

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

**DETERMINACIÓN HIPOCENTRAL EN 3D DE LA SISMICIDAD EN LA
ZONA DE SUBDUCCIÓN (CENTRO ECUADOR) REGISTRADA EN
UNA RED MICROSÍSMICA**

PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO

DARÍO ALEJANDRO FUENTES MEDINA

dario_afm@hotmail.com

DIRECTORA: Dra. YVONNE FONT

font@geoazur.unice.fr

CO-DIRECTORA: Dra. ALEXANDRA ALVARADO

aalvarado@igepn.edu.ec

Quito, Julio 2015

DECLARACIÓN

Yo, Darío Alejandro Fuentes Medina, declaro que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

La Escuela Politécnica Nacional, puede hacer uso de los derechos correspondientes a este trabajo, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Darío Alejandro Fuentes

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Darío Alejandro Fuentes Medina, bajo mi supervisión.

Dra. Yvonne Font

DIRECTORA DEL PROYECTO

Dra. Alexandra Alvarado

CO-DIRECTORA DEL PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

A mi madre, Silvia, por todo el amor y cariño que me brinda todos los días. Su sacrificio y dedicación permitieron que culmine esta etapa importante de mi vida.

A mis hermanos, Andrés y Valeria, ya que su apoyo y compañía me ha motivado a seguir adelante.

A toda mi familia quienes siempre han confiado en mí. A mis abuelitos Carlos y Luz por todos los consejos que me ayudaron a cumplir mis metas. A todos mis tíos y primos por preocuparse siempre y estar pendiente de mí, en especial a mi primo Dennis.

A mi directora y amiga, la Dra. Yvonne Font, gracias por todas las enseñanzas, apoyo y confianza durante la realización de este trabajo. A mi co-directora y jefa de trabajo, la Dra. Alexandra Alvarado, por confiar en mí y permitirme formar parte del Instituto Geofísico.

Al Instituto Geofísico y a todo el personal encargado del monitoreo, en especial a Juan Gabriel y Paúl por toda su solidaridad y amistad en el trabajo.

Al IRD de Francia, ya que sin su apoyo no hubiera sido posible la realización de este proyecto. A Marc Régnier por facilitarme los programas de ubicación de terremotos y por el tiempo en la capacitación de los mismos.

A mis profesores de la carrera, sus conocimientos han permitido superarme cada día más. En especial, al Dr. Mario Ruiz por las correcciones realizadas del manuscrito.

A mis amigos Diego SZ, Diego, Carlos, Michelle, Viviana y Francisco por todo su humor y compañía durante la carrera de Geología.

DEDICATORIA

A mí querida madre Silvia

A mis hermanos Andrés y Valeria

A mis abuelitos Carlos y Luz

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
CAPÍTULO I	5
1. INTRODUCCIÓN	5
1.1. ANTECEDENTES	5
1.2. JUSTIFICATIVOS	6
1.3. OBJETIVOS	8
1.3.1. OBJETIVO GENERAL	8
1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	8
1.4. ALCANCE	9
1.5. METODOLOGÍA	9
1.6. DESARROLLO DEL TRABAJO	10
1.7. SISMICIDAD EN LAS ZONAS DE SUBDUCCIÓN	11
1.7.1. SISMICIDAD DE SUBDUCCIÓN	11
1.7.2. LA ZONA SISMOGÉNICA INTERPLACA (ZSI)	14
1.7.3. ACOPLAMIENTO INTERSÍSMICO	15
1.7.2. CICLO SÍSMICO	17
1.7.3. EVENTOS DE DESLIZAMIENTO LENTO (SSE)	18
CAPÍTULO II	20
2. CONTEXTO GEODINÁMICO Y MARGEN CONVERGENTE DEL ECUADOR	20
2.1 MARCO GEODINÁMICO DE LA SUBDUCCIÓN EN ECUADOR	20
2.1.1. LA PLACA NAZCA Y CORDILLERA DE CARNEGIE	20
2.1.2. EL BLOQUE NOR ANDINO	22
2.2. EVENTOS HISTÓRICOS DE SUBDUCCIÓN EN EL ECUADOR	23

2.2.1.	EVENTO DE 1906 (Mw = 8,8)	23
2.2.2.	EVENTO DE 1958 (Mw = 7,7)	24
2.2.3.	EVENTO DE 1979 (Mw = 8,2)	24
2.2.4.	EVENTOS MENORES	25
2.3.	ACOPLAMIENTO INTERSÍSMICO	26
2.4.	SISMICIDAD MICRO A MODERADA	28
2.5.	CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO	30
CAPÍTULO III		33
3.	REDES, PROCESAMIENTO, DATOS DE TIEMPO DE ARRIBO Y LOCALIZACIÓN PRELIMINAR	33
3.1.	REDES, PROCESAMIENTO Y DATOS DE TIEMPO DE ARRIBO	33
3.1.1.	REDES	33
3.1.2.	PROCESAMIENTO DE LOS DATOS CRUDOS	36
3.1.3.	LECTURA DE LOS TIEMPOS DE LLEGADA DE LAS FASES SÍSMICAS	37
3.1.4.	OBSERVACIONES	37
3.2.	LOCALIZACIÓN PRELIMINAR	38
3.2.1.	LOCALIZACIÓN POR MINIMIZACIÓN DE RESIDUOS	39
3.2.2.	RESULTADOS PRELIMINARES	41
3.2.3.	COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS	57
CAPÍTULO IV		61
4.	DETERMINACIÓN HIPOCENTRAL DE EVENTOS SÍSMICOS EN 3D	61
4.1.	MÉTODO DE MÁXIMAS INTERSECCIONES (MAXI)	61
4.1.1.	VOLÚMENES DE IGUAL DIFERENCIA DE TIEMPO (EDT)	62
4.1.2.	PROCESO DE PREDETERMINACIÓN	64
4.1.3.	REDEFINIR LA SOLUCIÓN FINAL	66
4.1.4.	CRITERIOS DE CONFIANZA DE LA SOLUCIÓN HIPOCENTRAL	67

4.2. APLICACIÓN DEL MÉTODO MAXI	69
4.2.1. MODELO DE VELOCIDAD 3D Y PARAMETRIZACIÓN DE LA GRILLA	69
4.2.2. PARÁMETROS DE MAXI	71
4.3. RESULTADOS PRELIMINARES MAXI-3D.....	72
4.3.1. ANÁLISIS DEL PARÁMETRO Q_{EDT}	73
4.3.2. RESIDUOS DE TIEMPO DE TRAYECTO	74
4.4. RESULTADOS FINALES MAXI-3D.....	79
4.4.1. ANÁLISIS DEL PARÁMETRO Q_{EDT}	80
4.4.2. RESIDUOS DE TIEMPO DE TRAYECTO	81
4.4.3. FACTORES DE CONFIANZA.....	83
CAPÍTULO V	86
5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN	86
5.1. SEGMENTACIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD.....	86
5.1.1. GRUPO A.....	88
5.1.2. GRUPO B	92
5.1.3. GRUPO C.....	94
5.2. DISCUSIÓN	95
5.3. CONCLUSIONES.....	97
5.4. RECOMENDACIONES	98
BIBLIOGRAFÍA	99
ANEXOS	107

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de terremotos históricos, zonas de ruptura, asperidades, sismicidad superficial, grado de acoplamiento intersísmico en la falla de subducción ecuatoriana (Font Y., com. personal, modificado de Nocquet et al., 2014).	7
Figura 1.2 Sección transversal de la parte superficial de una zona de subducción, ilustrando un modelo de antearco. (modificado de Byrne et al., 1988).	12
Figura 1.3 Esquema del contacto interplaca mostrando diferentes tipos de zonas sismogénicas en márgenes convergentes (Schwartz y Rokosky, 2007).	15
Figura 1.4 Vista en perspectiva de la zona sismogénica caracterizada por largas áreas sísmicas o asperidades. (modificado de Dixon y Moore, 2007).	16
Figura 1.5 Diagrama del ciclo sísmico en una zona de subducción. Los colores indican el comportamiento de fricción de la interfase. (Radiget, 2011).	18
Figura 2.1 Esquema Geodinámico del Noroeste de Sudamérica. Interacción de la placa Nazca, Cocos y Sudamericana con sus rasgos morfológicos asociados. GG= Golfo de Guayaquil, FZ= Zona de Fractura. (Modificado de Gutscher et al., 1999).	21
Figura 2.2 Modelo de velocidad sísmica de onda P a través del margen central ecuatoriano. Círculos en negro indican la posición de terremotos del catálogo de Engdhal's. M.B: Cuenca de Manabí, S.Z: Zona sismogénica inferida, O.L: capa oceánica, L-s: Estaciones en Tierra, y OBS: Ocean Bottom Seismometer. (Graindorge et al., 2004).	22
Figura 2.3 Localización de las zonas de ruptura de los grandes terremotos de subducción del siglo XX en el norte del Ecuador y SW de Colombia (elipses punteadas), epicentros (estrellas) (Collot et al., 2004). Réplicas asociadas relocalizadas en 3 meses de $m_b > 4.8$ (puntos blancos, negros y rojos) (Mendoza y Dewey, 1984), asperidades sismológicas (áreas elípticas gris sombreado) y mecanismos focales (Kanamori y Given, 1981; Kanamori y McNally, 1982; Swenson y Beck, 1996; Herd et al., 1981; Beck y Ruff, 1984).	25

Figura 2.4 Distribución de acoplamiento intersísmico (ISC) a lo largo de la zona interplaca de subducción ecuatoriana derivado de la inversión de velocidades intersísmicas GPS. Parches rojo-amarillo indican asperezas altamente bloqueadas y parches blanco-azul regiones de alto creeping de la interface del contacto interplaca. Flechas representan los datos GPS intersísmico (negro) y sintéticos (rojo). (Chlieh et al., 2014). Líneas de puntos rojos son los contornos de iso-prufundidad cada 10 km de la interface del slab (Font et al., 2013). 27

Figura 2.5 Mapa mostrando los epicentros de terremotos históricos (izquierda) y la sismicidad en el Ecuador mediante el catálogo 3-D MAXI (derecha). (Font et al., 2013). Asperezas (verde oscuro) y zonas de ruptura (verde claro; Kanamori y McNally, 1982; Beck y Ruff, 1984; Swenson y Beck, 1986). Anomalías de gravedad de Bouguer (Feininger y Seguin, 1983). Levantamiento de terrazas marinas (Pedoja, 2003 y Pedoja et al., 2006)..... 29

Figura 2.6 Evento de deslizamiento lento (SSE) que ocurrió en Agosto 2010 bajo la Isla de la Plata. El movimiento del GPS de 2 cm horizontal y 1 cm vertical durante este SSE son las flechas negra y roja respectivamente y los sintéticos son las flechas delgadas. (Chlieh et al., 2014). La distribución SSE (contornos rojos, cada 5mm) se superpone muy bien con la relocalización de la microsismicidad reportada por Vallé et al., (2010)..... 31

Figura 3.1 Ubicación de redes sismológicas en la región de Manabí..... 33

Figura 3.2 Histograma indicando el número de picados de los tiempos de llegada de las ondas P y S con su calidad de lectura (peso), y número de estaciones por evento analizado en este estudio. 38

Figura 3.3 Mapa de localización de la actividad sísmica (Diciembre 2012- Abril 2013), en base a tiempos de llegada de las ondas P-S y con el modelo de velocidades estándar 1D (ver tabla 3.3). A) Localización de todos los eventos sísmicos. B) Localización de eventos sísmicos con un rms < 0,5 s. Histograma de rms de residuos de tiempo de trayecto (los números indican el promedio (s), desviación estándar (s) y números de eventos respectivamente). Histograma de profundidad. 44

- Figura 3.4 Esquema mostrando diferentes tipos de la distribución de residuos y sus posibles estrategias para corregir el modelo de velocidad (ver las interpretaciones descritas en el texto asociado)..... 46
- Figura 3.5 Mapa de localización de la actividad sísmica (Diciembre 2012- Abril 2013), en base a tiempos de llegada de las ondas P-S y con un modelo de velocidades Ponce (2014) 1D (ver tabla 3.5). A) Localización de todos los eventos sísmicos. B) Localización de eventos sísmicos con un rms < 0,5 s. Histograma de rms de residuos de tiempo de trayecto (los números indican el promedio (s), desviación estándar (s) y números de eventos respectivamente). Histograma de profundidad. 53
- Figura 3.6 Histogramas que indican la diferencia en longitud, latitud, profundidad y tiempo de origen para los eventos localizados con el modelo estándar y el modelo Ponce (2014) con todas las estaciones. Los números en la parte superior indican el promedio, desviación estándar y número de eventos respectivamente. 58
- Figura 3.7 Gráfico mostrando la correlación entre la diferencia de tiempo de origen con respecto a la diferencia de profundidad entre PS_con_1DST_NETL y PS_con_1DGP_NETL (trade-off). 59
- Figura 4.1 Esquema sintético de una EDT (Y. Font). Izquierda: vista en 3D de una EDT establecida dentro de un modelo de velocidad homogéneo. Derecha: volumen EDT y relación con el valor de tolerancia (TERR en segundos). TERR controla el espesor del volumen EDT..... 62
- Figura 4.2 Mapa (izquierda) y sección transversal (derecha) que representan las intersecciones de los volúmenes EDT (modificado de Theunissen et al., 2012). La estación 4 representa una medición de tiempo de llegada falsa. Las trazas de EDT en gris corresponden al conjunto de volúmenes EDT asociado con la estación 4 que no afectan la determinación PRED. La casilla de la sección transversal delimita el zoom que se ve en la figura 4.3..... 64
- Figura 4.3 Esquema del procedimiento iterativo (primera etapa) de determinación de las soluciones SPRED (modificado de Theunissen et al., 2012). Las cinco secciones transversales son enfocadas en el área indicada en la figura 4.2. Las EDTs grises representan el conjunto de EDT asociado a una medición falsa. Cada

cuadro enfoca el área de las soluciones PRED para un TERR dado. La estrella roja representa la ubicación del terremoto. Los rectángulos de color representan los nodos PRED; sus tamaños y colores muestran el número de intersección. El último cuadro en la derecha representa el proceso de suma del número de intersección en las múltiples posiciones de PRED (es el dominio SPRED). 65

Figura 4.4 Esquema representando los volúmenes 1, 2, 3 y la búsqueda final del volumen 4 (modificado de Theunissen et al., 2012). V1 incluye todas las soluciones PRED. V3 incluye los nodos de las soluciones PRED intersecados por el máximo número de volúmenes EDT (valor llamado asummax). V2 incluye los nodos de las soluciones PRED con mejores puntuaciones menos un margen de confianza. V4 es el área de búsqueda para la próxima etapa..... 66

Figura 4.5 Esquema del segundo procedimiento iterativo (mini MAXI) buscando la solución final, basado en tiempos de llegada limpiados y grilla secundaria redefinida (modificado de Theunissen et al., 2012). V5 es el volumen que contiene los mejores nodos de las soluciones PRED. La solución final se elige como el baricentro de V5. 67

Figura 4.6 Sección transversal del modelo de velocidad 3D representado en el Ecuador a lo largo de 1,5°S. Font et al., 2013 (arriba); este estudio (abajo)..... 69

Figura 4.7 Vista interna dentro de 4 bloques con sus trayectorias de rayos pasando por los nodos de velocidad. El tamaño de cada bloque es de: 3 x 3 x 2 km, con nodos cada 1 km a lo largo de x, y, z..... 70

Figura 4.8 Mapa de localización de la actividad sísmica (Diciembre 2012- Abril 2013), en base a tiempos de llegada de las ondas P y con el MV-3D-FY. Histograma de profundidad y rms de residuos de tiempo de trayecto (los números indican el promedio (s), desviación estándar (s) y números de eventos respectivamente)..... 72

Figura 4.9 Histograma del parámetro Q_{EDT} usando MAXI-3D-FY (Q_{EDT} se calcula en SPRED). Los números indican el promedio, desviación estándar y números de eventos respectivamente). 73

- Figura 4.10 Histograma de residuos de tiempos de trayecto en función de EDT-in y EDT-out para ABLA y ZAPA utilizando el MV-3D-FY (los números en la parte superior indican: nombre de la estación, número y porcentaje de eventos, residuo promedio, desviación estándar, residuo mínimo y máximo)..... 76
- Figura 4.11 Histograma de residuos de tiempos de trayecto en función de EDT-in y EDT-out para ZAPA utilizando el MV-3D-FY (arriba) y el MV-3D-FC (modelo corregido) bajo esta estación (abajo). Los números en la parte superior indican: nombre de la estación, número y porcentaje de eventos, residuo promedio, desviación estándar, residuo mínimo y máximo..... 78
- Figura 4.12 Mapa de localización de la actividad sísmica (Diciembre 2012- Abril 2013), en base a tiempos de llegada de las ondas P y con el MV-3D-FC. Histograma de profundidad y rms de residuos de tiempo de trayecto (los números indican el promedio (s), desviación estándar (s) y números de eventos respectivamente)..... 79
- Figura 4.13 Histograma del parámetro Q_{EDT} para la localización final usando MAXI-3D-FC. Los números indican el promedio, desviación estándar y número de eventos respectivamente. 80
- Figura 4.14 Histogramas, antes de la selección de datos de Q_{EDT} , distancia entre los baricentros de V1 y V3, número total de intersecciones en la solución y del tamaño de V2. Los números indican el número de datos, promedio y desviación estándar. Valor mínimo y máximo. 84
- Figura 4.15 Incertidumbre de error en X, Y y Z (km) y rms de residuos de tiempos de trayecto para los 827 eventos seleccionados (s)..... 85
- Figura 5.1 Mapa de sismicidad resultado del proceso MAXI-3D-FC y de una selección de hipocentros con altos factores de confianza. Líneas negras: trazas de fallas principales en la región de Manabí (Reyes y Michaud, 2012). Líneas rojas: zona que corresponde a la entrada de macizos oceánicos (estrellas roja; Sanclemente, 2014). 87

- Figura 5.2 Cortes horizontales de la sismicidad cada 5 km en la zona de estudio. Los colores indican el Q_{EDT} para cada solución hipocentral. A, B y C indican los grupos de sismos comentados en el texto. 88
- Figura 5.3 Corte a lo largo de los grupos sísmicos A y B (12 km de espesor). Línea negra: geometría del slab propuesto según los resultados obtenidos en este estudio. Línea roja entrecortada: geometría del slab propuesto por Font et al. (2013). Notar la coincidencia entre la falla Jipijapa en superficie y el límite oeste del grupo B..... 89
- Figura 5.4 Corte de la sismicidad a lo largo del perfil de gran ángulo SIS-05. Arriba: eventos sísmicos superpuestos sobre el modelo de velocidad de Gailler (2005). Abajo: sobre el modelo de velocidad propuesto por Graindorge et al. (2004). Línea negra entrecortada: Geometría del slab propuesto por Font et al. (2013)..... 90
- Figura 5.5 (A) Mapa de la profundidad del sócalo acústico en ms (tiempo doble) (Hernández, 2014). (B) Correlación entre la sismicidad y la profundidad del sócalo acústico. 91
- Figura 5.6 Correlación de la sismicidad comparada con el grado de acoplamiento en la zona de estudio. Líneas negras: trazas de fallas principales en la región de Manabí (Reyes y Michaud, 2012)..... 92
- Figura 5.7 Localización de actividad sísmica relacionada en parte con la falla Jipijapa (Bethoux et al., 2011). 93
- Figura 5.8 Corte a lo largo del grupo sísmico C (espesor de 12 km). Línea negra: geometría del slab propuesto según los resultados obtenidos en este estudio. Línea roja entrecortada: geometría del slab propuesto por Font et al. (2013)..... 94

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1 Coordenadas y equipamiento de las redes sismológicas usadas en este estudio. Digitalizador: K= Kephren (Agecodagis); R= Reftek-130 (Reftek); H= Hypocampe (Geoazur). Sensor: G3= CMG3ESPC (Guralp); CT= Compact Trillium (Nanometrics).....	35
Tabla 3.2 Juego de pre-determinaciones hipocentrales.....	42
Tabla 3.3 Modelo de velocidad 1D estándar.	42
Tabla 3.4 Tipo de caso al que corresponde la distribución de residuos de tiempo de trayecto para cada estación utilizada con el modelo de velocidad estándar (los valores indicados son σ , desviación estándar, en segundos).	49
Tabla 3.5 Modelo de velocidad para las estaciones FAEM, ZAPA, LALU, UNPA e ISPT. (Ponce, 2014).	51
Tabla 3.6 Comparación de residuos promedios y desviación estándar (en segundos) con los dos modelos de velocidades propuestos en este estudio. En verde, se presenta la mejora de σ en el modelo Ponce (2014).	55
Tabla 3.7 Comparación de residuos promedios y desviación estándar (en segundos) con los 4 juegos de determinaciones hipocentrales. Se compara 1276 eventos.....	57
Tabla 4.1 Tabla de EDT-in y EDT-out que representa el número de eventos, porcentaje, residuos promedios y desviación estándar para cada estación utilizada en la localización MAXI con el MV-3D-FY. Amarillo: mayor y menor porcentaje de EDT-in; verde: estaciones en el que se corrigió el MV-3D (ver párrafos que siguen).	75
Tabla 4.2 Comparación del número de eventos, porcentaje, residuos promedios y desviación estándar para cada estación al utilizar el MV-3D-FY y el MV-3D-FC para EDTs que cruzan la solución (EDT-in). En verde, se presenta la mejoras de σ en el MV-3D-FC.	82

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1. Datos crudos disponibles.....	107
ANEXO 2. Procesamiento de datos, lecturas y picado de fases sísmicas	108
A2.1. PROCESAMIENTO DE DATOS	108
A2.2. CONCEPTO DE ONDAS SÍSMICAS, TRAYECTOS DE PROPAGACIÓN Y LECTURAS DE TIEMPOS DE LLEGADA DE LAS ONDAS.....	111
A2.3. LECTURA DE PRIMEROS ARRIBOS.....	114
ANEXO 3. Residuos de tiempo de trayecto con una técnica de minimización de residuos y con el modelo de velocidad estándar.....	119
ANEXO 4. Residuos de tiempo de trayecto con una técnica de minimización de residuos y con el modelo de velocidad Ponce (2014)	121
ANEXO 5. Residuos de tiempo de trayecto con la técnica MAXI y con el modelo de velocidad MAXI-3D-FY (Font et al., 2013).....	123
ANEXO 6. Residuos de tiempo de trayecto con la técnica MAXI y con el modelo de velocidad MAXI-3D-FC.....	127

RESUMEN

El sistema de convergencia en el Ecuador ha producido 4 terremotos históricos durante el último siglo. El mayor evento de 1906 ($M_w = 8.8$) generó una longitud de ruptura de ~500 km de largo y fue parcialmente reactivado por tres terremotos menores 1942 ($M_w = 7.8$), 1958 ($M_w = 7.7$) y 1979 ($M_w = 8.2$). El límite sur de la zona de ruptura se encuentra en la latitud de Bahía de Caráquez. El margen central del Ecuador, desde Bahía hacia el sur, no se conoce terremotos de subducción con $M_w > 7$.

En este trabajo se presenta un estudio de la sismicidad en el margen central del Ecuador. Se analiza 5 meses (Diciembre 2012- Abril 2013) de datos sísmicos registrados en 18 estaciones (14 estaciones en tierra y 4 OBS: *Ocean Bottom Seismometers*), las cuales fueron instaladas como parte de los proyectos OSISEQ y JUAN (IG-EPN y Geoazur-IRD) en la región de Manabí.

El procesamiento de los datos y la identificación de los tiempos de llegadas de las fases P y S permitieron localizar los eventos mediante un modelo de velocidad en 1D para seleccionar los eventos cercanos a la red. Para tratar de mejorar la determinación hipocentral se utilizó un modelo de velocidad en 3D. En este último catálogo MAXI-3D, se seleccionaron 827 sismos que presentan altos criterios de confianza, los cuales se procedieron a interpretar en el contexto geodinámico de la subducción.

Se observan 3 grupos de sismos que al correlacionarlos con las variaciones del acoplamiento de la falla interplaca, permitieron identificar 4 segmentos de subducción con características sísmicas diferentes:

_ Al sur de Puerto López, se evidencia un segmento sin sismicidad frente a una falla de subducción desacoplada.

_ El segmento comprendido entre Puerto López y Manta presenta dos grupos de sismos. El primero y más superficial (0-20 km), se ubica en una zona altamente acoplada y contiguo a la entrada en subducción de macizos oceánicos. La sismicidad liberada en Enero 2013 está asociada a un evento de deslizamiento lento (SSE). Esta sismicidad afecta la placa subductante y en menor proporción a

la placa cabalgante. La distribución de sismos también coincide, en dirección y geometría, con la parte hundida del techo de la placa cabalgante. En profundidad, el acoplamiento interplaca disminuye rápidamente y es nulo a la profundidad del segundo grupo de sismos. Esta sismicidad más profunda (20 y 35 km), se encuentra en la intraplaca de subducción.

_ El segmento, entre Manta y Bahía, se encuentra asociado a una zona de falla desacoplada. Se evidencia un grupo de sismos en la placa en subducción, a profundidades entre 15 y 30 km.

_ Al norte de Manta, una región asísmica (o casi) asociada a una zona de contacto interplaca de subducción parcialmente acoplada (parte sur de la zona de ruptura de los sismos de 1906 y 1942).

En el período de tiempo considerado, no se encontró actividad sísmica que se relacione a las fallas corticales Jipijapa y El Aromo. Sin embargo, se observa que hay una coincidencia entre las trazas de las fallas en superficie con la extensión geográfica de dos grupos de sismicidad profunda (intraplaca subductante).

ABSTRACT

The convergent system in Ecuador has produced four historical earthquakes in the last century. The biggest event in 1906 ($M_w = 8.8$) produced a rupture surface of ~ 500 km long and was partially reactivated by three minor earthquakes 1942 ($M_w = 7.8$), 1958 ($M_w = 7.7$), and 1979 ($M_w = 8.2$). The southern boundary of the rupture zone is at the latitude of Bahía de Caraquez. Southern Bahía, no subduction earthquakes with $M_w > 7$ are not known in the central margin of Ecuador.

This work presents a study of the seismicity in the central margin of Ecuador. It analyzes 5 months (December 2012-April 2013) of seismic data recorded at 18 stations (14 stations in land and 4 Ocean Bottom Seismometers or OBS) which were installed as part of the OSISEQ/JUAN experiments (IG-EPN and Geoazur-IRD) in the Manabí region.

Data processing and identifying the P and S phases arrival times allowed to pre-locate events using a 1D velocity model in order to select the events near network. To improve hypocentral determination, we then used a 3D velocity model. In this last MAXI-3D catalog, were selected 827 earthquakes that have high confidence factors. We then proceeded to interpret seismicity within the geodynamic context of subduction.

We observed 3 groups of earthquakes which, when correlating with the variations of interplate coupling, allow to identify 4 subduction segments with different seismic characteristics:

_ South of Puerto López, we observed a segment without seismicity facing a decoupled subduction fault.

_ The segment between Puerto Lopez and Manta comprises two groups of earthquakes. The first and most superficial (0-20 km), is located in a highly couple area which is adjacent to the entry into subduction of oceanic massif. The seismicity released in January 2013 is associated with a slow slip event (SSE). This seismicity affects essentially the subducting plate and to a lesser extent the overriding plate. The distribution of this seismicity also aligns with the lowest part

of the top of overriding crust. Along depth, intersiesmic coupling rapidly decreases and is zero in the depth of second group of earthquakes. This seismicity deepest (20 and 35 km), is located within the subducting plate.

_ The segment, between Manta and Bahia, is associated with a decoupled subduction fault zone. A group of earthquakes is observed within the subduction plate at a depth between 15 and 30 km.

_ North of Manta, an aseismic region (or almost) is associated to a partially coupled interplate contact zone (southern part of the 1906 and 1942 rupture zones).

In the considered period, we do not see any evidence of seismic activity related to Jipijapa and El Aromo crustal faults. We however note a coincidence between the surface traces of these faults and the geographical extension of two groups of deep seismicity within subduction intraplate.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

Las zonas de subducción generan los terremotos más grandes y destructivos en el mundo. En los períodos intersísmicos, estas zonas presentan una actividad sísmica con eventos de menor magnitud. La adecuada ubicación de estos eventos ayuda a entender de una mejor manera el comportamiento de la zona sismogénica interplaca, así como también contribuye a la evaluación del peligro sísmico.

Sin embargo, la determinación hipocentral de los sismos en las zonas de subducción se encuentra a menudo mal evaluada debido a las complejidades estructurales del medio terrestre y el escaso monitoreo sísmico cerca de las zonas costeras y/o la falta de redes sísmicas en el mar.

El presente trabajo analiza la sismicidad en la zona de subducción del centro del Ecuador (región de Manabí) registrada durante 5 meses en una red microsísmica que incluye estaciones en el mar. El trabajo de ubicación de terremotos toma en cuenta el aspecto tridimensional de la estructura terrestre.

Este estudio se realiza como parte del proyecto de titulación previo a la obtención del título de Ingeniero Geólogo, el cual cuenta con el apoyo del Instituto Geofísico (IG) de la Escuela Politécnica Nacional y el Instituto (Francés) de Investigación para el Desarrollo (IRD). Entra en el marco de los proyectos científicos del Laboratorio Mixto Internacional Sismos y Volcanes y se relaciona con otros 3 estudios en curso: M. Segovia (Doctorado, IG-EPN, Geoazur-Université de Nice Sophia-Antipolis UNS, France), G. Ponce (Maestría, Géozur-UNS) y Juan Gabriel Barros (Maestría, IG-EPN).

1.2. JUSTIFICATIVOS

A lo largo de la subducción ecuatoriana, la placa Nazca subduce la placa Sudamericana con una velocidad de ~ 6 cm/año (Trenkamp et al., 2002). En dicho sistema en convergencia se conocen 4 terremotos históricos superficiales mayores (Kanamori y McNally, 1982; Mendoza y Dewey, 1984; Beck y Ruff, 1984; Swenson y Beck, 1996). El mayor evento registrado es el terremoto de 1906 $M_w = 8.8$, que generó una ruptura de aproximadamente 500 km de longitud, desde Bahía de Caráquez (Ecuador) al sur, hasta Buenaventura (Colombia) al norte. Tres terremotos menores 1942 $M_w = 7.8$, 1958 $M_w = 7.7$ y 1979 $M_w = 8.2$, rompieron, en tres áreas adjuntas, la mayor parte de la misma zona de ruptura de 1906 (Fig. 1.1). El límite sur de la extensión de las rupturas para los terremotos de 1906 y 1942 se encuentra en la latitud de Bahía de Caráquez. Recientes estudios en modelización de datos geodésicos, indican que la zona de ruptura de 1906 se caracteriza por una heterogeneidad lateral importante del grado de acoplamiento en la falla del contacto interplaca (Chlieh et al., 2014; Nocquet et al., 2014). Las zonas de asperidades sismológicas de los eventos históricos mayores parecen localizadas en la periferia de las superficies altamente acopladas (Fig. 1.1).

Al sur de Bahía de Caráquez, no se conoce en los archivos históricos terremotos de subducción con magnitud mayor a 7. En ésta área, la zona de falla interplaca entre Bahía de Caráquez y Puerto López (zona de estudio) presenta dos “segmentos” de comportamiento diferente:

a) El segmento norte, desde Bahía hasta Manta, está caracterizado por un bajo grado de acoplamiento ($< 20\%$) y una escasa sismicidad de fondo (Fig. 1.1). La parte norte del segmento poco acoplado (cerca de Bahía de Caráquez) sufrió 3 terremotos históricos con $M_w > 7$.

b) El segmento sur, desde Manta hasta Puerto López, está caracterizado por: (1) un alto grado de acoplamiento ($> 70\%$) superficial cerca de la fosa (Fig. 1.1), (2) la ocurrencia de un sismo lento ($M_w = 6.2$) en el *downdip* del área acoplada asociado a un enjambre sísmico en 2010 (Chlieh et al., 2014; Vallée et al., 2013), (3) una repetición de enjambres sísmicos en 1998, 2002 y 2005, que se sospecha fueron también asociados a deslizamientos lentos.

El conocimiento de las características sísmicas de estos dos segmentos contiguos aún no está claro debido a la falta de datos o por escasas estaciones sísmicas. Por esta razón, se desplegaron dos redes sísmicas temporales relativamente densas (JUAN y OSISEQ) para estudiar de mejor manera el comportamiento de la zona de subducción en estos dos “segmentos”.

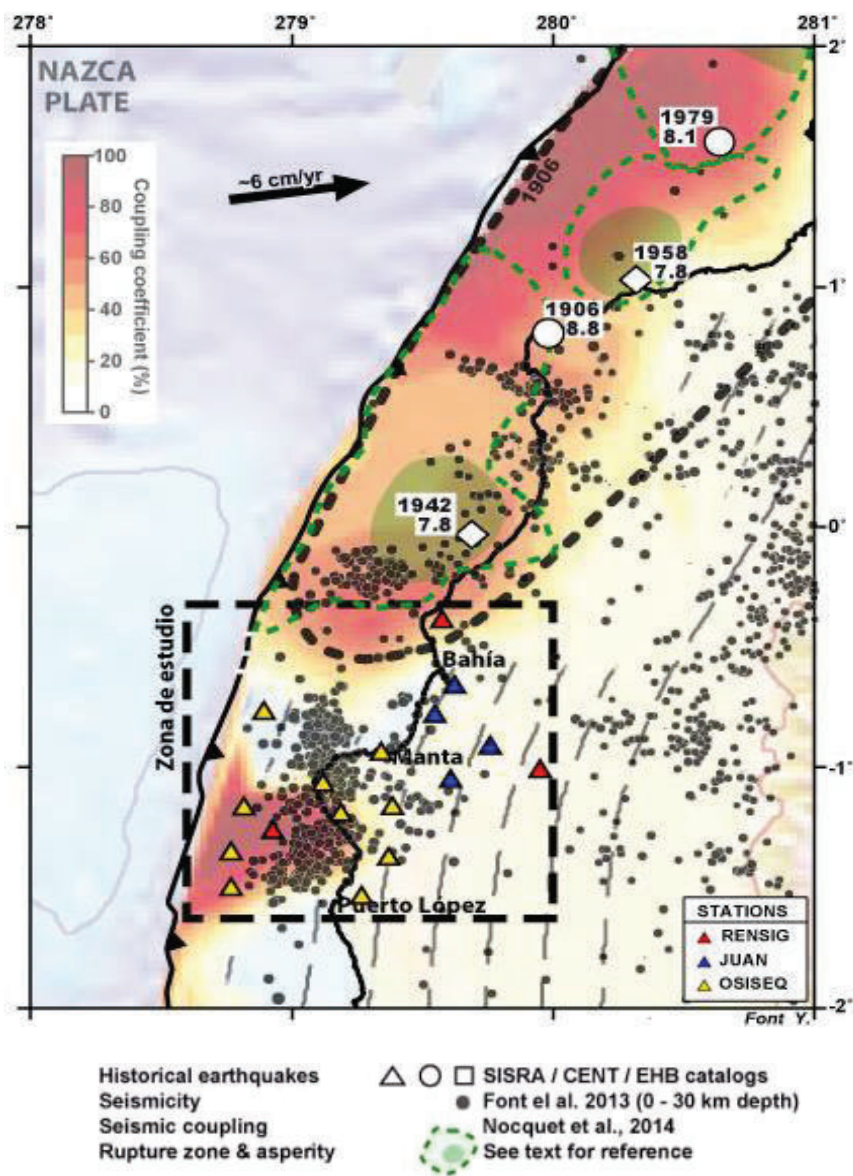


Figura 1.1 Mapa de terremotos históricos, zonas de ruptura, asperidades, sismicidad superficial, grado de acoplamiento intersísmico en la falla de subducción ecuatoriana (Font Y., com. personal, modificado de Nocquet et al., 2014).

Los resultados de este estudio contribuirán a caracterizar de mejor manera la localización hipocentral de los sismos que se generan en la zona de subducción del centro del Ecuador y definir patrones de sismicidad o segmentos de subducción. Por comparación, permitirá mejorar el entendimiento de las diferencias en las características sísmicas de estos dos “segmentos”. Además ayudará a comprender la relación que existe entre el grado de acoplamiento, con sismos lentos y la distribución de la sismicidad. Dicho conocimiento traerá una nueva visión en esta zona sísmica y generará un nuevo enfoque a estudios posteriores.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. OBJETIVO GENERAL

- Identificar y analizar la sismicidad registrada por redes densas y temporales en la parte central de la zona de subducción ecuatoriana (Manabí), con el fin de contribuir a la caracterización del comportamiento sísmico de dos “segmentos” de la falla de subducción que muestran niveles de acoplamiento diferentes.

1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- i) Identificar los eventos sísmicos en los registros de dos redes densas y temporales combinados con la red nacional de sismógrafos del Ecuador.
- ii) Establecer el catálogo de ubicaciones precisas de terremotos con un modelo de velocidad sísmica en tres dimensiones (3D).
- iii) Caracterizar la distribución espacio-temporal de la sismicidad.
- iv) Interpretar el comportamiento sísmico en el marco del conocimiento de los “segmentos” de la falla de subducción.

1.4. ALCANCE

Para la realización de este proyecto se pretende:

- i) Recopilar información bibliográfica.
- ii) Recolectar datos crudos en las estaciones que permanecen en la región de Manabí.
- iii) Archivar, procesar y combinar los datos crudos de la red permanente del IG-ADN y de las redes densas JUAN y OSISEQ.
- iv) Identificar sismos en las señales sísmicas y medir los tiempos de llegadas de las fases sísmicas.
- v) Determinar una ubicación preliminar y seleccionar los eventos de la zona frontal de la subducción ecuatoriana.
- vi) Afinar la ubicación de los terremotos usando un modelo de velocidades en 3D.
- vii) Caracterizar la sismicidad en los segmentos de subducción de comportamiento diferente (evolución espacial).
- viii) Redactar el informe de titulación e integración con lo que se conoce de la zona.

1.5. METODOLOGÍA

El presente trabajo se realizó en las siguientes etapas:

- Trabajo de recopilación de información relacionada con el tema y con la zona de estudio. La información se obtuvo de publicaciones científicas y a través de comunicación personal con referentes del tema.
- Trabajo de informática: recuperación y transformación de los datos crudos de las redes densas y temporales instaladas en el margen central del Ecuador mediante programas computacionales (Windows y Linux).
- Trabajo de localización de los eventos sísmicos. En primera instancia se localiza con un modelo de velocidades en 1D usando el programa NETLOC (Regnier, com. personal). Posteriormente se utiliza un modelo de velocidades en 3D y el programa de localización MAXI (Font et al., 2013).
- Caracterizar e interpretar los resultados obtenidos en la etapa anterior.

1.6. DESARROLLO DEL TRABAJO

A continuación de la presente introducción, se expone en el capítulo I los conceptos básicos sobre las generalidades de la sismicidad en las zonas de subducción y los principales elementos que componen la zona sismogénica interplaca llamada también, falla de subducción.

El capítulo II presenta el contexto geodinámico, la sismicidad histórica y los segmentos de la subducción en el margen convergente del Ecuador, así como la sismicidad instrumental y grado de acoplamiento en el margen central ecuatoriano (zona de estudio).

El capítulo III (y anexos asociados) explica el procesamiento de los datos sísmicos desde la etapa de conversión de los datos crudos en datos SAC hasta la de las lecturas de los tiempos de llegada de las fases sísmicas. En este capítulo se presenta un catálogo sísmico preliminar establecido en base a una técnica de minimización de residuos y un modelo de velocidad 1D. Los análisis de los residuos de tiempo de trayectos por estación y variaciones de tiempo de origen según el modelo 1D utilizado, permite introducir los argumentos hacia una aplicación en 3D.

El capítulo IV presenta primero la técnica de máximas intersecciones (MAXI) y el modelo de velocidades en 3D. En una segunda instancia, se expone la aplicación de la técnica en la zona de estudio. Se termina el capítulo analizando los criterios de confianza y seleccionando los eventos del catálogo.

La selección de estos últimos eventos sísmicos, se proceden a integrar en el contexto geodinámico de la subducción en el centro del Ecuador y se describe en el capítulo V. Por último se presentan las conclusiones y recomendaciones alcanzadas luego de la realización de este trabajo.

1.7. SISMICIDAD EN LAS ZONAS DE SUBDUCCIÓN

Este trabajo se focaliza en la sismicidad de una zona de subducción. En esta sección del manuscrito se presentan algunos conceptos fundamentales para la comprensión de este estudio.

Las zonas de subducción son regiones de convergencia entre una placa litosférica comúnmente de naturaleza oceánica, que subduce debajo (porque es más densa que la continental) de una placa oceánica o continental, a lo largo de una gran falla inversa interplaca.

El mecanismo de generación de los terremotos se produce cuando se concentra la deformación elástica en zonas adyacentes a una zona de debilidad o falla. Conforme aumentan los esfuerzos comienza a almacenarse una gran cantidad de energía elástica, la cual en un determinado instante (es decir, cuando las rocas no soportan más el esfuerzo acumulado) se libera rápidamente en forma de terremoto. El terremoto permite un desplazamiento de la falla, a lo largo de una zona de ruptura. Después del desplazamiento, el medio elástico vuelve a su estado inicial y empieza otra vez a acumular la deformación. El conjunto de vibraciones que se producen cuando la roca recupera elásticamente su forma original se conoce como la teoría de *rebote elástico* propuesta por Reid (1910).

En síntesis, la mayor parte de los terremotos se producen por la liberación rápida de la energía elástica almacenada en las rocas cerca de una falla que han sido sometidas a grandes esfuerzos. Una vez superada la resistencia elástica de la roca, esta se rompe e intenta recuperar su estado original generando una importante cantidad de vibraciones (sismos). Este acontecimiento es común en las zonas de subducción.

1.7.1. SISMICIDAD DE SUBDUCCIÓN

La mayor parte del momento sísmico liberado a nivel mundial ocurre en las zonas de subducción, principalmente en la interfase friccional entre la placa que subduce y la placa superior (Scholz, 2002). Esta zona de falla es comúnmente llamada zona sismogénica interplaca (ZSI).

Esta ZSI de subducción es un lugar de intensa actividad sísmica. En los últimos años han ocurrido terremotos ($M_w \geq 8.8$) en el mundo que han generado gran destrucción y pérdidas de vidas. El terremoto de Sumatra en el 2004 con $M_w = 9.2$; el terremoto de Maule en Chile 2010 con $M_w = 8.8$ y el terremoto de Japón en el 2011 con $M_w = 9.0$; son algunos ejemplos de estos grandes eventos.

En las zonas de subducción la mayoría de los sismos son superficiales a intermedios y ocurren: (1) al interior de la placa cabalgante, (2) a lo largo del contacto interplaca (ZSI), y (3) dentro de la placa que empieza a subducirse (Fig. 1.2). La tasa de la actividad sísmica en estas tres zonas varían entre y a lo largo de los márgenes convergentes dependiendo de una multitud de factores como: naturaleza de las placas, edad, geometría, temperatura ambiente, viscosidad de fluidos, velocidad de convergencia, etc.

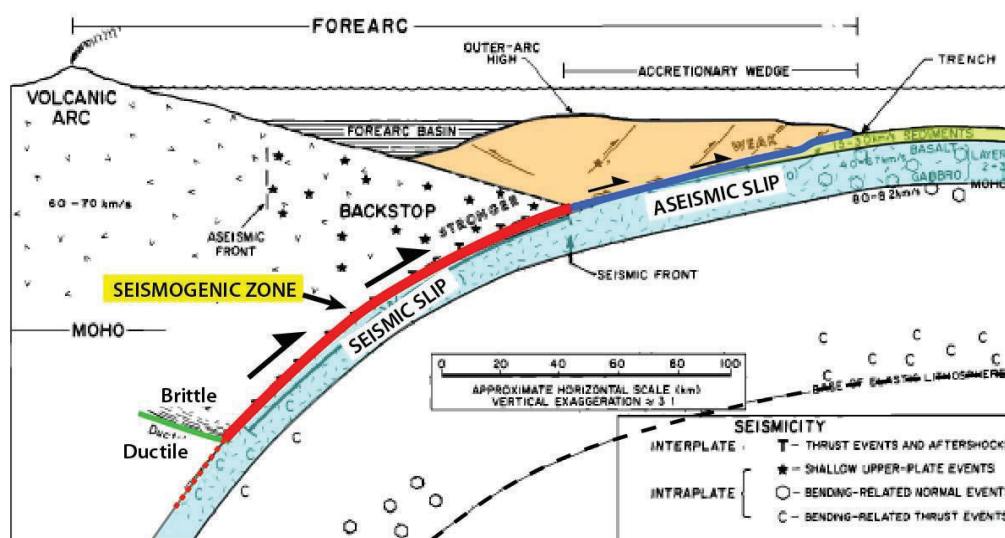


Figura 1.2 Sección transversal de la parte superficial de una zona de subducción, ilustrando un modelo de antearco. (modificado de Byrne et al., 1988).

Sin embargo, la sismicidad y los modos de deformación siguen un cierto patrón explicado en base a la figura 1.2 (Byrne et al., 1988). En esta figura se ve una placa litosférica que se dobla para entrar en subducción. La fosa (trench) se define como el límite superior del contacto entre las dos placas. El techo de la placa subducida está generalmente en contacto con: (1) sedimentos del prisma de acreción, (2) con el *backstop* (parte rígida de la corteza de la placa cabalgante), y (3) con el manto superior de la placa cabalgante.

La sismicidad relacionada a la parte del antearco puede ser asociada a:

Sismos de Intraplaca: estos eventos reflejan la deformación tanto en la placa oceánica que subduce, como en la placa superior cabalgante.

Los sismos intraplaca-subductante, localizados antes de llegar a la fosa, pueden ser tensionales asociados a los esfuerzos inducidos principalmente por la flexión a la que está sometida la placa en subducción (fallas normales en superficie de la placa o inversos en su base). Cuando la placa se dobla para pasar en subducción sufre un desdoblamiento hasta cerca de 50 km de profundidad a través de fallas inversas en el techo de la placa y normales en su base. En una parte más profunda (> 70/80 km), pueden existir mecanismos asociados al “slab pull” o jalón de la placa (Lallemand y Funicello, 2009).

En general, los sismos intraplaca corticales de la placa cabalgante están condicionados por las fuerzas inducidas, debido al choque entre las placas. Esta deformación consiste generalmente en un régimen de compresión. La sismicidad generada es difusa y se produce muy cerca de la superficie (*backstop*) reajustando la deformación.

Sismos Interplaca: estos eventos ocurren en la zona sismogénica interplaca, es decir en la zona de contacto entre la placa que subduce y la placa superior. Esta porción de falla abarca 5 a 50 km de profundidad en promedio (Dixon y Moore, 2007) y se encuentra definida por dos límites *updip* (superficial) y *downdip* (profundo):

- **Límite “*updip*”:** límite entre la zona superior asísmica (Fig. 1.2) y la ZSI. Se atribuye a una transición en las propiedades físicas de los sedimentos poco compactados controlados por la presión y temperatura (100°C – 150°C). Se identifica por los sismos más someros. El rango de profundidad del límite *updip* varía entre 5 a 10 km.
- **Límite “*downdip*”:** límite entre la ZSI y la profundidad asísmica (donde se produce *creeping* o deslizamiento estable en el contacto entre las placas). Se atribuye al comportamiento transicional dúctil-viscoso del material formado debido a un aumento de la temperatura (350°C – 450°C). Se

Identifica por tener sismos más profundos. El rango de profundidad del límite *downdip* varía entre 40 a 50 km en promedio.

Los límites de temperatura de la zona sismogénica interplaca (ZSI) son establecidos mediante la comparación de modelos termales de acuerdo a la medida en profundidad de rupturas sísmicas y sus réplicas (Dixon y Moore, 2007).

Como la ZSI presenta un mayor interés en este estudio, entonces se detalla a continuación algunos elementos importantes de esta zona.

1.7.2. LA ZONA SISMOGÉNICA INTERPLACA (ZSI)

El deslizamiento del terremoto y la transición en profundidad, desde la deformación sísmica a la deformación asísmica puede ser entendida en términos de la fricción de los materiales. Si hay alguna variación de la resistencia a la fricción durante el deslizamiento, se puede producir una inestabilidad dinámica, lo que resulta en el deslizamiento repentino asociados a una caída de esfuerzos (terremoto). La inestabilidad es seguida por un período sin movimientos durante el cual el esfuerzo se recarga. Este comportamiento de fricción común se llama “*stick-slip*” (Scholz, 2002).

La zona sismogénica es la porción del contacto interplaca en donde se producen los terremotos inversos por deslizamiento “*stick-slip*” (Fig. 1.2). En un modelo mecánico friccional simple, el esfuerzo y la deformación se acumula durante el período intersísmico (*stick*), subsecuentemente ocurre una ruptura (cosísmico, *slip*) (Dixon y Moore, 2007).

La zona sismogénica está limitada por zonas asísmicas en donde se presenta una zona de transición friccional. En base a este comportamiento observado en diferentes partes del planeta, Schwartz y Rokosky (2007) propusieron tres modelos. En la figura 1.3 se muestra la representación esquemática de la superficie de la zona sismogénica en fallas inversas de subducción (la placa cabalgante no está dibujada para simplificar la imagen). El esquema en el extremo izquierdo indica la transición friccional (*updip* y *downdip*) entre la parte sísmica y la parte asísmica sin variaciones en las propiedades de fricción dentro de cada región. Para los otros dibujos, la transición friccional (sísmica y asísmica) existe tanto dentro de la zona sismogénica, como en los límites *updip* y *downdip*.

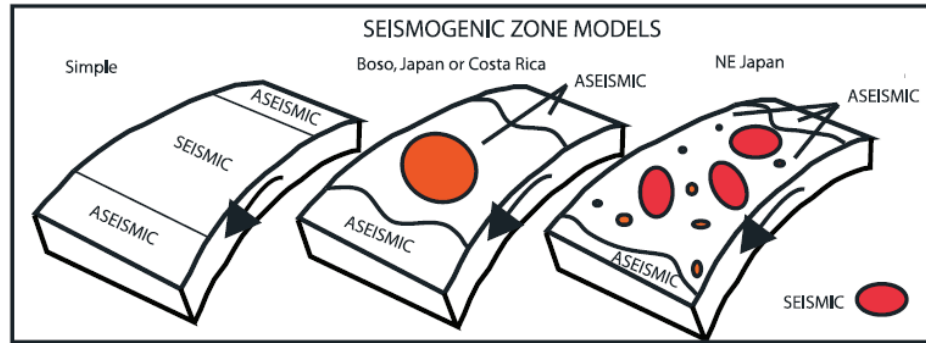


Figura 1.3 Esquema del contacto interplaca mostrando diferentes tipos de zonas sismogénicas en márgenes convergentes (Schwartz y Rokosky, 2007).

Esta zona de deslizamiento sísmico (zona de ruptura) para un gran terremoto, es aproximadamente equivalente a la localización de las réplicas. El grado de dislocación del terremoto en la superficie de la falla puede ser estimado a partir de datos de forma de onda sísmica y/o tsunamis y de la medida de datos geodésicos de desplazamiento cosísmico. Comúnmente el área de falla que acumula esfuerzo durante el período intersísmico es la misma área que posteriormente ruptura en el siguiente gran terremoto (Dixon y Moore, 2007).

1.7.3. ACOPLAMIENTO INTERSÍSMICO

El grado de acoplamiento intersísmico (ISC), es la relación entre la tasa de deslizamiento intersísmico (distancia/tiempo en que se mueven las placas entre dos grandes sismos), y la velocidad de convergencia de las placas (movimiento relativo de las placas en cm/año). La variación de acoplamiento intersísmico en las zonas de subducción es un factor importante que controla el tamaño de grandes sismos (Christensen y Ruff, 1988).

En una descripción cinemática, el ISC de la interfase de subducción es el grado de bloqueo del contacto entre las placas durante la fase intersísmica. El contacto entre las dos placas puede permitir el deslizamiento de una placa bajo la otra a la velocidad de la convergencia (estaría totalmente desacoplado), puede estar totalmente bloqueado (entonces decimos que está totalmente acoplado) o puede moverse un poco (entonces estaría parcialmente acoplado o bloqueado) (Dixon y Moore, 2007).

Cuando el contacto entre las placas está completamente bloqueado, el acoplamiento es 1,0. Este valor decrece de acuerdo al grado de fricción al que se someten las placas. El ISC puede ser cuantificado mediante el modelamiento de datos geodésicos (GPS).

1.7.1. ASPERIDADES DE SUBDUCCIÓN

En sismología la palabra **“asperidad”** generalmente se refiere a la región en la zona de ruptura de un terremoto que tiene mayor deslizamiento y por lo tanto hay una alta caída de esfuerzo (Scholz, 2002; Lallemand y Funiciello, 2009) (Fig. 1.4).

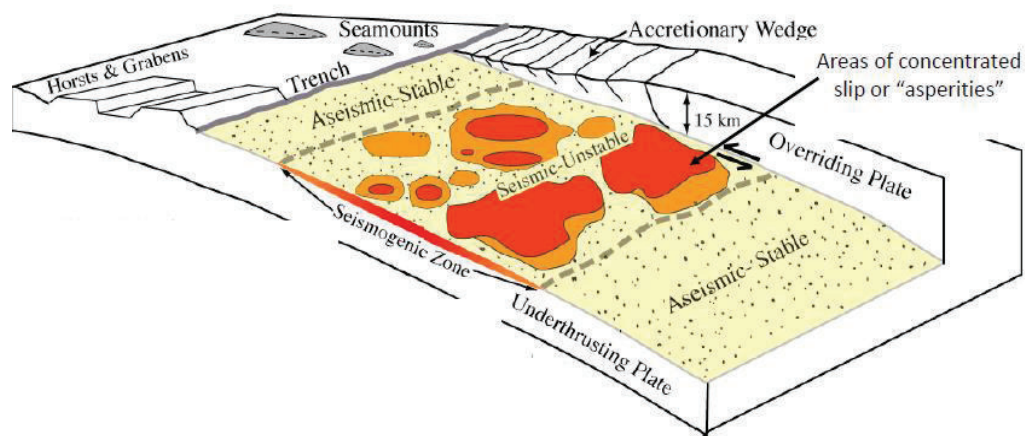


Figura 1.4 Vista en perspectiva de la zona sismogénica caracterizada por amplias áreas sísmicas o asperidades. (modificado de Dixon y Moore, 2007).

Se considera como asperidad a los parches (áreas) con una gran resistencia a la ruptura en un plano de falla. Estas se rompen durante un movimiento de una falla inestable e irradian una gran cantidad de energía sísmica. Las asperidades pueden ser producidas por la topografía, estructura, composición y/o la heterogeneidad reológica de la superficie de falla (Ghosh et al., 2012).

Las asperidades son a menudo más resistentes que la región circundante de la interfase de subducción. Por lo tanto, durante grandes rupturas sísmicas en la asperidad hay mayor deslizamiento (Dixon y Moore, 2007).

Por otro lado, el término **“barrera”** describe una región de bajo a cero deslizamiento durante un terremoto, que inhibe o termina la ruptura, o no permite que la ruptura se propague a lo largo de toda la zona de subducción. La barrera

de un terremoto podría por lo tanto ser la asperidad de un futuro terremoto a lo largo del mismo límite de placa (Lallemand y Funiciello, 2009).

1.7.2. CICLO SÍSMICO

El ciclo sísmico es el período durante el cual se acumula deformación en fallas hasta que más tarde se libere repentinamente. Dicha liberación corresponde con el terremoto, tras el cual la deformación comienza a acumularse nuevamente. Este comportamiento cíclico, sin una periodicidad necesariamente identificable se conoce como el ciclo sísmico. En este ciclo se evidencian tres fases principales (Radiguet, 2011).

- **Fase Intersísmica**

Durante la fase intersísmica, los esfuerzos se acumulan en la parte de la falla bloqueada debido al deslizamiento continuo en la parte más profunda. Esta acumulación puede durar desde unas pocas decenas hasta cientos de años. Este bloqueo causa una deformación elástica de la placa superior (Fig. 1.5).

- **Fase Cosísmica**

Cuando el esfuerzo acumulado supera el umbral de resistencia de las rocas, una ruptura repentina se inicia, es la fase cosísmica, que corresponde al terremoto. Tiene una muy corta duración (pocos segundos a unas pocas decenas de segundos). El cambio se produce en la zona inicialmente bloqueada, y puede extenderse dentro de la región de transición (Fig. 1.5).

- **Deformación Postsísmica**

Las observaciones recientes, especialmente desde la existencia de GPS continuos, muestra que el comportamiento de fallas es actualmente más complejo que este modelo simple (Fig. 1.5). Movimientos postsísmicos se observan frecuentemente en los meses siguientes a la ocurrencia de un importante sismo (réplicas) y corresponde a la relajación del esfuerzo total a lo largo de la interfase del contacto interplaca.

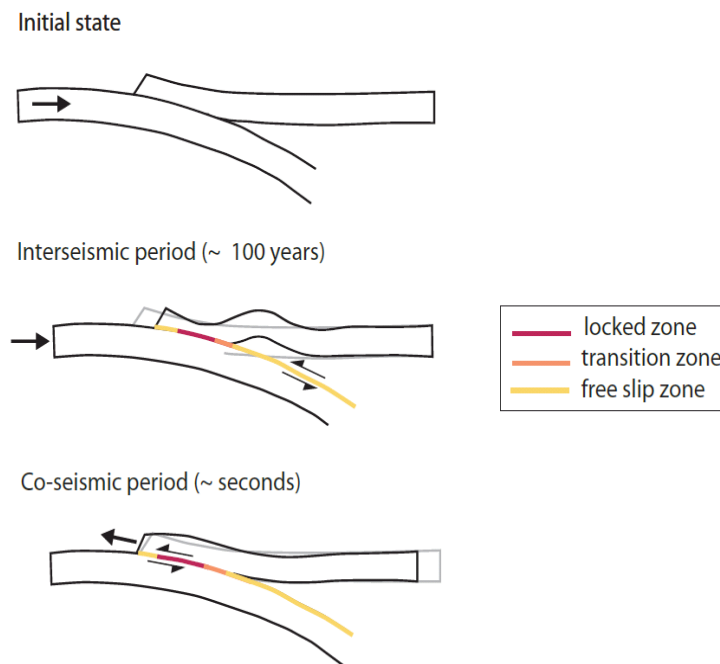


Figura 1.5 Diagrama del ciclo sísmico en una zona de subducción. Los colores indican el comportamiento de fricción de la interfase. (Radiguet, 2011).

1.7.3. EVENTOS DE DESLIZAMIENTO LENTO (SSE)

Durante el ciclo sísmico, no todas las liberaciones de energía se producen de manera sísmica. Algunos eventos, llamados eventos de deslizamiento lento (*Slow slip events*, SSE), son episodios de deslizamiento que se inician en o cerca de la zona sismogénica, pero no irradian energía sísmica (Schwartz y Rokosky, 2007). Los episodios son detectados en la superficie de la Tierra en sitios GPS y se manifiestan como un movimiento más rápido que el normal de las placas tectónicas y en sentido contrario, es decir en la misma dirección que una ruptura sísmica (Wallace y Beavan, 2006).

Los SSE exhiben una considerable variabilidad en sus características básicas, incluyendo duración, magnitud, velocidad de propagación del deslizamiento, y profundidad (Hirose et al., 2014). Los eventos lentos pueden disparar otros tipos de deformación, tales como terremotos, y puede hacer una contribución importante al porcentaje del momento sísmico liberado.

Este tipo de fenómenos han sido detectados desde hace poco, gracias al uso de redes GPS continuas en varios lugares de subducción del mundo como: Cascadia, México, Japón, Nueva Zelanda y Ecuador.

Las tendencias en observaciones globales de SSE sugieren que: (1) la liberación de esfuerzos por un sismo lento es un fenómeno común que se observa en las zonas de subducción con instrumentación capaz de detectarlo, (2) las propiedades de fricción diferentes es probablemente lo que controla el deslizamiento rápido y lento, (3) el rango en profundidad en el cual ocurre el deslizamiento lento puede estar relacionado con las propiedades térmicas de la interfase del contacto interplaca, y 4) el momento sísmico equivalente de sismos lentos es proporcional a su duración ($M_0 \propto T$), diferente a la escala observada para terremotos $M_0 \propto T^3$ (Schwartz y Rokosky, 2007).

En la siguiente sección, se presenta el contexto geodinámico del Ecuador con referencia al movimiento relativo de las placas, el cual ha causado grandes terremotos históricos, así como también se relata las principales características sísmicas de subducción que se ha ido conociendo a través de nuevos estudios en estos últimos años (acoplamiento intersísmico, SSE).

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEODINÁMICO Y MARGEN CONVERGENTE DEL ECUADOR

2.1 MARCO GEODINÁMICO DE LA SUBDUCCIÓN EN ECUADOR

El Ecuador se encuentra localizado en un margen activo al Noroeste de Sudamérica, donde la placa Nazca subduce debajo de la placa Sudamericana con una velocidad de ~5,8 cm/año y una dirección hacia el Este (Trenkamp et al., 2002).

2.1.1. LA PLACA NAZCA Y CORDILLERA DE CARNEGIE

La placa oceánica Nazca se inicia a partir de la fragmentación de la placa Farallón en el Oligoceno hace ~30 a 25 Ma (Hey, 1977). La Zona de Fractura Grijalva representa una importante estructura que separa dos dominios oceánicos de diferente edad (Fig. 2.1). Al sur de esta fractura la edad de la corteza tiene alrededor de 30 Ma, al norte 22 Ma y va disminuyendo progresivamente cerca de 10 Ma en el límite sur del Graben de Yaquina (Lonsdale y Klitgord, 1978; Lonsdale, 2005). Durante el Neógeno, la interacción entre el punto caliente Galápagos y el centro de expansión oceánico Cocos-Nazca generó la placa Nazca, la cordillera de Cocos en dirección hacia el Noreste y la cordillera de Carnegie con dirección hacia el Este (Pennington, 1981; Sallares y Charvis, 2003).

Así, la placa Nazca presenta una morfología bastante accidentada a lo largo del margen ecuatoriano (Lonsdale, 1978; Gutscher et al., 1999). La zona de fractura Grijalva en el sur, la cordillera de Carnegie en el centro, y el sistema transformante del rift Malpelo-Yaquina en el norte (Fig. 2.1), son rasgos importantes que controlan la segmentación de la placa Nazca y afectan la deformación del margen ecuatoriano.

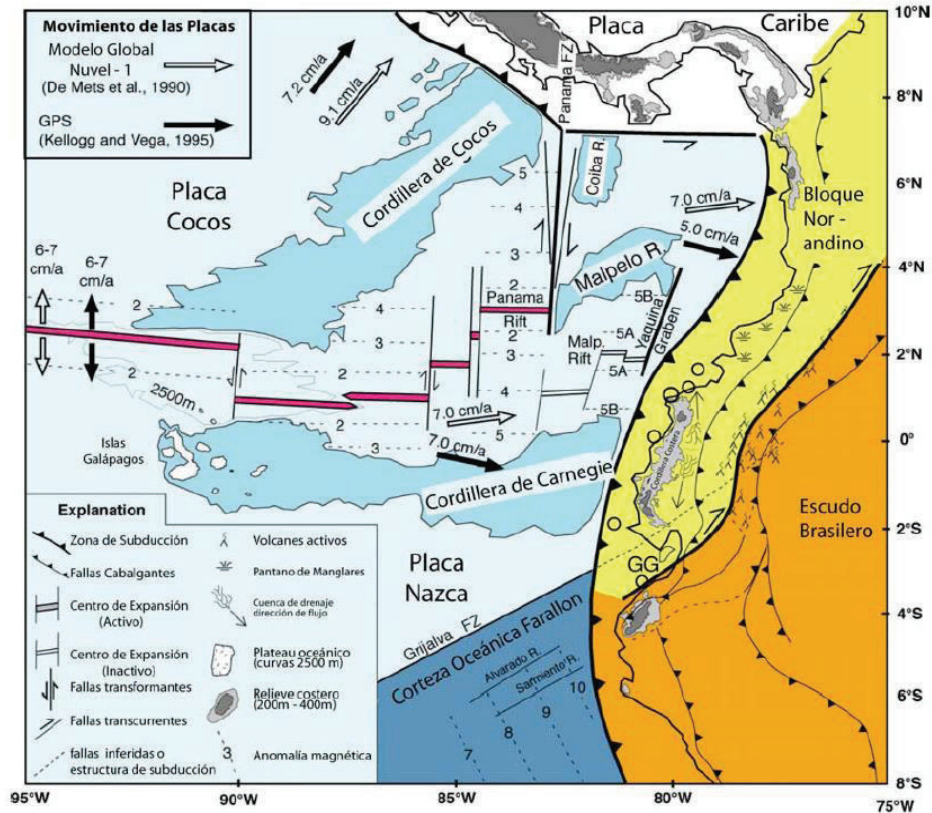


Figura 2.1 Esquema Geodinámico del Noroeste de Sudamérica. Interacción de la placa Nazca, Cocos y Sudamericana con sus rasgos morfológicos asociados. GG= Golfo de Guayaquil, FZ= Zona de Fractura. (Modificado de Gutscher et al., 1999).

Frente a Ecuador, la cordillera submarina de Carnegie se caracteriza por una topografía irregular, con importantes variaciones batimétricas y se encuentra constituida por una espesa corteza oceánica de ~19 km que se adelgaza progresivamente en dirección de su flanco sur entre 14 y 15 km de espesor (Calahorrano, 2001; Gailler, 2005). Esta cordillera se encuentra subduciendo bajo el margen ecuadoriano con un ángulo entre 4° y 10° entre 4 y 15 km de profundidad (Calahorrano, 2001, Graindorge et al., 2004). El inicio de subducción de la cordillera es bastante controversial y se le asocia una edad de 1,4 Ma (Graindorge et al., 2004); 2 Ma (Lonsdale, 1978); 5 Ma (Collot et al., 2009) hasta 8 Ma (Gutscher et al., 1999).

La cordillera de Carnegie tiene una estructura oceánica con tres capas de velocidad sísmica (Fig. 2.2). La capa 1 con un espesor de 0,2 a 0,9 km y rangos de velocidad desde 2,4 km/s en el tope, a 2,8 km/s en la base. La capa 2 con un

espesor de 2,8 km y velocidades medias de 4,8 km/s en el tope y 5,5 km/s en la base. La capa 3 con un espesor de 10,5 km y rangos de velocidad desde 6,4 km/s en el tope a 7,3 km/s en la base (Graindorge et al., 2004).

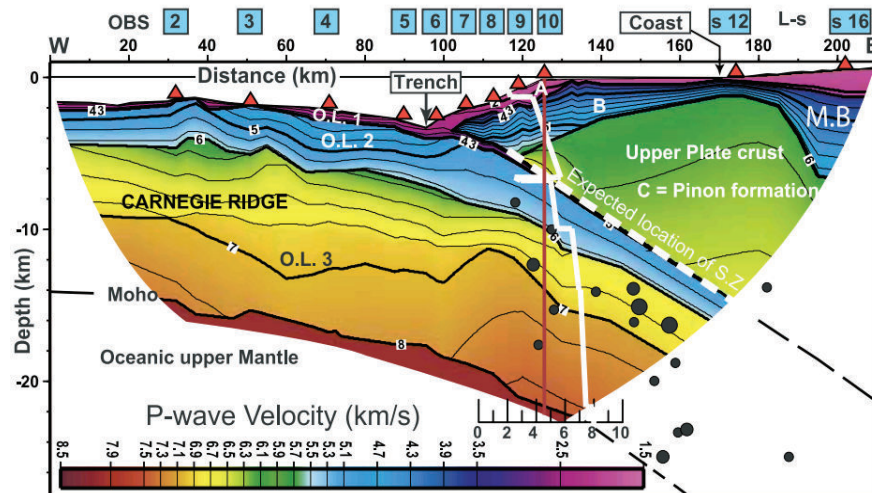


Figura 2.2 Modelo de velocidad sísmica de onda P a través del margen central ecuatorial. Círculos en negro indican la posición de terremotos del catálogo de Engdhal's. M.B: Cuenca de Manabí, S.Z: Zona sísmogénica inferida, O.L: capa oceánica, L-s: Estaciones en Tierra, y OBS: Ocean Bottom Seismometer. (Graindorge et al., 2004).

2.1.2. EL BLOQUE NOR ANDINO

En el borde nor occidental de Sudamérica se ubica el Bloque Nor Andino o North Andean Sliver (NAS) según Nocquet et al. (2014). Está constituido por terrenos oceánicos que fueron acrecionados al margen continental desde el Cretácico tardío al Eoceno (Kerr et al., 2002). El basamento volcánico se compone de rocas máficas y ultramáficas (Formación Piñón) y se encuentra cubierto por una secuencia volcano sedimentaria del Cretácico y cuencas sedimentarias Cenozoicas de antearco (Jaillard et al., 2004; Luzieux et al., 2006). Adicionalmente una serie de cuencas marinas (Borbón, Manabí y Progreso) fueron levantadas durante el Plioceno a causa de la entrada en subducción de la cordillera de Carnegie, y cubren una gran parte del plano costero (Daly, 1989; Deniaud, 2000).

El NAS es el efecto de la subducción oblicua que hace que este bloque se desplace hacia el NNE con respecto al resto de Sudamérica a una velocidad de 0,6 a 0,8 cm/año y a lo largo de un sistema de fallas (Pennington, 1981; Ego et al.,

1996; Collot et al., 2002; Nocquet et al., 2014, Alvarado et al., submitted). Este sistema conecta segmentos de fallas activas desde el Golfo de Guayaquil hasta el este de la cordillera Andina y es conocido como el sistema de fallas Puná-Pallatanga-Chingual-Cosanga (PPCC).

El sistema de fallas (~800 km de largo, Alvarado et al., submitted) constituye el límite tectónico del Bloque Nor Andino.

Basado en modelamientos de gravedad (Feininger y Seguin, 1983), el espesor de la corteza del NAS varía entre 22 km (cerca de la línea de costa) hasta 30 km (hacia el flanco oeste de los Andes), localmente adelgazando bajo la cordillera Costera.

2.2. EVENTOS HISTÓRICOS DE SUBDUCCIÓN EN EL ECUADOR

Los grandes terremotos de subducción nuclean a lo largo de la zona sismogénica interplaca. La zona de subducción de Ecuador ha generado 4 eventos históricos importantes en el siglo XX con $M_w > 7.5$ (Fig. 2.3). Algunos de estos produjeron tsunamis devastadores a lo largo de la línea de costa. A continuación se detalla cada uno de estos eventos mayores de subducción.

2.2.1. EVENTO DE 1906 ($M_w = 8,8$)

El 31 de Enero de 1906 se produjo un gran terremoto con mecanismo inverso y un momento sísmico estimado en $M_0 = 200 \times 10^{20}$ N.m ($M_w = 8,8$), y acompañado por un tsunami local. Ese terremoto generó una superficie de ruptura de aproximadamente 500 km a lo largo de la falla de subducción en el norte de Ecuador y sur de Colombia (Kelleher, 1972; Kanamori y McNally, 1982). El epicentro de este evento no está bien constreñido y fue localizado en 1°N y $81,5^\circ\text{W}$ (Gutenberg y Richter, 1959); por los tiempos de llegada de ondas S-P observados a cinco estaciones sísmicas en aquella época. La zona de ruptura del evento de 1906 fue determinado en base a datos macrosísmicos (Kelleher, 1972) y se extiende desde $0,5^\circ\text{S}$ en Bahía de Caráquez (Ecuador) a 4°N en Buenaventura (Colombia).

2.2.1. EVENTO DE 1942 ($M_w = 7,8$)

Para el terremoto de 1942, se tiene un pulso simple de momento liberado con una duración de 24 segundos. Se estima un momento sísmico de $M_o = 6 - 8 \times 10^{20}$ N.m ($M_w = 7,8$), donde la mayor parte de este momento fue liberado dentro de unos 50 km del epicentro aproximadamente (Swenson y Beck, 1996). Las réplicas afectaron una región alargada de unos 200 km de largo por 20 km de ancho paralela a la fosa y se extiende hasta 30 km de profundidad (Mendoza y Dewey, 1984).

2.2.2. EVENTO DE 1958 ($M_w = 7,7$)

Para el terremoto de 1958 se estima un momento sísmico de $M_o = 5,2 \times 10^{20}$ N.m ($M_w=7,7$), y al igual que el evento de 1942 representa entre 10% a 20% del momento sísmico de 1979 (Kanamori y McNally, 1982). El origen de la función de tiempo tiene dos pulsos con una duración total de 24 a 26 segundos y con una ruptura de aproximadamente 50 km, la cual se detiene en la región epicentral del terremoto de 1979 (Beck y Ruff, 1984). El levantamiento del piso oceánico fue la principal fuente del tsunami asociado (Collot et al., 2004).

2.2.3. EVENTO DE 1979 ($M_w = 8,2$)

El terremoto de 1979 fue el más grande de la secuencia sísmica que se produjo después del evento de 1906 y se localiza en el límite de la zona de ruptura de 1958 y 1979 (Fig. 2.3). Se tiene un momento sísmico de 29×10^{20} N.m ($M_w = 8,2$) y representa la interfase del contacto interplaca de la subducción de la placa Nazca debajo de la placa Sudamericana (Kanamori y McNally, 1982). La ruptura tiene una longitud de 230 km que abarca desde el norte del Ecuador hasta la costa sur de Colombia y una dirección $N40^\circ E$. Combinando resultados desde ondas P y ondas de superficie, la zona de ruptura está compuesta de una asperidad de 60 km de largo, limitado por dos regiones débiles (pequeño desplazamiento) (Beck y Ruff, 1984).

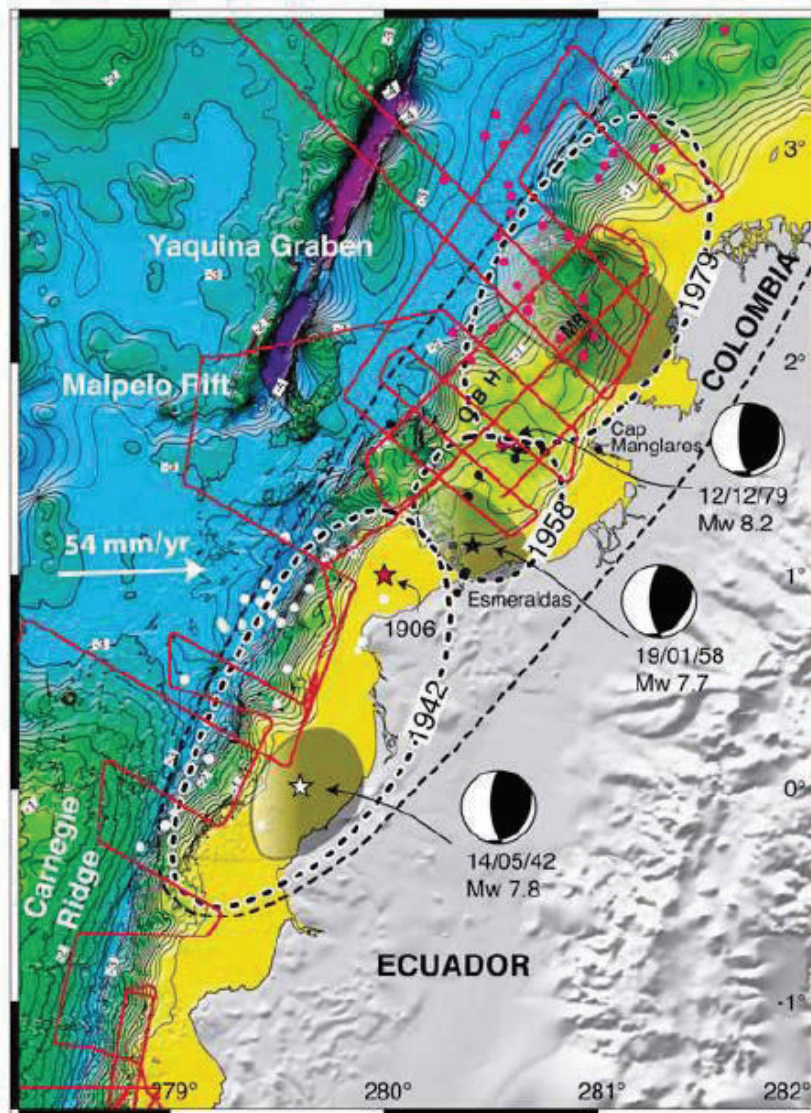


Figura 2.3 Localización de las zonas de ruptura de los grandes terremotos de subducción del siglo XX en el norte del Ecuador y SW de Colombia (elipses punteadas), epicentros (estrellas) (Collot et al., 2004). Réplicas asociadas relocalizadas en 3 meses de $m_b > 4.8$ (puntos blancos, negros y rojos) (Mendoza y Dewey, 1984), asperidades sísmológicas (áreas elípticas gris sombreado) y mecanismos focales (Kanamori y Given, 1981; Kanamori y McNally, 1982; Swenson y Beck, 1996; Herd et al., 1981; Beck y Ruff, 1984).

2.2.4. EVENTOS MENORES

En 1901 y 1907, ocurrieron dos eventos de magnitud 7,0 y 7,2 respectivamente cerca de 0°N y de 2°S. Ambos epicentros no parecen estar bien ubicados y se localizan a unos 150 km al oeste de la fosa (Font et al., 2013).

En el área cerca de la ciudad de Bahía de Caráquez, tres eventos con $M_w > 7$ han ocurrido en 1896, 1956 y 1998 (Fig. 2.3). Este último evento es conocido como el terremoto de Bahía (Segovia, 2001), tiene una $M_w = 7,1$ y una profundidad entre 25 a 35 Km. Estos tres eventos que han ocurrido en la costa ecuatoriana a una latitud 0.5°S , podrían corresponder a pequeños parches de fuerte acoplamiento intersísmico (Font et al., 2013).

2.3. ACOPLAMIENTO INTERSÍSMICO

Modelos de acoplamiento intersísmico (ISC) derivados de la inversión de datos geodésicos, muestran un patrón heterogéneo a lo largo del Ecuador y evidencian zonas altamente acopladas, las cuales se encuentran separadas por zonas con bajo acoplamiento y deslizamiento interplaca estable intersísmico (“*creeping*”, Nocquet et al., 2014; Chlieh et al., 2014).

Chlieh et al. (2014) y Nocquet et al. (2014) utilizan mediciones geodésicas para indicar las variaciones de ISC a lo largo del margen del Ecuador (Fig. 2.4). Los modelos indican patrones heterogéneos de acoplamiento, en el sur del Ecuador se tiene un acoplamiento débil y muy superficial (0-15 km) e incrementa hacia el norte en el contacto interplaca (30 km) el cual se concentra principalmente en las áreas de los grandes eventos históricos que ocurrieron en el siglo XX. En el área de ruptura del evento mayor de 1906, se localizan 4 parches altamente acoplados que corresponden a las asperidades de las zonas de ruptura de los eventos de 1979, 1958, 1942 y 1998. Al sur del área de ruptura de 1906, un segmento de falla de 50 km de ancho con deslizamiento estable “*creeping*”, localizado entre Bahía de Caráquez y Manta pudo haber actuado como una barrera persistente a lo largo de las rupturas sísmicas. Al sur de la región “*creeping*”, una asperidad altamente bloqueada es observada debajo de la Isla de la Plata (acoplamiento de ~90%).

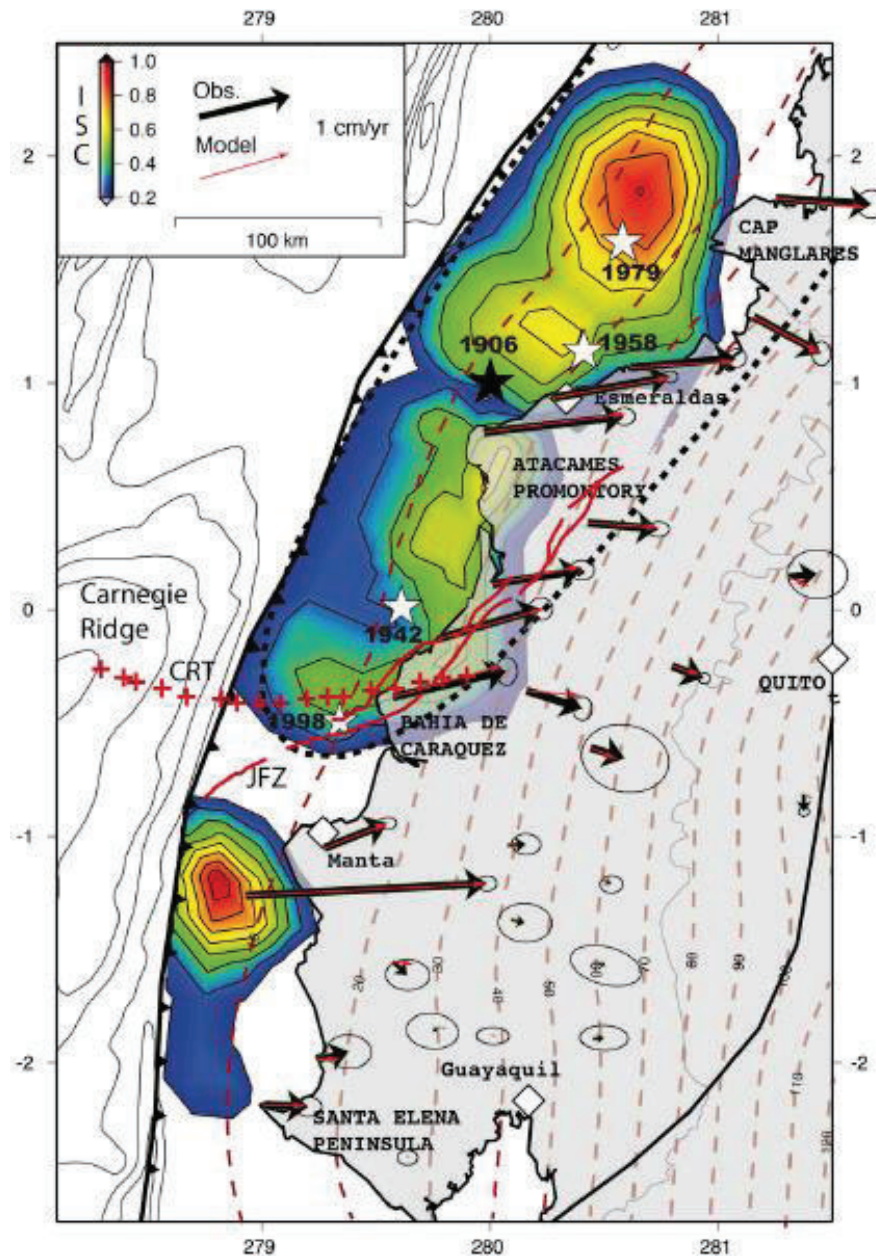


Figura 2.4 Distribución de acoplamiento intersísmico (ISC) a lo largo de la zona interplaca de subducción ecuatoriana derivado de la inversión de velocidades intersísmicas GPS. Áreas rojo-amarillo indican asperidades altamente bloqueadas y áreas blanco-azul regiones de alto creeping de la interfase del contacto interplaca. Las flechas representan los datos GPS intersísmico (negro) y sintéticos (rojo). (Chlieh et al., 2014). Las líneas de puntos rojos son los contornos de iso-prfundidad cada 10 km de la interface del slab (Font et al., 2013).

2.4. SISMICIDAD MICRO A MODERADA

La actividad sísmica en el Ecuador ha sido registrada desde 1988 por la Red Nacional de Sismógrafos y Acelerógrafos del Instituto Geofísico (RENSIG). Durante el período, entre 1988 y 2008, la RENSIG ha detectado más de 44000 eventos de origen tectónico de los cuáles, un 14% tienen magnitudes iguales o superiores a 4.0 grados (Segovia y Alvarado; 2009).

Según Segovia y Alvarado (2009), se puede identificar tres fuentes sísmicas de acuerdo al catálogo de la RENSIG: 1) fuente relacionada con la zona sismogénica del contacto interplaca, 2) fuente debido a la deformación de la placa cabalgante al chocar con la placa oceánica y 3) fuente asociada a una deformación en la placa oceánica que subduce.

Font et al., (2013) construyó un modelo de velocidades 3D en base de la información bibliográfica existente en el área y localizó la sismicidad en 3D en la parte de subducción del Ecuador entre 0 a 30 km de profundidad para 13 años de registros (Catálogo de la REINSEG entre 1994-2007) (Fig. 2.5). El nuevo catálogo, sugiere la presencia de cuatro áreas con actividad sísmica variable: (1) Una tasa de baja sismicidad en la zona de los grandes terremotos históricos (excepto afuera de Bahía y Cabo Pasado), (2) Un área (desde Cabo Pasado a Manta), aparece casi asísmica en un dominio circular de unos 30 km de radio, (3) Una tasa de alta sismicidad (entre Manta y Puerto López), donde no se conocen terremotos históricos, pero SSE han sido observados junto con enjambres sísmicos y (4) Al sur de Puerto López se tiene un segmento con muy poca sismicidad.

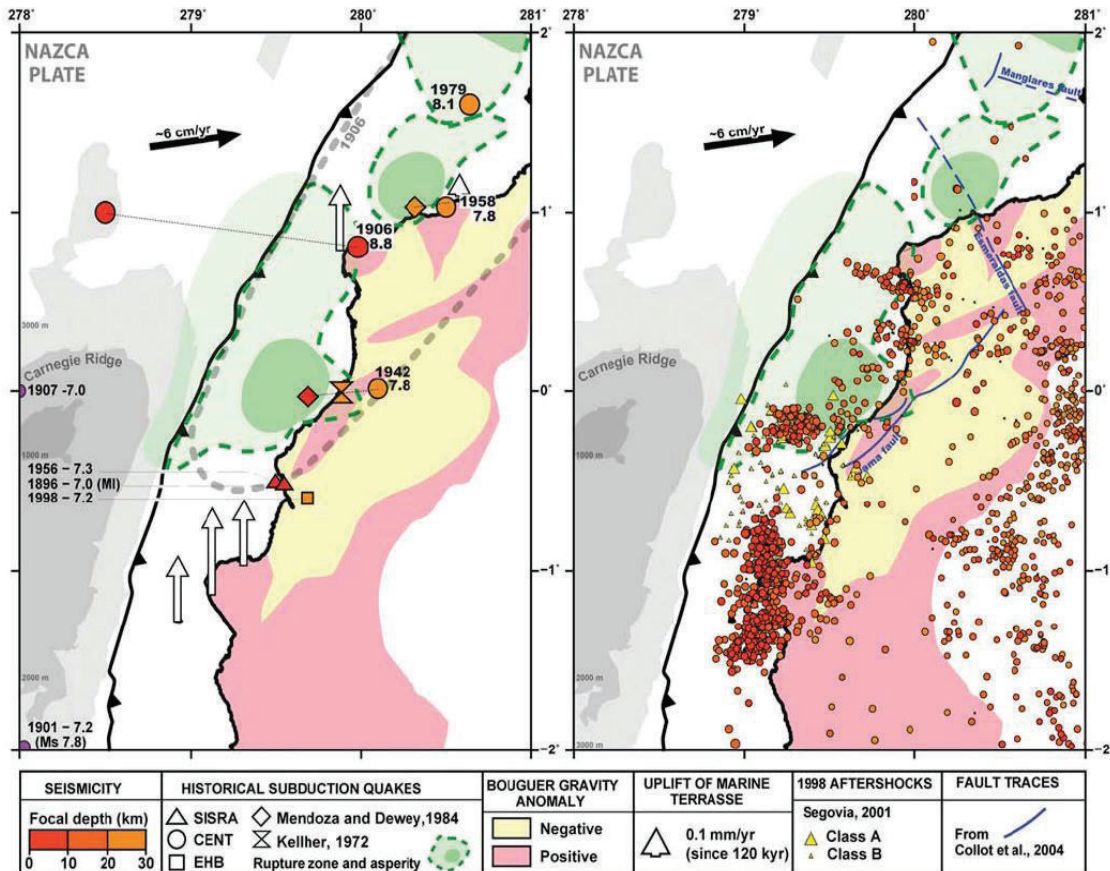


Figura 2.5 Mapa mostrando los epicentros de terremotos históricos (izquierda) y la sismicidad en el Ecuador mediante el catálogo 3-D MAXI (derecha). (Font et al., 2013). Asperidades (verde oscuro) y zonas de ruptura (verde claro; Kanamori y McNally, 1982; Beck y Ruff, 1984; Swenson y Beck, 1986). Anomalías de gravedad de Bouguer (Feininger y Seguin, 1983). Levantamiento de terrazas marinas (Pedoja, 2003 y Pedoja et al., 2006).

Al combinar el conocimiento del acoplamiento y de la sismicidad, se puede separar al Ecuador en dos grandes segmentos de comportamiento diferente a lo largo de la interfase de subducción. Al norte, donde han ocurrido los grandes eventos históricos, presenta un alto grado de acoplamiento y una baja tasa de microsismicidad. Al sur de este segmento, se encuentra regionalmente desacoplado, excepto cerca de la Isla de la Plata donde el acoplamiento es alto, la microsismicidad es intensa y está liberada en enjambres repetidos a lo largo del tiempo. El límite entre la zona sur y norte queda aproximadamente en la latitud de Bahía de Caraquez. En lo que sigue, se orienta en detallar el conocimiento en el área alrededor de la Isla de la Plata, que corresponde a la zona de estudio.

2.5. CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra ubicada en el margen central del Ecuador y se ve influenciado por la llegada de la cordillera de Carnegie, entre 0.5°N y 2°S .

Este segmento del Ecuador entre Bahía de Caráquez y Puerto López, no ha sido afectado por grandes terremotos en los últimos años ($M_w > 7.7$). Estudios de sismicidad (Font et al., 2013), así como de acoplamiento intersísmico (Nocquet et al., 2013; Chlieh et al., 2014), han permitido identificar tres regiones con distinto comportamiento en esta zona de subducción del Ecuador.

El segmento norte (Bahía de Caráquez-Manta) presenta un bajo acoplamiento intersísmico ($< 20\%$) (Fig. 2.4) y difiere notablemente con respecto a la zona norte donde ocurrieron los mayores terremotos históricos (la cual es caracterizada por un alto acoplamiento). La sismicidad actual en este segmento es muy escasa a casi nula y abarca un dominio circular de 30 km de radio (excepto durante los eventos >7 en Bahía). Esta zona se somete a más deslizamiento asísmico.

El segmento central (sur de Manta y norte de Puerto López) presenta un alto acoplamiento intersísmico ($> 70\%$) y es caracterizado por una asperidad circular de 50 km de diámetro ubicada desde la fosa hasta debajo de la Isla de la Plata. La actividad sísmica es principalmente representada por enjambres que ocurrieron durante un mes en 1998 y 2002, y tres meses en 2005 (Segovia 2009; Vaca et al., 2009). Durante una semana entre Agosto y Septiembre 2010, un evento de deslizamiento lento (SSE) disparó intensa actividad microsísmica cerca de la Isla de la Plata (Fig. 2.8) (Vallé et al., 2013). El SSE se produjo a una profundidad de unos 10 km, en la parte superior del *downdip* (< 15 km), en el área que está fuertemente bloqueada a lo largo de la interfase de subducción. La magnitud equivalente del sismo lento de 2010 está entre 6.0-6.3 y tuvo un deslizamiento máximo de 10 a 40 cm.

El segmento al sur de Puerto López no muestra acoplamiento y no se conoce microsismicidad en la zona.

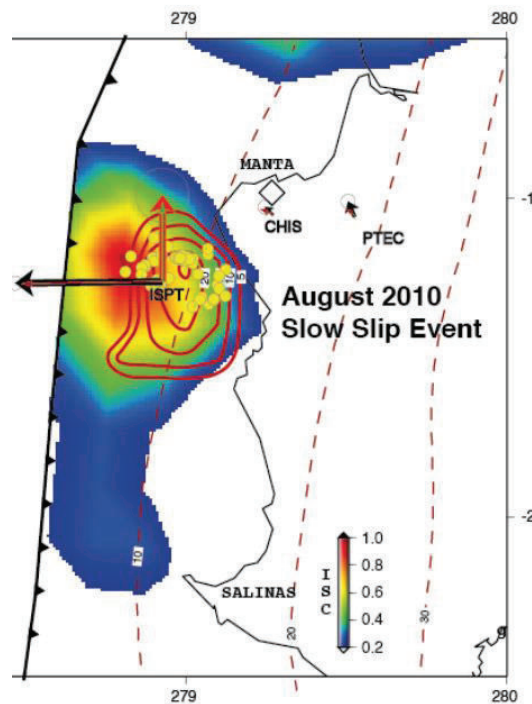


Figura 2.6 Evento de deslizamiento lento (SSE) que ocurrió en Agosto 2010 bajo la Isla de la Plata. El movimiento del GPS de 2 cm horizontal y 1 cm vertical durante este SSE son las flechas negra y roja respectivamente y los sintéticos son las flechas delgadas. (Chlieh et al., 2014). La distribución SSE (contornos rojos, cada 5mm) se superpone muy bien con la relocalización de la microsismicidad reportada por Vallé et al., (2010).

La microsismicidad en estos segmentos de subducción no ha sido evaluada adecuadamente por la falta de una red sismológica local en esta área de estudio.

Un proyecto de investigación del IG-EPN en colaboración del IRD (Institut de Recherche pour le Développement) ha permitido desplegar dos redes sísmicas temporales y densas JUAN/OSISEQ (Observación Sismológica en Ecuador) entre las mallas de la red permanente del IG (estaciones ADN-Andes del Norte) (ver ubicación de la red en la Fig. 3.1). Estas redes han sido ubicadas en el margen central del Ecuador con el objetivo de evaluar la actividad sísmica entre las zonas de Bahía de Caráquez y Puerto López, específicamente en la zona en donde ocurrió el SSE y cubriendo la transición de la subducción entre el segmento acoplado y el segmento no acoplado.

El presente trabajo es parte de este proyecto, en el cual se analiza la sismicidad de un período de tiempo de 5 meses (Diciembre 2012-Enero 2013). La adecuada ubicación y caracterización de los eventos sísmicos que se procesan en el siguiente capítulo, contribuirá a la caracterización sísmica de estos segmentos de subducción.

CAPÍTULO III

REDES, PROCESAMIENTO, DATOS DE TIEMPO DE ARRIBO Y LOCALIZACIÓN PRELIMINAR

3.1. REDES, PROCESAMIENTO Y DATOS DE TIEMPO DE ARRIBO

3.1.1. REDES

Para la realización de este trabajo, se ha utilizado un total de 18 estaciones de las cuales 14 estaciones se localizan en tierra y 4 OBS (*Ocean Bottom Seismometers*) que se ubicaron frente de la costa de Manabí (Fig. 3.1). Cada una de estas estaciones fue instalada durante las campañas correspondientes ADN, OSISEQ y JUAN resultando de proyectos en colaboración entre el IG-EPN y el laboratorio Geóazur-IRD (Francia).

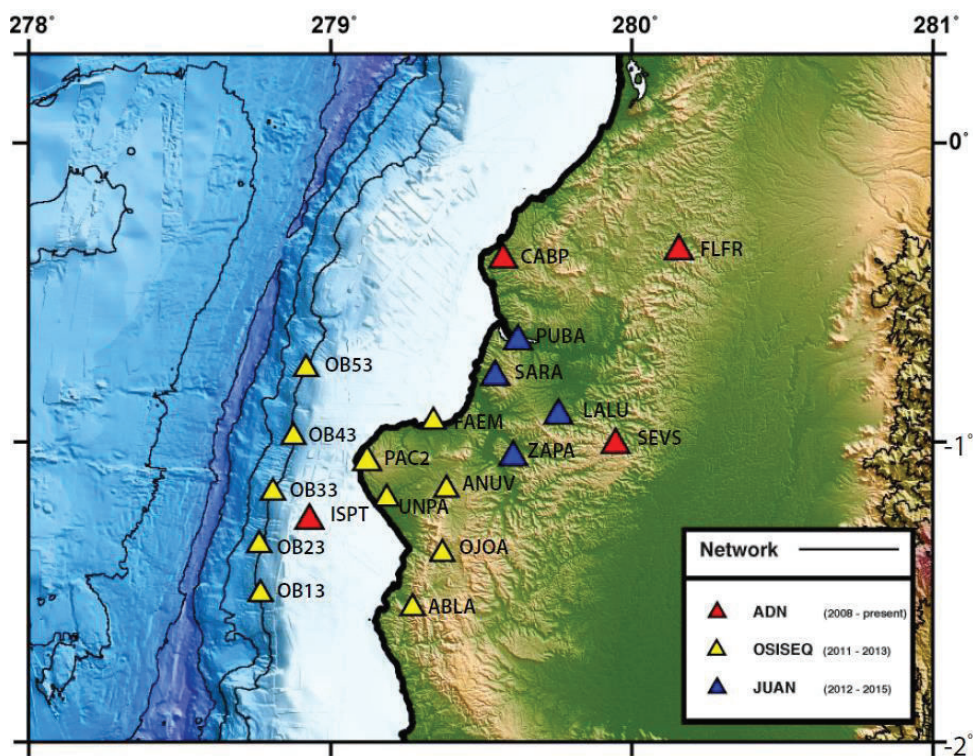


Figura 3.1 Ubicación de redes sismológicas en la región de Manabí.

3.1.1.1. RED SISMOLÓGICA ADN

Nueve estaciones fueron instaladas en la costa ecuatoriana a partir de 2008-2009 y son integradas a la red permanente del IG (las estaciones continúan adquiriendo datos). De acuerdo al área de estudio se utilizaron 4 estaciones CABP, FLFR, ISPT y SEVS (Fig. 3.1 y Tabla 3.1).

3.1.1.2. RED SISMOLÓGICA OSISEQ

La instalación de la red empezó en Junio 2011 con las estaciones FAEM, PAC2 y UNPA; en Agosto se instalaron las estaciones OJOA y ANUV; la última estación ABLA fue instalada en Noviembre 2011 (Fig. 3.1 y Tabla 3.1).

Los 5 OBS se instalaron en Octubre 2011 con ayuda del INOCAR (Instituto Oceanográfico de la Armada del Ecuador) a una profundidad de aproximadamente 1000 m (Fig. 3.1 y Tabla 3.1). Estos instrumentos incluyen un sismómetro de banda ancha con 3 componentes (Guralp) y un hidrófono (componente que graba la variación de presión en el agua). Los OBS se retiraron cada 6 meses (aproximadamente) para sacar los registros y cambiar las baterías y se reinstalaron en la misma ubicación (estimada con error máximo de 500 m). En este estudio solo se utilizaron 4 OBS (OB13, OB23, OB33 y OB53) debido a que el OB43 se perdió en una de las salidas de recolección de datos (Fig. 3.1 y Tabla 3.1).

3.1.1.3. RED SISMOLÓGICA JUAN

Esta red cuenta con un total de 12 estaciones, sin embargo para el objetivo de este trabajo se utilizaron 4 estaciones que se encuentra localizadas en el área de estudio (LALU, PUBA, SARA y ZAPA), instaladas en Octubre 2012 (Fig. 3.1 y Tabla 3.1).

Tabla 3.1 *Coordenadas y equipamiento de las redes sismológicas usadas en este estudio. Digitalizador: K= Kephren (Agecodagis); R= Reftek-130 (Reftek); H= Hypocampe (Geoazur). Sensor: G3= CMG3ESPC (Guralp); CT= Compact Trillium (Nanometrics).*

ESTACIÓN	CAMPAÑA	FECHA DE INSTALACIÓN	LATITUD (°N)	LONGITUD (°E)	ALTURA (km)	DIGIT.	SENSOR
CABP	ADN	08/04/2009	-0,3864	-80,4288	0,1110	K	G3
FLFR	ADN	10/12/2008	-0,3575	-79,8427	0,3810	K	G3
ISPT	ADN	18/12/2008	-1,2623	-81,0748	0,1790	K	G3
SEVS	ADN	22/10/2009	-1,0080	-80,0540	0,3350	K	G3
ABLA	OSISEQ	08/11/2011	-1,5341	-80,7344	0,0920	R	CT
ANUV	OSISEQ	10/08/2011	-1,1606	-80,6169	0,2850	R	CT
FAEM	OSISEQ	06/06/2011	-0,9353	-80,6604	0,0150	R	CT
OB13	OSISEQ	28/05/2013	-1,4992	-81,2325	-0,9790	H	
OB23	OSISEQ	29/05/2013	-1,3495	-81,2337	-1,1640	H	
OB33	OSISEQ	30/05/2013	-1,1652	-81,1840	-0,9800	H	
OB53	OSISEQ	31/05/2013	-0,7664	-81,0836	-1,0207	H	
OJOA	OSISEQ	09/08/2011	-1,3729	-80,6310	0,2080	R	CT
PAC2	OSISEQ	07/06/2011	-1,0649	-80,8828	0,3098	R	CT
UNPA	OSISEQ	08/06/2011	-1,1895	-80,8136	0,0610	R	CT
LALU	JUAN	10/10/2012	-0,9097	-80,2436	0,1413	R	CT
PUBA	JUAN	12/10/2012	-0,6594	-80,3784	0,0291	R	CT
SARA	JUAN	11/10/2012	-0,7794	-80,4548	0,0815	R	CT
ZAPA	JUAN	09/10/2012	-1,0495	-80,3949	0,1370	R	CT

Cada una de las estaciones contiene varios instrumentos que sirven para registrar los eventos sísmicos.

_ Cuentan con un sensor triaxial (1 componente vertical y 2 componentes horizontales) el cual permite medir la velocidad del movimiento de la tierra. Estos equipos de banda ancha detectan muy bien los eventos de menor magnitud y presentan un muestreo de 100 Hz para las redes JUAN/OSISEQ y 125 Hz para ADN (Tabla 3.1). Los OBS constan, a más, de un hidrófono.

_ Las estaciones cuentan con un equipo de registro que permite la adquisición de las señales para su almacenamiento (digitalizador). En este caso se tienen dos tipos de digitalizadores un modelo Reftek-130 para la campaña OSISEQ/JUAN, y un modelo Kephren para ADN (Tabla 3.1).

_ Las estaciones tienen un GPS de marca Garmin para marcar el tiempo absoluto de manera continua (excepto los OBS cuyo tiempo esta calibrado con GPS antes

y después del despliegue). Todos los equipos terrestres son alimentados por medio de un panel solar y baterías (Tabla 3.1).

La combinación de una parte de las 3 subredes forma la red con la cual trabajamos. Esta red abarca una zona de ~120 x 120 km, por lo tanto tenemos una red local con la cual podemos registrar la actividad microsísmica.

En el ANEXO 1 se detalla los datos adquiridos para cada una de las estaciones que son utilizadas en este estudio. Durante los 5 meses de análisis (Diciembre 2012 y Enero, Febrero, Marzo, Abril 2013) todas las estaciones han guardado la mayor cantidad de señales sísmicas que se utilizan para el procesamiento de los datos.

El detalle del procesamiento de los datos crudos almacenados en cada estación hasta el procedimiento de lectura de los tiempos de llegada está detallado en el ANEXO 2. En el texto que sigue se resume estos procedimientos:

3.1.2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS CRUDOS

- 1_ Transformar datos crudos del digitalizador a datos SAC (formato estándar en sismología).
- 2_ Determinar las fechas de los eventos con mayor amplitud en las trazas sismológicas continuas comparadas con el ruido sísmico de fondo (*Triggers*, se busca eventos con razón LTA/STA > 4).
- 3_ Buscar las coincidencias de los eventos de mayor amplitud en un mínimo de 4 estaciones (*Coincidencia*).
- 4_ Extraer las señales de mayor amplitud de las trazas en ventanas de 5 minutos de tiempo a cada estación (*Extracción*).
- 5_ Identificación y lecturas de los tiempos de llegada de las fases sísmicas (siguiente sección y Anexo 2).

3.1.3. LECTURA DE LOS TIEMPOS DE LLEGADA DE LAS FASES SÍSMICAS

A_ Concepto de ondas sísmicas y trayectos de propagación (directa, reflejada y refractada) (Anexo A2.2).

B_ Lectura de los primeros arribos y picado de las fases sísmicas P y S (Anexo A2.3).

C_ Definición de la calidad (peso) del picado de las ondas sísmicas y polaridad.

3.1.4. OBSERVACIONES

En las señales continuas hemos realizado 5 etapas de combinación triggers, coincidencias y extracciones (1 por cada mes). Con estos procesos se han identificado más de 50000 detecciones cortadas en ventanas de 5 minutos. Cada detección ha sido analizada detalladamente en el sismograma (programa DEPNET) para poder discriminar entre ruido y eventos sísmicos. Se tiene un total de 1540 eventos que han sido registrados en la red y que corresponden a diferentes fuentes sísmicas.

Para cada evento sísmico se leyó los tiempos de llegada de las fases sísmicas (ondas P y S, cuando es posible) en cada una de las estaciones que registraron los sismos. En la figura 3.2, se tiene el total de picados realizados con sus respectivos pesos de lectura (Anexo 2) para cada una de las fases y el número de estaciones que han registrado dicho evento. Se tiene un mayor número de picados y mejor calidad de lectura (peso 0 y 1) para el tiempo de arribo de la onda P (mejor estimación que la onda S). Debido a la dificultad de identificación del tiempo de llegada de la onda S, se ha preferido calificar con pesos de 2 a 4 y a veces de 1 cuando la llegada de la onda S era muy nítida (Fig. 3.2).

Cada uno de los 1540 eventos sísmicos ha sido detectado por al menos 4 estaciones y un máximo de 17 estaciones (debido a que la estación CABP presentó señales sísmicas dañadas durante la mayor parte del análisis de lecturas). El mayor número de los eventos han sido registrados entre 6 a 14 estaciones, y se tiene un promedio total de 10 estaciones por evento (Fig. 3.2).

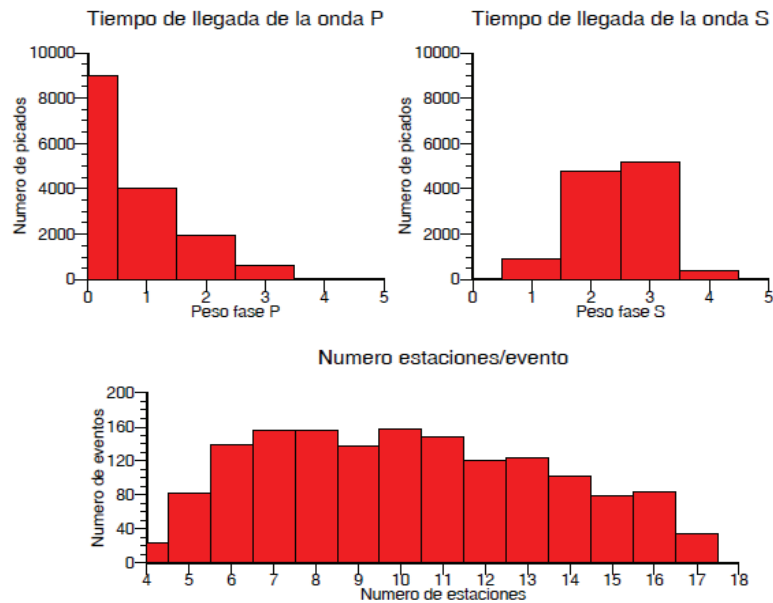


Figura 3.2 Histograma indicando el número de picados de los tiempos de llegada de las ondas P y S con su calidad de lectura (peso), y número de estaciones por evento analizado en este estudio.

3.2. LOCALIZACIÓN PRELIMINAR

La localización espacial de un terremoto es una de las tareas fundamentales en los estudios de la sismología. Esta determinación consiste en encontrar las coordenadas del hipocentro (longitud, latitud y profundidad) y el tiempo de origen de inicio del sismo.

La determinación de la ubicación del sismo requiere principalmente: (1) la identificación de fases sísmicas y la medición de sus tiempos de llegada; (2) conocer la velocidad de las ondas sísmicas en el medio terrestre para poder calcular la propagación de los rayos entre el hipocentro y la estación sísmológica.

Existen varias técnicas de localización. En esta parte de determinación preliminar se utiliza una técnica basada en el método de minimización de residuos en un modelo de velocidad 1D. En primera instancia se describe el método, después se presentan resultados, conclusiones y argumentos para usar una técnica que funciona con un modelo heterogéneo de velocidades sísmicas.

3.2.1. LOCALIZACIÓN POR MINIMIZACIÓN DE RESIDUOS

La técnica de minimización de residuos requiere: (1) establecer una localización de partida (*starting epicenter*); (2) calcular tiempo de origen y residuos de tiempo de trayecto y (3) afinar la localización hasta que se reducen de mejor manera los residuos.

3.2.1.1. EVALUACIÓN DEL EPICENTRO DE PARTIDA

Para una primera aproximación, se estima que el sismo se encuentra en la superficie de la tierra. De esta manera, suponiendo que el tiempo de trayecto (o viaje) observado de las ondas P y S entre la fuente del sismo y la estación es t_{obsP} y t_{obsS} , entonces se tiene:

$$t_{obsPi} = H_{Pi} - \bar{t}_0 \quad (1)$$

$$t_{obsSi} = H_{Si} - \bar{t}_0 \quad (2)$$

Donde para una estación en particular “i” es:

$$t_{obsPi} = \text{tiempo de trayecto observado de la onda P} \quad H_{Pi} = \text{tiempo de llegada de la onda P}$$

$$t_{obsSi} = \text{tiempo de trayecto observado de la onda S} \quad H_{Si} = \text{tiempo de llegada de la onda S}$$

$$t_0 = \text{tiempo de origen de la fuente}$$

Resolviendo (2) – (1) se tiene:

$$H_{Si} - H_{Pi} = t_{obsSi} - t_{obsPi} \quad (3)$$

Entonces, la diferencia de tiempos de llegada entre las ondas S y P a una misma estación es igual a la diferencia de tiempos de trayectos observados.

Por otro lado, el tiempo de trayecto calculado se puede definir como una función dependiendo de la distancia fuente-estación y la velocidad de propagación del medio. En un modelo de velocidades homogéneas sería la distancia entre la fuente y la estación i (Δ en km) dividida por la velocidad sísmica del medio que la onda atraviesa (V_p en km.s^{-1}).

$$t_{calPi} = \Delta i / V_P \quad (4)$$

Entonces, si se conoce la velocidad sísmica del medio terrestre que las ondas atraviesan y reemplazando la ecuación (4) en (3), se puede encontrar la distancia epicentral entre estación-terremoto (5).

$$\Delta_i = H_{Si} - H_{Pi} / (1/V_S - 1/V_P) \quad (5)$$

En teoría, se necesita un mínimo de tres observaciones (S-P) para diseñar tres círculos, cuyos radios son iguales a la distancia epicentral, y para poder intersecar esos círculos en un solo punto. De esta forma se aproxima la ubicación del epicentro del terremoto. Esa aproximación es llamada epicentro de partida (*starting epicenter*). En base a ese punto se puede calcular el tiempo de origen individual por estación: $t_{0i} = H_{Pi} - t_{Pi}$ y en base a los t_{0i} , se puede calcular el tiempo de origen promedio (\bar{t}_0).

3.2.1.2. RESIDUOS DE TIEMPO DE TRAYECTO

Partiendo del epicentro provisional (longitud, latitud, profundidad) y de la primera aproximación del \bar{t}_0 se calcula el residuo de tiempo de trayecto.

El residuo de tiempo de trayecto (en segundos) a una estación i es la diferencia entre el tiempo de trayecto “observado” y el tiempo de trayecto calculado.

$$res_i = t_{obsi} - t_{cali}$$

En teoría, la diferencia entre el tiempo de trayecto observado y el tiempo de trayecto calculado es 0 a cada estación cuando la ubicación es correcta en un modelo de velocidad correcto.

Así, la búsqueda del hipocentro consiste en minimizar los residuos de tiempo de trayecto para que sean los más cercanos a 0. Esta técnica fue introducida por Geiger (1910). Para minimizar los residuos, se aplica un proceso iterativo donde a cada iteración se obtiene una localización (x =longitud, y =latitud, z =profundidad) se recalcula \bar{t}_0 y los residuos asociados. Se procede a iterar hasta que se obtiene el grado de exactitud requerido. Ese grado de exactitud produce un conjunto de residuos por estación.

3.2.1.3. RMS DE RESIDUOS (DESVIACIÓN ESTÁNDAR)

El *rms* (root mean square) de residuos es una medida estadística de la dispersión de un conjunto de datos (o desviación estándar). Esto nos indica cuánto pueden alejarse los valores de residuos de tiempo de trayecto con respecto al promedio. Se lo define de la siguiente manera:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (res - \overline{res})^2}$$

Las unidades al igual que los residuos de tiempo de trayecto son en segundos. En la práctica cuando se tiene un *rms* “pequeño”, se dice que la calidad de la ubicación del terremoto es buena.

3.2.2. RESULTADOS PRELIMINARES

Muchos programas están basados en esta técnica: HYPO71 (Lee y Lahr, 1975), HYPOINVERSE (Klein, 1984), HYPOELLIPSE (Lahr, 1999); nosotros usamos un programa similar llamado NETLOC (Régner M., com. personal).

En primera instancia, se localiza inicialmente 1540 eventos registrados en la red microsísmica durante 5 meses (Diciembre 2012 – Abril 2013). Las localizaciones preliminares fueron realizadas utilizando NETLOC, en el cual conociendo los tiempos de llegada de las ondas P y S; y mediante un modelo de velocidades resuelve una determinación hipocentral de la fuente y del tiempo de origen del evento gracias a la minimización simultánea de los residuos de tiempo de trayecto.

En esta sección del manuscrito, se presenta 2 juegos de pre-determinaciones hipocentrales en el cual se han utilizado 2 diferentes modelos de velocidades en 1D (es decir capas horizontales fijas con velocidad constante en cada capa). También se trabajó con 2 juegos de estaciones diferentes (con y sin OBS) pero los resultados asociados no se presentan aquí porque las variaciones que muestran, comparados con los otros juegos de datos, no aportan mucha información (Tabla 3.2).

Tabla 3.2 Juego de pre-determinaciones hipocentrales.

Fases	Juego de estaciones	Modelo de velocidades	Método de localización	Nº Datos Iniciales	Nº Datos en la zona	Código asociado al proceso de localización
PS	con OBS	1D Estándar	NETLOC	1540	1309	PS_con_1DST_NETL
PS	con OBS	1D G. Ponce	NETLOC	1540	1340	PS_con_1DGP_NETL
PS	sin OBS	1D Estándar	NETLOC	1529	1293	PS_sin_1DST_NETL
PS	sin OBS	1D G. Ponce	NETLOC	1529	1325	PS_sin_1DGP_NETL

3.2.2.1. LOCALIZACIÓN PS_CON_1DST_NETLC

Para el proceso de localización de un sismo a partir de los tiempos de arribo de las ondas P y S, es necesario incorporar un modelo de velocidades de ondas específicos para nuestra región de estudio.

Los modelos de velocidades representan las variaciones de la propiedad de velocidad sísmica del material que generalmente aumenta en función de la profundidad y depende de la reología, densidad y estado de fracturación del material.

A más de los valores de velocidad sísmica de ondas P y S, estos modelos definen parámetros importantes como son, por ejemplo, el espesor de la capa sedimentaria y la profundidad de la discontinuidad de Mohorovich (Moho).

Para realizar la ubicación de los eventos sísmicos, se ha tomado un modelo de velocidad estándar 1D (Tabla 3.3).

Tabla 3.3 Modelo de velocidad 1D estándar.

Modelo de Velocidad Estándar		
V_P (km/s)	Espesor (km)	V_S (km/s)
2,5	0	1,45
6,5	2	3,76
8,1	26	4,68

El primer catálogo (en base a los tiempos de llegada de las ondas P-S, con todas las estaciones y el modelo de velocidad estándar), contiene 1309 sismos dentro de nuestra zona de estudio (ver Fig. 3.3 A) que equivalen al 85% del total de nuestros eventos localizados. La distribución espacial de los eventos presenta

una distribución más dispersa cuando se toma en cuenta todos los eventos sin discriminar la calidad de localización (*rms*). Estos sismos presentan valores de *rms* que varían entre 0 a 4 segundos (promedio de 0,5 +/- una desviación estándar de 0,35 s). La mayor cantidad de eventos se encuentran con valores de *rms* entre 0 y 1 (Fig. 3.3 A).

Debido a que un valor de *rms* bajo indica una buena calidad de localización, se escogieron los eventos sísmicos que presentan un *rms* < 0,5 s. De esta manera se tienen 848 eventos sísmicos que representan una buena calidad de localización con un *rms* promedio de 0,37 (+/- 0,09) s (Fig. 3.3 B). La distribución espacial se ve menos dispersa.

Al analizar los histogramas de profundidad (Fig. 3.3), se observa que la mayor parte de hipocentros se encuentran a una profundidad entre 0 a 50 km.

Para los sismos de buena calidad (Fig. 3.3 B), se tiene un mejor sorteo de la profundidad en comparación con todos los eventos de la zona (Fig. 3.3 A).

La sismicidad se organiza en varios grupos (o *cluster*) con respecto a su profundidad. Esta distribución se encuentra relacionada con el contexto geodinámico de la zona de estudio y será descrita en el capítulo 5.

En la Figura 3.3 B, se observa que los sismos de buena calidad presentan una mejor distribución espacial (agrupada) en el mapa. Sin embargo, el análisis de los resultados de los residuos de tiempo de trayecto a cada estación indica que se puede mejorar el modelo de velocidades para las estaciones en las que no se adapte bien el modelo estándar.

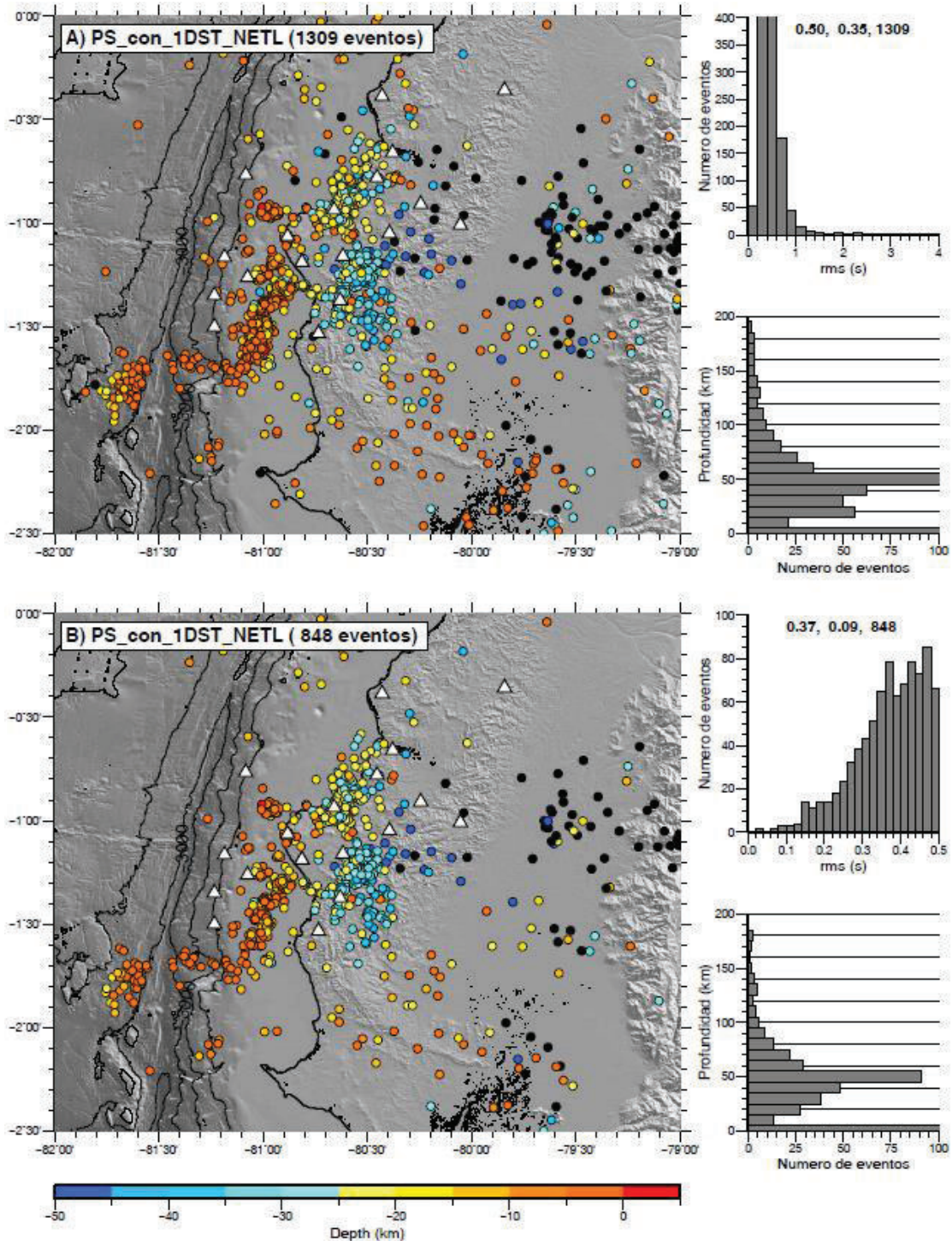


Figura 3.3 Mapa de localización de la actividad sísmica (Diciembre 2012- Abril 2013), en base a tiempos de llegada de las ondas P-S y con el modelo de velocidad estándar 1D (ver tabla 3.3). A) Localización de todos los eventos sísmicos. B) Localización de eventos sísmicos con un rms < 0,5 s. Histograma de rms de residuos de tiempo de trayecto (los números indican el promedio (s), desviación estándar (s) y números de eventos respectivamente). Histograma de profundidad.

Para explicar la relación entre el modelo de velocidad y los resultados de los residuos de tiempo de trayecto a cada estación obtenidos en las posiciones donde el programa encontró las soluciones de hipocentros, se presenta un esquema simple clasificando diferentes tipos de la distribución de residuos (Fig. 3.4). En este esquema se representan 3 fuentes de sismos en 3 ubicaciones diferentes simbolizando el conjunto de terremotos distribuidos en el espacio. Cada fuente genera rayos sísmicos cuyos trayectos se propagan en caminos diferentes. El histograma de residuos de tiempos de trayecto corresponde a los residuos de todos estos terremotos a una sola estación.

Los histogramas de residuos a una estación presentan una distribución normal (*Gaussiana*) con un promedio y una desviación estándar que discutimos aquí. Se distinguen en el esquema varios casos en función de estos valores porque la desviación estándar (σ) refleja el esparcimiento de los residuos alrededor del valor promedio (un valor de σ pequeño indica una distribución de los residuos agrupada alrededor del promedio).

A) Distribución normal de residuos con σ pequeño y $\overline{res} \approx 0$

En el caso de una distribución con un promedio cerca de 0 y un pequeño σ , se tiene que $t_{obsi} \approx t_{cali}$, (porque el promedio cerca de 0) para la mayoría de los datos (porque σ es pequeño). Por lo tanto, en estos casos, el modelo de velocidad inicial en el cual se calcula t_{cali} es coherente con el t_{obsi} para las soluciones hipocentrales (Fig. 3.4 A). Para este tipo de distribución de residuos a una estación, no es necesario modificar el modelo de velocidad.

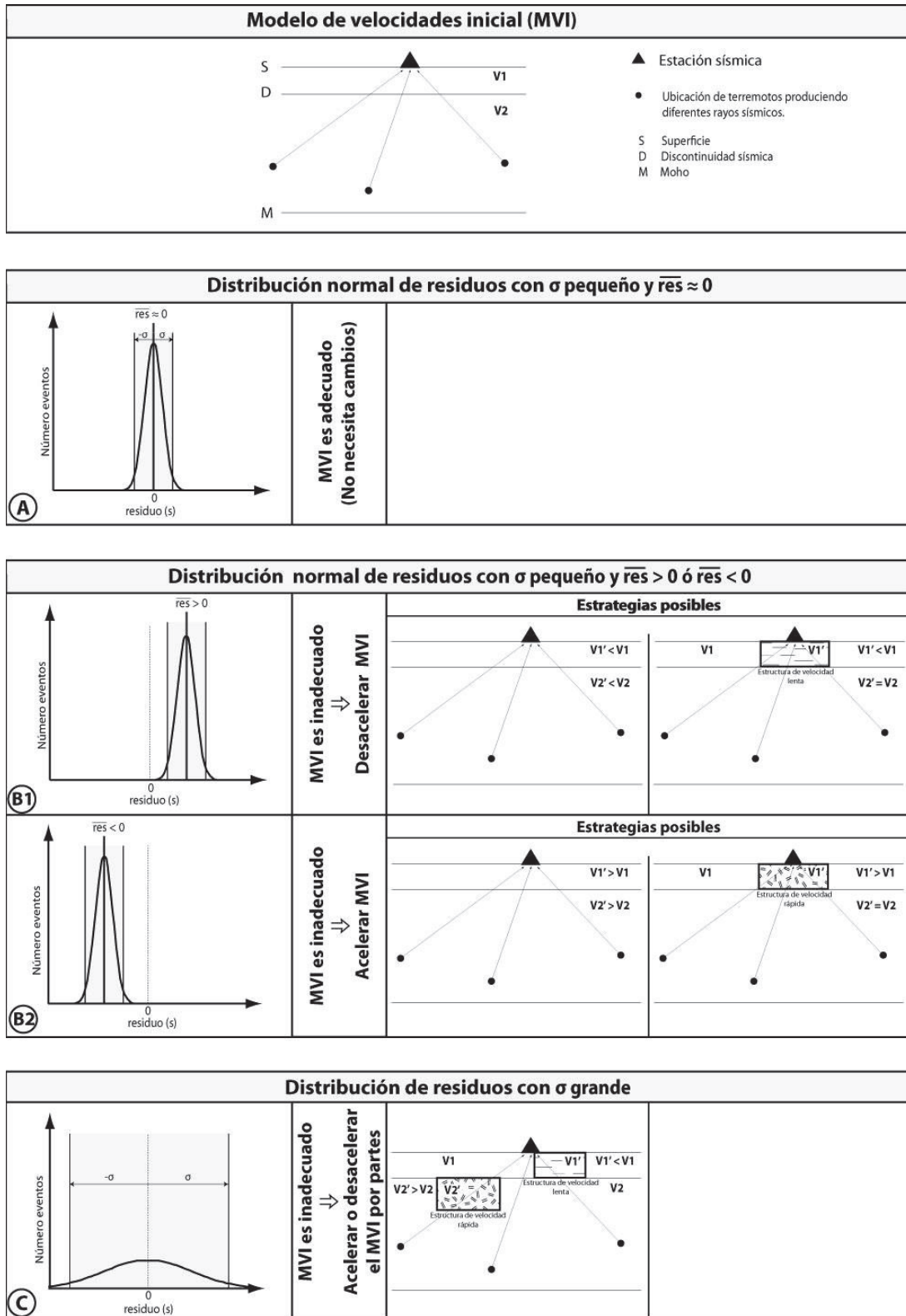


Figura 3.4 Esquema mostrando diferentes tipos de la distribución de residuos y sus posibles estrategias para corregir el modelo de velocidad (ver las interpretaciones descritas en el texto).

B) Distribución normal de residuos con σ pequeño y $\overline{res} > 0$ ó $\overline{res} < 0$

Caso B1 (Fig. 3.4): $\overline{res} > 0$ y σ pequeño. Con estos valores se tiene que: $t_{obsi} > t_{cali}$ para la mayoría de los datos. Esto significa que t_{cali} en el modelo de velocidad es demasiado pequeño (o corto), relativamente al t_{obsi} . En consecuencia, el modelo de velocidad inicial, en el cual se calcularon los tiempos de trayecto, se considera demasiado rápido, y por lo tanto hay que desacelerar el modelo (es decir, modificarlo con velocidades sísmicas más bajas). Para modificar el modelo, se plantean dos posibles soluciones (ver a la derecha de B1 en Fig. 3.4). La primera solución es desacelerar el modelo de velocidad inicial a lo largo de la longitud de los caminos de los rayos, es decir en ese ejemplo, en las dos capas que constituyen el modelo. La segunda solución es desacelerar el modelo de velocidad inicial en un volumen atravesados por todos los rayos únicamente bajo la estación (Fig. 3.4, a la derecha). Esta modificación se puede hacer: (1) modificando el espesor de la primera capa lenta, (2) añadiendo una capa más lenta, (3) desacelerando la velocidad de la primera capa o (4) en una combinación de las 3 maneras. Aplicar la primera solución afecta los cálculos de los tiempos calculados en las demás estaciones y modificaría todas las soluciones hipocentrales. Así, la segunda solución es a menudo escogida.

Caso B2 (Fig. 3.4): $\overline{res} < 0$ y σ pequeño. Se tiene exactamente el mismo razonamiento excepto que: $t_{obsi} < t_{cali}$ significa que t_{cali} es demasiado grande (tiempo demasiado largo) relativamente al t_{obsi} , y entonces hay que acelerar el modelo de velocidad inicial (Fig. 3.4).

C) Distribución de residuos con σ grande

En este caso, σ es grande. Esto significa que se tiene residuos positivos y negativos que pueden ser muy grandes ($res > 0$ y $res < 0$) alrededor del valor promedio. Entonces se tiene, a una misma estación, que $t_{obsi} > t_{cali}$ para algunos terremotos y $t_{obsi} < t_{cali}$ para otros. Esto significa que t_{cali} es demasiado lento o rápido, según el trayecto de las ondas. En consecuencia, se interpreta que el modelo de velocidad inicial en el cual se calcula el tiempo de trayecto presenta problemas en varios sitios y no tan solo bajo la estación. Por lo tanto, la solución es desacelerar el modelo de velocidad inicial únicamente cuando los rayos se

propaguen a través de una estructura considerada como demasiado lenta y acelerar el modelo de velocidad inicial únicamente cuando los rayos se propaguen a través de una estructura considerada como demasiado rápida. En estos casos, se necesita un modelo de velocidad heterogéneo (modelo de velocidad en 3D) para poder mejorar la calidad de los resultados (Fig. 3.4).

Para caracterizar la coherencia entre el modelo de velocidad estándar y este primer juego de determinación hipocentral (PS_con_1DST_NETL) vamos a chequear los residuos de tiempo de trayecto a cada estación.

En el ANEXO 3 se presenta la distribución de los residuos de tiempo de trayecto de las ondas P para cada estación utilizada en la localización con el modelo de velocidad estándar y los valores estadísticos asociados. Se tiene promedio de residuos positivos, negativos, cercanos a cero y con diferente desviación estándar de sus residuos. Por lo tanto, el modelo de velocidad estándar produce los tres casos de la distribución de residuos anteriormente mencionados.

En la tabla 3.4 se clasifican los casos a los que corresponden las estadísticas de los residuos de tiempo de trayecto de cada estación, según el esquema de la figura 3.4. Esta clasificación depende de cómo uno juzga el valor de σ . Para las estaciones OB13, OB33 y ZAPA se tiene el caso el que presentan un residuo positivo y una desviación estándar entre 0,5 y 0,6 s. Para las estaciones ISPT, SEVS, FAEM OJOA y SARA se tiene un residuo promedio negativo y desviación estándar semejante al anterior. Para las estaciones CABP, FLFR, OB23, OB53, PAC2, UNPA, LALU y PUBA presentan una desviación estándar mayor de 0,6 s. Las estaciones ABLA y ANUV presentan un residuo promedio cercano a 0 s y desviación estándar menor a 0,5 s; por lo tanto son las únicas estaciones en la cual el modelo de velocidad estándar se adapta bien para las soluciones hipocentrales encontradas.

Para el resto de las estaciones se tiene una distribución de residuos en el cual el modelo de velocidad estándar es inadecuado porque σ es alto.

Tabla 3.4 Tipo de caso al que corresponde la distribución de residuos de tiempo de trayecto para cada estación utilizada con el modelo de velocidad estándar (los valores indicados son σ , desviación estándar, en segundos).

Estaciones	Caso A	Caso B		Caso C
	$\sigma < 0.5$	$0.5 < \sigma < 0.6$		$\sigma > 0.6$
	$\bar{res} \approx 0$	$\bar{res} > 0$	$\bar{res} < 0$	$\bar{res} \neq 0$
CABP				0,78
FLFR				0,74
ISPT			0,52	
SEVS			0,59	
ABLA	0,48			
ANUV	0,44			
FAEM			0,55	
OB13		0,57		
OB23				0,72
OB33		0,55		
OB53				0,71
OJOA			0,50	
PAC2				1,21
UNPA				0,96
LALU				0,68
PUBA				0,79
SARA			0,6	
ZAPA		0,57		

En esta parte del estudio se utilizó un modelo estándar de velocidad. Las interpretaciones de los residuos de tiempo de trayecto indican que ese modelo es inadecuado (si consideramos las lecturas como adecuadas).

Así, en la siguiente etapa para mejorar los residuos de tiempo de trayecto se optó por utilizar un segundo modelo de velocidad propuesto en la zona de estudio por Ponce (2014). Este modelo fue construido en base a la misma red que se utiliza en este trabajo.

3.2.2.2. LOCALIZACIÓN PS_CON_1DGP_NETL

Para localizar la actividad sísmica en esta segunda etapa se utilizó el modelo de velocidad 1D diseñado por Gabriela Ponce (2014). Lo llamamos 1DGP.

Este modelo resulta de un trabajo de prospección del mejor modelo de velocidades 1D constante que ha consistido en invertir los modelos de velocidades en la corteza en base a los tiempos de llegada con el fin de obtener el modelo de velocidades que mejor minimiza los residuos (este procedimiento fue hecho manualmente para algunos eventos en los que la primera llegada de la onda P era muy clara). Ponce (2014) obtuvo varios modelos específicos a las estaciones FAEM, ZAPA, LALU, UNPA e ISPT donde cambia el espesor de la primera capa sedimentaria y también de la corteza (Tabla 3.5).

Ponce (2014) define la primera capa (con valores sísmicos de capa sedimentaria) que varía en espesor: 2,7 km para FAEM; 3,8 km para ZAPA; 0,7 km para LALU; 3 km para UNPA y 2 km para ISPT. Esta capa sedimentaria contiene velocidades para la onda P de 2 km/s en todas las estaciones y para la onda S de 1,16 km/s (FAEM, LALU, ISPT); 1,08 km/s (ZAPA, UNPA) (en el modelo original se da V_p/V_s).

La segunda capa corresponde a la capa cortical. Ponce (2014) define un Moho de 30 km en las estaciones FAEM, ZAPA, LALU, UNPA y de 22 km a la estación ISPT. Tiene velocidades para la onda P de 6,7 km/s y para la onda S de 3,62 km/s en todas las estaciones.

La tercera y última capa representa el manto superior bajo el Moho, la cual contiene velocidades para la onda P de 7,9 km/s y para la onda S de 4,57 km/s en todas las estaciones (Tabla 3.5).

Tabla 3.5 Modelo de velocidad para las estaciones FAEM, ZAPA, LALU, UNPA e ISPT. (Ponce, 2014).

Modelo de Velocidad Modificado		
V _P (km/s)	Espesores (km)	V _S (km/s)
FAEM		
2	0	1,16
6,7	2,7	3,62
7,9	30	4,57
ZAPA		
2	0	1,08
6,7	3,8	3,62
7,9	30	4,57
LALU		
2	0	1,16
6,7	0,7	3,62
7,9	30	4,57
UNPA		
2	0	1,08
6,7	3	3,62
7,9	30	4,57
ISPT		
2	0	1,16
6,7	2	3,62
7,9	22	4,57
Modelo General		
2	0	1,16
6,7	2	3,62
7,9	30	4,57

En esta segunda prueba de localización de la sismicidad en base a los mismos tiempos de llegada de las ondas P-S y con todas las estaciones, se utilizaron modelos específicos para las estaciones FAEM, ZAPA, LALU, UNPA e ISPT, mientras que para el resto de estaciones se tiene un modelo de velocidades general dado por Ponce (2014) (Tabla 3.5).

Se obtiene una determinación hipocentral de 1540 eventos sísmicos de los cuáles 1340 se encuentran distribuidos en el mapa (Fig. 3.5 A). Estos presentan un mayor número de eventos en la zona con respecto a nuestra primera localización (~30 sismos) y corresponden a eventos cercanos a los límites geográficos de nuestra zona de estudio. Sin embargo, hay que tomar en cuenta que para poder

comparar estrictamente las estadísticas de este catálogo con el anterior, reducimos (excepto para el mapa de la Fig.3.3 A) el número de eventos de este catálogo a los mismos 1309 eventos encontrados anteriormente.

Al analizar los valores de *rms* de los residuos de tiempo de trayecto de los terremotos, se observa de igual manera que el mayor número (~87%) de eventos se encuentran entre valores de 0 y 1 s. Presentan un *rms* promedio de 0,49 (+/- 0,35) s (Fig. 3.5 A). Así, el valor de *rms* promedio se mejora de 0,1 s con respecto a la localización con el modelo estándar (Fig. 3.3 A).

Al seleccionar los eventos sísmicos con mejor *rms* (< 0,5 s) se obtiene un total de 888 eventos (comparado a 848 en el modelo estándar, Fig. 3.5 B). Estos sismos de mejor calidad presentan un *rms* promedio de 0,35 (+/- 0,09) s. Se observa que el *rms* promedio no presenta cambios en comparación a la localización con el modelo de velocidad estándar (Fig. 3.3 B).

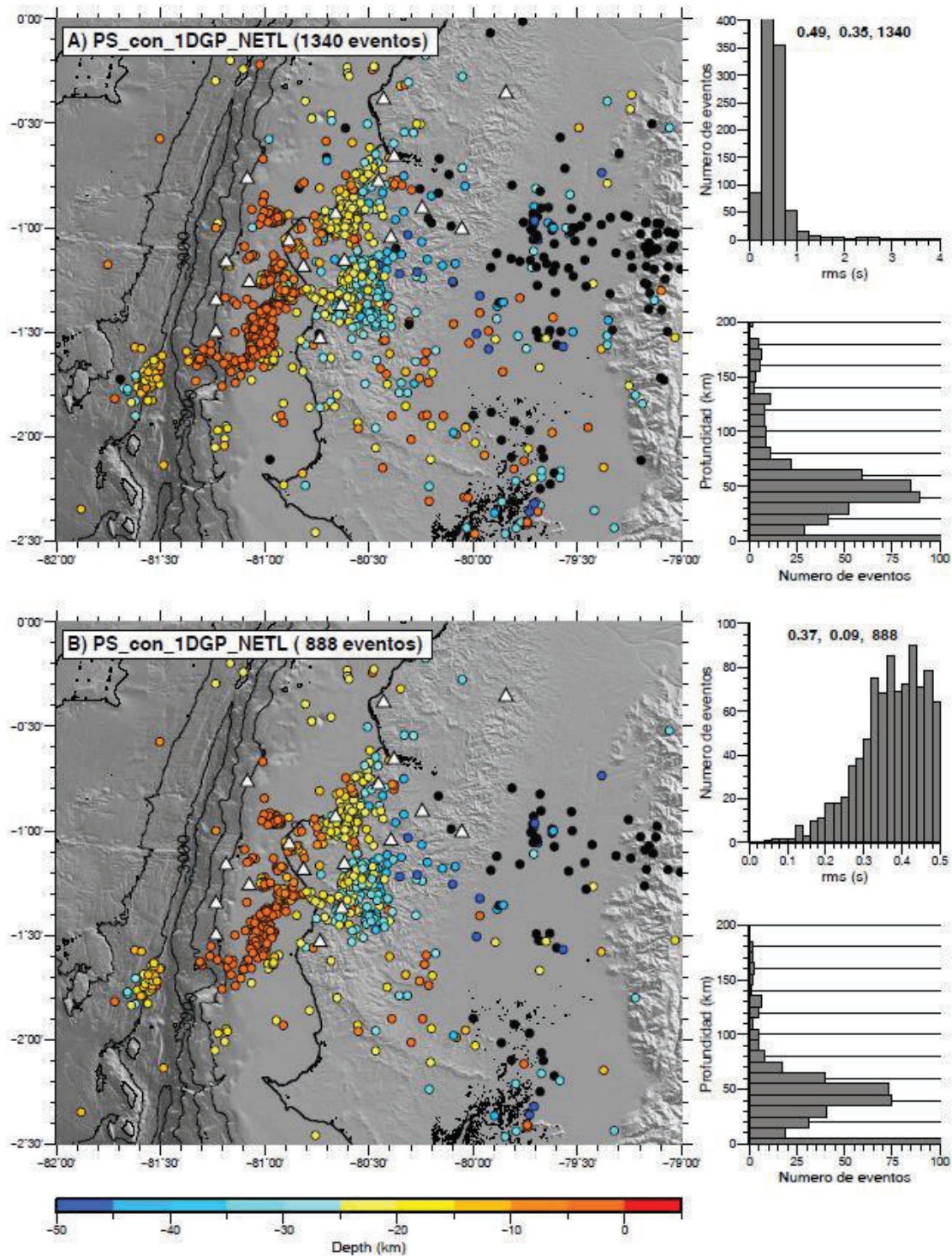


Figura 3.5 Mapa de localización de la actividad sísmica (Diciembre 2012- Abril 2013), en base a tiempos de llegada de las ondas P-S y con un modelo de velocidad 1DGP (ver tabla 3.5). A) Localización de todos los eventos sísmicos. B) Localización de eventos sísmicos con un rms < 0,5 s. Histograma de rms de residuos de tiempo de trayecto (los números indican el promedio (s), desviación estándar (s) y números de eventos respectivamente). Histograma de profundidad.

La actividad sísmica presenta varios grupos de eventos sísmicos que se encuentran distribuidos a profundidades entre 0 y 50 km (Fig. 3.5). El mayor número de los eventos se encuentran a estas profundidades.

En una primera instancia se puede observar que los epicentros (en mapa, comparando Fig. 3.3 y 3.5) no varían mucho. La diferencia en la localización se concentra con respecto a las variaciones de la profundidad sobre todo para el grupo de sismos antefosa ($1,75^{\circ}\text{S}$ y $81,75^{\circ}\text{W}$) (Fig. 3.3 y 3.5).

Para caracterizar la coherencia entre el modelo de velocidades propuesto por Ponce (2014) y este juego de determinación hipocentral (PS_con_1DGP_NETL), analizamos las estadísticas de los residuos de tiempo de trayecto a cada estación.

El ANEXO 4 presenta la distribución de los residuos de tiempo de trayecto de las ondas P para cada estación utilizada en la localización con el modelo de velocidades 1DGP. Al igual que el anterior modelo, se tiene promedio de residuos positivos, negativos, cercanos a cero y con diferente desviación estándar de sus residuos.

En la tabla 3.6 se comparan las variaciones de la distribución de residuos (residuo promedio y desviación estándar, en segundos) al utilizar los dos modelos de velocidades diferentes en 1D (las diferencias de ubicación se presentan más tarde en el texto). Usando el modelo 1DGP, el promedio de residuos disminuye para la mayor parte de estaciones (CABP, FLFR, SEVS, ANUV, FAEM, OB13, OB23, OB33, OB53, OJOA, PUBA, SARA). Para las estaciones ISPT, ABLA, PAC2, UNPA, LALU y ZAPA se tiene un promedio de residuos más cercano a cero, al utilizar el modelo de velocidades estándar. En general se puede decir que el modelo de velocidad 1DGP es mejor en términos de promedios de residuos, lo que significa que este modelo es más coherente con la geometría de la red en la zona de estudio.

Tabla 3.6 Comparación de residuos promedios y desviación estándar (en segundos) con los dos modelos de velocidades propuestos en este estudio. En verde, se presenta la mejora de σ en el modelo Ponce (2014).

Estaciones	PS_con_1DST_NETL		PS_con_1DGP_NETL	
	\bar{res}	σ	\bar{res}	σ
CABP	0,15	0,78	0,01	0,72
FLFR	0,28	0,74	-0,11	0,66
ISPT	-0,16	0,52	-0,23	0,52
SEVS	-0,12	0,59	-0,10	0,61
ABLA	0,02	0,48	-0,05	0,45
ANUV	-0,41	0,44	-0,32	0,44
FAEM	-0,18	0,55	-0,08	0,55
OB13	0,16	0,57	-0,12	0,56
OB23	0,61	0,72	0,43	0,73
OB33	0,50	0,55	0,39	0,58
OB53	0,21	0,71	0,13	0,73
OJOA	-0,18	0,50	-0,14	0,51
PAC2	-0,27	1,21	-0,27	1,18
UNPA	0,12	0,96	0,18	0,97
LALU	0,05	0,68	0,11	0,69
PUBA	0,17	0,79	0,17	0,83
SARA	-0,10	0,60	-0,03	0,61
ZAPA	0,36	0,57	0,50	0,56

En términos de desviación estándar en cada una de las estaciones (Tabla 3.6), se observa que no hay grandes variaciones al utilizar el modelo estándar con respecto al segundo modelo de velocidad. Esto sugiere (si consideramos las lecturas de la llegada de las fases adecuadas) que el modelo de velocidad 1DGP, tampoco es capaz de representar correctamente las heterogeneidades de las estructuras sísmicas del medio terrestre (ANEXO 4).

Entonces, el mayor problema radica en construir un modelo de velocidad adecuado 1D para cada estación, sobre todo cuando se conoce que el medio terrestre es altamente heterogéneo. No obstante, hay que recalcar que si Ponce (2014) utiliza la misma red sísmica, los terremotos que ella usa para su búsqueda del mejor modelo son ubicados en diferentes fuentes espaciales. Sería necesario tratar de buscar un mejor modelo 1D en base a nuestro juego de datos, pero esto no cabe en los objetivos de este estudio.

Las estaciones de los OBS presentan promedios y desviación estándar de residuos de tiempo de trayecto grandes en comparación con las otras estaciones. Al utilizar el segundo modelo se observa que disminuye un poco los residuos promedios, sin embargo la desviación estándar no varía mucho. Así, los dos modelos de velocidades anteriormente descritos no se adaptan muy bien para estas estaciones (recalcando que no hubo modelo específico para los OBS) (Tabla 3.6).

En el marco de este trabajo, también se procesó la ubicación de terremotos y comparación de las estadísticas de residuos a la estación para otros 2 juegos de localizaciones obtenidos con los mismos 2 modelos de velocidad y eliminando del proceso las estaciones OB13, OB23, OB33 y OB53. Los resultados de esta prueba, no aportan nuevas informaciones y no se presentan en el manuscrito. El único punto remarcable es que el promedio de residuos a la estación ISPT (entonces, instalada en la zona marina) pasa de valores negativos (-0,16 y -0,23 s cuando se usa todas las estaciones en el modelo estándar y de Ponce, respectivamente) a valores positivos o cercanos a cero (0,14 y -0,05 s cuando se quitan los OBS) (Tabla 3.7). Esta observación seguramente refleja la importancia de usar una red homogéneamente distribuida para la búsqueda del modelo de velocidad.

Tabla 3.7 Comparación de residuos promedios y desviación estándar (en segundos) con los 4 juegos de determinaciones hipocentrales. Se compara 1276 eventos.

Estaciones	PS_con_1DST_NETL		PS_con_1DGP_NETL		PS_sin_1DST_NETL		PS_sin_1DGP_NETL	
	\bar{res}	σ	\bar{res}	σ	\bar{res}	σ	\bar{res}	σ
CABP	0,15	0,77	0,00	0,72	0,24	0,80	0,08	0,67
FLFR	0,32	0,72	-0,07	0,67	0,38	0,74	-0,05	0,64
ISPT	-0,16	0,50	-0,23	0,50	0,14	0,49	-0,05	0,47
SEVS	-0,11	0,58	-0,10	0,60	-0,11	0,57	-0,10	0,59
ABLA	0,02	0,47	-0,06	0,44	0,08	0,46	-0,03	0,43
ANUV	-0,41	0,43	-0,32	0,44	-0,40	0,43	-0,31	0,43
FAEM	-0,19	0,51	-0,10	-0,51	-0,12	0,50	-0,06	0,51
OB13	0,17	0,57	-0,11	0,56				
OB23	0,65	0,69	0,47	0,70				
OB33	0,51	0,54	0,42	0,52				
OB53	0,21	0,70	0,14	0,71				
OJOA	-0,18	0,49	-0,15	0,49	-0,17	0,49	-0,14	0,49
PAC2	-0,25	1,17	-0,27	1,14	-0,12	1,13	-0,18	1,12
UNPA	0,12	0,88	0,17	0,89	0,17	0,87	0,20	0,88
LALU	0,06	0,67	0,12	0,69	0,05	0,67	0,12	0,68
PUBA	0,17	0,77	0,16	0,81	0,24	0,77	0,16	0,80
SARA	-0,11	0,58	-0,05	0,59	-0,08	0,55	-0,04	0,59
ZAPA	0,36	0,56	0,51	0,53	0,32	0,56	0,49	0,53

3.2.3. COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS

El proceso de ubicación de los sismos define los parámetros geográficos del hipocentro (longitud, latitud y profundidad), así como del tiempo de origen. En lo que sigue vamos a comparar estos 4 parámetros de la localización que se obtuvieron al utilizar el juego de datos con todas las fases en cada uno de los modelos de velocidad presentados.

Para realizar esta comparación se han tomado los 1276 sismos (anteriormente seleccionados), los cuales se encuentran en la zona de estudio y presentan una profundidad menor a 100 km.

Los 2 juegos de determinaciones hipocentrales varían cuando el modelo de velocidad cambia.

En la figura 3.8 se observa la distribución de las diferencias espaciales y de t_0 entre los catálogos obtenidos. Para el caso de la longitud y latitud, la mayor parte de nuestros eventos (> 50%) presentan una diferencia entre 0 a 5 km: 0,14 (+/-

5,19) km y -1,63 (+/- 4,68) km, respectivamente. Para el caso de la profundidad, se tiene una diferencia de aproximadamente 8 km (-0,12 +/- 7.99 km, valores positivos que indican una mayor profundidad con el modelo estándar). La diferencia en tiempo de origen para la mayor parte de eventos es de 0,6 (+/- 0,65) s (valores negativos que indican un tiempo de origen más tarde con el modelo de velocidad Ponce, 2014) (Fig. 3.8).

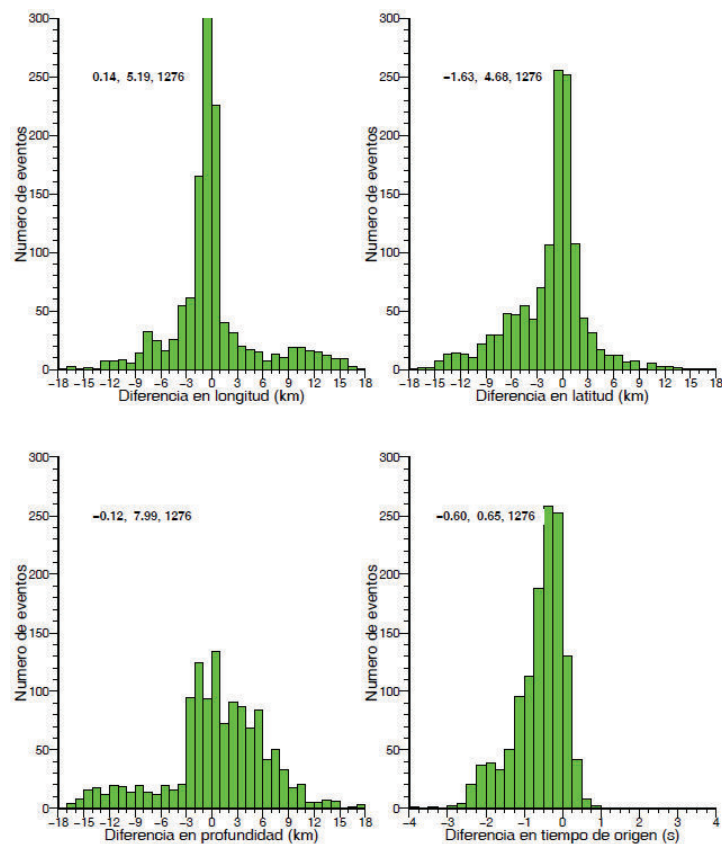


Figura 3.6 Histogramas que indican la diferencia en longitud, latitud, profundidad y tiempo de origen para los eventos localizados con el modelo estándar y el modelo 1DGP con todas las estaciones. Los números en la parte superior indican el promedio, desviación estándar y número de eventos respectivamente.

Al variar nuestros dos modelos de velocidad, las variaciones en localización epicentral (longitud y latitud) son pequeñas comparadas a las variaciones en profundidad y en tiempo de origen donde sus diferencias son considerables. Debido a la técnica usada, estos dos últimos parámetros se encuentran relacionados reflejando un “*trade-off*” (compensación) entre una variación en

profundidad de la solución hipocentral y el tiempo de origen (Fig. 3.7). Así, los cambios de velocidad del modelo afectan el proceso de ubicación resultando en un juego diferente de localizaciones, pero también en valores del tiempo de origen muy diferentes (hasta más de 2 segundos de diferencia). Se concluye que las diferencias entre los tiempos de trayectos calculados en un modelo o en otro quedan absorbidas por las variaciones de t_0 .

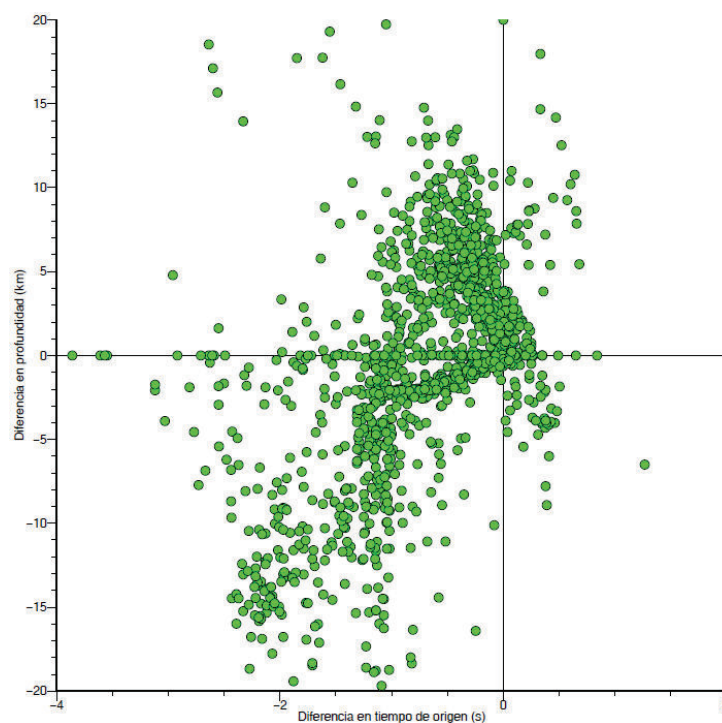


Figura 3.7 Gráfico mostrando la correlación entre la diferencia de tiempo de origen con respecto a la diferencia de profundidad entre PS_con_1DST_NETL y PS_con_1DGP_NETL (trade-off).

En resumen de este capítulo, hemos obtenido un catálogo de sismos pre-localizados para cada uno de los 2 modelos de velocidad 1D utilizados. Entre los meses de Diciembre 2012 y Abril 2013, unos 1300 eventos fueron ubicados en el margen central de Ecuador.

El análisis de los residuos de tiempo de trayecto por estación indica que las localizaciones presentan fuentes de errores que pueden ser asociadas principalmente en:

1_ Identificación de los tiempos de llegada de las fases sísmicas, específicamente la onda S (ver distribución de los pesos, Fig. 3.2).

2_ La adecuación del modelo de velocidad utilizado para representar las estructuras de las capas sedimentarias, la corteza y el manto terrestre con el cual se pueda calcular adecuadamente el tiempo de propagación de las fases.

3_ La técnica misma, por la dependencia importante que existe entre la determinación del tiempo de origen y la profundidad entre un juego de datos y otro (*trade-off*).

Porque la identificación de la onda S es mucho menos precisa que la onda P (fuente de errores adicionales), utilizaremos en el próximo capítulo únicamente la hora de llegada de la onda P. Esto es posible por el uso de otra técnica en la cual tampoco interviene la evaluación del tiempo de origen para la búsqueda de la solución hipocentral y que es capaz de utilizar un modelo de velocidad en 3 dimensiones (3D) para tratar de representar, en sus grandes rasgos, las heterogeneidades de estructuras y de velocidades de nuestra zona de estudio.

El siguiente capítulo introduce esa técnica (Método de Máximas Intersecciones, MAXI) y los datos y parámetros de entrada que se usarán para obtener nuestro juego de hipocentros. A continuación, se analizarán los residuos de tiempos de trayectos en este nuevo modelo y se procederá a una selección de los sismos presentando factores de confianza altos.

CAPÍTULO IV

DETERMINACIÓN HIPOCENTRAL DE EVENTOS SÍSMICOS EN 3D

En el capítulo 3, hemos visto que la localización de un terremoto se basa en la combinación de datos que son: (1) las lecturas de los tiempos de llegada de las fases sísmicas a cada estación, (2) el cálculo de los tiempos de trayecto dentro de un modelo de velocidad, (3) la técnica misma que sirve a determinar la posición del hipocentro en base de (1) y (2), y (4) la configuración de la red sismológica (que en nuestro caso, ya está establecida).

Una parte significativa de los errores de localización se encuentra en los errores de picados y en los errores de cálculos de los tiempos de trayecto.

En este cuarto capítulo, para mejorar la determinación hipocentral de los eventos sísmicos, intentamos mejorar la estimación de los tiempos de trayecto, utilizando un modelo de velocidades heterogéneo en 3D (MV-3D) para representar las complejidades estructurales de la zona de subducción. Ese modelo se basa en el presentado por Font et al. (2013).

La utilización de ese MV-3D necesita otra técnica de localización. Así, aplicamos el método de las Máximas Intersecciones (MAXI) (Font et al., 2004; Theunissen et al., 2012) que se desarrolló en base de la técnica *Master Station* (Zhou, 1994). A continuación se describe el método, el modelo de velocidad y los parámetros aplicativos de este estudio. Acabaremos el capítulo seleccionando los resultados de la localización en función de factores de confianza.

4.1. MÉTODO DE MÁXIMAS INTERSECCIONES (MAXI)

La técnica MAXI determina la posición absoluta de cada terremoto en base a la diferencia de tiempos de llegada observados a pares de estaciones. Requiere: (1) definir el máximo número de volúmenes de igual diferencia de tiempo que permiten predeterminar la solución; (2) chequear la coherencia entre los tiempos de trayecto y el MV-3D para limpiar valores atípicos y (3) afinar la solución final.

MAXI es un método de búsqueda directo de la solución hipocentral absoluta en una malla con nodos de velocidad (ver capítulo 4.2). A continuación se describe a detalle cada uno de las etapas seguidas en el método MAXI.

4.1.1. VOLÚMENES DE IGUAL DIFERENCIA DE TIEMPO (EDT)

Teóricamente, si un hipocentro r está perfectamente determinado dentro del modelo de velocidad que representa las estructuras de la tierra, entonces la diferencia entre los tiempos de trayecto calculados t_{calr0} y t_{calr1} a dos estaciones sísmicas 0 y 1 debería ser igual a la diferencia entre los dos tiempos de trayectos observados t_{obsr0} y t_{obsr1} .

$$t_{obsr0} - t_{obsr1} = t_{calr0} - t_{calr1} \quad (1)$$

Como un tiempo de viaje observado corresponde a la diferencia entre el tiempo de llegada de la fase y el tiempo de origen del terremoto, entonces la diferencia entre los dos tiempos de trayecto calculados a las estaciones 0 y 1 es igual a la diferencia entre las horas de llegada H_{r0} y H_{r1} .

$$S_{r(01)} = H_{r0} - H_{r1} = t_{calr0} - t_{calr1} \quad (2)$$

$S_{r(01)}$ es la expresión matemática de una superficie hiperbólica que se llama “*Equal Differential Time Surface*” (EDT).

En otras palabras, para el par de estaciones 0 y 1 , el hipocentro ocurre en una superficie $S_{r(01)}$, definida por todos los puntos espaciales cuya diferencia de tiempo de trayecto hacia el par de estaciones 0 y 1 (calculado en el MV) satisfacen la diferencia de tiempos de llegada (Fig. 4.1).

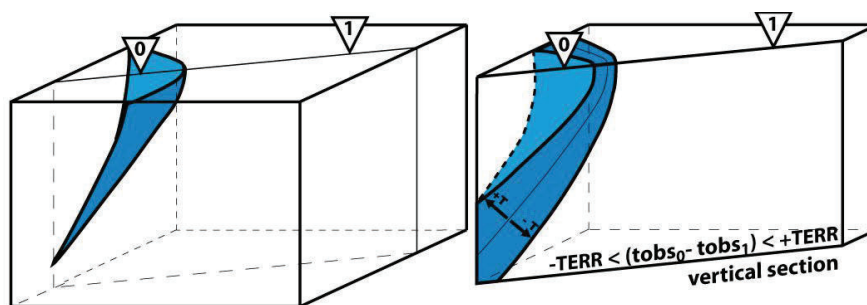


Figura 4.1 Esquema sintético de una EDT (Y. Font). Izquierda: vista en 3D de una EDT establecida dentro de un modelo de velocidad homogéneo. Derecha: volumen EDT y relación con el valor de tolerancia (TERR en segundos). TERR controla el espesor del volumen EDT.

Por lo tanto, una superficie EDT es definida como la colección de todos los puntos espaciales dentro del modelo de velocidad que satisface la diferencia de tiempos de llegada a dos estaciones. En un modelo de velocidad homogéneo, esta superficie corresponde a una superficie hiperbólica con su eje de simetría vertical que pasa por las dos estaciones. En un modelo de velocidad heterogéneas, la superficie EDT es una superficie hiperbólica deformada (Font et al., 2004).

Para incluir pequeños errores de lecturas o del modelo, y para tomar en cuenta la discretización del modelo de velocidad, la superficie EDT es engrosada por un valor llamado TERR. Por lo tanto, el programa buscará la colección de puntos espaciales que satisfacen la diferencia de tiempos de llegada a dos estaciones +/- un valor de TERR (en segundos). De esta manera, la *superficie* EDT es en realidad, un pequeño volumen (Fig. 4.1 derecha).

Un par de estaciones permite construir un volumen EDT que debe incluir el hipocentro. En una red de j estaciones, se pueden construir un conjunto de volúmenes EDTs de la siguiente manera:

$$C_j^2 = \frac{j \times (j-1)}{2}$$

Así, la intersección en el espacio de este conjunto de volúmenes EDT coincide en la solución hipocentral (Fig. 4.2). Llamamos PRED (*Preliminary Determination*), el o los nodos espaciales intersecados por el máximo número de EDTs. Una gran ventaja de MAXI es que la selección de PRED no está perturbada por los volúmenes *erróneos* EDT (ej. asociado con una lectura de tiempo de llegada erróneo) que, cubriendo áreas vecinas, no perturban el procedimiento de búsqueda del hipocentro (Fig. 4.2).

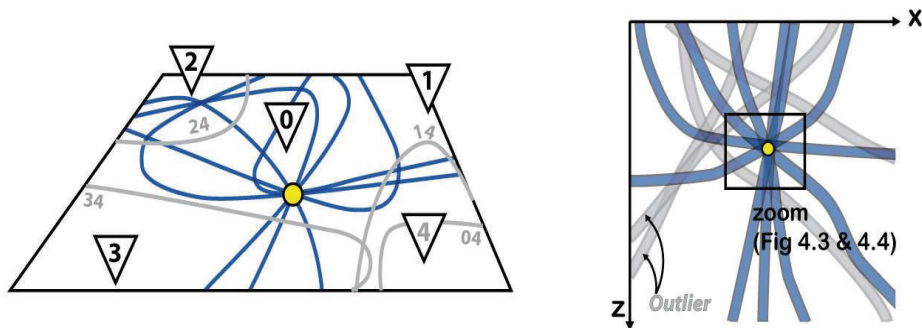


Figura 4.2 Mapa (izquierda) y sección transversal (derecha) que representan las intersecciones de los volúmenes EDT (modificado de Theunissen et al., 2012). La estación 4 representa una medición de tiempo de una llegada falsa. Las trazas de EDT en gris corresponden al conjunto de volúmenes EDT asociado con la estación 4 que no afectan la determinación PRED. La casilla de la sección transversal delimita el zoom que se ve en la figura 4.3.

Otra gran ventaja es que el volumen EDT está constituido de manera totalmente independiente del tiempo de origen del terremoto, ya que solo depende de la diferencia de las horas de llegada y de los tiempos de trayecto calculados. El parámetro de tiempo de origen es posteriormente estimado, es decir una vez que la determinación hipocentral (longitud, latitud y profundidad) es resuelta. Por esta razón, el cálculo del tiempo de origen no afecta de ninguna manera a la búsqueda de la localización (no *trade-off*). Adicionalmente, según Font et al. (2004; 2013) y Theunissen et al. (2012), MAXI puede calcular el parámetro de la profundidad únicamente usando tiempos de llegadas de las ondas P (si el modelo de velocidad en onda P representa bien las heterogeneidades de velocidad de la corteza y del manto).

También es importante notar que la determinación de PRED depende del espesor de los volúmenes EDT, es decir del parámetro TERR.

4.1.2. PROCESO DE PREDETERMINACIÓN

Para tomar en cuenta varios espesores de EDT, un proceso iterativo incrementa TERR desde $TERR_{\min}$ hasta $TERR_{\max}$ (valores definidos por el usuario). Para cada TERR, el dominio *solución* se compone de todos los nodos intersecados por el máximo número de volúmenes EDT (nodos PRED). El proceso de iteración suma el número de intersecciones obtenido para cada iteración de TERR, en la posición espacial de cada nodo PRED en un conjunto de puntos SPRED (Fig. 4.3).

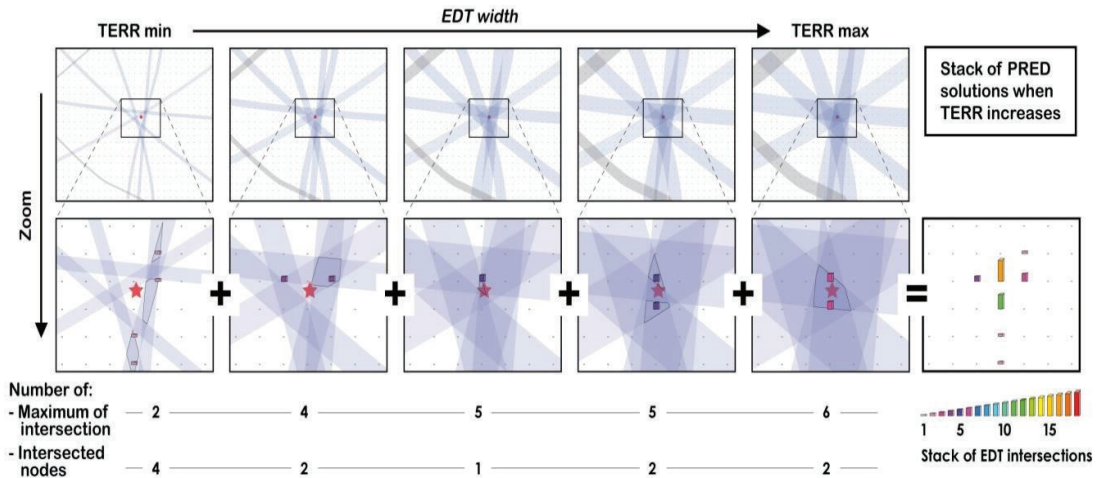


Figura 4.3 Esquema del procedimiento iterativo (primera etapa) de determinación de las soluciones SPRED (modificado de Theunissen et al., 2012). Las cinco secciones transversales son enfocadas en el área indicada en la figura 4.2. Las EDTs grises representan el conjunto de EDT asociado a una medición falsa. Cada cuadro enfoca el área de las soluciones PRED para un TERR dado. La estrella roja representa la ubicación del terremoto. Los rectángulos de color representan los nodos PRED; sus tamaños y colores muestran el número de intersección. El último cuadro en la derecha representa el proceso de suma del número de intersección en las múltiples posiciones de PRED (es el dominio SPRED).

El dominio de las soluciones sumadas reúne una nube de nodos (para cada nodo PRED) que ha sido determinada como soluciones posibles para al menos un distinto valor de TERR.

Desde esta nube de nodos SPRED se determinan tres volúmenes basados en el puntaje acumulado por el número de intersecciones EDTs. El volumen 1 (V1) es limitado por las posiciones espaciales de todos los posibles nodos SPRED (Fig. 4.4).

Luego V1 se subdivide en dos volúmenes más pequeños (V2 y V3). V3 incluye los nodos que tienen el máximo número de intersecciones sumadas y es el volumen más pequeño. V2 contiene los nodos con los mejores puntajes de intersección menos un margen de confianza y es más grande que V3 (Fig. 4.4).

La búsqueda del volumen final V4 (Fig. 4.4) es V2 expandido por un intervalo de un nodo en la grilla a lo largo de la dirección horizontal y dos veces la altura de un bloque de velocidad a lo largo de la dirección vertical.

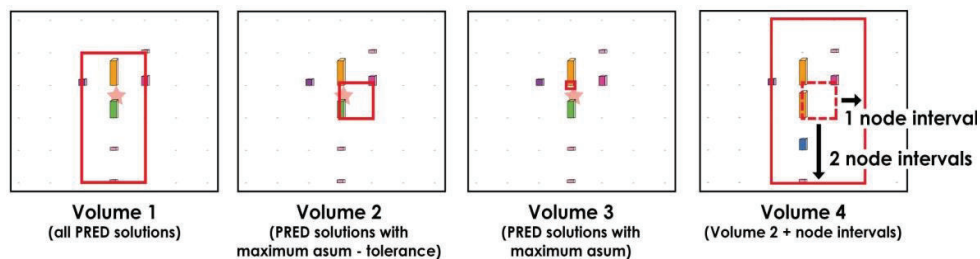


Figura 4.4 Esquema representando los volúmenes 1, 2, 3 y la búsqueda final del volumen 4 (modificado de Theunissen et al., 2012). V1 incluye todas las soluciones PRED. V3 incluye los nodos de las soluciones PRED intersecados por el máximo número de volúmenes EDT (valor llamado *asummax*). V2 incluye los nodos de las soluciones PRED con mejores puntuaciones menos un margen de confianza. V4 es el área de búsqueda para la próxima etapa.

Después de esta rutina se averigua si existen valores atípicos (*outliers*) en los tiempos de llegada (es decir, valores estadísticamente distantes del resto de los datos). Así, si el conjunto de EDT combinado con su estación correspondiente no interseca estadísticamente a los nodos de las soluciones PRED, se considera esta estación como siendo fuera del proceso (“OUT” o EDT-out). Las demás estaciones se denominan “IN” (o EDT-in). La búsqueda y eventual limpieza de “*outliers*” no depende en absoluto de t_0 , ni de valores de residuos de tiempo de trayecto. Valores de tiempo de origen y residuos se calculan, para información, en la mejor solución SPRED y *a posteriori*.

4.1.3. REDEFINIR LA SOLUCIÓN FINAL

Una vez que se ha eliminado los tiempos de llegadas atípicos (*outliers*), si existen, se pasa a otra etapa que consiste en afinar (mejorar) la solución preliminar mediante la rutina llamada *mini MAXI*. Esta rutina adopta el mismo algoritmo de intersecciones que anteriormente pero con la diferencia que se aplica en una malla más fina en el modelo de velocidad (Fig. 4.5).

Esta grilla y el uso de datos limpios mejoran el estudio en el dominio de la solución y se centra en un pequeño volumen (V5) que puede incluir uno o varios nodos que representan el mismo puntaje máximo de EDTs. La solución final absoluta del hipocentro corresponde al resultado de un proceso de minimización de residuos de tiempos de trayecto en un pequeño volumen centrado en el baricentro de V5. Esta minimización permite apartar la solución hipocentral de los nodos (que son distribuidos en una malla homogénea).

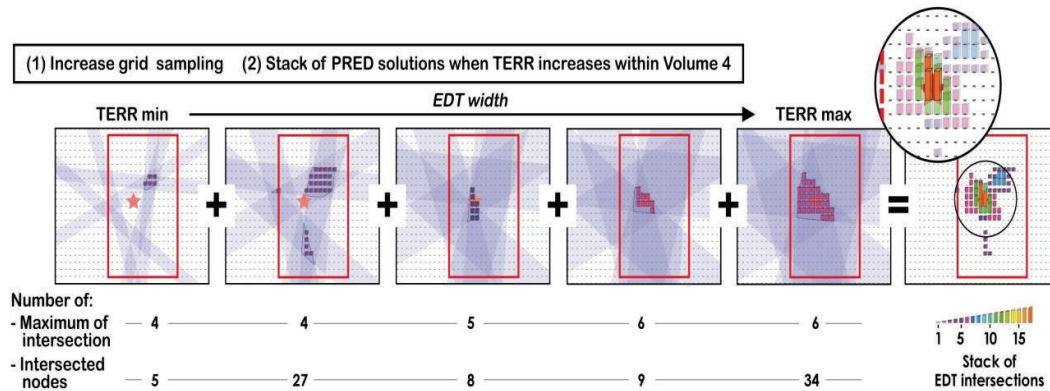


Figura 4.5 Esquema del segundo procedimiento iterativo (mini MAXI) buscando la solución final, basado en tiempos de llegada limpiados y grilla secundaria redefinida (modificado de Theunissen et al., 2012). V5 es el volumen que contiene los mejores nodos de las soluciones PRED. La solución final se elige como el baricentro de V5.

4.1.4. CRITERIOS DE CONFIANZA DE LA SOLUCIÓN HIPOCENTRAL

MAXI puede evaluar la fiabilidad de una solución propuesta mediante la evaluación de la coherencia entre los datos de entrada (tiempos de llegada, posición de la estación sísmica y modelo de velocidad 3D) y la parametrización del sistema (ej. geometría de la grilla y repartición de los nodos de velocidad). Esta coherencia, se evalúa mediante el análisis de una serie de factores de confianza.

Entre ellos, el parámetro Q_{EDT} cuantifica la relación entre el número de EDTs que efectivamente intersecan la solución SPRED durante el proceso y el máximo número teórico de EDTs involucrados en el proceso. Este parámetro se define de la siguiente manera:

$$Q_{EDT} = \frac{\sum_{i=1}^n acc[PRED]}{n.C_j^2}$$

Donde acc es el número total de intersecciones de volúmenes EDT en el nodo SPRED, i representa una iteración entre n , n es el número de iteraciones, y j es el número total de estaciones utilizadas.

Por lo tanto, el Q_{EDT} caracteriza directamente la coherencia entre los datos de entrada y la parametrización del sistema. Q_{EDT} es sin unidades y varía de 0 a 1.

Cuando el Q_{EDT} es cercano a 1, se puede considerar que hay una buena consistencia entre los datos y el sistema de parametrización. Si Q_{EDT} no se acerca a 1, significa que algunas EDTs no cruzan la solución, por ejemplo por un error de lectura de la fase (estación OUT). Si se repite estadísticamente en una estación específica para un conjunto de terremotos, se puede considerar que existe(n) problema(s) con esa estación y/o con el modelo de velocidad.

Los factores de confianza MAXI, también puede juzgar la fiabilidad de una solución en términos geométricos, gracias a la relación existente entre los diferentes volúmenes SPRED establecidos durante la primera etapa.

Se consideran dos tipos de factores para cada volumen: (1) tamaño, densidad de nodos y la distribución de nodos y (2) coherencia espacial de los volúmenes entre ellos que se evalúa principalmente por las distancias entre el baricentro de los volúmenes V1, V2 y V3 (si la distancia es demasiado grande, los volúmenes no se superponen bien, lo cual sugiere soluciones multimodales). Cada factor independientemente tomado conduce a diferentes interpretaciones y sólo la combinación de una serie de factores conducen a la comprensión del proceso de localización (ver Theunissen et al., 2012 para más detalles). En fin, MAXI también integra valores más clásicos de *rms* de residuos de tiempo de trayecto y cálculo de errores (Sambridge y Kennett, 1986).

En términos generales, las principales ventajas de MAXI es de ser capaz de: (1) no usar la evaluación del tiempo de origen en el procedimiento de búsqueda del hipocentro. En consecuencia ya no existe “compromiso” entre la evaluación del t_0 y la profundidad; (2) mostrar buenos resultados cuando la cobertura azimutal de la red es pobre, (3) filtrar objetivamente los tiempos de llegada inconsistentes, (4) ser menos sensible a las inexactitudes del modelo de velocidad que las técnicas que minimizan los residuos de tiempos de trayecto, y (5) evaluar criterios de confianzas que no se basen únicamente en los residuos de tiempos de trayectos (Theunissen et al., 2012; Font et al., 2013).

4.2. APLICACIÓN DEL MÉTODO MAXI

4.2.1. MODELO DE VELOCIDAD 3D Y PARAMETRIZACIÓN DE LA GRILLA

Una etapa importante en la técnica de localización MAXI, usando solo los tiempos de llegada de ondas P, consiste en el establecimiento del modelo de velocidad en 3D (MV-3D) (Fig. 4.6). Para este estudio se utiliza el modelo de velocidad realizado por Font et al. (2013). El modelo es construido desde la integración de datos geofísicos y geológicos a partir de información bibliográfica recopilada para el sistema regional de subducción del Ecuador (desde sur de Colombia hasta norte Perú). Este modelo para ondas P cubre una región de 670 x 1100 x 300 km y está constituido de bloques (12 x 12 x 3 km) con velocidad homogénea, en el cual se encuentran distribuidos nodos de velocidad en las partes exteriores de los bloques (cada 3 x 3 x 1 km). Para este estudio regional se seleccionó la parte del modelo que incluye nuestra zona de estudio y se detalla a continuación.

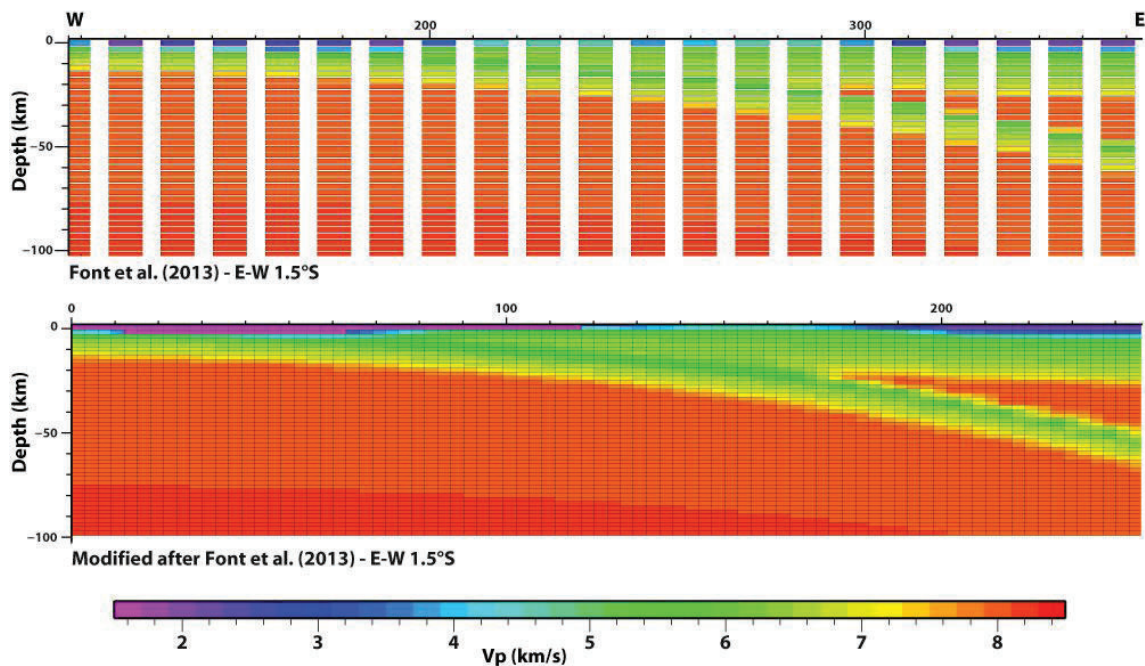


Figura 4.6 Sección transversal del modelo de velocidad 3D representado en el Ecuador a lo largo de 1,5°S. Font et al., 2013 (arriba); este estudio (abajo).

La grilla del modelo de velocidad en este estudio es parametrizada dentro de un esquema de bloques, siguiendo el enfoque presentado por Zhou (1994). El área de estudio horizontalmente abarca 249 x 258 km (con los ejes x y y siguiendo las direcciones E-W y N-S respectivamente) y 102 km en profundidad. En la esquina SW se asigna el punto de origen en 278°E y 0,69°S. Las estructuras de velocidad heterogéneas se caracterizan por un conjunto de bloques (de igual volumen y velocidad constante). La dimensión de cada bloque es 3 x 3 x 2 km en las direcciones x, y y z respectivamente (Fig. 4.7). Por lo tanto, las estructuras más delgadas que 2 km (ej. canal de subducción) se incorporan en la velocidad promedio de los bloques en cuestión. El modelo de velocidad consta con 364.038 bloques.

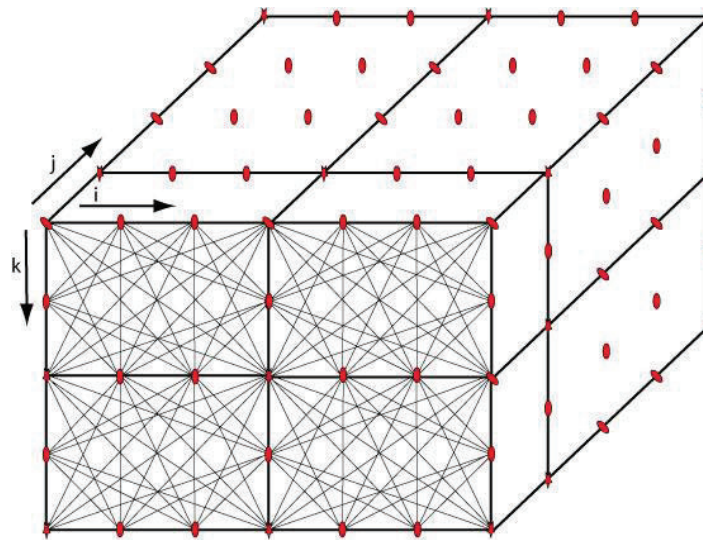


Figura 4.7 Vista interna dentro de 4 bloques con sus trayectorias de rayos pasando por los nodos de velocidad. El tamaño de cada bloque es de: 3 x 3 x 2 km, con nodos cada 1 km a lo largo de x, y, z.

Los nodos de velocidad son distribuidos en las partes exteriores de cada bloque y se colocan en planos, aristas y vértices (Fig. 4.7). El intervalo entre dos nodos adyacentes es de 1 km a lo largo de la direcciones horizontales y vertical. Cada bloque consta de 44 nodos y 5'213.098 nodos constituyen todo el modelo de velocidad.

Cada bloque presenta una numeración de acuerdo a su posición (i, j, k) (Fig. 4.7). Esta empieza en el punto de origen y se desplaza en una unidad hacia el este (i), norte (j) y profundidad (k) respectivamente.

Para simplificar el texto, llamamos en adelante al modelo de velocidad en 3D construido por Font et al. (2013) como MV-3D-FY.

4.2.2. PARÁMETROS DE MAXI

El proceso de localización de terremotos por MAXI, buscará la solución que muestra la mejor consistencia entre los parámetros de entrada (tiempos de llegada, posición de las estaciones y modelo de velocidad discreto 3D) y la parametrización del sistema (ej. geometría de la grilla, variaciones de TERR).

Las estaciones empleadas para la localización por el método MAXI son las mismas que se utilizaron para ubicar los eventos sísmicos usando la técnica de minimización de residuos. En el Tabla 3.1 se describen las coordenadas geográficas y características técnicas de las 18 estaciones que son distribuidas en tierra y costa afuera de la región de Manabí.

En este juego de estaciones, partiendo de los mismos tiempos de llegada de las fases sísmicas que se usaron para la localización utilizando el programa NETLOC (1540 sismos), se seleccionaron los tiempos de llegada de las fases P, los cuales tienen mejores pesos (Fig. 3.2).

La resolución del MV-3D-FY (tamaño del modelo, tamaño de los bloques, número de nodos, etc.) que se emplea para la localización, es descrita en la sección anterior a este tema.

Implementamos el parámetro TERR (que controla el espesor de EDT) de 0,4 hasta 0,8 s, con 5 iteraciones cada 0,1 s. El espaciamiento de los nodos en la red inicial es definido anteriormente, mientras que la grilla secundaria usada para redefinir la solución final se compone de nodos cada 500 m.

4.3. RESULTADOS PRELIMINARES MAXI-3D

Con los parámetros aplicativos detallados anteriormente, se procedió a la localización de los 1540 eventos. 1146 eventos resultan en una solución SPRED, de los cuales 990 se localizan con una solución final dentro de nuestra zona de estudio (Fig. 4.8).

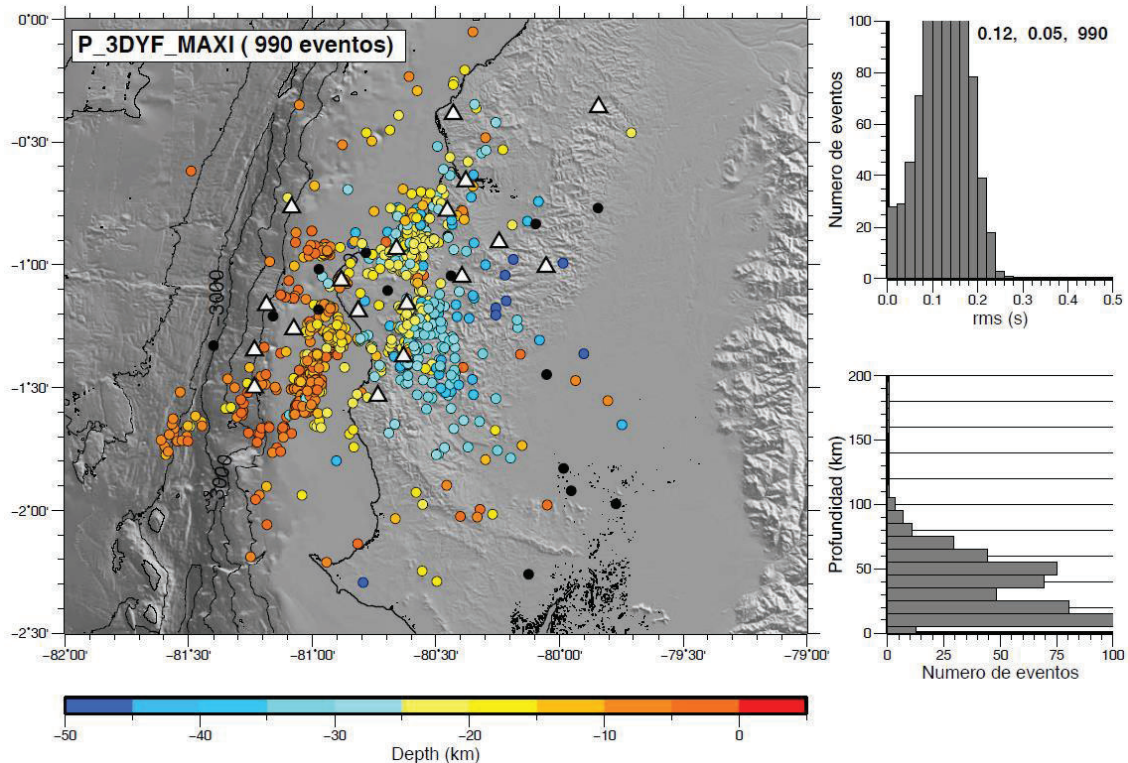


Figura 4.8 Mapa de localización de la actividad sísmica (Diciembre 2012- Abril 2013), en base a tiempos de llegada de las ondas P y con el MV-3D-FY. Histograma de profundidad y rms de residuos de tiempo de trayecto (los números indican el promedio (s), desviación estándar (s) y números de eventos respectivamente).

Al analizar los valores de rms de la solución FINAL se observa que los eventos localizados se encuentran entre 0 y 0,25 segundos, con rms promedio de 0,12 (+/- 0,05) s (Fig. 4.8).

Debido a las dimensiones fijas del modelo de velocidad, los eventos se ubican a una profundidad máxima de 100 km (Fig. 4.8). Se observa que la mayor parte de la actividad sísmica se encuentra entre 5 y 60 km de profundidad.

La distribución espacial de los eventos se organiza en algunos grupos con respecto a la profundidad y parecen estar relacionados cerca de la interfase de subducción, lo cual será discutido en el capítulo 5.

Para evaluar nuestra calidad de localización (consistencia entre los datos de entrada), el método MAXI produce dos tipos de información para cada etapa involucrada: (1) porcentaje de volúmenes EDTs que intersecan la solución (Q_{EDT}) y (2) residuos de tiempo de trayecto por estación (IN y OUT).

4.3.1. ANÁLISIS DEL PARÁMETRO Q_{EDT}

Para saber que tan coherentes son nuestros datos de entrada y el sistema de parametrización, hemos analizado el porcentaje de volúmenes EDTs que cruzan las soluciones (Fig. 4.9).

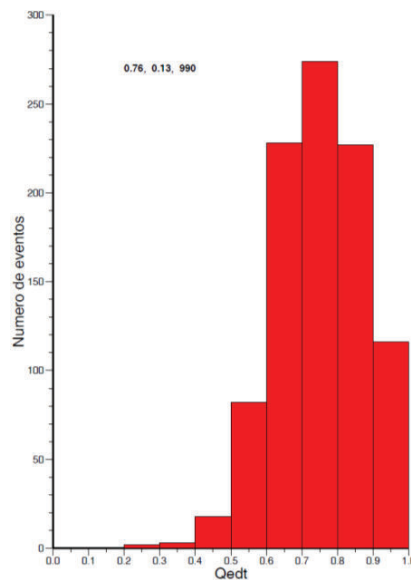


Figura 4.9 Histograma del parámetro Q_{EDT} usando MAXI-3D-FY (Q_{EDT} se calcula en SPRED). Los números indican el promedio, desviación estándar y números de eventos respectivamente).

En esta localización preliminar MAXI-3D-FY, los terremotos están asociados en promedio con un Q_{EDT} de 0,76 (+/-0,13) (Fig. 4.9). Esto nos indica que estadísticamente el 76% de EDTs creadas por combinaciones de 18 estaciones intersecan las soluciones hipocentrales.

4.3.2. RESIDUOS DE TIEMPO DE TRAYECTO

Como se explicó en el capítulo anterior, el modelo de velocidad influye en la determinación de los residuos de tiempo de trayecto a cada estación y por ende interviene en la calidad de localización (*rms*).

Para analizar cada estación por separado en base a los residuos de tiempo de trayecto y en términos del porcentaje de volúmenes EDTs, hemos separado las fases con EDT-in (asociado con estaciones IN) y fases EDT-out (asociado con estaciones OUT). Fases calificadas como EDT-out son tiempos de llegada cuyos EDTs asociados no cruzan la solución (ver párrafo que describe la metodología MAXI – 4.1.2). Por otro lado, llamamos EDT-in a las fases asociadas a EDTs que cruzan la solución. Esta distinción nos permite evaluar de manera objetiva y estadística, las fases que son inconsistentes entre ellas dentro del MV-3D usado.

En el Anexo 5, se tiene los residuos de tiempo de trayecto por estación en términos del porcentaje de EDT-in y EDT-out.

La tabla 4.1 resume por estación:

_ El número de eventos seleccionado como IN (o OUT, según el caso) y su porcentaje comparado al número total de sismos registrados a la estación.

_ El residuo promedio y su desviación estándar a las estaciones IN (de un lado) y OUT por el otro lado.

Al examinar los valores asociados a las estaciones en la tabla 4.1, notar, por ejemplo, que ABLA presenta el mayor porcentaje de EDT-in (80,4%), mientras que la estación ZAPA está OUT el 71% (29%-IN).

Tabla 4.1 Tabla de EDT-in y EDT-out que representa el número de eventos, porcentaje, residuos promedios y desviación estándar para cada estación utilizada en la localización MAXI con el MV-3D-FY. Amarillo: mayor y menor porcentaje de EDT-in; verde: estaciones en el que se corrigió el MV-3D (ver párrafos que siguen).

Estación	EDT-in				EDT-out			
	# eventos	%	\bar{res}	σ	# eventos	%	\bar{res}	σ
ABLA	859	80,4	0,0245	0,1503	212	19,6	-0,4278	1,6482
ANUV	434	51	-0,1116	0,3759	416	49	-0,4691	0,9900
CABP	48	63	0,0121	0,1480	24	37	0,1650	0,7145
FAEM	437	75,3	-0,0301	0,2583	138	24,7	-0,2951	2,3173
FLFR	106	61,3	0,0052	0,1789	67	36,7	-0,0033	0,6951
ISPT	589	77,4	-0,0193	0,2173	172	22,6	0,1135	1,1179
LALU	388	50,5	0,1093	0,1446	381	49,5	0,3515	0,6296
OB13	345	75,1	-0,0664	0,2927	106	24,9	-0,2517	0,6976
OB23	103	47,1	0,1483	0,1490	116	52,9	0,6196	0,5545
OB33	424	69,7	0,1166	0,1510	177	30,3	0,4753	0,4828
OB53	336	73,9	0,0086	0,1597	117	26,1	0,2606	0,9043
OJOA	675	80,5	-0,0374	0,2352	161	19,5	-0,2409	2,1924
PUBA	211	60,1	0,0449	0,1640	132	39,9	0,4708	0,6112
SARA	475	62,2	-0,0677	0,2955	275	37,8	-0,1252	0,7643
SEVS	651	65,5	-0,0710	0,3064	325	34,5	-0,3908	0,9153
UNPA	472	66,4	0,1140	0,1414	241	33,6	0,5171	0,7725
ZAPA	300	29,2	0,1193	0,1887	712	70,8	0,7000	0,3881
PAC2	613	73,5	-0,0362	0,2516	204	26,5	0,0277	1,3521

Antes de analizar las dos estaciones ABLA y ZAPA más en detalle, hay que tomar en cuenta que un residuo bueno ($res \approx 0$ y σ pequeño), depende fuertemente de la lectura de los tiempos de llegada y del modelo de velocidad. En el Anexo 5, se pueden ver residuos aislados, atribuidos a errores importantes en la lectura de los tiempos de llegada. Estos valores afectan al cálculo estadístico de residuos, pero se debe notar que siempre están ubicados en la sección “OUT”, entonces no intervienen en la determinación hipocentral.

Como ejemplo del análisis de la coherencia del MV-3D-FY y los tiempos de llegada, se analizan las estaciones ABLA y ZAPA.

En la estación ABLA, se tiene que el mayor número de veces (80%) los volúmenes EDTs cruzan la solución (Fig. 4.10). Esto nos indica una buena consistencia de nuestro modelo de velocidad bajo esta estación (en las soluciones hipocentrales encontradas) y se ve reflejado por la distribución normal ($res \approx 0$ y σ

pequeño). Para el 20% de EDTs que no cruzan la solución, los valores de residuos aumentan hasta $-0,4$ s ($\pm 1,65$ s, si no se toma en cuenta los residuos *outliers*) (Fig. 4.10).

La estación ZAPA, al contrario, está asociada con pocas EDTs que cruzan la solución (29%) (Fig. 4.10). El 71% de EDTs a esta estación no intervienen en la determinación hipocentral. El promedio de los residuos “OUT” se centra en $0,7$ ($\pm 0,4$) s. Se concluye que nuestro modelo de velocidad presenta inconsistencias para esta estación.

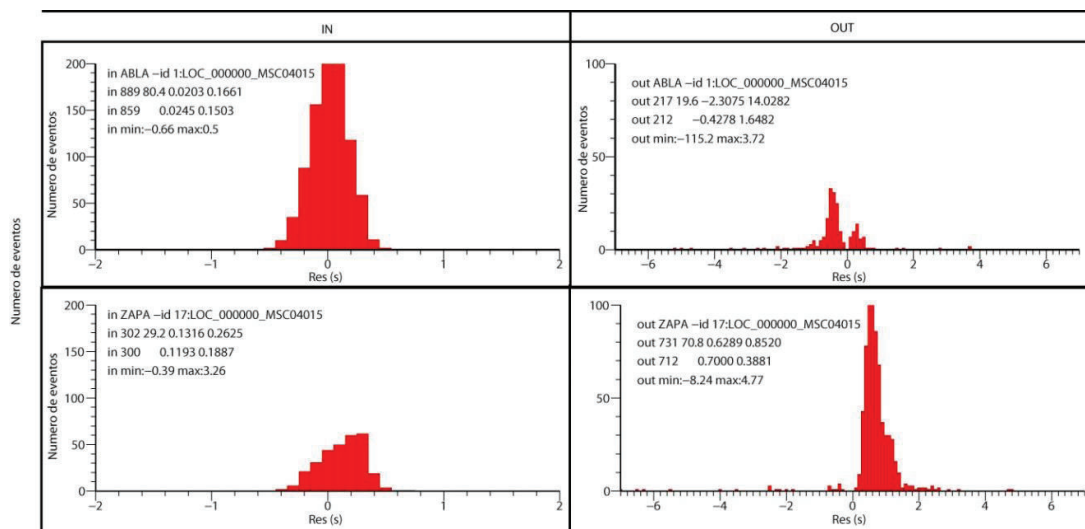


Figura 4.10 Histograma de residuos de tiempos de trayecto en función de EDT-in y EDT-out para ABLA y ZAPA utilizando el MV-3D-FY (los números en la parte superior indican: nombre de la estación, número y porcentaje de eventos, residuo promedio, desviación estándar, residuo mínimo y máximo).

Para mejorar la distribución de residuos en ZAPA, corregimos nuestro modelo de velocidad bajo esta estación. Para ello, nos basamos en los residuos EDT-out (datos inconsistentes).

En el capítulo 3, se presentó un esquema simple de la distribución de residuos y las posibles estrategias para corregir el modelo (ver Fig. 3.4). Los residuos para la estación ZAPA son mayoritariamente positivos y presentan un valor promedio de $0,7$ s (Fig. 4.10). Por lo tanto, se necesita desacelerar el modelo de velocidad.

Para la corrección del modelo de velocidad (tomar en cuenta que MV-3D se encuentra compuesto por bloques con nodos de velocidad) se procede de la siguiente manera:

- 1) Se busca los índices i, j, k del bloque en el cual se encuentra ubicada nuestra estación (ej. ZAPA). Lo llamamos bloque S.
- 2) Para tomar en cuenta todos los azimut posibles de los rayos, se busca los 8 bloques que rodean al bloque S.
- 3) Según el valor del promedio de los residuos y la altura de la estación, se considera (o no), los nueve bloques que se encuentran en la capa inferior.
- 4) Se corrige la velocidad inicial, calculando la velocidad necesaria para corregir el valor del residuo (considerando el tiempo de trayecto de las ondas verticales en los bloques). En el caso de ZAPA se desaceleró (V inicial = 4,55 km/s a V final = 2,2 km/s), lo cual es consistente con la velocidad de una cuenca sedimentaria.
- 5) Se vuelve a correr el programa MAXI, con el nuevo modelo de velocidad modificado bajo la estación, y se chequea otra vez la distribución de residuos IN y OUT.

Para analizar los nuevos resultados en la estación ZAPA (es decir, después de modificar el modelo), comparamos la distribución de los residuos obtenidos con el anterior modelo. En la figura 4.11 se presenta la distribución de residuos para el MV-3D-FY, y el MV-3D corregido bajo la estación ZAPA.

Al examinar nuestros nuevos datos de EDT-in y EDT-out (Fig. 4.11), se observa una mejor consistencia de nuestro modelo ya que se obtiene 80% de EDTs que cruzan la solución, así como un menor residuo promedio (-0,0091 +/- 0,19 s).

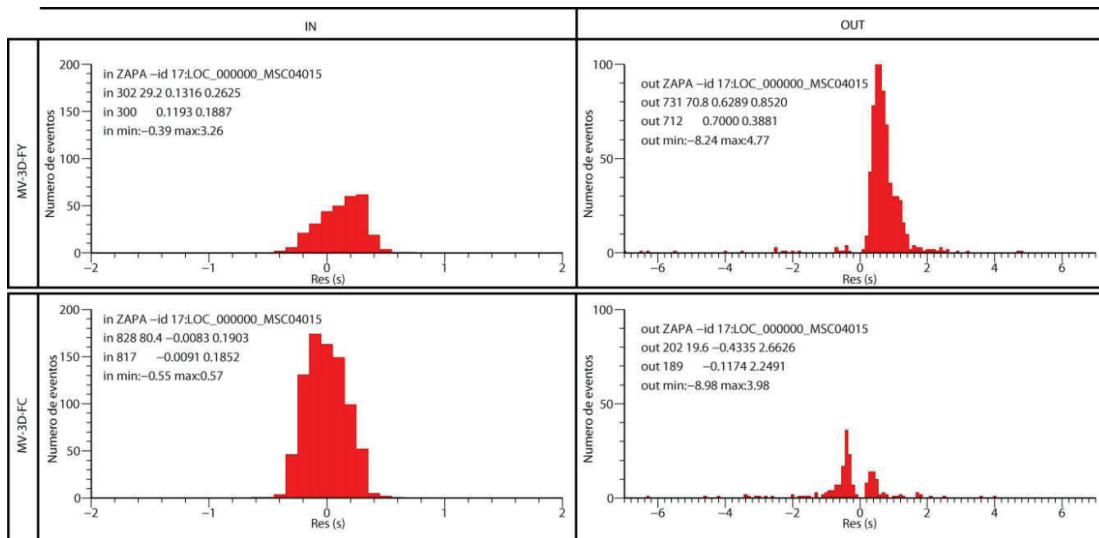


Figura 4.11 Histograma de residuos de tiempos de trayecto en función de EDT-in y EDT-out para ZAPA utilizando el MV-3D-FY (arriba) y el MV-3D-FC (modelo corregido) bajo esta estación (abajo). Los números en la parte superior indican: nombre de la estación, número y porcentaje de eventos, residuo promedio, desviación estándar, residuo mínimo y máximo.

Este proceso de corrección del MV-3D-FY, se realizó 4 veces adicionales para las estaciones: LALU, UNPA, OB23, PUBA y siguen el mismo proceso de modificación que ZAPA. A cada corrida del proceso, las estaciones LALU, UNPA, OB23 y PUBA, presentan residuos promedios en EDT-out positivos y superiores a 0,3 s (Tabla 4.1). En consecuencia, hemos desacelerado el modelo de velocidad bajo cada una de las estaciones. Adicionalmente, se ha revisado la ubicación de las 4 estaciones y se encontró que se hallan sobre una cuenca sedimentaria o sedimentos marinos. Por lo cual, se corrigió la velocidad de los bloques para velocidades correspondientes a esas estructuras lentas.

En conclusión, hemos corregido el MV-3D, bajo algunas estaciones, usando promedio de residuos calculado con los residuos de las fases OUT cuando el porcentaje de EDT-out a una estación era alto. Las correcciones del MV-3D bajo esas estaciones (ej. ZAPA), ayudó a aumentar el porcentaje de intersecciones entre EDT (es decir, la coherencia entre los datos de entrada) y en centrar la distribución de residuos para dicha estación (ver Fig. 4.11).

Luego de realizar las correcciones, se tiene un nuevo modelo de velocidad para la zona de estudio. Este modelo lo llamamos MV-3D-FC.

4.4. RESULTADOS FINALES MAXI-3D

Para determinar la solución hipocentral en base a tiempos de llegada de las ondas P y con el método MAXI, se ha usado el MV-3D-FC para la zona de estudio. Al igual que en la anterior localización, se usaron todas las estaciones.

Se obtuvo una solución final de 1031 eventos ubicados en el margen central del Ecuador (Fig. 4.12).

Los valores de *rms* se encuentran entre 0 a 0,25 segundos, el promedio es de 0,13 (+/- 0,05) s. Al comparar estos valores con la anterior localización, se observa, en grandes rasgos, que son muy similares, excepto que se pudo localizar más eventos.

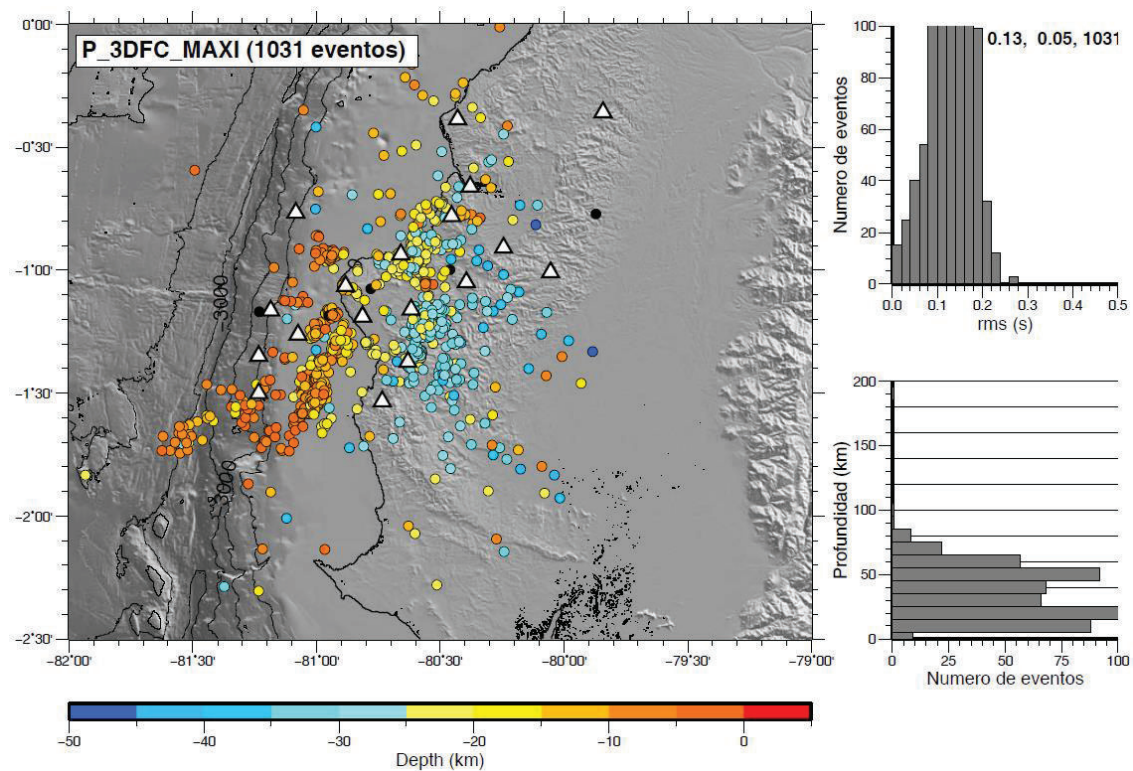


Figura 4.12 Mapa de localización de la actividad sísmica (Diciembre 2012- Abril 2013), en base a tiempos de llegada de las ondas P y con el MV-3D-FC. Histograma de profundidad y rms de residuos de tiempo de trayecto (los números indican el promedio (s), desviación estándar (s) y números de eventos respectivamente).

La mayor parte de la actividad sísmica se encuentra entre 5 y 60 km de profundidad (Fig. 4.12). La distribución de los eventos se encuentra agrupada en ciertas profundidades y será discutido más adelante en el capítulo 5.

Para averiguar la confiabilidad de las determinaciones hipocentrales, analizamos dos tipos de información: (1) el parámetro Q_{EDT} , y (2) los residuos de tiempo de trayecto por estación.

4.4.1. ANÁLISIS DEL PARÁMETRO Q_{EDT}

Como explicado en el capítulo 4.1.4, cuando el Q_{EDT} es cercano a 1, se considera que hay una buena consistencia entre los datos de entrada (MV-3D) y el sistema de parametrización. En este último juego de soluciones, el Q_{EDT} promedio (de todos los terremotos) es de 0,85 (+/- 0,14) (Fig. 4.13).

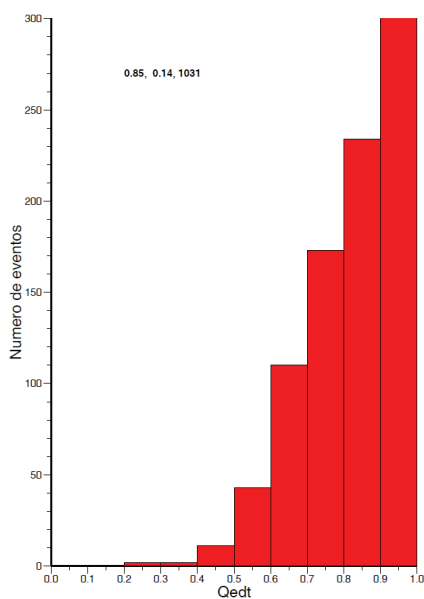


Figura 4.13 Histograma del parámetro Q_{EDT} para la localización final usando MAXI-3D-FC. Los números indican el promedio, desviación estándar y número de eventos respectivamente.

Esto significa que el 85% de volúmenes EDTs creados por combinación entre todas las estaciones se utilizaron efectivamente durante la búsqueda de la determinación hipocentral. Este porcentaje de Q_{EDT} es mucho mejor que el de la localización usando el modelo inicial MAXI-3D (76%), y en consecuencia se puede decir que MV-3D-FC ayuda a mejorar la coherencia con el resto de datos.

Por tanto, las modificaciones de velocidades en los bloques cerca de una estación, permitieron aumentar el nivel de intersección Q_{EDT} para la localización en general.

Para mejorar aún más ese 85% se podría modificar el modelo bajo algunas otras estaciones ANUV, CABP, FLFR, SARA cuyo porcentaje de intersecciones es relativamente bajo. Sin embargo, por falta de tiempo no se trabajó en corregirlas.

4.4.2. RESIDUOS DE TIEMPO DE TRAYECTO

Para chequear la coherencia del nuevo modelo de velocidad, examinamos los residuos de tiempo de trayecto a cada estación. En el Anexo 6 se presentan los residuos para cada una de las estaciones utilizadas y se determinan en base al porcentaje de EDT-in y EDT-out.

Para comparar entre los dos modelos en 3D utilizados, analizamos los residuos de tiempos de trayecto a cada estación. Cabe destacar que al corregir los tiempos de trayectos para una o varias estaciones, varía (mejorar o empeorar) la distribución de residuos para el resto de estaciones.

En la tabla 4.2 se compara las variaciones de la distribución de residuos en función de EDT-in (número de eventos, porcentaje, residuo promedio y desviación estándar) para cada localización propuesta en MAXI-3D. Como explicado antes, se observa que se obtiene un mayor porcentaje de volúmenes EDTs que cruzan la solución, cuando se utiliza el MV-3D-FC. Por otro lado, se observa una disminución del promedio de residuos para la mayoría de las estaciones (ABLA, ANUV, CABP, FAEM, LALU, OB13, OB23, OB53, OJOA, SARA, SEVS, UNPA, ZAPA, PAC2). Para las estaciones FLFR, ISPT, OB33, PUBA el promedio de residuos aumenta sensiblemente al utilizar el MV-3D-FC (Tabla 4.2). En este último caso, se observa que los cambios en los residuos promedios para las 4 estaciones son mínimos.

Tabla 4.2 Comparación del número de eventos, porcentaje, residuos promedios y desviación estándar para cada estación al utilizar el MV-3D-FY y el MV-3D-FC para EDTs que cruzan la solución (EDT-in). En verde, se presenta las mejoras de σ en el MV-3D-FC.

Estación	MV-3D-FY (EDT-in)				MV-3D-FC (EDT-in)			
	# eventos	%	\bar{res}	σ	# eventos	%	\bar{res}	σ
ABLA	859	80,4	0,0245	0,1503	864	81,1	0,0100	0,1637
ANUV	434	51	-0,1116	0,3759	693	81,3	-0,0857	0,3239
CABP	48	63	0,0121	0,1480	48	60,5	0,0115	0,2156
FAEM	437	75,3	-0,0301	0,2583	463	82,0	-0,0010	0,1625
FLFR	106	61,3	0,0052	0,1789	112	63,0	-0,0157	0,2225
ISPT	589	77,4	-0,0193	0,2173	615	80,8	0,0330	0,2375
LALU	388	50,5	0,1093	0,1446	600	73,9	-0,0063	0,6020
OB13	345	75,1	-0,0664	0,2927	357	77,7	-0,0656	0,2959
OB23	103	47,1	0,1483	0,1490	174	76,7	-0,0563	0,2464
OB33	424	69,7	0,1166	0,1510	437	71,9	0,1210	0,1466
OB53	336	73,9	0,0086	0,1597	372	80,0	-0,0071	0,1908
OJOA	675	80,5	-0,0374	0,2352	677	82,9	0,0314	0,1572
PUBA	211	60,1	0,0449	0,1640	232	64,5	-0,0601	0,2941
SARA	475	62,2	-0,0677	0,2955	554	72,8	-0,0104	0,1992
SEVS	651	65,5	-0,0710	0,3064	738	77,3	0,0117	0,1565
UNPA	472	66,4	0,1140	0,1414	601	84,4	0,0865	0,1407
ZAPA	300	29,2	0,1193	0,1887	818	82,3	0,0229	0,1487
PAC2	613	73,5	-0,0362	0,2516	667	79,7	-0,0268	0,2291

Al comparar la desviación estándar para cada estación, se observa que no hay grandes variaciones al utilizar los dos MV-3D. Se tiene que la σ es menor únicamente para la mitad de estaciones al usar el MV-3D-FC (Tabla 4.2). Para la otra mitad, la desviación es más grande que cuando se emplea el MV-3D-FY.

Por lo tanto, los valores de desviación estándar (relativamente bajos) indican que los tiempos de trayectos observados se desvían de los tiempos de trayectos calculados a lo largo de los caminos de los rayos y no solamente relacionados con inadecuaciones de velocidad bajo la estación. Entonces, las correcciones realizadas bajo la estación no siempre son capaces de corregir la desviación estándar, y se concluye que es necesario afinar el modelo 3D a lo largo del camino de los rayos.

Para resumir, en el método MAXI, se aplica el proceso de minimización de residuos en un volumen muy restringido (de hecho, con el único objetivo de no obtener la solución en un nodo de velocidad). Los valores de residuos que se ven son asociados a SPRED y son totalmente objetivos (es decir, que se calculan antes de cualquier proceso de minimización). Entonces, los residuos pueden indicar claramente la coherencia o la falta de coherencia en el proceso de localización (consistencia entre los datos de entrada y parametrización). Los valores relativamente altos de la desviación estándar de esos residuos nos indican que el modelo de velocidad en 3D, construido a nivel regional y corregido bajo las estaciones de la red densa, no representa con bastante precisión el alto nivel de heterogeneidad de las estructuras de la zona. Mejorar el modelo 3D no cabe en el marco de este trabajo pero es el reto del trabajo de Juan Gabriel Barros (maestría EPN).

Sin embargo, la coherencia en la localización mejora usando el MV-3D-FC, ya que presentan un promedio Q_{EDT} más alto. A continuación vamos a mirar en detalle los factores de confianza de los terremotos.

4.4.3. FACTORES DE CONFIANZA

En MAXI, también se puede juzgar la confianza de una solución mediante la configuración espacial de los volúmenes que intervienen en la determinación hipocentral (ver capítulo 4.1.4).

Para obtener un conjunto de datos con calidad homogénea, seleccionamos los terremotos presentando los mejores factores de confianza MAXI: (1) $Q_{EDT} \geq 0,65$; (2) distancia entre los baricentros ($V1$ y $V3$) < 14 km; (3) número total de intersecciones > 30 ; y (4) tamaño de $V2 < 30 \times 30 \times 30$ km (Fig. 4.14).

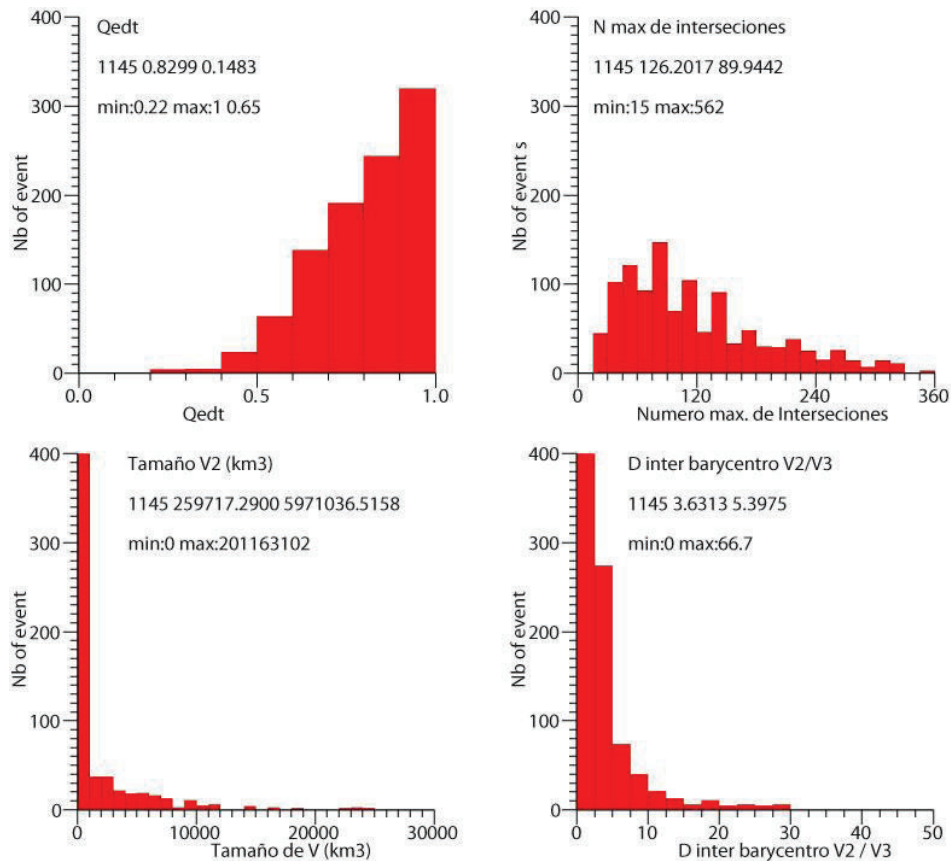


Figura 4.14 Histogramas, antes de la selección de datos de Q_{EDT} , distancia entre los baricentros de $V1$ y $V3$, número total de intersecciones en la solución y del tamaño de $V2$. Los números indican el número de datos, promedio y desviación estándar. Valor mínimo y máximo.

Después de la selección, el *rms* promedio de residuos es de 0,13 (+/- 0,04) s y el promedio de incertidumbre dx , dy , dz son 0,52 (+/- 0,25) km, 0,65 (+/- 0,36) km y 0,97 (+/- 0,72) km respectivamente (Fig. 4.15).

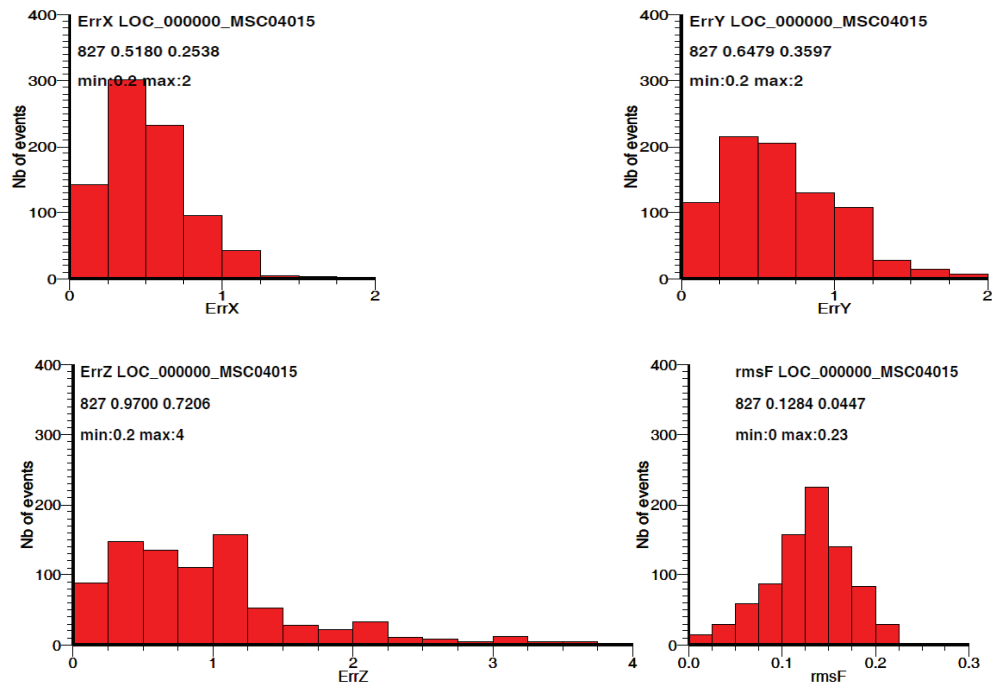


Figura 4.15 Incertidumbre de error en X, Y y Z (km) y rms de residuos de tiempos de trayecto para los 827 eventos seleccionados (s).

Finalmente, nuestro catálogo de localización MAXI-3D es compuesto de 827 eventos con una confianza homogénea. En el siguiente capítulo, se discute la sismicidad en el contexto geodinámico de subducción del Ecuador.

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

En este capítulo, vamos a discutir e interpretar la actividad sísmica registrada durante los 5 meses, entre Diciembre 2012 y Abril 2013. Para este periodo, se tiene un total de 827 eventos sísmicos adecuadamente localizados, los cuales se proceden a integrar en el contexto geodinámico de subducción.

A continuación, se presenta los resultados en el contexto tectónico del margen central del Ecuador. Para ello, se interpreta la distribución espacial de la sismicidad comparado con: (1) la repartición de las principales fallas tectónicas, (2) la morfología de la placa cabalgante, y (3) la rugosidad y la distribución del acoplamiento que se conoce en la falla interplaca.

5.1. SEGMENTACIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD

En el período de tiempo considerado, la sismicidad en el margen central del Ecuador, entre 0° y $2,25^{\circ}\text{S}$ (zona de estudio), se encuentra agrupada en varias zonas o segmentos de subducción a diferentes profundidades (Fig. 5.1 y 5.2).

Al norte de Bahía de Caráquez y sur de Puerto López, se evidencia dos segmentos sin sismicidad, lo cual podría reflejar los límites de la cobertura de la red (la red no sería capaz de registrar terremotos pequeños en estas zonas), o refleja segmentos de subducción con comportamiento de sismicidad variable, es decir sin actividad sísmica. Font et al. (2013) durante 13 años de registros (entre 1994 a 2007) localiza la actividad sísmica en el Ecuador e identifica muy pocos eventos en estas dos regiones consideradas. Con este último argumento, sugerimos que estas zonas podrían efectivamente comportarse asísmicamente (Fig. 5.1 y 5.2) y en eso diferir de las regiones entre Puerto López y Bahía.

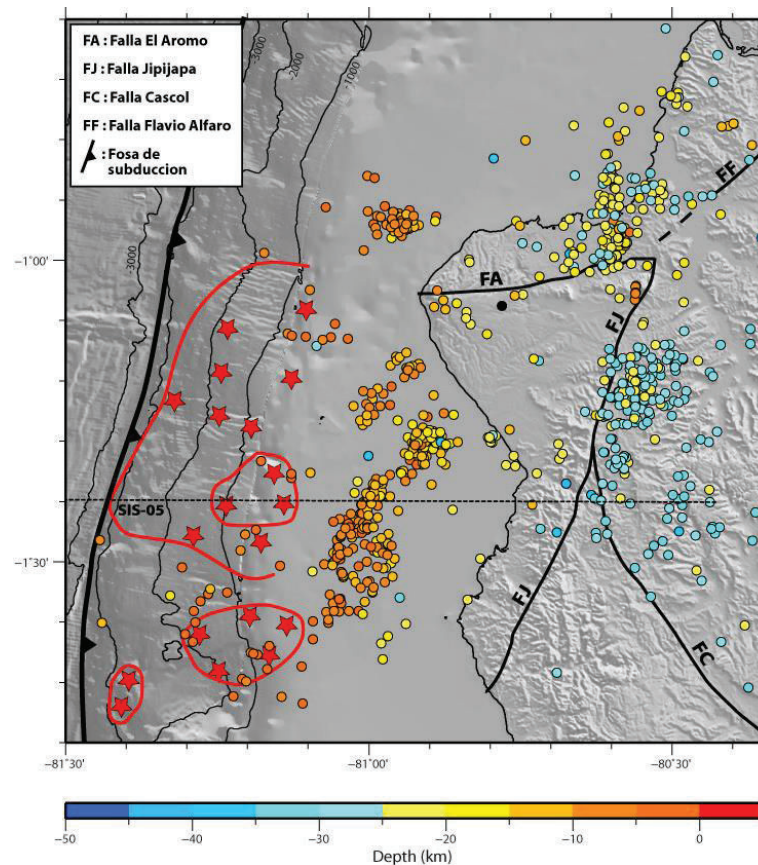


Figura 5.1 Mapa de sismicidad resultado del proceso MAXI-3D-FC y de una selección de hipocentros con altos factores de confianza. Líneas negras: trazas de fallas principales en la región de Manabí (Reyes y Michaud, 2012). Líneas rojas: zona que corresponde a la entrada de macizos oceánicos (estrellas roja; Sanclemente, 2014).

Se proceden a describir más a detalle la o las regiones que evidencian actividad sísmica. En las figuras 5.1 y 5.2 podemos ver tres grupos principales de sismos, los cuáles se ordenan de la siguiente manera de sur a norte: (1) el grupo de sismos más superficial, ubicados entre la fosa y la línea de costa, se encuentran entre 0 y 20 km y lo llamamos grupo A (Fig. 5.2); (2) partiendo del grupo A y siguiendo la dirección de convergencia costa adentro, entre 20 y 35 km de profundidad, se encuentra el grupo B. Al norte de estos dos grupos (A y B) bajo la línea de costa, centrado aproximadamente en Manta y a una profundidad de 15 a 30 km, se localiza el grupo C (Fig. 5.2). La sismicidad parece terminar a 40 km de profundidad. A continuación se describe cada uno de los grupos.

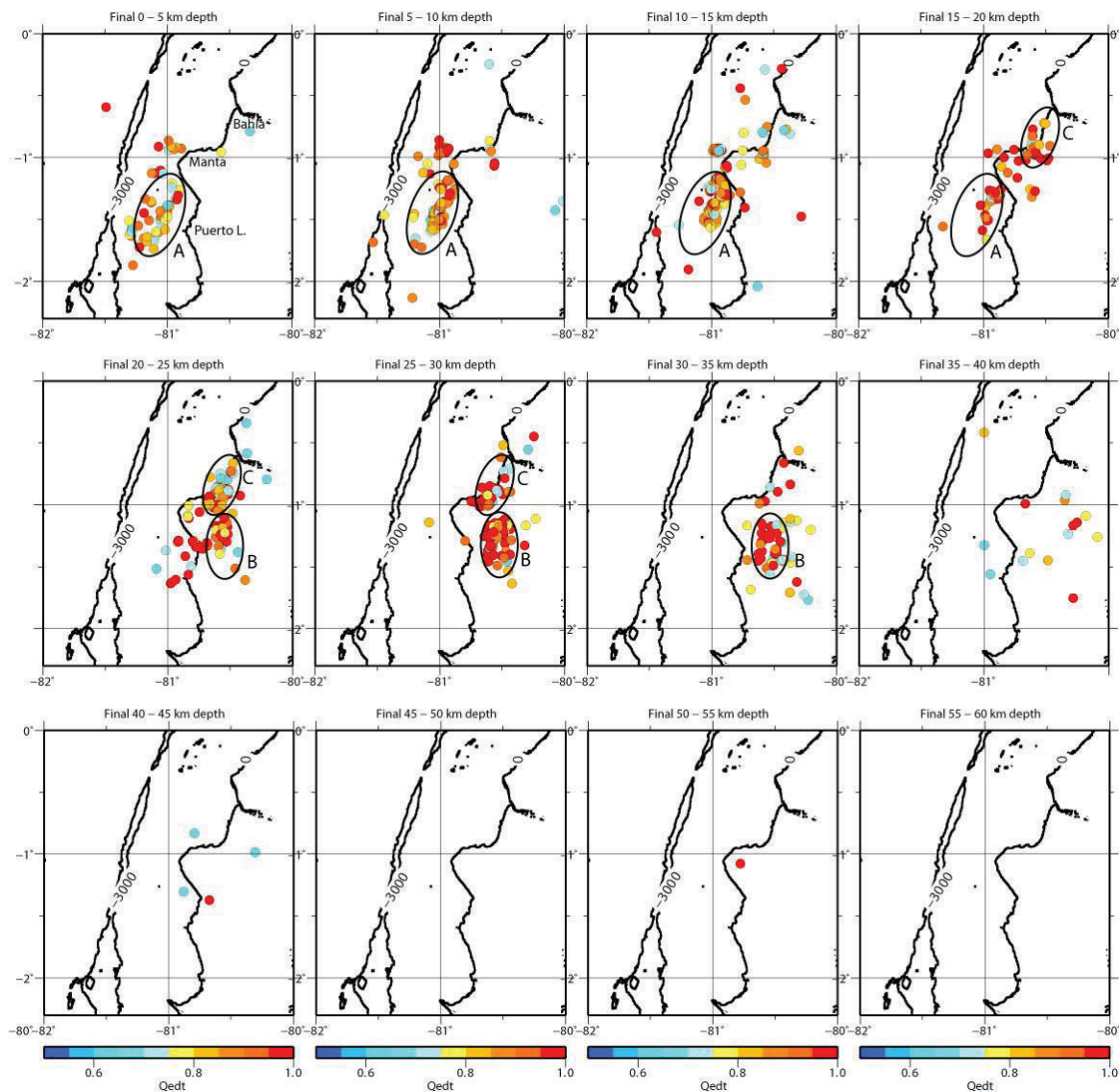


Figura 5.2 Cortes horizontales de la sismicidad cada 5 km en la zona de estudio. Los colores indican el Q_{EDT} para cada solución hipocentral. A, B y C indican los grupos de sismos comentados en el texto.

5.1.1. GRUPO A

La sismicidad del grupo A se localiza entre la fosa y costa ($-1,25^{\circ}$ hasta $-1,75^{\circ}$); y se distribuye en un alineamiento $\sim N25^{\circ}E$ oblicuo a la fosa y no perpendicular a la dirección de convergencia (Fig. 5.1). El ancho del alineamiento principal en mapa es estrecho (~ 12 km), extendiéndose en unos 40 km de largo, y se encuentra al frente de la zona donde Sanclemente (2014) describe la entrada en subducción de un macizo oceánico (MO) (Fig. 5.1).

En profundidad (Fig. 5.3), esta sismicidad no parece estar estrictamente relacionado con el interplaca de subducción (si se considera la profundidad de los hipocentros como siendo correcta). La profundidad de la zona de falla interplaca se conoce en parte por las interpretaciones de algunos perfiles de sísmica de reflexión conducidos por Sanclemente (2014). Esta zona de interplaca, está a unos 5 km de profundidad a una distancia de 15 a 20 km desde la fosa de subducción. Basándonos en esta profundidad, interpretamos que la mayoría de los eventos sísmicos de la parte norte del grupo A se distribuyen dentro de la corteza de la placa en subducción entre 5 y 20 km de profundidad, es decir en un espesor sísmico de ~15 km (Fig. 5.3). Entonces parece que este grupo A afecta la placa en subducción en un alineamiento estrecho (~12 km) según un azimut de N25° E y una pendiente alta (~70°W).

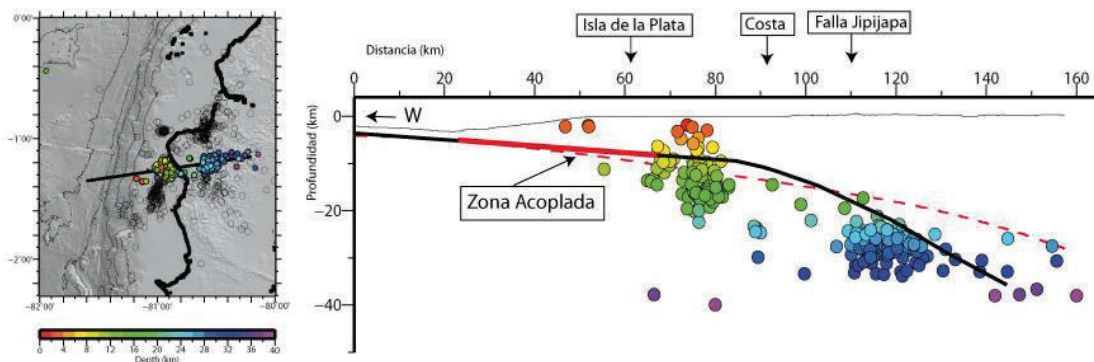


Figura 5.3 Corte a lo largo de los grupos sísmicos A y B (12 km de espesor). Línea negra: geometría del slab propuesto según los resultados obtenidos en este estudio. Línea roja entrecortada: geometría del slab propuesto por Font et al. (2013). Notar la coincidencia entre la falla Jipijapa en superficie y el límite oeste del grupo B.

Más al sur, apoyándonos en las interpretaciones del perfil de sísmica de gran ángulo (relacionado con Graindorge et al., 2004 y Gailler, 2005, Fig. 5.1 y 5.4), la sismicidad se encuentra afectando la placa cabalgante hasta el interplaca. La sismicidad también afecta la placa en subducción pero en menor parte.

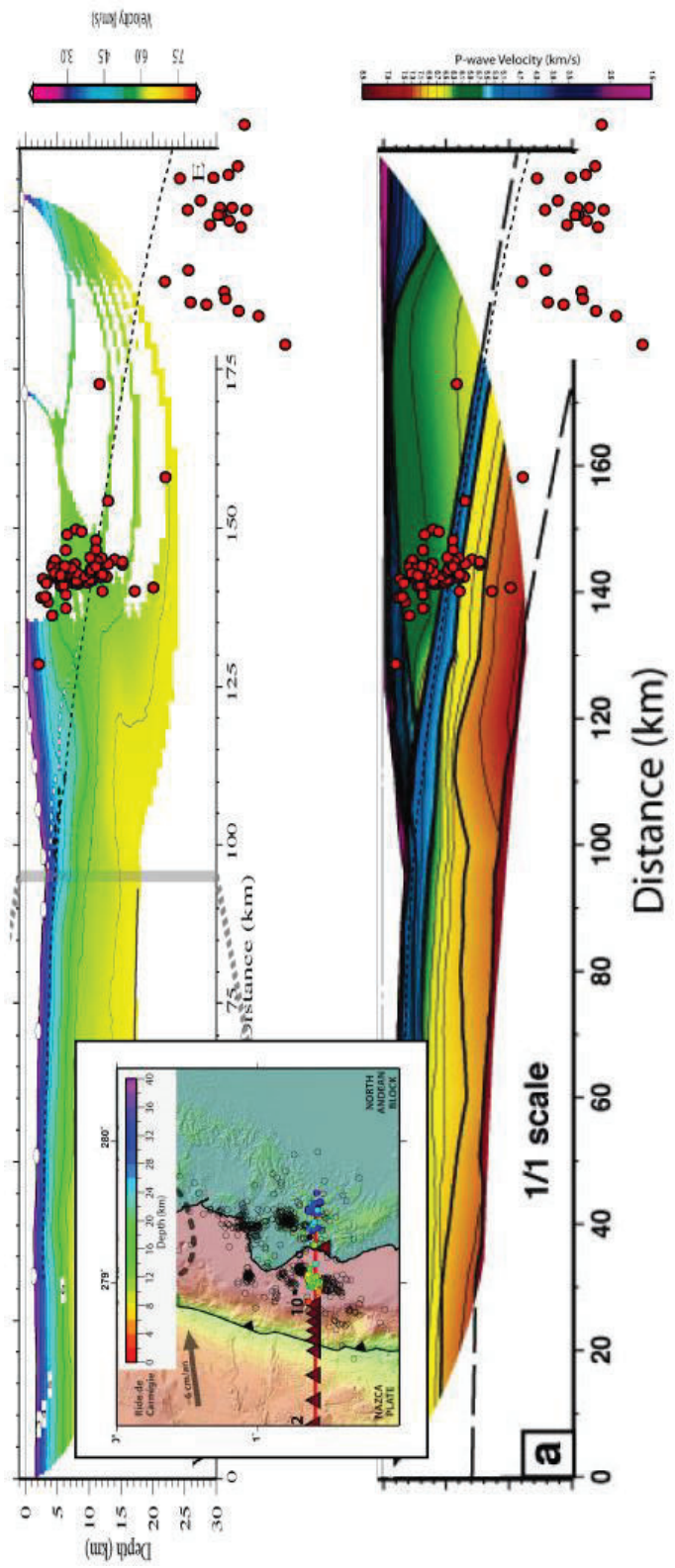


Figura 5.4 Corte de la sismicidad a lo largo del perfil de sísmica de gran ángulo SIS-05. Arriba: eventos sísmicos superpuestos sobre el modelo de velocidad de Gailler (2005). Abajo: sobre el modelo de velocidad propuesto por Graindorge et al. (2004). Línea negra entrecortada: Geometría del slab propuesto por Font et al. (2013).

Al superponer la sismicidad del grupo A con el mapa del techo del zócalo de la placa cabalgante (procesado por Hernández, 2014 en base de líneas de sísmica de reflexión alta resolución) se observa una buena correlación entre el alineamiento de la sismicidad y una zona hundida del zócalo cabalgante (Fig. 5.5). Esta buena correlación entre las dos observaciones, podría sugerir que existe una relación mecánica entre el hundimiento del zócalo y la deformación activa que observamos dentro de la placa de subducción. Los terremotos de la placa cabalgante, justo vertical a los que se ven en la placa subductante, podrían estar expresando esta relación mecánica (Fig. 5.3 y 5.4).

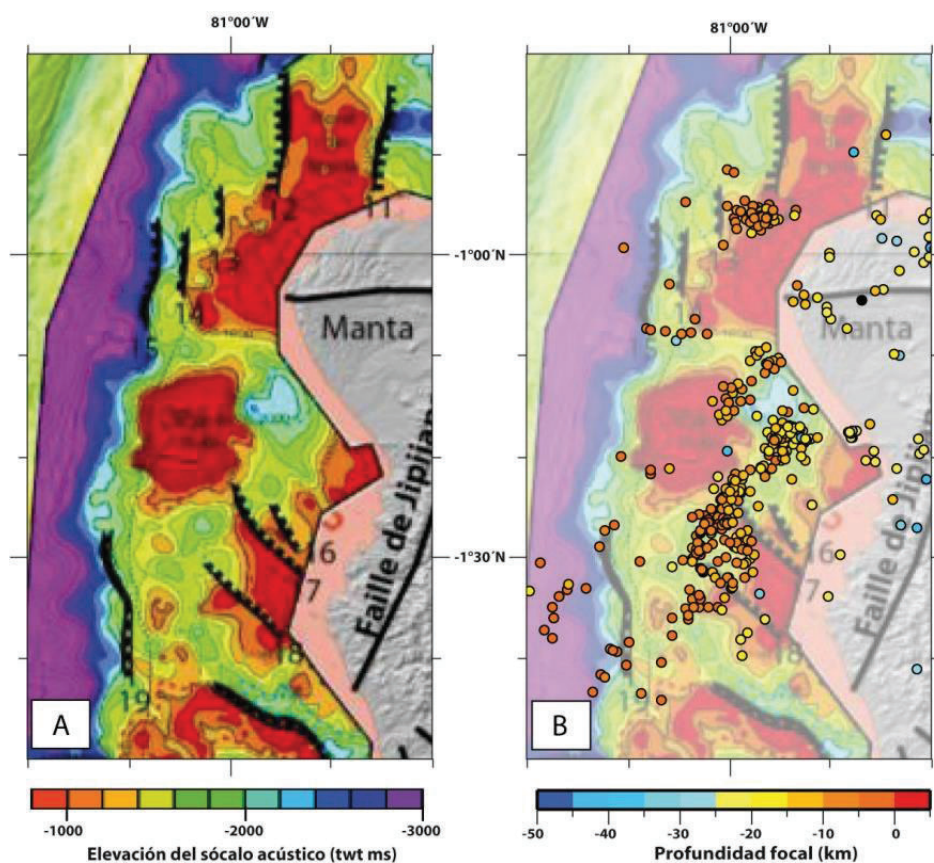


Figura 5.5 (A) Mapa de la profundidad del zócalo acústico en ms (tiempo doble) (Hernández, 2014). (B) Correlación entre la sismicidad y la profundidad del zócalo acústico.

Entre la fosa y el alineamiento del grupo A, separados ~35 km de distancia, se encuentra la zona altamente acoplada en el contacto interplaca de subducción (modelamiento de datos geodésicos Nocquet et al., 2014 y Chlieh et al., 2014). En esta zona, que parece coincidir con la zona de los macizos oceánicos en subducción, no se registra actividad sísmica (Fig. 5.3 y 5.6). El alineamiento sísmico se encuentra al oeste de la Isla de la Plata en una región con menor acoplamiento (~0,5).

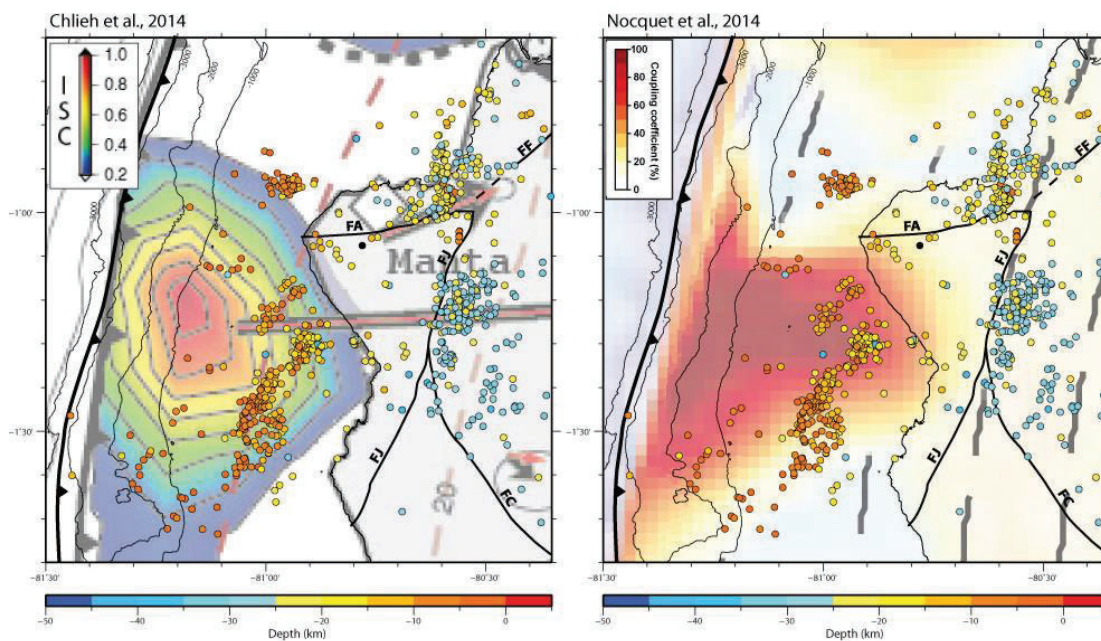


Figura 5.6 Correlación de la sismicidad comparada con el grado de acoplamiento en la zona de estudio. Líneas negras: trazas de fallas principales en la región de Manabí (Reyes y Michaud, 2012).

5.1.2. GRUPO B

Este grupo B se encuentran distante a 50 km siguiendo la dirección de convergencia costa adentro del grupo A (Fig. 5.1 y 5.2). Dicho de otra manera el grupo A y el grupo B parecen encontrarse en el mismo segmento de subducción separados por una zona asísmica. El grupo B también parece distribuirse dentro de la placa subductante en un espesor de 15 a 20 km con una tendencia de alineación epicentral paralela al grupo A (N25°E). A esta profundidad no se conoce bien la posición del interplaca. En todo caso, la sismicidad se distribuye desde 20 km hasta 35 km, es decir a unos 5 a 10 km bajo la zona interplaca

definida en el modelo de Font et al. (2013) sugiriendo que la placa en subducción está más profunda (Fig. 5.3).

También apuntamos aquí una coincidencia extraña. El grupo B parece alinearse con la dirección y posición de la falla Jipijapa (que afecta la corteza de la placa cabalgante) y se termina con el límite de la falla Cascol (Fig. 5.1 y 5.3). Bethoux et al. (2011) determina la presencia de actividad microsísmica bajo esta estructura (tanto en superficie como en la base de la placa superior) y sugiere que la falla es activa (Fig. 5.7).

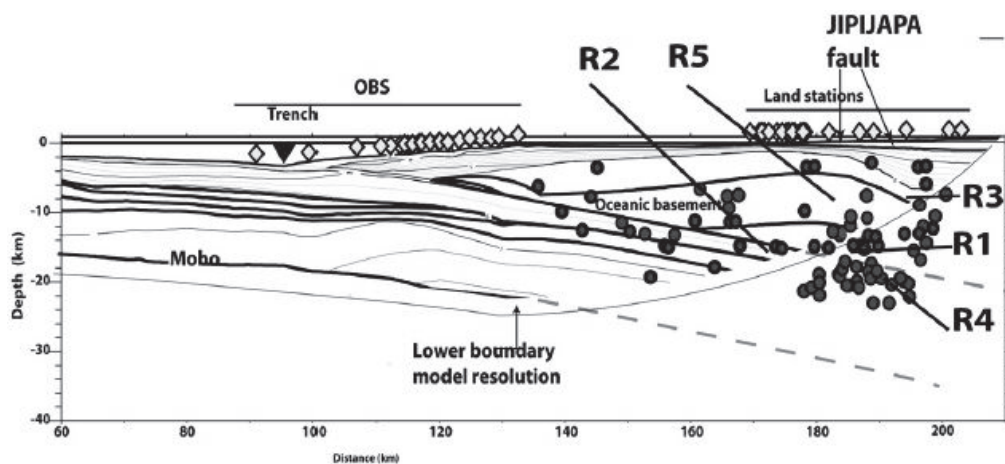


Figura 5.7 Localización de actividad sísmica relacionada en parte con la falla Jipijapa (Bethoux et al., 2011).

En el período de tiempo estudiado, no observamos presencia de actividad sísmica que podría estar relacionado a la falla Jipijapa (Fig. 5.3). Ponce (2014), en los dos meses siguientes a este estudio, de igual manera no encontró evidencia de sismos relacionados con esta estructura.

En la zona del grupo B no hay acoplamiento en la interplaca de subducción, lo que sugiere que hay un deslizamiento estable de la zona de interplaca (*creep*) (Fig. 5.6). Por el momento, no se conoce bien si una interplaca en deslizamiento estable produce o no microsismicidad. En todo caso, la sismicidad del grupo B se encuentra afectando a la placa en subducción, la cual no parece relacionada estrictamente a la zona de contacto interplaca. Siguiendo esta hipótesis, la zona sismogénica interplaca del área de estudio (zona capaz de generar terremotos de subducción de alta magnitud) podría estar limitada en la zona del interplaca

superficial, hasta ~15 km de profundidad (con argumento del fuerte grado de acoplamiento y de la sismicidad del grupo A, Fig. 5.3).

5.1.3. GRUPO C

El grupo C se encuentra ubicado al norte del grupo A y grupo B. Si nos referimos a la dirección de convergencia de las placas, este grupo parece ubicarse en otro segmento de subducción. Epicentralmente, este grupo no presenta una alineación clara, sino que está distribuido en un área de 20 x 20 km centrado aproximadamente en Manta (Fig. 5.1 y 5.2). Esta sismicidad parece coincidir con la línea de costa en ese lugar. Otra coincidencia es que la terminación sur del grupo C parece coincidir con la falla Aromo que afecta la placa cabalgante (Fig. 5.1).

La mayor parte de los terremotos del grupo C son profundos y se ubican entre 15 y 30 km de profundidad, lo cual sugiere que afecta la placa en subducción (Fig. 5.8). Un grupo de sismos “marinos” a menor profundidad, entre 5 a 10 km, se ubica alrededor de la placa cabalgante y parece corresponder al fallamiento superficial en esa zona que propone Hernández (2014) (Fig. 5.5).

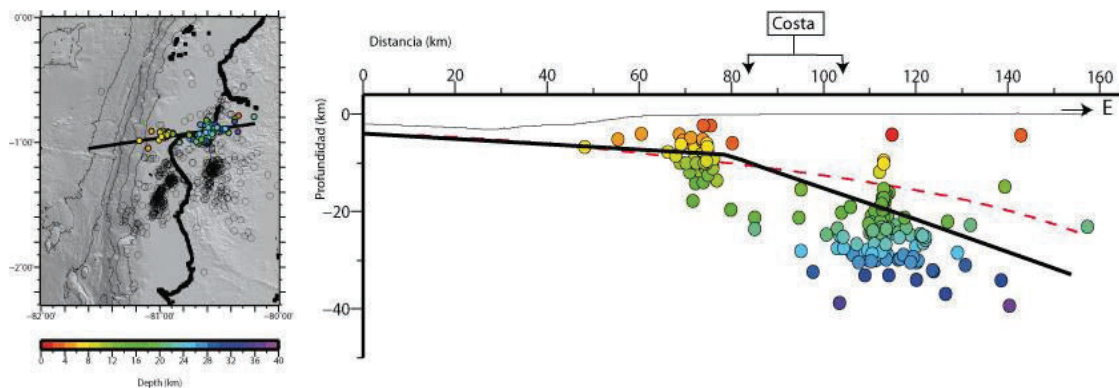


Figura 5.8 Corte a lo largo del grupo sísmico C (espesor de 12 km). Línea negra: geometría del slab propuesto según los resultados obtenidos en este estudio. Línea roja entrecortada: geometría del slab propuesto por Font et al. (2013).

El grupo C se encuentra en una zona de falla desacoplada que va desde la fosa hasta mayor profundidad (Fig. 5.6). Sin embargo, al igual que el grupo B, la sismicidad de este último grupo afecta la placa en subducción y no parece corresponder a la falla interplaca con deslizamiento estable (*creep*).

5.2. DISCUSIÓN

La actividad registrada en una red microsísmica ubicada en el margen central del Ecuador ha permitido determinar 4 segmentos de subducción con características sísmicas diferentes. Estos segmentos se encuentran correlacionados con la heterogeneidad del acoplamiento intersísmico en la zona de estudio.

En el análisis se observaron tres grupos sísmicos (A, B y C), los cuáles ayudan a limitar estos segmentos de subducción.

_ Al sur del grupo A y B (entre Salinas y Puerto López) se evidencia un segmento asísmico frente a una falla de subducción desacoplada a lo largo de la interfase de subducción (aunque quede la duda de una posible microsismicidad no registrada por la red).

_ El segmento que incluye al grupo A y B (entre Puerto López y Manta), presenta zonas sísmicas con ocurrencia diferentes. En la parte norte del grupo A se distribuye la mayor parte de los eventos sísmicos dentro de la placa en subducción a profundidades entre 5 y 20 km. Al centro/sur del grupo A y en menor proporción se encuentran afectando la placa cabalgante. Este segmento que incluye al grupo A, desde la fosa hasta ~15 km de profundidad, se caracteriza por una falla de subducción con alto grado de acoplamiento. Esta porción de la falla de subducción podría corresponder a la zona sismogénica interplaca (límite *updip* en 4 km/ límite *downdip* en 15 km, donde ocurre la sismicidad del grupo A). Bajo esa zona sismogénica, la interplaca presenta deslizamiento estable (*creep*) debido a que tiene un bajo acoplamiento. La actividad del grupo B se localiza dentro de la placa subductante entre 20 y 35 km de profundidad.

_ Conteniendo al grupo C (entre Manta y Bahía), un segmento de subducción asociado a una falla desacoplada desde la fosa hasta más profundo. La sismicidad se observa bajo la línea de costa, a profundidades intraplaca subductante. Comparado con el segmento “La Plata” (al sur), la sismicidad ocurre a profundidades intermedias entre el grupo A y B, corroborando que estamos en presencia de 2 segmentos de subducción distintos.

_ Al norte de C, una zona de subducción asísmica (o casi, según los límites de la red) asociada a una interplaca de subducción moderadamente acoplada (parte sur de la zona de ruptura de los sismos de 1906 y 1942).

Hay que mencionar que en el grupo A, el mayor porcentaje de sismos se registró entre el 15 y 22 de Enero bajo la Isla de la Plata durante un evento de deslizamiento lento (SSE) que se observó a partir de datos GPS. Este evento lento ha sido observado a la estación GPS ubicada en la Isla de la Plata y en dos estaciones próximas (Salango y Manta). Cerca de esta zona (un poco más al norte), otro evento de deslizamiento lento (SSE) se produjo en Agosto del 2010, el cual fue también asociado con actividad microsísmica durante una semana (Vallee et al., 2013). Observamos en este estudio que los sismos de Enero del 2013 afectan principalmente a la placa subductante, en menor proporción a la placa cabalgante. Si la profundidad de los terremotos es correcta, entonces se necesita entender cómo se relaciona la observación del evento lento con el GPS y la deformación intraplaca subductante. La presencia de terremotos tanto en la placa subductante como en la placa cabalgante (y, a más, la coincidencia de la sismicidad con la zona hundida del techo de la placa cabalgante) también podría sugerir que existe una transmisión de la deformación entre la placa subductante y la placa cabalgante.

Una observación interesante en este estudio, es la coincidencia entre las fallas corticales Jipijapa y El Aromo, y la extensión de dos grupos de sismicidad profunda (intraplaca subductante).

5.3. CONCLUSIONES

- En este trabajo usamos una red microsísmica para registrar la sismicidad en la zona de subducción del centro del Ecuador durante 5 meses (Diciembre 2012 y Abril 2013). Durante este período de tiempo la red permitió obtener un mayor número de eventos (seguramente con pequeña magnitud) que la red fija de la RENSIG.
- El procesamiento de datos y la identificación de los tiempos de llegada de las fases sísmicas permitió proceder a la localización preliminar de los eventos mediante un modelo de velocidad en 1D. Ubicados en un modelo de velocidad en 3D, parece mejorar la distribución de la sismicidad (no todos en la placa cabalgante). El análisis de residuos de tiempos de trayecto permite indicar que: (1) el modelo 3D utilizado no presenta la precisión necesaria para ubicar perfectamente los terremotos o (2) las lecturas de los tiempos de llegada contienen errores (ruido en el procesamiento) o (3) una combinación de (1) y (2). Sin embargo, después de seleccionar los sismos con altos factores de confianza, se tienen incertidumbres de localización pequeñas (~1 km) lo que permitió seguir con las interpretaciones más abajo.
- Los resultados del catálogo MAXI-3D (827 eventos distribuidos en tres grupos) con criterios de confianza homogéneos han permitido definir 4 segmentos de subducción con características sísmicas diferentes y se correlacionan con el acoplamiento en la zona de estudio.
- Al sur de Puerto López, se evidencia un segmento asísmico frente a una falla de subducción desacoplada.
- El segmento comprendido entre Puerto López y Manta presenta dos grupos de sismos cerca de dos comportamientos diferentes de acoplamiento. El primer grupo, más superficial (0-20 km), se encuentra en un área altamente acoplada (concordante con la entrada en subducción de macizos oceánicos). Esta sismicidad coincide con la liberación de energía por medio de un SSE y afectó la placa en subducción (en mayor proporción) y cabalgante. La distribución de esa sismicidad también corresponde a la parte hundida del techo de la placa cabalgante. A mayor

profundidad y separado por una zona de subducción asísmica con bajo acoplamiento, aparece otro grupo de sismos entre 20 y 35 km. Este grupo se distribuye en la placa en subducción.

- El tercer segmento, entre Manta y Bahía, se encuentra asociado a una zona de falla desacoplada, desde la fosa hasta más profundo. Un grupo de sismos, entre 15 y 30 km de profundidad, se genera dentro de la intraplaca de subducción.
- Al norte Manta, se encuentra un segmento de subducción asísmico (o casi) asociada a una interplaca de subducción parcialmente acoplada.
- En este período de tiempo no se encuentra actividad sísmica relacionada a las fallas Jipijapa y El Aromo, las cuales, de forma extraña se encuentran limitando epicentralmente a la sismicidad de los segmentos de subducción en el margen central del Ecuador.
- No se evidencia sismicidad entre la Isla de la Plata y la fosa, lo cual concuerda con el área de mayor acoplamiento por lo que esta área podría acumular energía durante el período intersísmico.

5.4. RECOMENDACIONES

- Se recomienda repasar los tiempos de llegada de las fases sísmicas con la finalidad de descartar el error en la localización con respecto a la llegada de las ondas.
- Mejorar el MV-3D para la zona con el propósito de tener una mejor estimación de los tiempos de trayecto y de esta manera obtener una localización con mayores criterios de confianza (propósito de la Tesis de Maestría de Juan Gabriel Barros).
- Calcular mecanismos focales y magnitudes de los eventos sísmicos para determinar la dirección de deformación.
- Integrar las trazas sísmicas, las lecturas de tiempo de llegada, y las localizaciones 3D en la base de datos del IG.
- Finalmente hay que estudiar más a detalle el SSE (tamaño del deslizamiento, porcentaje de la energía liberada, etc) y correlacionar la extensión del SSE con la ubicación de la sismicidad.

BIBLIOGRAFÍA

- Alvarado A., Audin L., Nocquet JM., Jaillard E., Mothes P., Segovia M., and Cisneros D. (submitted). Migration and localization of a continental plate boundary in Ecuador: present-day active delimiting the North Andean Sliver to the East.
- Beck, S.L. & Ruff, L.J. (1984). The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence from the asperity model, *J. geophys. Res.*, 17, 1969–1972.
- Bethoux, N., Segovia, M., Alvarez, V., Collot, J.-Y., Charvis, P., Gailler, A. & Monfret, T. (2011). Seismological study of the central Ecuadorian margin: evidence of upper plate deformation, *J. South Am. Earth Sci.*, 31(1), 139–152.
- Byrne, D. E., Davis, D. M., and Sykes, L. R. (1988). Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7(4), 833-857.
- Calahorrano, A. (2001). Carnegie Ridge subduction under the Ecuadorian margin: crustal modelisation from wide-angle data (in French), Master thesis, 37 pp, Université de Pierre et Marie Curie, Villefranche-sur-Mer.
- Chlieh, M., P. A. Mothes, J.-M. Nocquet, P. Jarrin, P. Charvis, D. Cisneros, Y. Font, J.-Y. Collot, J.-C. Villegas-Lanza, F. Rolandone, M. Vallée, M. Regnier, M. Segovia, X. Martin, and H. Yepes (2014), Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian Megathrust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 400, 292-301, doi.org/10.1016/j.epsl.2014.05.027.
- Christensen, Douglas H., and Larry J. Ruff. "Seismic coupling and outer rise earthquakes." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012)93.B11 (1988): 13421-13444.

- Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M.A. & Operto, S. (2002). Exploring the Ecuador-Columbia active margin and interplate seismogenic zone, EOS, Trans. Am. geophys. Un., 83(17), 189–190.
- Collot, J.-Y. et al. (2004). Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador; southwest Colombia margin, J. geophys. Res., 109(B11103), 14.
- Collot Jean-Yves Collot, Michaud F., Alvarado A., Marcaillou B., Sosson M., Ratzov G., Migeon S, Calahorrano A., Pazmino A. (2009). Geología y Geofísica Marina y Terrestre del 1025 Ecuador, Spec. Pub. INOCAR-IRD, 151-166 (in spanish with english abstract).
- Daly, M.C. (1989). Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador, *Tectonics*, 8(4), 769–790.
- Deniaud, Y. (2000). Sedimentary and structural records of the Ecuadorian Andes geodynamic evolution during Neogen Time: Forearc basin study and mass balance (in French), Ph.D. Thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 157 pp.
- Dixon, T. H. and J. C. Moore, (2007). The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults, Columbia University Press, 680 p.
- Ego, F., M. Sébrier, A. Lavenu, H. Yepes, and A. Eguez (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes, *Tectonophysics*, 259, 101-116.
- Feininger, T. & Seguin, M.K. (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador, *Geology*, 11(1), 40–44.
- Font, Y., Kao, H., Lallemand, S., Liu, C.-S. & Chiao, L.-Y. (2004). Hypocentre determination offshore of eastern Taiwan using the maximum intersection method, *Geophys. J. Int.*, 158(2), 655–675.

- Font, Y., M. Segovia, S. Vaca, and T. Theunissen (2013), Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1093/gji/ggs1083
- Gailler, A. (2005). Structure de la marge d'Equateur-Colombie par modélisation des données de sismique grand-angle marines. Université de Nice-Sophia Antipolis, Nice, France, 257 p, PhD.
- Ghosh, A., J. Vidale, K. Creager (2012). Tremor asperities in the transition zone control evolution of slow earthquakes, *J. Geophys. Res.*, VOL. 117, B10301, doi:10.1029/2012JB009249.
- Graindorge, D., Calahorrano, A., Charvis, P., Collot, J.-Y. & Bethoux, N. (2004). Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval, *Geophys. Res. Lett.*, 31(4), doi:10.1029/2003GL018803.
- Gutenberg, B. & Richter, C.F. (1959). *Seismicity of the Earth*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 310 pp.
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S. & Collot, J.-Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth planet. Sci. Lett.*, 168, 255–270.
- Hernández M. J. (2014). Structures de la plateforme continentale de la marge d'Equateur a partir de l'interprétation de sismique pétrolière. Université de Nice Sophia Antipolis, Nice, France, 56 p, Master Pro2 AGI.
- Hey, R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Bull. geol. Soc. Am.*, 88(10), 1404–1420.
- Hirose H., Matsuzawa T., Kimura T. and Kimura H. (2014). The boso slow slip events in 2007 and 2011 as a driving process for the accompanying earthquake swarm. *Geophysical Research Letters*.

- Jaillard, E., O. Ordoñez, J. Suárez, J. Toro, D. Iza, and W. Lugo (2004). Stratigraphy of the Late Cretaceous-Paleogene deposits of the cordillera occidental of central Ecuador: geodynamic implications, *Journal of South American Earth Sciences*, 17, 49-58.
- Kanamori, H., and J. W. Given (1981). Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 8 – 31.
- Kanamori, H. & McNally, K.C. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, *Bull. seism. Soc. Am.*,72(4), 1241–1253.
- Kelleher, J. (1972). Rupture Zones of Large South American Earthquakes and Some predictions, *J. geophys. Res.*, 77(11), 2087–2097.
- Kerr, A.C., Aspden, J.A., Tarney, J. & Pilatasig, L.F. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador; geochemical and tectonic constraints, *J. geol. Soc. Lond.*, 159(5), 577–594.
- Klein, F. W. (1984). Users guide to HYPOINVERSE, a program for Vax and PC350 computers to solve for earthquake locations. USGS Open File report 84-000.
- Kulhánek, O. (1989). *Anatomy of Seismograms. Seismological Section, University of Uppsala, Sweden. Elsevier, 178p.*
- Lahr, J. C. (1999). HYPOELLIPSE (1999 Version 1.0): A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters, Magnitude and First Motion Patten, USGS Open File Report 99-23.
- Lallemand Serge and Funiciello Francesca (2009). *Subduction Zone Geodynamics*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Lee,W.H.K.&Lahr, J.C. (1975). HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first pattern of local earthquakes, *US Geological Survey Open-File Report 75–311*, pp. 1–116.

- Lonsdale, P. (1978). Ecuadorian subduction system, *AAPG Bull.*, **62**(12), 2454–2477.
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon Plate, *Tectonophysics*, 404(3–4), 237–264.
- Lonsdale, P. & Klitgord, K.D. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, *Bull. geol. Soc. Am.*, 89(7), 981–999.
- Luzieux, L.D.A., F. Heller, R. Spikings, C. Vallejo, and W. Winkler (2006), Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: paleomagnetic, radiometric and fossil evidence, *Earth and Planetary Science Letters*, 249,400-414.
- Mendoza, C. & Dewey, J. (1984). Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979: Implications for barrier models of earthquake rupture, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 577–593.
- Michaud, F., Collot, J.Y., Alvarado, A. & Lopez, E. (2006). Batimetría y Relieve Continental, ed. a. R. d. E.P. c. y. t. d. INOCAR, p. 679, IOACVM-02-Post, INOCAR, Guayaquil, Ecuador.
- Nocquet, J.-M., J. C. Villegas-Lanza, M. Chlieh, P. A. Mothes, F. Rolandone, P. Jarrin, D. Cisneros, A. Alvarado, L. Audin, F. Bondoux, X. Martin, Y. Font, M. Régnier, M. Vallée, T. Tran, C. Beauval, J. M. Maguiña Mendoza, W. Martinez, H. Tavera, and H. Yepes (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes, *Nature Geoscience*, DOI: 10.1038/NGEO2099.
- Pennington, W. (1981). Subduction of the eastern panama basin and seismotectonics of northwestern South America. *J. Geophys. Res.*, 86 : 10753–10770.
- Ponce G. (2014). Analysis of the seismicity in the central margin of Ecuador. Université de Nice Sophia Antipolis, Nice, France, 41 p, Master Pro2 AGI.
- Radiguet M. (2011). Etude des séismes lents et du chargement intersismique dans la région de Guerrero au Mexique. Thèse pour obtenir le grade de Docteur de l' université de Grenoble.

- Regnier, M., Macquet, M., Jarrin, P., Nocquet, J.-M., Mothes, P.A., Vall'ee, M. & Ruiz, M. (2011). Local seismicity in the region of the Mw 8.8 1906 Colombia-Ecuador subduction earthquake: new evidences of the margin segmentation and of the depth of the coupled zone. AGU Fall Meeting, 5–9 December, San Francisco (USA).
- Reid, H.F. (1910). The mechanism of the earthquake. In the California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Earthquake Investigation Commission, Vol.2. Washington, DC: Carnegie Institution, pp. 1-192.
- Reyes P. et Michaud F., (2012). Mapa Geologica de la margen costera ecuatoriana (1:500000), EP-PetroEcuador –IRD (Eds), Quito, Ecuador, 2012.
- Sanclemente, E. (2014). Imagerie sismique de la structure de la marge convergente d'Equateur central: Relations avec les variations de couplage intersismique. Université de Nice-Sophia Antipolis, Nice, France, 272 p, PhD.
- Sallares, V. & Charvis, P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos volcanic province, Earth planet. Sci.Lett., 214(3–4), 545–559.
- Sambridge, M. S., and B. L. N. Kennett, (1986). A novel method of hypocenter location, Geophys. J. R. Astron. Soc., 87, 679-697.
- Scholz, C.H. (2002). The Mechanics of Earthquakes and Faulting, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, United Kingdom.
- Schwartz, S. Y., and Rokosky, J. M. (2007). Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones. Reviews of Geophysics, 45(3).
- Segovia M. (2001). El sismo de Bahía del 4 de agosto de 1998: caracterización del mecanismo de ruptura y análisis de la sismicidad en la zona costera, Tesis de previa a la obtención del título de Ingeniera Geóloga tesis, Escuela Politecnica Nacional, Quito, Ecuador, 126p.

- 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, Univ. Nice Sophia Antipolis, Quito, Ecuador.
- Segovia, M. & 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 Galápagos*, pp. 131–149, eds Collot, J.-Y., Sallares, V. & Pazmino, N., CNDM, IRD, INOCAR, Guayaquil (ECU), Marseille (FRA).
- Swenson, J.L. & Beck, S.L. (1996). Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes, and Earthquake Cycle along Colombia-Ecuador and Peru subduction segments, *PAGEOPH*, 146(1), 67–101.
- Stein and Wysession. (2003). *An Introduction to seismology earthquakes*.
- Theunissen, T., Font, Y., Lallemand, S. & Gautier, S. (2012). Improvements of the Maximum Intersection Method for 3D absolute earthquake location, *Bull. seism. Soc. Am.*, 102(4), 1764–1785.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T. & Mora, H.P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 157–171.
- Vaca, S., Régnier, M., Béthoux, N., Alvarez, V. & Pontoise, B. (2009). Seismicity in the Manta region: the 2005-Manta seismic swarm, In: Collot Jean-Yves (ed.), Sallares V. (ed.), Pazmino N. (editors) *Geology and marine and onland Geophysics of Ecuador: from the continental coast to the Galapagos Islands*. Guayaquil (ECU); Marseille (FRA); Guayaquil: CNDM; IRD; INOCAR, 2009, pp. 151–166, ISBN 978-9978-92-737-3.
- Vallée, M., Nocquet, J. M., Battaglia, J., Font, Y., Segovia, M., Régnier, M., and 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.

Wallace, L. M. and Beavan J. (2006). A large slow slip event on the central Hikurangi subduction interface beneath the Manawatu region, North Island, New Zealand. *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2006GL026009.

Zhou, H.-W. (1994). Rapid three-dimensional hypocentral determination using a master station method, *J. geophys. Res.*, 99(B8), 15 439–415 455.

ANEXOS

ANEXO 1. Datos crudos disponibles

ESTACIÓN	DICIEMBRE	ENERO	FEBRERO	MARZO	ABRIL	#Días	% Datos
CABP						30	20
FLFR						150	100
ISPT						120	80
SEVS						150	100
ABLA						150	100
ANUV						112	75
FAEM						150	100
OB13						120	80
OB23						97	65
OB33						150	100
OB53						150	100
OJOA						150	100
PAC2						135	90
UNPA						120	80
LALU						150	100
PUBA						150	100
SARA						150	100
ZAPA						150	100

Figura A1.1 Período de datos adquiridos para las estaciones utilizadas en este estudio durante los meses Diciembre 2012 – Abril 2013. Las casillas en blanco indican los meses donde no se registró datos en una estación.

ANEXO 2. Procesamiento de datos, lecturas y picado de fases sísmicas

A2.1. PROCESAMIENTO DE DATOS

La red registra los ruidos de la tierra en forma continua y almacena datos crudos de diferente formato según la marca del digitalizador.

Los datos crudos a cada estación se colectaron en varias salidas de mantenimiento a las estaciones (realizadas por: Marc Régnier, Mónica Segovia, Paúl Jarrín e Yvonne Font). Estos datos fueron archivados por estación, en un servidor de datos del IG (~ 5 Gb en cada estación/mes). La primera etapa de este trabajo fue de transformar los datos crudos en un formato estándar en sismología: formato SAC (Seismic Analysis Code).

Un archivo de datos con formato SAC, contiene dos partes. (1) Un encabezado que incluye los detalles necesarios para la identificación a la estación (Tabla con datos) y (2) las muestras de punto flotante que guardan la forma de onda de la señal registrada (ruido o sismo) en un periodo de tiempo fijo (en el caso presente cada 30 minutos). Así, el tamaño del archivo SAC solo depende de la duración de la traza archivada y del muestreo.

A continuación se describe algunos pasos del procesamiento de los datos:

1. Conversión de datos crudos a formato SAC

Las estaciones de las redes OSISEQ y JUAN, están en un formato llamado Reftek, que corresponde al mismo marca de las estaciones. Los datos se muestrean a 100 Hz, es decir 100 puntos de observaciones por segundo. Los datos son convertidos a un formato SAC usando dos programas integrados en un mismo Shell.

Las estaciones de la red ADN (con digitalizadores Kephren, marca Agecodagis) se encuentran en un formato llamado TITAN y las señales se registran a 125 Hz.

Par dar un ejemplo, se procede a realizar la conversión de datos crudos a SAC, para la estación de marca Agecodagis, usando el comando :

```
rtitan8.1 -sac -ts 1800 -disk (dirección de los datos) -chan 0 - 2
```

1800: significa que vamos a crear archivos cada 30 minutos.

-chan 0 - 2: significa que va almacenar las 3 componentes (HHN, HHE, HHZ) en los archivos SAC.

Se obtiene una base de datos en formato SAC con las trazas (o registros sísmicos) de cada estación por mes con sus tres componentes y cada media hora.

2. Triggers

Los registros sísmicos continuos a cada estación contienen un ruido sísmico y señales generadas por sismos. Se define como ruido sísmico a las vibraciones en la superficie y fondo de la tierra originadas por diversas fuentes como: el ruido provocado por actividades humanas, por el viento, por el océano, etc.

La primera etapa del procedimiento consiste en identificar los momentos en donde la traza sísmica sufre un incremento de amplitud comparado con el ruido promedio de la misma estación.

El algoritmo *STA/LTA* (*Short Term Amplitud/Long Term Amplitud*) calcula continuamente dos valores promedios de la amplitud absoluta en una ventana de tiempo larga (LTA) y en una ventana de tiempo corto (STA). Cuando la razón STA/LTA supera un umbral se guarda la información de la fecha (menos 1 minuto) en el cual la amplitud aumentó. Este proceso se conoce como un *trigger* (disparo). Este disparo representa el aumento de la amplitud en el tiempo dado.

Empleamos un programa fortran (Marc Régnier, com. personal) en la base de datos SAC obtenida anteriormente.

```
trigger -r 4 -f 2,1 -t 1301 -b XX -s (nombre de la estación) -c P
```

-r 4: calcula los *triggers* para un nivel umbral de STA/LTA (un valor de 4 es común para un sitio sísmico tranquilo en promedio).

-f filter,frequency: calcula los *triggers* para las trazas filtradas; filtros=1,2,3 para low pass, high pass, band pass respectivamente.

-t AAMM: calcula los *triggers* para el mes AAMM.

-b XX: analiza todas las bandas presentes.

-s XXXX: calcula los *triggers* para la estación XXXX.

-c P: el parámetro sólo se aplica al hidrófono de los OBS.

La lista de los *triggers* se almacena en cada carpeta de estaciones por mes.

3. Coincidencia

Debido a que cada estación tiene su propia lista de disparos independiente, es necesario que todos se integren para poder determinar el número de estaciones que coinciden en el tiempo para detectar el aumento de amplitud.

La ventana de tiempo a escoger para buscar las coincidencias de disparos entre estaciones depende de la distancia entre el sismo local/regional y la red, es decir de la evaluación del tiempo de trayecto desde una fuente sísmica a todas las estaciones de la red. Para hacer la coincidencia, comparamos la lista de *trigger* obtenidas para diferentes estaciones usando el programa *coincidence* (Marc Régnier, com. personal). Este programa produce una lista de fechas de detecciones de eventos coincidentes a varias estaciones.

En este trabajo, seleccionamos los *trigger* que son coincidentes a un mínimo de 4 estaciones dentro de una ventana de tiempo de 20 segundos. Usando estos parámetros obtendremos la mayor parte de eventos sísmicos dentro de nuestra zona de estudio y rechazamos los ruidos no generados por terremotos. El comando utilizado es:

coincidence -t 1301 1301 -p -n 4 -e 20

-t AAMM AAMM: analiza la lista de *triggers* de AAMM a AAMM.

-p: para una estación OBS, analiza únicamente los *triggers* del hidrófono.

-n 4: da eventos con una coincidencia mínima de 4 estaciones.

-e 20: hace la detección/coincidencia en una ventana de tiempo de 20 segundos.

Este programa crea una lista de todas las coincidencias del mes y lo guarda en un archivo .det.

4. Extracción

Para realizar la extracción de un segmento de traza sísmica de los eventos de mayor amplitud se utilizó el programa *renexInx.exe* (Marc Régnier, com. personal). Este copia el pedazo de información útil de las trazas sísmicas en carpetas por evento. El comando utilizado es el siguiente:

renexInx.exe -f (nombre del archivo .det) -l 5

-f: nombre de la lista de eventos.

-l 5: significa que vamos a extraer ventanas de 5 minutos por evento.

Después de realizar el procesamiento de los datos, se tiene una carpeta por mes de todos los eventos identificados, los cuales se encuentran cortados en archivos de 5 minutos que posteriormente servirán para la lectura de las señales sísmicas.

A2.2. CONCEPTO DE ONDAS SÍSMICAS, TRAYECTOS DE PROPAGACIÓN Y LECTURAS DE TIEMPOS DE LLEGADA DE LAS ONDAS

La lectura y picado de fases de eventos sísmicos representa un paso fundamental para la localización y el análisis de datos de terremotos en cualquier estación sismológica. Esta tarea se realiza mediante la inspección visual de las extracciones de trazas y la identificación manual de los primeros arribos de las ondas sísmicas.

Cuando los esfuerzos acumulados en las rocas sobrepasan el límite elástico de una ruptura de falla, las rocas se fracturan a lo largo de un plano de debilidad (plano de falla) y las ondas sísmicas empiezan a irradiarse desde la falla. El terremoto irradia varios tipos de ondas sísmicas que se propagan a través del interior de la tierra desde la fuente del terremoto en todas las direcciones.

Esencialmente, hay dos tipos de ondas sísmicas, las **ondas de cuerpo** que se propagan a través del interior de la Tierra y las **ondas de superficie** que se propagan libremente a lo largo de la superficie de la Tierra. Las ondas de cuerpo son más rápidas que las ondas de superficie. Debido a la superficie limitada de la red, trabajamos en este estudio solo con las ondas de cuerpo. Hay dos tipos principales de ondas de cuerpo: compresional (longitudinal o P) y cizalla (transversal o S).

1. Las ondas P (primarias)

Las ondas P viajan ~1.7 veces más rápido que las ondas S, por lo tanto son las primeras en llegar a la estación sísmica. Estas oscilan hacia delante y hacia atrás relativamente a la dirección de propagación de la onda. Además tienen la capacidad de atravesar divisiones sólidas y líquidas del interior de la tierra.

2. Las ondas S (secundarias)

Las ondas S son más lentas y llegan después de las ondas P. Se mueven en un plano perpendicular a la dirección de propagación. Los fluidos no permiten la propagación de las ondas S, por lo tanto no viajan en las partes líquidas del núcleo terrestre y pueden ser desaceleradas por los medios altamente fracturados.

En cualquier punto de un cuerpo elástico, la velocidad de propagación de las ondas está determinada por la densidad y el módulo elástico del material en este punto.

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Dónde: α = velocidad sísmica de ondas P (km.s⁻¹)

β = velocidad sísmica de ondas S (km.s⁻¹)

ρ = densidad (g.cm⁻³)

λ y μ son las constantes de Lamé (parámetros elásticos relacionados con la ley de Hooke que proporciona esfuerzos y deformación dentro de los sólidos cuando la deformación es pequeña).

3. Trayecto de propagación de las ondas

Como consecuencia de la propagación de las ondas internas P y S por el interior de la tierra se producen fenómenos de reflexión y refracción cuando dichas ondas pasan de un medio con unas determinadas características, a otro medio con características bien diferenciadas. Así, la onda adquirirá diferentes velocidades de propagación y se reflejará y refractará (siguiendo la Ley de Snell) en la superficie de separación (interfase) entre ambos medios (Anexo A2.1).

Se puede clasificar la propagación de las ondas sísmicas de acuerdo a la distancia entre la fuente y la estación debido a su diferencia en aspecto de las fases en los sismogramas (Kulháněk, 1989). A continuación se describe las llegadas de las ondas en relación a este trabajo, es decir a una distancia local a regional ($< 10^\circ$).

A esa distancia, una mayor parte de ondas sísmicas registradas viajan a través de la corteza y/o a lo largo de la discontinuidad del Moho y son comúnmente llamadas **ondas corticales**.

Para simplificar la descripción de los tipos de trayectos de tiempo, se considera un modelo de propagación de ondas corticales con un Moho horizontal (Fig. A2.1). Existen tres tipos principales:

Ondas Directas (FS_2): estas ondas parten desde la fuente y llegan directamente a las estaciones. Este tipo de llegadas directas se las denomina como Pg y Sg. Estas ondas siempre existen para todas las distancias epicentrales (Figura A2.1).

Ondas Reflejadas (FR_1S_1): en este tipo de ondas solo una parte de la energía es reflejada del Moho hacia la superficie S_1 (PmP, SmS). Presentan un camino más largo que las ondas directas y llegan más tarde (Figura A2.1).

Ondas Refractadas ($FR_2R_3S_3$): se desplazan en dos capas discontinuas con diferente velocidad. Así las ondas Pn y Sn viajan con velocidades más rápidas (V_2) correspondientes a la parte superior del manto. Estas ondas solo existen a partir de una distancia epicentral crítica donde el ángulo (i_r) es igual a 90° (Fig. A2.1).

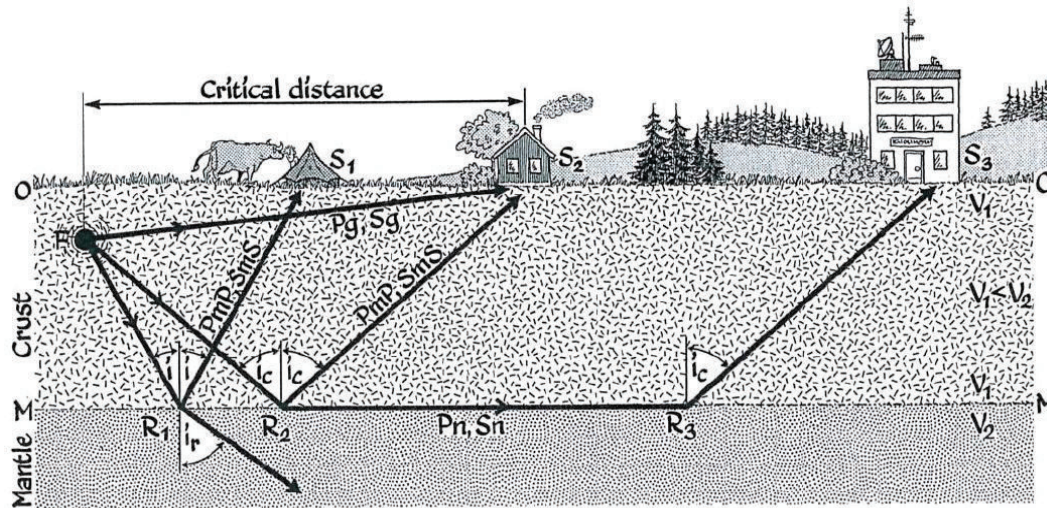


Figura A2.1 Propagación de ondas sísmicas en un modelo cortical simplificado. (Kulhánek, 1989). **F** = Fuente; **O** = Superficie de la tierra; **M** = Moho; **S** = Estación sismológica (con variaciones de distancia a la fuente S_1 , S_2 , y S_3); **V** = Velocidad sísmica ($V_1 < V_2$ en km/s); **R** = Puntos de reflexión; **i** = ángulo de incidencia; i_r = ángulo de refracción; i_c = ángulo crítico.

Entonces los primeros arribos de las ondas sísmicas dependen de la distancia epicentral y de la geometría de las estructuras que las ondas atraviesan.

A2.3. LECTURA DE PRIMEROS ARRIBOS

En sismología existe una variedad de programas para realizar la lectura de las señales sísmicas. La identificación de las fases de ondas, es el primer paso a realizarse para una posterior localización en base a un modelo de velocidad sísmica y de estructura de la Tierra.

Para este estudio nosotros hemos utilizado el programa DEPNET que nos permite visualizar el trayecto de las ondas en el tiempo por medio de un sismograma.

Cada uno de los archivos de 5 minutos anteriormente procesados (trigger, coincidencia y extracción) han sido cargados en DEPNET para el análisis de las señales sísmicas. El programa tiene varias opciones para trabajar de las cuales hemos utilizado las siguientes:

1. Picado de las fases sísmicas

En cada sismograma se puede visualizar las tres componentes N, E y Z para cada una de las estaciones en el caso que hayan funcionado adecuadamente (Fig. 2.3.1). En los 5 meses que se procesaron para este estudio, las estaciones no presentaron inconvenientes (excepto CABP, después de enero y las componentes horizontales de los OBS que son muy ruidosas).

Cada sismograma fue visualizado cuidadosamente con el objeto de identificar los tiempos de llegada de las ondas P y S. En todo momento se tuvo en cuenta varios factores que contaminan el sismograma como: el ruido sísmico, las refracciones, las fases convertidas (P se puede convertir en S y S en P) y la energía de las ondas que se pueden dispersar por causa de heterogeneidades de velocidad (contribuyen en la construcción de la coda de la onda P y contaminan la llegada de la onda S). Estos son factores que intervienen en la forma del registro y el análisis efectivo de la señal sísmica.

Es así que en este trabajo se hizo necesario el uso de filtros de frecuencia, para identificar y determinar de manera confiable las fases de las ondas que son de interés.

Los filtros resultaron en una útil herramienta en aquellos casos donde el ruido sísmico era muy alto. Estas herramientas digitales tienen el propósito de remover o atenuar a un nivel mínimo de amplitud parte del espectro de frecuencias del registro digital. De acuerdo a la parte del espectro que dejan pasar y a que parte atenúan, estos se pueden clasificar en tres tipos:

- **Filtro pasa alto:** este filtro remueve la señal cuya frecuencia está por debajo de la frecuencia de corte (quitamos bajas frecuencias).
- **Filtro pasa bajo:** este filtro está caracterizado por atenuar las frecuencias mayores a la frecuencia de corte (quitamos altas frecuencias).
- **Filtro pasa banda:** es un filtro que deja pasar un determinado rango de frecuencias y atenúa el resto.

La operación de filtrado es común en la lectura de señales sísmicas. De esta manera, se procedió a determinar los primeros arribos de las fases sísmicas.

1.1. Picado de la onda P

En el caso de tener una señal sísmica de buena calidad y sin la presencia o muy poco ruido, se realizaron sucesivos aumentos o zoom de la imagen de la componente vertical, con el fin de seleccionar con mayor precisión la llegada de la onda (Fig. A2.3.1).

Por el contrario, cuando no se podía identificar muy claramente la llegada de la onda y el ruido sísmico era muy alto, se aplicó un filtro pasa banda de 1 al 10. Los mismos ayudaron a determinar la búsqueda del arribo de dicha onda.

Los picados se realizaron en lo posible sin la utilización de un filtro. En algunos casos extremos cuando la señal sísmica era muy perturbada, se empleó un filtro para picar la onda.

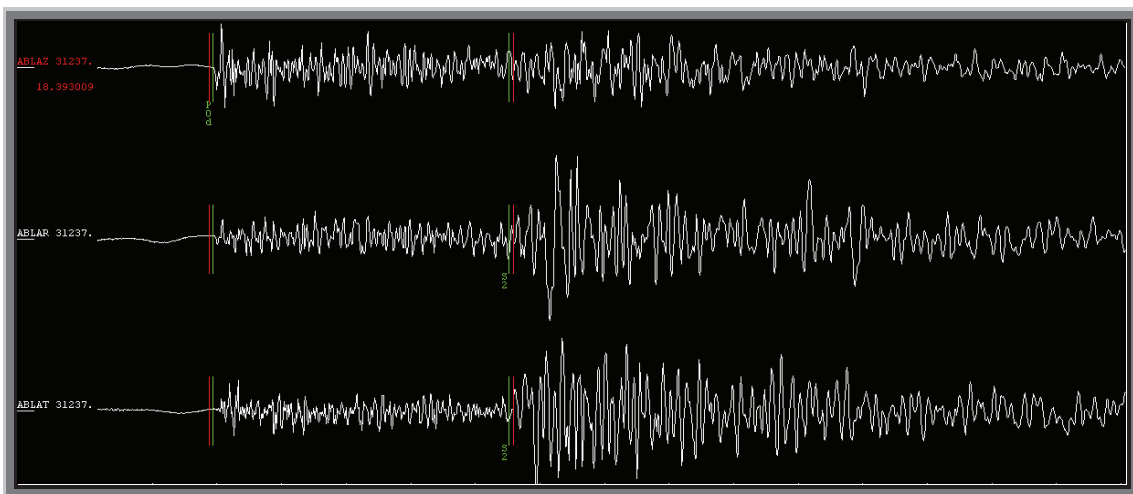


Figura A2.3.1 Ejemplo de picado de los tiempos de llegada de las ondas P y S con su peso correspondiente (verde). Tiempo de llegada sintético calculado en base al modelo de velocidades (rojo). Evento registrado en la estación ABLA el 20 de Enero del 2013 a las 05:52:45 horas usando el programa DEPNET (M. Regnier, com. personal).

1.2. Picado de la onda S

El proceso de picado es similar al de las ondas P. El arribo de las ondas S es mucho más difícil de estimar debido a una alta contaminación por la superposición con el resto de fases intermedias o la coda de la onda P que arriba antes de la onda S (Fig. A2.3.1). En algunos casos, se optó por no picarla con el fin de no sumarle error al proceso.

Para calcular el tiempo de llegada de la onda S, se utilizaron filtros idénticos a la onda que arriba primero. El picado de las fases se hizo sobre los componentes horizontales (Fig. A2.3.1).

2. Peso de la lectura del tiempo de llegada

A cada lectura, se le atribuye un peso que refiere a la calidad de esta lectura. El valor de 0 es para una fase muy impulsiva donde el arribo de la onda es muy claro y el valor de 4 es para una lectura demasiado incierta para ser usada en el proceso de localización.

Las ondas P fueron cuantificadas con pesos desde 0 a 4, mientras que para las ondas S tienen pesos que varían principalmente entre los valores de 2 a 4. Estos valores pueden variar dependiendo de la observación y estimación de cada lector (Fig. A2.3.2).

3. Polaridad

Los primeros movimientos (o polaridades) de las ondas P de un sismo se reparten en 4 cuadrantes de manera muy específica y que depende del movimiento en la falla (Fig. A2.3.2). Estos permiten calcular mecanismos focales debido a una doble pareja de fuerzas con dirección opuesta que ocurre en la fuente durante la ruptura (*double couple forces*). En el programa DEPNET, nosotros determinamos si el primer movimiento de la onda P es hacia arriba o hacia abajo. Esto ocurre porque el primer movimiento es compresional (material inicialmente desplazado hacia la estación), o dilatacional (material inicialmente alejándose de la estación) según la dinámica de la falla.

Las polaridades que se obtuvieron en cada uno de las estaciones, se realizaron únicamente sin utilizar un filtro y en el caso que la llegada de la onda sísmica P era evidente.

Debido a falta de tiempo, la construcción de mecanismos focales no se logró hacer pero las polaridades si fueron picadas.

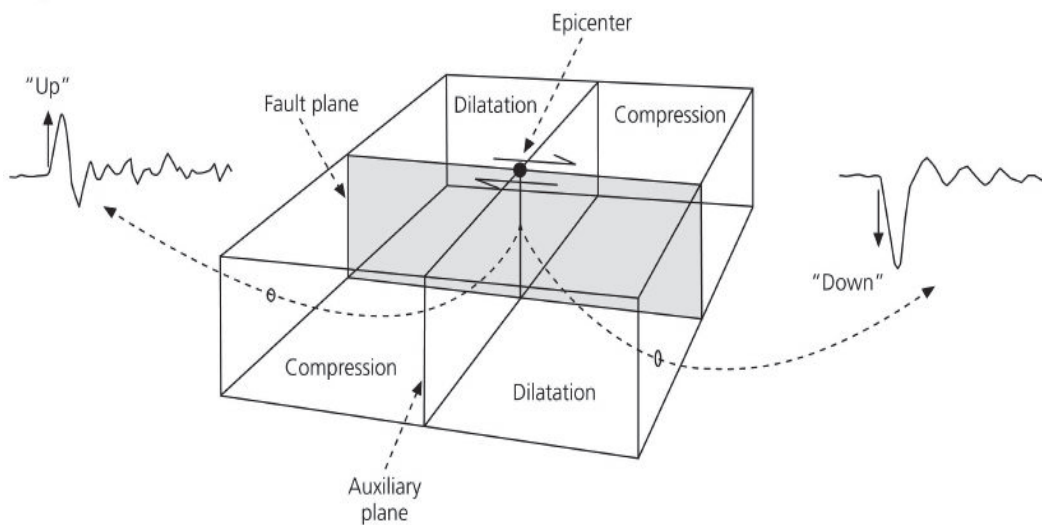


Figura A2.3.2 Ejemplo de primeros movimientos de las ondas P observados en sismómetros ubicados en 2 cuadrantes (hacia arriba – up – en el cuadrante en compresion y hacia abajo – down – en el cuadrante en dilatación, Stein y Wysession, 2003).

ANEXO 3. Residuos de tiempo de trayecto con una técnica de minimización de residuos y con el modelo de velocidad estándar

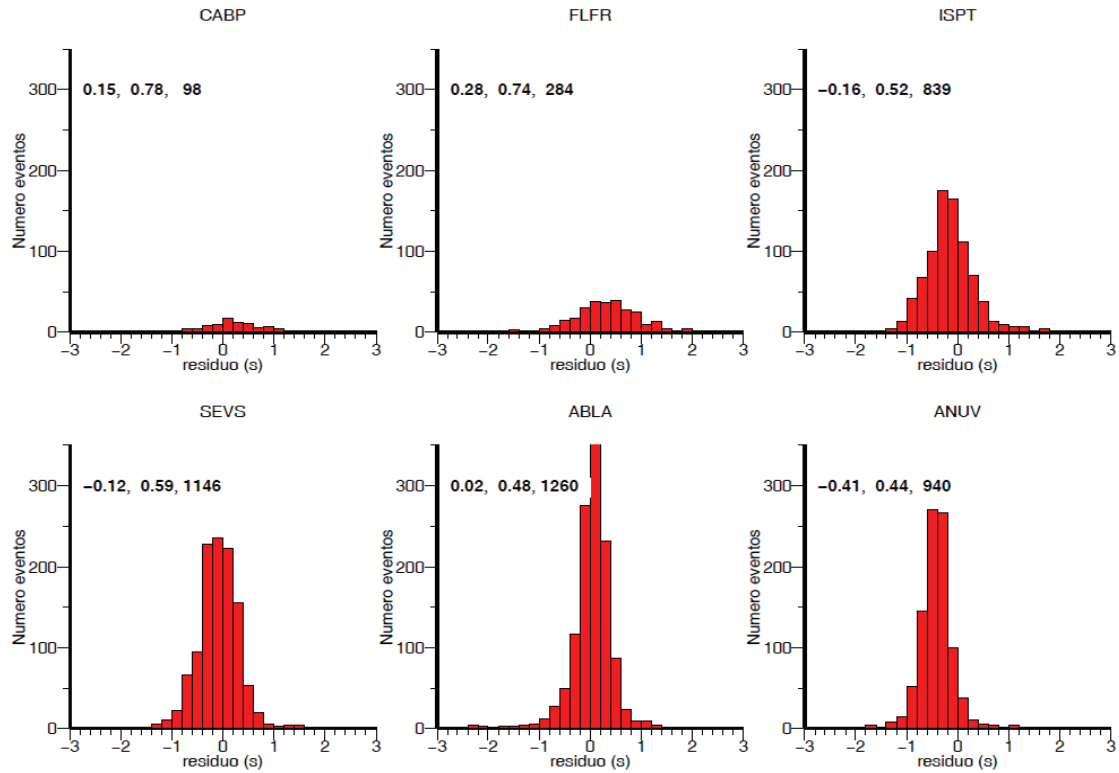
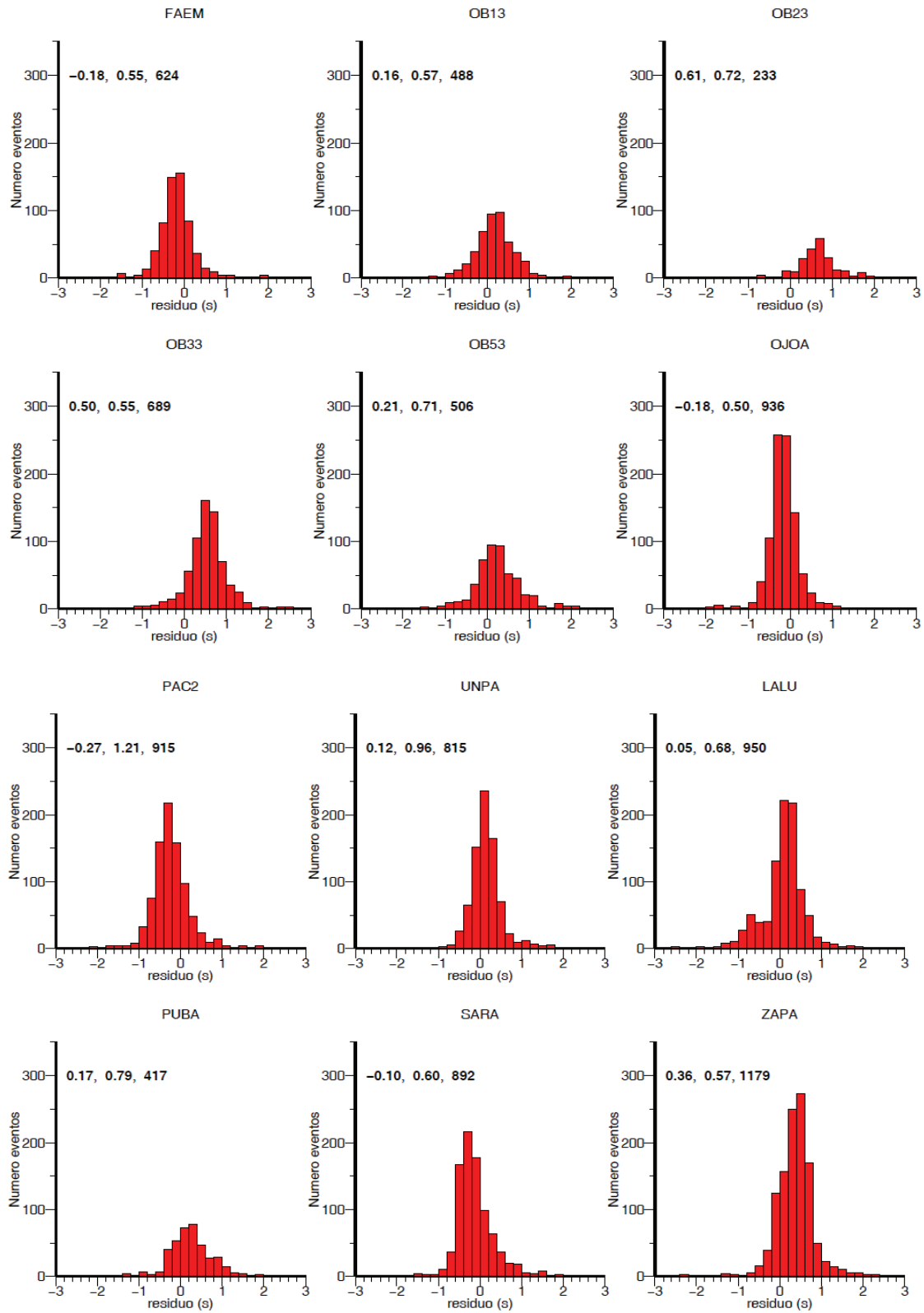


Figura A3.1 Histograma de los residuos de tiempo de trayecto de las ondas P para cada una de las estaciones utilizadas con la técnica DEPNET y con el modelo de velocidad estándar (los números indican el residuo promedio (s), desviación estándar (s) y número de eventos respectivamente). Caso: PS_con_1DST_NETL. (la figura continua en la página siguiente).



ANEXO 4. Residuos de tiempo de trayecto con una técnica de minimización de residuos y con el modelo de velocidad Ponce (2014)

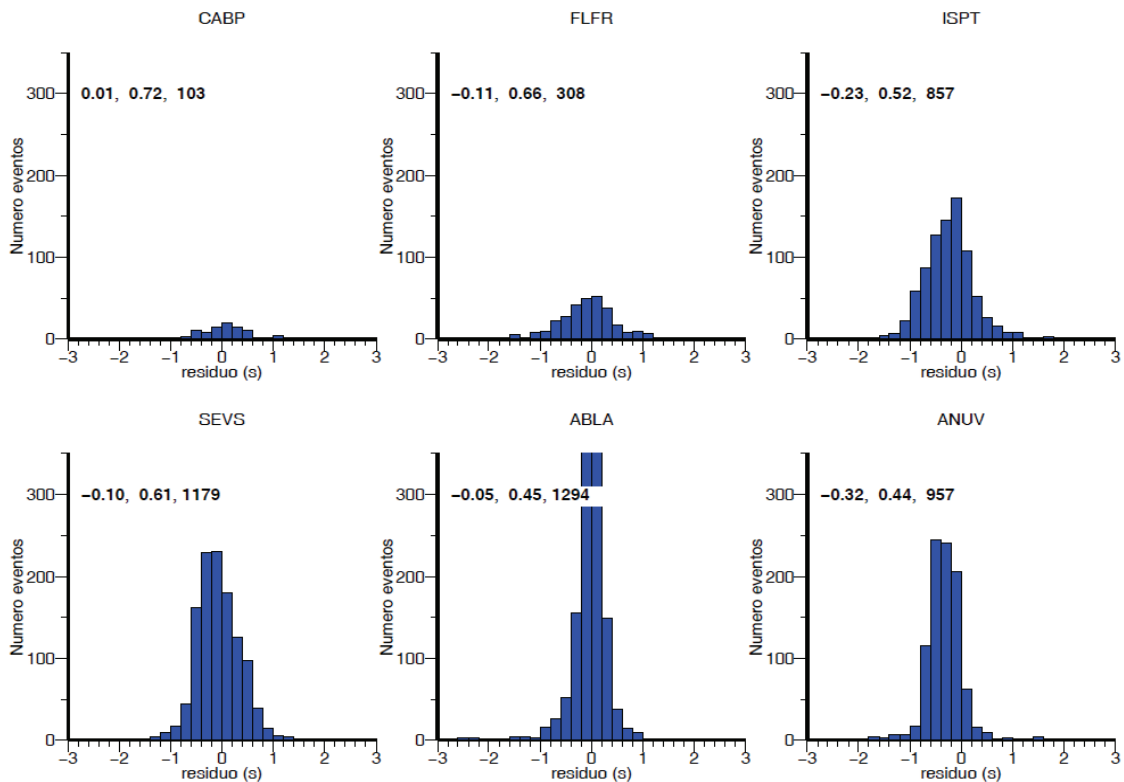
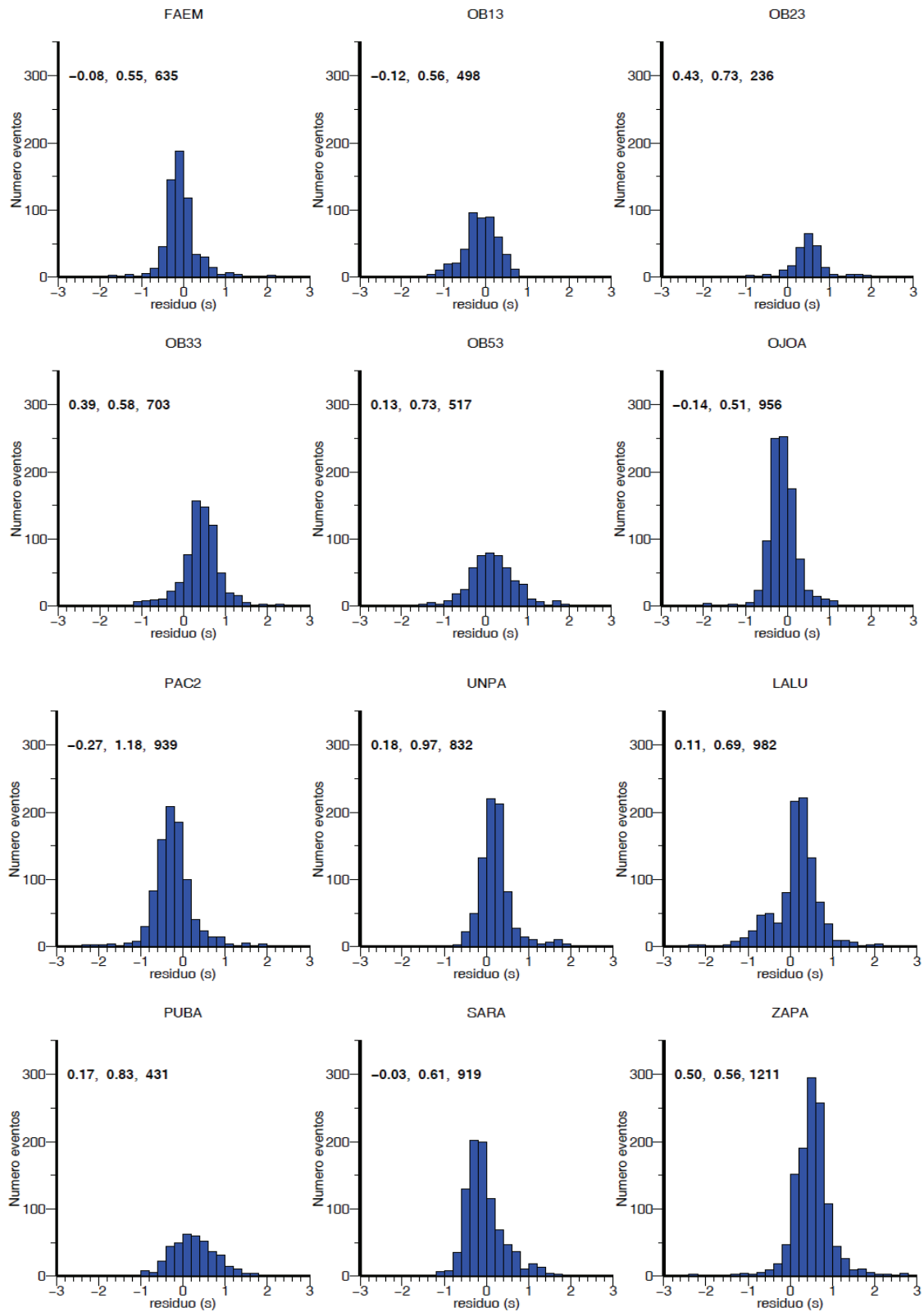


Figura A4.1 Histograma de los residuos de tiempo de trayecto de las ondas P para cada una de las estaciones utilizadas con la técnica DEPNET y con el modelo de velocidad de Ponce (2014) (los números indican el residuo promedio (s), desviación estándar (s) y número de eventos respectivamente). Caso: PS_con_1DGP_NETL. (La figura continua en la página siguiente).



ANEXO 5. Residuos de tiempo de trayecto con la técnica MAXI y con el modelo de velocidad MAXI-3D-FY (Font et al., 2013)

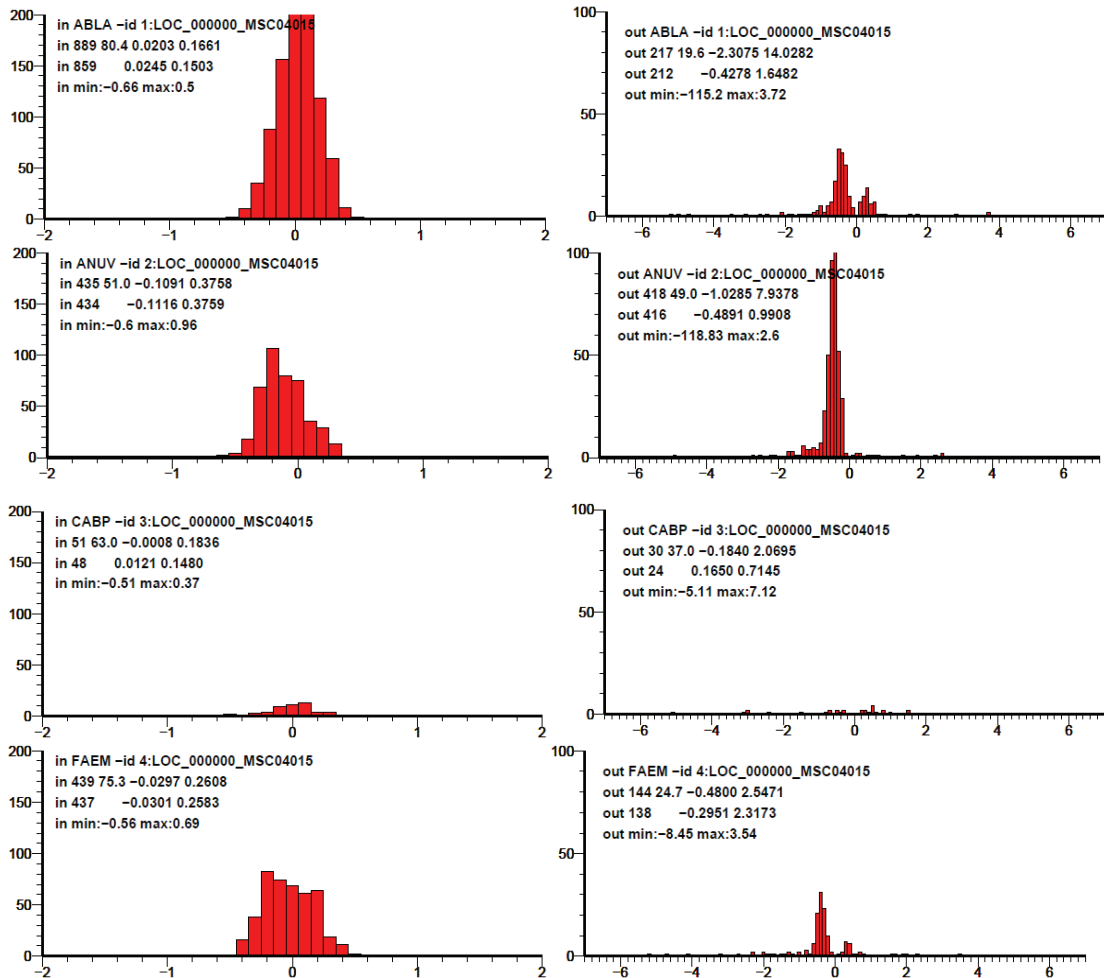
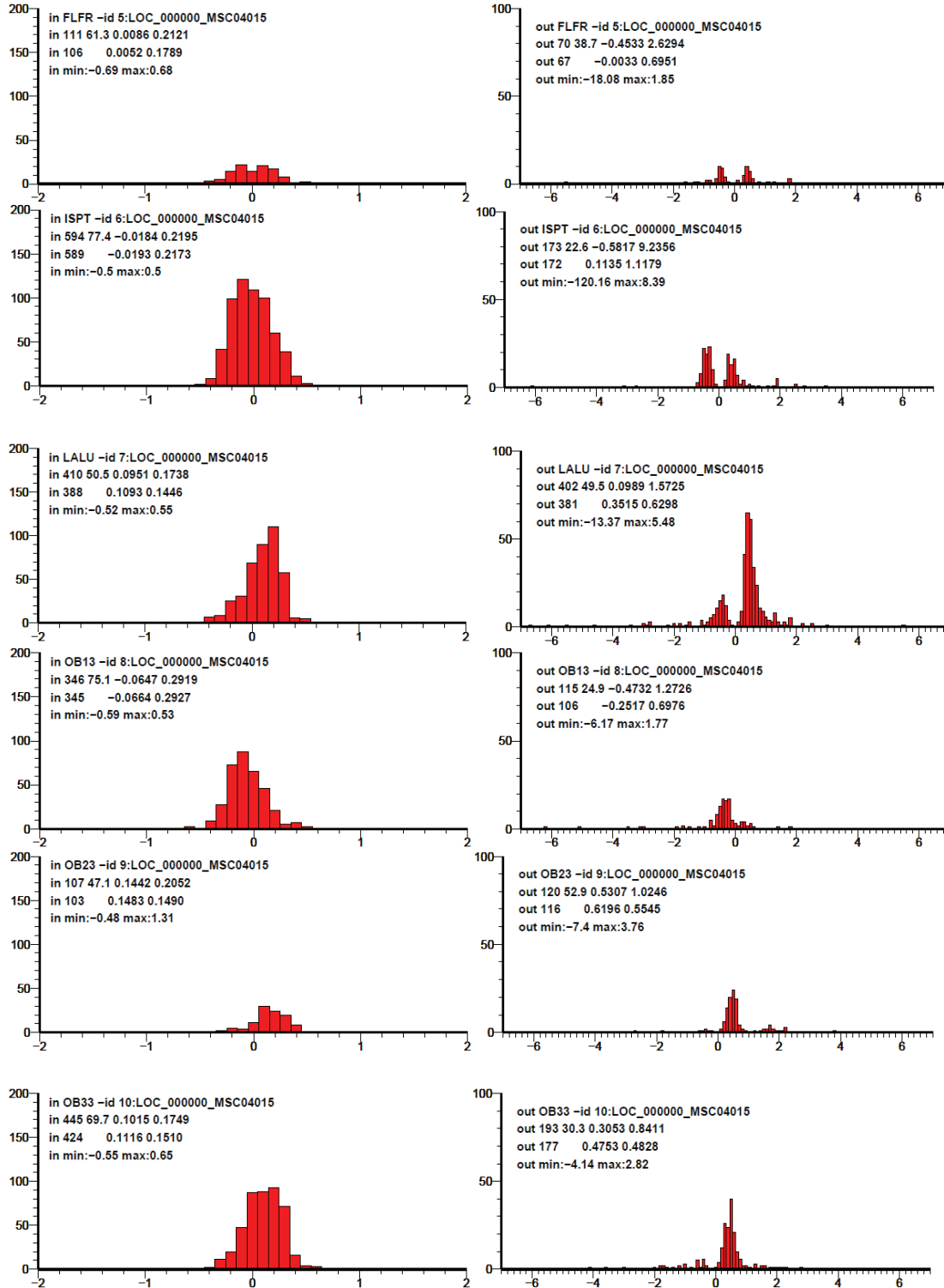
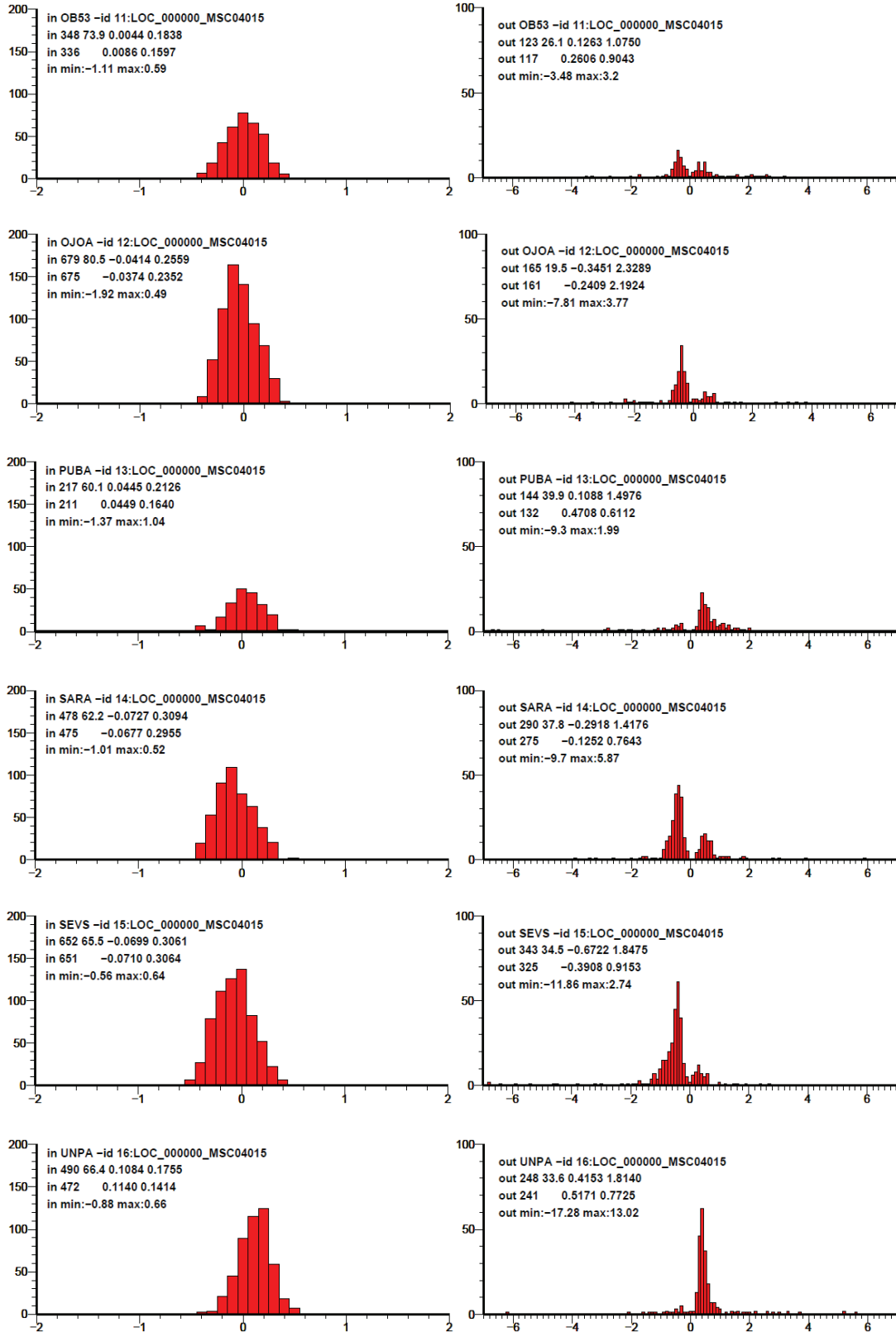
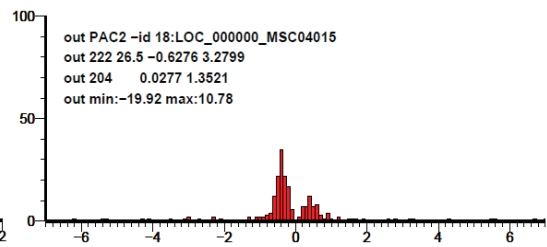
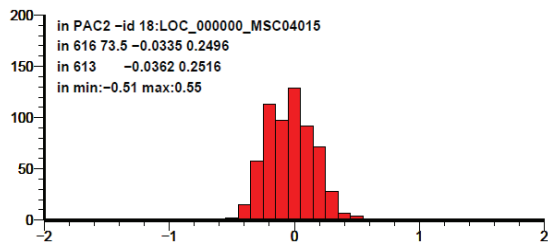
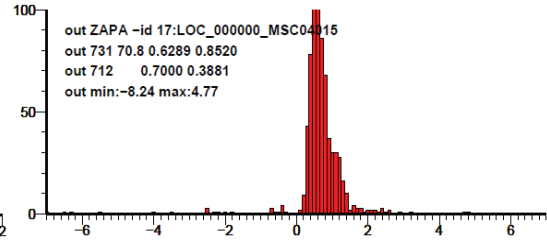
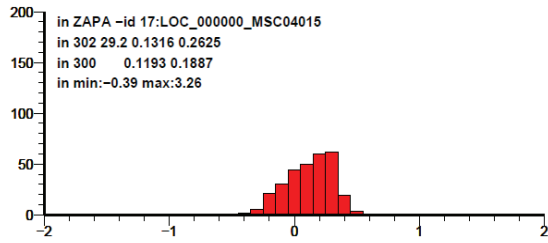


Figura A5.1 Histograma de residuos de tiempos de trayecto (en s) para EDT-in (columna izquierda) y EDT-out (columna derecha) a cada estación utilizando el MV-3D-FY (los números dentro de cada histograma indican: línea 1: nombre de la estación, línea 2: número y porcentaje de eventos, residuo promedio, desviación estándar; línea 3: mismos números para una selección de datos comprendido a ± 2 valores de desviación estándar alrededor del promedio; línea 4: residuo mínimo y máximo). La figura continua en 3 páginas.







ANEXO 6. Residuos de tiempo de trayecto con la técnica MAXI y con el modelo de velocidad MAXI-3D-FC

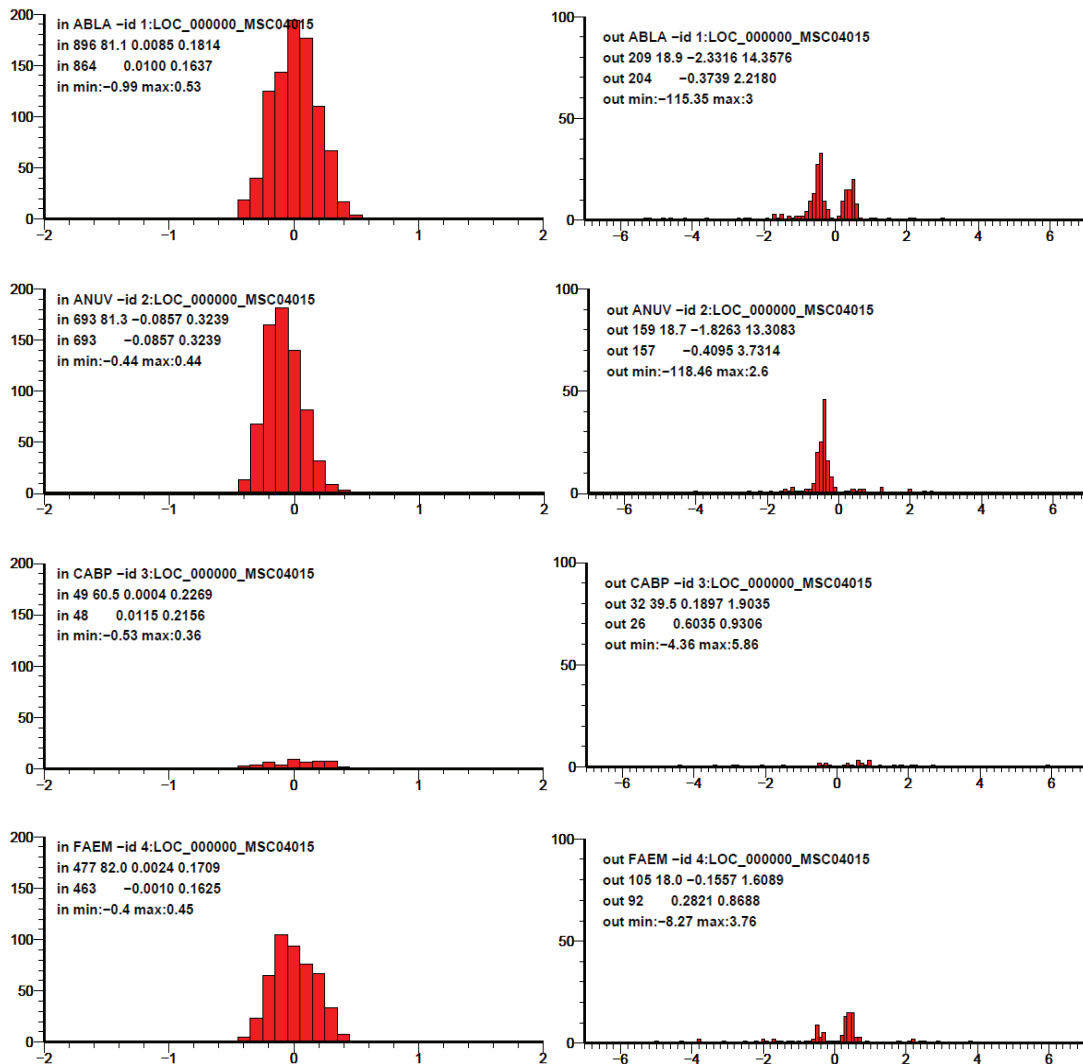


Figura A6.1 Histograma de residuos de tiempos de trayecto (en s) para EDT-in (columna izquierda) y EDT-out (columna derecha) a cada estación utilizando el MV-3D-FC (los números dentro de cada histograma indican: línea 1: nombre de la estación, línea 2: número y porcentaje de eventos, residuo promedio, desviación estándar; línea 3: mismos número para una selección de datos comprendido a +/- 2 valores de desviación estándar alrededor del promedio; línea 4: residuo mínimo y máximo). La figura continua en 3 paginas.

