

## Sismicidad e implicaciones estructurales en el área de Esmeraldas (Norte de Ecuador): a partir de los experimentos Sublime y Esmeraldas

Kevin Manchuel<sup>1</sup>, Bernard Pontoise<sup>1</sup>, Nicole Béthoux<sup>1</sup>, Marc Régnier<sup>2</sup>, Yvonne Font<sup>1</sup>, Vallentí Sallares<sup>3</sup>, Jordi Díaz<sup>4</sup>, Patricia Arreaga-Vargas<sup>5</sup>, Tony Monfret<sup>2</sup>, Hugo Yépes<sup>6</sup>

<sup>1</sup> GéoAzur, Université de Nice Sophia-Antipolis, IRD, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Villefranche sur mer, France

<sup>2</sup> UGéoAzur, Université de Nice Sophia-Antipolis, IRD, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Sophia-Antipolis, Valbonne, France

<sup>3</sup> Unidad de Tecnología Marina, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Passeig Maritim de la Barceloneta, 37, 08003 Barcelona, España

<sup>4</sup> Dpt. Geofísica y Tectónica Institut de Ciències de la Terra 'Jaume Almera' IJA-CSIC, Lluís Solé i Sabaris s/n, 08028 Barcelona, España

<sup>5</sup> Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR) Guayaquil, Ecuador

<sup>6</sup> Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) Quito, Ecuador

### Resumen.

La localización exacta de los terremotos costa afuera y en tierra es un desafío a largo plazo para la comunidad científica, y este problema es de particular interés en las regiones de subducción como el margen activo de Ecuador-Colombia, donde grandes terremotos y tsunamis han ocurrido. En el norte de Ecuador, la sismicidad no está bien precisada debido a la ausencia de registros sísmicos entre la costa y los Andes. Por lo tanto, algunos problemas importantes, como la geometría del slab, no están resueltos aún. Nosotros proponemos aquí estudiar la sismicidad de la región de Esmeraldas (norte de Ecuador), usando datos de dos experimentos sismológicos locales, SUBLIME y ESMERALDAS, llevados a cabo en esta parte de Ecuador. Estos fueron conducidos respectivamente en 1998 y 2005, y durante ambos experimentos, estaciones en tierra y OBS (Sismómetros de Fondo Oceánico) fueron desplegados simultáneamente. Las redes de SUBLIME y ESMERALDAS cubrieron juntas una gran área, extendiéndose desde el margen hasta la Cordillera. Hemos localizado eventos registrados usando diferentes modelos de velocidad de acuerdo a las áreas geológicas y topográficas. Los modelos de velocidad usados fueron derivados a partir de perfiles sísmicos de gran ángulo a través del margen norte ecuatoriano, y de un modelo de velocidad terrestre global. Nuestros resultados muestran que el Límite Superior pendiente arriba (UdL) de la zona sismogénica está localizado a una profundidad superficial de ~10 Km, 40 Km al Este de la Fosa. Utilizando resultados anteriores de sísmica activa y nuestras localizaciones, determinamos una inclinación del slab de 10° al nivel de la fosa que aumenta a 25°-30° en la parte profunda hasta 120km de profundidad por debajo de la Cordillera Occidental. Hemos también notado la presencia de una intensa y densa deformación en la parte superior, desde los 40Km al Este de la Fosa hasta la Cordillera. El conocimiento de los patrones de sismicidad en las zonas de subducción, como la localización del UdL, es un parámetro clave para la determinación de los riesgos sísmicos y de tsunamis.

## Abstract.

Accurate location of offshore and onshore earthquakes is a long-time challenge in the scientific community and this problem is of particular interest in subduction regions like the active Ecuador-Colombian margin, where great earthquakes and tsunamis occurred. In the north of Ecuador, the seismicity is not well constrained because of a lack of recorded seismicity between the coast and the Andes. Therefore, some major problems, like geometry of the slab, are not resolved yet. We propose here to study the seismicity of the Esmeraldas region (north Ecuador), using data of two local seismological experiments, SUBLIME and ESMERALDAS, carried out in this part of Ecuador. They were conducted respectively in 1998 and in 2005 and during both experiments, land stations and OBSs (Ocean bottom seismometers) were deployed simultaneously. Together SUBLIME and ESMERALDAS networks cover a large area, stretching from the margin up to the Cordillera. We locate recorded events using different velocity models according to geological and topographical areas. The velocity models used were derived from wide-angle seismic profiles across the north Ecuadorian margin, and from a global earth velocity model. Our results show that the Updip Limit (UdL) of the seismogenic zone is located at a shallow  $\sim 10$  km depth, 40 km east of the trench. Using active seismic tomography of previous study and our location results we show a  $10^\circ$  dipping slab in the trench area, increasing to  $25^\circ$ - $30^\circ$  down to 120km depth beneath the western Cordillera. We also note the presence of an intensive thick deformation in the upper, from 40km east of the trench until the cordillera. Knowledge of seismicity patterns in subduction zones, like the UdL location, is a key parameter for seismic and tsunami risk determination.

## 1. Marco geodinámico y sismológico

El margen Nor-Andino está siendo deformado por la subducción de la placa de Nazca (5-7 cm/año) a lo largo de una dirección  $N80^\circ$  (DeMets et al., 1990). La placa de Nazca transporta la Cordillera de Carnegie, una cordillera flotante de 200 Km de ancho (Figura 1), la cual subduce bajo el margen central ecuatoriano implicando una deformación cortical importante. El flanco norte de la Cordillera de Carnegie divide el margen de Ecuador-Colombia en dos dominios sísmica y tectónicamente opuestos (Collot et al., 2002; Collot et al., 2004; Gutscher et al., 1999; Pontoise y Monfret, 2004):

a) El segmento Norte que se extiende por lo menos a lo largo del área de ruptura del terremoto de 1906 (Norte de  $0.5^\circ N$ ) es subsidente, y 4 mega terremotos ocurrieron en la zona interplaca durante el siglo 20. La zona de ruptura de 500 Km de longitud (Kelleher, 1972) del evento de 1906 ( $M_w=8.8$ ) (Kanamori y Given, 1981; Kanamori y McNally, 1982) fue parcialmente reactivada por 3 eventos compresivos (Mendoza y Dewey, 1984) que ocurrieron en 1942 ( $M_w=7.8$ ) (Swenson y Beck, 1996), 1958 ( $M_w=7.7$ ) y 1979 ( $M_w=8.2$ ) (Beck y Ruff, 1984; Herd et al., 1981; Kanamori y McNally, 1982). La mayoría de las soluciones del Tensor de Momento-Centroide del catálogo de Harvard, durante el período 1976-2008 tienen un mecanismo de tipo compresional.

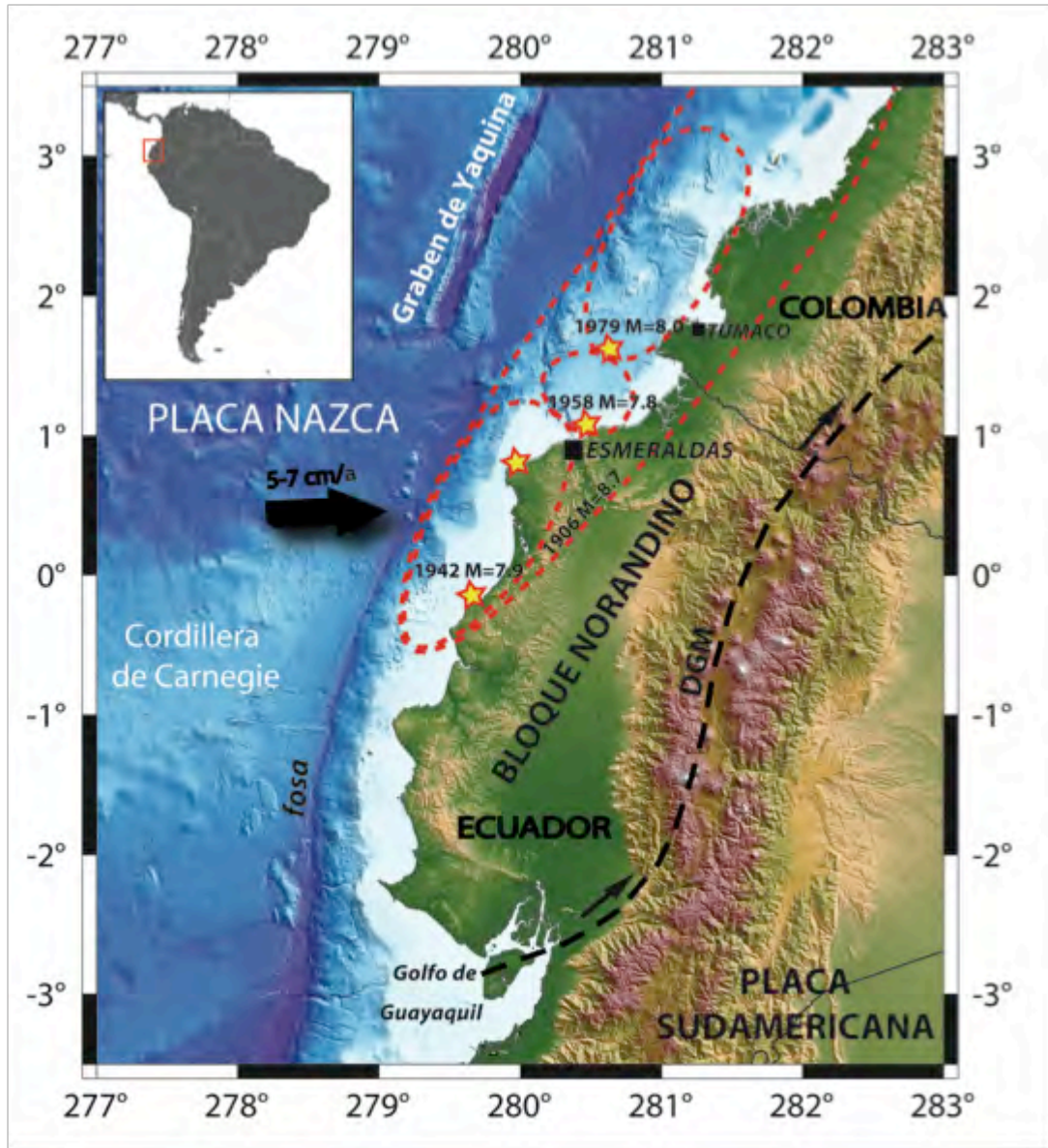
b) El segmento que se extiende desde los  $0.5^\circ N$  a  $2.5^\circ S$  está frente de Carnegie y es sometido a un levantamiento general. No se han registrado grandes terremotos durante el último siglo en este dominio y la sismicidad está organizada en enjambres de terremotos.

Usando estas observaciones, una probabilidad de 60% a 100% de ocurrencia de un gran terremoto superficial en la zona inter-placa fue estimada para el margen de Ecuador-Colombia (Nishenko, 1991). Nuestra área de estudio está localizada en la parte Norte de Ecuador, en los alrededores de la ciudad de Esmeraldas, la cual es un sitio con alta vulnerabilidad ocupada por 60 000 habitantes y con una refinería de petróleo. Por lo que, el reconocimiento de fallas activas y la comprensión de la sismicidad y geodinámica de esta región son cruciales.

Algunos experimentos de sísmica marina llevados a cabo durante la última década a lo largo del margen activo de Ecuador-Colombia, proporcionan un conocimiento detallado de la estructura del margen (Calahorrano, 2005; Collot et al., 2002; Collot et al., 2004; Gailler et al., 2007; Graindorge et al., 2004; Marcaillou et al., 2006; Sage et al., 2006). En el país, el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) mantiene una red sísmica regional (RENSIG) con la mayoría de los instrumentos localizados en el área volcánica. La ausencia de suficiente

instrumentación en la región ante-arco afecta la resolución de la determinación hipocentral en esta área. Hasta ahora, los catálogos globales proveen una imagen difusa de la sismicidad costera, y solo pocos estudios sismológicos fueron conducidos en la región de Esmeraldas (Guillier et al., 2001; Pontoise y Monfret, 2004). La pobreza de los datos de sismicidad entre la costa y la cordillera permite

a los autores proponer diferentes geometrías del slab en el norte de Ecuador. Algunos de ellos postulan un buzamiento del slab hacia el Este con un ángulo de 25° a 40° (Guillier et al., 2001; Pontoise y Monfret, 2004; Taboada et al., 2000) y otros sugieren un slab horizontal a una profundidad de 100Km (Gutscher et al., 1999; Gutscher et al., 2000).



**Figura 1.** Croquis geodinámico del margen activo ecuatoriano. La batimetría es tomada de Michaud et al. (2006). Las líneas punteadas representan la superficie de ruptura de los cuatro grandes terremotos de subducción que ocurrieron en el siglo 20, y las estrellas amarillas representan sus epicentros (Collot et al., 2002). El vector de movimiento de la Placa de Nazca es tomado de Trenkamp et al. [2002]. DGM= Megafalla Dolores-Guayaquil. El Bloque Nor-Andino está empezando a desplazarse hacia el noreste a lo largo de la DGM

Con el propósito de obtener una mejor definición de las zonas sísmicas en la región de Esmeraldas, adicionamos los datos a partir de dos redes temporales ubicadas entre el margen y los Andes. En efecto, ambos experimentos tienen desplegadas redes sismológicas terrestres y marinas, que permiten una buena cobertura azimutal. Nuestro propósito es evidenciar características regionales a lo largo del margen Norte ecuatoriano, debido a que los 3 meses de datos que hemos usado no nos permiten distinguir características a pequeña escala. La identificación de las principales fallas y sus mecanismos serán utilizados para caracterizar el estilo de la deformación a través de la determinación de tensores de esfuerzos regionales del margen activo y, después, caracterizar el marco de la geodinámica global del área.

## 2. Experimentos

El experimento SUBLIME (Pontoise y Monfret, 2004) fue conducido en 1998, usando el barco de investigación ANTEA del IRD (IRD: Instituto de Investigación para el Desarrollo). Durante un período de tres semanas, 15 OBS (Sismómetros de Fondo Oceánico – ver abajo para descripción de OBS) y 10 estaciones en tierra fueron desplegadas. Este experimento es parte de la colaboración entre Francia y Ecuador. Los trabajos fueron realizados en estrecha cooperación entre Géosciences Azur (CNRS, IRD, UNSA y UPMC), Villefranche sur mer, Francia, el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) de Quito, Ecuador y el Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR), Guayaquil, Ecuador.

Durante el experimento ESMERALDAS, conducido desde el 10 de Marzo al 14 de Junio del 2005, 26 OBS y 31 estaciones en tierra fueron desplegadas. Dos diferentes trayectos definen el experimento ESMERALDAS: durante el primero, el B/I L'Atalante investiga el área de estudio costa afuera y la red registró los disparos de cañón de aire de gran potencia a bordo del barco (18 000 disparos) a lo largo de diferentes líneas sísmicas cruzadas (~25). En la segunda parte, la red fue mantenida en el lugar hasta inicios de Junio para registrar la sismicidad local (sismología pasiva). Este proyecto es un trabajo de colaboración entre Francia, Ecuador, Colombia y España. Las instituciones científicas

implicadas en este proyecto son el Instituto Jaime Almera (IJA) y la Unidad Tecnológica del Mar (UTM) de Barcelona, en España, el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) de Quito, en Ecuador, el Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR) de Guayaquil, en Ecuador y el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) de Bogotá, en Colombia.

Este artículo presenta los resultados a partir de los análisis de los registros de la sismicidad natural, recopilados durante ambas fases de los experimentos ESMERALDAS y SUBLIME. El marco instrumental fue (ver figura 2 para la localización de las redes):

### a- Las estaciones marinas:

Durante el experimento SUBLIME, 15 OBS de corto período "UTIG-ORSTOM" fueron desplegadas. Ver Pontoise y Monfret (2004) para informaciones técnicas. Dos tipos de instrumentos fueron desplegados durante el crucero ESMERALDAS. 7 OBS de corto período "UTIG-ORSTOM" más 19 OBS HYPOCAMPE, una nueva generación de OBS recientemente desarrollados en el IRD (UMR Geosciences Azur) (Hello et al., 1992). La duración del registro fue incrementada hasta 6 meses y el registro dinámico hasta los 24 bits. 9 de estos OBS pueden ser equipados con sensores marinos de banda ancha Guralp GMG40T 3C y 10 con geófonos Mark Products 4.5Hz.

### b- Las estaciones en tierra:

Durante SUBLIME, 6 estaciones LEAS "HATHOR" y 4 estaciones telemétricas fueron desplegadas todas equipadas con sensores de banda corta 3C. Durante ESMERALDAS, 31 estaciones fueron desplegadas juntas. 10 estaciones son "HATHOR" y 21 son AGEODAGIS "TITAN". Sus dinámicas son de 24 bits. Los sensores fueron:

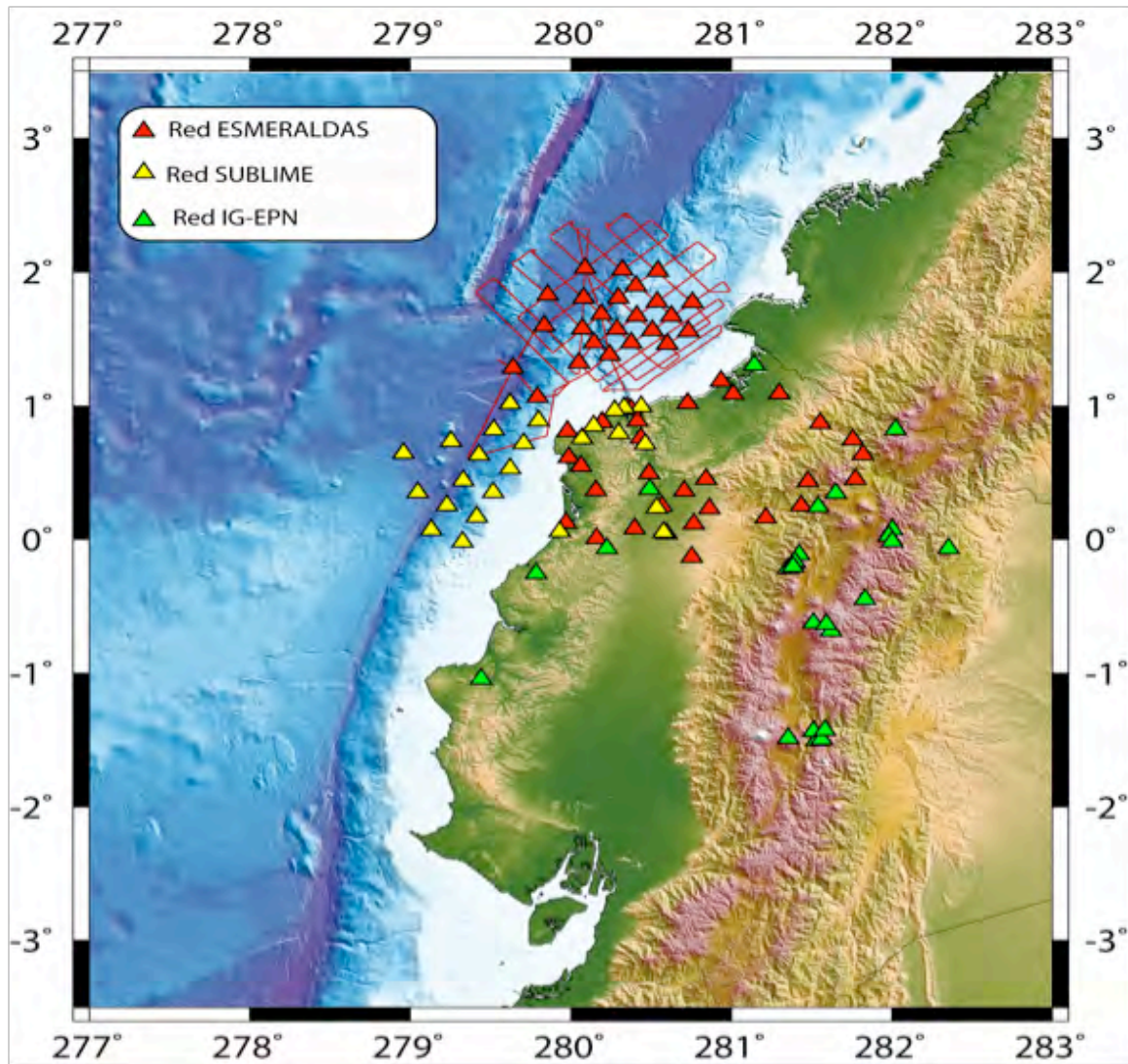
- banda ancha (BB): 2 CMG 3, 4 CMG40 (Guralp)
- período intermedio: 8 Lennartz-10s, 14 Lennartz-5s
- corto período: 3 Mark Products L4C-1s

Cada estación fue equipada con un reloj GPS que proveía el tiempo absoluto continuamente y la localización exacta de la estación.

Para la mayoría de las estaciones buscamos espacios tranquilos, lejos de los caminos y en las afueras de las ciudades. El uso de sensores de banda ancha implicó instalar cuidadosamente las

estaciones en el campo. Por lo tanto cavamos un hueco, de alrededor de un metro de profundidad, y construimos un pilote de concreto para instalar el sensor, el cual fue cerrado herméticamente en un

barril de plástico. Escogimos una tasa de muestreo de 125 puntos por segundo. Los datos fueron colectados una vez al mes cuando se visitaban las estaciones.



**Figura 2.** Configuración de las redes sismológicas. La Batimetría está tomada de Michaud et al. (2006). Los triángulos rojos indican las estaciones de ESMERALDAS. Los triángulos amarillos muestran las estaciones de SUBLIME. Los triángulos verdes indican las estaciones del IG-EPN usadas en este estudio. Las líneas rojas representan las líneas de la sismica activa.

### 3. Datos

Se detectaron los eventos sísmicos a partir de registros continuos, siguiendo dos metodologías: Durante SUBLIME hemos analizado los datos de cada uno de los OBS y extraímos eventos sísmicos identificados a partir de los registros de todas las estaciones (terrestres y marinos). 700 eventos fueron detectados y entre ellos, 117 fueron apropiadamente

localizados. Ver Pontoise y Monfret (2004) para la determinación de la calidad de los datos. Las casi continuas fuertes lluvias debidas al gran evento El Niño de 1997–1998, causó altos niveles de ruidos en las estaciones terrestres. Adicionalmente, inundaciones y deslizamientos hicieron difícil realizar un mantenimiento apropiado a la red. A pesar de esto, las estaciones en tierra registraron alrededor de 50 sismos.

Para los datos de ESMERALDAS, hemos aplicado primero un detector de eventos STA/LTA para el registro continuo desde las estaciones terrestres, fijando la condición de detecciones coincidentes en cuatro estaciones, y construyendo un catálogo de eventos. Luego usamos este catálogo para extraer los sismógrafos de cada estación (terrestres y marinos). También verificamos que este catálogo contenga todos los eventos sísmicos que fueron detectados anteriormente por la red RENSIG.

Adicionalmente hemos analizado visualmente los datos continuos de las dos mejores estaciones en tierra, y de cuatro OBS para encontrar otros pequeños eventos que no fueron identificados por el detector. Obtuvimos registros para 519 eventos correspondientes a eventos locales o regionales con el primer método y otros 946 con el segundo proceso. Finalmente 1091 eventos fueron estudiados y solo 544 pudieron ser localizados, de los cuales 364 mostraron un RMS mejor que 1 segundo.

Por otra parte, hemos extraído 53 eventos telesísmicos localizados en el catálogo mundial de Harvard, tanto para las estaciones en tierra y OBS BB. Estos registros son usados para los estudios de anisotropía y el conocimiento estructural profundo (función de transferencia). En este artículo solo nos focalizamos en la localización sísmica local.

#### 4. Técnicas de Localización

##### 4.1 Los algoritmos de localización

Numerosos códigos son publicados para localizar eventos sísmicos. La mayoría de ellos usan un modelo de velocidad promedio 1D, como el Hypo71 (Lee y Lahr, 1975), y el Hypocenter (Lienert et al., 1986). Algunos códigos más sofisticados permiten el uso de varios modelos de velocidad 1D, como el Hypoellipse (Lahr, 1999). Los pasos clásicos son de "pre-localizar" el evento con un código simple, usando un modelo apropiado 1D.

Este paso preliminar permite chequear la coherencia de los tiempos de llegada, leídos en los diferentes sismógrafos. Luego las localizaciones son mejoradas, usando códigos más sofisticados y la exploración del espacio modelo.

En el caso de la sismicidad del margen ecuatoriano, el medio es fuertemente heterógeno, variando desde la Fosa hasta los Andes. El uso de diferentes modelos de velocidades como una función de la localización de la estación es fuertemente recomendado.

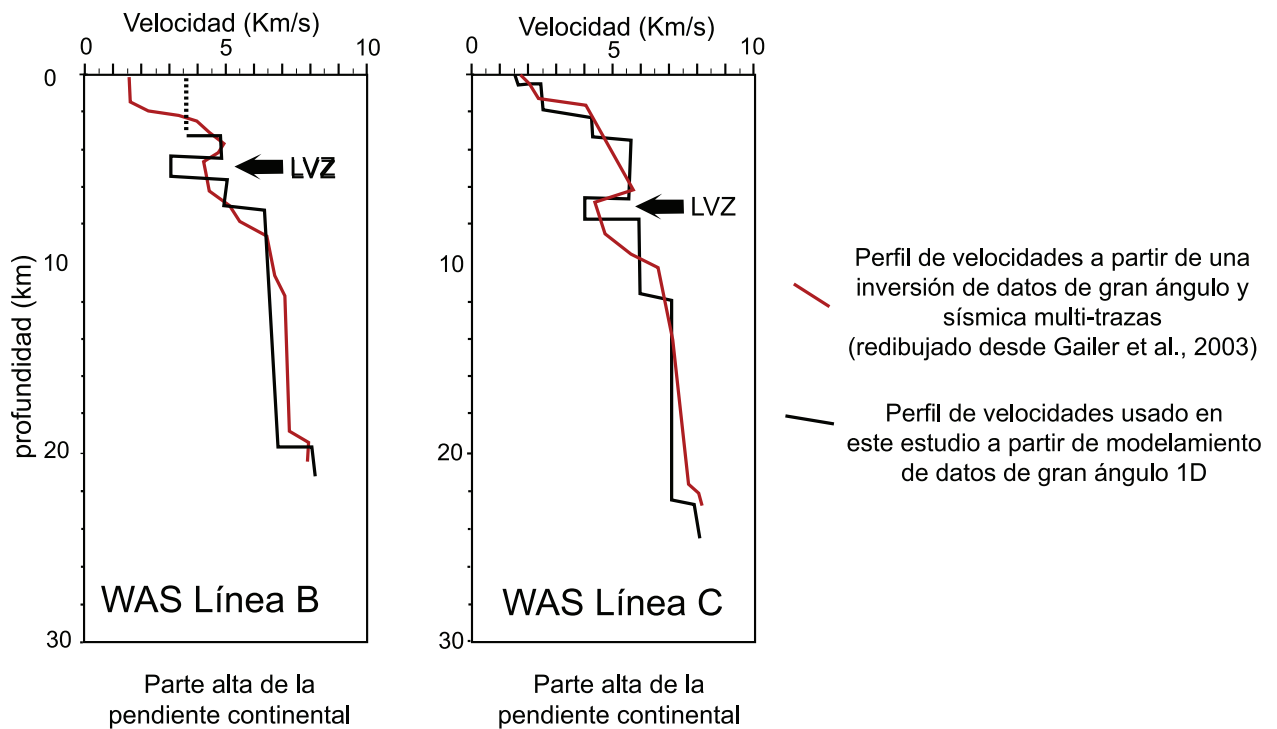
Hemos usado la herramienta SEISAN (Havskov y Ottemöller, 2000) para crear una base de datos, leer sismogramas y localizar eventos (código Hypocenter incluido en SEISAN). También leímos polaridades con el propósito de calcular los mecanismos focales con FOCMEC (Snoke et al., 1984). Sin embargo, los mecanismos focales no son presentados aquí debido a que tenemos todavía que precisar estos usando tasas de amplitud.

Luego hemos activado las localizaciones usando el código Hypoellipse (Lahr, 1999). Esta técnica de localización permite el uso de varios modelos de velocidad 1D, asignados a las estaciones ubicadas en diferentes regiones estructurales. El mismo código fue usado para procesar los datos del experimento SUBLIME.

##### 4.2 El modelo de velocidad

Cualquiera que sea el código de localización usado, los dos principales factores que permiten una buena localización son las coberturas azimutales de la red disponible, respecto al área sismogénica, y el modelo de velocidad.

Concerniente al experimento SUBLIME, Monfret y Pontoise (2004) discutieron la elección de sus modelos. Una interpretación preliminar de los datos de gran ángulo obtenidos durante el crucero SISTEUR en el 2000, en el área de Manta, 100 Km al Sur de la región de Esmeraldas, indica sin ambigüedad la presencia de una inversión de velocidad en la estructura de la velocidad del margen ecuatoriano. Esta inversión de velocidad es inferida por el análisis de una zona de sombra de alrededor de 1s en las secciones registradas, lo cual es interpretado como el resultado de un contraste de velocidad entre la placa superior y el tope de la placa oceánica de Nazca subductada. Modelos de velocidad de una dimensión son deducidos a partir de estos datos de gran ángulo y son usados para la localización de terremotos en el área de Esmeraldas (ver Figura 3). Esto mejora ampliamente las determinaciones de los parámetros hipocentrales.



**Figura 3.** Modelos de Velocidad deducidos a partir de los datos sísmicos de gran ángulo en el área de Manta, usados en las localizaciones de SUBLIME. Se extrapolaron estos modelos al área de Esmeraldas para mejorar las localizaciones. La imagen es de (Pontoise y Monfret, 2004).

Con respecto a ESMERALDAS, dos modelos de velocidad fueron usados. El modelo marino de velocidad es derivado a partir de perfiles sísmicos de gran ángulo a través del margen de Esmeraldas y aplicados a estaciones OBS (Agudelo, 2005; Gailler et al., 2007). El modelo tierra adentro, deducido de CRUST2.0 (un modelo de velocidad terrestre global especificado desde el grado $2^{\circ} \times 2^{\circ}$  (Bassin et al., 2000)), es para las estaciones en tierra, y pone la interface del Moho a una profundidad de 32 Km. Este valor aparece como un buen promedio entre la profundidad superficial del Moho bajo las estaciones costeras y su gran profundidad bajo la Cordillera (Tabla 1). Para los modelos marinos un valor  $V_p/V_s$  de 1.81 es deducido del estudio de Pontoise y Monfret, 2004. Para los modelos tierra adentro hemos chequeado valores  $V_p/V_s$  desde 1.74 hasta 1.81 y concluimos que el mejor es 1.78.

## 5. Resultados y discusión

La Figura 4a muestra la distribución epicentral de 481 eventos localizados obtenidos usando los datos

de SUBLIME y ESMERALDAS y los cuales exhiben un RMS mejor que 1 segundo. La Figura 4b muestra la proyección de los hipocentros sobre un plano vertical  $N115^{\circ}$ , normal a la Fosa. La buena cobertura de la red de ESMERALDAS permitió obtener una buena precisión de la distribución de la sismicidad en la placa sobreyacente y en el slab, a lo largo del margen Norte ecuatoriano, desde la superficie hasta los 120 Km de profundidad hacia abajo.

Inmediatamente al Oeste de la fosa, una actividad microsísmica es observada (Figuras 4 y 5). Pontoise y Monfret (2004) propusieron que esta actividad sísmica refleja el curvamiento de la placa cuando entra a la zona de subducción. Las localizaciones epicentrales obtenidas durante el experimento ESMERALDAS confirman la presencia de un enjambre sísmico al Oeste de la Fosa. La profundidad del enjambre alcanza 40 Km y puede también estar relacionado con el curvamiento del slab. Algunos terremotos profundos en este enjambre están asociados a la calidad D y no son confiables. Consecuentemente no consideramos estos datos en nuestra interpretación.

**Tabla 1a.** Modelo de velocidad de ondas P para la inversión de hipocentros de los datos de OBS (Agudelo, 2005 y Gailler et al., 2007). Modelo de velocidad de las ondas S obtenido con una relación  $V_p/V_s$  de 1.81

Z (km)	$V_p$
0.0	2.8
3.0	5.0
8.0	6.3
17.0	8.15

**Tabla 1b.** Modelo de velocidad de ondas P para la inversión de hipocentros de los datos de las estaciones en tierra (Bassin et al., 2000). Modelo de velocidad de las ondas S obtenido con una relación  $V_p/V_s$  de 1.78.

Z (km)	$V_p$
0.0	2.5
0.5	4.0
1.0	6.0
11.0	6.6
22.0	7.2
32.0	8.15

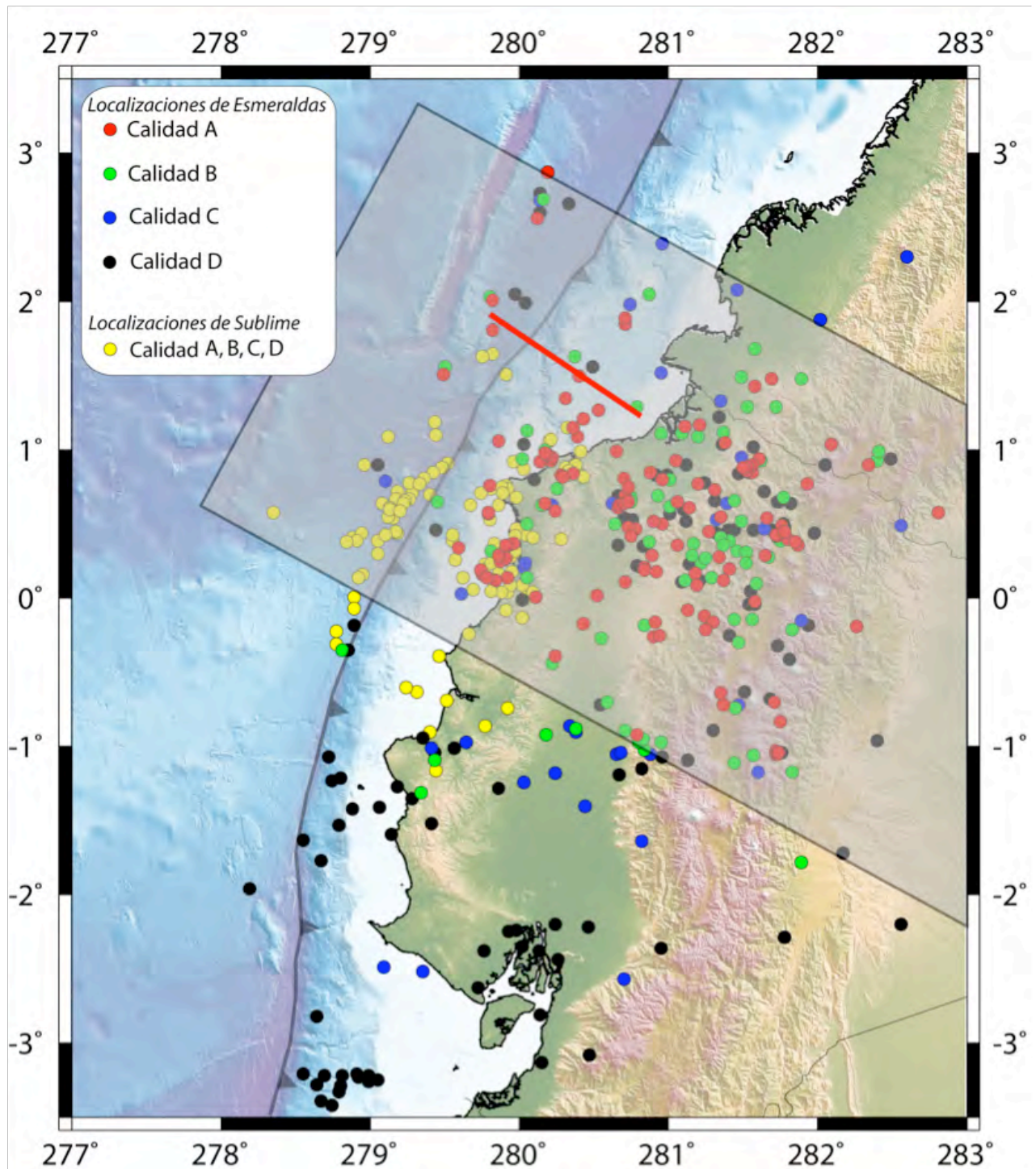
Desde la Fosa hasta los ~40Km hacia tierra, ninguna sismicidad es detectada. A esta distancia de la Fosa, la sismicidad observada está localizada a una profundidad de ~10Km (Figuras 4b y 5). Esta observación muestra que, al este de la Fosa, hay muy poca actividad sísmica dentro de los pocos kilómetros más superficiales de la zona interplaca.

Hemos interpretado esta distribución de terremotos superficiales como una indicación de la profundidad del Límite superior pendiente arriba (UdL) de la zona sismogénica (Tichelaar y Ruff, 1991). El UdL en la región de Esmeraldas está localizado a una profundidad superficial (~10 Km) comparada con aquella en el Norte de Chile (~20 Km) (Hussen et al, 1999). Como el UdL es un parámetro clave para la generación de tsunamis, la profundidad superficial del UdL incrementa el riesgo sísmico y de tsunamis en el norte de la región ecuatoriana. Dos tsunamis

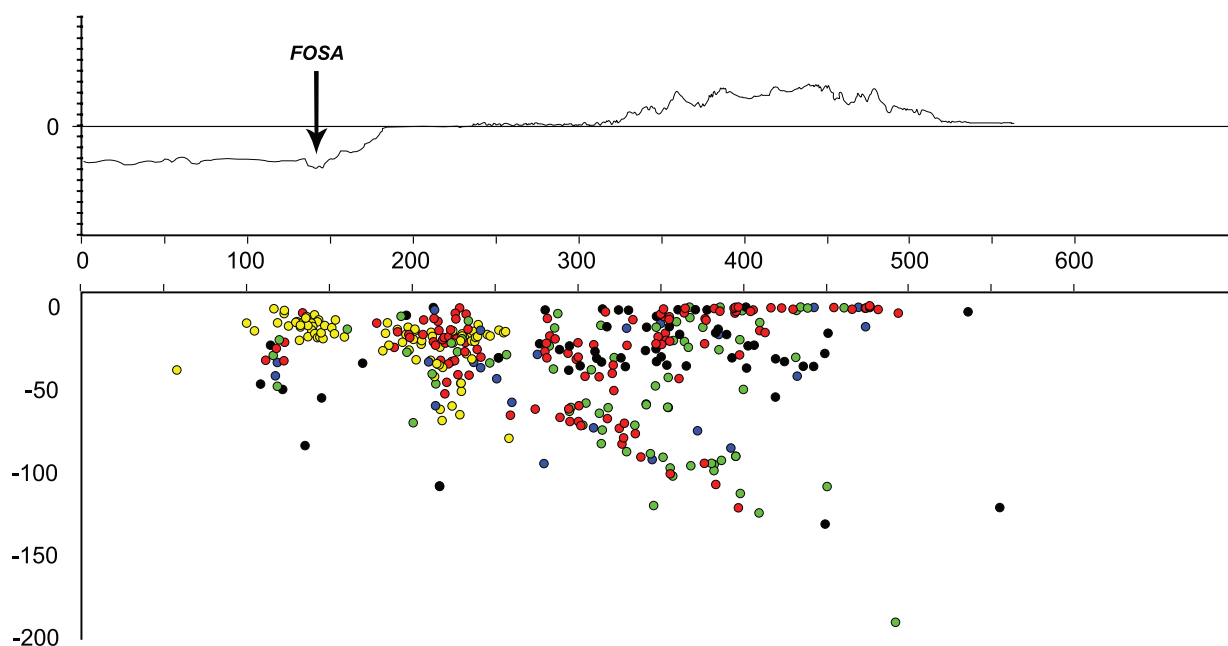
históricos, asociados con los terremotos de 1906 y 1979 están en buen acuerdo con nuestra proposición. Adicionalmente a la generación co-sísmica, el tsunami puede ser amplificado por deslizamientos submarinos activados por terremotos.

Debido a la escasez de datos tierra adentro, algunos autores no observaron una sismicidad cortical en la placa superior en la región de Esmeraldas (Guillier et al., 2001; Pontoise y Monfret, 2004). Además, no se han determinado profundidades confiables para terremotos corticales dentro de la placa superior. Por lo tanto estos autores postulan que el bloque costero de Ecuador, compuesto de varios bloques oceánicos acrecionados (Cediel et al., 2003; Kerr et al., 2002), actúa como un cuerpo no deformable. Nuestros datos muestran una compleja distribución de la sismicidad en la placa superior alternando vacíos y pequeños grupos.





**Figura 4A.** Mapa de epicentros. Los círculos amarillos son localizaciones obtenidas usando los datos de SUBLIME, y los círculos rojo, verde, azul y negro representan la calidad de las localizaciones de ESMERALDAS. Las áreas grises muestran el ancho de la sección transversal b. La línea roja es la traza en superficie del perfil sísmico de gran ángulo de Gailler et al. (2007).



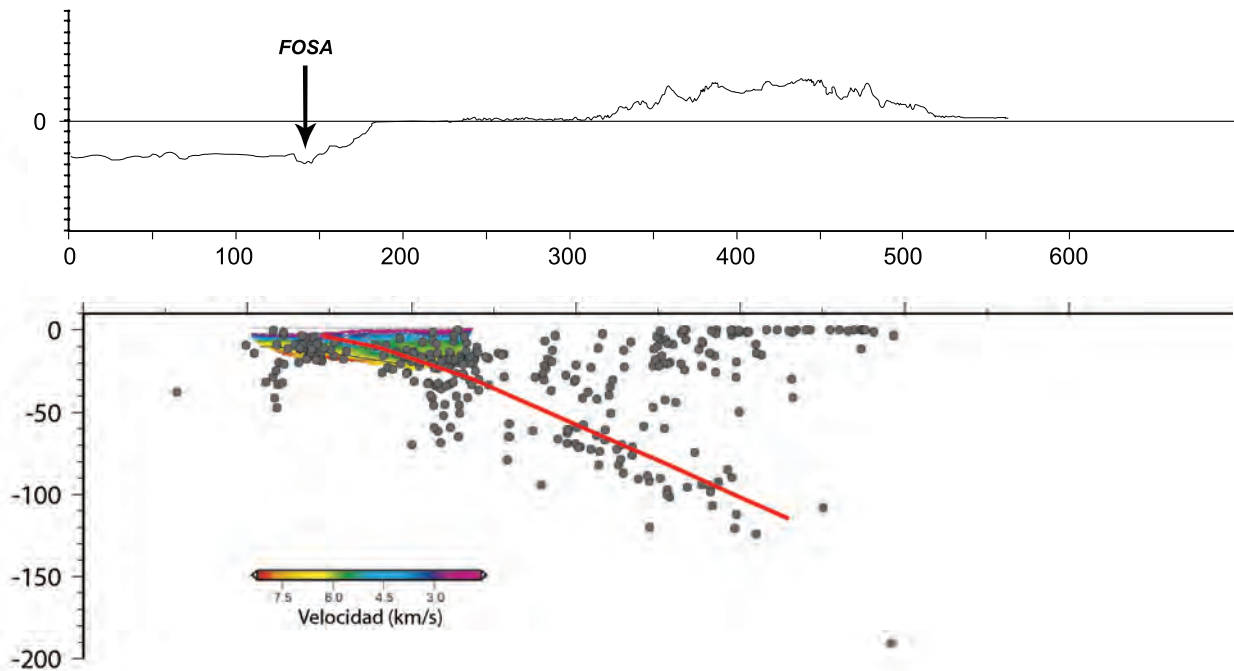
**Figura 4B.** Corte de la sismicidad a lo largo de la seccion presentada en la Figura 4A. Ver leyenda en la Figura 4A.

**Tabla 2.** Calidad de las localizaciones y errores asociados a las localizaciones de HYPOELLIPSE.

Calidad	Tamaño SEH y SEZ, km
A	$\leq 1.34$
B	$\leq 2.67$
C	$\leq 5.35$
D	$> 5.35$

Estas características están de acuerdo con la hipótesis de un margen heterógeno acrecionado. Con nuestros 3 meses de datos uno de estos vacíos, a 120 Km al este de la Fosa y extendiéndose desde la superficie hacia abajo hasta el slab parece ser bien resuelto. Este gap separa dos dominios de intensa actividad sísmica. Entre la Fosa y el vacío la distribución de la sismicidad es superficial e implica que la placa superior que está cerca de la Fosa está siendo deformada. Al Este del vacío, una intensa sismicidad cortical dentro del bloque costero y la pendiente Oeste de los Andes, es organizada en modelos con buzamiento tanto hacia el Este como al Oeste alcanzando una profundidad de 40 Km (Figuras 4b y 5). Esta distribución de la sismicidad indica la extensión mínima en profundidad del dominio de

deformación frágil. Este comportamiento mecánico indica un estilo de tectónica de cobertura densa, como se observa en el promontorio andino en Argentina (Regnier et al., 1992). Los dominios frágiles densos en la placa superior son frecuentes en el contexto tectónico implicando colisión, fuerte acoplamiento a lo largo de la interfase de placa y/o segmento de subducción con slab horizontal. Esto usualmente implica un régimen de esfuerzos compresionales en la corteza de la placa superior, como es probablemente el caso en el bloque costero del Norte de Ecuador, hasta la pendiente Oeste de los Andes. La frecuencia de los grandes terremotos históricos expresa también la presencia de un fuerte acoplamiento a lo largo del límite de la placa mientras que la tasa de convergencia sea moderada (5-7cm/año).



**Figura 5.** Esquema de Interpretación de la sismicidad sin las localizaciones de calidad D de Esmeraldas. Todos los epicentros tienen el mismo color para una mejor comprensión. La imagen tomográfica es de Gaillot et al. [2007] y nos permite restringir la interfase de la placa. Ver figura 4 (A). para localización del perfil. La línea roja representa el tope del slab. Basados en esta geometría, el slab subyace una placa superior que está significativamente deformada.

Pontoise y Monfret (2004) usando las localizaciones de SUBLIME y el catálogo ecuatoriano propusieron un modelo de la geometría de la zona de Benioff con dos ángulos de inclinación. Conectando los pequeños grupos sísmicos del Este y Oeste de la Fosa ellos encontraron un primer ángulo de inclinación de  $10^\circ$  a través de la Fosa. Hacia el Este, propusieron un valor de  $\sim 35^\circ$  para el ángulo de inclinación. A partir de las determinaciones del experimento de ESMERALDAS, entre los 300 y 400 Km desde la Fosa, la inclinación del slab es de  $25^\circ$ - $30^\circ$  hacia el Este. Este ángulo es significativamente más bajo que los  $35^\circ$  propuestos por varios autores (Guillier et al., 2001; Taboada et al., 2000). Cerca de la Fosa, la distribución de la actividad sísmica es bastante volumétrica y no permite delinear la zona interplaca de manera clara. Para mejorar la localización de la interfase de la placa sismogénica en esta área, los hipocentros son ploteados en el tope de la imagen tomográfica de Gaillot et al. (2007) (figura 5). Gaillot et al. (2007) interpreta la zona azul inclinada de baja velocidad como el canal de subducción. Esta capa de baja velocidad tiene una inclinación de  $10^\circ$ , la cual es consistente con la idea propuesta por Pontoise y Monfret (2004). Conectando esta zona de baja velocidad con el segmento profundo de la WBZ definida previamente, podemos observar que el ángulo de inclinación del slab aumenta de  $10^\circ$  a  $\approx 25^\circ$  -  $30^\circ$  en la parte más profunda. Esta posición

del slab sugiere que la mayoría de los eventos del enjambre sísmico ocurren dentro de la placa superior, la cual está bajo deformación. La hipótesis de un slab horizontal de 100 Km de profundidad (Gutscher et al., 1999; Gutscher et al., 2000) aparece como no probado por la presencia de terremotos más profundos, hacia abajo hasta 120 Km (Figuras 4b y 5), localizados en la continuidad del slab.

El análisis de los datos de ambos experimentos sismológicos, SUBLIME y ESMERALDAS permitió:

- 1) Determinar un cambio en la inclinación de la placa Nazca. Al nivel de la fosa ésta muestra una inclinación de  $10^\circ$  que permanece constante hasta 100 km hacia el continente. A partir de este punto, la inclinación aumenta hasta alcanzar  $\approx 25^\circ$ - $30^\circ$  hasta 120 km de profundidad.
- 2) Proponer que existe una intensa deformación en la placa superior.
- 3) Definir el límite superior (UdL) de la zona sismogénica, pendiente arriba, a lo largo del margen norte ecuatoriano a una profundidad superficial de  $\sim 10$  Km. Esta profundidad superficial para el UdL nos lleva a estimar un alto riesgo sísmico y de tsunami para el área de Esmeraldas.

## Referencias

- Agudelo, W., Imagerie sismique quantitative de la marge convergente d'Equateur-Colombie: Application des méthodes tomographiques aux données de sismique réflexion multitrace et réfraction-réflexion grand-angle des campagnes SISTEUR et SALIERI, Thèse de doctorat thesis, Villefranche sur mer, Pierre et Marie Curie, 2005.
- Bassin, C., Laske, G., y Masters, G., 2000, The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America: Eos Transactions American Geophysical Union, v. 81, p. 897.
- Beck, S. L., y Ruff, L. J., The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence for the asperity model, *Journal of Geophysical Research*, 89, 9281-9291, 1984.
- Calahorrano, A., Structure de la marge du Golfe de Guayaquil (Equateur) et propriétés physiques du chenal de subduction, à partir de données de sismique marine réflexion et réfraction, PhD Thesis, Université P. et M. Curie, Paris VI, 221 pp., 2005.
- Cediel, F., Shaw, R. P., y Càceres, C., Tectonic assembly of the Northern Andean Block: The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics, *AAPG*, 815-848, 2003.
- Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M. A., y Operto, S., Exploring the Ecuador-Colombia active margin and interplate seismogenic zone, *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 83, 189-190, 2002.
- Collot, J.-Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M.-A., y Spence, G., 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, *Journal of Geophysical Research*, 109, B11103, doi:10.1029/2004JB003060, 2004.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., y Stein, S., Current plate motions, *Geophysical Journal International*, 101, 425-478, 1990.
- Gailler, A., Charvis, P., y Flueh, E. R., Segmentation of the Nazca and South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles, *Earth and Planetary Sciences Letters*, 260, 444-464, 2007.
- Gailler, A., Charvis, P., Sallares, V., Collot, J.Y., Graindorge, D., y Calahorrano, Structure of the subduction channel at the Ecuador-Carnegie Ridge convergent margin from seismic modelling and inversion, *Joint Assembly, Eur. Geophys. Soc.*, Nice, 2003.
- Graindorge, D., Calahorrano, A., Charvis, P., Collot, J.-Y., y Béthoux, N., Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval, *Geophysical Research Letters*, 31, L04603, doi:10.1029/2003GL018803, 2004.
- Guillier, B., Chatelain, J.-L., Jaillard, E., Yepes, H., Poupinet, G., y Fels, J.-F., Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America), *Geophysical Research Letters*, 28, 3749-3752, 2001.
- Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., y Collot, J.-Y., Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 255-270, 1999.
- Gutscher, M. A., Spakman, W., Bijwaard, H., y Engdahl, E.R., Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin, *Tectonics*, 19, 814-833, 2000.
- Havskov, J., y Ottemöller, L., SEISAN earthquake analysis software, *Seismological Research Letters*, 70, 532-534, 2000.
- Hello, Y., Charvis, P., Pontoise, B., Nakamura, Y., y Chen, A.T., Long range seismic refraction using digital OBS, *Ann. Geophys.*, C51, 1992.
- Herd, D. G., Youd, T. L., Meyer, H., Arango C., Person, W. J., y Mendoza, C., The Great Tumaco, Colombia Earthquake of 12 December 1979, *Science*, 211, 441-445, 1981.
- Hussen, S., Kissling, E., Flueh, E. R., y Asch, G., Accurate hypocenter determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network, *Geophysical Journal International*, 138, 687-701, 1999.
- Kanamori, H., y Given, J. W., Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters, *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 27, 8-31, 1981.
- Kanamori, H., y McNally, K. C., Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 1241-1253, 1982.
- Kelleher, J., Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, *Journal of Geophysical Research*, 77, 2087-2103, 1972.
- Kerr, A. C., Aspden, J. A., Tarney, J., y Pilatasig, L. F., The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints, *Journal of the Geological Society*, 159, 577-594, 2002.
- Lahr, J. C., Hypoellipse: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameter, magnitude and first motion pattern, *U.S. Geological Sur. Open File Rep.*, 99(23), 116 pp., 1999.
- Lee, W. H., y Lahr, J. C., Hypo71 (revised): a computer program for determining hypocenters, magnitudes and first motion pattern of local earthquakes, *U.S. Geological Sur. Open File Rep.*, 75(311), 116pp., 1975.
- Lienert, B. R. E., Berg, E., y Frazer, L. N., Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled and adaptively least squared, *BSSA*, 76, 771-783, 1986.
- Marcaillou, B., Spence, G., Collot, J.-Y., y Wang, K., Thermal regime variation from bottom simulating reflector along the north Ecuador - south Colombia margin: Relation to margin segmentation and great subduction earthquakes, *Journal of Geophysical research*, 111, B12407, doi:10.1029/2005JB004239, 2006.
- Mendoza, C., y Dewey, J. W., Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979: implications for barrier models of earthquake rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 577-593, 1984.
- Michaud, F., Collot, J.-Y., Alvarado, A., López, E., y el personal científico y técnico del INOCAR, República del Ecuador, Batimetría y Relieve Continental, publicación IOA-CVM-02-Post, INOCAR, Guayaquil, Ecuador, 2006.
- Nishenko, S. P., 1991, Circum-Pacific seismic potential 1989-1999: Pure and Applied Geophysics, v. 135, p. 169-259.
- Pontoise, B., y Monfret, T., Shallow seismogenic zone detected from an offshore-onshore temporary seismic network in the Esmeraldas area (northern Ecuador), *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, Q02009, doi:10.1029/2003GC000561, 2004.
- Regnier, M., Chatelain, J.-L., Smalley, R. J., Chiu, J. M., Isacks, B. L., y Araujo, M., Seismotectonics of the sierra pie de Palo, a basement block uplift in the Andean foreland of Argentina, *Bulletin of the seismological Society of America*, 82, 2549-2571, 1992.
- Sage, F., Collot, J.-Y., y Ranero, C. R., Evidences for subduction-erosion and interplate heterogeneity at the interplate boundary along the Central Ecuador active margin, *Geology*, 34, 997-1000, 2006.
- Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. G., y Bolliger, G. A., A program for focal mechanism determination by combined use

- of polarity and SV-P amplitude ratio data, *Earthquake notes*, 55, 15, 1984.
- Swenson, J. L., y Beck, S. L., Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes, and earthquake cycles along Colombia-Ecuador and Peru subduction segments, *Pageoph.*, 146, 67-101, 1996.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., y Rivera, C., 2000, Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia), *Tectonics*, 19, 787-813, 2000.
- Tichelaar, B. W., y Ruff, L., Seismic coupling along the Chilean subduction zones, *Journal of geophysical research*, 96, 977-999, 1991.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y Mora, H. P., Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 157-171, 2002.