicidad de generación de SSE en PGMZ.

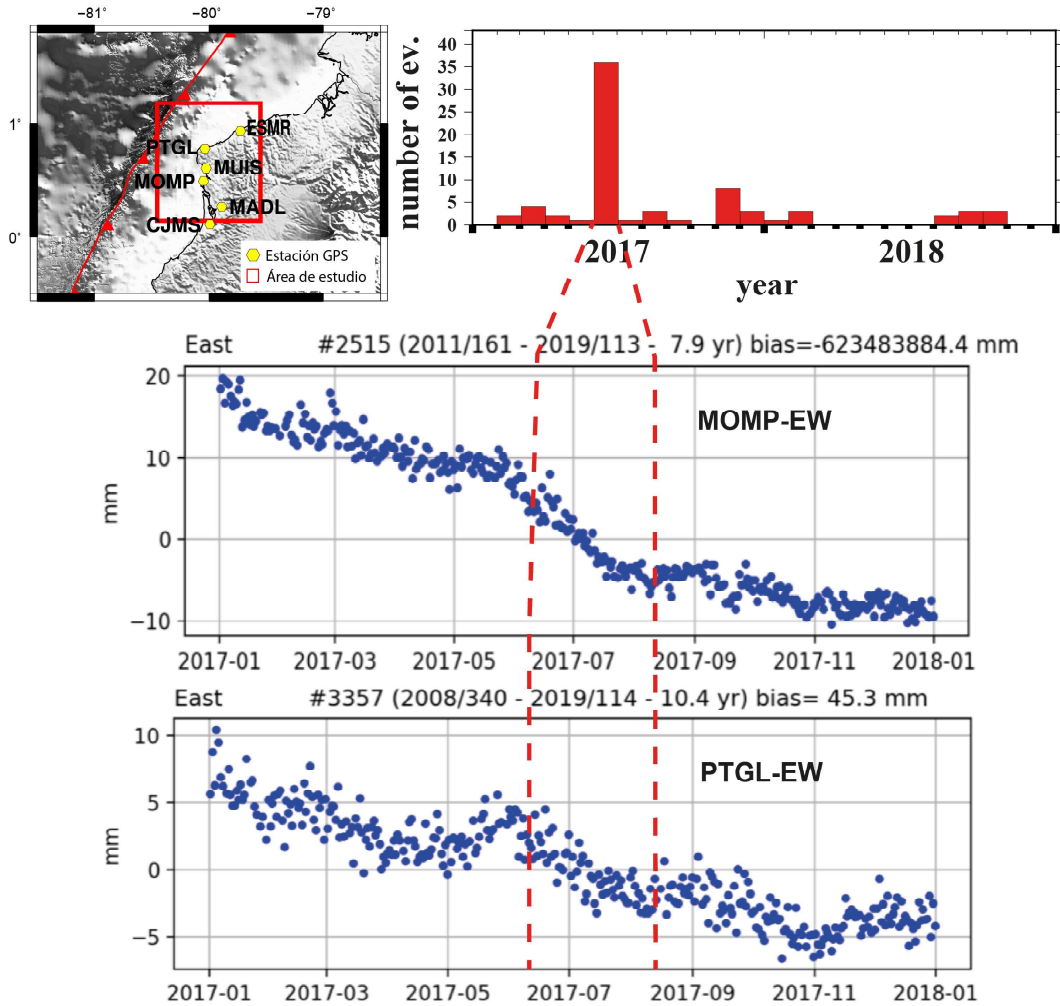


Figura 5.1: Relación de la ocurrencia de la sismicidad (arriba) en PGMZ con las series de tiempo GPS para las componentes E-W de las estaciones MOMP (al medio) y PTGL (abajo). Durante el incremento de la sismicidad se observa una variación de la pendiente, es decir, una aceleración en la tendencia del movimiento. Series de tiempo cortesía de J-M Nocquet.

Este estudio da información del comportamiento sísmico después de la ocurrencia del terremoto de Pedernales de 2016, en una parte de la zona norte del Ecuador. Observaciones en otras regiones de subducción del mundo sugieren resultados similares a los obtenidos en este estudio, así por ejemplo en la zona de Tohoku-oki, después del terremoto de 2011 con magnitud Mw 9.0 hubo un aumento del número de deslizamientos asísmicos en las zonas próximas a la zona de ruptura respecto a otras más distantes (Uchida y Matsuzawa, 2013). Para el terremoto Mw 8.8 del 2010 en la zona de Maule, centro-sur de Chile, la mayor parte de la deformación postsísmica se liberó de forma asísmica, en una zona cercana a la

ruptura la misma que actuó como un barrera para la propagación durante la generación de terremoto (Lin et al., 2013). En Sumatra-Andaman, después del terremoto de 2004 Mw 9.3, en el período postsísmico ocurrió un *afterslip* en enero de 2005 en el *downdip* de la zona de ruptura (Gahalaut et al., 2006). Dentro de los dos años posteriores al terremoto, el deslizamiento lento debajo de la Isla Andaman liberó un momento equivalente a un terremoto de magnitud Mw 7.5 (Paul et al., 2007).

El efecto barrera de PGMZ no solo se limita al terremoto de Pedernales del 2016, características similares comparte el terremoto de 1942. Además, PGMZ no permitió que el terremoto de 1958 se propague hacia el sur (Vaca et al., 2018).

Para las localizaciones de eventos pertenecientes a las diferentes familia se utilizó dos métodos y modelos de velocidades 1D. Los resultados obtenidos con el método de localización HypoDD fueron mejores frente (presentan una mayor agrupación y RMS más bajos) a los obtenidos con LOCSAT. Estos resultados de localización presentan una distribución y tendencia similar a los resultados facilitados por Hoskins y Meltzer (Figura 5.2) y que fueron obtenidos usando un modelo 3D específico, para la costa norte del Ecuador y la información de una red densa de sismómetros desplegada para registrar las réplicas que siguieron al terremoto de Pedernales de 2016, la cual se observa en la figura 5.2. Estos resultados corroboran y dan confianza en las localizaciones obtenidas en este estudio.

Las soluciones de los mecanismos focales se determinaron mediante inversión de formas de onda, utilizando el método MECAVEL, el cual ha sido utilizado en varios estudios (Mercier de Lépinay et al., 2011; Grandin et al., 2017; Vaca et al., 2019). La ventaja de utilizar este método es que requiere una baja cobertura azimutal, por tanto, es útil ya que el área de sismicidad es costa fuera. Las soluciones obtenidas señalan MFs inversos, que en función de sus ángulos y profundidades muestran coherencia con una fuente en la interface y concuerdan con las soluciones presentadas en el catálogo del IG-EPN, indicando que los mecanismos de ruptura son similares antes y después del terremoto de Pedernales (Figura 4.17).

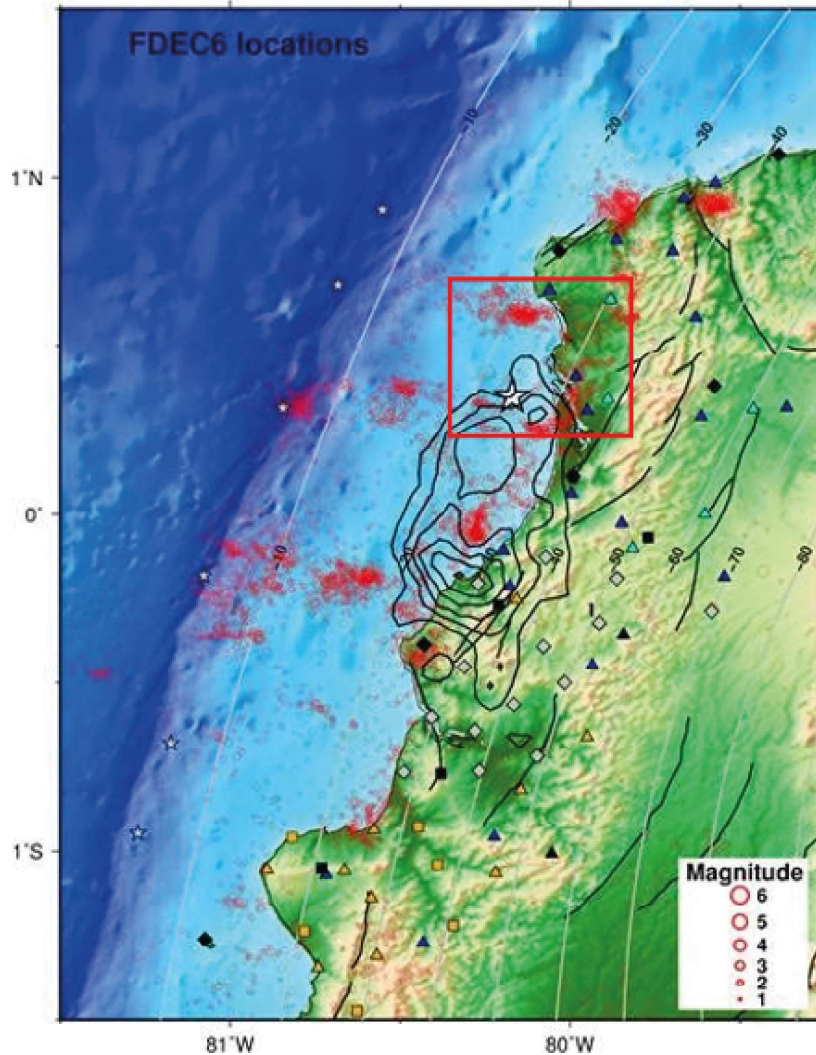


Figura 5.2: Localizaciones de réplicas del sismo de Pedernales de 2016, usando un modelo de velocidad 3D. En el recuadro rojo se muestra que las localizaciones obtenidas son similares a las presentadas en nuestro estudio. Cortesía de Hoskins y Meltzer.

Hasta el momento no se conoce con exactitud cuál es el origen de los eventos lentos. Sin embargo, se sabe que las características friccionales en la interface o zona de falla controlan la velocidad de la ruptura en una falla, dando como resultado por un lado, movimientos súbitos con la generación de terremotos que pueden ser destructivos, y por otro deslizamientos lentos los cuales liberan la mayor parte de la deformación de manera asísmica. Diversos autores han propuesto varias hipótesis para justificar el origen de este segundo comportamiento, entre esos se cuenta la presencia de fluidos, existencia de materiales arcillosos en la interface, presencia de variaciones topográficas de la placa en subducción, entre otras. En el caso de PGMZ, Marcaillou et al. (2016) proponen que montes submarinos entrando en subducción cambian las características friccionales a causa de un severo fracturamiento de la placa superior y el ingreso de fluidos que escapan de la placa en subducción dando

como resultado una zona de bajo acople que es identificada a través de los datos GPS. Por otro lado, Saillares et al. (2017) mencionan que zonas con presencia de penínsulas son sectores donde se han observado la ocurrencia de SSEs, sin embargo, este no parece ser el caso de PGMZ. En función de lo antes mencionada, PGMZ y zonas aledañas dan una gran oportunidad de realizar imágenes 3D de las estructuras y capas, investigaciones del rol de los fluidos, flujo de calor y observaciones geoquímicas. Es así como durante en el primer cuatrimestre del año 2020 se va a llevar a cabo el proyecto HYPER (Galve et al., 2019), el cual intenta despejar varias de las dudas sobre la génesis de los SSEs y su influencia sobre la generación de los grandes terremotos de subducción.

En este trabajo se ha usado la estación OTAV, para la detección de enjambres y familias con origen en PGMZ. El uso de estaciones cercanas, como PTGL, puede aportar para tener un mejor seguimiento de la evolución de enjambres. También sería idóneo implementar algoritmos de reconocimiento automático de ocurrencia de enjambres sísmicos en base a los patrones (*templates*) encontrados y otros posibles para estaciones próximas que permitan la detección automática de enjambres, que de manera indirecta ayuden al reconocimiento de procesos asísmicos en PGMZ. Esto permite tener una mayor comprensión de los procesos asísmicos y su influencia en la generación de mega-terremotos de subducción en la margen norte del Ecuador y por ende a la estimación del peligro sísmico.

6. CONCLUSIONES

- La zona de Punta Galera es un área de bajo acoplamiento intersísmico que separa dos áreas fuertemente acopladas (Nocquet et al., 2014, Chlieh et al., 2014). En esta zona la ocurrencia de enjambres sísmicos ha sido regular. Los datos sísmicos y geodésicos han permitido asociar la ocurrencia de estos enjambres sísmicos a la generación de episodios de deslizamiento asísmico (SSEs). Un estudio de la sismicidad en registros continuos en un período de 15 años determinó un intervalo de recurrencia de enjambres sísmicos y a la vez de SSEs de ~ 2 años en PGMZ. La ocurrencia periódica de SSEs no permite la acumulación de deformación, haciendo que PGMZ haya funcionado como una barrera para la propagación del terremoto de Pedernales de 2016, además que habría tenido un comportamiento similar al impedir la propagación de la ruptura hacia el norte y el sur durante los terremotos de 1942 y 1958 respectivamente (Vaca et al., 2018). También, dentro del primer mes posterior al terremoto de Pedernales se registró una gran cantidad de réplicas en esta zona (IG-EPN) y las series de tiempo mostraron desplazamientos con características de SSE (Rolandone et al., 2018).
- Dando continuidad al estudio de Vaca et al. (2018) y con el fin de establecer el comportamiento de PGMZ a lo largo de un ciclo sísmico completo (i.e. para la asperidad que produjo el sismo de Pedernales 2016), en este estudio se identificó que durante el período postsísmico se reactivaron algunas de las fuentes (12 familias) reconocidas entre 2002 y 2015, pero además nuevos *patches* o asperidades (16 familias) fueron activados, lo que indica que PGMZ se ve afectada por variaciones transitorias de esfuerzos (con fuente en SSEs), que a lo largo del ciclo sísmico presentan tamaños y ubicación variable, dando como resultado diferentes combinaciones de actividad de pequeñas asperidades sísmicas y que son observadas como enjambres.
- Parte del análisis sísmico fue la localización de los eventos pertenecientes a las familias, mediante dos métodos de localización: LOCSAT e HypoDD. El resultado de la relocalización muestra que con el uso de HypoDD y una red que se restringe alrededor del área de estudio, los epicentros se concentran y tienden a agruparse a lo largo de dos lineamientos perpendiculares a la fosa y separados entre 35 y 40 km entre sí, resultados similares a los obtenidos por Segovia (2001), Font et al. (2013),

Vaca et al. (2018), entre otros. La ocurrencia de enjambres en dos zonas diferentes y separadas, activadas coetáneamente afianzan la idea, que una fuerza externa (SSE) está influenciando toda el área alrededor de PGMZ.

- El cálculo de MFs por método de inversión MECAVEL y aprovechando los datos de la red temporal desplegada para el registro de las réplicas del terremoto de Pedernales, indica mecanismos de ruptura inversos con direcciones aproximadamente N-S; además proporcionan profundidades que son coherentes con fuentes en la interface. A excepción de una solución, la cual presenta un mecanismo focal normal, que puede ser un evento intra-slab. Además, estas soluciones tienen una distribución y mecanismos similares a los presentados en el catálogo de mecanismos focales del Ecuador del Instituto Geofísico, indicando que los mecanismos de ruptura son similares antes y después del terremoto de Pedernales.
- El análisis de los datos sísmicos muestra un enjambre sísmico en junio de 2017, el cual está asociado a la ocurrencia de una aceleración asísmica (deslizamiento asísmico), con características de SSE, similar a lo observado en el período intersísmico. Lamentablemente no ha sido posible (por el momento) cuantificar el momento liberado asísmicamente por este episodio, debido a la dificultad de separarlo del deslizamiento postsísmico (Nocquet, comunicación personal).
- La presencia de un deslizamiento asísmico observado como una aceleración, nos indica que en esta zona se liberan esfuerzos de manera asísmica, diferente a las zonas aledañas (al norte y al sur), debido a la existencia de condiciones friccionales particulares, que dan como consecuencia un comportamiento sísmico diferente, pero que interactúa con las zonas aledañas caracterizadas por altos valores de ISC (Chlieh et al., 2014; Nocquet et al., 2014), influyendo en la génesis de los grandes terremotos de subducción.
- Es necesario continuar con las observaciones a largo plazo, cuando la zona al sur de PGMZ retorne al período intersísmico (acumulación de deformación). Esto permitirá definir posibles cambios en las características de generación de SSEs en PGMZ, tales como periodicidad, extensión espacial, acumulación de deformación (ISC), entre otras.
- El estudio de la sismicidad es una herramienta que permite definir la existencia de enjambres sísmicos los cuales se asocian a SSEs. El conocer de mejor manera la

interrelación sísmica y asísmica entre zonas de bajo y alto acople en la margen ecuatoriana, permite tener mayores insumos que contribuyan a una mejor estimación del peligro sísmico. A su vez se provee de información valiosa que contribuye a entender el funcionamiento de las zonas de subducción en otras partes del planeta.

BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K. (1979). Characterization of barriers on an earthquake fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B11), 6140-6148.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J-M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M., Rolandone, F., y Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, 35. doi: 10.1002/2016TC004117.
- Alvarado, A., Ruiz, M., Mothes, P., Yepes, H., Segovia, M., Vaca, M., Ramos C., Enríquez, W., Ponce, G., Jarrín, P., Aguilar, J., Acero, W., Vaca, S., Singaicho, J., Pacheco, D. y Córdova A. (2018). Seismic, volcanic, and geodetic networks in Ecuador: Building capacity for monitoring and research. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 432-439. doi: 10.1785/0220170229.
- Aspden J., y Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205,187–204.
- Audemard, F., y Audemard, F. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: Relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345, 299–327. doi:10.1016/S0040-1951(01)00218-9.
- Baldock, J. (1982). *Geología del Ecuador: Boletín de la explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador, Esc. 1:1 000.000, Min. Rec. Nat. Energ., Quito.*
- Battaglia, J., Got, J., y Okubo, P. (2003). Location of long-period events below Kilauea Volcano using seismic amplitudes and accurate relative relocation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B12).
- Bendat, J., y Piersol, A. (2011). *Random data: analysis and measurement procedures (Vol. 729)*. John Wiley y Sons.
- Benítez, S. (1995), *Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire, Géologie Alpine*. Université Joseph Fourier (Grenoble), France, 71, 3–163.

- Bilek, S., y Lay, T. (2002). Tsunami earthquakes possibly widespread manifestations of frictional conditional stability. *Geophysical Research Letters*, 29(14), 18-1. doi: 10.1029/2002GL015215.
- Bilek, S. (2010). Seismicity along the South American subduction zone: Review of large earthquakes, tsunamis, and subduction zone complexity. *Tectonophysics*, 495, 2-14. doi: 10.1016/j.tecto.2009.02.037.
- Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4), 959-971.
- Brace, W., y Byerlee, J. (1966). Stick-slip as a mechanism for earthquakes. *Science*, 153(3739), 990-992.
- Bratt, S., y Bache, T. (1988). Locating events with a sparse network of regional arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(2), 780-798.
- Buffoni, C., Sabbione, N., Connon, G., y Ormaechea, J. (2009). Localización de hipocentros y determinación de su magnitud en Tierra del Fuego y zonas aledañas. *Geoacta*, 34(2), 75-86.
- Buforn, E. (1985). Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos a partir de la polaridad de las ondas P. In *Mecanismo de los Terremotos y Tectónica* (pp. 107-139).
- Buforn, E. (1994). Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos. *Física de la Tierra*, 6(6), 113-140.
- Byrne, D., Davis, D y Sykes, L. (1988). Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics* 7, 833-857. doi: 10.1029/TC007i004p00833.
- Calahorrano, A. (2001). Subduction de la ride de Carnegie sous la marge de l'Équateur: modélisation de la structure de la croûte à partir des données de sismique grand angle. Université Pierre et Marie Curie Paris VI.
- Calahorrano, A. (2005). Structure de la marge du Golfe de Guayaquil (Equateur) et propriétés physiques du chenal de subduction, à partir de données de sismique marine réflexion et réfraction (Doctoral dissertation, Paris 6).

- Calahorrano, A., Sallarès, V., Collot, J-Y., Sage, F., y Ranero, C. (2008). Nonlinear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel: Results from depth-migrated seismic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(3-4), 453-467. doi: 10.1016/j.epsl.2007.11.061.
- Canavos, G., Meyer, P., Spiegel, M., y Mendenhall, S. (1988). *Probabilidad y estadística*. Licenciatura en ingeniería en informática, 28.
- Caturla, J., y Palacios, S. (2001). *Sismicidad y Riesgo Sísmico en la CAV*. Editorial Club Universitario.
- Chlieh, M., Avouac, J-P., Sieh, K., Natawidjaja, D, y Galetzka, J. (2008). Heterogeneous coupling of the Sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B5). <https://doi.org/10.1029/2007JB004981>.
- Chlieh, M, Mothes, P., Nocquet J-M, Jarrin, P., Charvis, P., Cisneros, D., Font, Y., Collot, J-Y., Villegas-Lanza, J-C., Rolandone F., Vallée, M., Régnier, M., Segovia, M., Martin, Yepes, H. (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters*, 400, 292–301. doi: 10.1016/j.epsl.2014.05.027.
- Chung, W., y Kanamori, H. (1980). Variation of seismic source parameters and stress drops within a descending slab and its implications in plate mechanics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 23(2), 134-159.
- Clift, P., y Vannucchi, P. (2004). Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 42(2). doi: 10.1029/2003RG000127.
- Cloos, M. (1992). Thrust-type subduction-zone earthquakes and seamount asperities: A physical model for seismic rupture. *Geology*, 20(7), 601-604. doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0601:TTSZEA>2.3.CO;2.
- Collot, J-Y., Agudelo, W., Ribodetti, A., y Marcaillou, B. (2008). Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional north Ecuador–south Colombia oceanic margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B12).

- Collot, J-Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, Gueorgui, R., Migeon, S., Calahorrano, A., y Pazmiño, A. (2009). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador*. Publicación CNDM-INOCAR-IRD, PSE001-09, Guayaquil, Ecuador, 47-74.
- Cortés J. (2012), Thèse Doctorat, “Activité des failles de la plaque supérieure dans l’avant-arc côtier du nord du Chili”. Université de Toulouse – Francia.
- Cronin, V. (2010). A primer on focal mechanism solutions for geologists. Science Education Resource Center, Carleton College.
- Crosson, R. (1976). Crustal structure modeling of earthquake data: 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *Journal of geophysical research*, 81(17), 3036-3046. doi: 10.1029/JB081i017p03036.
- Deniaud, Y., Baby, P., Basile, C., Ordoñez, M., Montenegro, G., y Mascle, G. (1999). Opening and tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Guayaquil: Neogene and Quaternary fore-arc basin of the south Ecuadorian Andes. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science*, 3(328), 181-187.
- Dixon, T., Jiang, Y., Malservisi, R., McCaffrey, R., Voss, N., Protti, M., y Gonzalez, V. (2014). Earthquake and tsunami forecasts: Relation of slow slip events to subsequent earthquake rupture. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(48), 17039-17044. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1412299111>.
- Dorbath, L., Cisternas, A., y Dorbath, C. (1990). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3), 551-576.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., y Egues, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259(1-3), 101-116.
- Espíndola, J. (1994). *Terremotos y ondas sísmicas (Vol. 1)*. UNAM.
- Everitt, B., Landau, S., Leese, M., y Stahl, D. (2011). Miscellaneous clustering methods. In: *Cluster Analysis*, 5th ed. John Wiley y Sons, Ltd., Chichester, UK.

- Font, Y., Segovia, M., Vaca, S., y Theunissen, T. (2013). Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model. *Geophysical Journal International*, 193(1), 263-286. doi: 10.1093/gji/ggs083.
- Fréchet J. (1985). Sismogenèse et doublets sismiques, Thèse d'Etat, Univ. Sci. Technol. Médic., Grenoble: Pag 207.
- Gahalaut, V., Nagarajan, B., Catherine, J., y Kumar, S. (2006). Constraints on 2004 Sumatra–Andaman earthquake rupture from GPS measurements in Andaman–Nicobar Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 242(3-4), 365-374.
- Gilbert, F., y Dziewonski, A. (1975). An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 278(1280), 187-269. doi: 10.1098/rsta.1975.0025.
- Gombert, J., Shedlock, K., y Roecker, S. (1990). The effect of S-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(6A), 1605-1628.
- Got, J., Fréchet, J., y Klein, F. (1994). Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B8), 15375-15386. doi: 10.1029/94JB00577.
- Graindorge, D., Calahorrano, A., Charvis, P., Collot, J-Y., y Bethoux, N. (2004). Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval. *Geophysical Research Letters*, 31(4). doi:10.1029/2003GL018803.
- Grandin, R., Vallée, M., y Lacassin, R. (2017). Rupture process of the M w 5.8 Pawnee, Oklahoma, earthquake from Sentinel-1 InSAR and seismological data. *Seismological Research Letters*, 88(4), 994-1004. <https://doi.org/10.1785/0220160226>.
- Gutscher, M-A., Malavieille, J., Lallemand, S., y Collot, J-Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4), 255-270. doi: 10.1016/S0012-821X(99)00060-6.

- Hayes, G., Wald, D., y Johnson, J. (2012). Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117, (B1). doi:10.1029/2011JB008524.
- Hardebeck, J, y Shearer, P. (2002). A new method for determining first-motion focal mechanisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6), 2264-2276. doi: 10.1785/0120010200.
- He, P., Hetland, E., Wang, Q., Ding, K., Wen, Y., y Zou, R. (2017). Coseismic slip in the 2016 M w 7.8 Ecuador earthquake imaged from Sentinel-1A radar interferometry. *Seismological Research Letters*, 88(2A), 277-286.
- Hirose, H., y Obara, K. (2005). Repeating short-and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan. *Earth, planets and space*, 57(10), 961-972. doi: 10.1186/BF03351875.
- Hirose, H., Matsuzawa, T., Kimura, T., Kimura, H. (2014). The Boso slow slip events in 2007 and 2011 as a driving process for the accompanying earthquake swarm. *Geophys. Res. Lett.* 41. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GL059791>.
- Holtkamp, S., y Brudzinski, M. (2011). Earthquake swarms in circum-Pacific subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 305, 215–225. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.03.004>.
- Hughes, R., y Pilatasig, L. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 245, 29–48.
- Hyndman, R, y Wang, K. (1993). Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: The Cascadia subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B2), 2039-2060. doi: 10.1029/92JB02279.
- Iglesias, A., Singh, S., Lowry, A., Santoyo, M., Kostoglodov, V., Larson, K., y Sánchez, I. (2004). The silent earthquake of 2002 in the Guerrero seismic gap, Mexico (Mw= 7.6): Inversion of slip on the plate interface and some implications. *Geofísica Internacional*, 43(3), 309-317.
- Jaillard, E., Lapierre, H., Ordonez, M., Alava, J., Amortegui, A., y Vanmelle, J. (2009). Accreted oceanic terranes in Ecuador: southern edge of the Caribbean Plate?. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 469-485. doi:10.1144/SP328.19.

- Jarrín, P. (2015). Modelamiento de datos GPS aplicado al estudio de la subducción de Ecuador (tesis de maestría). Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador. Recuperado de: <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/10674>.
- Jordan, T., y Sverdrup, K. (1981). Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the south-central Pacific. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4), 1105-1130.
- Kanamori, H., y McNally, K. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(4), 1241-1253.
- Kanamori, H., y Kikuchi, M. (1993). The 1992 Nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments. *Nature*, 361(6414), 714.
- Kaneko, Y., Avouac, J-P., y Lapusta, N. (2010). Towards inferring earthquake patterns from geodetic observations of interseismic coupling. *Nature Geoscience*, 3(5), 363. <http://dx.doi.org/10.1038/NGEO843>.
- Kelleher, J. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77(11), 2087-2103. doi: 10.1029/JB077i011p02087.
- Kellogg, J., y Bonini, W. (1982). Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics*, 1(3), 251-276. doi: 10.1029/TC001i003p00251.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R., Lauria, E., y Fortes, L. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125-131. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2).
- Kennett, B., y Engdahl, E. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429-465. doi: 10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x.
- Kissling, E., Ellsworth, W., Eberhart-Phillips, D., y Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B10), 19635-19646. doi: 10.1029/93JB03138.

- Kodaira, S., Takahashi, N., Nakanishi, A., Miura, S., y Kaneda, Y. (2000). Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake. *Science*, 289(5476), 104-106. doi: 10.1126/science.289.5476.104.
- Lee, W., Munn, R., Lee, X., y Stewart, S. (1981). Principles and applications of micro-earthquake networks (Vol. 2). Academic press.
- Lin, Y., Sladen, A., Ortega-Culaciati, F., Simons, M., Avouac, J-P., Fielding, E., Brooks, B., Bevis, M., Genrich, J., Rietbrock, A., Vigny, C., Smalley, R., y Socquet, A. (2013). Coseismic and postseismic slip associated with the 2010 Maule Earthquake, Chile: Characterizing the Arauco Peninsula barrier effect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 3142-3159.
- Lohman, R., y McGuire, J. (2007). Earthquake swarms driven by aseismic creep in the Salton Trough, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B4). doi:10.1029/2006JB004596.
- Lonsdale, P. (1978). Ecuadorian subduction system. *AAPG Bulletin*, 62(12), 2454-2477. doi: 10.1306/C1EA5526-16C9-11D7-8645000102C1865D-.
- Macquet, M. (2011), Étude de la microsismicité de la zone avant arc de la subduction de la plaque Nazca dans la région Nord-ouest de l'Équateur, Stage de recherche- Thesis, Université de Nantes, 28 p.
- Marcaillou, B., y Collot, J-Y. (2008). Chronostratigraphy and tectonic deformation of the North Ecuadorian–South Colombian offshore Manglares forearc basin. *Marine Geology*, 255(1-2), 30-44. doi: 10.1016/j.margeo.2008.07.003.
- Marcaillou, B., Collot, J-Y., Ribodetti, A., d'Ácremont, E., Mahamat, A. A., y 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, 146-158.
- Marone, C., y Scholz, C. (1988). The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes. *Geophysical Research Letters*, 15(6), 621-624. doi: 10.1029/GL015i006p00621.
- Mendenhall, W., Sincich, T., y Escalona, R. (1997). Probabilidad y estadística: Para ingeniería y ciencias.

- Mercier de Lépinay, B., Deschamps, A., Klingelhoefer, F., Mazabraud, Y., Delouis, B., Clouard, V., Hello, Y., Crozon, J., Marcaillou, B., Graindorge, D., Vallée, M., Perrot, J., Bouin, M-P., Saurel, J-M., Charvis, P., St-Louis, M. (2011). The 2010 Haiti earthquake: A complex fault pattern constrained by seismologic and tectonic observations. *Geophysical Research Letters*, 38(22). <https://doi.org/10.1029/2011GL049799>.
- Michaud, F., Collot, J-Y., Alvarado, A., Lopez, E., y el personal científico y técnico del INOCAR. (2006). República del Ecuador, Batimetria y Relieve Continental. publicacion IOA-CVM-02-Post. INOCAR, Guayaquil, Ecuador.
- Mogi, K. (1963). Experimental study on the mechanism of the earthquake occurrences of volcanic origin. *Bulletin Volcanologique*, 26(1), 197-208.
- Mothes, P., Nocquet, J-M, y Jarrín, P. (2013). Continuous GPS network operating throughout Ecuador. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(26), 229-231. doi: 10.1002/2013EO260002.
- Nocquet, J-M, Villegas-Lanza, J-C, Chlieh, M., Mothes, P, Rolandone, F., Jarrín, P. Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7(4), 287-291. doi: 10.1038/NGEO2099.
- Nocquet, J-M., Jarrin, P., Vallée, M., Mothes, P., Grandin, R., Rolandone, F., Delouis, B., Yepes, H., Font, Y., Fuentes, D., Régnier, M., Laurendeau, A., Cisneros, D., Hernandez, S., Sladen A., Singaicho J-C., Mora, H., Gomez, J., Montes, L. y Charvis P. (2017). Supercycle at the Ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake. *Nature Geoscience*, 10(2), 145.
- Okal, E. (1992). Use of the mantle magnitude M_m for the reassessment of the moment of historical earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 139(1), 17-57.
- Ozawa, S., Suito, H., Imakiire, T., y Murakmi, M. (2007). Spatiotemporal evolution of aseismic interplate slip between 1996 and 1998 and between 2002 and 2004, in Bungo channel, southwest Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B5).
- Pacheco, J., Sykes, L., y Scholz, C. (1993). Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. *Journal of geophysical research* 98, 14133-14159. doi: 10.1029/93JB00349.

- Paul, J., Lowry, A. R., Bilham, R., Sen, S., y Smalley Jr, R. (2007). Postseismic deformation of the Andaman Islands following the 26 December, 2004 Great Sumatra–Andaman earthquake. *Geophysical Research Letters*, 34(19).
- Pavlis, G. (1986). Appraising earthquake hypocenter location errors: A complete, practical approach for single-event locations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(6), 1699-1717.
- Pennington, W. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753-10770. doi:10.1029/JB086iB11p10753.
- Pérez, J. (2016). Monitoreo sísmico en tiempo real para la alerta temprana, el caso de Seiscomp. *GEOS*, Vol. 36, N°2, 317-327p.
- Perfettini, H., Avouac, J-P., Tavera, H., Kositsky, A., Nocquet, J-M., Bondoux, F., Chlieh, M., Sladen, A., Audin, L., Farber, D., y Soler, P. (2010). Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust. *Nature*, 465(7294), 78.
- Pontoise, B., y Monfret, T. (2004). Shallow seismogenic zone detected from an offshore-onshore temporary seismic network in the Esmeraldas area (northern Ecuador). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(2). doi: 10.1029/2003GC000561.
- Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Valette, B., Kostoglodov, V., Cotte, N. (2011). Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event: the 2006 Guerrero Slow Slip Event. *Geophys. J. Int.* 184 (2), 816–828. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04866.x>.
- Rogers, G., y Dragert, H. (2003). Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: the chatter of silent slip. *Science* 300, 1942–1943. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1084783>.
- Rolandone, F., Nocquet, J-M., Mothes, P., Jarrín, P., Vallée, M., Cubas, N., Hernandez, S., Plain, M., Vaca, S., y Font, Y. (2018). Areas prone to slow slip events impede earthquake rupture propagation and promote afterslip. *Science advances*, 4(1), eaao6596. doi: 10.1126/sciadv. aao6596.
- Ruegg, J. (1994). Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile. *Física de la Tierra*, (6), 201-243.

- Ruff, L., y Kanamori, H. (1980). Seismicity and the subduction process. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 23(3), 240-252. doi: 10.1016/0031-9201(80)90117-X.
- Sage, F., Collot, J-Y., y Ranero, C. (2006). Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from depth-migrated seismic images at the central Ecuador convergent margin. *Geology*, 34(12), 997-1000. doi: 10.1130/G22790A.1.
- Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J-P., Chlieh, M., Hall, S., Husson, L., y Farber, D. (2017). From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and Quaternary coastal geomorphology along the Andean megathrust. *Tectonics*, 36(2), 241-256.
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. *Geophysical journal international*, 138(2), 479-494. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00876.x>.
- Sambridge, M. S., y Kennett, B. (2001). Seismic event location: nonlinear inversion using a neighbourhood algorithm. *Pure and Applied Geophysics*, 158(1-2), 241-257. doi: 10.1007/PL00001158.
- Scholz, C. (1988). The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, 77(1), 319-328. doi: 10.1007/BF01848693.
- Scholz, C. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature* 391, 37–42. doi: 10.1038/34097.
- Scholz, C. y Small, C. (1997). The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology* 25, 487– 490. doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<0487:TEOSSO>2.3.CO;2.
- Schwartz, S., y Rokosky, J. (2007). Slow slip events and seismic tremor at Circum-Pacific subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 45, RG3004. doi: 10.1029/2006RG000208.
- Segovia, M. (2001). Tesis de Ingeniería. El sismo de Bahía del 4 de agosto de 1998: caracterización del mecanismo de ruptura y análisis en la zona costera. Escuela Politécnica Nacional, Quito.
- Segovia, M. y Alvarado, A. (2009). Breve Análisis de la Sismicidad y del Campo de Esfuerzos en el Ecuador, in *Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador: desde*

la costa continental hasta las Islas Galapagos, pp. 131–149, eds Collot, J.-Y., Sallares, V. y Pazmino, N., CNDM, IRD, INOCAR, Guayaquil (ECU), Marseille (FRA).

- Segovia, M. (2009), Análisis espacio-temporal del Enjambre de Puerto López entre enero y febrero de 2005 con observaciones de la estación de banda ancha de OTAVALO, Master Thesis, University of Nice Sophia Antipolis, Quito, Ecuador.
- Segovia, M. (2016). Imagerie Microsismique d'une Asperité Sismologique dans la Zone de Subduction Équatorienne. Thèse. Université de Nice-Sophia Antipolis – UFR Sciences.
- Segovia, M., Font, Y., Régnier, M., Charvis, P., Galve, A., Nocquet, J.-M., Jarrín, P., Hello, Y., Ruiz, M., y Pazmiño, N. (2018). Seismicity distribution near a subducting seamount in the Central Ecuadorian subduction zone, space-time relation to a slow-slip event. *Tectonics* 37, 2106–2123. <https://doi.org/10.1029/2017TC004771>.
- Sibson, R. (1980). Transient discontinuities in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 2(1-2), 165-171. doi: 10.1016/0191-8141(80)90047-4.
- Sibson, R. (1982). Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(1), 151-163.
- Šílený, J., Panza, G., y Campus, P. (1992). Waveform inversion for point source moment tensor retrieval with variable hypocentral depth and structural model. *Geophysical Journal International*, 109(2), 259-274. doi: 10.1111/j.1365-246X.1992.tb00097.x.
- Snoke, J. (2003). FOCMEC: Focal mechanism determinations. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, 85, 1629-1630. doi:10.1016/s0074-6142(03)80291-7.
- Stel, H. (1986). The effect of cyclic operation of brittle and ductile deformation on the metamorphic assemblage in cataclasites and mylonites. *pure and applied geophysics*, 124(1-2), 289-307. doi: 10.1007/BF00875729.
- Swenson, J., y Beck, S. (1996). Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes and earthquake cycles along Colombia-Ecuador and Peru subduction segments. *Pure and applied geophysics*, 146(1), 67-101.

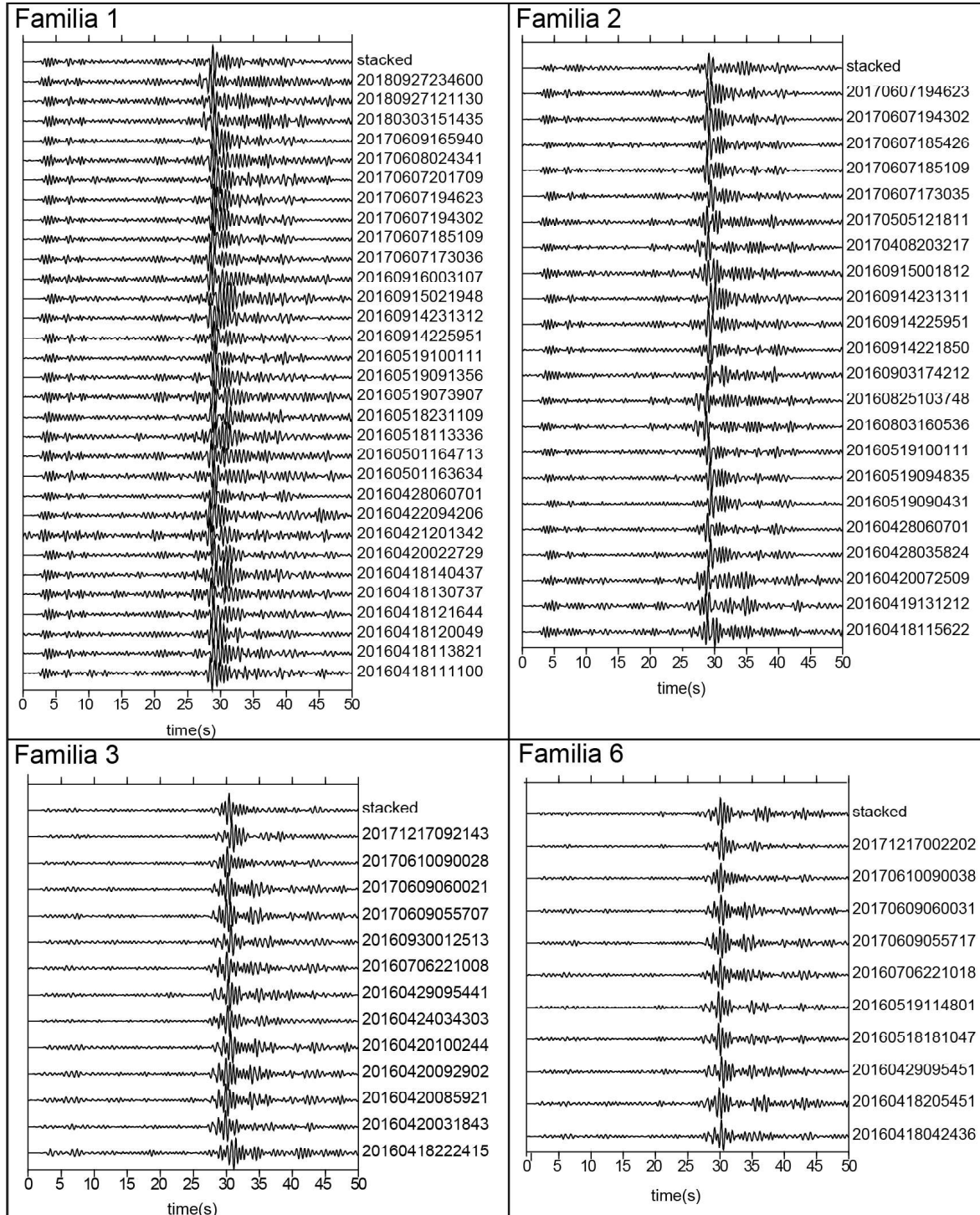
- Sykes, L. (1970). Earthquake swarms and sea-floor spreading. *Journal of Geophysical Research*, 75(32), 6598-6611.
- Tavera, H., Manrique, M., Salas, H., y Fernández, E. (2003). Análisis del mecanismo del sismo de foco profundo del 20 de Junio de 2003 (límite Perú-Brasil).
- Thurber, C. (1992). Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75(1-3), 55-62. doi: 10.1016/0031-9201(92)90117-E.
- Tsuzuki, M., Koyama, J. y Yomogida, K. (2012). Was the 1906 great Ecuador-Colombia earthquake (Mw 8.8) a multiple rupture event of three segments? paper presented at Japan Geoscience Union Meeting, Chiba, Japan.
- Uchida, N., y Matsuzawa, T. (2013). Pre-and postseismic slow slip surrounding the 2011 Tohoku-oki earthquake rupture. *Earth and Planetary Science Letters*, 374, 81-91.
- Vaca, S., Régnier, M., Bethoux, N., Alvarez, V., y Pontoise, B. (2009). Sismicidad de la región de Manta: Enjambre sísmico de Manta-2005. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador Desde la Costa Continental Hasta las Islas Galápagos*, 151-166.
- Vaca, S., Vallée, M., Nocquet, J-M., Battaglia, J., y Régnier, M. (2018). Recurrent slow slip events as a barrier to the northward rupture propagation of the 2016 Pedernales earthquake (Central Ecuador). *Tectonophysics*, 724, 80-92. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.12.012>.
- Vaca, S., Vallée, M., Nocquet, J-M., y Alvarado, A. (2019). Active deformation in Ecuador enlightened by a new waveform-based catalog of earthquake focal mechanisms. *Journal of South American Earth Sciences*, 93, 449-461. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.05.017>.
- Vallée, M., Nocquet, J-M., Battaglia, J., Font, Y., Segovia, M., Régnier, M., Mothes, P., Jarrín, P., Cisneros, D., Vaca, S., Yepes, H, Martin, X., Béthoux, N., y Chlieh., M. (2013). Intense interface seismicity triggered by a shallow slow slip event in the Central Ecuador subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 2965-2981. <http://dx.doi.org/10.1002/jgrb.50216>.

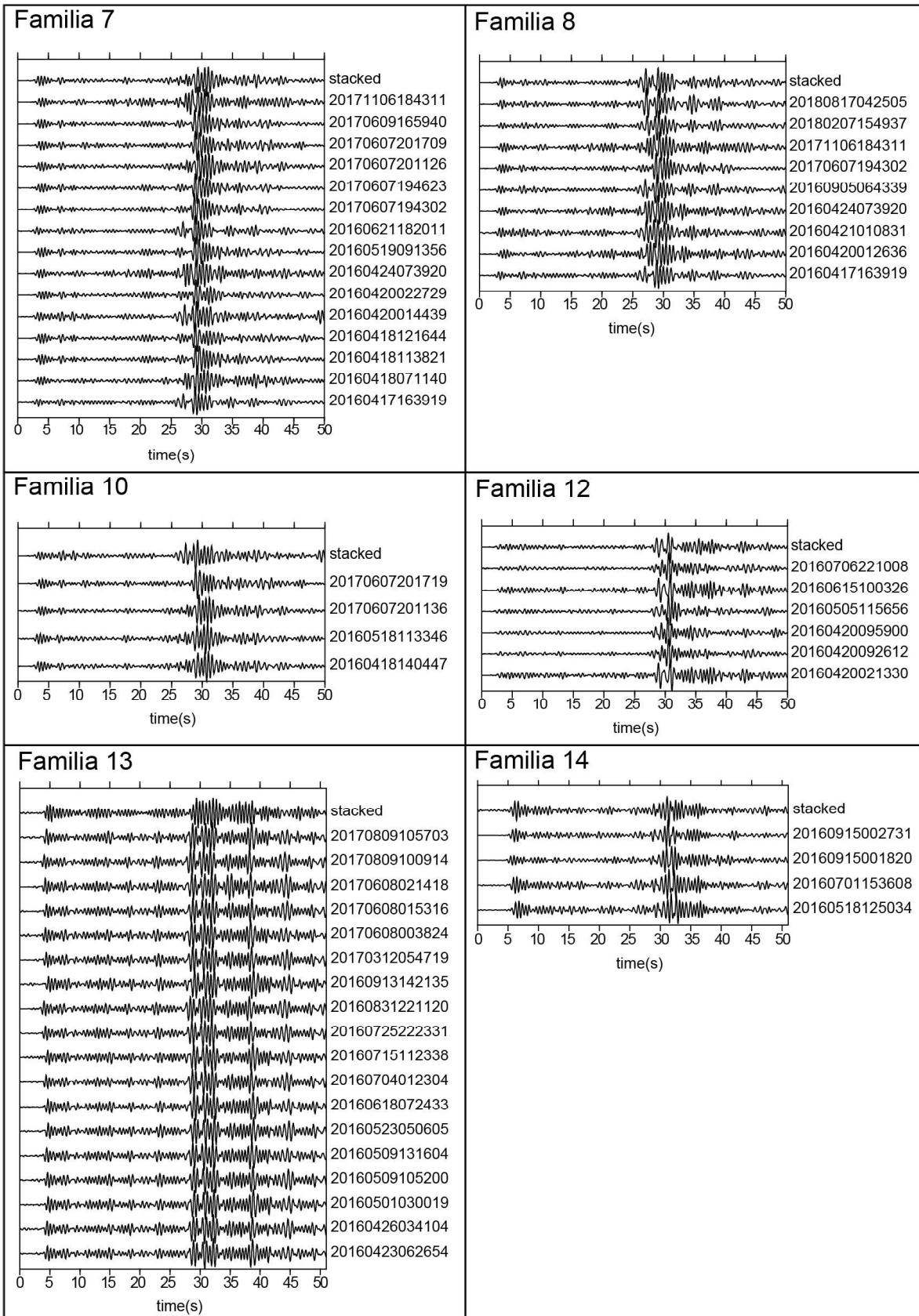
- Venerdini, A., Sanchez, G., Alvarado, P., Bilbao, I., y Ammirati, J. (2016). New velocity determinations of P waves and S waves for the seismic crust of the Cuyania terrane in the Andean backarc. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(1), 59-71.
- Vera, B. (2003). Evaluación de errores de datos sismológicos y sus efectos sobre los parámetros y modelos derivados de estos para una region determinada cubierta por la red del Observatorio Sismológico del Suroccidente-OSSO (Doctoral dissertation, Tesis de grado. Santiago de Cali, Valle, Colombia: sn).
- Villegas-Lanza, J-C., Nocquet, J-M., Rolandone, F., Vallée, M., Tavera, H., Bondoux, F., Tran, T., Martin, X., y Chlieh, M. (2016). A mixed seismic–aseismic stress release episode in the Andean subduction zone. *Nature Geoscience*, 9(2), 150. doi: 10.1038/n-geo2620.
- von Huene, R., y Scholl, D. (1991). Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29(3), 279-316. doi: 10.1029/91RG00969.
- Waldhauser, F., y Ellsworth, W. L. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1353-1368. <https://doi.org/10.1785/0120000006>.
- Waldhauser, F. (2001). hypoDD—A program to compute double-difference hypocenter locations.
- Wallace, L., y Beavan, J. (2006). A large slow slip event on the central Hikurangi subduction interface beneath the Manawatu region, North Island, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 33(11). doi: 10.1029/2006GL026009.
- Wallace, L., Webb, S., Ito, Y., Mochizuki, K., Hino, R., Henrys, S., Schwartz, S., y Sheehan, A., (2016). Slow slip near the trench at the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *Science*, 352(6286), 701-704.
- Wolfe, C., Brooks, B., Foster, J., y Okubo, P. (2007). Microearthquake streaks and seismicity triggered by slow earthquakes on the mobile south flank of Kilauea Volcano, Hawaii. *Geophysical Research Letters*, 34(23). doi:10.1029/2007GL031625.

- Ye, L., Kanamori, H., Avouac, J-P., Li, L., Cheung, K., y Lay, T. (2016). The 16 April 2016, MW 7.8 (MS 7.5) Ecuador earthquake: A quasi-repeat of the 1942 MS 7.5 earthquake and partial re-rupture of the 1906 MS 8.6 Colombia–Ecuador earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 454, 248-258. doi: 10.1016/j.epsl.2016.09.006.
- Yoshimoto, M., Kumagai, H., Acero, W., Ponce, G., Vásconez, F., Arrais, S., Ruiz, M., Alvarado, A., García, P., Dionicio, V., Chamorro, O., Maeda, Y., y Nakano, M. (2017). Depth-dependent rupture mode along the Ecuador-Colombia subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 44(5), 2203-2210. doi: 10.1002/2016GL071929.
- Zamora, A., y Litherland, M. (1993). Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1: 1.000.000. Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero-Metalúrgica y Misión Geológica Británica-British Geological Survey, Ministerio de Energía y Minas, Quito-Ecuador.

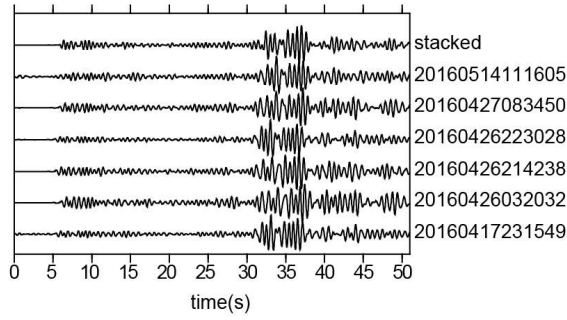
ANEXOS

Anexo I. Familias obtenidas mediante *Cross Correlation* (Correlación Cruzada)

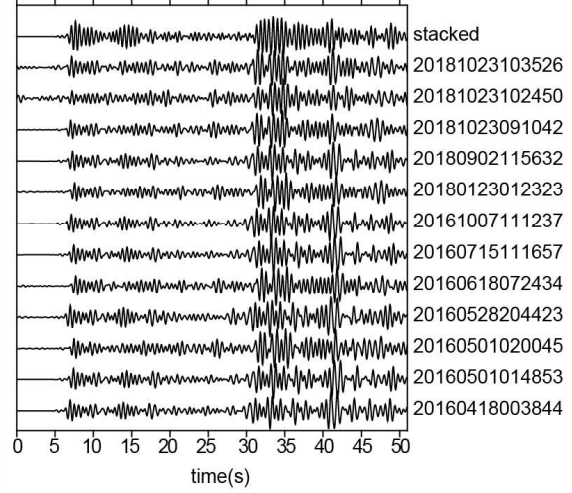




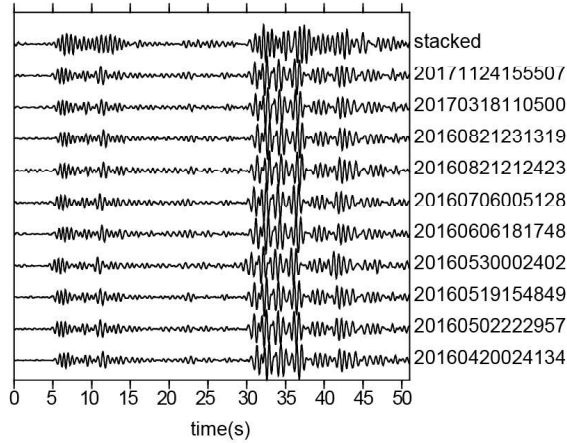
Familia 15



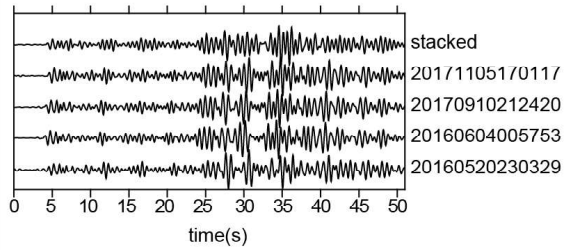
Familia 16



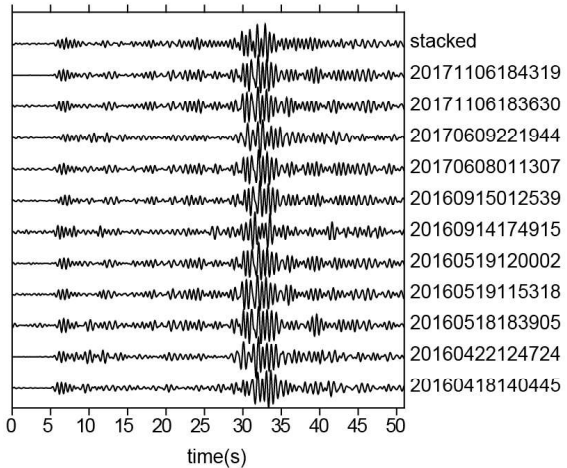
Familia 17



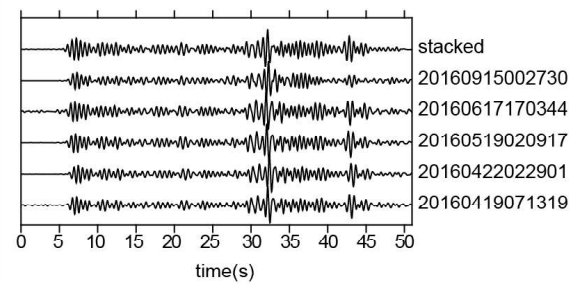
Familia 18



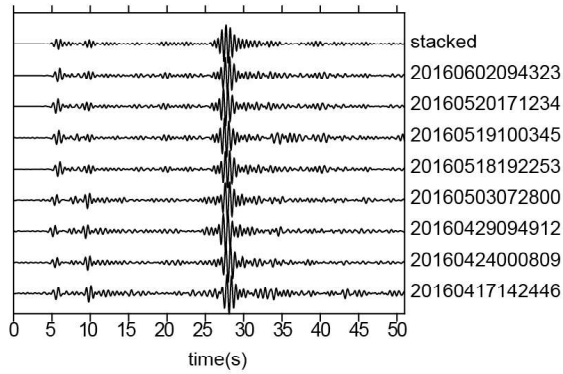
Familia 19



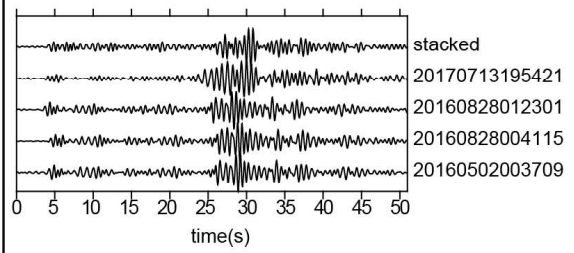
Familia 21



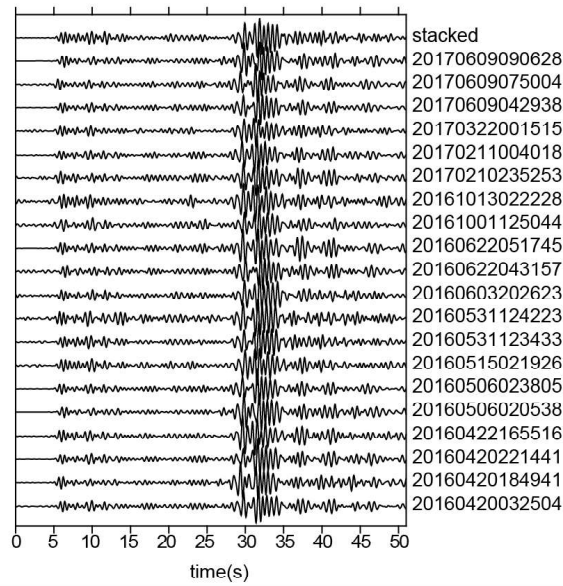
Familia 22



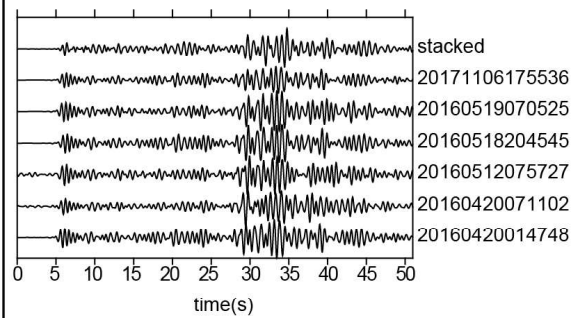
Familia 23



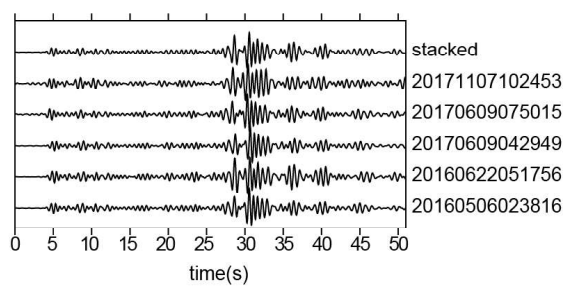
Familia 24



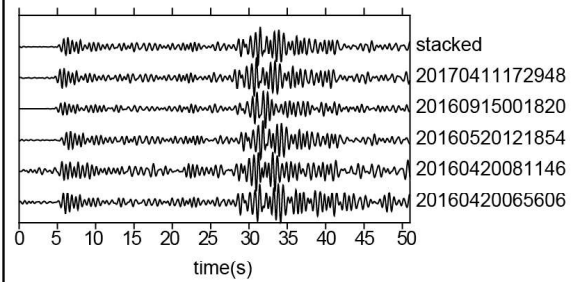
Familia 26



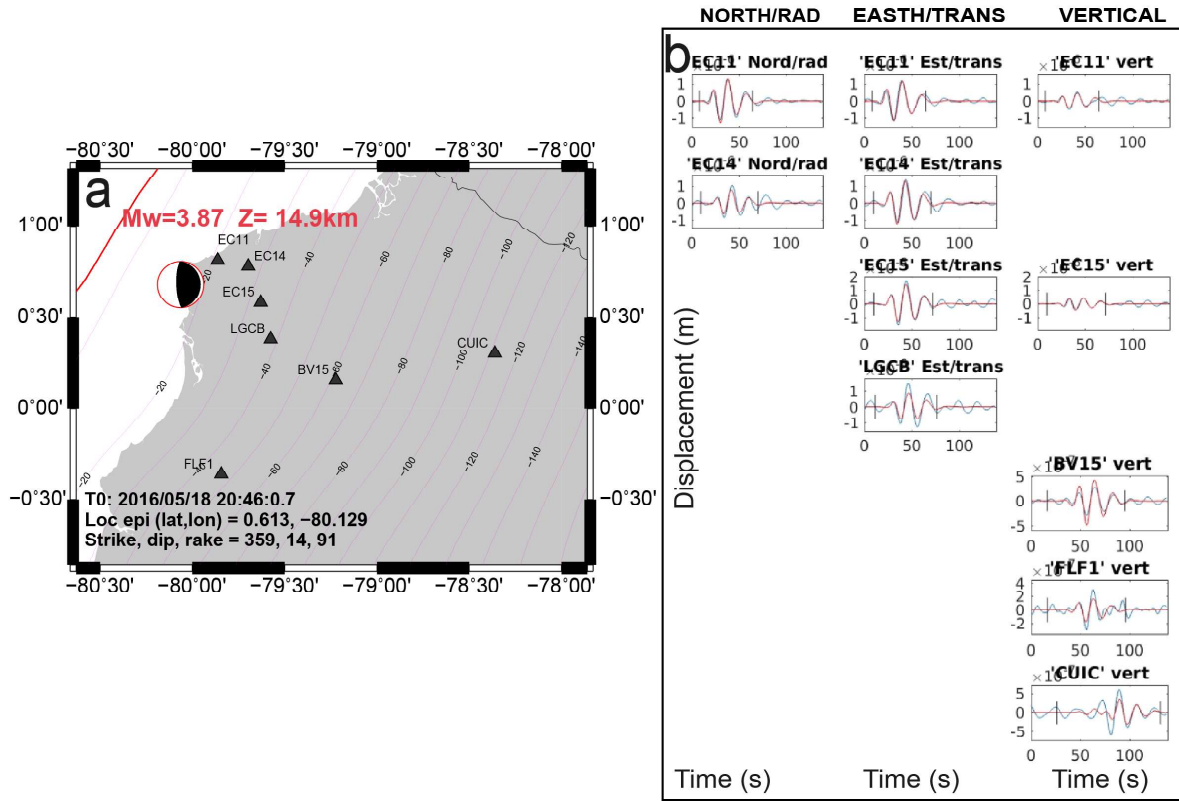
Familia 27

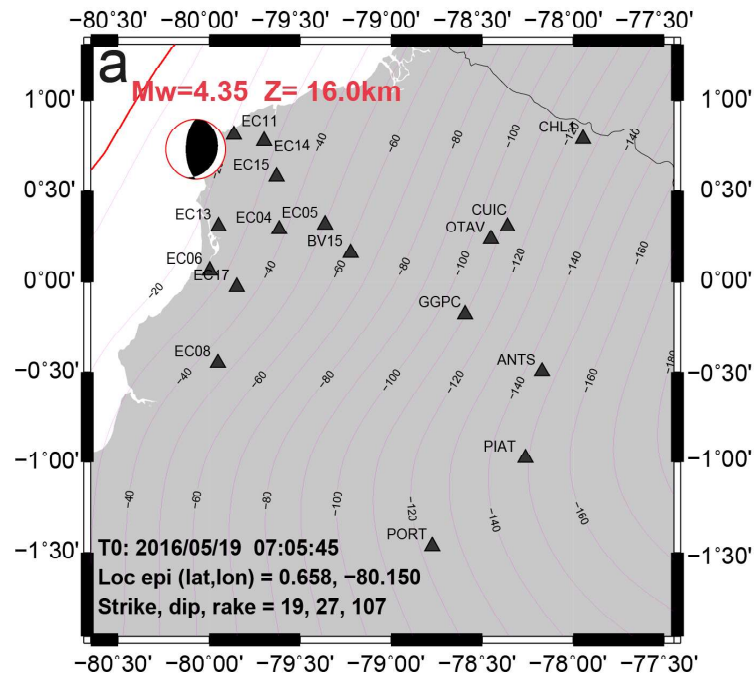


Familia 28

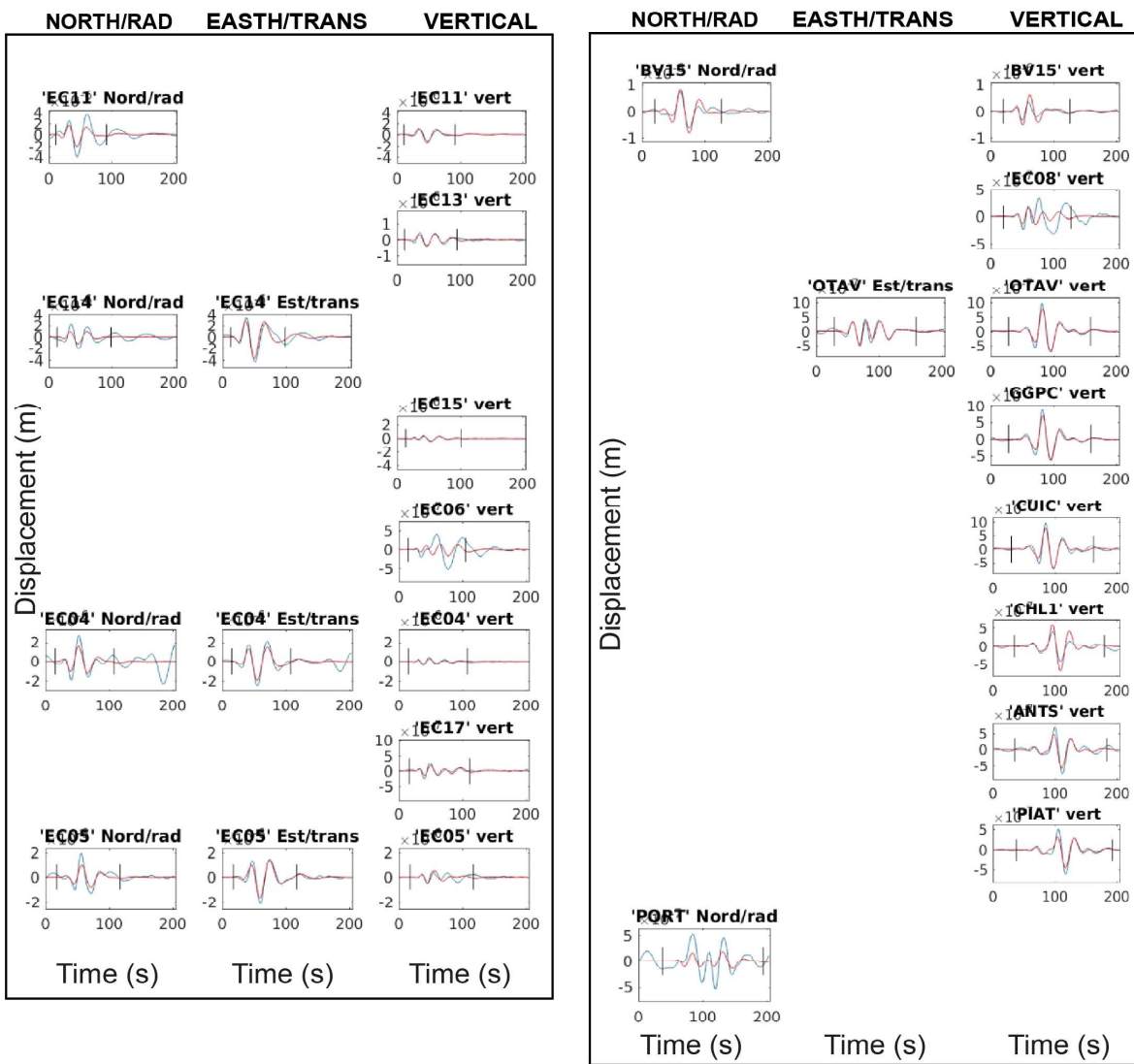


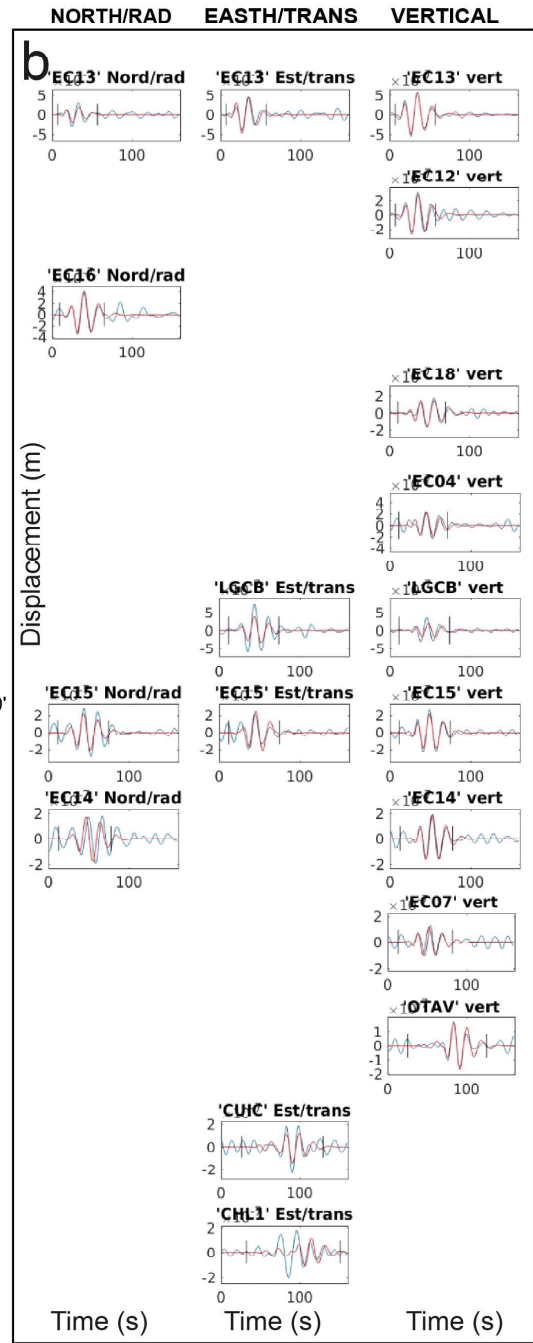
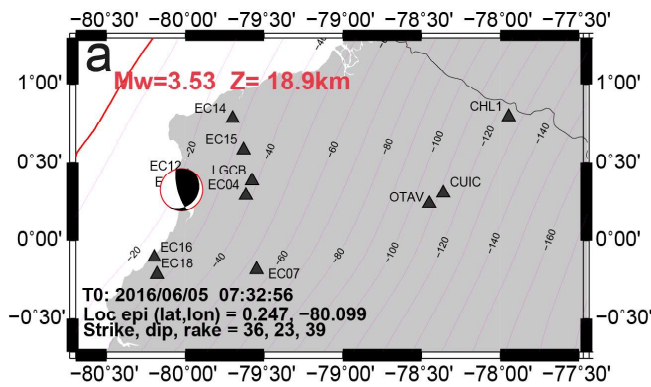
Anexo II. Soluciones determinadas mediante el método MECAVEL.

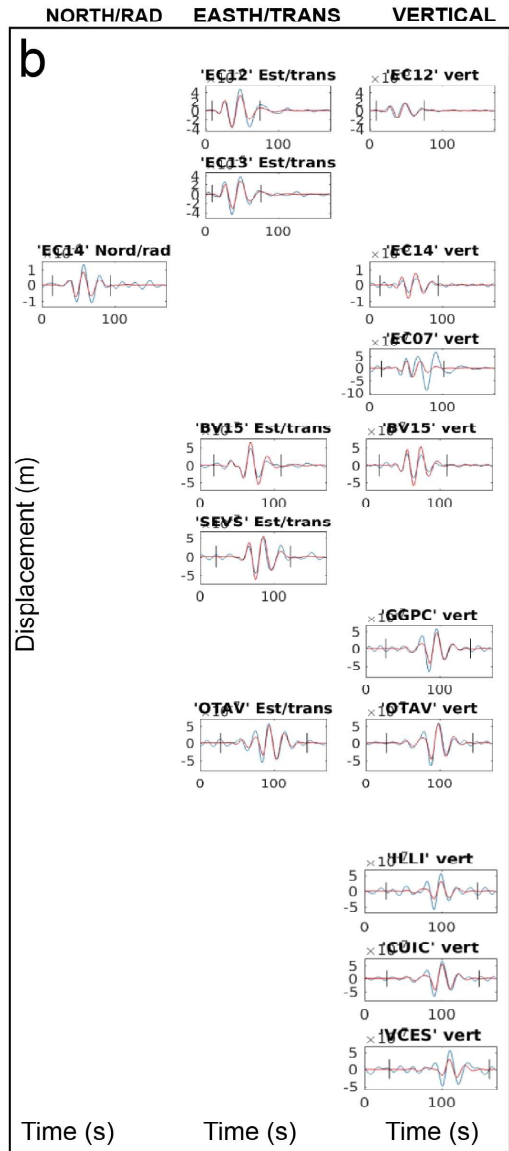
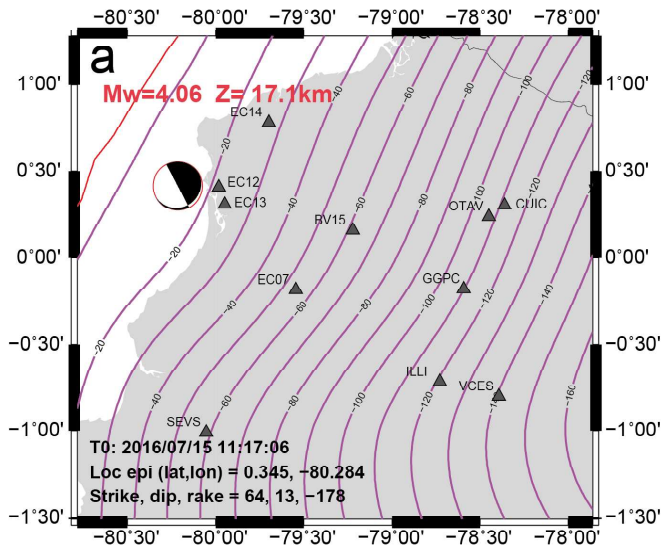


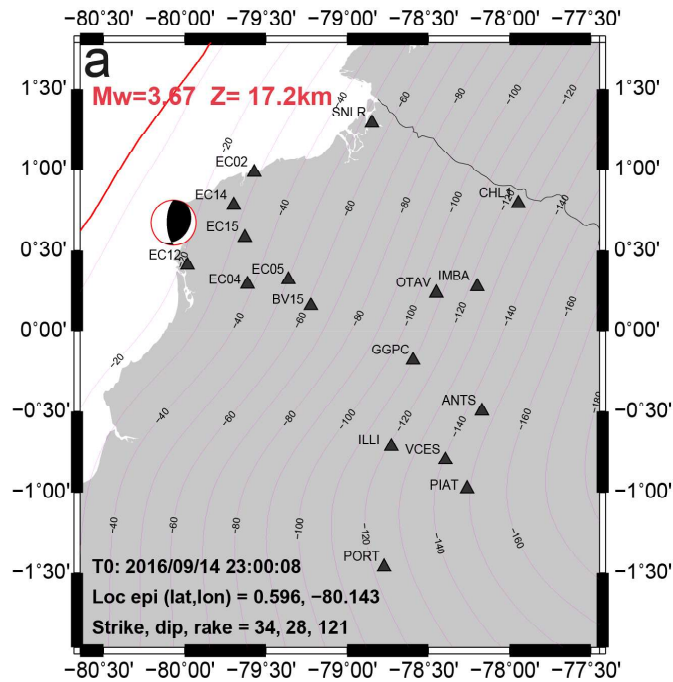


b

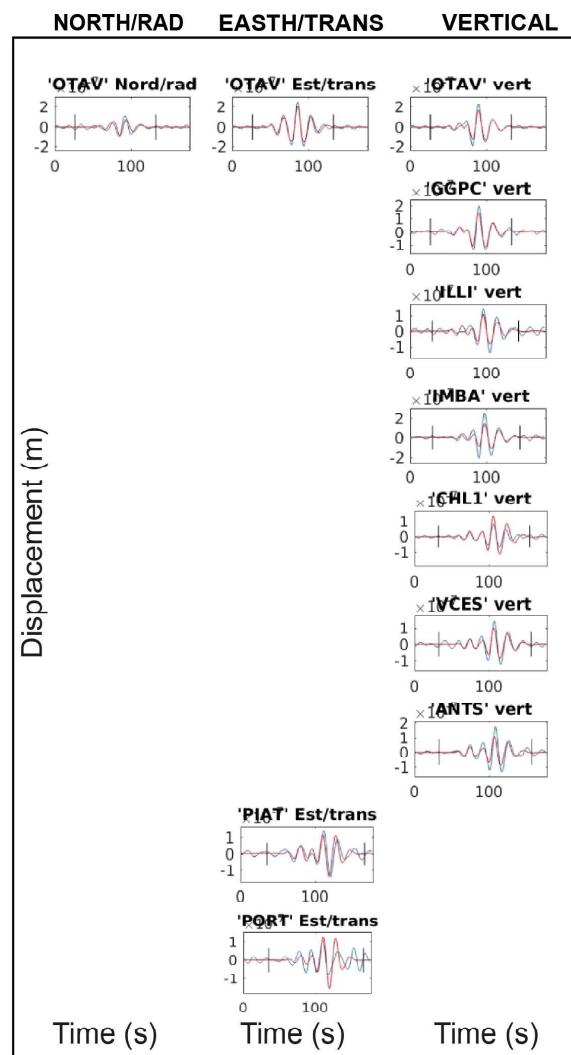
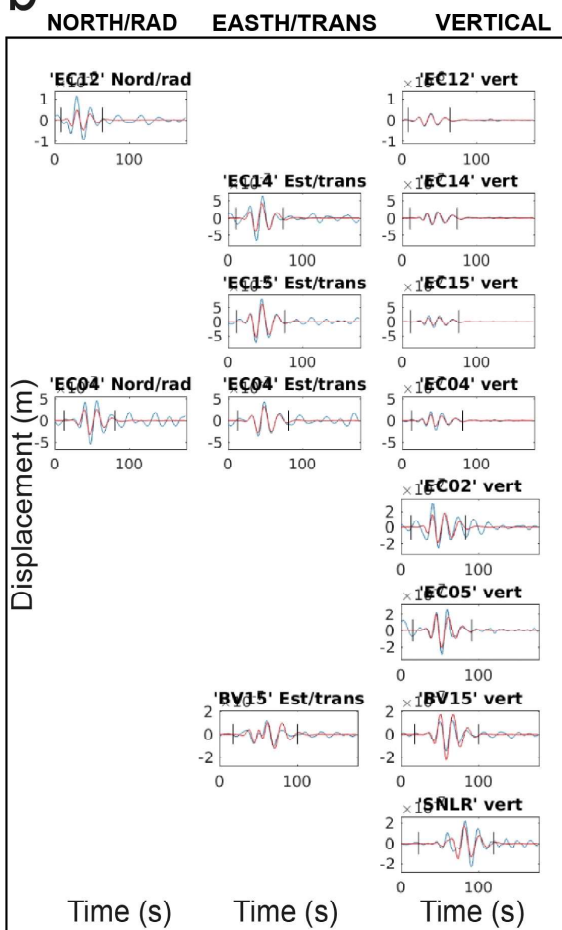








b



Anexo III. Tabla con los parámetros de los mecanismos focales obtenidos con el *software MECAVEL*

AAAAMODDHHMI	Lat.	Long.	Prof. (km)	Mag. (MLv)	Lat.	Long.	Prof. Z (km)	Mag. (Mw)	Strike1	Dip1	Rake1	Strike2	Dip2	Rake2	Misfit	NchZ	NchN	NchE	Estaciones	Q
201605182046	0.6111	-800.923	6.1	3.9	0.614	-80.129	14.9	3.87	359	15	91	178	75	89	0.18	5	2	4	7	A
201605190705	0.6632	-802.000	5.2	4.7	0.658	-80.150	16.0	4.35	19	28	107	179	63	81	0.28	15	6	4	17	A
201606050732	0.2856	-801.490	12.7	3.6	0.248	-80.099	18.9	3.53	36	24	139	164	74	71	0.28	9	4	5	12	A
201607151117	0.3300	-802.862	8.2	4.4	0.346	-80.284	17.1	4.06	64*	13**	-178	332	89	-77	0.24	9	1	5	11	A
201609142300	0.6395	-801.925	5.0	3.8	0.597	-80.144	17.2	3.67	34	29	121	179	65	74	0.27	15	3	7	17	A
201609150018	0.6199	-801.794	5.5	3.7	0.620	-80.156	19.6	3.48	34	37	120	178	58	69	0.30	13	0	6	13	A
Total									96,4	26,6										

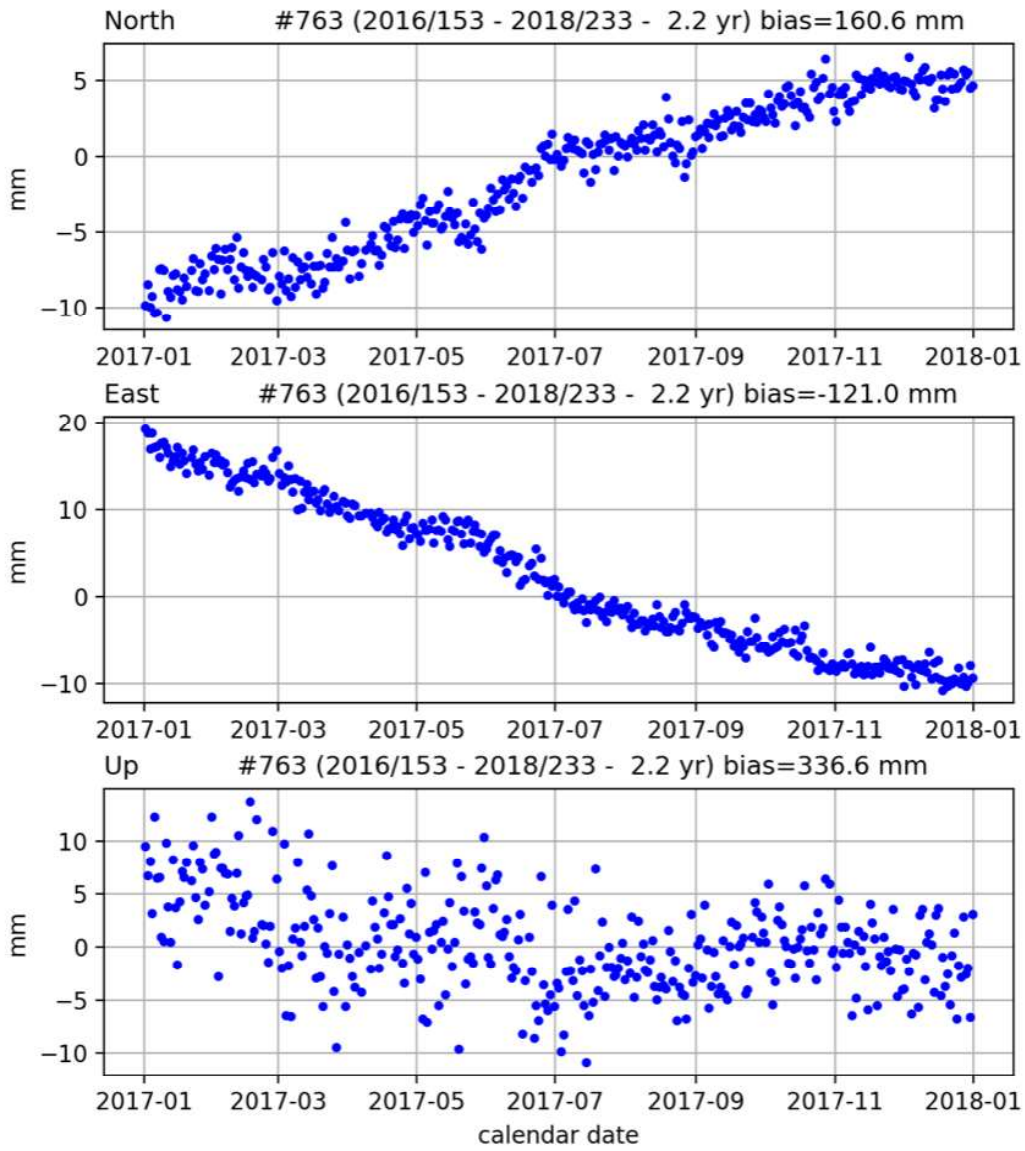
NchZ, NchN, NchE número de componentes verticales, Norte-Sur y Este-Oeste, respectivamente, usadas en la inversión.

50

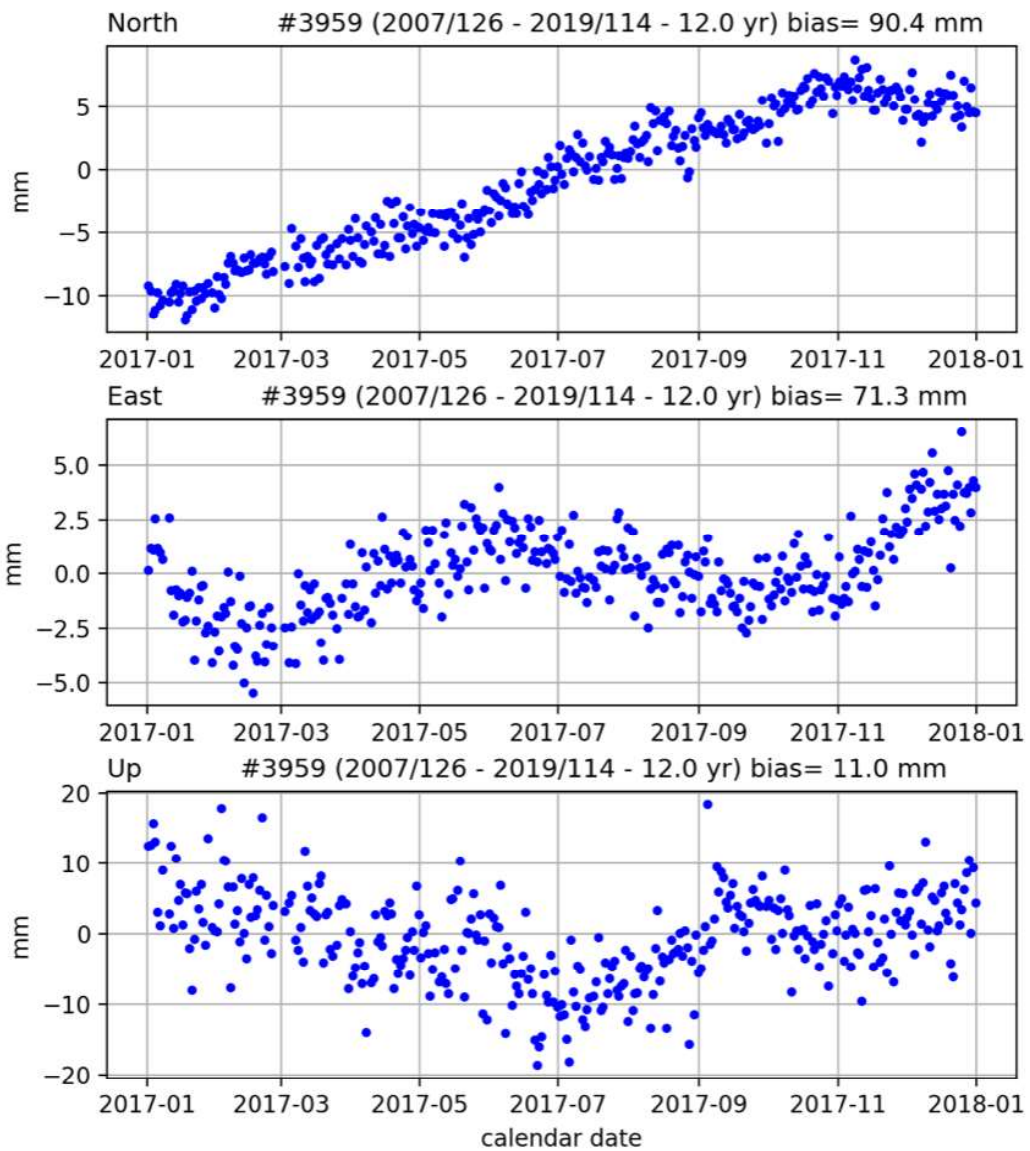
* y ** no son tomados en cuenta en el promedio, debido a que son valores de un mecanismo focal normal.

Anexo IV. Series de tiempo GPS para las componentes N, E y vertical . Cortesía de J-M Nocquet

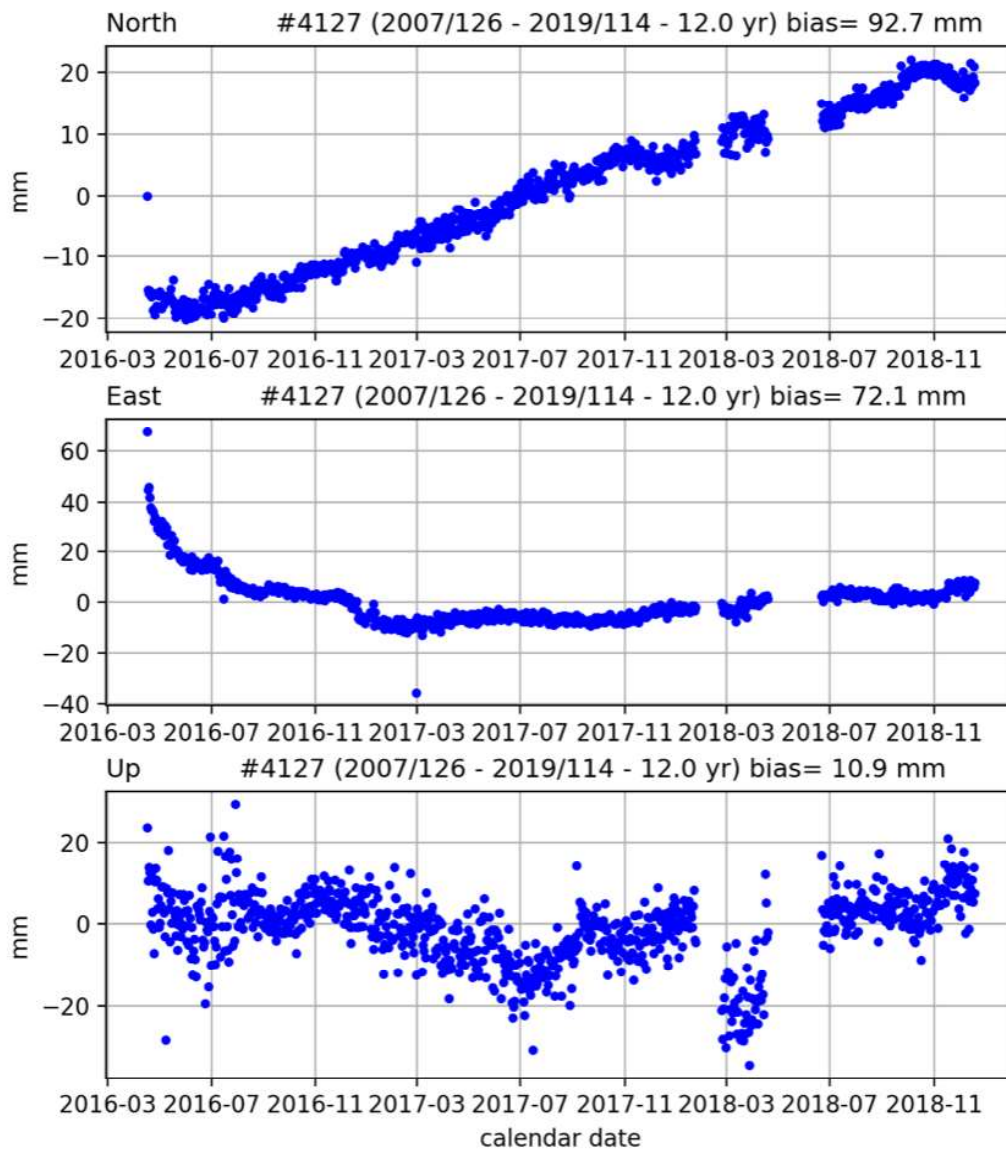
CJMS



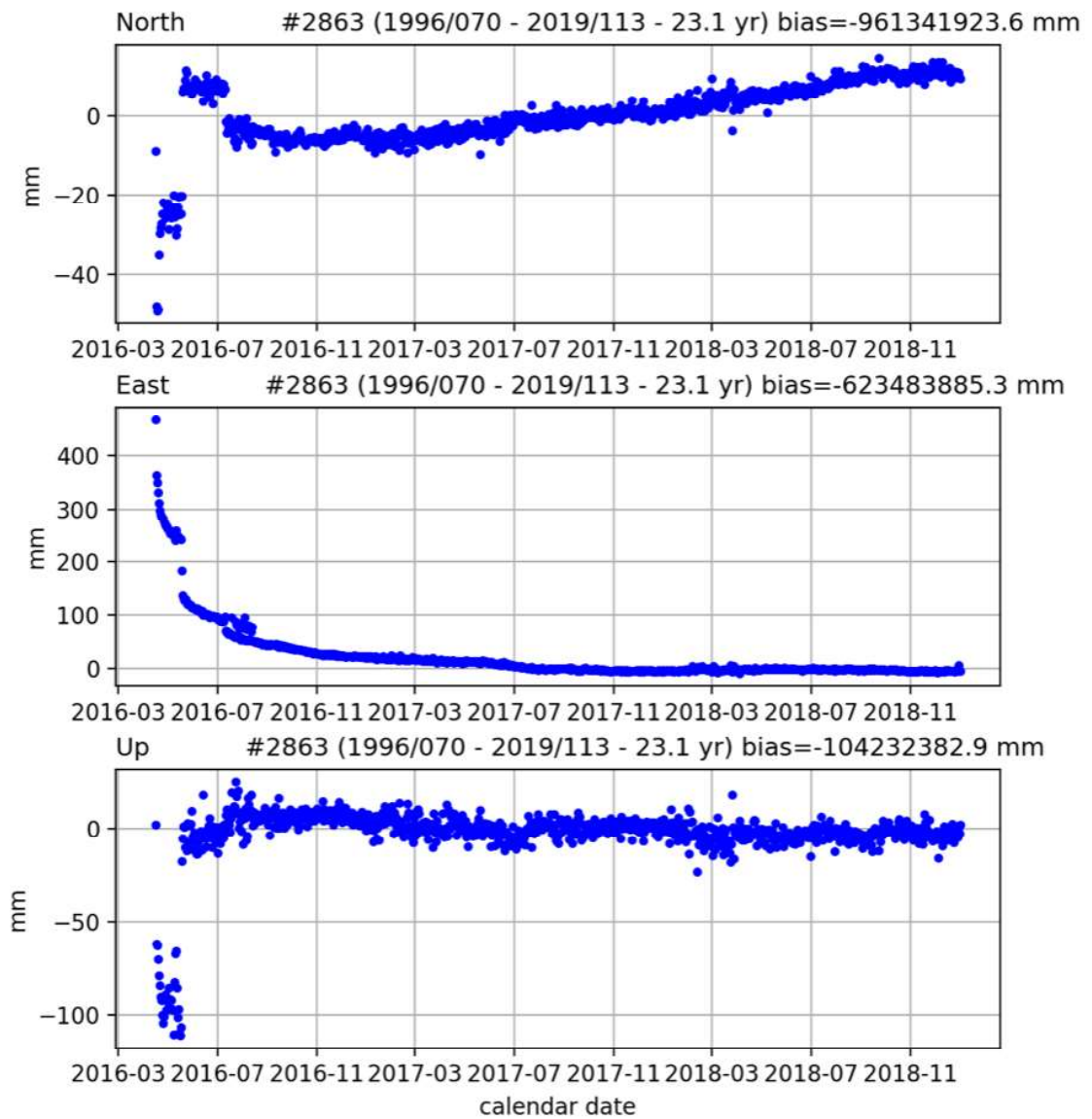
ESMR



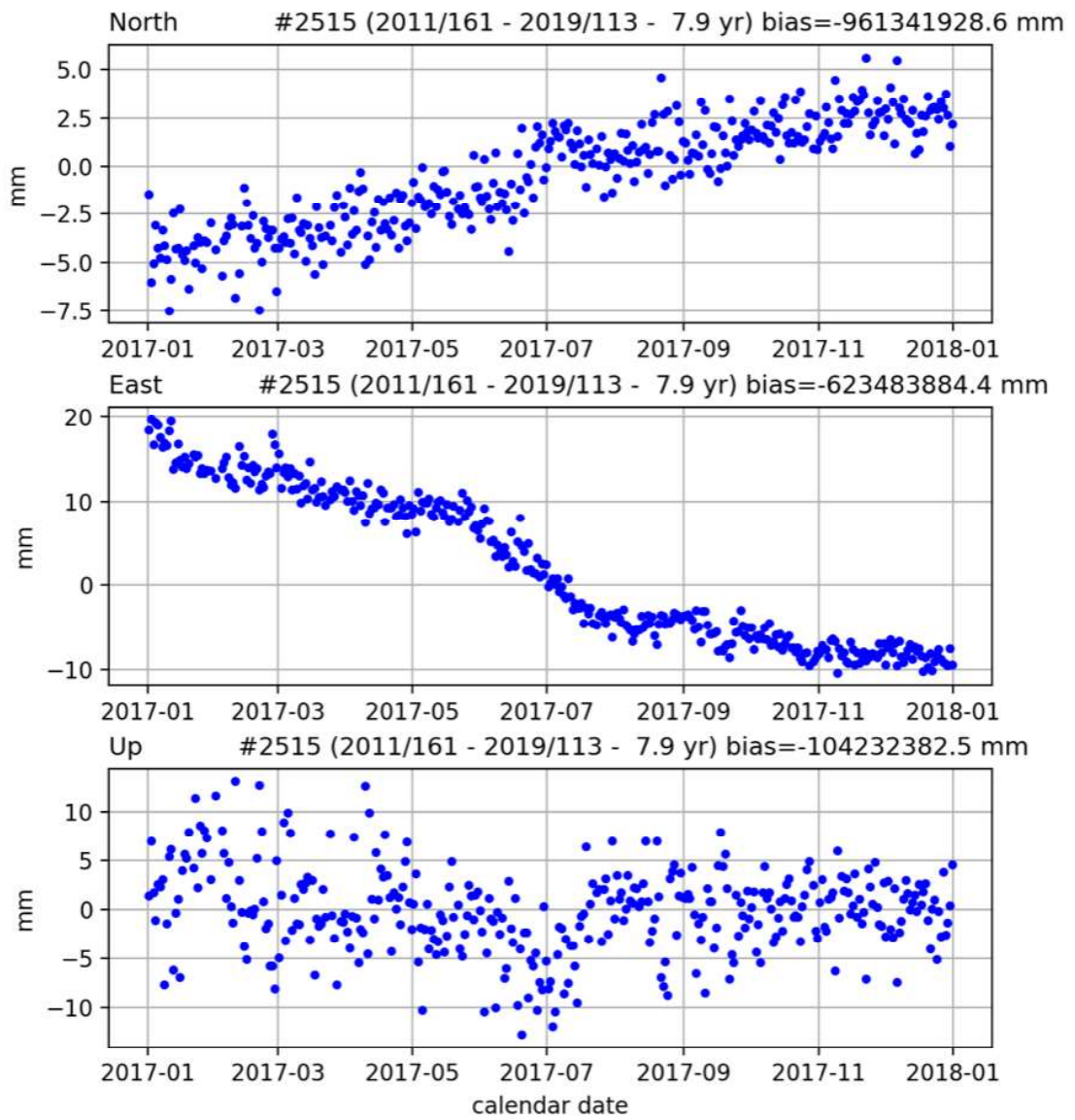
ESMR



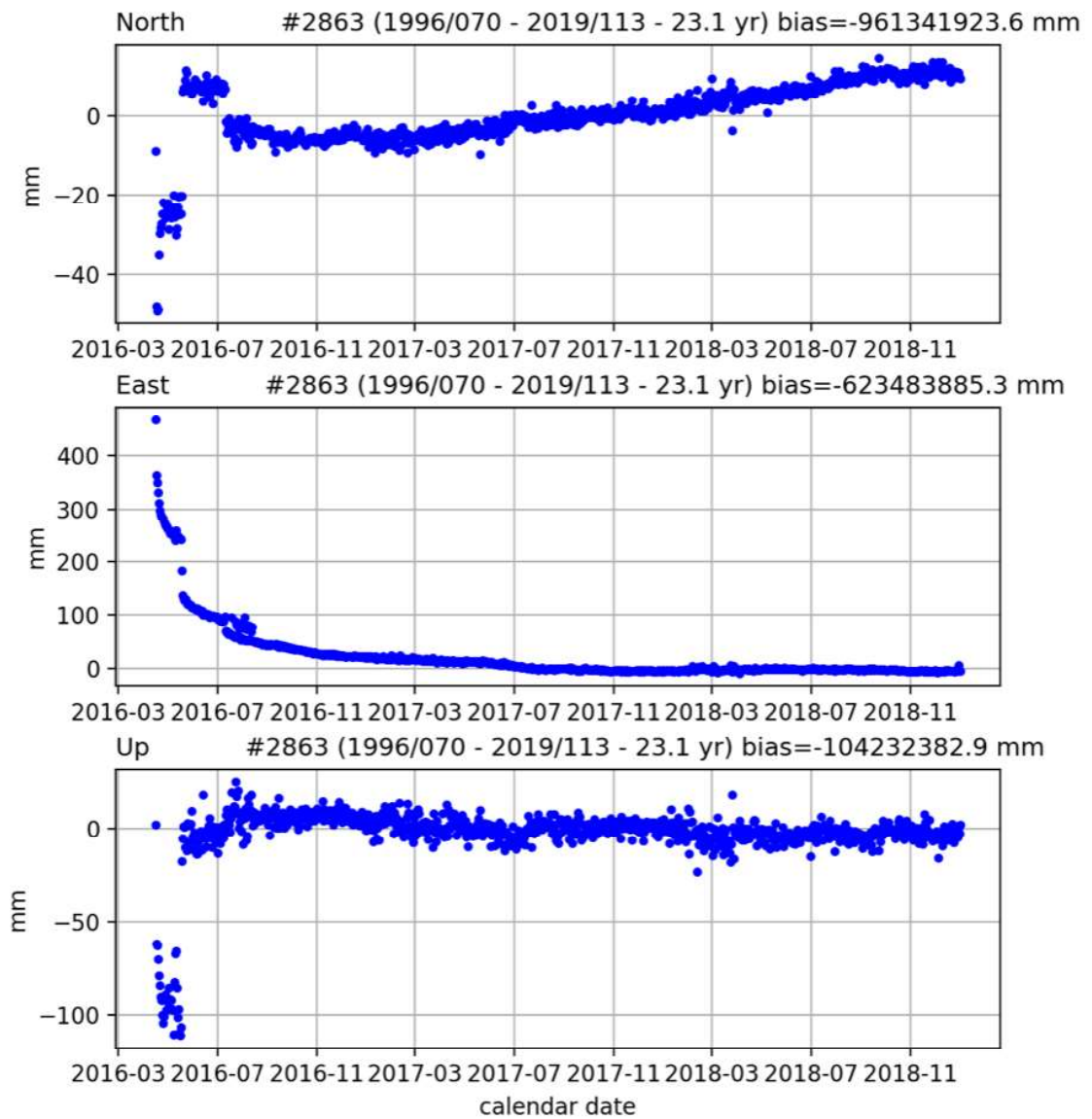
MOMP



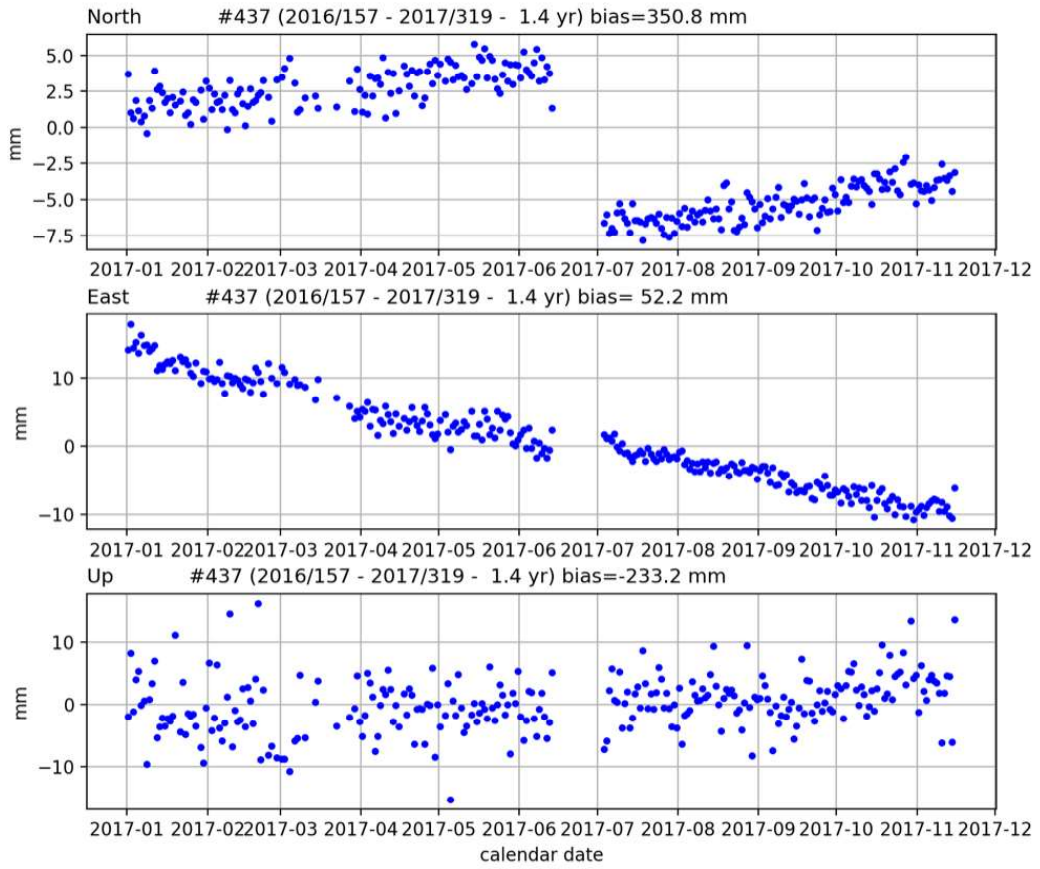
MOMP



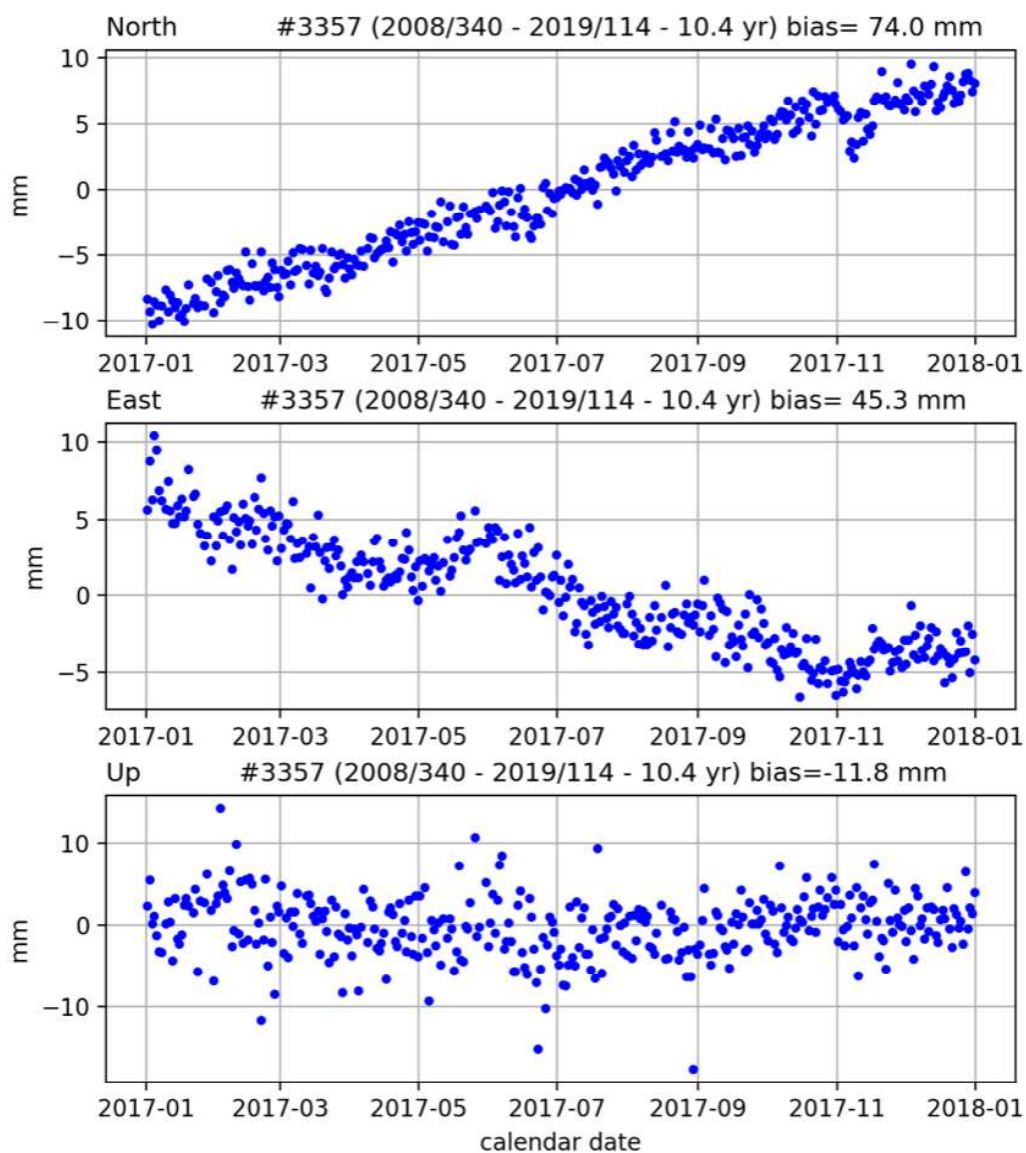
MOMP



MUIS



PTGL



PTGL

