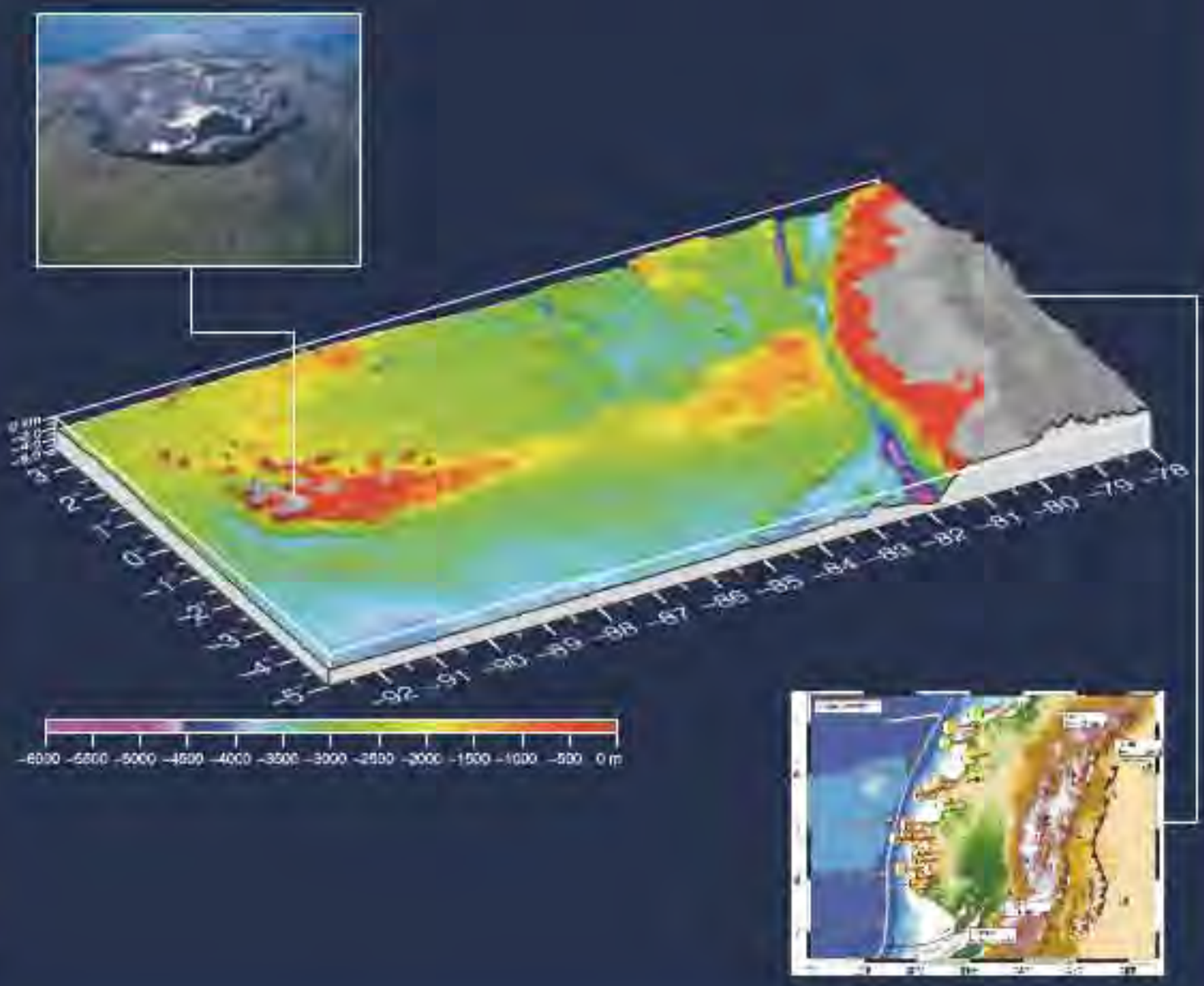
Geología y Geofísica marina y terrestre del Ecuador

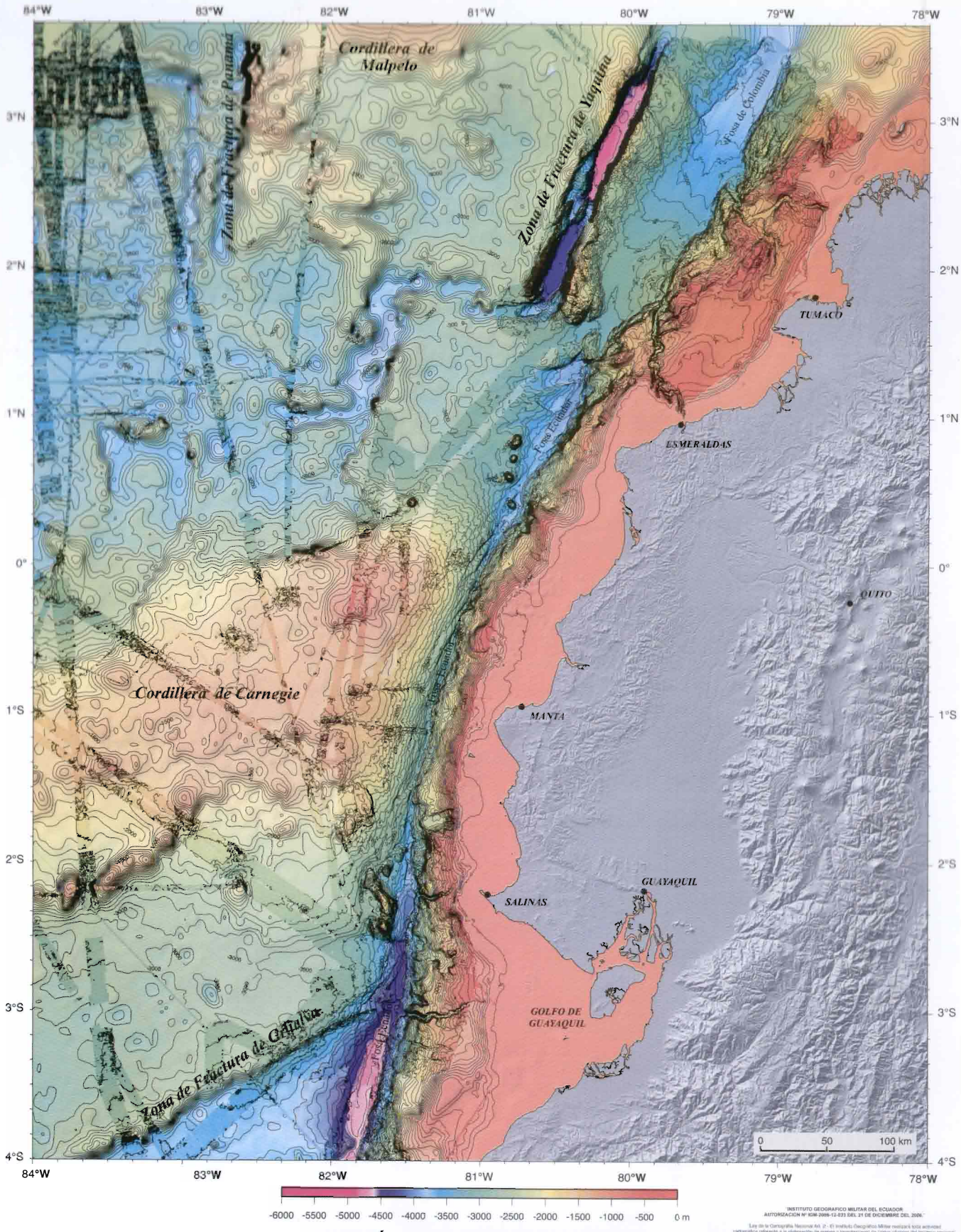
Desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos



Geología y Geofísica marina y terrestre del Ecuador PSE-001-2008

IRD
Institut de recherche pour la développement

AZUR



"INSTITUTO GEOGRAFICO MILITAR DEL ECUADOR
AUTORIZACIÓN Nº IGM-2005-12-033 DEL 21 DE DICIEMBRE DEL 2005."

Ley de la Cartografía Nacional Art. 2 - El Instituto Geográfico Militar realizará toda actividad cartográfica referente a la elaboración de mapas y levantamiento de cartas oficiales del territorio nacional.

REPÚBLICA DEL ECUADOR

Batimetría y Relieve Continental

Escala 1: 1000000 en latitud 0°; Tamaño de la grilla = 150 m; Proyección Mercator, Datum WGS84; Curvas de nivel cada 100 m.

Origen de los datos :

Batimetría multihaz (franjas y segmentos con mayor resolución) recolectada utilizando el sistema Simrad EM12D del B. I. L'Atalante (IFREMER) durante las campañas: PUGU (1997), AMADEUS (2005), ESMERALDAS (2005); el sistema Atlas Hydrosweep del B. I. Sonne durante la campaña SO-144 PAGANINI (1999); el sistema Simrad EM120 del B. I. Sonne durante las campañas: SO-158 MEGAPRINT (2001), SO-159 SALIERI (2001) SO-162 INGAS (2002) y del Roger Revelle durante la campaña DANA02 (2003); el sistema Simrad EM12S del B. I. Hespérides durante la campaña GALA (1996); y el sistema Seabeam 2100 del B. I. Atlantis durante la campaña AT07L25 (2002) y del B. I. Roger Revelle durante la campaña GENEO1RR (1996).

Datos adicionales de batimetría multihaz fueron obtenidos del banco de datos del NGDC (NOAA) y SISMER (IFREMER).

Batimetría monohaz de alta densidad recolectada por el B. I. Antea (IRD) durante la campaña SUBLIME (1997).

Levantamientos hidrográficos recolectados sobre la plataforma continental e insular por el B. A. E. Orion y la L. A. E. Rigel del INOCAR.

Datos adicionales de batimetría satelital de Smith y Sandwell (1997)

Topografía en tierra cortesía de la NASA (Shuttle Radar Topography Mission)

Referencias utilizadas :

Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell, Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, Science, 277, 1957-1962, 1997. Wessel, P., and W. D. Smith, New, improved version of Generic Mapping Tools Released, EOS Transactions, American Geophysical Union, 79 (47), 579, 1998.

Procesamiento, compilación y edición de los datos batimétricos :

Utilizando el software Caraibes (IFREMER) y GMT (Wessel y Smith, 1998) por A. Lebot, F. Michaud, J-Y Collot y B. Labrousse.

Para referencia bibliográfica :

F. Michaud, J-Y Collot, A. Alvarado, E. López y el personal científico y técnico del INOCAR, República del Ecuador, Batimetría y Relieve Continental, publicación IOA - CVM - 02 - POST, 2006

IRD
Institut de recherche pour le développement

GEOSCIENCES Azur

IG

INSTITUTO OCEANOGRÁFICO DE LA ARMADA
INOCAR
AL SERVICIO DE LA INVESTIGACIÓN Y SEGURIDAD MARÍTIMA DEL ECUADOR
AVENIDA 25 DE JULIO BASE NAVAL SUR - TELÉFONO 2481300 - CASILLA 5940 - FAX(593)4-2485166
email:inocar@inocar.mil.ec - sitio web:http://www.inocar.mil.ec

NOTA: NO USAR PARA PROPÓSITOS DE NAVEGACIÓN
EN RAZÓN DE SU CONTENIDO Y ALCANCE CIENTÍFICO EL PRESENTE POSTER NO INCLUYE LOS LÍMITES JURISDICCIONALES CON LOS PAISES VECINOS

GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA MARINA Y TERRESTRE DEL ECUADOR

PSE-001-2009

Institut de recherche pour la développement

TERRE - OCÉAN - ESPACE

Comisión Nacional del Derecho del Mar (CNDM) - Institut de Recherche pour le Développement (IRD) - Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR)

Editores

Jean-Yves Collot, Valenti Sallares, Nelson Pazmiño.
GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA MARINA Y TERRESTRE DEL ECUADOR
DESDE LA COSTA CONTINENTAL HASTA LAS ISLAS GALÁPAGOS

Guayaquil-Ecuador, 2009

278p.

No. Derecho del Autor: 031606

ISBN-978-9978-92-737-3

1. Geología Marina, Geofísica Marina, Ecuador, Galápagos, Sísmica, Plataforma del Ecuador

Los criterios vertidos en esta obra son de exclusiva responsabilidad de los autores.

Edita: Comisión Nacional del Derecho del Mar (CNDM)
Primera Edición

Diseño y Maquetación: Contreras C. & Argudo & Asociados Impresores
Depósito Legal: CNDM-IRD-INOCAR, 2009

Imprime:
Impreso en Ecuador
Argudo & Asociados Impresores

Presentación

Geología y geofísica marina del Ecuador, representa el esfuerzo de colaboración, participación, y dedicación científica de instituciones dedicadas a la investigación, como un aporte para los centros de investigación, universidades, instituciones estatales y público en general, cuyas actividades las desarrollan en o con relación al mar y para lo cual se requiere conocer y entender los procesos naturales en el campo geológico, geofísico, y de materias aplicadas con la finalidad de profundizar el conocimiento y entender la geología marina del Ecuador Continental e Insular Ecuatoriano, como un elemento a ser tomado en cuenta para la planificación nacional. Se ha incluido muchos aspectos que describen las estructuras complejas existentes en el fondo oceánico, su distribución, composición y como bajo la diferente temática técnica se comportan.

La Comisión Nacional del Derecho del Mar, en conjunto con el Instituto para el Desarrollo de Francia (IRD) y con apoyo de técnicos de la Universidad de Nice, y del Instituto Oceanográfico de la Armada unieron esfuerzos en lograr llegar a producir un documento de alto contenido científico de interés nacional, que sea fuente de consulta y contribuya con la investigación científica nacional. Dichas actividades pudieron realizarse con un esfuerzo de coordinación, participación y cooperación de todas las instituciones indicadas un sincero agradecimiento al IRD por su valiosa colaboración en el desarrollo del proyecto.

La necesidad del conocimiento de las características técnico científicas del lecho marino a lo largo de los espacios marítimos de jurisdicción nacional contribuye en el proceso de entendimiento de la importancia del Océano para nuestro Estado, entendiéndose como tal no solo el estudio de la columna de agua existente, si no de un suelo y subsuelo suprayacente, basado en esta visión e integrando capacidades nacionales y colaboración internacional se ha logrado desarrollar la presente publicación que esperamos contribuya en el desarrollo y la evolución de nuestro conocimiento de nuestra sociedad para con ello contar con herramientas que ayuden al desempeño de nuestras actividades en la sociedad.

Marco Salinas Haro
Capitán de Navío - EMC
Director General de Intereses Marítimos

Prólogo

El libro "Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador" es el inicio de una serie de publicaciones científicas en el ámbito de la investigación oceanográfica y costera que el Instituto Oceanográfico de la Armada - INOCAR, en coordinación con varias instituciones nacionales y foráneas, aportan a la comunidad académica y científica.

Los océanos son muy importantes en el desarrollo de los pueblos, no solamente constituyen el medio de transporte que moviliza sobre el 90% de las exportaciones e importaciones del país, son también fuente de alimentación, energía, minería, recreación, turismo y de trabajo para cientos de miles de familias. Los océanos juegan un rol crucial en el clima y en eventos que ponen en riesgo a la población costera como tsunamis, aguajes, inundaciones, movimientos sísmicos, erosión costera, etc.

Ecuador posee un vasto territorio marítimo, se extiende hasta una distancia de 200 millas náuticas, medidas desde las costas continentales y de las islas Galápagos, en una superficie aproximada de 1´100.000 km2, casi 4 veces la superficie continental. En este espacio se localiza el punto caliente o hot spot de Galápagos, las islas volcánicas del Archipiélago de Galápagos, las cordilleras submarinas Carnegie y Cocos, el Centro de Divergencia de Cocos-Nazca, la fosa o trinchera del Ecuador y otros elementos que definen la morfología de la región. Estos elementos inciden directamente en la circulación de las corrientes marinas, procesos de surgencias o up¬wellings, depósitos y distribución de minerales, biodiversidad, procesos de subducción de la placa oceánica bajo la placa continental sudamericana, eventos vulcanológicos y tsunamigénicos asociados. El constante monitoreo científico del mar y sus eventos permiten desarrollar mecanismos de planificación para el uso de los recursos, así como de alerta y socorro en caso de eventos de riesgo de origen marino.

Los diversos artículos editados en este primer libro, son importantes aportes de investigaciones geológicas, geofísicas y geoquímicas recientes realizadas en el territorio marítimo y zona costera del Ecuador; investigaciones en las que se han utilizado herramientas y equipos modernos de adquis¬ición y procesamiento de datos. Los resultados brindan una visión actualizada sobre la morfología y estructuras del lecho marino, procesos tectónicos, vulcanológicos y sísmológicos; así como aportes sobre geología, mineral¬ogía, origen geoquímico de las rocas de la corteza submarina, distribución de sedimentos y un estudio relativo al origen y evolución de la Provincia Volcánica de Galápagos. Estos estudios proporcionarán información necesaria para que Ecuador fije los límites de la plataforma de galápagos más allá de las 200 millas y hasta un máximo de 350 millas, conforme a las directrices científicas y técnicas de la Comisión de Límites de la Plataforma Continental.

La presente obra plasma los resultados de varios años de investigación y cooperación entre científicos del Instituto Oceanográfico de la Armada- INOCAR y del Institut de Recherche pour le Développement –IRD y otros investi¬gadores nacionales. Por la calidad de su contenido, se convierte en un obligado material de consulta para el sector académico, científico y de planificación, en apoyo a la política estatal de orientar la investigación al conocimiento de los recursos del mar, su manejo y aprovechamiento sustentable, así como a la prevención de desastres naturales de origen marino.

La publicación fue posible gracias al auspicio del INOCAR, la Comisión Nacional sobre el Derecho del Mar y el IRD. Como Director del INOCAR tengo el agrado de presentar este libro que contribuye a estimular el análisis de los temas sobre la geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador.

Patricio Goyes Arroyo
Capitán de Navío EMC
Instituto Oceanográfico de la Armada

Prefacio

Los estudios científicos llevados a cabo desde hace casi 40 años sobre los fondos submarinos, las islas oceánicas y los márgenes continentales del Ecuador han puesto de manifiesto la extraordinaria riqueza geológica de la región. Es de destacar que aquí se encuentran ejemplos claros de la mayoría de elementos estructurales representativos de los procesos fundamentales que gobiernan la evolución geodinámica a escala planetaria. Así, la dorsal de Cocos-Nazca es el lugar donde se originan y separan las placas tectónicas de Nazca y Cocos a una velocidad de unos 6 cm/año. El « punto caliente » de Galápagos alimenta los volcanes de las Islas Galápagos, siendo responsable de la edificación no sólo del Archipiélago actual, sino también de las cordilleras submarinas de Carnegie, Cocos, Malpelo y Coiba a través de su interacción con la dorsal de Cocos-Nazca. Finalmente, la zona de subducción del Ecuador, que acomoda la convergencia este-oeste entre la placa de Nazca y el continente Sudamericano a 5.5-5.8 cm/año, ha propiciado la construcción de los altos relieves andinos y la mundialmente célebre « avenida de los volcanes », pero, desgraciadamente, también es la causa de las numerosas erupciones, sismos, y tsunamis devastadores que han azotado periódicamente la historia de este país.

John F. Kennedy dijo en su día: « Conocer el océano no es solamente satisfacer nuestra curiosidad. Es probable que el destino de la humanidad dependa de ello ». En este sentido, el estudio y conocimiento del dominio submarino ecuatoriano, con una extensión de unos 1.100.000 km2, tiene una importancia capital en varios aspectos de especial relevancia, por ejemplo:

- el conocimiento científico sobre la evolución de nuestro planeta,
- el estudio y evaluación de los riesgos naturales,
- la exploración y prospección de los recursos naturales,
- la localización de los recursos pesqueros,
- la protección del medio ambiente,
- la comprensión de la circulación oceánica, que influye sobre la regulación del clima
- el diseño de obras e infraestructuras submarinas,
- los eventuales descubrimientos asociados a las fuentes hidrotermales, que pueden tener interés en biotecnología.

Este libro, destinado fundamentalmente a estudiantes y profesorado desde los Colegios hasta las Universidades, incluye 15 artículos que permiten hacer balance sobre el conocimiento adquirido durante la última década a partir de medidas geofísicas, geoquímicas y geológicas efectuadas en tierra y mar en el marco de campañas oceanográficas internacionales, a través de diversas cooperaciones entre el INOCAR, el IG-EPNQ y el IRD. En estas campañas se ha utilizado técnicas geofísicas y geoquímicas punteras que han requerido el uso de modernas tecnologías de adquisición de datos como el GPS, la sismología terrestre y marina a partir de OBS (sismómetro de fondo oceánico), la batimetría multihaz, la sísmica de reflexión y refracción, las medidas de flujo de calor in situ, y la gravimetría. Los datos adquiridos se han procesado utilizando las más recientes metodologías de cálculo, modelización, datación y análisis. Los resultados de estos trabajos aportan, en conjunto, una nueva y más completa visión sobre temáticas tan diversas y relevantes como:

- el campo de esfuerzos y deformación tectónica del margen ecuatoriano,
- los procesos responsables de la formación de la morfología del suelo oceánico,
- la distribución de los sedimentos marinos,
- la estructura y propiedades físicas de la corteza de los grandes dominios oceánicos ecuatorianos,
- la naturaleza y el origen geoquímico de las rocas que los componen.

Vaya desde aquí nuestro más sincero agradecimiento a los autores de los distintos artículos por haber tomado el tiempo de compartir con el público, a través del presente volumen, los resultados de sus investigaciones científicas. Confiamos en que éstos serán fuente de discusiones entusiastas y constructivas en aras del avance del conocimiento científico del país.

Los editores y autoras/es agradecen a colegas que cordialmente aceptaron revisar los artículos incluidos en este libro : Fabián Bonilla, Alcinoe Calahorrano, Bertrand Delouis, Jordi Díaz, Audrey Galve, Marc-André Gutscher, Geoffroy Lamarche, Lis Loncke, Eduardo López, Bernard Mercier de Lépinay; François Michaud, Tony Monfret, Marta Pérez, César Ranero, Mario Ruiz Fernández, Mario Ruiz Romero, Valentí Sallarès, Michel Sébrier, Marc Sosson, Alfredo Taboada, Christophe Vigny, Darwin Villagómez, Antonio Villasenor, Javier Escuder Viruete ; así como a los traductores de algunos artículos: Essy Santana y Jean-François Dumont y Finalmente se agradece a Carlos Contreras, Bernard Francou, Mansour Ioualalen y Lourdes Muñoz por su especial esfuerzo.

Dr. J-Y Collot
Directeur de Recherche, Institut de Recherche pour le Développement, Nice, France

Dr. V. Sallares
Científico Titular, Unidad de Tecnología Marina, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, España

CPCB Pazmiño Nelson
Asesor Técnico de la Comisión Nacional del Derecho del Mar, Ecuador

TABLA DE CONTENIDO

Fondos marinos de soberanía y jurisdicción del Ecuador 1
Patricio Goyes

Métodos e Instrumentación acústica para la exploración en Geofísica Marina. 9
François Michaud, Gueorgui Raztov, Valenti Sallarès, Jean-Yves Collot, Andres Pazmino y Giorgo de la Torre.

El karst submarino de mega depresiones circulares de la Cordillera de Carnegie (Ecuador): posible origen por disolución submarin a. 29
François Michaud, Jean-Yves Collot y Andrés Pazmiño.

Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie. 47
Jean-Yves Collot, François Michaud, Alexandra Alvarado, Boris Marcaillou, Marc Sosson, Gueorgui Ratzov, Sébastien Migeon, Alcinoe Calahorrano y Andrés Pazmiño.

Deslizamientos submarinos a lo largo del Margen Convergente del Norte de Ecuador - Sur de Colombia. Posible control tectónico. 75
Gueorgui Ratzov, Marc Sosson, Jean-Yves Collot, Sebastián Migeon, François Michaud, Eduardo Lopez e Yves Le Gonidec.

Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador. 83
Jean-Mathieu Nocquet, Patricia Mothes y Alexandra Alvarado.

Relaciones entre la Evolución de la Cuenca del Golfo de Guayaquil-Tumbes y el Escape del Bloque Nor-Andino. 95
César Witt y Jacques Bourgois.

Levantamiento Cuaternario costero del Arco de Talara (Ecuador y norte del Perú): cuantificaciones con las secuencias de terrazas marinas. 107
Kevin Pedoja, Jean-François Dumont y Luc Ortlieb.

Breve Análisis de la Sismicidad y del Campo de Esfuerzos en el Ecuador. 131
Mónica Segovia y Alexandra Alvarado.

Sismicidad de la región de Manta: Enjambre sísmico de Manta-2005. 151
Sandro Vaca, Marc Régnier, Nicole Bethoux, Viviana Alvarez y Bernard Pontoise.

Sismicidad e implicaciones estructurales en el área de Esmeraldas (Norte de Ecuador): a partir de los experimentos Sublime y Esmeraldas. 167
Kevin Manchuel, Bernard Pontoise, Nicole Béthoux, Marc Régnier, Yvonne Font, Vallentí Sallares, Jordi Díaz, Patricia Arreaga-Vargas, Tony Monfret, Hugo Yépes.

Segmentación térmica del margen del Norte del Ecuador y del Sur de Colombia (1-4°N): su relación con la ubicación de la zona sismogénica. 181
Boris Marcaillou, George Spence, Jean-Yves Collot, Kelin Wang, Alessandra Ribodetti

Naturaleza y formación de la Provincia Volcánica de Galápagos. 203
Valentí Sallarés, Philippe Charvis y Alcinoe Calahorrano.

Caracterización geoquímica de las rocas basálticas de la Cordillera de Carnegie y su relación con las rocas de la Placa Nazca e Islas Galápagos. 221
Silvana Hidalgo y Pablo Samaniego.

Descripción de los Sedimentos Marinos en la Cordillera Submarina de Carnegie. 239
Andrés Pazmiño y François Michaud.

FONDOS MARINOS DE SOBERANÍA Y JURISDICCIÓN DEL ECUADOR

Patricio Goyes[1]

[1]INOCAR, Avenida 25 de Julio, Base Naval Sur, POX 5940,Guayaquil, Ecuador

Resumen.

De acuerdo a la legislación nacional ecuatoriana, Ecuador ejerce soberanía sobre el suelo y subsuelo marino hasta una distancia de 200 millas medidas desde las líneas de base rectas adyacentes al continente y alrededor de las Islas Galápagos. En el continente, la plataforma continental es parte de un margen continental activo que termina en la fosa a 30-50 millas de la orilla. En Galápagos, la plataforma continental de las islas constituye la cordillera submarina Carnegie que se extiende de manera continua 830 millas náuticas hacia el Este. Estudios hidrográficos, geológicos y geofísicos preliminares muestran el origen común de las islas Galápagos y de la Cordillera Carnegie en el punto caliente o hot spot de Galápagos. Conforme a las Directrices Técnicas y Científicas de la Comisión de Límites de la Plataforma Continental, Ecuador podría calificar para establecer el límite exterior de la plataforma de Galápagos hasta una distancia máxima de 350 millas.

El suelo y subsuelo del territorio marítimo del Ecuador se encuentra en una región caracterizada por procesos geotectónicos que durante millones de años han generado, en la plataforma y océano profundo, ambientes favorables a la deposición de minerales de interés comercial. En el piso oceánico de Galápagos existen chimeneas submarinas, sulfuros masivos polimetálicos y nódulos polimetálicos de manganeso. Se necesita realizar mayor investigación científica y exploración para estimar su potencial económico y explotación futura.

Abstract.

According to Ecuadorian national legislation, Ecuador exercises sovereign rights over the seabed and subsoil to a distance of 200 nautical miles from the straight baselines adjacent to the mainland and around the Galapagos Islands. In the mainland, the continental shelf is part of an active continental margin that ends in the trench 30-50 miles from the shore. In Galápagos, the continental shelf of the islands is the Galapagos submarine Ridge that extends continuously 830 nautical miles to the East. Preliminary hydrographic, geological and geophysical studies show the common origin of the Galapagos Islands and the Carnegie Ridge in the Galapagos Hot Spot. In agreement with the Scientific and Technical Guidelines of the Commission on Limits of the Continental Shelf, Ecuador could be able to qualify to fix the outer limits of the Galapagos continental shelf up to a maximum distance of 350 nautical miles.

The seabed and subsoil of Ecuador´s maritime territory is located in a region characterized by geotectonic processes that during millions of years have generated in the continental shelf and deep ocean floor favorable conditions for deposition of minerals of commercial interest. In the seabed of Galapagos there are black smokers, polymetallic massive sulphides and polymetallic manganese nodules. More scientific investigation and exploration is needed in order to estimate their economic potential and future exploitation.

1. Introducción

De acuerdo con sus leyes internas, Ecuador ejerce soberanía sobre el suelo y subsuelo marino que se extienden desde las costas continentales e insulares de Galápagos hasta una distancia de 200 millas náuticas, medidas desde las líneas de base rectas que unen los puntos más extremos de la costa continental y de las islas del archipiélago de Galápagos. La superficie del territorio marítimo es aproximadamente 1.100.000 km^2. Los límites del territorio marítimo que comprende los fondos marinos del Ecuador han sido establecidos mediante convenios con Colombia, Perú y Costa Rica, faltando definir el límite exterior de la plataforma ampliada en Galápagos. (Goyes, 2007).

Los fondos marinos de jurisdicción nacional constituyen el suelo y subsuelo que se encuentran en la plataforma continental conforme a lo dispuesto en la Parte VI de la Convención de las Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar de 1982 (CONVEMAR). (*Fig. 1*)

se relaciona con los derechos de soberanía y jurisdicción exclusivos que tiene el Estado ribereño en la plataforma continental y aquellos que la CONVEMAR reconoce a otros Estados.

El margen continental constituye la prolongación sumergida del continente que se extiende hasta donde la corteza continental confluye con la corteza oceánica. Los márgenes son de tres tipos: activo, pasivo, y transformante.

Geológicamente, el margen continental comprende la plataforma, el talud y la emersión continental. Estos tres componentes son característicos de los denominados márgenes pasivos, como es el caso de los márgenes del Océano Atlántico. De acuerdo con la tectónica de placas este tipo de márgenes está asociado con la formación de nueva corteza oceánica en las dorsales oceánicas (mid ocean ridge), zona que marca el límite de dos placas que se mueven en distintas direcciones.

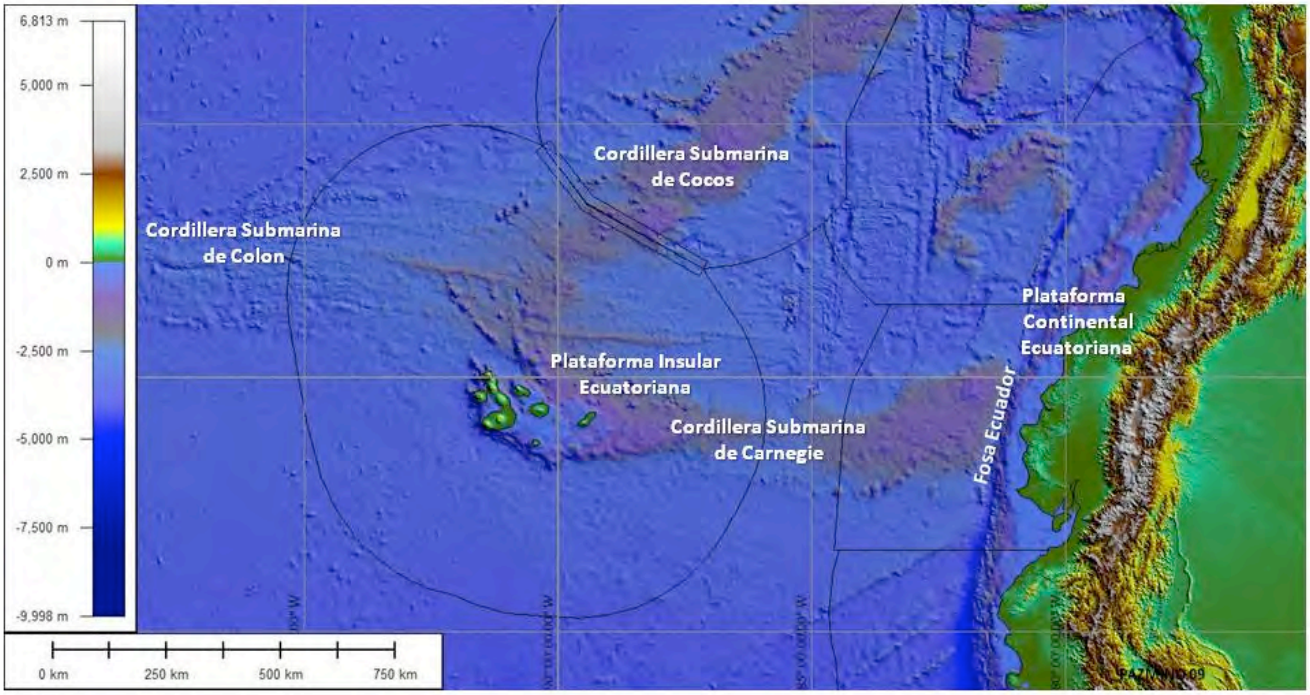


Figura 1. Fondos y límites marinos del Ecuador: Características morfológicas de la plataforma ecuatoriana

El significado geológico y jurídico del término plataforma continental es diferente. El primero se relaciona con las características geomorfológicas y geológicas en función del marco de la tectónica de placas y su historia estructural y sedimentaria (Kennett James, 1982). El significado jurídico

Por otro lado, en los denominados márgenes activos o convergentes, el margen continental únicamente tiene plataforma y talud, no posee emersión continental. En los márgenes activos el talud termina en la fosa profunda, como es el caso de los márgenes del Océano Pacífico.

De acuerdo con la tectónica de placas este tipo de márgenes se relaciona con la destrucción de corteza oceánica en la fosa, zona en la que convergen dos placas que se mueven en direcciones encontradas, ocasionando que la placa oceánica más densa sea subducida bajo la placa continental que es menos densa y de mayor espesor.

Los márgenes transformantes constituyen el límite entre dos placas que se mueven, una paralela a la otra, a distintas velocidades o en direcciones opuestas. Generalmente las dorsales oceánicas se encuentran segmentadas y separadas a lo largo de fallas transformantes, a manera de zig-sag, como por ejemplo la Dorsal Cocos-Nazca (o dorsal de Galápagos) que se encuentra segmentada o desplazada a lo largo de la Zona de Fractura de Panamá.

Jurídicamente, de acuerdo a lo establecido en la Convención de las Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar (CONVEMAR), un Estado ribereño tiene derechos de soberanía y jurisdicción sobre una plataforma de 200 millas independientemente de si el margen continental llega o no a esa distancia (Artículo 76.1). En los casos en que la plataforma se extienda de manera continua más allá de las 200 millas, un Estado puede trazar los límites exteriores de la plataforma hasta un máximo de 350 millas (Artículo 76.4).

La CONVEMAR codificó el derecho de las islas a tener plataforma continental al igual que el territorio continental (Art- 121). Las islas oceánicas, sin embargo, no presentan similares características del margen continental. Algunas islas tienen una plataforma muy suave que a corta distancia da paso al talud e incorpora a la cordillera submarina (Cook and Carleton, 2000).

2. Plataforma continental del Ecuador

El margen continental del Ecuador pertenece al tipo de márgenes continentales activos o de subducción, caracterizados por poseer una plataforma continental muy estrecha y un talud de abrupta pendiente que termina en la fosa. La plataforma continental del Ecuador posee una pendiente pronunciada, alcanzando profundidades sobre los 1.500 metros a pocas millas de distancia de la costa. El talud es más abrupto y termina en la fosa a 30-50 millas de la orilla (Fig. 2).

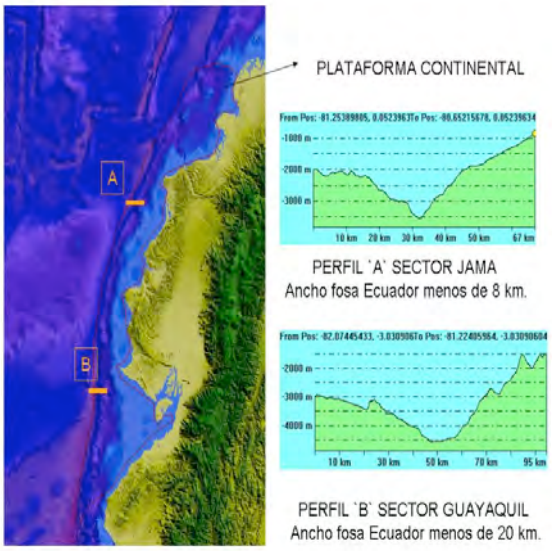


Figura 2.Fosa del Ecuador. Nótese el efecto de la cordillera Carnegie en las secciones A y B. Existen diferencias de hasta 15 Km en el ancho de la fosa ecuatoriana.

Sobre la plataforma continental se han depositado sedimentos terrígenos provenientes principalmente del transporte de los ríos, formando cuencas con potencial hidrocarburífero.

La cuenca de Progreso que comprende parte del Golfo de Guayaquil y norte de Talara, por efectos de subsidencia durante el pleistoceno inferior atrapa los sedimentos a lo largo de la plataforma continental impidiendo su transporte hacia la fosa (Witt and Bourgois, este volumen 2009). La presencia de la cuenca cercana a la fosa habría favorecido que la temperatura en el interior de este sector genere un ambiente favorable a la generación de kerógenos. En Esmeraldas, la plataforma es casi inexistente por la presencia de un cañón submarino que parte desde la desembocadura hacia la fosa, atravesando el talud.

El Golfo de Guayaquil se caracteriza por la acumulación de más de 4km de sedimento del Quaternario y una serie de fallamientos producidos por la apertura del Golfo atribuido al desplazamiento a lo largo de la Megafalla Guayaquil-Dolores megashear (Megacizalla). Esta megafalla parte desde el Golfo de Guayaquil, corre a lo largo de la cordillera occidental de los Andes del Ecuador y de Colombia, y termina en el Caribe. Esta Megafalla es un desprendimiento del bloque norte andino que con movimiento dextral se desplaza hacia el norte a una tasa de ~0.6-1 cm/año (Nocquet et.al., 2009, calculan un movimiento medio en Ecuador

de 0.87 cm/año en una dirección N35°E), habiendo ocasionado la apertura del Golfo de Guayaquil hace aproximadamente 2 Ma. El desplazamiento en dirección NE del bloque norte de los Andes ocasiona que la Cordillera Carnegie se desplace hacia el sur.

3. Fosa del Ecuador

Debido al movimiento convergente de la placa sudamericana con la placa Nazca (5.5-5.8 cm/año), esta última se dobla y es subducida bajo la placa Sudamericana a lo largo de la fosa que corre paralelo a las costas de Chile, Perú y Ecuador a una distancia ~30-80 km de la costa. La subducción ha dado origen a la cordillera de los Andes y continuamente produce movimientos sísmicos y volcanismo (Segovia y Alvarado este volumen 2009); Manchuel, et al. (2009); Marcaillou, et al (2009); Vaca et al. (2009)). Parte de la corteza oceánica de la antigua Placa Farallón está siendo subducida en el Golfo de Guayaquil al sur de la Zona de Fractura de Grijalva.

La fosa de Ecuador tiene profundidades sobre 5.000 metros frente al Golfo de Guayaquil y disminuye a 2.000 metros hacia el norte por efecto de la subducción de la cordillera Carnegie. La fosa de Ecuador presenta paredes muy abruptas en el lado continental, tiene una anchura aproximada de 20 km en el Golfo de Guayaquil y 8 km frente a Manta. La fosa recibe los sedimentos terrestres que descargan los ríos costeros, especialmente a través de los cañones del río Esmeraldas al norte y Guayas al sur del margen. La acreción tectónica es activa en los sectores norte y sur del margen mientras que el segmento central del margen está caracterizado como un margen erosivo y por lo tanto transferencia negativa de masa (Collot, et.al., 2009). El frente de subducción de la Cordillera Carnegie abarca gran parte del litoral ecuatoriano desde Punta Galera al norte hasta la Península de Santa Elena al sur. Carnegie ha estado subduciendo desde hace ~4.5 m.a. (Collot, et.al., 2009). La zona de subducción se caracteriza por fallas inversas, doblamientos y levantamientos (tablazos) de la costa ecuatoriana y norte del Perú de hasta 360m de altura sobre el nivel del mar, que habría generado en la Península de Manta una migración de la línea de costa de 40-50 km al oeste (Pedoja, et al., 2009). La subducción de la cordillera Carnegie en la fosa produce fuertes terremotos en los flancos norte y sur de la cordillera que entra en subducción. En el siglo pasado se generaron 6 grandes terremotos (Mw > 7.75), algunos de los cuales han generado tsunamis. Aguilar y Castro (2009) registran alrededor de 6.000 sismos en Ecuador entre 1540 y mayo 2009, la mayoría menores a 5 en magnitud.

4. Plataforma de Galápagos

Las Cordilleras Carnegie y Cocos son parte de la plataforma submarina de las islas Galápagos. Ambas cordilleras se originaron en el punto caliente de Galápagos 23 m.a. (Lonsdale y Klitgord, 1978). Carnegie se extiende hacia el Este y termina en la fosa del Ecuador. Esta cordillera submarina tiene una longitud aproximada de 1.350 km, una anchura de 300 km y se eleva 3.000 m respecto del piso oceánico circundante. La cordillera Cocos, de aproximadamente 1.000 km de longitud y 200 km de ancho, se extiende hacia el NE y termina en la fosa centroamericana.

Debido a las características geológicas de la plataforma de Galápagos, Ecuador puede extender los límites de la plataforma más allá de las 200 millas. Para este propósito Ecuador debe presentar información técnica a la Comisión de Límites de la Plataforma Continental (CLPC), conforme a las Directrices Técnicas y Científicas de la Comisión de Límites de la Plataforma Continental (UNDOC CLCS-11). Los estudios comprenden, entre otros, la demostración de que la plataforma no es parte del océano profundo, que existe continuidad geológica, definición del pie de talud, espesor de sedimentos y coordenadas del límite exterior de la plataforma extendida.

Estudios geofísicos utilizando moderna tecnología (Michaud et.al., 2009) demuestran que Galápagos y su plataforma se formaron bajo influencia del punto caliente de Galápagos, constituyendo elevaciones submarinas que no son parte del océano profundo. Sallarés, et al., (2009), en base a análisis de la estructura y propiedades físicas de la corteza confirma que las cordilleras submarinas Carnegie, Cocos y Malpelo son producto de una misma anomalía de fusión en el punto caliente o “hot spot” de Galápagos (GHS), pero con variaciones en el espesor de la corteza. El monto de material depositado a cada lado del centro de expansión depende de la ubicación relativa al GHS (Meschede y Backhausen, 2001; Sallarés, et al., 2009; Hidalgo y Samaniego 2009), mediante

caracterización geoquímica de las rocas basálticas de Carnegie y del fondo oceánico de la placa Nazca concluyen que los magmas de la Placa Nazca formadas en la Dorsal Carnegie-Nazca (DCN) tiene su origen en el manto superior empobrecido en elementos incompatibles, mientras que las islas Galápagos y Carnegie están asociados con el punto caliente de Galápagos y su interacción con la DCN. Sobre la cordillera Carnegie, en general, las tasas de sedimentación son bajas (Pazmiño y Michaud 2009).

sobrepasar las 350 millas medidas desde las líneas de base o de 100 millas marinas contadas desde la isóbata de 2.500 m (CONVEMAR, Artículo 76.6).

Tomando en consideración las Directrices de la CLPC, trabajos preliminares realizados por la Unidad CONVEMAR de INOCAR posibilitarían a Ecuador fijar los límites exteriores de la plataforma submarina de Galápagos más allá de las 200 millas, incorporando un área aproximada entre 100.000-250.000 km^2 adicionales (*Fig. 3*).

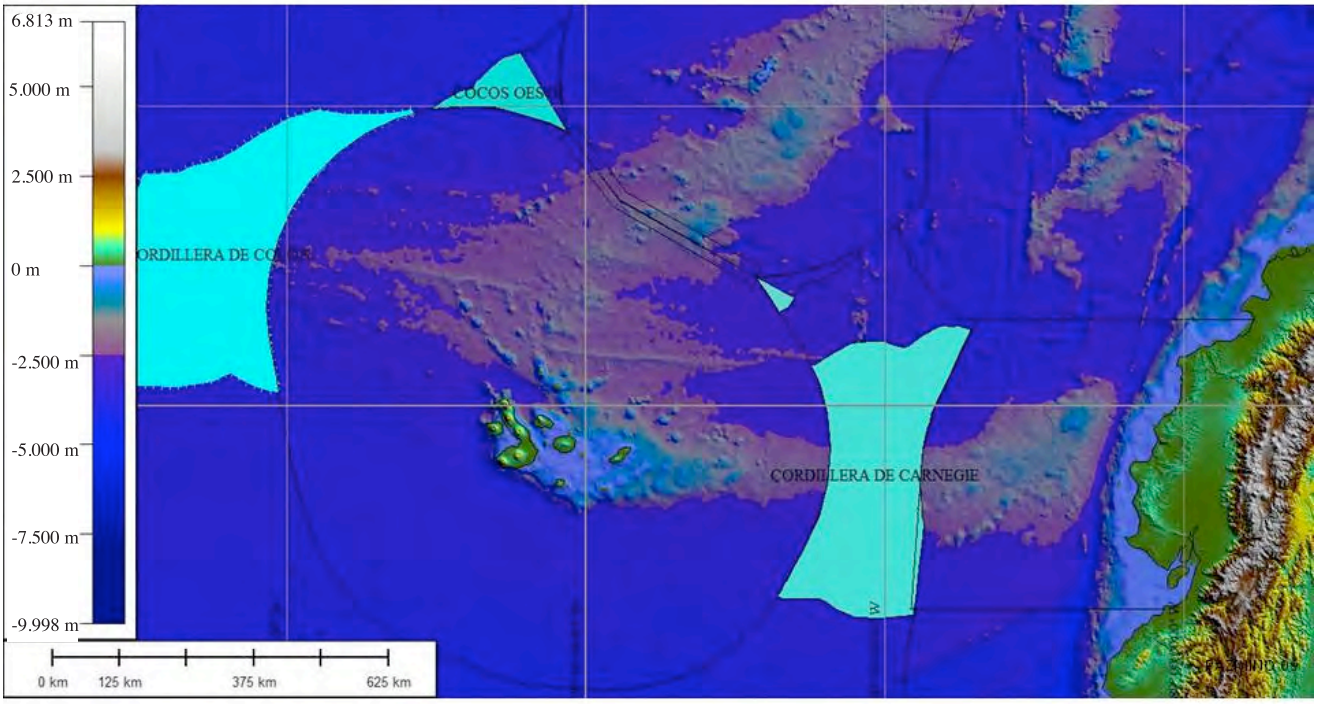


Figura 3. Áreas potenciales (azul claro) del límite exterior de la plataforma submarina de Galápagos, aplicando el artículo 76 de la CONVEMAR y las Directrices de la CLPC.

La determinación del pie de talud definido, salvo prueba en contrario, como el punto máximo de cambio de gradiente en su base (CONVEMAR, artículo 76.4) es importante para fijar los límites exteriores de la plataforma cuando ésta se extiende más allá de las 200 millas. El límite exterior de la plataforma ampliada se fija en base a líneas trazadas a una distancia de 60 millas marinas desde el pie de talud, o mediante líneas trazadas a una distancia en lugares en que el espesor de las rocas sedimentarias es de por lo menos 1% de la distancia más corta desde ese punto hasta el pie del talud (CONVEMAR, Artículo 76.4).

En las crestas submarinas (caso de Carnegie), el límite exterior de la plataforma ampliada no debe

5. Recursos minerales de los fondos marinos

Los recursos minerales de los fondos marinos se encuentran tanto dentro de los espacios de soberanía nacionales (hasta un máximo de 350 millas) como en la “Zona” localizada fuera de los espacios de soberanía nacionales, que pertenecen a toda la humanidad y son administrados por la Autoridad Internacional de los Fondos Marinos. Los Estados tienen interés en la explotación de los fondos marinos de soberanía nacional y de aquellos que se encuentran en la Zona y Ecuador debe participar de esta actividad que empieza ya a ser realidad, debiendo acceder a la CONVEMAR y armonizar el marco jurídico nacional con la Convención (Goyes, 1992 y Goyes 1993).

Diversos tipos de minerales se encuentran en la plataforma y piso oceánico profundo (ISA Technical Study No 1). Parson (2000) estimó que en las plataformas extendidas de jurisdicción de los Estados, más allá de las 200 millas, el potencial de los recursos excluyendo costos de recuperación y producción sería de 11.934 billones de dólares de Estados Unidos de Norte América (millones de millones).

5.1 Placeres

A través de procesos de erosión las rocas en tierra son desintegradas y los ríos transportan estos sedimentos a los océanos donde son trabajados por las olas y corrientes, los minerales son clasificados de acuerdo a su peso específico y depositados en bancos o placeres en las playas y en la plataforma. Entre este tipo de minerales se encuentran las arenas y gravas, placeres de hierro, oro, platino y metales pesados como zirconio, estaño, tungsteno y rutilo.

Hace 18.000 años durante la última glaciación el nivel del mar bajó ~120 metros, los depósitos de placeres fluviales deben encontrarse en la rompiente (shelf break) de la plataforma continental. Sin embargo estos placeres deben estar enterrados por los sedimentos por las transgresiones del mar sucedidas (Parson, 2000). Los depósitos deben encontrarse a profundidades no mayores a 120 metros.

En las playas de Ecuador, y de una manera no industrial, se extrae grava y arena para propósitos de construcción y suministro de arenas ferrosas para la fabricación de cemento. De manera industrial, en la provincia de Santa Elena, se extrae sal mediante evaporación del agua de mar. No se ha realizado una exploración en la plataforma en busca de placeres de otros minerales.

5.2 Hidrocarburos

Existen yacimientos de hidrocarburos en el área del Golfo de Guayaquil, la empresa Energy Development Corporation explota gas natural del campo Amistad, bloque 3, localizado cerca del límite marítimo con el Perú. En procura de encontrar otros yacimientos hidrocarburíferos la empresa estatal PETROECUADOR realizó sísmica 2D de exploración a lo largo de las cuencas sedimentarias del margen continental frente a las provincias de Manta y Esmeraldas. Actualmente empresas petroleras estatales de Chile y Venezuela exploran en busca de gas y petróleo en el Golfo de Guayaquil.

En el piso oceánico del norte Peruano y en la plataforma continental del Perú y Chile se han encontrado yacimientos de fosforita e hidratos de gas, típicos de ambientes de deposición tropical y subtropical. La fosforita contiene fosfato, muy importante como fertilizante en la agricultura y se depositan en zonas de surgencia (upwelling) entre latitudes 30°N y 30°S. No se ha realizado una exploración apropiada en la plataforma en busca de hidrocarburos.

5.3 Sulfuros masivos polimetálicos (SMP)

El término “masivo” se refiere al contenido metálico y no al tamaño o forma de los depósitos. Se conocen como “sulfuros masivos” a la combinación de sulfuros polimetálicos de alto contenido de cobre, hierro, zinc y plata, con minerales de Azufre.

Los SMP se encuentran localizados en los centros de divergencia, relacionados con la formación de nueva corteza. En las dorsales oceánicas la circulación generada por convección lleva al agua de mar a través de grietas en la corteza oceánica. El fluido hidrotermal percola y transporta metales de la roca madre a la superficie del fondo marino (Hekinian et al. 1978). Los minerales son descargados a través de las chimeneas negras (black smokers) a temperaturas de 350°C y profundidades de ~2.500 metros. Los sulfuros metálicos se depositan como montículos o se acumulan en la sub-superficie como vetas.

Los SMP fueron descubiertos en varias zonas entre las islas Galápagos y Ecuador continental empleando el submarino no tripulado Alvin y dados a conocer por la NOAA (US National Oceanographic and Atmospheric Administration) en 1981. Se estimó en esa época un contenido de 25 millones de toneladas de sulfuros polimetálicos con alto contenido de Cobre y Estaño (aprox. 10% de cada uno). En estos depósitos también se encuentran presentes minerales de plomo, molibdeno, vanadio, zinc, cadmio, plata, oro y platino. El Dr. Alexander Malahoff estimó una veta de más de 30 m de espesor, 200 m de ancho y 1.000 m de largo con un valor comercial apreciado en $3.000 millones de dólares (Ballard, Hively,

2000). Esas estimaciones deben ser actualizadas en base al análisis del contenido mineralógico, a la superficie del yacimiento, a las condiciones de mercado y tecnología disponible y condiciones ambientales. SMP se han localizado en el entorno de la Dorsal de Cocos-Nazca a profundidades entre 2.700 y 2.850 m. La empresa alemana Preusag en 1981 realizó exploración de sulfuros masivos en 81°O del Galápagos Spreading Center durante la campaña GARIMAS (Galápagos Rift Massive Sulphides) en tres cruceros del R/V Sonne. En ese tiempo se consideró que los depósitos no eran suficientemente grandes y continuos para ser explotados económicamente (ISA, 2007).

Un reporte de la Autoridad Internacional de los Fondos Marinos (2001) indica que de más de 200 sitios de mineralización hidrotermal conocidos a la fecha, solamente 10 depósitos podían tener suficiente tamaño y concentración para minería en el futuro, sujeto a conocer su espesor. Nautilus Minerals, una empresa canadiense ha empezado la fase de exploración de SMP en la plataforma continental de Nueva Guinea para extraer cobre y oro a 1550 m de profundidad.

Las fumarolas o fuentes termales del Galápagos Rift han sido estudiadas también por la diversidad de fauna asociada que utiliza la energía de las fumarolas por medio de quimiosíntesis (Corlis, et al., 1979).

5.4 Nódulos polimetálicos de manganeso

Son concentraciones de óxido de manganeso y hierro, de diámetro variable en milímetros hasta decenas de centímetros. La formación de un nódulo lleva millones de años. Los nódulos contienen concentraciones importantes de níquel, cobalto y cobre, así como trazas de platino, molibdeno y elementos raros. Los nódulos polimetálicos yacen semi-enterrados en el piso oceánico a profundidades entre 2.500 y 5.000 metros. Se ha estimado un potencial mundial de entre 14 y 99 mil millones de toneladas de nódulos (Parson, 2000).

La distribución de los nódulos es global, dentro y fuera de la jurisdicción de los Estados. Grandes cantidades de nódulos se detectaron en la zona Clarion-Clipperton administrada por la Autoridad Internacional de los Fondos Marinos que entregó contratos de explotación por 15 años a 6 empresas de las denominadas Primeros Inversionistas, empresas de carácter público y privado. Las áreas de contrato contienen nódulos en cantidades >10 libras por m2 y contenido de Cu, Ni y Co >2.5% en peso. Se estima en Clipperton una concentración de 33 mil millones de toneladas de nódulos secos.

Frente al Perú y en el área de Galápagos se han descubierto nódulos de manganeso. Aunque la tecnología para extraerlos se encuentra en desarrollo (ISA 2001), su explotación será factible cuando el precio de los metales sea más alto.

5.5 Corteza ferro-manganosa rica en cobalto

Se forma en proceso parecido al de los nódulos polimetálicos. En vez de depositarse como nódulos en la planicie abisal del océano profundo, se acumulan como capas de corteza de varios milímetros hasta 20 cm de espesor directamente en el sustrato de las laderas de volcanes submarinos y cordilleras, a manera de pavimento, por lo que su extracción es más difícil que la de los nódulos. La corteza crece 1-6 mm/millón años y se encuentra a profundidades entre 400 y 4.000m, aunque las cortezas más gruesas se han detectado en profundidades entre 800-2.500m (ISA Technical Study No. 2). La presencia de corteza ferromanganosa rica en cobalto en volcanes submarinos ha despertado interés como fuente potencial de cobalto y níquel además de hierro y manganeso. Este tipo de corteza se ha encontrado en algunas islas del Pacífico como Hawaii, Polinesia Francesa y océano Índico. Algunos expertos consideran que este tipo de minerales serán explotados antes que los nódulos, debido a su ocurrencia a menores profundidades y distancia a las facilidades en tierra. Otros expertos creen que serán los nódulos más fáciles de explotar porque ocurren en terrenos de más suave pendiente y no en las laderas de montañas submarinas.

Referencias

Aguiar, R. y Castro, C., Zonas Fuentes para estudios de peligrosidad sísmica en el Ecuador, Antología Científica de Ingeniería Estructural y Sísmica en Países Andinos, 2009.

Ballard, R. y Hively, W., The Eternal Darkness: a personal History of Deep-sea exploration, Princeton University Press, New Jersey, 2000.

Collot, J.-Y., Michaud, F., Sosson, M., Ratzov, G., Migeon, S., Alvarado, A., Marcaillou, B., Calahorrano A. y Pazmiño, A., Visión General de la morfología submarina del margen convergente del Ecuador-Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie, Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador, 2009.

Cook, P., Carleton J. y Chris, M., Continental Shelf Limits: The scientific and Legal Interface. Oxford University Press, NY, 2000.

Corlis, J., Dymond, J., Gordon, L., Edmond, J., Herzen von, R., Ballard, R., Green, K., Williams, D., Bainbridge, A., Crane, K. y Andel van, T., Submarine thermal springs on the Calápagos Rift, *Science, Vol. 203, Number 4385*, 1979.

Convención de las Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar de 1982. New York, 1982.

DOALOS, Directrices Técnicas y Científicas de la Comisión de Límites de la Plataforma Continental. División de Asuntos Oceánicos y del Derecho del Mar, CLCS 11.

Goyes, P., Estado actual de la minería oceánica y su relación con el nuevo derecho del mar, perspectivas nacionales, Academia de Guerra Naval, Tesis, 1992.

Goyes, P., It is time for Ecuador to sign the law of the sea treaty, US Naval, War College, 1993.

Goyes, P., Límite Marítimo Ecuador-Perú, Dirección General de Intereses Marítimos, Quito, 2007.

Hekinian, R., Rosendahl, B., Cronan, D., Dimitriev, Y., Fodor, R., Goll, R., Hoffert, M., Humpris, Mattey, D., Natland, J., Petersen, N., Roggenthen, W., Schrader, E., Srivastava, R. y Natland, N, Hydrotermal deposits and associated basement rocks from the Galapagos Spreading Center, Oceanological Acta, Vol. 1, N° 4, 1978.

ISA, Technical Study No 1, Global Non-living resources on the extended continental shelf: Prospects at eh year 2000, International Seabed Authority, Kingston Jamaica, 2001.

ISA, Technical Study No 2, Polymetallic Massive Sulphides and Cobalt-Rich Ferromanganese Crusts: Status and Prospects. International Seabed Authority, Kingston Jamaica, 2002.

ISA, Proposes Technologies fir Deep Seabed Mining of Polimetallic Nodules, International Seabed Authority, Kingston Jamaica, 2001.

ISA, Marine Mineral Resources: Scientific Advances and Economic Perspectives, International Seabed Authority, Kingston Jamaica, 2004.

ISA, Polymetallic Sulphides and Cobalt-Rich Ferromanganese Crust Deposits:Establishment of Environmental Baselinas and an Associated Monitoring Program During Exploration, International Seabed Authority, Kingston Jamaica, 2007.

Kennett, J., *Marine Geology*, Prentice Hall, New Jersey, 1982.

Lonsdale, P., Structure and Tectonic History of the Eastern Panama Basin, *Geological Society of American Bulletin, v.89*, p.981-999, 1978.

Manchuel, B. K., Pontoise, B., Béthoux, N., Régnier, M., Font, Y., Sallares, V., Días, J., Arreaga, P., Monfret, T. y Yépez H, Sismicidad e implicaciones estructurales en el área de Esmeraldas (Norte de Ecuador); a partir de los experimentos Sublime y Esmeraldas, Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador, 2009.

Manual de capacitación sobre el trazado de límites exteriores de la plataforma continental más allá de las 200 millas y para la preparación de presentaciones de información a la Comisión de Límites de la Plataforma Continental. Naciones Unidas, 2006.

Marcaillou, B., Spence, G., Collot, J.-Y., Wang, K. y Ribodetti, A., Segmentación térmica del margen del Norte de Ecuador y del Sur de Colombia (1-4°N; su relación con la ubicación de la zona sismológica, Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador, 2009.

Meschede, M. y Brackhausen, U., The relationship of the Cocos and Carnegie Ridges: age constrains from paleographic reconstruction, Int. Journal, Earth *Sciences,* p. 386-392, 2001.

Michaud, F., Ratzov, G., Sallarès, V., Collot, J.-Y., Pazmiño A. y De la Torre, G. Métodos e instrumentación acústica para la exploración en Geofísica Marina, Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador, 2009.

Nocquet, J.M., Mothes, P. y Alvarado A. Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador, Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador, 2009.

Parson, L., Deep wáter resources of the continental shelf: Exploration, Evaluation, and Exploitation. Seminario Plataforma Continental, Buenos Aires 2000.

Pazmiño, N., Michaud, F., Descripción de los Sedimentos Marinos en la Cordillera Submarina de Carnegie, Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador, 2009.

Pedoja, K., Dumont J.-F., Ortlieb L., Levantamiento Cuaternario costero del Arco de Talara (Ecuador y norte del Perú): cuantificaciones en la secuencia de terrazas marinas, Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador, 2009.

Sallarés, V., Charvis P. y Calahorrano, A., Naturaleza y formación de la Provincia Volcánica de Galápagos. Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador, 2009.

Selig, S., Harrison, K. y Subrahmanyan. Superpower Rivalry in the Indean Ocean: Indian and American Perspectives, Oxford University Press, 1989.

Segovia, M. y Alvarado, A., Breve análisis de la sismicidad y del campo de esfuerzos de Ecuador, 2009.

Vaca, S., Regnier, M., Bethoux, N., Alvarez, V., Pontoise, B., Sismicidad de la región de Manta: Enjambre sísmico de Manta-2005, 2009.

Witt, C. y Bourgois, J., Relaciones entre la evolución de la cuenca del Golfo de Guayaquil-Túmbes y el escape del Bloque Nor-Andino. Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador, 2009.

Métodos e Instrumentación acústica para la exploración en Geofísica Marina

François Michaud[1], Gueorgui Ratzov[1], Vallentí Sallarès[2], Jean Yves Collot[3], Nelson Pazmiño[4], Giorgio de la Torre[4]

[1]GéoAzur, Université de Nice-Sophia Antipolis, IRD, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, BP 48, 0635, Villefranche s/mer, France

[2]Unidad de Tecnología Marina - CMIMA - CSIC,
PasseigMaritim de la Barceloneta, 37-49 08003 Barcelona, Spain

[3]GéoAzur, Université de Nice-Sophia Antipolis, IRD, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, BP 48, 0635, Villefranche s/mer, France

[4]INOCAR, Avenida 25 de Julio, Base Naval Sur, POX 5940,Guayaquil, Ecuador

Resumen.

La exploración de los océanos y de los márgenes continentales usando los métodos geofísicos marinos ha sido una de las claves en los avances de nuestra comprensión de la estructura interna de la Tierra axial como de los mecanismos de su evolución, y en particular de la tectónica de placas, en el último siglo. El enorme potencial de estos métodos los ha convertido en herramienta indispensable para los estudios geológicos modernos a cualquier escala. Este artículo no pretende presentar en forma detallada todos los métodos de exploración geofísica marina existentes, sino que se centra en los métodos empleados en las diversas campañas realizadas a lo largo del margen de Ecuador y Sur de Colombia durante los últimos años (2000-2005), en concreto las sondas batimétricas multihaz para la cartografía de los fondos marinos y los métodos sísmicos (sísmica de reflexión y de refracción) para la exploración del subsuelo hasta la base de la corteza.

Abstract.

The exploration of the oceans and continental margins using marine geophysical methods has been one of the key advances in our understanding of the internal structure of the Earth axis and the mechanisms of evolution, in particular the plate tectonics, in the last century. The high potential of these methods has become in the indispensable tool for modern geological surveys on any scale. This article does not intend to present in detail all methods of marine geophysical exploration, but rather focuses on the methods employed in the various campaigns along the margin of Ecuador and southern Colombia in recent years (2000-2005) in particular the multibeam bathymetric soundings mapping of the seabed and seismic methods (seismic reflection and refraction) for the exploration of the subsurface until the base of the crust.

1. Introducción

La descripción del mundo mineral y la reconstitución de los fenómenos geológicos se restringieron durante mucho tiempo a los continentes. Fue únicamente durante la segunda mitad del siglo XX en que el estudio de las áreas sumergidas, que representan más de 72 % de la superficie de la Tierra, se desarrolló de manera espectacular. Es en los océanos donde se localizan la mayoría de las fronteras de placas (zonas de convergencia y dorsales oceánicas), que son las fuentes de la gran mayoría de los sismos y del volcanismo actual. En los fondos marinos, se encuentran además la mayor parte de yacimientos petrolíferos y de gas. La observación de los fondos marinos y de las rocas sumergidas no se puede hacer de manera directa a gran escala; hay que realizarla empleando métodos indirectos, como la mayoría de los utilizados en la exploración geofísica marina. De manera general, dentro de la geofísica marina, se pueden diferenciar dos metodologías: (1) los métodos basados en la instrumentación acústica (batimetría, sísmica) (e.g. http://www.utm. csic.es/ecos); (2) otros métodos, esencialmente los basados en la medida de los campos potenciales (gravedad, magnetismo).

En el ámbito marino, las señales acústicas tienen menor atenuación que las electromagnéticas. Los métodos acústicos se basan en el registro mediante receptores sensibles a las frecuencias de emisión características de los instrumentos de los ecos del suelo marino y de las distintas capas en las que se divide la corteza. Estos ecos o reflexiones se originan al paso de una onda acústica generada por una fuente de sonido artificial o emisor. El suelo marino refleja la mayor parte de la energía que incide en él, pero en las ondas de menor frecuencia la fracción de la energía acústica que se refracta es significativa. Las ondas refractadas penetran en las formaciones rocosas subyacentes, lo cual permite efectuar sondeos más profundos y obtener "imágenes" estructurales del subsuelo. La atenuación de la energía acústica es proporcional a la frecuencia de las ondas. En este sentido los sistemas de prospección acústica se clasifican en dos clases dependiendo de la frecuencia del emisor.

El límite entre ambos se localiza a una frecuencia de 3.5 Khz.: las sondas batimétricas, que se utilizan principalmente para determinar la morfología y textura del fondo trabajan a frecuencias mayores; mientras que los sistemas sísmicos, utilizados para obtener imágenes del subsuelo (estratificación sedimentos, estructura profundas) usan frecuencias menores.

2. Ecosonda batimétrico multihaz

Las técnicas para medir las profundidades del fondo del mar existen desde hace muchos siglos. Durante el siglo XIX, fue común el uso del escandallo, que consistía en un peso (plomada) amarrado a una cuerda graduada, la cual se dejaba caer por la proa o el costado del buque hasta tocar el fondo para después leer la profundidad de acuerdo con la marca correspondiente en la cuerda.

No fue hasta principios del siglo XX que empezó a utilizarse un instrumento que empleaba los principios físicos de la propagación del sonido en el agua de mar, con el fin de conseguir un registro continuo y medidas más confiables de las profundidades. Este instrumento fue un sonar (aparato que emite sonido), llamado ecosonda, el cual mide el tiempo transcurrido entre que las ondas acústicas son emitidas desde un transductor (en la superficie del mar) hasta que su eco es registrado después de reflejarse en el fondo marino. Posteriormente, la información de los tiempos se transforma en profundidad (distancia) teniendo en cuenta la velocidad de propagación del sonido en el agua (unos 1500 m/s).

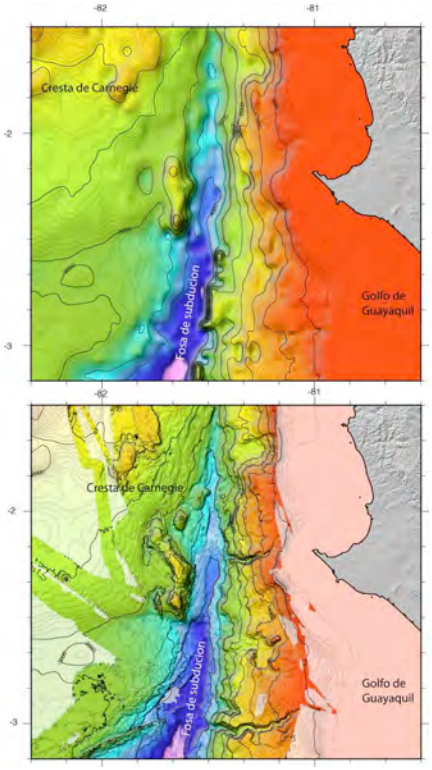


Figura 1. Comparación de la misma zona; arriba el mapa está elaborado con datos de sondeos clásicos (plataforma) Smith y Sandwell (2000); abajo el mapa elaborado con datos multihaz. Nótese los detalles, como la geometría de cañones submarinos que cortan el margen de Ecuador y las morfologías de la cresta de Carnegie (Collot et al., 2006; Michaud et al., 2006).

En el método de ecosonda, la energía acústica se transmite de manera tal que se obtienen los ecos de sólo una parte del piso marino, lo cual se logra dirigiendo el sonido a través de un haz especial, que tiene una forma parecida a un cono. Todos los datos obtenidos por ecosondas, producidos antes de la década de los setenta, eran de tipo monohaz, es decir, la energía acústica transmitida estaba confinada a un solo haz. El haz era muy ancho, lo que hacía perder resolución y, por consiguiente, exactitud (por ejemplo, con un ángulo de 20° y a una profundidad de 100m la pequeña área « iluminada » del fondo marino tiene un diámetro de 35 m, lo que corresponde a una superficie de 1000 m^2).

Dadas las dimensiones de los océanos, la pequeña área « iluminada » por el sonido de los ecosondas de haz angosto o monohaz, resultó ser insuficiente para explorar de forma eficiente y sistemática el fondo del mar. Esta falta de información detallada de la morfología del suelo oceánico hacía que no se pudieran explicar algunos fenómenos geológicos y geofísicos. Esta necesidad de cubrir áreas mayores de forma más rápida y eficiente, impulsó el desarrollo de estos sistemas capaces de « mapear » extensas zonas con la precisión y exactitud requeridos (Fig. 1). Estos sistemas fueron llamados de multihaz, porque emiten varios haces angostos de sonido, ordenados como un abanico, que barren el piso oceánico simultáneamente aumentando la cobertura espacial, o barrido, de la ecosonda (Figura 2).

2.1 Descripción del sistema multihaz

Es un ecosonda batimétrico multihaz que opera a una frecuencia entre 10 khz y 400 khz y permite generar mapas del fondo marino con una alta precisión, que depende del tipo de sistema y de la fuente. Su profundidad de trabajo va desde 50 m hasta 11 000 m. Los transductores del equipo se encuentran adosados en el casco del barco. Podemos distinguir un arreglo de emisión (orientado de proa a popa) y otro de recepción (orientado de estribor a babor). Ambos grupos de transductores están protegidos del hielo por una ventana de titanio de 6 mm.

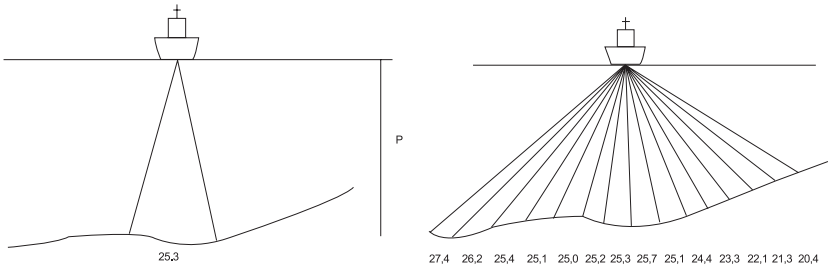


Figura 2. Ecosonda tipo monohaz (izquierda) y tipo multihaz (derecha).

El equipo insonifica el fondo marino (con los transductores emisores) en dirección transversal al movimiento del barco (Figura 3). Luego recibe los ecos de la onda enviada (con los transductores receptores) en numerosos haces (hasta centenares) con una apertura máxima de 150º, aunque también puede trabajar con sectores angulares de 105º y 90º. Así se consigue una amplitud de barrido que puede llegar a ser 3.5 veces el valor de la profundidad. Por cada emisión (« ping »), se recolecta a lo largo de un ciclo las profundidades correspondientes a cada haz.

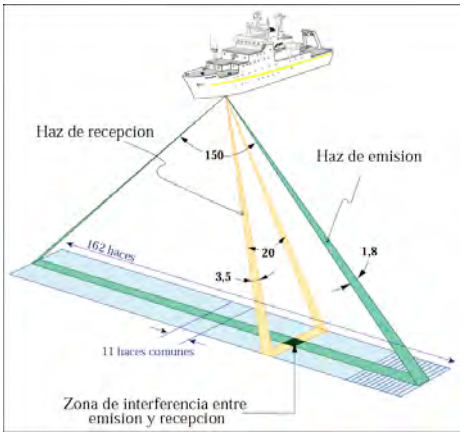


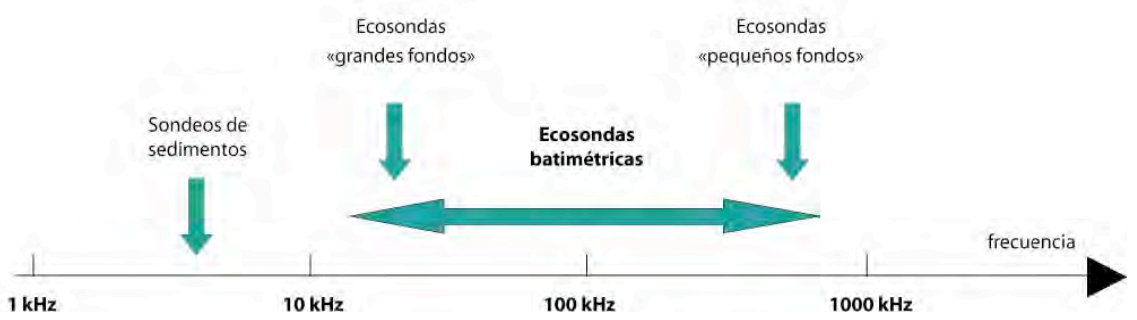
Figura 3 . Geometría del sistema de haces cruzados (http://www.ifremer.fr/flotte/documentation/fiches_techniques /equipements%20 scientifiques/sondeur-multifaisceaux-vf_2000-042esn.pdf.

2.2. Características de una ecosonda batimétrico multihaz

Frecuencia acústica (f):

La frecuencia es un elemento importante para caracterizar un ecosonda (figura 4). La frecuencia determina:

- *El alcance del ecosonda:* la atenuación del sonido en el agua crece muy rápidamente con la frecuencia.
- *El tamaño de las antenas:* la generación de señal de baja frecuencia necesita antenas de grandes dimensiones.
- *La resolución espacial :* (directamente ligada a finura de los haces), es mejor en frecuencias altas y antenas de gran tamaño.



Ecosondas	Profundidad de trabajo	Frecuencia	Tipo de objeto
Grandes Profundidades	100 à 12 000 m	10 – 15 khz	Talud, dorsales y fondos abisales
Medianos Profundidades	30 à 3000 m	30 – 50 khz	Plataforma, talud
Pequeños Profundidades	5 à 500 m	80 – 120 khz	Plataforma continental
Muy pequeños Profundidades	0 à 100 m	200 à 400 khz	Zonas litorales

Figura 4. Rango de las frecuencias utilizadas en batimetría. En la tabla se ilustra la relación entre la frecuencia utilizada y el objeto de estudio. Las frecuencias son más altas por las pequeñas profundidades http://www.ifremer.fr/flotte/ equipements_ sc/sondeurs_multi/ caracteristiques.htm.

Número de haces: de algunos a varias centenas.
Apertura angular: corresponde a la anchura de la zona insonificada (entre 90 ° a 150 °)
Anchura angular de los haces:

- La anchura longitudinal (a la largo del eje del buque): es la anchura angular longitudinal del haz de emisión
- La anchura transversal (perpendicular al eje del buque): es la anchura angular de cada haz de recepción. Varían de 1° a 5° según los sistemas.

Repartición de los haces:

- Equiángula: el ángulo entre el eje de dos haces consecutivos queda constante.
- Equidistante: el ángulo entre el eje de dos haces consecutivos corresponde a la valor por la cual la distancia entre los centros de los haces es constante.

Duración del impulso emitido (t):

El impulso emitido (« ping ») corresponde a una porción de señal sinusoide limitada a una duración t. Cuanto mayor es la duración del impulso, mayor es el alcance, aunque se obtiene una menor resolución (duración entre 1ms a 10 ms).

Cadencia de emisión: es la tiempo transcurrido entre dos pings consecutivos de la ecosonda. Es por lo menos mayor que el tiempo de ida y vuelta de los haces extremos (mas de la décima parte de segundo por pequeños fondos y varios segundos por grandes fondos).

2.3 Prestaciones de una ecosonda batimétrica multihaz

Una ecosonda batimétrica multihaz se caracteriza por:

El alcance: es la profundidad límite a partir de la cual el sistema es incapaz de dar mediciones confiables. El alcance se representa por la curva de anchura del corredor insonificado versus la profundidad (Figura 5).

La resolución: es la capacidad del sistema para distinguir dos objetos cercanos. Depende de la anchura del haz. Cuanto mas fino es el haz mayor es su resolución (Figura 5).

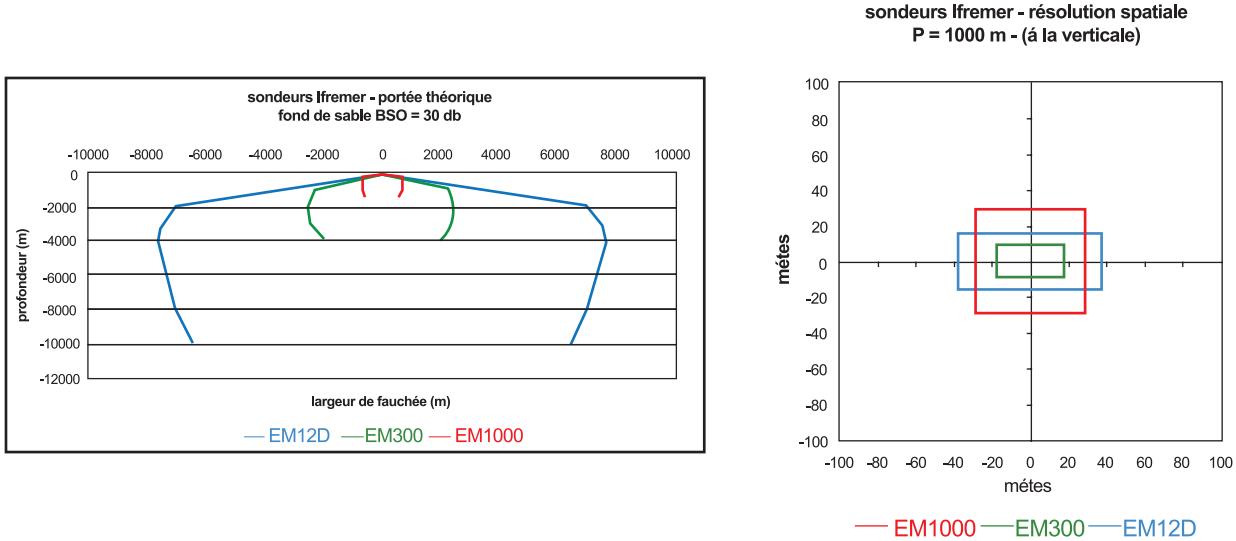


Figura 5. Alcance (izquierda) y resolución (derecha) de varios sistema de tipo SIMRAD (en azul el sistema EM12D del B/O Atalante, en verde el sistema EM300, en rojo el sistema EM1000). (documentos IFREMER; http://www.ifremer.fr/flotte/ equipements_sc/ sondeurs_multi/performances.htm).

La precisión: la precisión del ecosonda corresponde a la calidad de la estimación de la profundidad (precisión vertical) y de la posición de las sondas (precisión horizontal). La precisión global depende en parte de la precisión de la ecosonda (medidas de ángulos y distancia) y en parte de la precisión de los sensores auxiliares (sistema de posicionamiento, central de « attitude, celeridad….) (Figura 6).

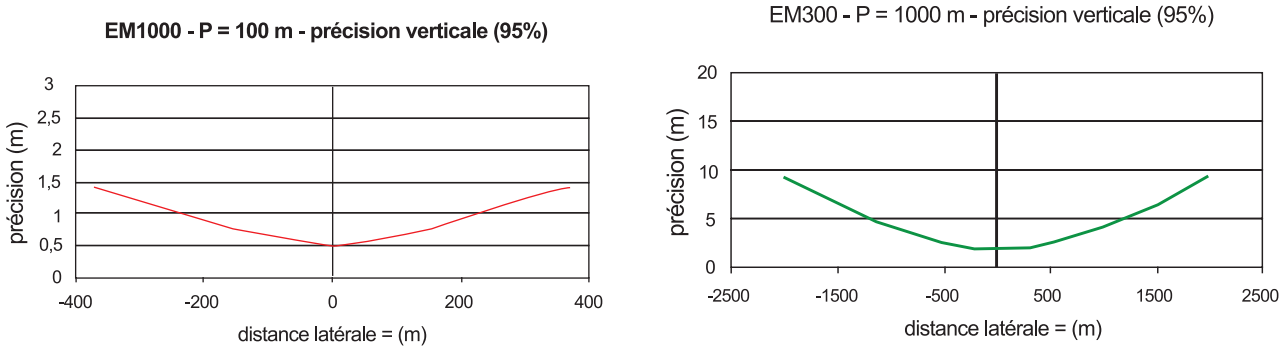


Figura 6. Precisión de varios sistemas de tipo SIMRAD (Izquierda, el sistema EM1000; derecha, el sistema EM300; documentos IFREMER; http://www.ifremer.fr/flotte/equipements_sc/sondeurs_multi/performances.htm).

2.4 Medidas

Batimetría y reflectividad

Algunos equipos ecosondas de batimetría multihaz, y en concreto los referidos en este artículo, dan a la vez la medida de las profundidades y de la retrodifusión del fondo marino, permitiendo realizar imágenes sonares. El principio de funcionamiento es el mismo que el del sondeo. A cada ciclo de adquisición y perpendicularmente a la ruta de navegación, las sondas batimétricas hacen cálculo de ida y vuelta de la señal. El registro del nivel de retro-difusión de la señal acústica sobre el fondo, que depende tanto de la naturaleza del sedimento como de su morfología, permite generar una imagen sonar del fondo que representa la intensidad de la señal recibida respecto a la emitida. Generalmente se muestra en tonos de gris (Figura 7).

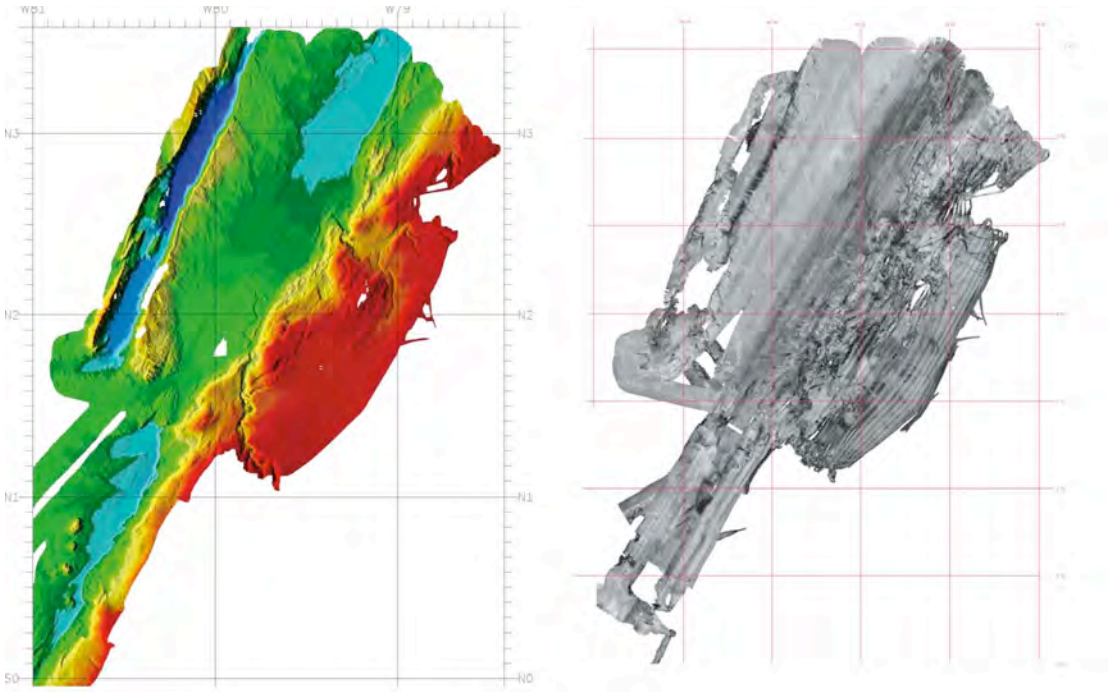


Figura 7. Izquierda, imagen de la batimetría ; derecha, misma zona con la reflectividad; campana AMADEUS (Collot et al., 2005; 2006a y 2006b; Michaud et al., 2006).

Detección batimétrica

La primera etapa para medir la profundidad del fondo marino consiste en detectar la posición concreta reconocida por cada haz. Seguidamente, se debe identificar el tiempo de llegada de la señal después de su reflexión en el fondo. Finalmente se debe conocer la dirección de llegada de la señal (incidencia « q ») (Figura. 8).

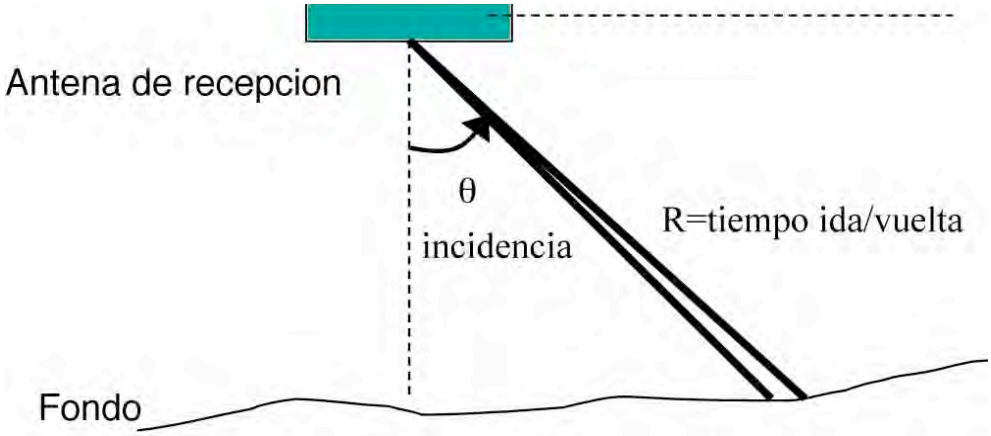


Figura 8. Detección de la batimetría reconocida para cada haz (documento Hervé Bisquay, 2005 IFREMER).

Se pueden usar varios métodos para detectar la batimetría según la posición de los haces a lo largo de un ciclo. Los más habituales son determinar la amplitud máxima para los haces cercanos de la vertical (Figura 9A-C) y la fase para los haces mas oblicuos (Figura 9B-C).

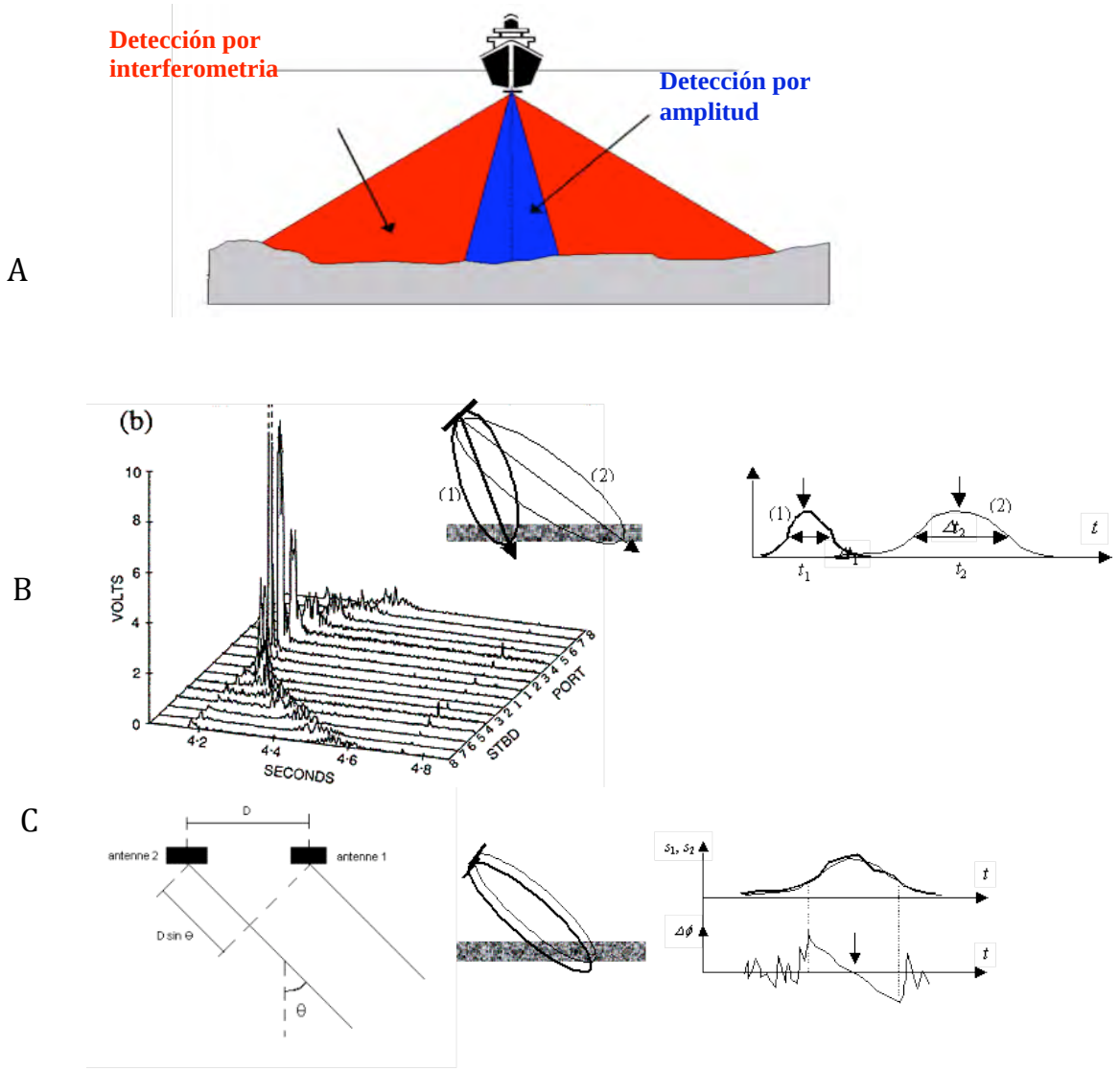


Figura 9. (A) Uso de la amplitud máxima por haces cercanos de la vertical que tienen una amplitud fuerte; a la izquierda variación de la amplitud por un sistema de 16 haces. **(B)** Uso de la fase (interferometría) por los haces más oblicuos que tienen una débil amplitud. Este principio de detección de la batimetría consiste en determinar el retraso de llegada de la señal de dos antenas de recepción cercanas. Este retraso corresponde al desfase $\Delta f=2\pi D\sin q/l$. Por dos haces sucesivos se considera el momento en el cual la fase se anula. **(C)** repartición por un ciclo de los dos tipos de detección del fondo (documentos Hervé Bisquay 2005, IFREMER; http://www.ifremer.fr/flotte/equipements_sc/sondeurs_multi/cours_smf_fichiers).

Otras medidas auxiliares

Una vez que para cada haz tenemos la pareja de medidas (R, θ para determinar la batimetría se necesita calcular la posición de los sondeos y tomar en cuenta la velocidad de propagación dentro de la columna de agua, que se calcula de forma precisa a partir de medidas con sondas de salinidad y temperatura. Se utiliza otras medidas auxiliares entre las cuales se encuentran la posición de las antenas (teniendo en cuenta los movimientos del buque), así como la velocidad en la columna de agua.

Para la posición de las antenas el ecosonda está conectado al sistema de posicionamiento GPS del barco, que da la posición en todo momento. En modo « natural » la precisión es del orden de 10m, mientras que en modo diferencial la precisión es del orden del metro. También se corrige por los distintos movimientos verticales, así como de cabeceo, balanceo y rotación del buque, los cuales se registran en la central (Figura 10).

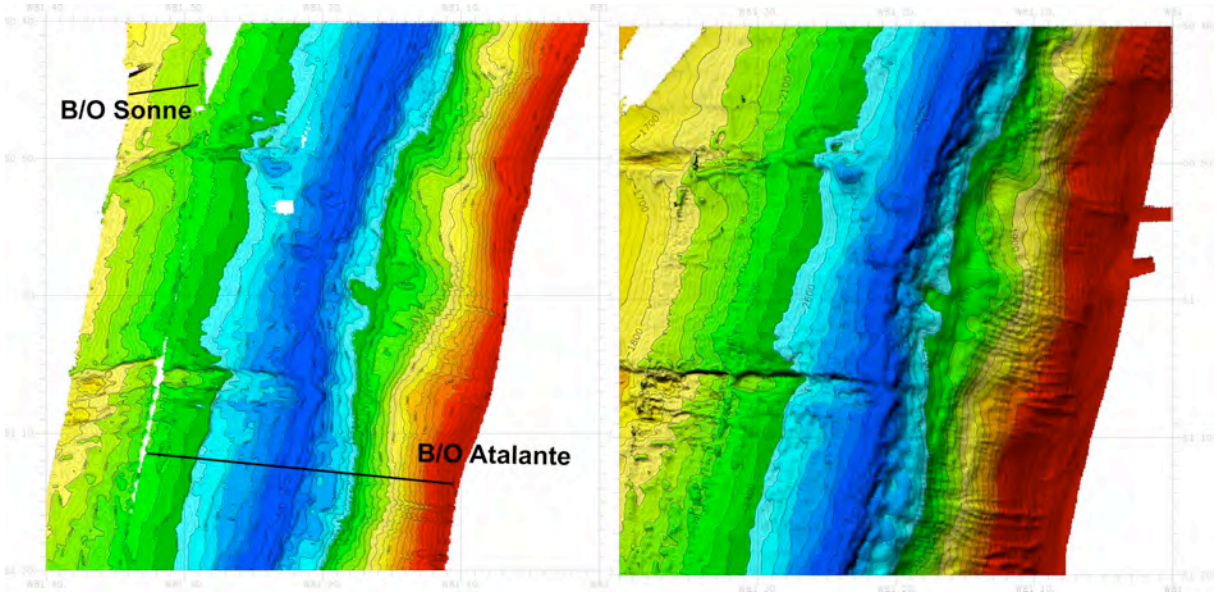


Figura 10. Ilustración del efecto de la integración de parámetros de navegación del Buque que no son correctos (intersección de la cordillera de Carnegie y de la trinchera, datos EM120 del B/O Sonne, campaña Salieri (Fluh et al., 2001) y EM12D del B/O Atalante, campaña Pugu). **(A)** El registro del cabeceo del Sonne no es correcto a lo largo de la línea de adquisición más occidental: las estructuras Este-Oeste cartografiadas por el B/O Atalante no tienen buena orientación; mientras que **(B)** cuando el registro del cabeceo se corrige, tienen esta orientación (como lo confirma la adquisición de datos más al Oeste).

La velocidad de propagación del sonido en la columna de agua depende de la salinidad, de la temperatura y de la presión. La velocidad en la columna de agua se puede calcular a partir de varios de estos parámetros que a su vez se pueden medir tanto en estación (e.g. baticelerímetro) como en movimiento (e.g. Sippican).

Las variaciones de la velocidad en la columna de agua provocan una desviación del trayecto de los rayos (Fig. 11). El ejemplo clásico del uso de una velocidad que no es correcta se traduce en la formación de un efecto denominado de « túnel » (Fig. 12).

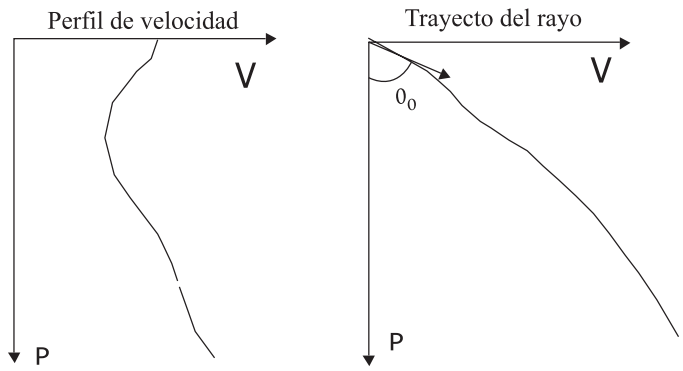


Figura 11. Perfil de velocidad versus profundidad y trayecto del rayo correspondiente que ilustra la relación entre los dos: un buen conocimiento del perfil de velocidad es fundamental para calcular la profundidad.

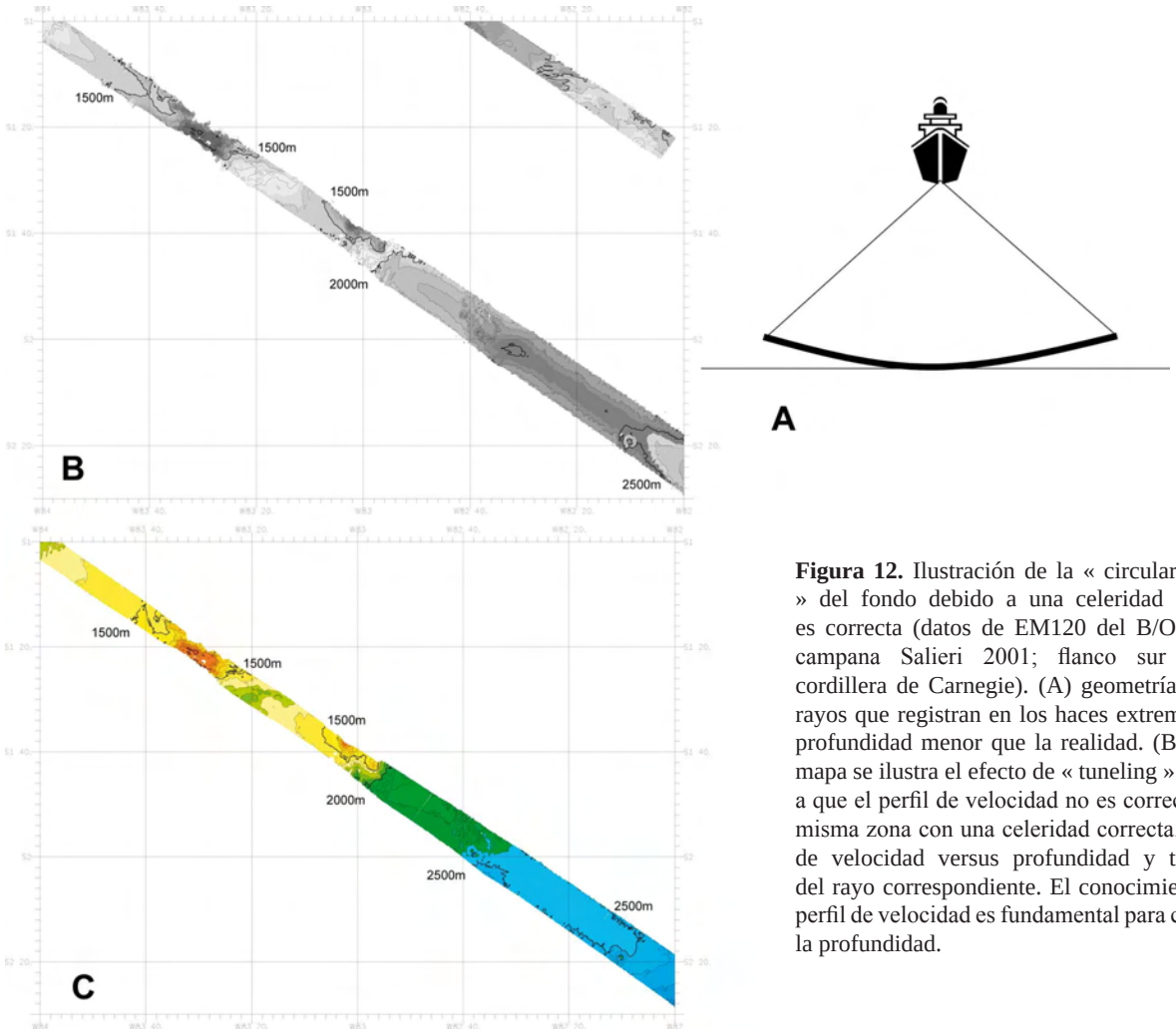


Figura 12. Ilustración de la « circularización » del fondo debido a una celeridad que no es correcta (datos de EM120 del B/O Sonne campana Salieri 2001; flanco sur de la cordillera de Carnegie). (A) geometría de los rayos que registran en los haces extremos una profundidad menor que la realidad. (B) En el mapa se ilustra el efecto de « tuneling » debido a que el perfil de velocidad no es correcto. (C) misma zona con una celeridad correcta. Perfil de velocidad versus profundidad y trayecto del rayo correspondiente. El conocimiento del perfil de velocidad es fundamental para calcular la profundidad.

2.5 Tratamiento de datos

Una parte de los datos registrados puede ser aberrante, a causa de un estado del mar desfavorable, afectando la emisión y la recepción de la señal acústica, o bien por variaciones espaciales o temporales de la temperatura y de la salinidad (i.e. la velocidad) del agua, que perturban la trayectoria del rayo, modificando con ello el cálculo y el posicionamiento de las sondas sobre el fondo. Otros parámetros que influyen igualmente sobre la calidad y la precisión de los datos son el posicionamiento y medida de los movimientos del barco. Estos deben ser controlados y eventualmente corregidos para asegurar la mejor calidad posible de los datos batimétricos (Fig. 13). El tratamiento y procesado posterior a la adquisición está destinado a la corrección de datos, al cálculo del modelo numérico de terreno y a la visualización cartográfica 2D y 3D de los fondos.

Para la batimetría, los cartógrafos disponen de programas con herramientas para depurar los datos, sea por invalidación interactiva (Fig. 14), sea por detección automatizada de errores (Fig. 15), para corregir los artefactos ligados al ensamble de los parámetros del ambiente (Fig16). El ejemplo de tratamiento seleccionado en las figuras presentadas extraído del programa conocido como Caribes de l'IFREMER (http://www.ifremer.fr/flotte/equipements_sc/logiciels_embarques/caraibes/index.html).

Para la producción de imágenes, las operaciones de tratamiento de la señal son igualmente aplicadas para homogenizar los datos y reajustar los contrastes de reflectividad sobre los fondos, a fin de producir cartas de la mayor calidad posible.

Figura 13. Diferentes etapas del tratamiento de los datos.

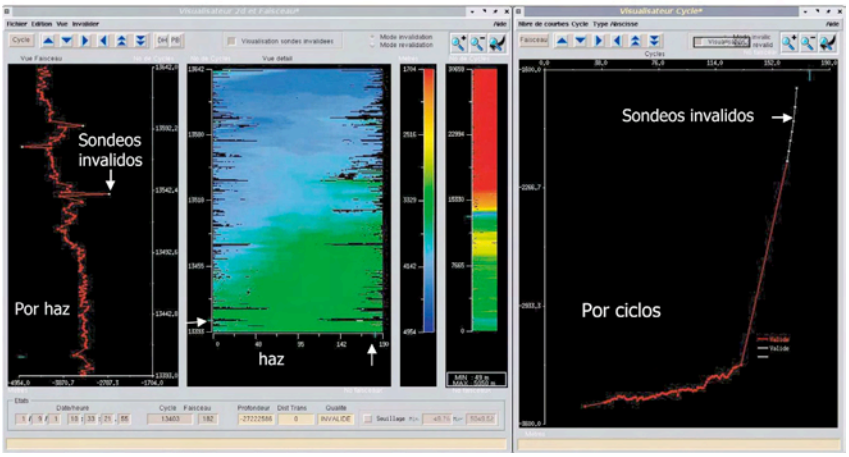


Figura 14. Depuración interactiva. Detección e invalidación de los sondeos a lo largo de un haz (izquierda); detección de los sondeos a lo largo de un ciclo (derecha). (Ejemplo tomado a partir de datos tratado con el « software » Caribes de IFREMER »).

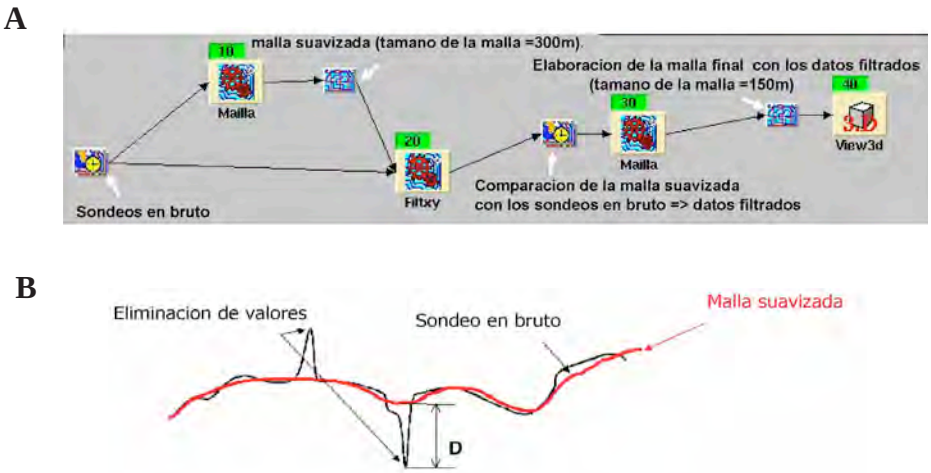


Figura 15. Depuración automática A) Diferentes etapas de filtrado por comparación con una malla suavizada de referencia (caribes software IFREMER; B) Principio: cuando la diferencia entre el sondeo bruto y el sondeo de la malla suavizada es superior a D, el sondeo bruto está eliminado (Ejemplo tomado a partir de datos tratados con el « software » Caribes de IFREMER »).

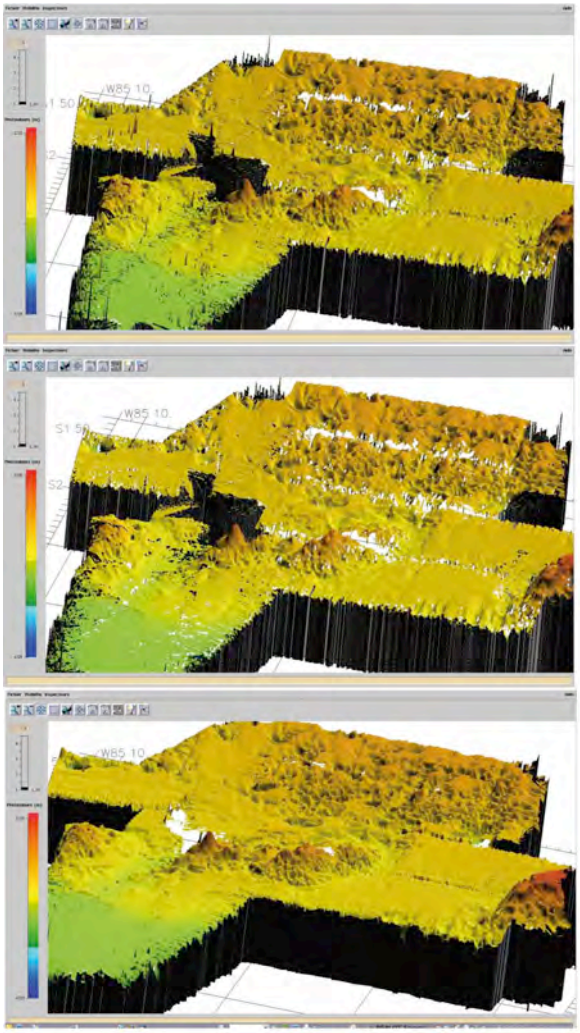


Figura 16. (A) Datos de sondeos en bruto. **(B)** Sondeos filtrados de manera automática (ver figura 15). **(C)** Sondeos filtrados e interpolados (ejemplo de procesamiento a partir del « software » caribes de IFREMER, datos en el flanco sur de la cresta de Carnegie).

2.6 Dirección de los avances tecnológicos

Actualmente la dirección de los avances tecnológicos se centra en mejorar los sistemas para obtener mayor resolución cubriendo zonas cada vez más amplias en cada barrido. Ello se consigue incidiendo en los siguientes aspectos:

1) Utilizar emisores a frecuencias más altas (30, 50, 95, 300 Khz.) Así, si las frecuencias de los sondeos clásicos a 12-15 khz (SeaBeam, EM12…) proporcionan una resolución métrica, se tiende a utilizar actualmente sistemas con frecuencias mas altas 100-200 khz (EM1002…) que permiten obtener una resolución centimétrica

2) Incorporar un mayor número de haces de emisión. Si hacemos una comparación de la evolución del número de haces de los buques oceanográficos franceses (IFREMER) se observa que el « Seabeam » del B/O Jean Charcot (1977) tenía 16 haces, el « Simrad » EM12-D del B/O Atalante (1993) tiene 162 haces, el « Simrad » EM120 del B/O Beautemps Beaupré (2002) tiene 191 haces, y el Seabat 7150 del B.O Pourquoi pas (2006) que tiene hasta 880 haces.

3) Emitir haces más finos (hasta 0.5°) con una mayor cobertura angular. Actualmente existen hasta 170° de cobertura lateral. Estos sistemas de muy alta resolución se están instalando esencialmente en Roas (Remeted Opérate Vehicle) » o Habuz (Autónomos Underwater Vehicle). La idea es acercarse al fondo marino (por ejemplo el AUV ASTER de IFREMER puede navegar hasta 3000 m de profundidad) para tener levantamiento con de una resolución del fondo del mar que no es posible alcanzar desde un buque.

2.7 3.5 khz sub-bottom profiler

La técnica utilizada para la observación de secuencias de depósitos recientes es el sonar CHIRP (ecosonda vertical), que emite a frecuencias más bajas (comúnmente 3.5 khz), marcando por tanto el límite entre las sondas batimétricas y las sísmicas. Como ejemplo, el modo CHIRP de sondeo de sedimentos utilizado en la campaña AMADEUS (Collot et al., 2005) se caracteriza por una señal emitida sobre una banda pasante de 2,4-5,5 khz. A esta frecuencia, la señal proporciona una penetración que puede llegar a más de 100 m en los sedimentos finos, conservando siempre una resolución inferior al metro. La sonda de sedimentos 3,5 khz, sirve para detectar los reflectores más superficiales del subsuelo marino. La utilización de sondas de sedimentos de tipo CHIRP ha proporcionado a los geólogos herramientas que permiten visualizar con precisión la geometría de los estratos más superficiales de los fondos marinos (ver ilustración en el capitulo siguiente), lo cual es clave para el estudio de los procesos sedimentarios activos actualmente, como las avalanchas submarinas, por ejemplo.

3. Métodos sísmicos e instrumentación sísmica

Hace más de un siglo se descubrió que las ondas sísmicas producidas en los hipocentros de los terremotos se propagan por el interior de la Tierra, reflejándose y refractándose en las discontinuidades geológicas que encuentran durante su propagación. Los registros de las ondas sísmicas en superficie proporcionan por tanto información de gran valor que históricamente permitió obtener los primeros modelos sobre la estructura del interior de la Tierra. Los registros de terremotos en superficie, sin embargo, carecen de la resolución necesaria para investigar la estructura a nivel de la corteza debido tanto a la escasa precisión en la determinación del tiempo en el que éste se produjo y su localización como a las bajas frecuencias dominantes en la señal registrada. La alternativa al registro de sismos naturales son sistemas que utilizan fuentes de energía artificiales, diseñadas para cada tipo concreto de observación a semejanza de las sondas batimétricas. Estos sistemas, conocidos genéricamente como "sísmicos" o "de sísmica", son sin duda uno los más potentes para la investigación de las estructuras geológicas que forman el subsuelo marino, y son probablemente los más empleados. El objetivo de los estudios que utilizan sistemas de adquisición sísmica es obtener una representación de las estructuras que se hallan bajo el fondo marino mediante el tratamiento, análisis y/o modelización de la señal sismo-acústica que se propaga a través de ellas.

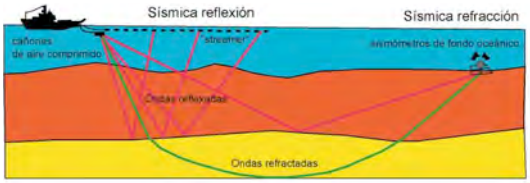


Figura 17. Métodos de sismica marina: la sísmica reflexión y la sísmica refracción.

3.1 Método

El objetivo de los métodos sísmicos es determinar la estructura y las propiedades físicas del subsuelo a varias escalas. Por ello, se suelen usar fuentes artificiales de energía que permiten seleccionar, tanto la amplitud de la onda generada, como su contenido frecuencial y el instante exacto en el que ésta se genera. En estudios de sísmica marina se utilizan fuentes de energía basadas en la generación de burbujas de aire a alta presión mediante la combinación de cañones de aire de distintos volúmenes. Se clasifican según la naturaleza de la fuente y los receptores y el dispositivo de adquisición en sísmica refracción y sísmica reflexión (Figura 17 y 18).

El equipamiento empleado para realizar estudios sísmicos se divide en tres grupos según la función que realiza: fuentes de energía (en general cañones de aire, pero también pueden ser cañones de agua, transductores pizoeléctricos, etc.), que proporcionan un pulso de energía acústica, equipos de adquisición, encargados de captar y registrar las señales reflejadas y/o refractadas por el fondo marino (Fig. 18), y sistemas de procesado, que permiten tratar, analizar y representar las señales sísmicas.

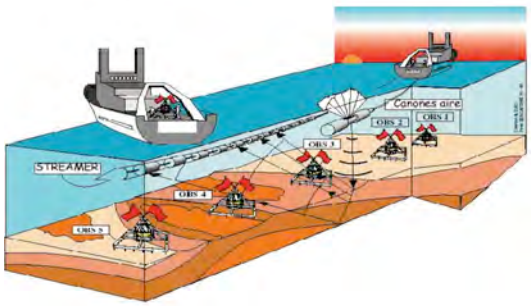


Figura 18: Adquisición simultánea de un perfil de sísmica reflexión multicanal y de uno de sísmica de refracción y refracción de gran ángulo con sismómetros de fondo oceánico (OBS). En el caso de la figura un buque se dedica a la realización del perfil de sísmica reflexión y otro buque desplegar y recuperar los OBS.

Los sistemas de adquisición de sísmica de reflexión "vertical" están constituidos por una fuente (cañones de aire en el caso de los experimentos llevados a cabo en Ecuador) y una ristra de receptores (i.e. hidrófonos) denominada *streamer*. Tanto el emisor como el receptor son arrastrados por el barco (Figura 18) a lo largo de los denominados "perfiles sísmicos". En este tipo de sistema la distancia entre fuente y receptor se mantiene por tanto constante a lo largo del perfil. Dependiendo de si el *streamer* está constituido por uno o varios grupos de hidrófonos los sistemas de sísmica de reflexión vertical se clasifican en "monocanal" o "multicanal". Dada su geometría de adquisición, en este tipo de sistema la incidencia del frente de ondas es cuasi-vertical (de ahí su nombre), de forma que el campo de ondas registrado por el *streamer* está constituido primordialmente por reflexiones que generan las discontinuidades geológicas caracterizadas por contrastes abruptos de sus parámetros elásticos.

Así, las zonas que muestran un mayor contraste de velocidad de propagación dan como resultado ondas reflejadas de mayor amplitud y viceversa. Esta información, una vez procesada, da lugar a imágenes directas de estas discontinuidades (i.e. las secciones sísmicas) que han constituido tradicionalmente la principal fuente de información a nivel estructural para la prospección de hidrocarburos. Durante la última década, este método, se ha utilizado en Ecuador con propósitos puramente científicos en la investigación de la corteza. Un ejemplo de los excelentes resultados que proporciona la sísmica de reflexión para la definición de la estructura fina de la corteza superior se muestra en la Figura 19a.

Sin embargo, a medida que el frente de ondas se propaga por el interior de la Tierra, sufre pérdidas de energía por varios factores como la atenuación (esencialmente por fricción de las partículas), la dispersión por divergencia esférica, o la propia pérdida por reflectividad en las discontinuidades. Así, las ondas reflejadas regresan hacia la superficie con una parte muy pequeña de energía que, en muchas ocasiones, se confunde con el ruido de fondo, dificultando su interpretación. Este hecho es más importante cuanto mayor es la profundidad del reflector en cuestión. En este sentido, la principal ventaja de sistemas multicanal frente a los monocanal, es que permiten sumar la señal coherente registrada en los distintos canales (i.e. grupos de hidrófonos) para mejorar la relación señal/ruido en las secciones sísmicas. Sin embargo, un problema común de los sistemas de sísmica de reflexión es que las ondas reflejadas, a diferencia de las refractadas, no contienen información directa de la velocidad de propagación de las ondas en el medio, de forma que el eje vertical de las secciones sísmicas se representa generalmente en tiempo (i.e. doble tiempo de recorrido) y no en profundidad. Existen técnicas, denominadas de migración en profundidad, que permiten convertir las secciones sísmicas de tiempo a profundidad, pero son técnicas de compleja aplicabilidad sujetas a un considerable nivel de subjetividad.

Una alternativa a la sísmica de reflexión para resolver la estructura de los niveles profundos de la corteza y el manto superior son los denominados sistemas “de sísmica de refracción y reflexión de gran ángulo”. La diferencia esencial en cuanto a su geometría es que los receptores son en este caso Sismómetros de Fondo Oceánico (OBS) que, como su nombre indica, se despliegan en el fondo del mar a lo largo de los perfiles. De esta forma, y a diferencia de la sísmica de reflexión, la distancia entre fuente y receptor es variable y puede ser arbitrariamente grande. En este caso los frentes de ondas inciden en un amplio rango de ángulos (i.e., mayores que el ángulo crítico), de forma que el campo de ondas registrado contiene no sólo reflexiones sino también refracciones, que se registran a mayores distancias de la fuente y contienen información directa de la velocidad de propagación en el medio; es decir de sus propiedades físicas. La principal desventaja es que el número de receptores (i.e. OBS) que se utiliza es mucho más reducido que en sísmica de reflexión y por tanto la redundancia en los registros es mucho menor y la resolución de las imágenes obtenidas, sobre todo a niveles someros, también. Eso hace que este tipo de sistema haya sido mucho menos utilizado hasta la fecha en el ámbito industrial, si bien recientemente se empieza a poner de manifiesto su aplicabilidad también en este ámbito si se utiliza un número suficientemente grande de OBS. Otra diferencia fundamental con la sísmica de reflexión es que, a diferencia de ésta, los registros de refracción no proporcionan imágenes directas del subsuelo, sino que es necesario obtener modelos de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas y de la geometría de los receptores que ajusten las observaciones, ya sea por técnicas directas o inversas (ver Figura 19b).

En el último decenio se han realizado en Ecuador cuatro campañas en las que se han adquirido datos sísmicos. La primera fue SISTEUR en 2000 (Collot et al., 2002), en el cual se adquirieron datos de sísmica de reflexión multicanal, así como de refracción con OBS, en el margen continental. La segunda la campaña SALIERI en 2001 (Flueh et al., 2001), que se centró en la adquisición de sísmica de refracción sobre la cordillera de Carnegie (Sallarès y Charvis, 2003; Sallarès et al., 2005). Posteriormente, en la campaña AMADEUS, en 2005, se adquirieron datos de reflexión monocanal y multicanal al norte de Ecuador y sur de Colombia, y en la campaña ESMERALDAS, también en 2005, se adquirió sísmica de refracción en la misma zona. En la Figura 20 se muestran ejemplos de los datos adquiridos.

3.2 Las fuentes sísmicas

Generalidades

Los cañones, al liberar el aire comprimido en el agua, producen un pulso sismo-acústico, cuya energía y contenido frecuencial depende principalmente de la presión del aire y el volumen de los cañones y de su profundidad de despliegue. El pulso se transmite de forma omnidireccional por la columna de agua hasta

alcanzar el fondo marino, donde la energía se refleja y refracta cada vez que encuentra una discontinuidad en el medio en forma de contraste de impedancia acústica.

Las principales características de una fuente sísmica son su poder de penetración, el nivel de resolución, y la cadencia. El control de la potencia de la fuente asociada a su contenido frecuencial es fundamental porque va a determinar la resolución vertical (capacidad a distinguir los reflectores cercanos) y el poder de penetración o alcance (el reflector lo mas profundo que se puede seguir en el registro en sísmica de reflexión o la máxima distancia de registro en uno de refracción) (Figura 21).

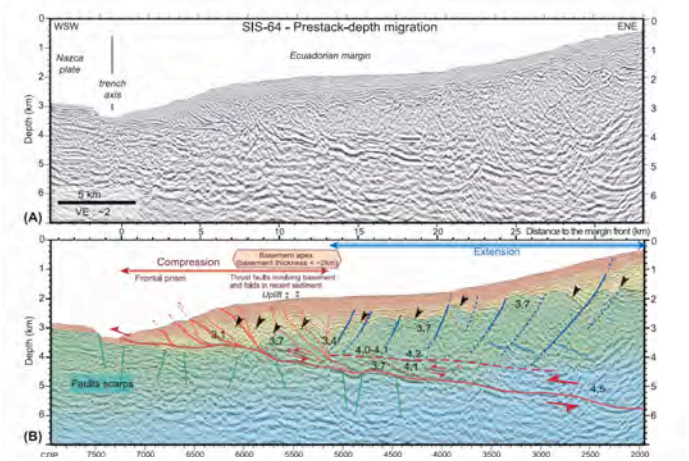


Figura 19. Perfil de sísmica de reflexión multicanales de la campana SISTEUR (Sage et al., 2006). **(A)** imagen sísmica ; **(B)** interpretación del perfil ilustrando (placa superior y contacto inter placa) el cambio de tipo de deformación entre la parte baja de la pendiente y la parte alta.

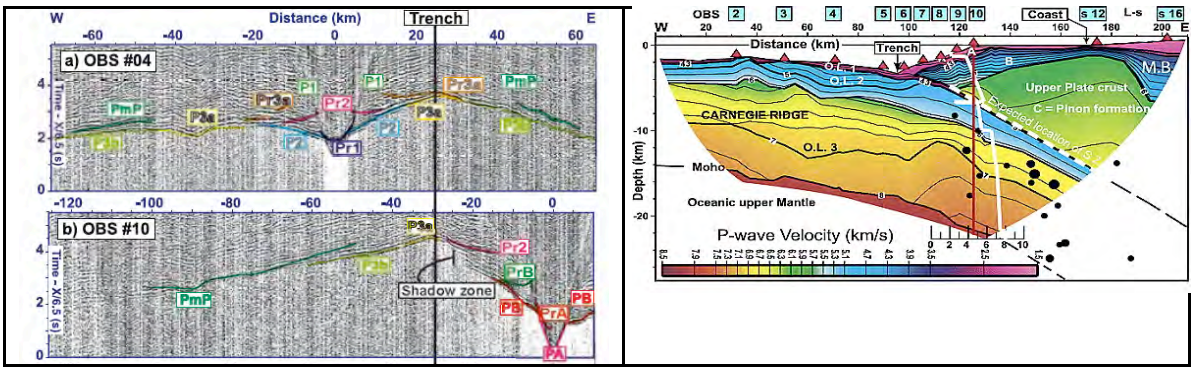


Figura 20. Ejemplos de resultados obtenidos a partir de datos de sísmica de refracción y reflexión de gran ángulo de la campaña SISTEUR (según Graindorge et al., 2004). El modelo muestra la cordillera submarina de Carnegie (placa oceanica sobre-engrosada) entrando en subducción. (**Izquierda**) datos registrados en dos OBS a lo largo de un perfil que corta el margen de Ecuador. El OBS 4 se localiza en la placa inferior (oceanica) mientras que le OBS10 se encuentra en la placa superior. Las líneas de color muestran los tiempos de trayecto de las distintas fases reflejadas y refractadas a distintos niveles de la corteza oceánica y continental (ver artículo Graindorge et al., 2004, para detalles). (**Derecha**) Modelo de velocidad final obtenido a través del margen ecuatoriano. El código de colores corresponde a la velocidad de propagación en el medio para la parte del modelo cubierto por los rayos sísmicos. Los círculos negros indica posición hipocentral de sismos registrados a una distancia menor de 50 Km. del perfil a partir del catalogo de Engdahl. Abreviaturas: Cuenca de Manabí: M.B., Zona sismogénica: S.Z., capa oceánica: O.L., Estaciones terrestres: L-s. La línea blanca localizada a 120 km muestra un perfil de velocidad en profundidad en ese punto concreto.

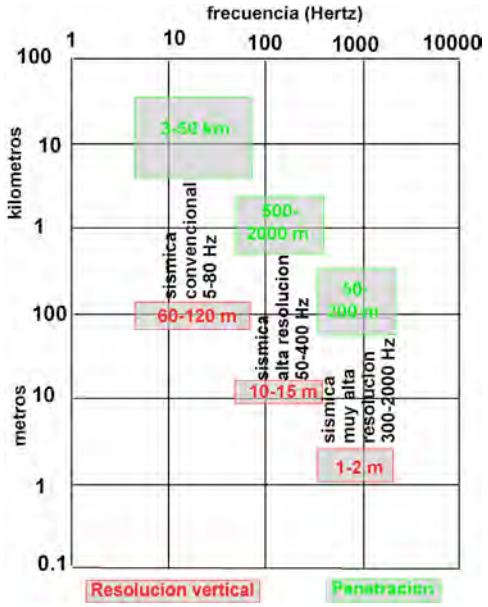


Figura 21. Penetración y resolución vertical en función de la frecuencia de la fuente sísmica utilizada. Se distingue clasicamente 3 tipos de sísmica segun la frecuencia: convencional, alta y muy alta resolución. La sísmica convencional incluye la sísmica petrolera. Segun el objetivo y el tipo de objeto geológico estudiado se va a adaptar y escoger una fuente sísmica diferente. http://www.ifremer.fr/flotte/documentation/fiches_techniques/equipements%20scientifiques/sismique-vf_2000-041esn.pdf

Las fuentes sísmicas se encuentran situadas unos metros bajo la superficie, típicamente entre 1-2 m (sismica de alta y muy alta resolución) y 20-30 m (sísmica convencional de alta penetración y largo alcance). Esta localizacion de la fuente bajo el agua produce la ocilacion de la burbuja, así como la reflexión del tren de ondas en la surperficie del agua, generando lo que se conoce como ghost (Figura 21). La combinación de todos estos impulsos constituye el tren de ondas emitido o signatura de la fuente. Conocer bien su forma es esencial para realizar un buen procesado de los datos adquiridos y para eliminar los artefactos de las secciones sísmicas.

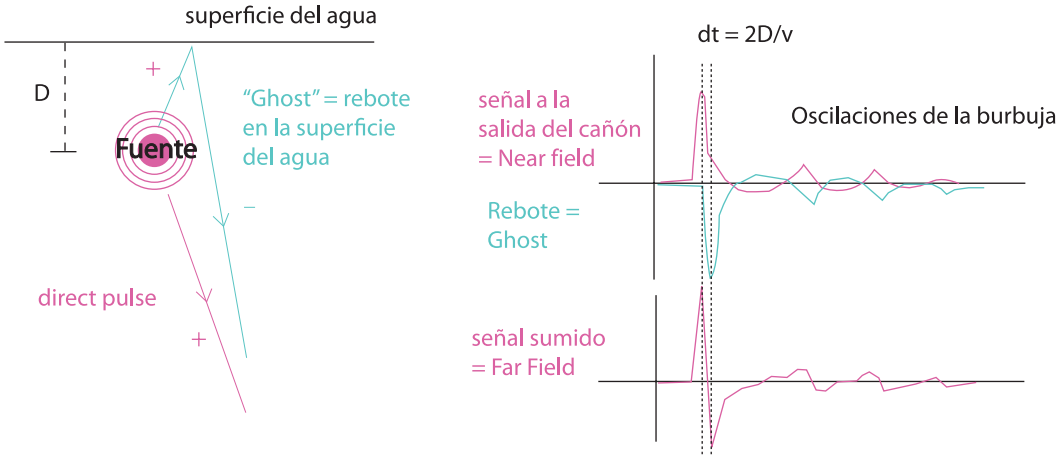


Figura 22. Un pulso acústico generado en la fuente localizada en la profundidad D se transmite de forma omnidireccional. Lo que va a alcanzar el fondo marino es la combinacion del pulso directo + el rebote en la superficie de la agua. A este senal de campo lejano se añaden las ocilaciones de la burbuja.

Control de la señal

Atenuacion de la oscilación de la burbuja

Una fuente sísmica se caracteriza por su firma « near field » es decir a la salida del cañón. La burbuja oscila porque a medida que se su volumen aumenta, la presión en su interior disminuye hasta alcanzar un valor inferior a la presión hidrostática. En general se trata de obtener una signatura lo más impulsional posible mitigando a la vez en lo posible el efecto de la oscilación de la burbuja (Figura 23). Es decir, aumentar la relación P/B (amplitud del pulso principal o "pico" respecto a la amplitud de la primera oscilación de la burbuja). Los cañones clásicos (e,g,. los de la compañía Bolt), no permiten atenuar la oscilación de burbuja, por lo que es necesario combinar varios de ellos de forma sincronizada para obtener este efecto (Figura 24). Otra alternativa son los cañones de aire de tipo GI (Generador-Injector), que integran dos cañones en uno, de forma que poco después del impulso principal (Generador) se realiza un impulso secundario (Inyector) que proporciona aire en la burbuja con el objeto de mantener en lo posible su presión (Figura 23).

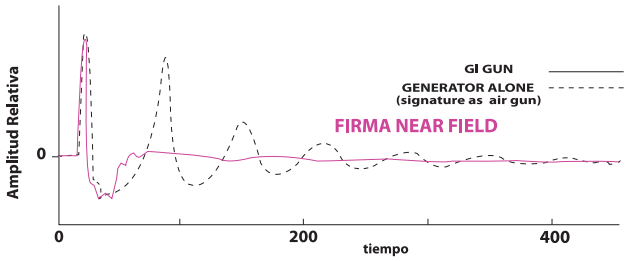


Figura 23. Oscilación de burbuja (línea discontinua) y su atenuacion con el uso de un GI gun (línea de color): firma de campo cercano de un cañón GI con y sin inyector (documento Sodera; la linea discontinua corresponde al senal del cañón GI sin disparo del inyector).

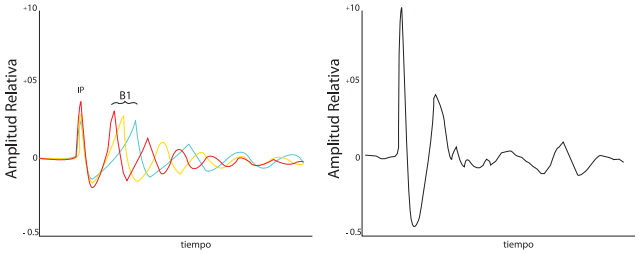


Figura 24. Ejemplo de combinación de tres cañones con distintas características (posición, volumen y presión) para mejorar la signatura de la fuente. Los cañones son sincronizados de forma que se refuerza el impulso principal (IP) mientras que se atenúa la primera ocilacion de la burbuja.

Parámetros que controlan la señal

Como se ha indicado anteriormente, el volumen, la presión de aire y la profundidad a la que se disparan los cañones son los parámetros que tienen mayor influencia sobre la señal registrada (Figura 25). Un aumento de volumen permite aumentar la amplitud y al mismo tiempo mejorar la relación P/B (Figura 25), obteniéndose a la vez frecuencias más bajas. Este mismo efecto se logra, con distinta eficacia, aumentando la profundidad de los cañones. Sin embargo, la forma más eficiente de conseguir mayor amplitud y un alto contenido de bajas frecuencias es aumentando la presión de disparo. Ello es sin embargo inviable en la mayoria de sistemas pues entraña diversas dificultades técnicas y riesgos.

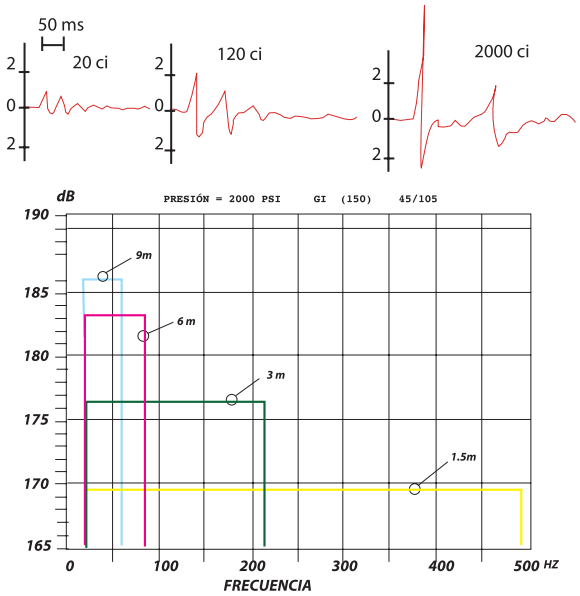


Figura 25. Comparación de la señal de campo lejano de tres cañones del mismo modelo pero de volumen diferente (**arriba**). Comparación del rango de frecuencia y de amplitud por un mismo canon localizado a distintas profundidades (9m, 6m, 3m y 1 .5m) (**abajo**) (Documentos Sodera).

3.3 Los receptores sísmicos

La sísmica de reflexión multicanal

En cualquier registro símico se encuentra el eco acústico procedente del suelo y subsuelo marino mezclado con ruido ambiente, de forma que en muchos casos no es posible observar las señales correspondientes a reflexiones de baja amplitud. Como se ha comentado anteriormente, si se dispone de un sistema de varios canales, con la geometría de disparo adecuada es posible obtener registros de distintos disparos en un mismo punto reflector. Ello permite agregar la señal de los distintos registros utilizando las

técnicas adecuadas para obtener un único sismograma en el cual la relación señal/ruido es mucho mayor. Esto es debido a que la señal de las relfexiones llegan en fase de un canal al otro, adicionándose de manera constructiva, mientras que el ruido, aleatorio, tiende a anularse (Fig. 26 y 27). El número de disparos que es posible registrar por cada mismo punto reflector corresponde a la denominada "cobertura" del sistema, que obviamente depende del número de canales del sistema (y de su separación), así como de la cadencia de disparo.

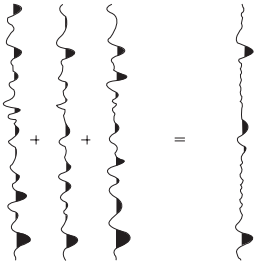


Figura 26. Las señales que llegan en fase de un canal al otro se adicionan de manera constructiva mientras que el ruido tiende a anularse.

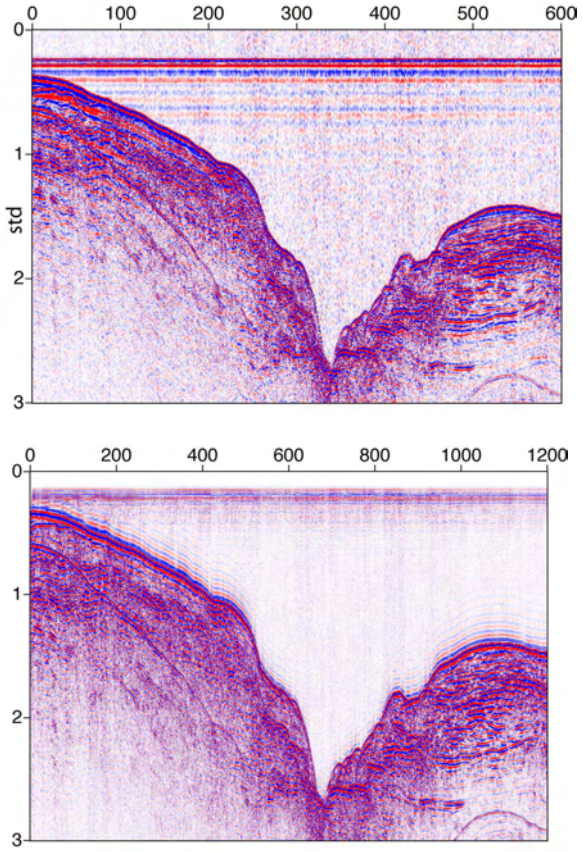


Figura 27: Sección de sísmica monocanal (**arriba**). Suma (o stack) de los 6 canales. Los datos corresponden a un perfil sisimico adquirido durante la Campana AMADEUS a lo largo del cañón de Esmeraldas (**abajo**). Obsérvese la mejor relación señal ruido en el perfil sumado.

El número de canales o grupos de hidrófonos de un *streamer* de sísmica de reflexión se encuentran, así como su separación varía dependiendo de los objetivos a alcanzar. Durante la campana AMADEUS (Collot et al., 2005), cuyo objetivo era resolver la estructura fina de los sedimentos y la parte mas sómera del basamento, se usó un *streamer* con 6 canales espaciados 50 m, mientras que durante la campana SISTEUR (Collot et al., 2001; 2002), cuyo objetivo era obtener imágenes de la corteza oceánica y el margen continental hasta su base, se uso un streamer de 360 canales espaciados 12.5 m.

Los OBS

Los OBS (http://www.obs-vlfr.fr/GeosciencesAzur/OBS/) son estaciones sísmicas de fondo oceánico cuyo sistema de registro es completamente autónomo. Está dotado de un hidrófono y un geófono que registran las vibraciones de la (columna de agua y los suelos oceánicos generados por fuentes artificiales (tiros de sismica) o naturales (sismos). Contienen baterías que les permiten registrar en contínuo durante un período determinado de tiempo a grandes profundidades (hasta 7000 m). En el caso del los OBS utilizados en la campaña ESMERALDAS-2005 (Pontoise et al., 2006) se trata de sistemas con una autonomía de registro de más de 6 meses, con un geófono de banda ancha (40 s), mientras que los utilizados en SALIERI-2001 (Flueh et al., 2001) tienen menor autonomía (2 meses) y un geófono de corto periodo (4.5 Hz). Los datos se registran en discos duros o tarjetas de tipo Compact Flash. Los OBS están dotados de un sistema de liberación conectado a un transductor acústico son el que se comunica desde la superficie para las órdenes de largado y recuperación. Una vez recibida la orden el sistema de liberación suelta el lastre y asciende por su propia flotabilidad a la superficie, donde se recupera desde el barco. La localización en superficie se hace mediante distintos elementos como una antena VHF, una luz intermitente o una bandera.

En la mayoría de casos, las campañas modernas de sísmica marina combinan la adquisición de datos de reflexion multicanal con los de refracción y reflexión de gran ángulo sobre estaciones terrestres y/o marinas para aprovechar la complementariedad de ambos tipos de datos en cuanto al tipo de información que se puede extraer de ellos.

Ejemplos de sísmica utilizada durante campañas recientes a lo largo de Ecuador

Como se ha señalado anteriormente las distintas campañas realizadas en el margen de Ecuador y Colombia en los últimos años no tuvieron todos los mismos objetivos, aunque algunas de ellas coincidieran en su localización espacial. Un ejemplo son las campañas SISTEUR y AMADEUS. Así, el objetivo de la campaña SISTEUR fue la obtención, con la ayuda de la sísmica de reflexión multicanal y sísmica de refracción y reflexión de gran ángulo, de imágenes sismo-acústicas de la estructura cortical del margen y del contacto entre el margen continental y la placa oceánica subducida, así como de las propiedades físicas de los diversos niveles estructurales de ambas placas. La campaña AMADEUS, en contraste, se orientó a la obtención, con la ayuda de sísmica de reflexión multicanal, de imágenes sismo-acústicas de la parte superficial del margen para tener una mejor comprensión de los procesos que gobiernan la deformación del margen (Fig. 28 y 29). Así, en la campaña SISTEUR el objeto de interés es la corteza, es decir a una escala de decenas de kilómetros, mientras que en la campana AMADEUS el objeto a estudiar son las capas más superficiales, a una escala del orden de el kilómetro. Es decir que tanto la fuente como los receptores que fueron utilizados durante estas dos campañas fueron sustancialmente distintos (Figuras 28 y 29).

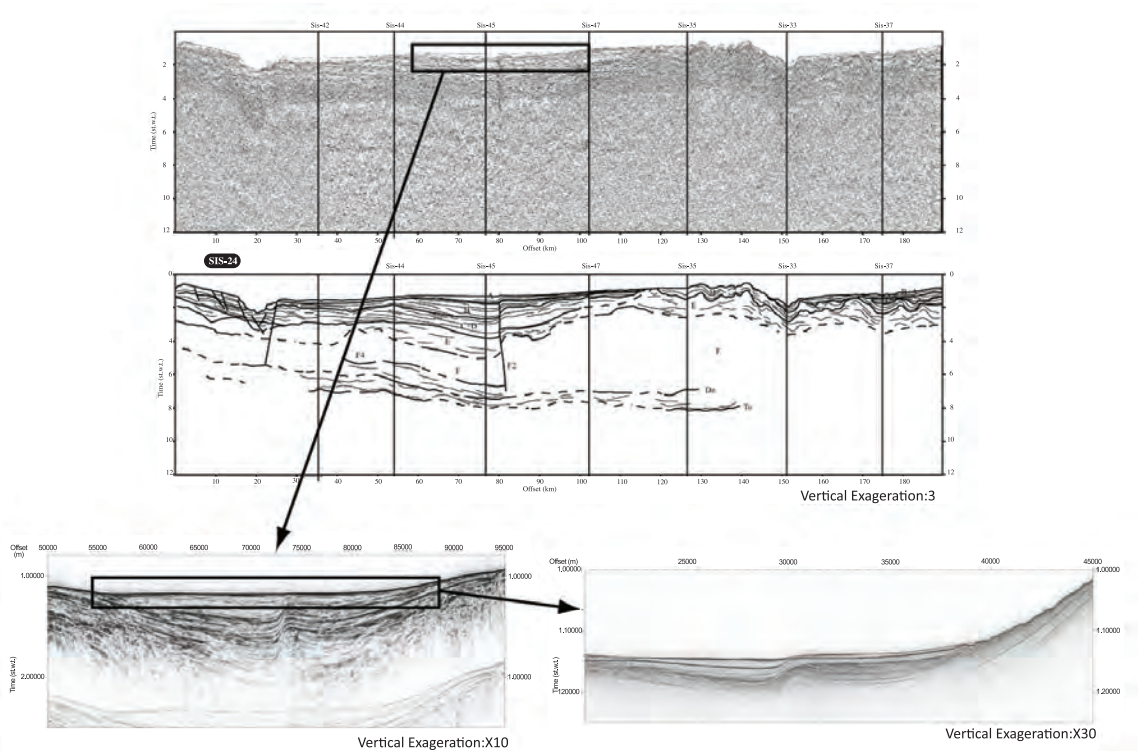


Figura 28. Comparación de imágenes acústicas obtenidas en la cuenca de Manglares a través de una falla que afecta a la cuenca. 1) Sísmica convencional de alta penetración y baja resolución utilizada en SISTEUR: El reflector vertical asociado a la falla se sigue hasta casi 8 segundos de profundidad (arriba). 2) Sísmica de "ligera" de alta resolución utilizada en AMADEUS (abajo izquierda); 3) Mismo perfil pero obtenido con la sonda de 3.5 kHz (abajo derecha).

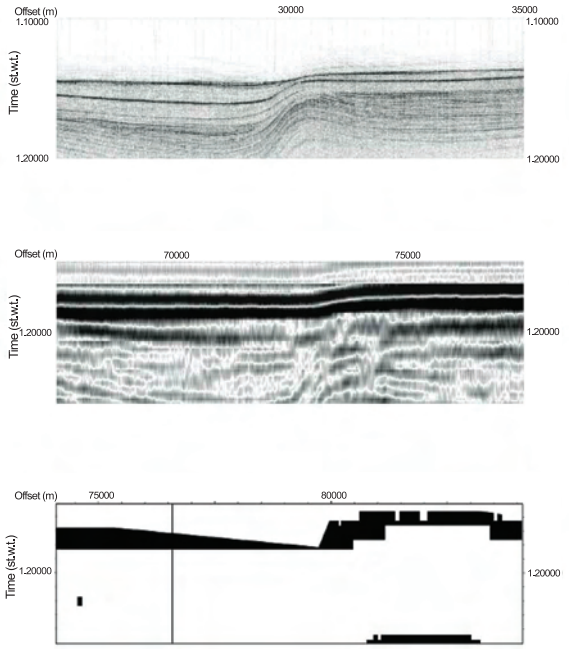


Figura 29. Comparación al detalle de las imágenes obtenidas: la sonda de 3.5 kHz (**arriba**), la sísmica"ligera" de alta resolución utilizada en AMADEUS (**medio**) y la sísmica convencional de alta penetración y baja resolución utilizada en SISTEUR (**abajo**).

Sísmica »ligera » de AMADEUS

La fuente consiste en dos cañones tipo GI. Uno GI 105/105 pulgadas cúbicas (ci) y otro GI 45/45 ci a 20 m de distancia del buque y 4-5 metros de profondidad con una cadencia de disparo de 8 segundos y una presión de 140 bares. El receptor tiene 6 segmentos activos (canales) de 50 metros cada uno situado a 7 metros de profundidad. El primer segmento activo se encuentra a 200 m de distancia del buque. El rango de frecuencias de la fuente se encuentra entre 17 Hz y 85Hz.

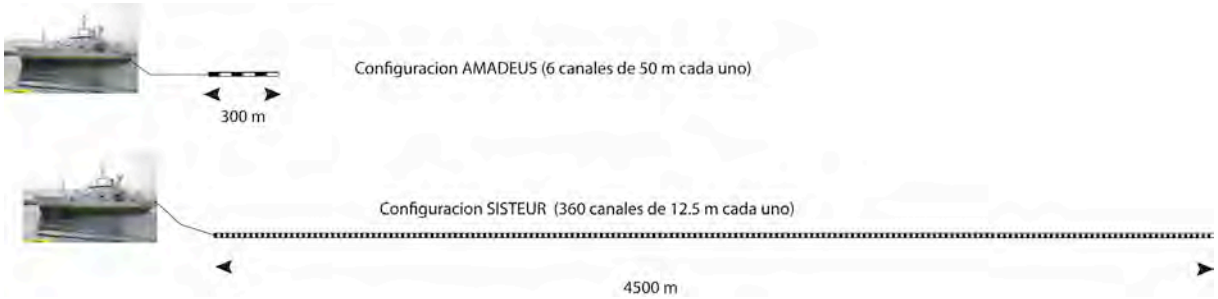


Figura 30. Comparación entre el streamer utilizado durante AMADEUS y durante SISTEUR.

Sísmica convencional (o "pesada") de SISTEUR

Durante la campaña SISTEUR se realizaron perfiles de sísmica de reflexión y perfiles de sísmica de refracción. Este hecho motivó que se utilizaran dos tipos distintos de fuente, cada uno de ellos adaptada específicamente a cada sistema de adquisición (Fig. 31).

Configuración sísmica de reflexión: para la sísmica de reflexión se dio privilegio a las altas frecuencias con el compromiso de tener la resolución necesaria con una penetración aceptable. La fuente utilizada se compone de 2 GI de 75 ci, 2 GI de 105 ci, 2 GI de 150 i ci. 2 Bolt de 5Litros y 2Bolt de 9 Litros y 2 clusters de 250 ci para un volumen total de 2869 ci. Este conjunto de cañones está situado a 10-15 m de profundidad con una cadencia de disparo de 20 segundos, que dada la longitud del streamer y el número de canales proporciona una cubertura multiple de 45. La presión de disparo fue de 140 bars. En cuanto a su contenido frecuencial, el máximo de energía recibida se situa alrededor de 13-18 Hz con un segundo pico alrededor de 33-36 Hz.

Configuración sísmica de refracción: para la sísmica de refracción se dio privilegio a las frecuencias más bajas por alcanzar la máxima penetración sin tener en cuenta la resolución. La fuente utilizada incluye de 8 canons Bolt de 16 Litros cada uno con un total de 7814 in3 (casi tres veces del volumen usado en la sísmica de reflexión). Este conjunto de cañones se situó a 25-30 m de profundidad (mas del doble que la configuración anterior) con una cadencia de disparo de 60 segundos y una presión de 140 bars. El máximo de energía recibida se sitúa alrededores de 12 Hz con un segundo pico alrededores de 23 Hz (frecuencias más bajas que la configuración sísmica de reflexión).

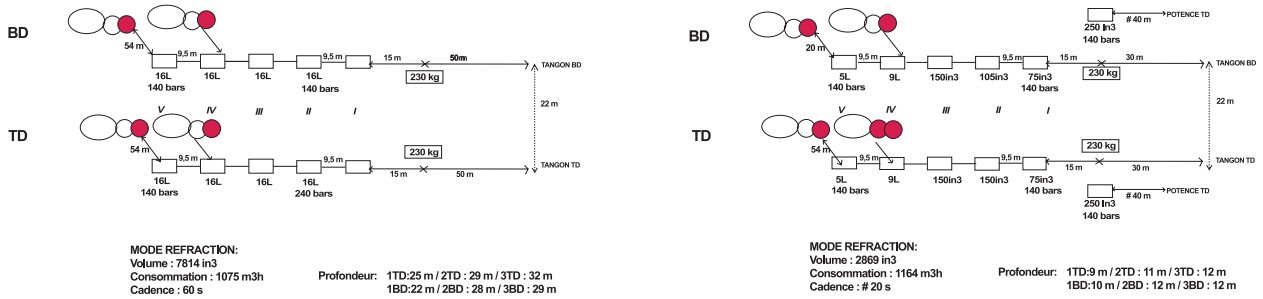


Figura 31. Configuración de la fuente sísmica utilizada durante la campaña SISTEUR (Collot et al., 2001). Configuración de sísmica de reflexión (**izquierda**); configuración de sísmica de refracción (**derecha**). En este caso la profundidad de los cañones y el volumen son más importantes que para la configuración de reflexión (lo que privilegia los frecuencias bajas (ver figura 23).

Referencias

Bisquay H., SMF, http://www.ifremer.fr/flotte/ equipements_sc/sondeurs_multi/cours_smf_fichiers/index.html, 2005.

Collot, J.-Y., et al., Report on the AMADEUS cruise, 326.pp, (CD +paper), 2005.

Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M.-A., y Operto S., Exploring the Ecuador-Colombia active margin and interplateseismogeniczon, *Eos Trans.*, AGU, *83(17)*, 189-190, 2002.

Collot, J.-Y., Michaud, F., Legonidec, Y., Calahorrano, A., Sage, F., Alvarado, A., y el personal científico y técnico del INOCAR, Mapas del margen continental Centro y Sur de Ecuador : Batimetría, Relieve, Reflectividad Acústica e Interpretación Geológica, publicación IOA-CVM-04-Post, 2006b.

Collot, J.-Y., Migeon S., Spence, G., Legonidec, Y., Marcaillou, B., Schneider, J.-L., Michaud, F., Alvarado, A., Lebrun, J.-F., Sosson, M., y Pazmino, A., Seafloor margin map helps in understanding subduction earthquakes, *EOS*, *86(46)*, 463-465, 2005.

Collot, J.-Y., Charvis, P., y Bethoux, N. et al., La campagne SISTEUR Sismique reflexion et sismique refraction sur lamarge d'Equateur et de Colombie, Rapport interne, UMR-Geosciences Azur, 245pp., 2001.

Collot, J.-Y., Legonidec, Y., Michaud, F., Marcaillou, B., Alvarado, A., Ratzov, G., Sosson, M., Lopez, E., Silva, P., y el personal científico y técnico del INOCAR, Mapas del margen continental del Norte de Ecuador y del Suroeste de Colombia : Batimetría, Releive, Reflectividad Acústica e Interpretación Geológica, publicación IOA-CVM-03-Post, 2006a.

Flueh, E. R., Bialas, J., Charvis, P., et al., Cruise report SO159 SALIERI, South American Lithospheric Transects Across Volcanic Ridges, Guayaquil-Guayaquil, Aug-21/Sep-17, 2001, GEOMAR, Kiel, ISSN: 0936-5788, 256 pp., 2001.

Graindorge, D., Calahorrano, A., Charvis, P., Collot, J.-Y., y Bethoux, N., 2004, Deep structures of the margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquake recurrence interval, *Geophysical Research Letters*, *31*, doi:10.1029/2003GL018803, 2004.

Michaud, F., Collot, J.-Y., Alvarado, A., López, E., y el personalcientífico y técnico del INOCAR, Batimetría y Relieve Continental e insular, publicaciónpublicación IOA-CVM-01-Post, INOCAR, Guayaquil, Ecuador, 2006.

Pontoise, B., Charvis, P., et al., The ESMERALDAS experiment offshore - onshore North Ecuador - South Colombia : Investigations on margin segmentation and earthquake generation, *EGU Annual Meeting 2006*, Vienna, 2006.

Sage, F., Collot, J.-Y., y Ranero, C. R., Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from depth migrated seismic images at the Central Ecuador convergent margin, *Geology*, *4*, 997-1000, 2006.

Sallarès, V., y Charvis, P., Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic province, *Earth Planetary Sciences Letters*, *214*, 545-559, 2003.

Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E. R., Bialas J., et al., Seismic structure of the Carnegie Ridge and the nature of the Galapagos melt anomaly, *Geophysical Journal International*, *161*, 763–788, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02592, 2005.

Otras referencias (sitios Web)

http://www.ifremer.fr/flotte/documentation/fiches_techniques/equipements%20scientifiques/sismique-vf_2000-041esn.pdf

http://www.ifremer.fr/flotte/equipements_sc/logiciels_embarques/caraibes/index.html

http://www.ifremer.fr/flotte/equipements_sc/sondeurs_multi/performances.htm

http://www.obs-vlfr.fr/GeosciencesAzur/OBS/

http://www.utm.csic.es/ecos

El karst submarino de mega depresiones circulares de la Cordillera de Carnegie (Ecuador): posible origen por disolución submarina.

François Michaud[1], Nelson Pazmiño[2], Jean-Yves Collot[1]

[1]GéoAzur, Université de Nice Sophia-Antipolis, IRD, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Observatoire de la côte d'Azur, Villefranche sur mer, France

[2]Instituto Oceanográfico de la Armada, INOCAR, Guayaquil, Ecuador

Resumen.

Dentro del tema de discusión actual sobre el clima, grandes esfuerzos se han realizado para evaluar el rol del océano en el intercambio global de CO2. Esto requiere un sólido conocimiento de los complejos procesos implicados en el sistema de los carbonatos marinos, tal como lo contemplan los balances para la producción y la disolución de carbonatos marinos bajo diferentes regímenes oceánicos. Los datos de batimetría multihaz registrados sobre los flancos de la Cordillera de Carnegie (Ecuador) durante la campaña SALIERI (del B/I SONNE), muestran, entre los 1500 y 2700 m de profundidad, zonas esparcidas de campos de depresiones circulares cerradas de más de 300 m de profundidad y de 2 a 3 Km de diámetro. Estas estructuras circulares espectaculares afectan la cobertura sedimentaria calcárea (creta) de cerca de 500 m de espesor que recubre los flancos de la Cordillera. La puesta en evidencia de los campos de depresiones circulares sobre una vasta escala permite interrogarse sobre su origen y su edad. Dentro de las diferentes hipótesis (vesículas o pockmarks gigantes, recubrimiento sedimentario de la morfología del basamento volcánico,…) el modelo más aceptable es aquel de una disolución submarina controlada y modulada por los factores propios de la Cordillera, favoreciendo el desarrollo de campos de depresiones circulares en los carbonatos.

Abstract.

In the focus of the ongoing climate discussion, large efforts have been to evaluate the role of the ocean in the global exchange of CO_2. This requires a solid knowledge of the complex processes involved in the marine carbonate system, as does developing budgets for marine carbonate production and dissolution under different oceanic regimes. During the SALIERI cruise (2001) offshore Ecuador, multibeam bathymetry was collected (R/V SONNE). The most conspicuous features discovered on the Carnegie Ridge are fields of sub-circular steep-sided, closed depressions distributed along the ridge northern and southern flanks at depths of 1500 to 2700 m. These circular depressions are 1-4 km wide and typically 100-300 m deep. The depressions were carved into the ridge sedimentary blanket which is wholly carbonated (more than 500 m of nannofossil chalk ooze and chalk) and dated from upper Miocene to upper Pleistocene. From conventional bathymetry, the circular depressions were previously mistaken with canyons and gullies and the hypothesis of their erosional origin in relation to either a past emergence of the ridge or bottom currents was initially proposed. Several alternative hypotesis can be proposed. A pockmark origin due to gas release seems unreasonable in view of the dimension of the depressions, the depositional environment and the homogeneity of the sediment. The circular depression do not seem to be related to the volcanic basement topography but we cannot exclude a structural control by the faults of the Carnegie Ridge basement. Underwater carbonate dissolution is an alternative hypothesis for the origin of the closed depression.

1. Introducción

Si los campos de depresiones circulares son relativamente clásicos en tierra, el modelo cárstico presenta buenos ejemplos de estos con sus campos de dolinas, siendo diferente bajo el mar. Los campos conocidos de depresiones circulares submarinas están localizados sobre las plataformas y los márgenes continentales. Bajo una débil capa de agua, sobre las plataformas carbonatadas, las dolinas que ahora están sumergidas son bien conocidas bajo el término de «huecos azules» (blue holes) (Backshall et al., 1979). Bajo capas de agua más importantes, las depresiones circulares han sido atribuidas a la circulación de agua procedente del continente vecino como por ejemplo en Florida (Land et al., 1995) ; los campos de depresiones circulares o " pockmarks " son atribuidos a la acción de la circulación y de expulsiones de fluidos (Paull et al., 2002). Al pie de los márgenes continentales, la sobrecarga sedimentaria sobre un nivel "móvil" puede originar la formación de centros de deposición de forma circular: este es el caso al pie de los deltas profundos del Mississippi (Diegel et al., 1995) o del Níger (Davies, 2003).

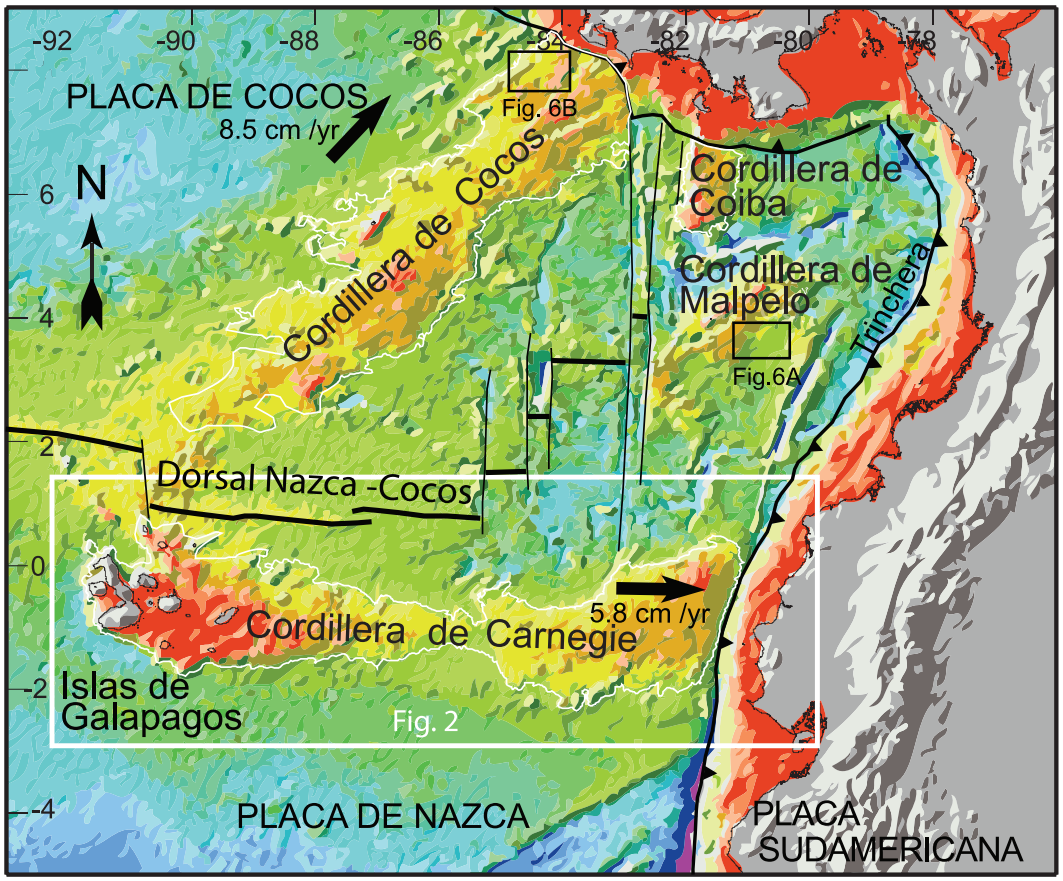


Figura 1. Marco geodinámico de la Cordillera de Carnegie. Las flechas negras indican los movimientos relativos de las placas de Nazca y Cocos en relación a la placa Sudamericana considerada como fija. Las líneas blancas corresponden a la isóbata 2300 m.

Localizados en dominio oceánico, lejos de toda influencia continental importante las cordilleras de Carnegie, Cocos, y Malpelo están situados en un contexto geodinámico muy diferente a las situaciones anteriormente descritas. Las Cordilleras de Carnegie, Cocos y Malpelo (Fig.1) son plataformas oceánicas que resultan de la interacción desde el Mioceno hasta la actualidad entre el Punto Caliente de Galápagos y la dorsal Nazca-Cocos (Hey, 1977; Lonsdale, 1978; Sallares y Charvis, 2003). Sobre los flancos de estas cordilleras, la cobertura sedimentaria carbonatada (Van Andel et al., 1973; Lonsdale y Malfait ; 1976 ; Heezen y Rawson, 1977), presenta campos de depresiones enigmáticas. La geometría de estas depresiones permite interrogarse sobre la existencia de un relieve cárstico y sobre su origen.

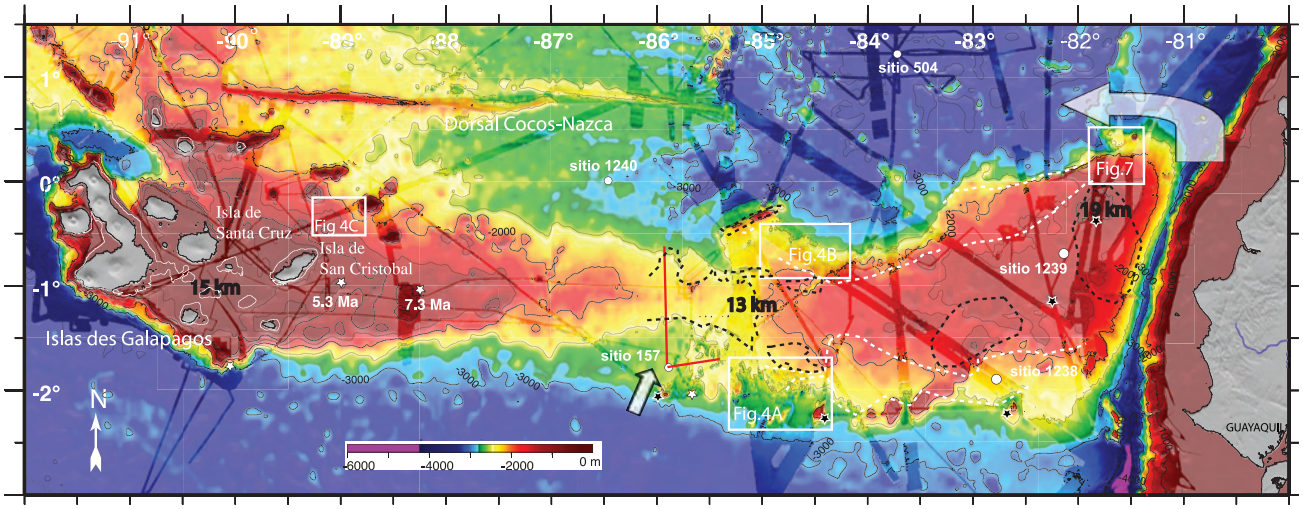


Figura 2. La Cordillera de Carnegie (datos de batimetría de la NGDC (colores pálidos) + multihaz (colores vivos). Estrellas blancas (Christie, 1992) o estrellas negras (Werner y Hoerle, 2003) = dragas de cantos rodados de rocas volcánicas expuestas al aire libre y/o de rocas sedimentarias de poca profundidad; en líneas blancas punteadas: límite de las zonas donde los campos de depresiones circulares son observados; en líneas negras punteadas: límite de las zonas sin sedimentos. La isobata -120m es trazada en blanco alrededor de las islas Galápagos. Valores en kilómetros = espesores corticales según Sallares y Charvis (2003). Las líneas rojas corresponden a los perfiles sísmicos de la figura 5 (Pazmiño, 2004). Las flechas blancas indican la dirección de las corrientes de fondo reconocidas en el sector (según Pazmiño, 2005). Círculos blancos = sitios perforados (figura modificada según Michaud et al., 2005).

2. Descripción de los campos de depresiones circulares submarinas.

2.1 La zona de descubrimiento: la Cordillera de Carnegie

La Cordillera de Carnegie se extiende desde las Islas Galápagos hasta la fosa de subducción sudamericana a la latitud del Ecuador (Fig. 2), en la zona de alta productividad ecuatorial. Está compuesta de dos ramales separados por un bajo topográfico (2300 m de profundidad). El ramal occidental soporta las Islas Galápagos. El ramal oriental culmina a menos de 700 metros de profundidad en la proximidad de la fosa de subducción. Esta bordeado en su flanco Sur por una serie de montes submarinos con cima plana.

La cobertura sedimentaria de la Cordillera de Carnegie ha sido perforada en su flanco Sur, en el Sitio 157 del TrayectoDSDP 16 (Van Andel et al., 1973) y más recientemente en el 2002 en su parte oriental en los Sitios 1238 y 1239 (Fig. 2) del Trayecto 202 (Leg 202 Preliminary report, 2003). Las partes tope de la Cordillera no presentan sedimentos detectables en sísmica vertical (Collot et al., 2001; Pazmiño, 2004). La cobertura de los flancos comprende principalmente carbonatos de edad Miocena superior a Pleistoceno superior (Fig. 3): 86 m de alternancia de creta y de « cherts » recubierto por 345m de creta en el Sitio 157 del Trayecto DSDP 16; 470m y 512m en los Sitios 1238 y 1239 respectivamente de sedimentos pelágicos conteniendo de 70% a 80% en promedio de carbonatos (67 m de alternancia de creta y de « cherts y 403m de creta en el Sitio 1238).

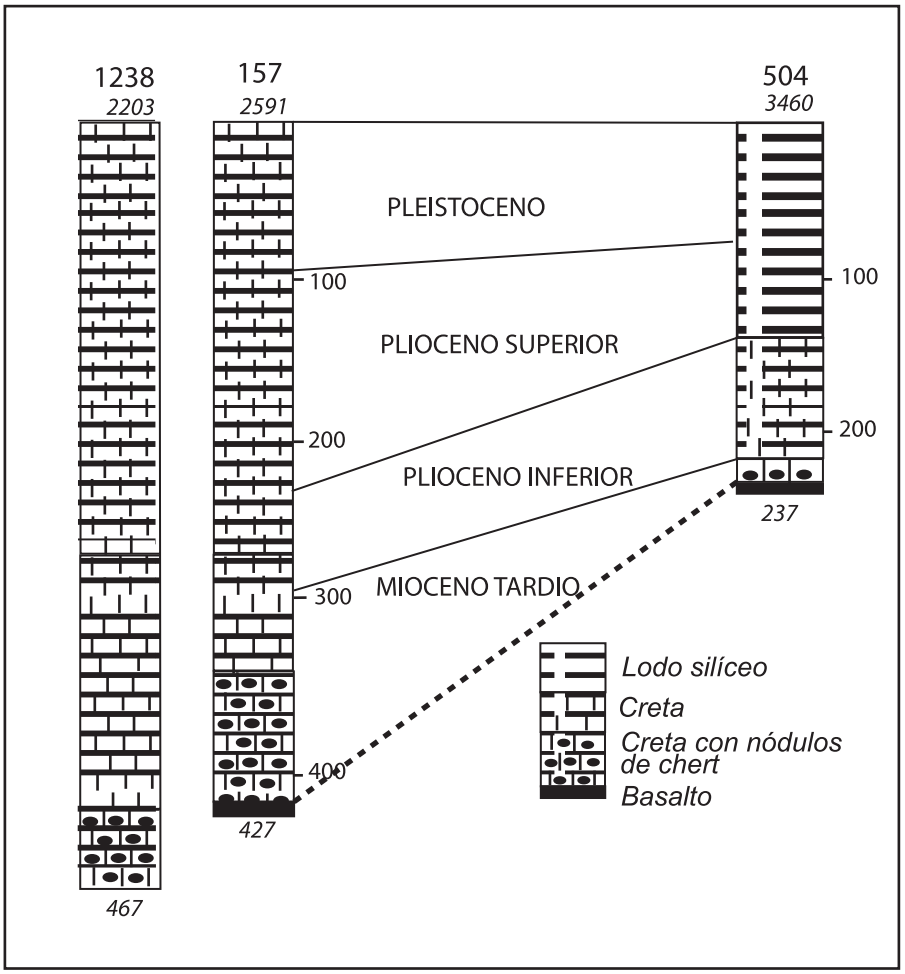


Figura 3. Litología y estratigrafía de los Sitios 157 (DSDP 16) y 1238 (ODP 202) sobre la Cordillera de Carnegie, y 84 (DSDP 69) (según Heath y Van Andel, 1973, modificado) localización del Sitio 157 sobre la Figura 2. La sucesión litológica en el Sitio 1238 (ODP 202, localización Figura 2) sobre el flanco sur de la Cordillera de Carnegie es similar a aquella del Sitio 157 (en la base 86 m de alternancia de cretas/cherts en el Sitio 157 para un espesor total de 437m; 67m en el Sitio 1238 para un espesor total de 470 m). El sitio 504 en la Cuenca de Panamá muestra que cuando la profundidad aumenta la sedimentación es menos carbonatada.

2.2 Descripción de los campos de depresiones circulares

Los datos de batimetría Multihaz recolectados sobre la Cordillera de Carnegie durante la campaña SALIERI muestran zonas esparcidas de depresiones circulares cerradas, de 2 a 3 Km de diámetro, con profundidades de algunas centenas de metros (350 m para las más profundas), y que están distribuidas sobre los flancos de la Cordillera de Carnegie entre los 1500 y 2700 m de profundidad (Fig. 4). Estas estructuras circulares con paredes abruptas son excavadas en la cobertura sedimentaria carbonatada que recubre los flancos de la Cordillera.

Un análisis morfológico (medidas del diámetro y de la cavidad de las depresiones en relación con la profundidad) realizada con los datos multihaz disponibles, muestra que las depresiones más profundas están situadas bajo la columna de agua que es la más importante. Por el contrario no parece existir una relación entre el diámetro de la depresión y su localización (Chabert et al., 2002; Michaud et al.; 2005). Datos multihaz recolectados al Nor-Este de la isla de San Cristóbal (Fig. 1) muestran campos de depresiones circulares de una profundidad que va hasta los 200m (Fig. 4C). La mayor parte de los autores (Van Andel et al., 1973) han mencionado cañones o valles, ante la ausencia de datos multihaz que no han permitido cartografiar en el detalle tales estructuras

circulares (Fig. 5). Finalmente, muy localmente, Lonsdale y Malfait (1976) y Lonsdale (1977) señalan depresiones cerradas que son atribuidas a figuras de disolución submarina favorecidas por corrientes de fondo.

Campos de depresiones son también señalados sobre los flancos de las cordilleras de Malpelo (Lonsdale y Fornari, 1980) y Cocos (Heezen y Rawson, 1977), (Fig. 6). Por último, mucho más al oeste (entre 140°W y 110°W de longitud), depresiones aisladas son mencionadas a lo largo de la línea ecuatorial (Moore et al., 2007; Bekins et al., 2007), en donde los sedimentos carbonatados son los más densos (>300 m) y subraya la zona de alta productividad (Fig. 7).

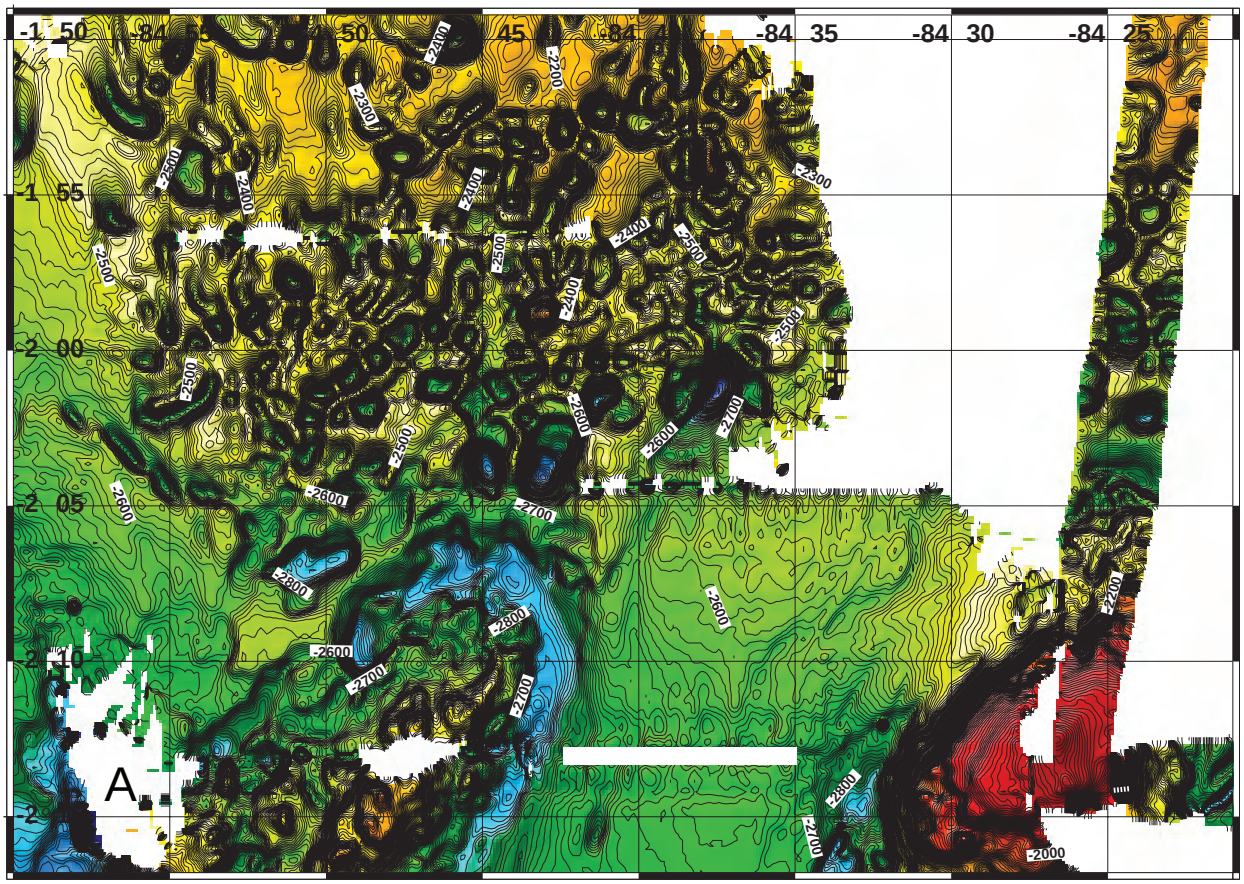


Figura 4(A). Batimetría (Campañas Salieri y Paganini 3 del B/I Sonne) mostrando un campo de depresiones circulares sobre el flanco Sur de la Cordillera de Carnegie (curvas de nivel cada 10 m) (Localización Figura 2).

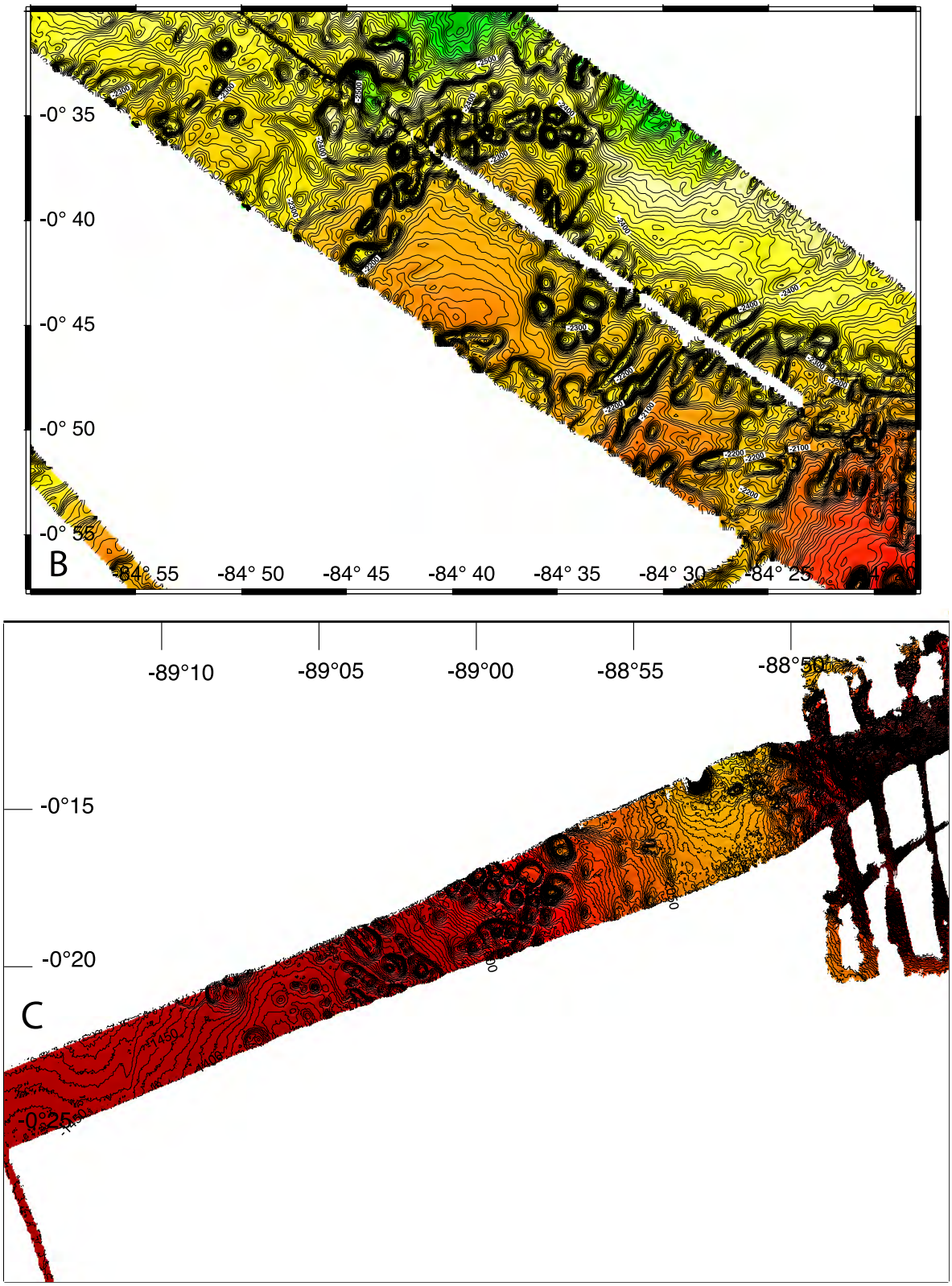


Figura 4(B). Batimetría (Campaña Salieri, B/I SONNE) mostrando las depresiones circulares sobre el flanco Norte de la Cordillera de Carnegie. Las depresiones se escalonanentre profundidades que van de 2400 m a 2100 m (curvas de nivel cada 10 metros) (ver localización de la zona sobre la Figura 2). **(C)** Depresiones circulares (algunas de 200 m de profundidad y de 2 Km de diámetro) al Nor-Este de la Isla de San Cristóbal (ver localización Figura 2) (datos disponibles en NGDC-NOAA). En este sector el zócalo volcánico que soporta las depresiones no es más viejo que 5 Ma según Christies et al. (1992).

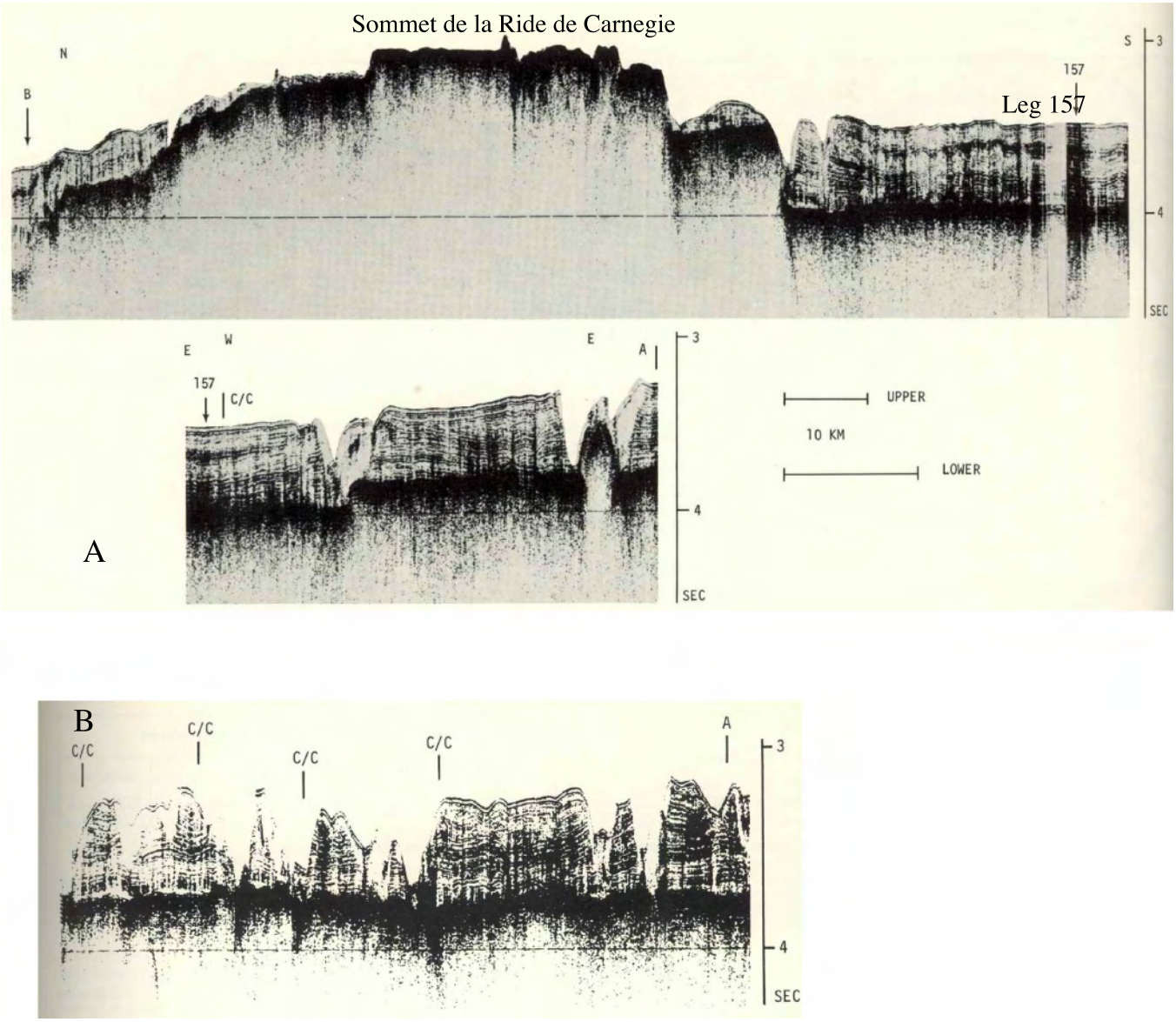


Figura 5. Perfiles sísmicos realizados a través de la Cordillera de Carnegie durante el Trayecto DSDP 16 (Van Andel et al, 1973). Localización de los perfiles sobre la Figura 2. **(A)** Perfil cortando la Cordillera de Carnegie y mostrando la ausencia de sedimentos sobre la parte más alta de la Cordillera. **(B)** Perfiles de reconocimiento del Sitio 157 cortando un campo de depresiones excavadas en la columna sedimentaria que fueron interpretadas como cañones. La forma en V de los cortes muestra que los perfiles cortan las depresiones de forma oblicua y no permiten dar una imagen del fondo de éstas.

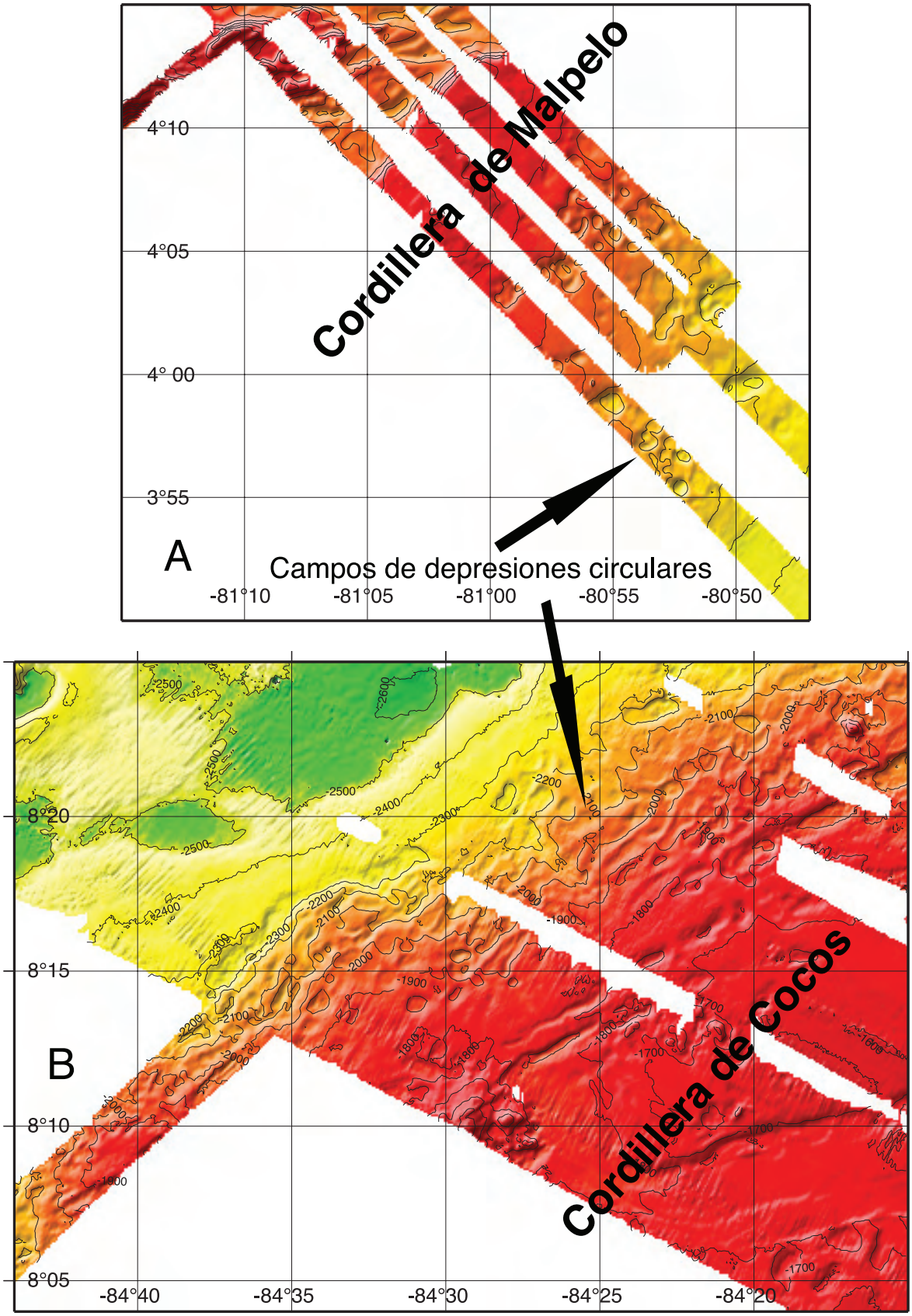


Figura 6. Acercamientos de la batimetría del flanco Sur de la Cordillera de Malpelo (A) y del flanco Norte de la Cordillera de Cocos **(B)** (localización sobre la Figura 1). Las cordilleras de Cocos y de Malpelo como la Cordillera de Carnegie presentan campos de depresiones circulares (datos de Geomar). Curvas de nivel cada 10 m.

La puesta en evidencia de campos de depresiones circulares ampliamente repartidos sobre los flancos de la Cordillera de Carnegie (y su presencia sobre la cordilleras de Cocos y de Malpelo) y más generalmente por debajo de la zona de alta productividad ecuatorial (Fig. 7) sugiere que se trata de un fenómeno regional mayor y permite interrogarse sobre su origen.

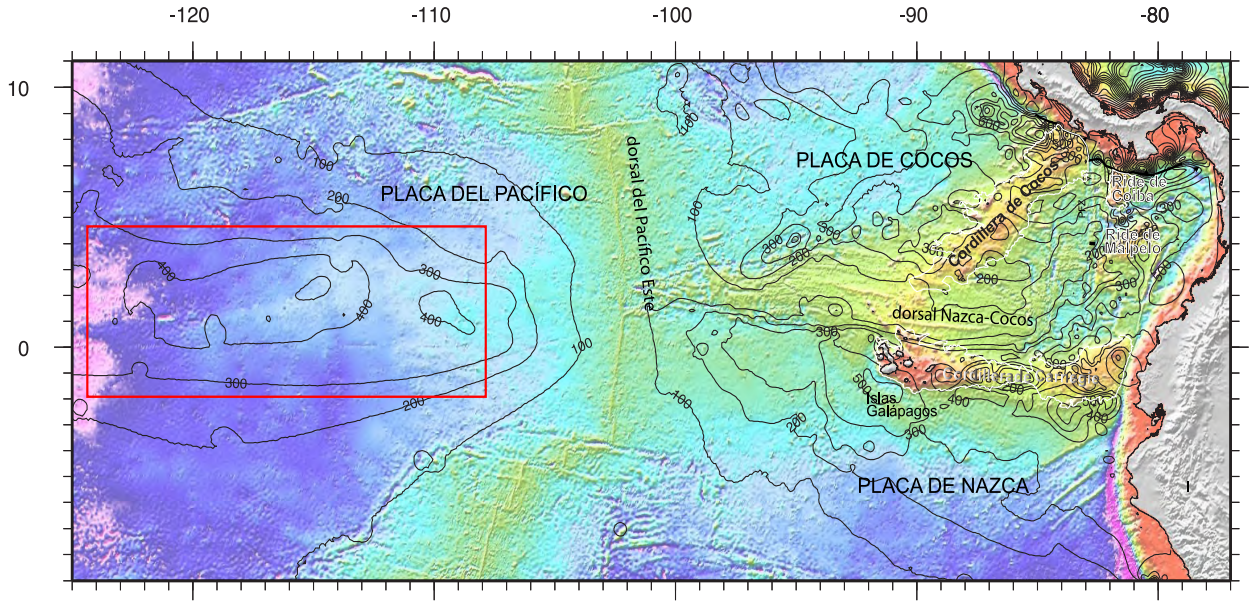


Figura 7. Carta batimétrica (Sandwell y Smith) y superposición de las isopacas de los espesores de sedimentos oceánicos. Cuadro rojo = zona en donde Bekins et al. (2007); y Moore et al. (2007 señalan depresiones circulares dentro de los sedimentos carbonatados de la zona de alta productividad ecuatorial. Los flancos de la Cordillera de Carnegie soportan también espesores importantes de sedimentos.

3. Origen de las depresiones circulares

3.1 ¿Puede tratarse de un paleo-karst aéreo?

La fuerte semejanza entre las depresiones circulares y ciertas morfologías de erosión cárstica, como los campos de dolinas, es un argumento fuerte en favor de la hipótesis de un origen sub-aéreo. Argumentos directos e indirectos en favor de una erosión aérea de la Cordillera de Carnegie han sido a menudo propuestos: a) La ausencia de una cobertura sedimentaria en la cima de la Cordillera (Van Andel et al., 1973.) (Fig.2). b) La presencia de rocas volcánicas con índices de origen aéreo (cantos rodados, textura, lavas vesiculares y débil contenido en sulfuro) recogidas por dragado (Christie et al., 1992; Werner y Hoernle, 2003) (pero también, sedimentos, conglomerados y carbonatos de plataforma, que testimonian condiciones de depósito bajo una capa de agua somera). Estas rocas han sido siempre dragadas sobre los bordes de monte submarinos (seamounts) » situados sobre los flancos de la Cordillera de Carnegie (Fig. 2). c) Los terrenos más viejos emergidos de las islas Galápagos tienen 3 Ma (Hickman y Lipps, 1985; Rassman, 1997). Este lapso de tiempo no sería suficiente para explicar la evolución de ciertos grupos biológicos, en particular la presencia en las islas de iguanas marinas y terrestres originadas por el mismo ancestro común (Bowman et al., 1983). Esto sugiere que islas han existido anteriormente hace tres millones de años antes de ser erosionadas, y de hundirse bajo el nivel del mar (Christie et al., 1992; Werner et al., 1999, 2003).

Sin embargo, parece difícil de mantener la hipótesis de un origen aéreo por varias razones: a) Tal hipótesis implicaría que los carbonatos de la Cordillera de Carnegie hayan emergido después de su depósito, y que la Cordillera se hundió a más de 2500 m. Las perforaciones y los perfiles sísmicos realizados sobre la Cordillera de Carnegie no muestran una discontinuidad mayor que puede corresponder a un episodio de erosión aérea de los carbonatos; b) Las depresiones circulares están ampliamente repartidas sobre los flancos de la Cordillera (a menudo a varias

centenas de metros más profundo que la cima de los «montes submarinos» muestreados por dragado) lo que implica, si se considera que estas se formaron en un medio aéreo, la obligación de considerar una emersión a la escala de toda la Cordillera y seguido por una fuerte subsidencia; c) La ausencia de sedimentos sobre ciertos sectores del tope de la Cordillera (Fig. 2) sería debido al transporte sedimentario asociado al barrido por las fuertes corrientes de fondo (Kienast et al., 2007) y no a la erosión sub-aérea ; d) La evolución de la tasa de subsidencia térmica de las cordilleras volcánicas es comparable a aquella de una corteza oceánica normal (Detrick et al., 1977; Thiede, 1977). En 10 Ma, una corteza oceánica normal se hunde 1200 m (Parsons and Sclater, 1977). Si se aplica esta tasa de subsidencia a la parte central de la Cordillera de Carnegie (umbral topográfico de una profundidad mínima de 2300 m y de una edad de 12 Ma), se obtiene una subsidencia del orden de 1500 m máximo. Esto sugiere que el umbral topográfico de la Cordillera de Carnegie al momento en que se formó tenía una profundidad de 800 m bajo el nivel del mar (semejante a la plataforma actual, con profundidad alrededor de los 500 m que soporta las islas Galápagos). Esta estimación rápida sugiere que el umbral de la Cordillera de Carnegie no ha podido emerger en su conjunto en el pasado sino solamente al nivel de paleo-islas soportadas por la Cordillera como parecen indicar las observaciones en la cima de los «montes submarinos» (Christies et al., 1992; Werner et al., 1999, 2003). Finalmente si las morfologías soportadas por las cordilleras de Cocos, Malpelo y Carnegie tienen el mismo origen que aquellas descritas por Bekins et al. (2007) sobre el piso oceánico pacífico (entre 110°W y 140°W, Fig. 7) esto excluye todo proceso sub-aéreo.

3.2 Puede tratarse de una karstificación bajo una débil capa de agua en la proximidad de zonas emergidas?

El proceso de formación de karsts bajo débiles profundidades de agua cerca de las tierras emergidas por el efecto de circulaciones de agua de origen terrestre ha sido descrito en el margen de Florida (Land et al., 1995; Land y Paull, 2000). La karstificación estaría entonces ligada a la mezcla de agua de mar con fluídos sub-aéreos circulando dentro del substrato basáltico desde las paleo-islas de la Cordillera de Carnegie. Sin embargo 1) las depresiones de la Cordillera de Carnegie tienen en promedio un tamaño superior de un factor de 10 en relación con aquellas que son reportadas a lo largo de Florida; 2) las cordilleras de Cocos y de Malpelo (Fig. 6) que son desconectadas del punto caliente (y entonces de las islas asociadas) desde varios millones de años (Fig. 1) soportan por lo tanto campos de depresiones bien formados; 3) la superficie actual de las islas Galápagos es poco extensa (8000 km^2 aproximadamente) y la pluviométrica es muy débil (50mm/año sobre las costas y del orden de 700 mm/año sobre las cimas) fuera de los periodos El Niño (Colivaux, 1984; Jackson, 1994); no parece entonces que las condiciones climáticas actuales sean compatibles con tal proceso de formación; 4) en período glaciar, la superficie emergida es ligeramente más importante debido a las variaciones eustáticas del nivel del mar (Fig. 2) pero la pluviosidad no sería más elevada, y eventualmente más débil (Bradley and Jones, 1992); 5) las partes emergidas, que están presentes al nivel del punto caliente (posición actual de las islas Galápagos), no permanecen más que un cierto tiempo antes de ser llevadas por la subsidencia bajo el nivel del mar. Esto implica imaginar circulaciones de fluídos más y más largas, sobre centenas de kilómetros, y de hecho un proceso menos y menos eficiente a medida que nos alargamos hacia el Este de las islas Galápagos. No es lo que está indicado por los datos de batimetría disponibles que no muestran una evolución clara de la morfología de las depresiones del Oeste al Este (Michaud et al., 2005).

3.3 ¿Puede tratarse de un resultado de la acción de corrientes?

Sobre el flanco Norte de la Cordillera de Carnegie al nivel del umbral topográfico de la misma, Lonsdale y Malfait (1976) señalan la presencia de campos de dunas métricas que indican corrientes de fondo de dirección SE-NW. Los datos de batimetría multi-canal de la campaña SALIERI muestran localmente depresiones disimétricas contorneando una cima aislada. Ellas podrían corresponder a figuras de corrientes de dirección N-S, más o menos perpendicular a la Cordillera. Estas figuras de corrientes tienen dimensiones y formas que son más importantes que las depresiones circulares. Además, la repartición de las depresiones sobre el conjunto de los flancos de la Cordillera de Carnegie (y su presencia sobre las Cordilleras de Cocos y Malpelo) encaja mal para suponer como las corrientes han podido formar depresiones tan próximas las unas de las otras; cómo explicar la forma circular y simétrica de las depresiones?

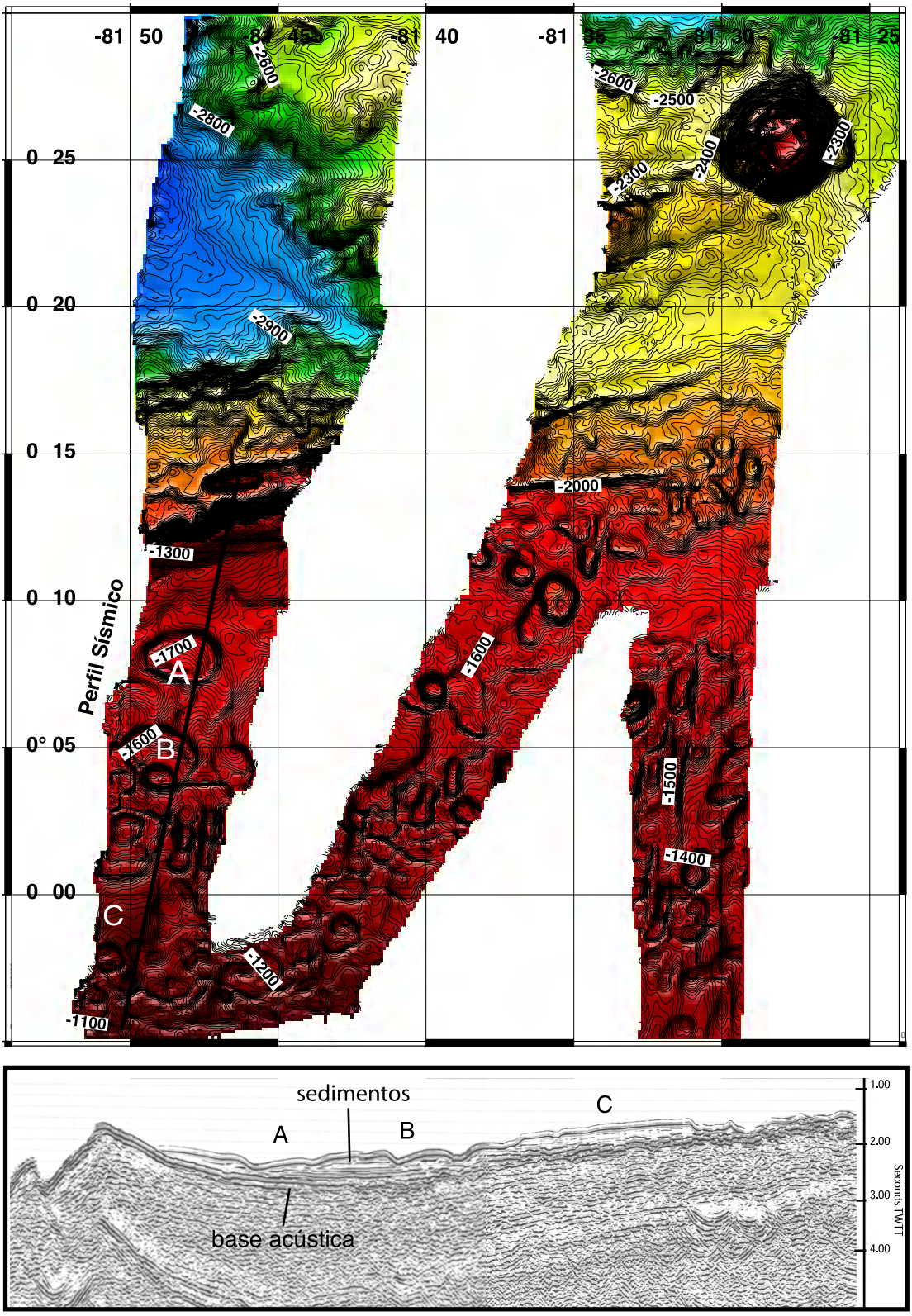


Figura 8. (1) Carta batimétrica, campaña SALIERI; curvas de nivel cada 10 m; la zona está localizada sobre la Figura 2. **(2)** Perfil sísmico de la campaña SISTEUR, (Michaud et al., 2005). La topografía del zócalo volcánico no parece controlar la localización de las depresiones. Las depresiones no se superponen a las irregularidades dentro del «zócalo» volcánico.

3.4 ¿Puede tratarse de estructuras de basamento volcánico envueltas por los sedimentos?

Las morfo-estructuras de las placas oceánicas envueltas por los sedimentos permanecen identificables varias decenas de millones de años después de su formación. Se puede por lo tanto esperar a que la morfología del basamento volcánico de la Cordillera de Carnegie juega un rol, porque las estructuras circulares son muy corrientes en formas volcánicas.No obstante los sectores de la cordillera desprovistos de sedimentos que han sido cartografiados por multihaz no revelan estructuras circulares que hubieran podido ser envueltas después por los sedimentos. Al fin un perfil sísmico realizado durante la campaña SISTEUR muestra que las depresiones no parecen estar asociadas con paleo-topografías del basamento volcánico (Fig. 8). Sin embargo Mayer (1981) propuso que la compactación diferencial de los sedimentos a lo largo de los relieves del basamento volcánico (tipo «seamont») puede generar huecos. La repartición de las depresiones a lo largo de los flancos de la Cordillera de Carnegie no confirma este mecanismo de formación de las depresiones.

3.5 ¿Puede tratarse de figuras de disolución submarina?

En una primera aproximación, una disolución submarina de carbonatos implica que la Cordillera de Carnegie habría pasado (una o quizás varias veces) por debajo de la profundidad de compensación de los carbonatos (CCD). Importantes fluctuaciones de la CCD han sido puestos en evidencia en la Cuenca de Panamá en relación con la reorganización de la circulación de las aguas oceánicas profundas atribuidas al cierre del Istmo de Panamá (Lyle et al., 1995 ; Lyle, 2003), el cual intervendría solo en el Plioceno superior (Kameo y Sateo, 2000 ; Haug et al., 2001) (una argumentación de la precipitación de los carbonatos del lado del Caribe, y una disolución importante de los carbonatos del lado del Pacífico (Haug y Tiedemann, 1998; Haug et al., 2001; Farrell et al., 1995b; Cannarieto et Ravalo, 1997)). La proporción de carbonatos cae drásticamente hacia 2 Ma en la Cuenca de Panamá (sitio DSDP 504; Beiersdorf y Natland, 1983) (Fig. 8A) y sobre la Cordillera de Carnegie (Trayecto 16, Sitio 157; Trayecto 202 Sitios 1238/1239). Por último, desde aproximadamente 800 000 años, episodios de fuerte disolución de carbonatos a la escala del Pacífico, (Farrell y Prell, 1989; 1991; Broecker y Clark, 2003) están asociados a los períodos interglaciares.

Sin embargo, las depresiones están situadas entre los 2700 m y 1500 m de profundidad muy encima de la CCD actual (4000 m según Weber et Pisias, 1999). Además las subidas de la CCD están mas bien asociadas a una disolución homogénea en la superficie de los carbonatos (Carter et al., 2000; Hodell et al., 2001; Kimoto et al., 2003; Bertrand et al., 2002) y no a la formación de relieves kársticos. Parece por lo tanto bastante difícil que una disolución asociada a una subida de la CCD permita obtenerlas morfologías observadas en la Cordillera de Carnegie. Una primera hipótesis considera la acción de las aguas corrosivas, el origen de la “agresividad” de las aguas profundas puede estar asociado a una modificación de la producción en superficie de materia orgánica y a su transferencia hacia el fondo (Volbers et al., 2002; Bertrand et al., 2002), fenómeno que afecta particularmente las zonas de alta productividad (Milliman, et al., 1999). Por lo que es posible de considerar circulaciones de aguas « corrosivas » dentro de los carbonatos con la ayuda de heterogeneidades de la columna sedimentaria o de fracturas (Michaud et al., 2005). Una segunda hipótesis sería considerar la circulación de fluidos provenientes de las series subyacentes. Las dimensiones de las estructuras circulares observadas son sin comparación con los pockmarks reconocidos dentro de los carbonatos (Uchupi et al., 1996; Bizaro, 1998; Gemmer et al., 2002). Mientras tanto cráteres reconocidos en el mar del Norte y cuyas dimensiones (diámetro = 4 Km, profundidad = 200 m) están próximos a las depresiones observadas sobre la Cordillera de Carnegie han sido interpretadas como pockmarks gigantes (Cole et al., 2000). Además las depresiones aisladas, situadas al oeste de la Cordillera de Carnegie han sido atribuidas a salidas de fluidos circulando en la corteza oceánica (Bekins el al., 2007).

4. Modelos de disolución submarina

Entre las diferentes hipótesis mencionadas, el modelo más aceptable es aquel de una disolución submarina, pero controlada y modulada por factores propios a la cordillera que van a favorecer el desarrollo de campos de depresiones circulares dentro de los carbonatos.

Un primer modelo de síntesis (disolución por arriba; Fig. 9A) podría ser el siguiente: una modificación de la producción en superficie de la materia orgánica y su transferencia rápida hacia el

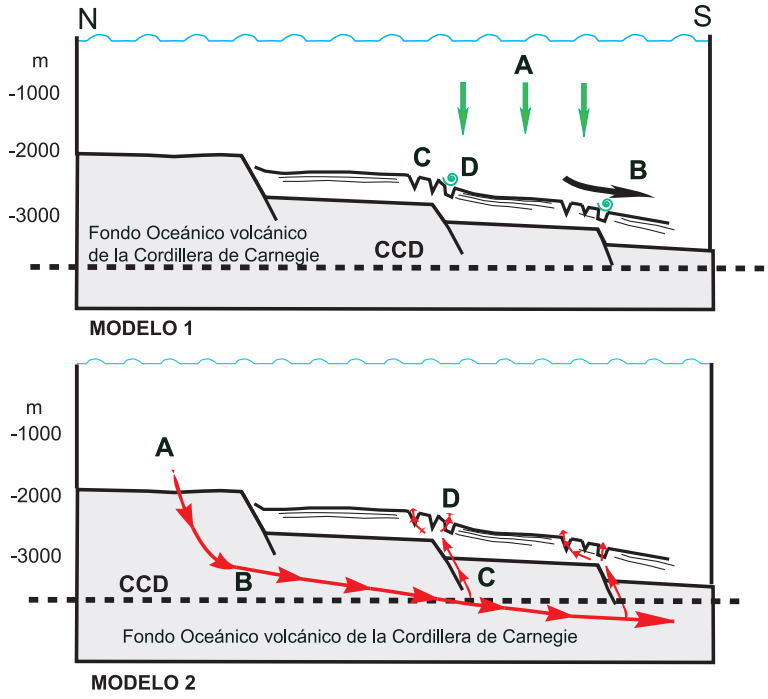


Figura 9. Modelos propuestos para la formación de campos de depresiones circulares de la Cordillera de Carnegie. (CCD = profundidad de compensación de los carbonatos que se sitúan alrededor de 4000 m según Weber et Pisias, 1999). **Modelo 1**) **(A)** La transferencia rápida, proveniente de la zona de alta productividad ecuatorial de materia orgánica provoca la acidificación de las aguas profundas; **(B)** Ligero deslizamiento de la cobertura sedimentaria **(C)** Formación de una morfología en «sierra» encima de los accidentes del zócalo; **(D)** que hace posible la circulación del agua corrosivadentrode los carbonatos y laexcavación de las depresiones. **Modelo 2**) **(A)** Infiltración de agua de mar al nivel de las zonas desprovistas de sedimentos (cima de la Cordillera de Carnegie por ejemplo). **(B)** El agua de mar circulando en la corteza oceánica se recalienta y se descarga en carbonatos. **(C)** El agua sub-saturada en carbonato es drenada por los accidentes del zócalo oceánico. **(D)** El agua sale disolviendo los carbonatos y favoreciendo la formación de depresiones (adaptadas según Bekins et al., 2007).

fondo es el origen de la presencia de aguas corrosivas sub-saturadas en carbonatos, fenómeno que afecta particularmente las zonas de alta productividad. Un muy ligero «movimiento» en masa de los sedimentos genera fracturas por arriba de fallas (o de relieve) que cortan el zócalo volcánico de la Cordillera de Carnegie (control estructural de la repartición de campos de depresiones circulares). Estas fracturas van a permitir la circulación de aguas corrosivas dentro de la columna sedimentaria favoreciendo la disolución y la formación de campos de depresiones circulares.

Otro modelo de síntesis (disolución por abajo; Fig. 9B) podría inspirarse del modelo desarrollado por Bekins et al. (2007) y aplicado a la Cordillera de Carnegie: agua de mar sobresaturada en carbonato se infiltra al nivel de zonas del fondo oceánico desprovistas de sedimentos (por ejemplo la cima de la Cordillera de Carnegie). Durante la circulación la temperatura del agua aumenta, y los carbonatos contenidos se precipitan. Las aguas sub-saturadas en carbonato resurgen en tal caso con la ayuda de fallas que cortan el zócalo volcánico, provocando disoluciones dentro de la columna sedimentaria y la formación de los campos de depresiones circulares (según Bekins el al., 2007, modificado).

Para separar los dos modelos, un punto importante sería de tener una buena idea del origen y de la naturaleza del « relleno » de las depresiones. En efecto las depresiones sobre la Cordillera de Carnegie no son excavadas hasta el zócalo oceánico. En el modelo 1 (disolución por arriba) ya se trata, de la base de la columna sedimentaria rica en « chert » que es menos afectada por la disolución, ya de un relleno posterior a la disolución, ya los dos (Fig. 10). En el modelo 2 (disolución por abajo) se puede imaginar bloques originados por la caída in situ de la parte superior de la columna sedimentaria. Las imágenes sísmicas disponibles no permiten diferenciar actualmente entre los dos modelos.

5. Estimación de la edad del proceso

En cuanto tiempo se formaron las depresiones? En algunos miles de años como ciertos karsts aéreos (Manfred et al., 1987) o más rápidamente? Estudios sobre la cinética de la disolución de los carbonatos muestran que la porosidad puede aumentar significativamente en algunos miles de años (Stanford y Konikow, 1989; Kaufman y Braun, 1999). Las depresiones son sincrónicas o son de edades diferentes? Existen varias fases de disolución? o una sola fase de disolución ligada a un solo evento? Cuál es este evento? Puede haber una relación entre el cierre del Istmo de Panamá y la formación de las depresiones? Es esto más reciente todavía y, puede ser, conectada a las alternancias interglaciar/glaciar que son asociadas a las fuertes oscilaciones (disolución-preservación) de los carbonatos?

La presencia de depresiones al noreste de la isla San Cristóbal (Fig. 4C, Fig 2) dentro de una zona donde el basamento volcánico tiene una edad de 5 Ma (Fig.2) sugiere que estos últimos son más jóvenes que el basamento que lo soporta. En el sector del Sitio 157 (Trayecto ODP 16), 437 m de sedimentos han sido perforados. Las depresiones las más profundas situadas en la proximidad del sitio de la perforación tienen aproximadamente 350 m de profundidad. La diferencia entre el espesor total de sedimentos y el desnivel (437 – 350 = 87 m) corresponde al espesor máximo de sedimentos depositados al fondo después de la formación de las depresiones, considerando que la totalidad de la columna sedimentaria ha sido disuelta hasta el zócalo volcánico: la tasa de sedimentación es de 50m por millón de año en el Sitio 157 (Heath y Van Andel, 1973), aquello nos da una edad máxima de 1.74 Ma para la formación de las depresiones (Fig. 10).

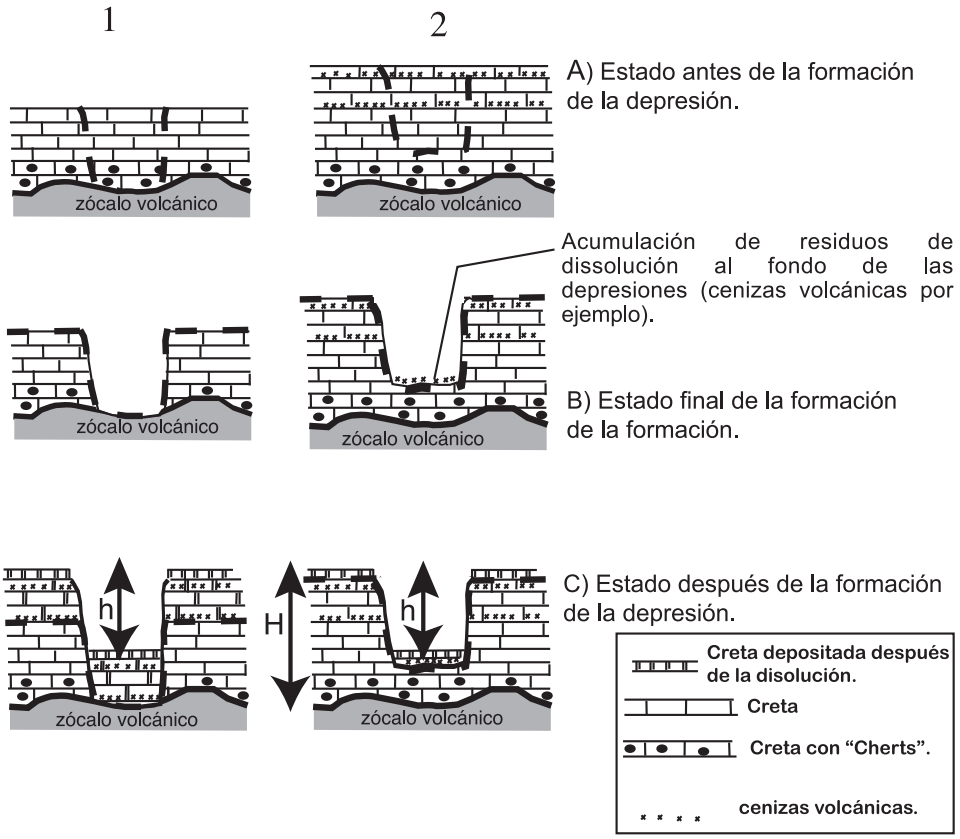


Figura 10. Ejemplo de dos escenarios considerando el modelo 1 (diferentes etapas: antes=A, al final=B y después=C de la formación de la depresión). En el caso 1 la depresión se forma hasta el zócalo y es rellenado por los sedimentos después. En el caso 2 la depresión es más joven y no se forma hasta el zócalo. En el escenario 2, nosotros consideramos que la base de la serie rica en cherts en los 80 m perforada en el Sitio 157 (67 m en el Sitio 1238) ha sido menos sensible a la disolución. Cualquiera que sea el escenario, la diferencia entre el espesor total de los sedimentos H y el desnivel h corresponde al espesor máximo de los sedimentos depositados al fondo después de la formación de las depresiones. Alrededor del Sitio 157, las depresiones más profundas tienen 350m de profundidad para un espesor total de sedimentos de 437m (437 – 350 = 87m). Debido a que la tasa de sedimentación es de 50m por millón de año en el Sitio 157 (Heath y Van Andel, 1973) esto nos da una edad máxima de 1.74 Ma para la formación de las depresiones (caso del escenario 1). Si la base de la serie rica en cherts (perforadaen 80m en el Sitio 157) ha sido menos sensible a la disolución aquello implica que las depresiones podrían ser más jóvenes (escenario 2).

6. Implicación de la existencia de procesos submarinos de disolución masiva de carbonatos sobre la Cordillera de Carnegie

Los balances producción/disolución de carbonatos dentro de los océanos y la fijación asociada del CO2 originan preguntas fundamentales al respecto de su influencia sobre los cambios climáticos (IPCC, 2001). Durante los tiempos geológicos, está establecido que la formación de calizas ha permitido purificar la atmósfera en CO2 y por lo tanto de moderar el efecto invernadero (IPCC, 2001; Berner, 1993, 1997). A escalas de tiempo más cortas, existen acoplamientos entre evolución del clima y evolución de pozos de carbono, los que corresponden a los sedimentos carbonatados (Milliman, 1993; Archet, 2003; Anderson y Archet 2002; Feely et al., 2004). Los campos de depresiones son repartidos sobre la Cordillera de Carnegie entre las isóbatas –2700m y –1500m, lo que delimita aproximadamente una superficie que estimamos en aproximadamente 225.000 Km^2.

Suponiendo que la zona de repartición de figuras kársticas es delimitada por las mismas isóbatas sobre la Cordillera de Cocos, simétrica a la Cordillera de Carnegie, la superficie total del karst submarino sería de 225.000 x 2 = 450.000 Km^2a la cual hay que añadir la superficie del karst de la Cordillera de Malpelo (estimado en aproximadamente 50.000 Km^2). En total la superficie del karst submarino sería de 500.000 Km^2 (= dos veces la superficie del Ecuador). Aproximadamente el 15% de las tierras emergidas (149.400.000 Km^2) son de karsts (Salomón, 2001) es decir 22.410.000 Km^2. La superficie del karst submarino de las cordilleras de Cocos, Carnegie y Malpelo representa por lo tanto más del 2% de la superficie total de los karsts emergidos lo que está lejos de ser despreciable a la escala del planeta.

Si se considera que 100 m de carbonatos han sido disueltos sobre el conjunto de esta superficie (esto es muy aproximativo pero da un orden de magnitud; ciertas depresiones cortan los carbonatos hasta cerca de 350m), aquello da un volumen de 50.000 Km^3 de carbonatos disueltos sobre el conjuntodel karst. Las perforaciones que atravesaron la cobertura sedimentaria de la Cordillera de Carnegie (Leg 202, Preliminary report, 2003) indican una densidad media de 1.5 g/cm^3 (bulk density) y un porcentaje de 80 % de carbonatos (% de peso). Tendríamos por lo tanto por Km^3:$1.5x10^{-6}x10^{15}x80\%$ = 1.2 10^9 toneladas = 1.2 Gt de carbonatos por Km^3.

La cantidad total de carbonatos disueltos será entonces de 50.000 Km^3 x 1.2 Gt/Km^3 = 60.000 Gt. Como $CaCO_3$= 40+12+3*16 = 100 g/mol, la cantidad de C en Gt retrocedida al océano será de 7200 Gt, lo que representa más del 20% de la cantidad total de C almacenado en los océanos (37.000 GtC, IPCC, 2001), 3800 veces la cantidad anual de carbonato retrocedido al océano por la actividad humana (1.9 GtC por año, IPCC, 2001) y 36.000 veces la cantidad de C fijada por año en los sedimentos carbonatados (0.2 GtC por año, IPCC, 2001).

Si el fenómeno se hace sobre los millones de años, esto lo relativiliza mucho; lo que no es el caso sino por el contrario se hace sobre algunas decenas de miles de años.

Referencias

Anderson, D., y Archet, D., Glacial-interglacial stability of Ocean PH inferred from foraminifer dissolution rates, *Nature, 416*, 70-73, 2002.

Archet, D., Treatise on Geochemistry, Elsevier, *Vol. 6*, 275–291, 2003.

Beierdorf, H., y Natland, J. H., Sedimentary and diagenetic processes in the central Panama since the Late Miocene: the lithology and composition of the sediments from Deep Sea Drilling Project sites 504 and 505. Initial Reports of the DSDP, National Science Foundation, DSDP, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 69, 343-393, 1983.

Bekins, B. A., Spivack, A. J., Davis, E. E,. y Mayer, L. A., Dissolution of biogenic ooze over basement edifices in the equatorial Pacific with implications for hydrothermal ventilation of oceanic crust, *Geology*, *34(*8*)*, 679-682, 2007.

Berner, R. A., Paleozoic atmospheric CO2: Importance of solar Radiation and Plant Evolution, *Science*, 261, 68-70, 1993.

Berner, R. A., The rise of plants and their effect on weathering and atmospheric CO2. *Science*, *276*, 544-546, 1997.

Bertrand, P., Gireaudeau, J., Malaize, B., Martinez, P., Gallinari, M., Pedersen, T. F., Pierre, C., y Venec-Peyré, M. Th., Occurrence of an exceptional carbonate dissolution episode during early glacial isotope stage 6 in the Southeastern Atlantic, *Marine Geology*, 180, 235-248, 2002.

Backshall, D. G., Barnett, J., Davies, P. J., Duncan, D. C., Harvey, N., Hopley, D., Isdale, P. J., Jennings, J. N., y Moss, R., Drowed dolines the blue holes of the Pompey Reefs, Greats Barrier, Reef. *J. Aust. Geol. Geophys*., *4*, 99-109, 1979.

Bizarro, P., Subcircular features and autotracting artefacts in 3D seismic interpretation : a case study from the Central North Sea, *Petroleum Geoscience*, *4*, 173-179, 1998.

Bowman, R. I., Berson, M., y Leviton, A. E., Patterns of evolution in Galápagos organisms, San Francisco, Pacific Division, California Academy of Science, 236 pp., 1983.

Bradley, R., y Jones, P., Climate Since A. D., 1500, Routledge, New York, 679 pp., 1992.

Broecker W. S., y Clark, E., A dramatic Atlantic dissolution event at the onset of the last glaciation, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *2(11)*, 1065, doi:10.1029/2001GC000185, 2001.

Broecker, W. S., y Clark, E., CaCO3 dissolution in deep sea : Paced by insolation cycles, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *4 (7)*, 1059, doi:10.1029/2002GC000450, 2003.

Carter, L., Neil, H. L., y McCave, I. N., Galcial to interglacial changes in non-carbonate and carbonate accumulation in the SW Pacific Ocean, New Zealand, *Paleogeography ,Paleoclimatology, Paleoecology*, *162*, 333-356, 2000.

Cannariato, K. G., y Ravelo, A. C., Pliocene–Pleistocene evolution of the eastern Pacific surface water circulation and thermocline depth, *Paleoceanography*, 12, 805-820, 1997.

Chabert, A., Traitement et analyse de données sur la ride de Carnegie (Equateur) : caractérisation d'un champs de depressions circulaires fermées, Mémoire de Maîtrise, Géoscience Azur, 40 pp., 2002.

Christie, D. M., Duncan R. A., McBirney A. R., Richards, M. A., White, W. M., Harpp, K. S., y Fox, C. G., Drowned islands downstream from the Galápagos hotspot imply extended speciation times, *Nature*, *355*, 246-248, 1992.

Cole, D., Stewart, S. A., y Cartwright, J.,A., Giant irregular pockmark in the Palaeogène of the Outer Moray Firth Basin, UK North Sea, *Marine and Petroleum Geology*, *17*, 563-557, 2000.

Colinvaux, P. A., The Galapagos climate: present and past, in Key Environments: Galapagos, edited by C. Perry, 15-41, Pergamon Press, Oxford, 1984,

Collot, J.-Y, Charvis, P, Bethoux, N., y al., La campagne SISTEUR, sismique réflexion et sismique réfraction sur la marge d'Equateur et de Colombie, 250pp. Rapport Géosciences Azur, 2001.

Cruise Report SONNE, 144-3 PAGANINI-3, Panama Basin and Galápagos " Plume " New Investigations of the intraplate Magmatism, 177 pp., 2000.

Davies, R. J., Kilometer-scale fluidization structures formed during early burial of deep-water slope channel on the Niger Delta, *Geology*, *31(11)*, 949-952, 2003.

Davies, R. J., Rana, J., Cartwrigth, J. A., Giant hummocks in deep-water marine sediments: evidence for large density inversion during burial, *Geology*, *27*, 907-910, 1999.

Detrick, R. S., Sclater, J. G., y Thiede, J., The subsidence of aseismic ridges, *Earth Planet. Sci. Lett*., *34*, 185-196, 1977.

Diegel, F. A., Karlo, D. C., Schuster, R. C., Shoup, R .C., y Tauvers, P. R., Ceneozoic structural evolution and tectonostratigraphic framework of the northern gulf coast continental margin, in Salt tectonics : a global perspective, Jackson, D.G., Roberts, D.G., y Snelson, S., Eds, *AAPG memoire*, *65*, 109-151, 1995.

De la Torre, G., y Macnab, R., Carnegie Ridge : A natural prolongation of the Galapagos Platform, 2005, *Eos Trans, AGU*, fall meeting supplement, 86 (52), Abstract., 2005.

Farrell, J. W., y Prell, W., Climatic change and CaCO3 preservation : an 800,000 year bathymetric reconstruction from the central equatorial Pacific Ocean, *Paleoceanography*, *4(4)*, 447-466, 1989.

Farrell, J. W., y Prell, W., Pacific CaCO3 preservation and &18O since 4 Ma : paleoceanic and paleoclimatic implications, *Paleoceanography*, *6(4)*, 485-498, 1991.

Farrell, J. W., Raffi, I., Janecek, T. C., Murray, D. W., Levitan, M., Dadey, K. A., Emeis, K.-C., Lyle, M., Flores, J.-A., y Hovan, S., Late Neogene sedimentation patterns in the eastern equatorial Pacific, *Proc. ODP, Sci. Results*, Pisias, N. G., Mayer, L. A., Janecek, T. R., Palmer-Julson, A., y Van Andel, T. H. (Eds.), Ocean Drilling Program, College Station, TX, *138*, 717-756, 1995.

Feely, R. A., Sabine, C. L., Lee, K., Berelson, W., Kleypas, J., Fabry, V. J., y Millero F. J., Impact of Anthropogenic CO2 on the CaCO3 System in the Oceans, *Science*, *305*, 362-366, 2004.

GEOMAR Report 101, SALIERI Cruise: South American Lithospheric Transects Across Volcanic Ridges, Guayaquil-Guayaquil, Aug-21/Sep-17, 2001.

Gemmer, L. Huuse, M., Clausen, O., y Nielsen, S. B., Mid-Paleocene paleogeography of the eastern North Sea Basin : integrating geological evidence and 3D geodynamic modelling, *Basin Research*, *14*, 329-346, 2002.

Godard, A. *et al*., Processes and measurement of erosion. In Time span forkarst development on quaternary coral limestones : Santo Island, Vanuatu., Ed PARIS, CNRS, ISBN 2222040043, 369-386, 1987.

Heath, G., y Van Andel, T. H., Geological Results of Leg 16: the Central Equatorial Pacific West of the East Pacific Rise, doi:10.2973/dsdp.proc.16.137, 1973.

Harpp, K. S., Fornari, D. J., Geist, D. J., y Kurtz, M. D., Genova submarine Ridge: A manifestation of plume ridge interaction in northern Galápagos Islands, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *4(9)*, 8511, doi: 10.1029/2003GC000531, 2003.

Haug, G. H., Tiedemann, R., Zahn, R., y Ravelo, C., Role of Panama uplift on the oceanic freshwater balance, *Geology*, *29(3)*, 207-210, 2001.

Haug, G. H., y Tiedemann, R., Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation, *Nature*, *393*, 673–676, 1998.

Hey, R. N., Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geol. Soc. Am. Bull*., *88*, 1404-1420, 1977.

Heezen, B. C., y Rawson, M., Visual observations of contemporary current erosion and tectonic deformation on the Cocos Ridge crest , *Marine Geology*, *23(1-2)*, 173-196, 1977.

Hickman, C. S., y Lipps, J. H., Geologic youth of Galapagos islands confirmed by marine stratigraphyy and palaeontology, *Science*, *277*, 1578-1580, 1985.

Hodell, D. A., Charles, C. D., y Sierro, F. J., Late Pleistocene evolution of the ocean's carbonate system, *Earth and Planetary Science Letters*, *192*, 109-124, 2001.

IPCC, The scientific basis ; Contribution of Working group 1 to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, UK, 944 pp., 2001.

Jackson, M., Galapagos : a natural History, University of Calagary press, 315 pp., 1994.

Kameo, K., y Sato, T., Biogeography of Neogene calcareous nannofossils in the Caribbean and the eastern equatorial Pacific floral response to the emergence of the Isthmus of Panama**,** *Marine Micropaleontology*, *39(1-4)*, 201-218, 2000.

Kaufmann, G., y Braun, J., Karst aquifer evolution in fractured rocks, *Water Resources Research*, *35(11)*, 3223–3238, 1999.

Kienast, S. S., Kienast, M., Mix, A. C., Calvert, S. E., y François, R., Thorium-230 normalized particule flux and sediment focusing in the Panama Basin region during the last 30,000 years, *Paleoceanography*, *22*, PA2213, doi: 10.1029/2006PA001357, 2007.

Kimoto, K., Takaoka, H., Oda, M., Ikehara, M., Matsuoka, H., Okada, M., Oba, T., y Taira, A., *Marine Micropaleontology*, *47*, 227-251, 2003.

Land, L. A., Paull, C. K., y Hobson, B., Genesis of submarine sinkhole without subaerial exposure: Straigts of Florida, *Geology*, *23*, 949-951, 1995.

Land, L. A., y Paull, C. K., Submarine kart belt rimming the continental slope in the straits of Florida, *Geo-Marine Letters*, *20*, 123-132, 2000.

Lonsdale, P., Abyssal circulation of the Southeastern Pacific and some Geological implications, *Journal of Geophysical Research*, *81(6)*, 1163-1176, 1976.

Lonsdale, P., Inflow of bottom water to the Panama Basin, *Deep Sea Research*, *24*, 1065-1094, 1977.

Lonsdale, P., y Klitgord, K. D., Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, *Geol. Soc. Am. Bull*., *89*, 981-999, 1978.

Lonsdale, P., Ecuadorian subduction system, *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull*., *62(12)*, 2454-2477, 1978.

Lonsdale, P., y Fornari, D., Submarine geology of Malpelo Ridge, Panama Basin, *Marine Geology*, *36*, 65-83, 1980.

Leg 202 summary, Mix, A. C, Tiedeman, R., y Blum P. Eds Shipboard Scientific Party., *Proc. ODP*, Init. Repts., 202, 1-145: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station TX 77845-9547, USA, 2003.

Lyle, M., Dadey, K. A., y Farrell, W, The late Miocene (11-8 Ma) Eastern Pacific carbonate crash : evidence for reorganization of deep-water circulation by the closure of the Panama gateway, Piasas, N.G., Mayer L.A. et al., Eds, Proceedings of the Ocean Drilling Program, 138, Scientifics results, 821-838, 1995.

Lyle, M., Neogene carbonate burial in Pacific Ocean, *Paleoceanography*, *18(3)*, doi:10.1029/2002PA000777, 2003.

Mayer, L., Erosional troughs in deep-sea carbonates and their relationship to basement structure, *Marine Geology*, *39*, 59-80, 1981.

Michaud, F., Collot J.-Y., Gutscher, M. A, Charvis, P., Flüeh, E., y Santana, E., Large Fields of sub-circular depressions of the Carnegie ridge flanks discovered during the French-German Salieri Cruise (R/V SONNE, 22-08/16-09 2001), EGS NICE, 2002.

Michaud, F., Chabert, A., Collot, J.-Y., Sallarès, V., Flueh, E. R., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M. A, y Bialas, G., Fields of multi-kilometers scale sub-circular depressions in the Carnegie ridge sedimentary blanket : effect of underwater carbonate dissolution, *Marine Geology*, *216*, 205-219, 2005.

Milliman, J. D., Production andaccumulation ofcalcium carbonateinthe ocean: budgetofanon-steadystate. *Global Biogeochem. Cycles*, *7* ,927–957, 1993.

Milliamn, J. D., Troy, P. J., Balch, W. M., Adams, A. K., Li, Y. H., y Mackenzie, F. T., Biologically mediated dissolution of calcium carbonate above the chemical lysocline, *Deep-Sea Research*, *I(46)*, 1653-1669, 1999.

Moore, T. C., Mitchell, N. C., Lyle, M., Backman, J., y Palike, H., Hydrothermal pits in the biogenic sediments of the equatorial Pacific Ocean, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *8*, Q03015, 2007.

Paull, C., Ussler, W., Masher, N., Greene, H. G., Rehder, G., Lorenson, T., y Lee, H., Pockmarks off Big Sur, California, *Marine Geology*, *181*, 323-335, 2002.

Parsons, B., Sclater, J. G., An analysis of the variations of ocean floor bathymetry and heat flow with age, *J. Geophys. Res*., *82*, 803–827, 1977.

Pazmino, A. N., Sediment distribution and depositional process on the Carnegie Ridge, Master Texas University, 136, 2004.

Rassmann, K., Evolutionary Age of the Galápagos Iguanas Predates the Age of the Present Galápagos Islands, *Molecular Phylogenetics and Evolution*, *7(2)*, 158-172, 1997.

Sallarès, V., y Charvis, P., Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galápagos Volcanic Province, *Earth Planet. Sci. Lett.* , *214*, 545-559, 2003.

Stanford, W. E., y Konikow, L. F., Porosity development in coastal carbonate aquifers, *Geology*, *17*, 249-252, 1989.

Thiede, J., Subsidence of aseismic ridges: Evidence from sediments on Rio Grande Rise (Southwest Atlantic Ocean), *AAPG Bulletin*, *61(6)*, 929-940, 1977.

Uchupi, E., Swift, S. A., y Ross, D. A., Gas venting and late Quaternary sedimentation in the Persian (Arabian) Gulf, *Marine Geology*, *129*, 237-269, 1996.

Van Andel, T. H., *et al*., DSDP 16, Site 157, Initial Reports of the DSDP, National Science Foundation, DSDP,16, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 53-150, 1973.

Van Andel, T. H., *et al*., Tectonics of the Panama Basin, *Bull. Geol. Soc. Am*., *82(6)*, 1489-1508, 1971.

Van Andel, T. H., y Heath, G. R., Tectonics and sedimentation in the Panama basin : Geologic results of Leg 16, *Initial Reports of the DSDP*, National Science Foundation, DSDP,16, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 899-913, 1973.

Vlobers, A. N. A., y Henrich, R., Present water mass calcium carbonate corrosivenes in the eastern Atlantic infered from ultrastructural breakdown of Globigerina bulloides in surfec sediments, *Marine Geology*, *186*, 471-486, 2002.

Weber, M. E, y Pisias, N. G., Spatial and temporal distribution of biogenic carbonate and opal in deep-sea sediments from the eastern equatorial Pacific: implications for ocean history since 1.3 Ma, *Earth and Planetary Science Letters*, *174(1-2)*, 59-73, 1999.

Wener, R., Hoernle, K., Van Den Bogard, P., Ranero, C., Von Huene, R., y Korich, D., Drowned 14-m.y-old archipelago off the coast of Costa Rica : Implications for tectonic and evolutionary models, *Geology*, *27(6)*, 499-502, 1999.

Werner, R., y Hoernle, K., New volcanological and volatile data strong support for the continuous existence of Galápagos Islands over the past 17 million years, *Int. J. Earth Sci*., *92*, 904-911, 2003.

Werner, R., Hoernle, K., Barckhausen, U., y Hauff, F., Geodynamic evolution of the Galápagos hot spot system (Central East Pacific) over the past 20 m.y., Constrains from morphology geochemistry, and magnetics anomalies, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(12), 1108, doi:10.1029/2003GC000576, 2003.

Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie

Jean-Yves Collot[1], François Michaud[1], Alexandra Alvarado[2], Boris Marcaillou[3], Marc Sosson[1], Gueorgui Ratzov[1], Sébastien Migeon[1], Alcinoe Calahorrano[4], Andres Pazmino[5],

[1] GéoAzur, Université de Nice-Sophia Antipolis, IRD, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, BP 48, 0635, Villefranche s/mer, France

[2] Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara, Quito, Ecuador

[3] LPAT-GEOL, Université des Antilles et de la Guyane, campus de Fouillole, BP 592, 97159 Pointe à Pitre, Guadeloupe

[4] Institut de Ciències del Mar, CMIMA, CSIC, PG. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003, Barcelona, Spain

[5] INOCAR, Avenida 25 de Julio, Base Naval Sur, POX 5940,Guayaquil, Ecuador

Resumen.

Una compilación de datos de batimetría multihaz disponibles a lo largo de la zona de subducción Ecuador-Sur de Colombia permiten describir en detalle las características morfológicas del fondo marino en las zonas de la fosa y del margen, evaluar los efectos y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie, así también como los tipos de transferencia de masa. La pared externa de la fosa muestra un patrón bien desarrollado de fallas de tensión asociadas a la flexura de la placa. Este patrón afecta la Cordillera de Carnegie, y rota progresivamente en sentido horario de sur a norte, acompañando así la curvatura de la fosa desde la dirección N a NE. La segmentación de primer orden de la placa de Nazca resultante de la presencia de la Cordillera de Carnegie y a la Zona de Fractura de Grijalva se refleja en la geomorfología del talud del margen, delimitando así los segmentos sur, centro y norte del margen. El carácter morfológico global del segmento central del margen, caracterizado por una pendiente empinada, un intenso deslizamiento de masas y la presencia de un pequeño prisma frontal, es compatible con un margen erosivo, que indica por lo tanto una transferencia negativa de masa. Sin embargo, la acreción tectónica es activa en los segmentos norte y sur del margen, en la forma de los prismas de acreción de Guayaquil y Colombia, indicando entonces una transferencia positiva de masa que contribuye al crecimiento continental. La transferencia de sedimentos desde los Andes a la fosa se realiza a lo largo del cañón de Guayaquil a través del segmento sur del margen, y por medio de los sistemas de cañones de Esmeraldas y Patia-Mira a través del segmento norte del margen, proveyendo 0.8 km y 2.0- 4.8 km de relleno a la fosa, respectivamente. En contraste, muy pocos sedimentos terrestres han sido depositados en la fosa superficial del segmento central del margen. De acuerdo al modelo cinemático de placas, nosotros interpretamos que las áreas del talud del margen que han sido altamente erosionadas, entre Cabo Pasado y los montes submarinos de Galera y entre Puerto López y el cañon de Guayaquil, son el resultado de la migración hacia el sur de los flancos de la Cordillera de Carnegie a lo largo de la fosa. De acuerdo con esto, la Cordillera de Carnegie ha estado subduciendo desde hace ~4-5 Ma. Nuestros análisis geomorfológicos indican que las bocas de los principales cañones y los segmentos de fosa adyacente a taludes altamente inestables, son áreas principales de peligro potencial que deben ser evitadas para el emplazamiento de infraestructuras submarinas.

Abstract.

A compilation of swath bathymetric data available along the Ecuador South-Colombia subduction zone allows describing the detail morphologic characters of the trench and margin seafloor, and evaluating the effects and the age of the Carnegie ridge subduction, as well as the modes of mass transfer. The outer trench wall shows a well-developed bend-fault pattern that cuts across the Carnegie Ridge, and progressively rotates clockwise from south to north, thus accompanying the trench curvature from N to NE-trending. The first order segmentation of the Nazca plate due to the Carnegie Ridge and Grijalva Fracture Zone reflects on the inner trench wall geomorphology, thus delimiting southern, central and northern margin segments. The overall morphologic character of the central margin segment, which is characterized by a generally steep slope, intensive mass wasting and a small frontal prism is compatible with an erosive margin, thus supporting negative mass transfer. Tectonic accretion is however active in the southern and northern margin segments in the form of the Guayaquil and Colombia accretionary wedges thus indicating positive mass transfer that contributes to continental growth. Sediment transfer from the Andes to the trench is accommodated through the Guayaquil canyon across the southern margin segment, and the Esmeraldas and Patia-Mira canyon systems across the northern margin segment, providing 0.8 km and 2.0- 4.8 km trench fill, respectively. In contrast, very few terrestrial sediment has deposited in the shallow trench of the central margin segment. According to the plate kinematics pattern, we interpret the areas of extensively eroded margin slope between Cabo Pasado and the Galera seamounts and between Puerto Lopez and the Guayaquil canyon to result from the southward migration of the Carnegie Ridge flanks along the trench. Accordingly, the Carnegie Ridge has been subducting for ~4-5 Myr. Our geomorphologic analysis indicates that the mouths of the major canyons and the trench segments adjacent to highly unstable slopes are major areas of potential hazards that should be avoided for the emplacement of submarine infrastructures.

1. Introducción

Los márgenes activos se refieren a los márgenes de placas a lo largo de los cuales dos placas litosféricas están moviéndose una hacia la otra, generalmente una descendiendo por debajo de la otra, definiendo así una zona de subducción. Estos márgenes se clasifican en dos categorías básicas (von Huene y Scholl, 1991; Clift y Vannucci, 2004) (Fig. 1): (1) Márgenes acrecionarios, caracterizados por una cuña externa o prisma de acreción activa hecha de la roca sedimentaria tectonizada que fue separada del material de la fosa en subducción. Esta cuña externa crece hacia la fosa, anteponiéndose a rocas más viejas del margen que forman la cuña interna. (2) Márgenes erosivos, a lo largo de los cuales los sedimentos oceánicos y de fosa son subducidos junto con material removido de la base del margen por erosión de subducción (*subduction erosion* en inglés). Los márgenes erosivos pierden partes significativas de su cobertura sedimentaria y basamento sedimentario o cristalino. Este proceso es reflejado por su subsidencia de largo plazo y el retroceso de la fosa hacia el continente (von Huene y Lallemand, 1990, Sosson et al., 1994; Vanucchi et al., 2003). Diferentes pendientes regionales del talud, estructuras morfológicas y tectónicas caracterizan los dos tipos extremos de márgenes activos. Márgenes acrecionarios, como los de Barbados o Nankai tienen taludes de bajas pendientes regionales (2-4°) con suaves anticlinales y estructuras de fallas inversas. Márgenes erosivos, como Costa Rica (Ranero y von Huene, 2000), Perú (Sosson et al., 1994) y Tonga (Clift y McLeod, 1999), tienen taludes con pendientes regionales más empinadas (> 7-8°) con fallas normales, y muestran numerosas irregularidades del fondo marino, erosión superficial del talud del margen y frecuentes depósitos de masas desprendidas o escombros localmente apilados en un prisma frontal (Fig. 1). Tanto el espesor de sedimentos de la fosa, como las complejidades estructurales o de segmentación de la placa subductante, influyen en la morfo-estructura de ante-arco (Cloos, 1993). En términos de transferencia de masa, los márgenes acrecionarios y erosivos reflejan respectivamente flujos de masa positivos y negativos, que contribuyen al crecimiento o destrucción de los márgenes continentales. El análisis detallado de la morfología de fondo marino ayuda a identificar varios tipos de transferencia de masa, deformación tectónica y su relación con la geodinámica local.

Desde los trabajos pioneros realizados por von van Andel et al., (1971), Hayes (1974), Meissnar et al., (1976), Lonsdale y Klitgord (1978) y Lonsdale (1978), el segmento submarino de la zona de subducción del Ecuador ha permanecido como un sistema de arco-fosa muy poco estudiado, aunque este sistema es un sitio de crecimiento continental remarcable por la acreción de terrenos exóticos y un amplio volcanismo

y magmatismo, y afectado por la subducción de la masiva Cordillera de Carnegie (Lonsdale, 1978) y de fuertes terremotos de subducción y tsunamis (Kanamori y McNally, 1982; Kelleher, 1972; Mendoza y Dewey, 1984). La edad del inicio de la subducción de la Cordillera de Carnegie ha sido de primordial importancia para comprender la tectónica, la evolución sedimentaria y magmática del sistema de arco-fosa de Ecuador-SW de Colombia (Gutscher et al., 1999; Pedoja et al., 2006; Bourdon et al., 2003; Michaud et al., 2008).

En este artículo, nosotros utilizamos una nueva compilación de datos de batimetría multihaz para mostrar las variaciones, a gran escala y en detalle, del carácter morfológico del margen Ecuador-SO Colombia, asociadas con la subducción de la segmentada y estructuralmente compleja placa de Nazca. Describimos primero las características morfológicas de la placa en subducción y del margen, e interpretamos estas características a la luz de los datos de reflexión sísmica publicados, antes de discutir la deformación tectónica, la distribución de sedimentos, y los diferentes tipos de transferencia de masa. Finalmente combinamos los resultados de nuestro análisis morfológico con el esquema cinemático local, con el fin de constreñir la cronología de la subducción de la Cordillera de Carnegie.

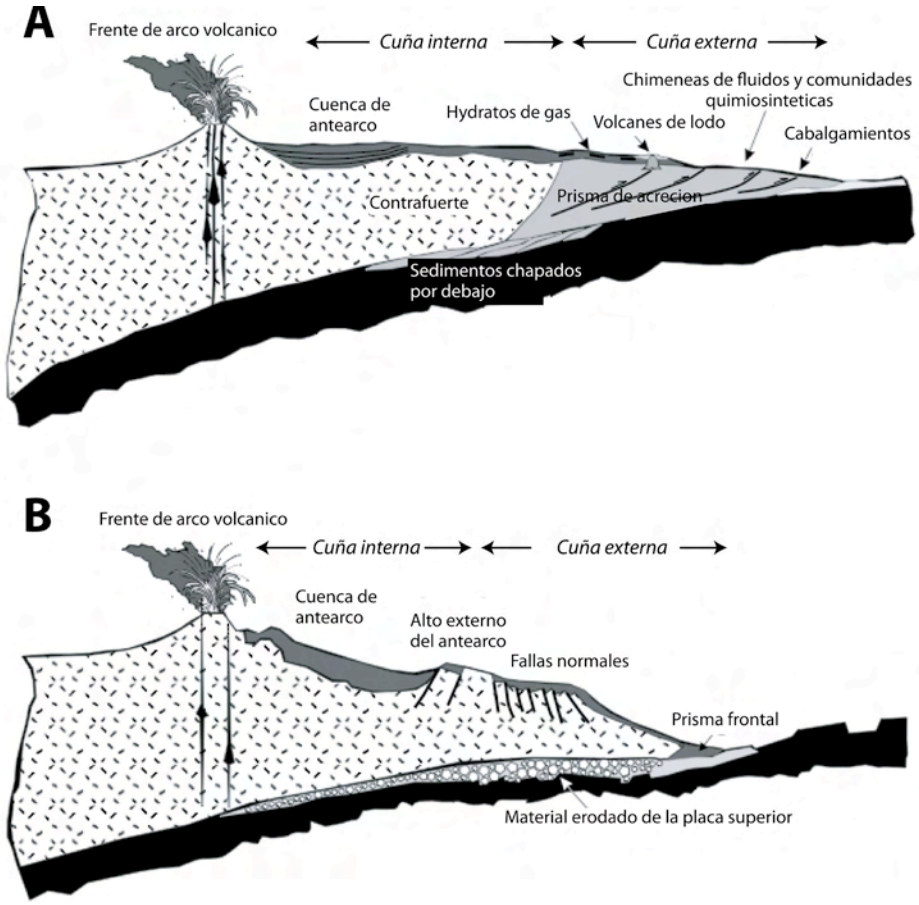


Figura 1. Esquema según de Clift y Vannucchi, (2004) mostrando las principales características de los dos miembros extremos de los márgenes activos: **(a)** acrecionario, y **(b)** erosivo.

2. Marco geológico y cinemático

A lo largo del Noroeste de Sudamérica, la placa oceánica de Nazca de edad Neógena (Hey, 1977; Lonsdale y Klitgord, 1978; Lonsdale, 2005) subduce hacia el este por debajo del promontorio continental de Ecuador y Perú que Pedoja et al. (2006) llamaron el arco de Talara (Fig. 2), generando variaciones geomorfológicas y tectónicas a lo largo de la subducción (Gutscher et al., 1999; Dumont et al., 2005, 2006; Pedoja et al., 2006). En Ecuador y Colombia, el basamento del margen continental consiste de terrenos oceánicos acrecionados (Feninger y Bristow, 1980; Goosens y Rose, 1973), constituidos de espesos basaltos toleíticos del Cretácico y lavas andesíticas basálticas de origen de plateau oceánico (Jaillard et al.,1995; Reynaud et al., 1999; Mamberti et al., 2003). En Ecuador, el principal terreno costero corresponde a la Formación Piñón (Goosens y Rose, 1973; Juteau et al., 1977), que es sobreyacido por grauwackas de grano grueso, capas de cenizas y flujos basálticos relacionados a los arcos volcánicos de San Lorenzo y Cayo del Cretácico Tardío-Paleoceno (Jaillard et al., 1997), y por las cuencas de ante-arco de Borbón, Manabí y Progreso (Deniaud, 2000; Jaillard et al., 2000). El establecimiento del ante-arco submarino, la cordillera de la costa, la planicie ante-arco y las cordilleras andinas forman el Bloque Nor-Andino (BNA), que es deformado y trasladado hacia el NNE a lo largo de la Megafalla Guayaquil-Caracas (Fig. 3), con respecto al escudo Brasileño (Case et al., 1971; Ego et al., 1995).

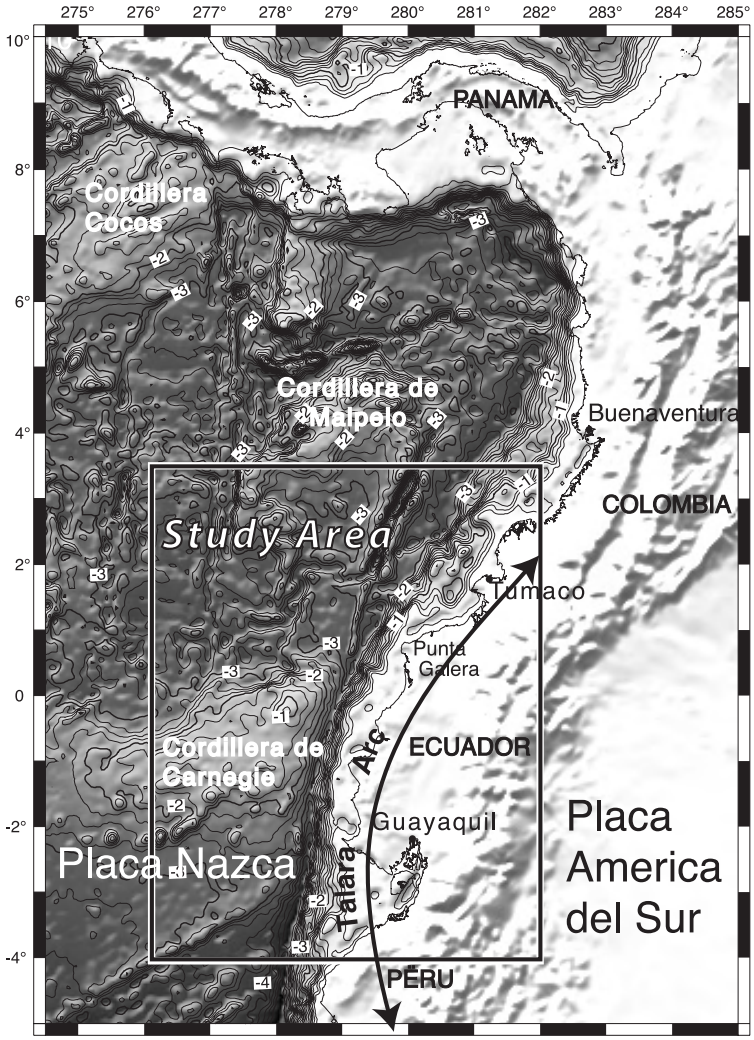


Figura 2. Localización del área de estudio a lo largo del arco de Talara (según Pedoja et al.,2006), que representa el promontorio noroeste de Sudamérica.

Este patrón tectónico implica una partición de las fuerzas caracterizadas por algunos acortamientos a través de la fosa, y extensiones, compresiones y movimientos laterales a lo largo de la Megafalla Guayaquil-Caracas (Winter y Lavenu, 1989; Trenkamp et al., 2002).

De acuerdo a Kendrick et al. (2003), la convergencia entre las placas de Nazca y Sud-América se incrementa desde 5.35 cm/año en la latitud 5°N en una dirección ~N80°E, hasta 5.78 cm/año en la latitud 4°S en una dirección ~N83°E (Fig. 3A). El movimiento relativo entre la Placa de Nazca y el BNA promedia sin embargo ~5.2 cm/año en una dirección N88°E, de acuerdo a los vectores de deslizamiento de los terremotos mayores de la zona interplaca, y la translación hacia el NNE a ~0.6 cm/año del BNA (Trenkamp et al., 2002; Nocquet y Mothes, este volumen).

El margen de Ecuador sufre deformaciones relacionadas a la subducción de la placa de Nazca, estructuralmente compleja, que incluye la presencia de la Cordillera de Carnegie de 400-km de ancho y 2-km de alto (Lonsdale, 1978), el sistema de rift de Malpelo, y la Zona de Fractura de Grijalva (GFZ) (Fig. 2). Además de la huella tectónica de las estructuras de la placa de Nazca, se espera que las estructuras heredadas del margen, la gran transferencia de sedimentos resultado de la vigorosa erosión y la fuerte actividad volcánica de los Andes del Norte impacten la morfología del sistema fosa-margen de Ecuador.

3. Recopilación de datos

A partir del final de la década de los noventa y con la publicación de la topografía mundial del piso marino a partir de datos altimétricos satelitales (Smith y Sandwell, 1997), varias instituciones colectaron datos batimétricos multihaz (Tabla 1) a lo largo de la fosa de Ecuador, con el fin de determinar el carácter geomorfológico del suelo marino del margen. Estos datos fueron fusionados con datos batimétricos monocanal, ecosondas de la NGDC (NOAA), INOCAR, la campaña Sublime (RV Antea, 1997), y datos batimétricos derivados de satélites (Smith y Sandwell, 1997) para construir un nuevo mapa batimétrico (Fig. 3B). Datos 2D de sismica de reflexión multicanales adquiridos durante las campañas marinas Sisteur y Amadeus (Collot et al., 2002 y Collot et al., 2005) a través de la fosa fueron también usados para ayudar en la interpretación de la geología sub-superficial y de las estructuras corticales.

Tabla 1. Fuentes de los datos batimétricos multihaz recogidos en la región de Ecuador -Sur de Colombia, y usados para elaborar los mapas batimétricos presentados en este reporte.

Misión	Año	Institución	Equipo de Ecosonda	Buque
Amadeus	2005	IFREMER/GeoAzur	EM12D	L'Atalante
Esmeraldas	2005	IFREMER/GeoAzur	EM12D	L'Atalante
Dana02	2003	R. Revel	EM120	R. Revel
SO-162 Ingas	2002	Geomar	EM120	Sonne
AT07L25	2002		Seabeam 2100	Atlantis
SO-158 Megaprint	2001	Geomar	EM120	Sonne
SO-159 Salieri	2001	Geomar/ GeoAzur	EM120	Sonne
SO-144 Paganini	1999	Geomar	Atlas Hydrosweep	Sonne
PUGU	1997	IFREMER/ GeoAzur	EM12D	L'Atalante
Gala	1996		EM12S	Esperides
GENEO1RR	1996		Seabeam 2100	R. Revel

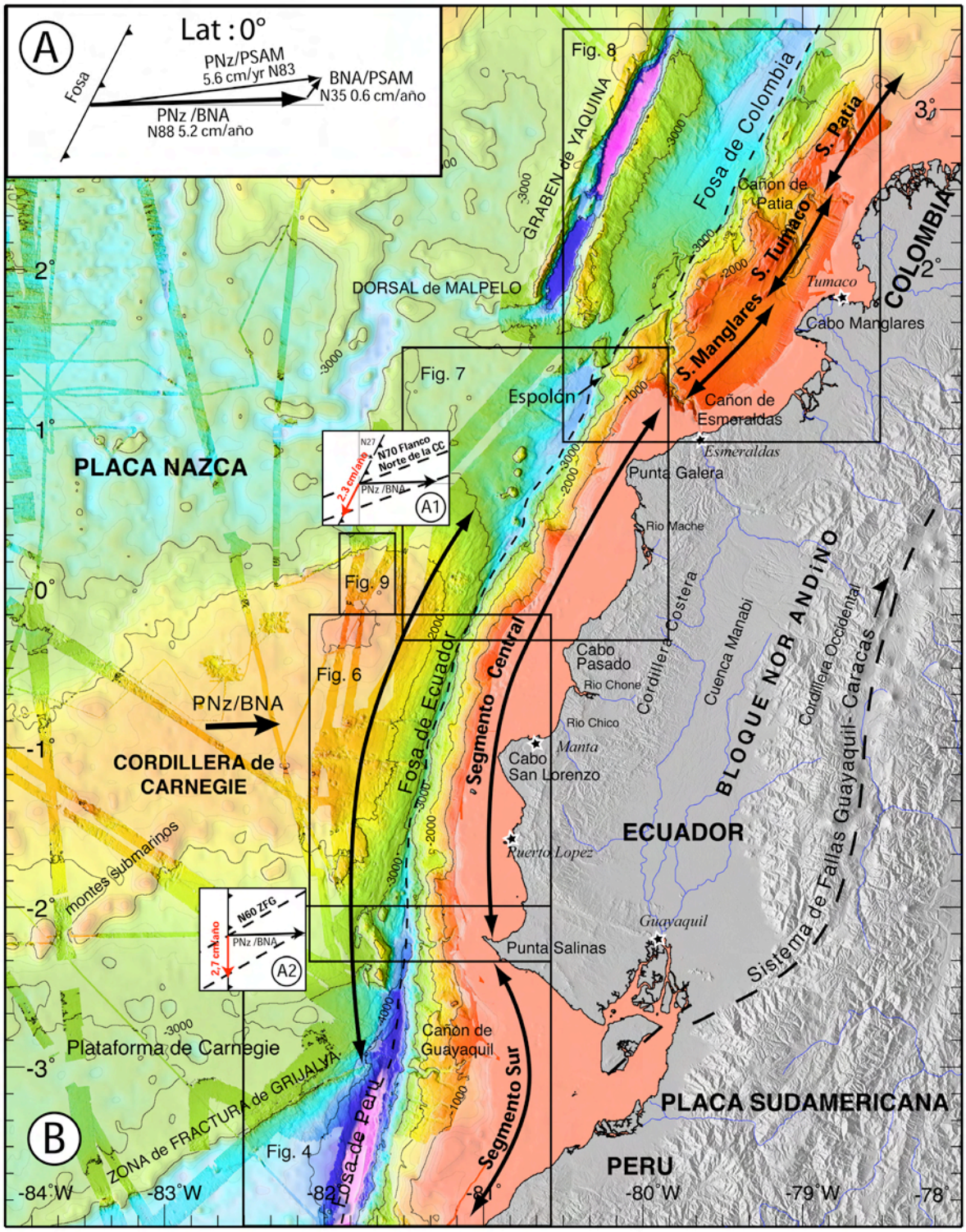


Figura 3. (A) Vectores de convergencia entre la placa de Nazca (NzP), la placa de Sudamérica (SOM) y el Bloque Nor-Andino con respecto a la fosa (línea a trazos) (según Nocquet & Mothes, este volumen). (A1) Barrido hacia el sur del flanco norte de la Cordillera de Carnegie (FNCC) y (A2) la Zona de Fractura de Grijalva (GFZ) a lo largo de la fosa a 2.3 cm/año y 2.7 cm/año. **(B)** Batimetría a intervalos de 200-m, y topografía de la zona de subducción de Ecuador y del sur de Colombia (según Michaud et al., 2006); Notar el desplazamiento NS entre el segmento del margen Central y la Cordillera de Carnegie en ambos lados de la fosa de Ecuador.

4. Descripción de Datos

4.1 La fosa de Ecuador y su pared exterior

La morfología de la fosa de Ecuador y su pared exterior reflejan la segmentación a gran escala de la placa de Nazca por la presencia de la Zona de Fractura de Grijalva en el Sur, la Cordillera de Carnegie en el centro, y el sistema transformante del rift Malpelo-Yaquina en el Norte (Fig. 3B).

4.1.1 La Zona de Fractura de Grijalva

La Zona de Fractura de Grijalva (GFZ) marca el límite entre < 3000 m de profundidad de la corteza oceánica Neógena asociada con el centro de expansión de Cocos y el punto caliente de Galápagos, y la corteza oceánica más antigua del Oligoceno en el sur, con una profundidad > 3000 m (Lonsdale, 2005). La GFZ aparece como una cordillera/escarpe de orientación N60° ligeramente cóncava al sur (Fig. 4), que puede ser observada a través de la fosa siguiendo su huella morfológica.

4.1.2 Los escarpes en la pared exterior de la fosa

Cerca de la intersección fosa-GFZ, la pared exterior de la fosa muestra escarpes relacionados con la flexura de la placa al momento de la subducción (bending-related scarps, en inglés) que cambian de curso a través de la GFZ (Fig. 4).

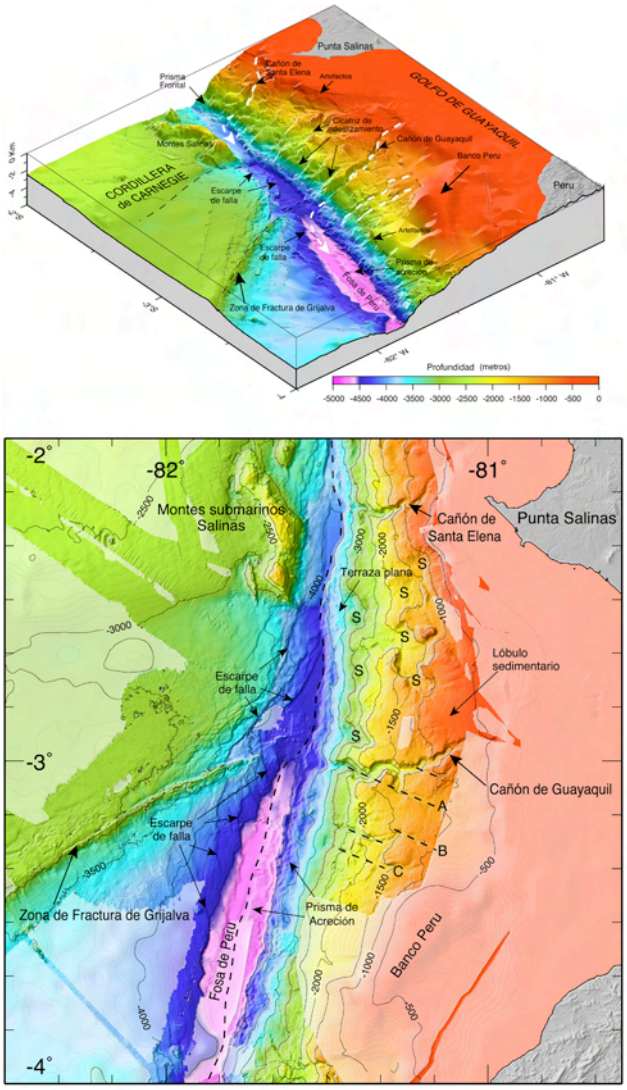


Figura 4. (A)-(Abajo): Batimetría a intervalos de 50 m del segmento sur del margen de Ecuador con la terminación norte de la fosa de Perú, la zona de Fractura de Grijalva, y los cañones de Guayaquil y Santa Elena; S=cicatrices de deslizamientos principales; A, B y C son cañones controlados por fallas. **(B)-(Arriba)**: Diagrama de la batimetría con perspectiva sombreada del segmento sur del margen de Ecuador mirando al noreste. La iluminación es doble, desde el este y noroeste.

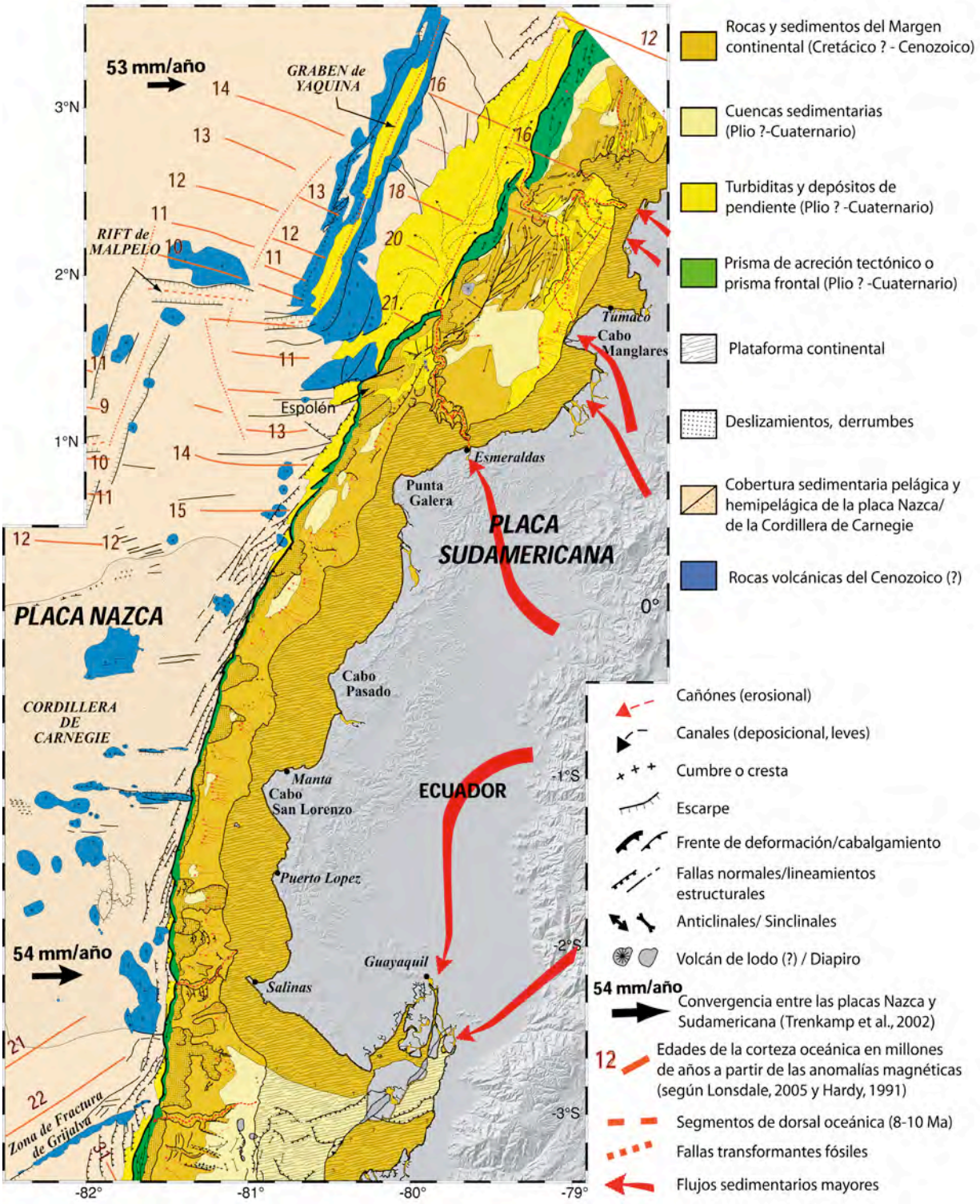


Figura 5. Interpretación geológica y estructural simplificada del margen activo costa afuera de Ecuador-sur de Colombia según Collot et al. (2006).

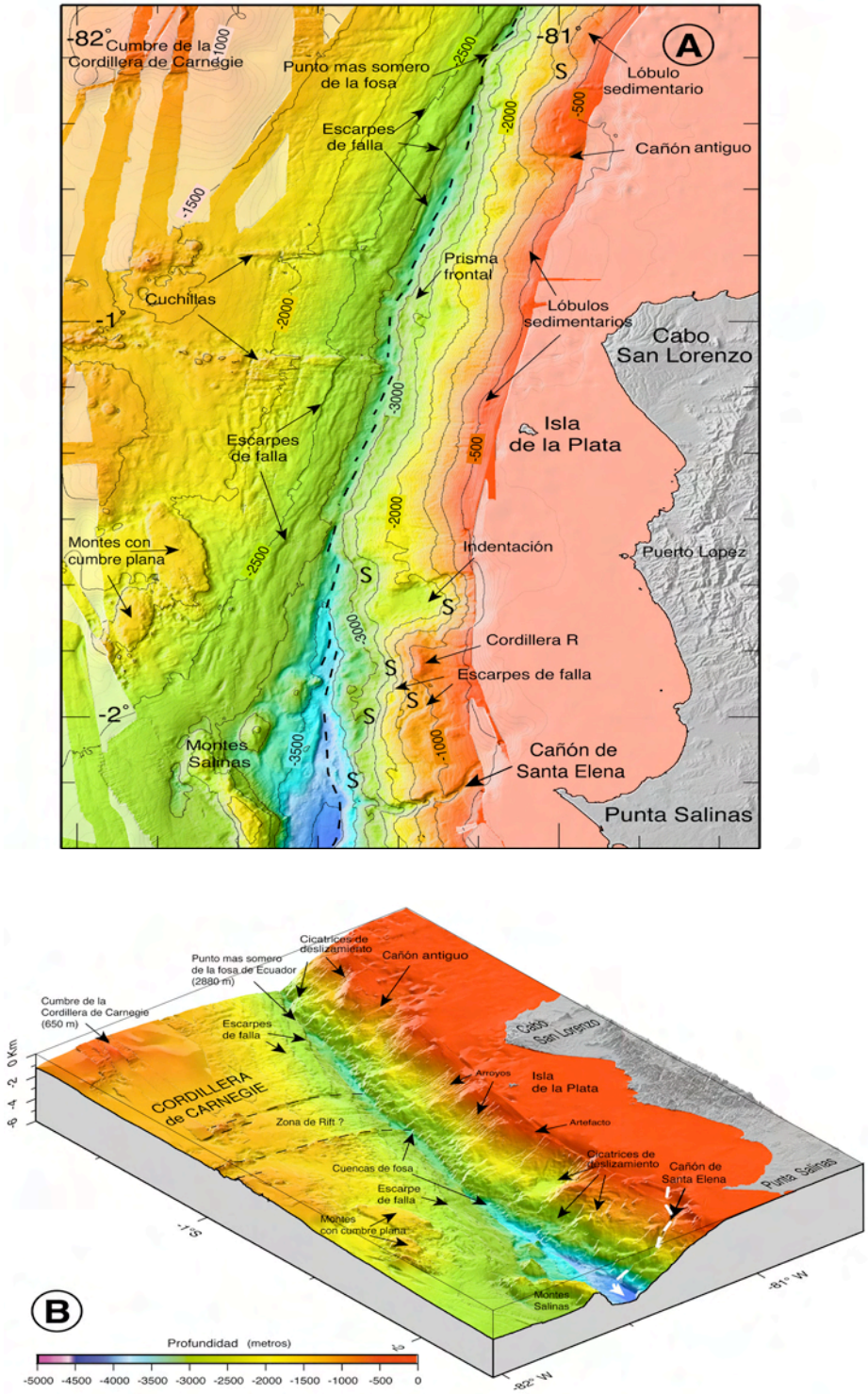


Figura 6. (A) Batimetría a intervalos de 50 m del segmento central del margen de Ecuador costa afuera de Punta Salinas y Cabo San Lorenzo con la fosa superficial de Ecuador (linea a trazos). Notar la morfología del margen altamente dentada en el sur en la latitud 1° 35'S y una morfología más lisa hacia el norte de esta latitud, así como los montes submarinos de la Cordillera de Carnegie y las cordilleras orientadas este-oeste que entran en subducción. S=cicatrices de deslizamientos principales. **(B)** Diagrama de la batimetría sombreada del segmento central del margen de Ecuador mirando hacia el noreste. La iluminación es doble, desde el este y noroeste.

Los escarpes que son de 50-100 m de alto, y dirección N-S a N165°E afectan la pared exterior de la fosa al sur de la GFZ; mientras que, inmediatamente al norte, los escarpes rotan a N20-40°E e intersecan el eje de la fosa, delineando por lo tanto una pequeña cuenca cerrada (Fig. 5).

Al oeste del cañón de Santa Elena, los escarpes tienen una dirección N-S por aproximadamente 60 km, mientras que hacia el norte (Fig. 4, 5 y 6), el patrón de escarpes rotan progresivamente a N22°, N26° y N37°E en la región de los montes submarinos de Atacames (Fig. 7), donde los escarpes permanecen ligeramente oblicuos al eje de la fosa. Más hacia el norte, escarpes de dirección N45°E rompen el fondo marino al oeste del prisma de acreción de Colombia, mientras que escarpes no lineales deforman el fondo marino del abanico marino profundo de Esmeraldas (Fig. 8).

Aparte de los escarpes sub-paralelos de la fosa, otros escarpes oceánicos tienen orientación N75° a N125°E (Fig. 7), casi perpendiculares a la fosa, entre los montes submarinos de Atacames y Galera.

4.1.3 El eje de la fosa

Al Sur de la GFZ, la fosa de Perú se orienta N14°E y alcanza 4700 m en profundidad (Fig. 4). Esta tiene un suelo marino horizontal subyacido por ~0.8 km de depósitos turbidíticos basado en datos de reflexión sísmica (Lonsdale, 1978; Calahorrano, 2005). Cerca de la intersección fosa-GFZ, la fosa muestra una topografía ondulada que suguiere depósitos de material transportado. Hacia el Norte desde la intersección de la fosa-GFZ, la fosa gira aproximadamente N-S y se eleva sucesivamente a través de discretos pasos, formando así una serie de cuencas de fosa angostas y con piso plano que son desplazadas lateralmente a la izquierda hasta la latitud 0°20'S, donde la fosa es más superficial (2880 m) (Fig. 6).

Un testigo recogido en una pequeña cordillera anticlinal en el lado este de una de las pequeñas cuencas cerradas, que contenía ~75 m de sedimentos laminados, revela 4 m de un lodo verde oscuro hemipelágico sobreyaciendo 1 m de turbiditas del Holoceno (núcleo 9P en Lonsdale, 1978).

Más hacia el norte, donde la fosa se orienta N27°E, escarpes relacionados con la flexura de la placa en subducción, junto con el frente de deformación, definen minúsculas cuencas de fosa que son desplazadas lateralmente a la izquierda mientras la fosa se profundiza hasta los 3900 m de la depresión Galera (Fig. 7). Datos de reflexión sísmica indican que la fosa contiene ~0.5-0.6 km de sedimentos estratificados sub-horizontales (d'Acremont et al., 2005).

El testigo 11P obtenido por Lonsdale, (1978) fue tomado de un bloque de falla levantado que entraba en la fosa, 36 km al norte de la fosa más superficial. El testigo muestra limos calcáreos del Pleistoceno de color verde pálido a verde oliva, con ceniza volcánica.

En esta parte de la fosa, los sedimentos son interpretados como erosionados por rápidas corrientes termohalinas de fondo que fluyen hacia el norte (Lonsdale, 1978). Donde la fosa es más profunda, frente a Punta Galera, un segmento de 25 km de largo del límite de la placa gira abruptamente NS formando una proyección remarcable hacia el mar o un espolón de la pendiente inferior del margen (Fig. 5 y 7). En la latitud 1°25'N, la fosa es represada por los montes submarinos Galera provocando un desnivel de 600 m de alto a través del piso de la fosa (Fig. 8). Al norte de los montes submarinos de Galera, la fosa se orienta N30°E y su suelo marino forma un abombamiento a ~3000 m de profundidad, alargado, paralelo a la fosa y asociado con el abanico submarino profundo de Esmeraldas (Collot et al., 2005). El mapa batimétrico muestra el abanico irradiando asimétricamente desde la boca del cañón de Esmeraldas hacia el norte, a lo largo del sinuoso canal Esmeraldas debido a que el flujo de sedimentos está bloqueado al sur, y desviado hacia el norte por la topografía elevada del borde este del graben de Yaquina. La batimetría de la fosa de Colombia se profundiza ligeramente hacia el norte hasta ~ 3900 m, cerca de la latitud 3°30'N, lejos de la cima del abanico. Datos de reflexión sísmica muestran que el abanico submarino profundo consta de 3.5- 4.8 km de sedimentos bien estratificados que se reducen hacia el norte hasta ~2 km cerca de la latitud 3°20'N (Marcaillou et al., 2008).

4.1.4 La Cordillera de Carnegie

El flanco sur de la Cordillera de Carnegie incluye un banco de 3000 m de profundidad, ~100-150 km de ancho llamado la "plataforma de Carnegie" por Lonsdale, (1978). Montes submarinos motean la parte sur del suelo oceánico de la Cordillera de Carnegie, especialmente en la región entre la latitud 1°S y 2°30'S donde una cadena de montes submarinos de 10 a 25 km de ancho se alinean a aproximadamente N55°S como lo ilustra la batimetría satelital (Fig. 3). El masivo monte

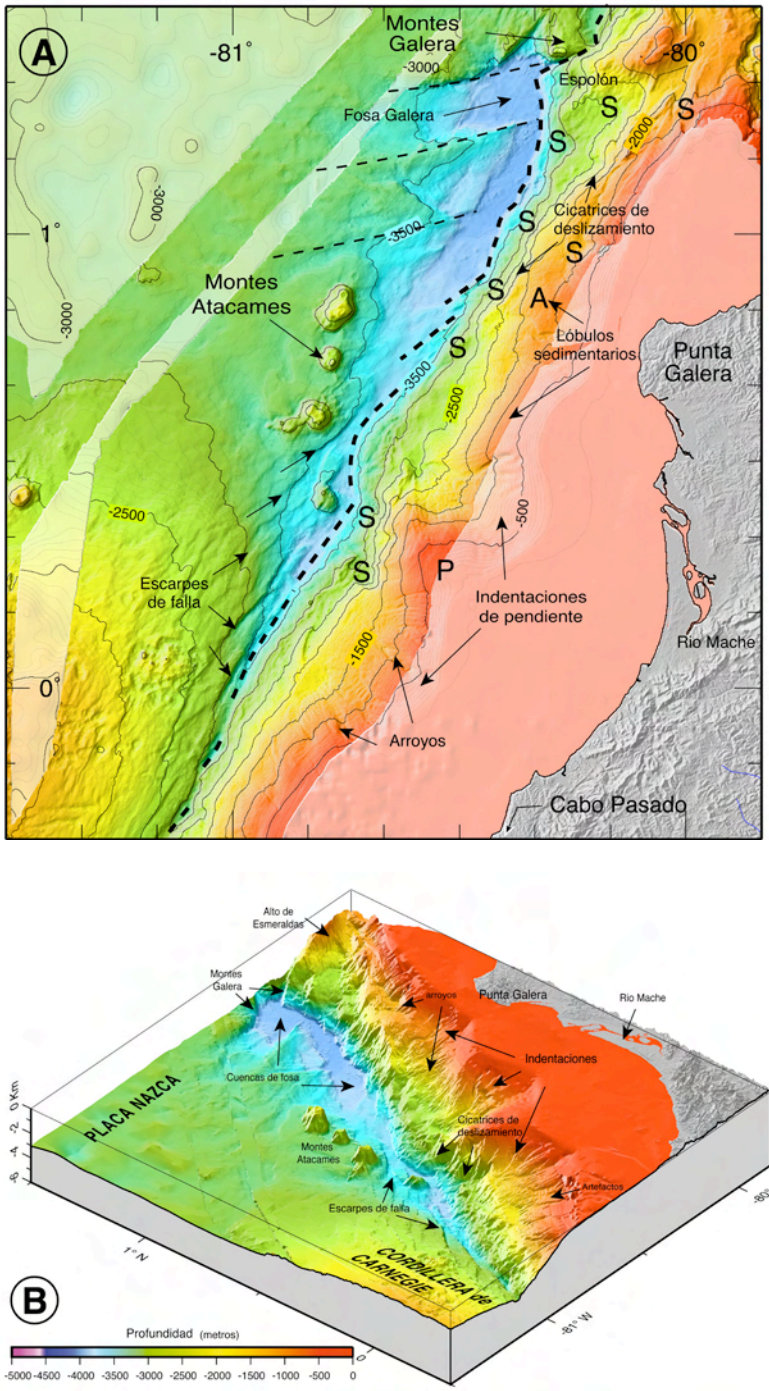


Figura 7. (A) Batimetría a intervalos de 50 m del segmento central del margen de Ecuador costa afuera de Cabo Pasado y Punta Galera con la punta noreste de la Cordillera de Carnegie, los montes submarinos de Atacames y Galera. El eje de la fosa tiene forma de escalón (en-échelon, en francés; línea negra punteada), numerosas fallas normales relacionadas con la flexura de la placa en subducción afectan la pared exterior de la fosa. Notar que la plataforma continental es muy angosta costa afuera de Punta Galera, afectada por grandes entrantes, y que el talud inferior del margen está dominado por escarpes inclinados y dentiformes (S), y forma un espolón en el norte, donde los montes submarinos Galera colisionan contra el margen. A=morfología lisa; P es un promontorio subyacido por un monte submarino (d'Acremont et al., 2005). **(B)** Diagrama de la batimetría con perspectiva sombreada del segmento central del margen de Ecuador costa afuera de Punta Galera mirando hacia el noreste. La iluminación es doble, desde el este y noroeste.

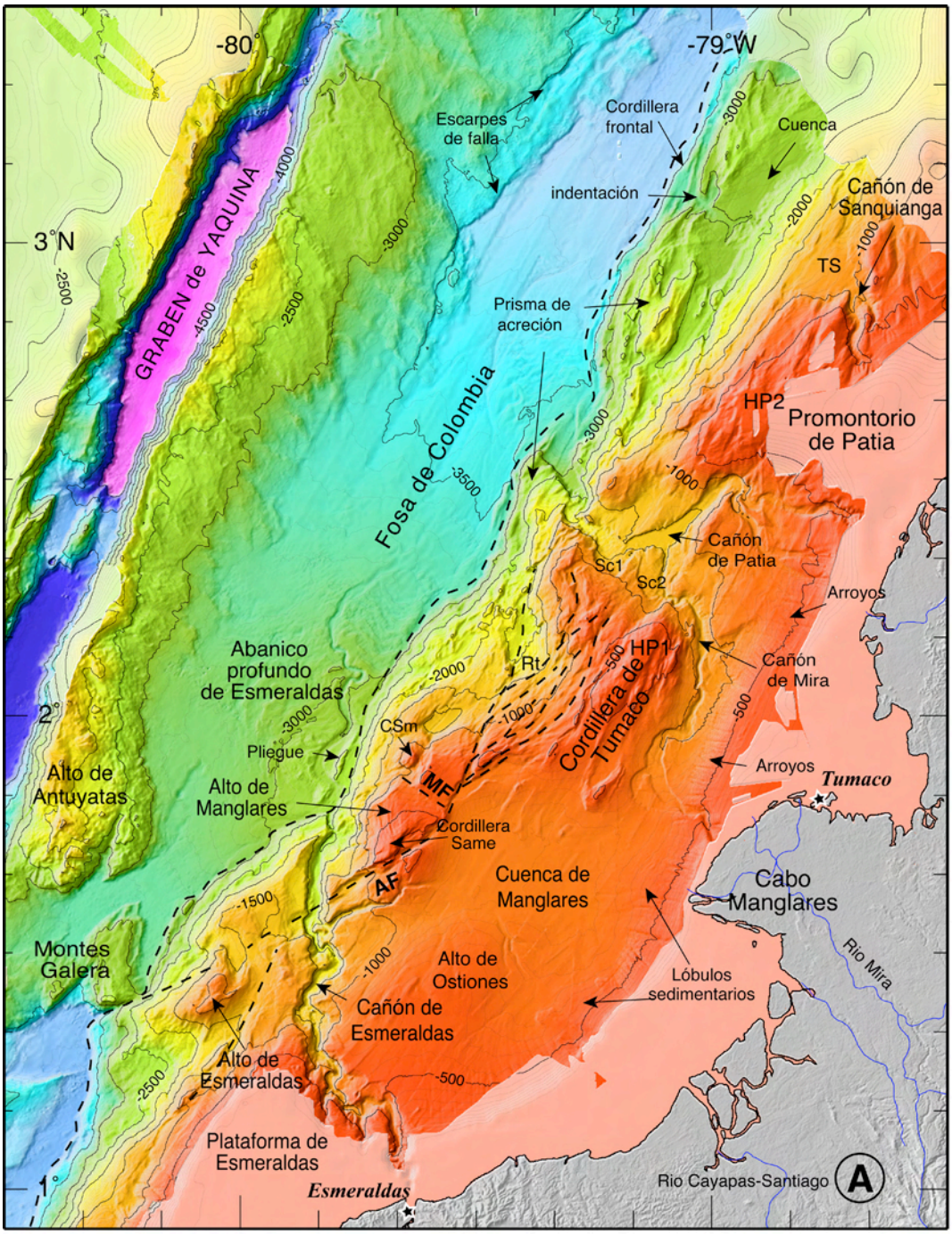


Figura 8A. Batimetría a intervalos de 50 m del segmento del margen costa afuera del norte de Ecuador y sur de Colombia, con el profundo Graben de Yaquina en la placa de Nazca, el abanico submarino profundo de Esmeraldas y Patia en la fosa. El margen está cortado por los cañones de Esmeraldas, Patia–Mira y Sanquianga, que son las vías principales para el trasporte de sedimentos procedentes de los Andes hacia la fosa de subducción. Los altos del basamento del fondo marino del margen (Esmeraldas, Manglares, Tumaco y Patia) están separados de la plataforma por bajos topográficos que acumulan sedimento (cuenca de ante-arco Manglares). AF=Falla Ancón; MF=Falla Manglares; HP1=Plataforma de Tumaco, HP2= Plataforma de Patia, Sc1 y Sc2=marca de deslizamiento, TS=depósitos sedimentarios asociados con el cañón Sanquianga, Csm=monte submarino cónico, Rt=depresión del talud .

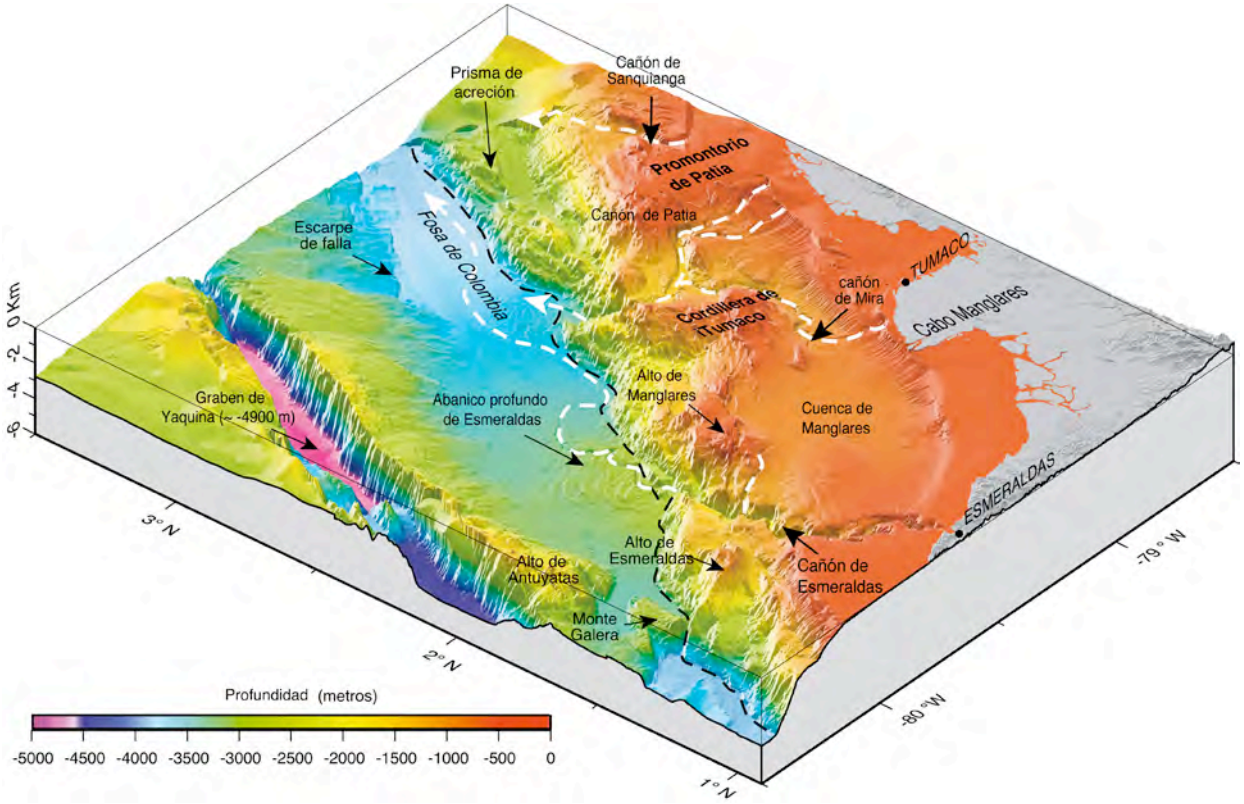


Figura 8B. Diagrama de la batimetría en perspectiva sombreada del segmento del margen costa afuera del norte de Ecuador y sur de Colombia mirando hacia el noreste. La iluminación es doble, desde el este y noroeste.

submarino Salinas de 35 km de largo mapeado al oeste del cañón de Santa Elena (Fig. 4) tiene una forma de Z con direcciones principales de N10° y N150°E. Está asociado a tres pequeños edificios cónicos, y a una estructura similar a una cordillera pequeña de dirección N170°E; algunos de ellos están rodeados por un foso o cortados por escarpes relacionados con la flexura de la placa en subducción. Cerca de la latitud 1°30'-1°40'S, montículos con cumbres planas de 20-30 km de largo y 10-15 km de ancho son delimitados por escarpes de 250-500 m de alto. Basados en datos de reflexión sísmica, Lonsdale (1978) interpretó uno de estos rasgos como un gran bloque fallado de corteza oceánica. Cerca de la latitud 1°S (Fig. 6), la Cordillera de Carnegie muestra dos cordilleras separadas de ~30 km con orientación E-W, localmente asociadas con escarpes, pequeños montes submarinos y depresiones del suelo marino. El sistema total es de ~80 km de largo, y sugiere una antigua zona de rift asociada con intrusiones volcánicas.

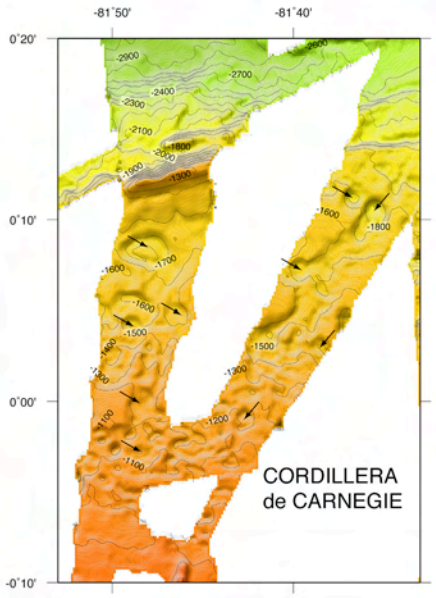


Figura 9. Barrido batimétrico en el flanco norte de la Cordillera de Carnegie mostrando depresiones sub-circulares en el piso marino (flechas). Isobatas cada 10 m. La localización está mostrada en la Fig. 3.

La cima de la cordillera que culmina 657 m por debajo del nivel del mar no contiene sedimentos (Lonsdale, 1978), y está delineada en su flanco sur por un lineamiento morfológico de dirección N85°E (Fig. 6). Campos de depresiones cerradas semi-circulares fueron descubiertas dispersas a través de la pendiente media de la cordillera. Un ejemplo es indicado en la Fig. 9 en el flanco norte de la cordillera. Estas estructuras son interpretadas como el resultado de procesos de disolución bajo el agua (Michaud et al., 2005). Escasos datos de batimetría multihaz indican que el flanco norte de la zona este de la Cordillera de Carnegie es localmente empinado y presenta una geometría de escalera que sugire la presencia de bloques corticales inclinados subyacentes.

4.1.5 El rift Malpelo y el Graben de Yaquina

Al norte de la Cordillera de Carnegie, la placa de Nazca está cortada por segmentos extintos del rift Malpelo, desplazado lateralmente por zonas de fractura con orientación NNE (Hey, 1977) incluyendo el prominente graben de Yaquina (Fig. 3). El graben ha sido interpretado como una falla transformante que separa segmentos de corteza oceánica de edad Mioceno, con anomalías magnéticas orientadas aproximadamente E-W y grano oceánico primario (Lonsdale y Klitgord, 1978; Hardy, 1991). El nuevo mapa batimétrico muestra que el graben con orientación N25°E se conecta nítidamente con un segmento del rift de Malpelo orientado N85°. Una lisa pared sur, y los fuertes escarpes de 200 m de alto a lo largo de la pared norte del rift, caracterizan su morfología asimétrica (Fig. 3). En contraste, el graben de Yaquina muestra una remarcable morfología de depresión o artesas con prominentes bordillos (Fig. 8). El graben de Yaquina consiste de dos depresiones con pisos planos limitadas por escarpes cerca de 3000 m de alto, muy inclinados (35° hasta 47°). La depresión sur es de 4300 m de profundidad, mientras que la norte alcanza los 4900 m (Fig. 8). Un alto de 3900 m de profundidad, caracterizado por tres cordilleras alargadas orientadas paralelamente al eje del graben de Yaquina, separa las depresiones. Tanto su forma alargada como su orientación relativa al eje del graben sugiere escamas tectónicas. El borde oeste del graben es una angosta cordillera que sobresale a la depresión con 3000 m y una pendiente de 26° (Fig. 3), mientras que el borde este forma el ancho y alargado macizo Antuyatas (30 km por 55 km) con una topografía ondulada (Fig. 8). Los macizos muestran lineamientos morfológicos casi ortogonales orientados N120°E y N20°E. Más hacia el norte el macizo puede extenderse hasta la latitud 3°25'N, y puede medir una longitud total de ~200 km. En sus partes central y norte, el borde este del graben muestra lineamientos rectilíneos a arqueados que se extienden desde direcciones casi ortogonales con la pared del graben, hasta N150°E y casi NS en la pared exterior de la fosa, donde estos son localmente truncados por escarpes de flexura de la placa en subducción. Los lineamientos pueden por lo tanto reflejar un esquema de tectónica de cizalla o de grano oceánico primario. En la terminación norte del graben de Yaquina, un valle longitudinal co-lineal de 3900 m de profundidad, marca la extensión norte de la zona de Fractura de Yaquina.

4.2 El margen de Ecuador y Sur de Colombia

El margen de Ecuador, que está segmentado a gran escala en regiones sismotectónicas, (Gutscher et al., 1999; Collot et al., 2004) puede ser dividido en tres segmentos de primer orden basado en las estructuras internas de velocidad (Gailler et al., 2007), en las variaciones de las distancias fosa-línea de costa, y cambios remarcables de las morfo-estructuras a lo largo del margen (Fig. 3). Los límites de dos de los segmentos de primer orden son delineados por cambios importantes en el ancho de la plataforma, asociados a cambios estructurales a lo largo de la pared interna de la fosa (talud del margen). El límite del primer segmento separa el segmento del margen sur asociado con el Golfo de Guayaquil (Calahorrano, 2005), del segmento central que caracteriza la mayor parte del margen de Ecuador y se extiende desde Punta Salinas hasta la plataforma Esmeraldas al norte de la Punta Galera (Fig. 3). El límite del segundo segmento está marcado por una espuela en la pendiente inferior del margen cerca de la latitud 1°20'N, y el curso superior del cañón Esmeraldas. Tres segmentos de margen más pequeños fueron reconocidos hacia el norte de Esmeraldas (Fig. 3) en base a los cambios morfo-estructurales del margen y a la zona de ruptura de grandes terremotos: los segmentos Manglares, Tumaco y Patia (Collot et al., 2004; Marcaillou et al., 2006).

4.2.1 La plataforma continental

La plataforma continental se extiende desde la línea de costa hasta el talud continental. De Sur a Norte, la línea de costa muestra cuatro penínsulas principales: Punta Salinas, Cabo San Lorenzo, Punta Galera y Cabo Manglares separados por áreas de bahías (Fig. 3). En las áreas de bahías, la plataforma

continental tiene 40-50 km de ancho, pero alcanza ~100 km en el Golfo de Guayaquil (Fig. 5). Frente de las penínsulas, la plataforma se restringe a solo unos pocos kilómetros, como frente a Punta Galera (~10 km) y Cabo Manglares (~ 2 km), y muestra un talud ligeramente más empinada hacia la fosa que en las áreas de bahías. Al norte de Punta Galera, la plataforma de Esmeraldas sobresale hacia el norte formando una estructura remarcable y aun no explicado (Fig. 8). La mayoría de la plataforma está sobreyacida por espesores kilométricos de depósitos sedimentarios, que pueden ser tanto la extensión costa afuera de las cuencas de Progreso, Manabí y Borbón-Tumaco o cuencas locales como la del Golfo de Guayaquil, Valdivia y Manta-Bahía (Deniaud, 2000). Debido a la falta de cobertura total de los datos multihaz, el quiebre de la plataforma no está bien definido, pero generalmente se encuentra a profundidades de 150-200 m, donde cauces, anfiteatros o cabezas de cañones lo cortan localmente.

4.2.2 El talud del margen

El talud del margen varía en ancho y morfología a lo largo del margen, y se divide en talud superior, medio, e inferior en base a sus profundidades y caracteres morfológicos.

A- En el segmento sur del margen, el talud del margen delimita un re-entrante ancho, de ~70-km de profundidad, que sufre una incisión cerca de su límite norte por el cañón de Santa Elena, en su parte media por el cañón de Guayaquil, y que termina en el extremo sur del Banco Perú (Fig. 4). El talud superior del margen (< 1000m) buza local y suavemente entre 1.4-1.6° hacia la fosa desde la base de la plataforma, y alcanza 3.2° inmediatamente al sur del Cañón de Santa Elena. Datos sísmicos revelan que un manto sedimentario reciente, de ~1 km de espesor (Calahorrano, 2005) subyace bajo esta suave pendiente en el centro de este segmento del margen.

La morfología global del talud medio y bajo difiere hasta cierto punto al norte y sur del cañón de Guayaquil. Los cañones de Santa Elena y Guayaquil cortan profundamente (hasta 600-1000 m) el talud medio, entre 1000 a ~2500 m de profundidad. Entre los cañones, el talud medio es en promedio más empinado (3.5-3.8°) y generalmente más rugoso que el talud superior, revelando así un área de 50 por 40 km de ancho de un suelo marino extremadamente perturbado, que indica una extensa desestabilización del talud (S, en Fig. 4 y Fig. 5). Inmediatamente al sur del cañón de Santa Elena, el suave talud medio es entallado por una cicatriz de deslizamiento, que socava el talud superior y alcanza el quiebre de la plataforma. Al sur del cañón de Guayaquil, los procesos de desestabilización de la pendiente afectan menos al talud medio que en el norte. Un cañón tributario (A, Fig. 4) así como dos cañones de talud (B, y C Fig. 4) que muestran segmentos lineales orientados WNW, sugieren que la morfología está localmente controlada por fallas. Datos de sísmica de reflexión mostrados en Calahorrano (2005) indican que las fallas asociadas con segmentos de cañón de dirección WNW son normales y reflejan una extensión NNE (Fig. 5).

El talud inferior se extiende desde la isóbata de ~2500 m hasta la fosa, y con buzamientos de 5.7-9.3°, más escarpados que en el talud medio. Los cañones y algunos escarpes de deslizamientos circulares o alargados cortan profundamente al talud inferior, incluyendo en su base, una terraza plana a la que se anteponen pequeñas cordilleras paralelas a la fosa. Al sur de la boca del cañón de Guayaquil, estas cordilleras son la expresión en el piso marino de un prisma de acreción de 8 km de ancho (Collot et al., 2002), mientras que al norte del cañón, la cordillera y la parte plana reflejan la construcción de un pequeño prisma frontal (Calahorrano, 2005; Calahorrano et al., 2008). Aunque los cañones de Guayaquil y Santa Elena cortan localmente el prisma frontal, una cordillera submarina alargada con una direccion de abombamiento hacia el mar, atraviesa las bocas de los cañones en la fosa indicando que la tectónica de la deformación frontal supera a la erosión por el transporte de sedimentos a lo largo de los cañones, sugiriendo así una baja actividad actual de los cañones (Coronel, 2002).

En conclusión, el cañón de Guayaquil es un límite morfológico importante, transverso a la pendiente interna de la fosa. Este límite separa hacia el sur un talud relativamente suave y controlado por fallas y la presencia de un prisma de accreción al pie del margen, de un talud muy perturbado y la presencia de un prisma frontal pobremente desarrollado al norte del cañón.

B - A lo largo del segmento central del margen, el talud varía en ancho desde 25 a ~50 km, y en dirección desde una orientación NS a una orientación progresivamente más NE, al norte de la latitud 1°35’S. El segmento del margen con dirección N-S muestra una morfología muy rugosa (Sage et al., 2006) con una entrante de 15 km de ancho y 35 km de

largo, que cruza el margen hasta la pendiente superior (Fig. 6). Escarpes de cientos de metros de alto con pendientes > 20°, montículos aislados y formas onduladas constituyen gran parte del talud medio e inferior (Fig. 5 y 6). Una corta cordillera orientada NS (Cordillera R en fig. 6) de solo 150 m de alto por encima del suelo oceánico circundante, deforma el talud superior y está separada de una caótica terraza submarina en el talud inferior por una pendiente media, cóncava de 14° y de 2200 m de alto. Inmediatamente al sur de la cordillera R, varios escarpes arqueados de 100-200-m de alto revelan fallas normales lístricas y cicatrices de deslizamiento que afectan al talud superior y medio (Villamar, 2001). Localmente, el pie del margen es bruscamente truncado por un escarpe de 500 m de alto y 23° de buzamiento asociado con una topografía rugosa en la fosa que sugiere un transporte catastrófico de masa. Tomadas en conjunto, estas características morfológicas indican que el margen es muy inestable y que ha sido afectado por perturbaciones tectónicas y erosionales profundas.

Entre las latitudes 1°35'S y 0° (Fig. 6 y 7) el talud del margen es notablemente más liso que hacia el sur, tal que, la latitud 1°35'S es un límite transversal remarcable en la morfología del talud. El talud superior muestra topografías planas sobresaliendo hacia el mar con pendientes de ~6° alternando con depresiones amplias y lisas donde se concentran las redes de cauces (Fig. 5 y 6). Las protuberancias suaves del fondo marino probablemente reflejan lobulos sedimentarios del talud superior. En la latitud 0°35'S, un cañón arqueado orientado al SW, con una morfología discreta circunvala la cima plana de un promontorio de 500-550-m de profundidad a través de la pendiente superior. Este cañón, que no tiene expresión morfológica en el talud medio y bajo, probablemente refleja una antigua zona de transporte de sedimentos desde los ríos Chone o Chico (Fig. 3). Frente al segmento más superficial de la fosa, se puede observar una estructura denticular en el talud superior, ancha de 10 km y asociada a una protuberancia topográfica en el talud inferior (Fig. 6). Este rasgo morfológico revela la cicatriz de un deslizamiento causado por la subducción del extremo de la Cordillera de Carnegie. El talud medio exhibe estructuras en forma de bancos con pendiente de 2° y con sedimentos colectados desde los cauces, entre 1500 y 2200 m (Fig. 5). El talud inferior es irregular con zonas planas, topografías caóticas y pendientes empinadas de hasta 8° en el frente de deformación, revelando así algun grado de inestabilidad de la pendiente.

Entre el Cabo Pasado y Punta Galera (Fig. 7), el talud superior y el extremo de la plataforma son festoneados por dos entrantes de 25 a 40-km de ancho con pendientes de 4.5-6.3° separadas por un promontorio superficial (P en la Fig. 7). Pendiente abajo, redes convergentes de cauces cortan los entrantes, agrietando localmente el extremo de la plataforma. Los entrantes del talud superior pueden ser relativamente antiguos debido a que su morfología discreta parece haber sido suavizada con el tiempo. Sin embargo, el talud inferior del promontorio P es severamente cortado en forma denticular, por una serie de entrantes de 5 km de ancho, que lucen frescos y con pendientes de hasta 22°, que forman juntas un escarpe de deslizamiento de 20 km de ancho relativamente más joven que los entrantes más grandes del talud superior (S en Fig. 7). La terminación del lineamiento N-S de los montes submarinos de Atacames, inmediatamente al oeste de la cicatriz del talud, junto con las evidencias de sísmica de reflexión que apuntan a un monte submarino enterrado por debajo del promontorio P (d'Acremont et al., 2005), soportan la interpretación de que las pequeñas formas denticulares del margen resultaron de la subducción de montes submarinos (Fig. 5 y 7) (Collot et al., 2005).

Al oeste de Punta Galera, el talud superior buza ligeramente hacia el mar a ~5° y el talud medio muestra una suave morfología saliente (A en la Fig. 7) que se extiende pendiente abajo a 1000-2000 m, donde es abruptamente truncada por un escarpe muy inclinado (23°) paralelo a la fosa. La saliente morfológica evoca un lobulo sedimentario del talud superior y medio, posiblemente relacionada al transporte sedimentario desde la plataforma continental o de ríos próximos como el Río Mache. El talud inferior es rugoso y generalmente empinado, reflejando el impacto profundo y extenso de la erosión frontal en esta región. Esta pendiente sobresale por encima de cordilleras cortas en la fosa, las cuales se orientan oblicuamente al frente del margen, sugiriendo la construcción de pequeños cabalgamientos frontales delante de un talud inferior empinado e inestable. Al norte de Punta Galera, el promedio de la pendiente del margen desde el extremo de la plataforma hasta el pie del margen es 8°, y el talud superior y medio alcanzan localmente más de 12°. Estas pendientes muestran evidencia de formas festoneadas que localmente cortan el borde de la plataforma (Fig. 7). En esta región, el talud inferior que es más profundo que 2500 m, tiende a ensancharse hacia el norte, siguiendo la curva en la dirección de la fosa desde una orientación NE a NS, hasta 1°22'N, formando así un pequeño pero remarcable espolón en

el margen. Los montes submarinos Galera colisionan sobre el ápice de la estribación, forzando así al frente de la deformación a moverse ~18 km hacia el continente.

En conclusión, el talud del segmento central del margen se divide en un área de morfología relativamente simple y poco perturbada (entre la latitud 1°35S y ~0°) limitada tanto hacia el sur (entre Punta Salinas y la latitud 1°35'S) como hacia el norte (entre 0° y los montes submarinos Galera) por áreas de morfología profundamente perturbada, que probablemente reflejan la historia de subducción reciente de una placa oceánica rugosa.

C - A través de los segmentos Manglares, Tumaco y Patia en el norte del margen, la morfología cambia drásticamente cuando se compara con la del talud, relativamente angosto, del segmento central del margen del Ecuador. El retiro de la línea de costa, desde Punta Galera a Buenaventura (Fig. 2) provoca que una parte más ancha del margen se encuentre sumergida, alcanzando hasta 100 km de ancho. Al norte de Esmeraldas, a más de la angosta plataforma continental, el margen incluye la cuenca de ante-arco de Manglares (Marcaillou y Collot, 2008), un complejo alto de ante-arco, y un talud inferior que cambia significativamente en cuanto al carácter morfológico a lo largo de margen. Los sistemas de cañones de Esmeraldas, Patia-Mira y Sanquianga cortan transversalmente estos dominios estructurales (Fig. 8).

En el segmento del margen Manglares (Fig. 3), la cuenca forma una depresión de 850 m de profundidad, y en la parte sur muestra una amplia protuberancia del fondo marino, de 600 m de profundidad y con orientación N-30°E (Alto Ostiones en Fig. 8). El fondo del mar en esta protuberancia trunca los sedimentos, sugieriendo un levantamiento reciente (Collot et al., 2008). La cuenca es profundamente entallada por el cañón de Esmeraldas y sus tributarios, y contiene hasta 5-6 km de sedimentos costa afuera del Cabo Manglares (Collot et al., 2004). El flanco este de la cuenca se conecta a la plataforma a través del talud superior liso, de 3-4°, que está localmente cortado por cauces y pequeños entrantes. El talud superior está por encima de dos salientes suaves que sobresalen en la cuenca (Fig. 8), y que pueden reflejar lóbulos de sedimentos asociados con los ríos Cayapas-Santiago y Mira. La cuenca está separada del alto de ante arco, nombrado a partir de aquí como Alto del Basamento de Manglares, por el sistema de fallas Ancón (Collot et al., 2005). La falla tiene una fuerte expresión morfológica que se extiende hacia el noreste a lo largo de ~90 km (Fig. 5 y 8). Está delineada por escarpes empinados que miran hacia el este, de hasta 200 m de alto, e interrumpida por pequeñas cuencas de fondo plano. Datos de sísmica de reflexión muestran que la falla corta profundamente a través del basamento (Collot et al., 2004), y deforma localmente por compresión la cuenca sedimentaria de ante-arco. La falla parece abrirse en abanico hacia el norte a través del talud del margen en un sistema en cola de caballo que da al fondo marino del talud una apariencia de pequeña escalera (Fig. 8).

El Alto del Basamento de Manglares (MBH) es un complejo morfológico, un bloque frontal de 130-km de largo que se extiende desde los 1°20'N a ~2°10'N (Fig. 8). El MBH está mejor expresado morfológicamente por dos estructuras importantes: el Alto de Esmeraldas que tiene 900 m profundidad, y la Cordillera de Same, con < 150 m de profundidad. Ambos rasgos sobresalen por encima de la fosa por 2200 y 2600 m respectivamente, a solo ~16 km del frente de deformación. La Cordillera de Same descansa sobre la parte masiva del MBH, de < 700 m de profundidad y 40 km de largo, que se profundiza hacia el norte hasta cerca de 2000 m. La falla Manglares corta hacia el noroeste a través del MBH, moldeando así localmente su piso marino (Fig. 8) (Collot et al., 2005). El lado del MBH que da hacia el mar muestra escarpes muy inclinados de hasta 32°, e incluso 40° en la pared este de la boca del cañón de Esmeraldas. Estos escarpes están asociados a las grandes fallas de ruptura de talud y a depósitos de movimientos de masa que forman una topografía irregular pendiente abajo. Algunas de estas fallas de ruptura de talud podrían estar asociadas a la actividad tectónica de la falla de Ancón (Ratzov et al., 2007). Hacia el lado del mar del escarpe, una montaña cónica, de ~600 m de alto y 8 km de diámetro (CSm en Fig. 8) puede relacionarse a algunas intrusiones de lutitas emplazadas a lo largo de una falla. El talud inferior del segmento de Manglares tiene forma arqueada en vista de planta, con una cúspide asociada a la boca del cañón de Esmeraldas. En la fosa, la cúspide es cortada por una cordillera angosta y lineal que es inferida a partir de los datos sísmicos como un pliegue naciente. Al oeste del curso inferior del cañón, el talud inferior muestra pendientes inclinadas que alcanzan los 20-24° y que son separadas por una terraza angosta y plana cerca de los 2500 m de profundidad. Datos de sísmica de reflexión (Marcaillou et al., 2008) muestran que esta morfología refleja la presencia de un pequeño prisma frontal imbricado (Fig. 5).

El cañón Esmeraldas tiene ~130 km de largo y se extiende desde cerca de la boca del Río Esmeraldas, donde el cañón agrieta la angosta plataforma, hasta una profundidad de ~2750 m, donde el cañón corta bruscamente el frente de deformación y el pliegue naciente en la fosa, indicando así actividad de transporte actual (Collot et al., 2005). El cañón muestra segmentos tanto lineales como muy sinuosos con cambios importantes de dirección, de NS a NW y NW a NS, sugiriendo un control tectónico. Tres tributarios principales orientados NS hacen una incisión en el talud superior del margen y abren una brecha en el borde de la plataforma, indicando posiblemente un control tectónico. Un tributario simple orientado al NE confluye con el curso inferior del cañón, lo que es inusual debido a que éste está aislado de la línea de costa continental. Las empinadas paredes del cañón Esmeraldas, de 300 a 1200 m de alto revelan su fuerte actividad erosiva, que junto con el abanico submarino profundo del río Esmeraldas muestran uno de los principales lugares para el transporte de sedimentos desde los Andes del Norte hasta la fosa de Colombia.

Los segmentos de Tumaco y Patia difieren significativamente en la morfología con respecto al segmento de Manglares. La Cordillera de Tumaco es superficial y masiva, y junto con el Promontorio de Patia reemplazan la suave topografía de la Cuenca de Manglares (Fig. 8). Morfológicamente la Cordillera de Tumaco consiste de angostas cordilleras con ejes que se orientan ~N20°, extendiéndose sobre los 50 km de ancho, entre el curso superior del cañón de Mira y el curso inferior del cañón de Patia. Datos de sísmica de reflexión muestran que las cordilleras se han unido bajo compresión tectónica formando así una zona de pliegues y cabalgamientos que afectan tanto el basamento del margen como los sedimentos de la cuenca de ante-arco (Collot et al., 2004, Marcaillou y Collot, 2008). La cordillera más superficial de Tumaco está cubierta por una plataforma plana y horizontal de < 100 m de profundidad (HP1 en Fig. 8), que indica una terraza de abrasión posiblemente formada durante periodos de bajo nivel del mar. La morfología en escalera de la estructura de cola de caballo de la falla de Ancón, que afecta el flanco oeste de la cordillera de Tumaco, se ha sobreimpuesto en una depresión del talud de 2000 m de profundidad y 50 km de ancho (Rt Fig. 8) (Ratzov et al., 2007). Como lo indican los datos de sísmica de reflexión (Agudelo, 2005), un prisma de acreción de 10 km de ancho alcanza la boca de este amplio y morfológicamente complejo entrante del margen.

La cordillera de Tumaco y el promontorio de Patia están separados por una depresión transversal de 40-km de ancho y 1500 m de profundidad, que la red de los cañónes Patia y Mira usa para transferir sedimentos pendiente abajo. El cañón Mira serpentea a través de un angosto segmento de la cuenca de ante-arco, orientado al NE, que contiene hasta 3.4 km de sedimentos deformados por compresión desde por lo menos el Mioceno Superior (Marcaillou y Collot, 2008). El cañón Mira corta el talud superior hasta el borde de la plataforma pero actualmente no está conectado a la boca del río Mira en Cabo Manglares. Esto sugiere que ocurrió un desplazamiento lateral entre la cabeza del cañón y la boca del río (Ratzov, 2009). En la parte superior del cañon, un meandro se encuentra en una zona de contra-pendiente del fondo marino, indicando un basculamiento reciente del flanco Este de la cordillera de Tumaco (Fig. 8). Además, el cañón cruza la proyección norte del eje de la cordillera de Tumaco, donde el cañón tiene forma de V y corta profundamente el piso marino, indicando su reciente levantamiento (Ratzov, 2009). Entre Cabo Manglares y el curso superior del cañón de Patia, el talud superior muestra salientes topográficas hacia el mar (Fig. 8), reflejando la construcción de lóbulos sedimentarios probablemente relacionados con la historia sedimentaria de los deltas de los ríos Mira y Patia.

El cañón de Patia atraviesa la depresión hasta 3400 m en el pie del margen, donde un creciente anticlinal frontal ha forzado la boca del cañón para desviarlo hacia el norte, como es indicado por los datos de sísmica de reflexión (Ratzov, 2009). El cañón, tiene una forma de Z en vista de planta. Sus cursos superior e inferior cortan profundamente el flanco sur del promontorio de Patia y la cuña acrecionaria respectivamente, sugiriendo un control por actividad tectónica. Los cañones Mira y Patia se encuentran cerca de los 1500 m de profundidad en la depresión transversal. Dos escarpes que miran al norte, de 10 km de ancho y de 100-500 m de alto, afectan el flanco sur de los cañones (Sc 1 y Sc2 en la Fig. 8). Estas estructuras están asociadas con los depósitos de movimientos de masa (mass wasting deposits, en inglés) en los cañones (Ratzov et al., 2007). La morfología plana y lisa del fondo marino del curso medio del cañón de Patia refleja sedimentos retenidos a lo largo de su eje, por bloques y depósitos de derrubios que forman una barrera a través del cañón (Ratzov et al., 2007).

El promontorio Patia se extiende hacia el mar desde la costa cercana del delta Patia, forma una

plataforma superficial de cima plana (HP2 Fig. 8) y cordilleras orientadas N-S entre las cuales, el sistema de cañón Sanquianga corre pendiente abajo. Datos de sísmica de reflexión revelan que el promontorio consiste en una serie de pliegues y cabalgamientos con dirección N-S (Fig. 5) (Marcaillou y Collot, 2008) truncados por debajo de HP2 por una superficie, a 100 m de profundidad, erosionada por las olas, probablemente durante el ultimo periodo de bajo nivel del mar. El curso superior del cañón Sanquianga sale sobre una superficie triangular y lisa de 1000-1500 m de profundidad que refleja recientes lóbulos sedimentarios según los datos sísmicos (TS, Fig. 8). El flanco hacia el mar del promontorio buza 8°. Este es afectado por una morfología en escalera con pendientes locales que alcanzan 14° hasta profundidades de ~2500-2800 m, donde el talud se une con una terraza marina de 2800 m de profundidad. La terraza está subyacida por los estratos de una cuenca de tipo piggy-back (Marcaillou et al., 2008) y separada del saliente del frente de deformación por una serie de cordilleras y depresiones orientadas NNE. De acuerdo a los datos de sísmica de reflexión, las cordilleras y depresiones reflejan la compleja estructura del prisma de acreción del margen colombiano (Mountney y Westbrook, 1997; Marcaillou et al., 2008). Las cordilleras acrecionadas son discontinuas cerca de la latitud 3°05'N, formando una cúspide que conecta pendiente arriba a un tributario del cañón Sanquianga. La formación de cordilleras lineales de accreción a través de la cúspide, no afectadas por la insicion del tributario, indica que él ha sido abandonado recientemente.

5. Interpretación y discusión

A pesar de que la segmentación a gran escala de la placa de Nazca y el margen de Ecuador fueron reconocidos desde hace mucho tiempo (Lonsdale, 1978, Gutscher et al., 1999), los nuevos datos compilados de batimetría multihaz permiten reconocer procesos sedimentarios y tectónicos específicos que moldean el suelo marino de cada uno de los segmentos del margen. En particular, identificamos un patrón de deformación neotectónica remarcable de la pared externa de la fosa, discutimos varios tipos de transferencia de masa asociados con la segmentación del margen, y establecemos una nueva edad mínima para la subducción de la Cordillera de Carnegie basada en sus efectos sobre la morfología del talud del margen de la placa Sudamericana.

5.1 Deformación de la placa de Nazca

El patrón de escarpes en la pared exterior de la fosa, que rota de NS en la latitud 2°30'S a N45°E hacia el norte a lo largo de la fosa de Ecuador y Colombia, acompaña remarcablemente la curvatura del eje de la fosa indicando que los escarpes reflejan la neotectónica de fallas normales relacionadas con la flexura de la placa antes de la subducción. Como fue descrito por Lonsdale (1978) los sedimentos pelágicos calcáreos y silíceos de la pared exterior de la fosa son cortados por fallas normales de fuertes pendientes. Consecuentemente, la placa que subduce parece acomodar a la vez su flexura en la zona de subducción y la curvatura en vista de planta, en la mitad norte del arco de Talara (Fig. 2) por una rotación progresiva, en sentido horario, de los escarpes de las fallas normales. En contraste con la Cordillera de Cocos, la cual no presenta tanto fallamiento por flexión de la placa (Ranero et al., 2005), la Cordillera de Carnegie, que alcanza hasta 19 km de espesor crustal (Sallares et al, 2005), es deformada por un fallamiento normal cuando entra en la zona de subducción del Ecuador. En las fosas, las fallas por flexión de la placa pueden ser causa de una sismicidad de profundidad intermedia, que ha sido interpretada, como resultado de la reactivación de fallas normales en la placa subducente (Ranero et al., 2005). Las fallas por flexura de la placa en subducción, son también interpretadas como generadoras de conductos que facilitan la migración de fluidos en el manto superior, y que consecuentemente favorecerían su serpentinización (Ranero et al., 2003; Ivandic et al., 2008).

La co-linealidad entre los escarpes con orientación N75° que deforman la pared exterior de la fosa cerca de los montes submarinos Atacames y Galera (Fig. 5), y las lineaciónes magnéticas Miocena de la placa de Nazca (Lonsdale, 2005) (Fig. 5), soporta una reactivación del grano oceánico por la curvatura de la placa. Tal reactivación puede haber causado que la depresión de Galera se profundice y retenga productos de masas deslizadas (Ratzov, 2009). La deflexión local del patrón de escarpes de N165° a N40° a través de la GFZ, muestra la influencia de un cambio drástico del grano oceánico desde N150° a N55°, sobre la creación o la reactivación de fallas.

5.2 Posible origen del Alto de Antuyatas

Debido a su tamaño, a su topografía ondulada, y a su localización en la unión entre el rift de Malpelo y el graben de Yaquina, el macizo Antuyatas

podría reflejar un Megamullion, o domo de origen mantélico (mantle core complex en ingles), que es una estructura geológica principalmente constituida por rocas ultramáficas serpentinizadas y gabroicas. Los megamullions son interpretados como resultado de la exhumacion del bloque yacente de fallas de tipo detachment, las cuales operan en los extremos de los centros de expansión lenta, donde el aporte magmático es más bajo que en el centro (Tucholke et al., 2001). Los megamullions generalmente se desarrollan en los bordes internos de los extremos de los segmentos de expansión como es mostrado por el megamullion Atlantis (Canales et al., 2004). De acuerdo a las anomalías magnéticas, la corteza oceánica miocena fue creada en el rift de Malpelo con una tasa de expansión que disminuyó de 21 a 15 mm/año después de 12 Ma (Lonsdale, 2005), haciendo del rift de Malpelo un centro de expansión lento con un valle axial relativamente profundo en su unión con el graben de Yaquina. Este contexto cinemático y estructural soporta un origen de megamullion para el macizo Antuyatas que puede haber sido formado en el exterior de la unión rift-graben.

5.3 Tipos de transferencia de masa: un resultado de la subducción de la Cordillera de Carnegie

La morfología del suelo marino de los segmentos del margen, combinada con la información derivada de los datos de sísmica de reflexión, permite reconocer distintos tipos de transferencia de masa, desde la erosión por subducción hasta la acreción tectónica y el relleno de cuencas. Estos tipos de transferencia de masa se relacionan con las variaciones del flujo de sedimentos y los estilos tectónicos a lo largo del margen, que a gran escala, son controlados por la subducción de la Cordillera de Carnegie.

5.3.1 Distribución de los sedimentos de la fosa

Los sedimentos se estancan donde los cañones más activos alcanzan los segmentos más profundos de la fosa, por ejemplo al norte y sur de la intersección entre la Cordillera de Carnegie y la fosa, y en menor medida, donde los montes submarinos colisionan con el margen, como se ejemplifica con los montes submarinos de Salinas, Atacames y Galera. En la fosa del sur de Colombia el suministro de sedimentos es grande, debido a la alta actividad del cañón submarino de Esmeraldas y a la gran cantidad de corrientes de aguas captadas por el río Esmeraldas en el continente. El cañón arroja ~3.5 –4.8 km de sedimentos terrestres que actualmente forman el abanico submarino profundo de Esmeraldas. Los cañones Patia-Mira pueden haber contribuido significativamente en la espesa sedimentación de la fosa de Colombia, aunque este sistema de cañones es actualmente menos activo que el cañón de Esmeraldas (Collot et al., 2005). En contraste, en la fosa norte del Perú, el suministro de los sedimentos es moderado (~0.8 km) debido a que la gran carga de sedimentos cuaternarios derivados de los Andes ha sido dominantemente retenida en las cuencas del Golfo de Guayaquil (Coronel, 2002; Deniaud, 2000; Witt et al., 2006). Es probable que la mayor parte de los sedimentos depositados en la fosa de Perú, frente al golfo de Guayaquil, haya sido transportada vía el cañón de Guayaquil durante las permanencias de bajo nivel del mar cuando el Golfo de Guayaquil fue sub-emergente.

El depósito de turbiditas en la fosa central del Ecuador (Fig. 5, 6 y 7) es más bien discreto, debido a la poca captación de corrientes de aguas por ríos a lo largo de la cordillera costera del Ecuador central. Además la Cordillera de Carnegie representa una represa efectiva al transporte axial de los sedimentos en la fosa, e influenciando la entrada de la corriente de la Cuenca de Panamá, que impide la sedimentación e incluso erosiona los sedimentos (Lonsdale, 1977). Costa afuera del Ecuador central, la sedimentación cuaternaria de la fosa es controlada por su batimetría somera y la elevación de la cordillera costera adyacente con respecto a la cuenca de Manabí (Lonsdale, 1978; Gutscher et al., 1999, Pedoja et al., 2006). En el continente, los sedimentos que provienen de los Andes son distribuidos en el Ecuador central a través de vías de transporte axial, dirigidas al norte y al sur (Fig. 5) con respecto al eje de la Cordillera de Carnegie (Lonsdale, 1978).

5.3.2 Distribución de los sedimentos de cuenca de ante-arco

La morfología del suelo oceánico refleja los procesos de sedimentación a través del talud superior del margen y en las cuencas de ante-arco. Topografías lisas, que sobresalen suavemente hacia el mar a través de la pendiente superior, particularmente en los segmentos Manglares y Tumaco (Fig. 8), revelan abanicos superficiales o lóbulos de sedimentos que probablemente se desarrollaron conjuntamente con eventos glacio-eustáticos a partir de la entrada de sedimentos recientes, asociados a deltas de ríos y al levantamiento de la Cordillera Occidental en Colombia (Dumont et al., 2005; Marcaillou y Collot, 2008). A lo largo de los segmentos sur y central

del margen, la presencia de salientes morfológicos suaves en el talud superior y medio, y los datos de sísmica de reflexión indican también la existencia de lóbulos sedimentarios. Los lóbulos pueden haberse desarrollado durante períodos de bajo nivel del mar y estar posiblemente intercalados con cúmulos de contornitas (Gonthier et al., 1984) que resultan de la interacción entre la corriente de entrada de la Cuenca Panamá con dirección hacia el norte (Lonsdale, 1977) y partículas de sedimentos provenientes de tierra o que resultan de la erosión submarina. Además de las grandes cantidades de sedimentos cenozoicos retenidos en las cuencas litorales como las cuencas de Manabí y Tumaco, las cuencas de ante-arco Guayaquil y Manglares han retenido kilómetros de sedimentos neógenos transportados por los ríos Guayas, Cayapas-Santiago, Mira y Patia (Figs. 3 y 5). En el Golfo de Guayaquil, la subsidencia del basamento y el fallamiento normal controlado por el escape del Bloque Nor-Andino hacia el NNE, acomoda la espesa secuencia (3-4 km) de sedimentos cuaternarios de ante-arco (Witt et al., 2006; Calahorrano, 2005). En contraste, en la cuenca de Manglares, la subsidencia del basamento posiblemente resultado de la erosión por subducción, controla la sedimentación en el Neógeno Tardío, mientras que en los segmentos del margen Tumaco y Patia, el plegamiento y el cabalgamiento deforman y erosionan los sedimentos cenozoicos de las cuencas de ante-arco (Marcaillou y Collot, 2008).

5.3.3 Tipos de transferencia de masa

La figura global del margen de Ecuador es que éste es erosional, así lo demuestran la falta de una cuña accrecionaria, la estrechez y alta pendiente del talud del margen, los afloramientos de basamento basáltico cretácico en la Isla de la Plata (Baldock, 1982) a menos de 35 km desde el eje de la fosa (Fig. 6), el rápido adelgazamiento del basamento del margen por fallamiento normal entre la plataforma y la fosa (Sage et al., 2006), y la truncación de las rocas estratificadas del basamento producida por la falla interplaca (Collot et al., 2002). Zonas de transporte masivo de sedimento, por ejemplo los cañones de Esmeraldas y Guayaquil, limitan ambos extremos de este margen erosivo, asociado a una fosa pobremente sedimentada. Además de las características de margen erosivo arriba mencionadas, suaves perturbaciones de la superficie del talud y un talud inferior retrabajado, acompañado por un ubicuo y estrecho prisma frontal, construido por la imbricación de masas de derrubios del talud, fueron encontrados a lo largo de la mayoría del segmento central del margen y parte de los segmentos sur y Manglares (Fig. 5). Más significativas son las extensas y profundas desestabilizaciones del suelo marino, tales como grandes estructuras colapsadas asociadas a masas caóticas deslizadas pendiente abajo, que fueron individualmente identificadas a través del talud del margen entre el cañón de Guayaquil y la latitud ~1°35’S, y entre la latitud ~0° y los montes submarinos Galera (Fig. 10).

Estas áreas de alta desestabilización del talud indican erosión frontal, dispersión de sedimentos y procesos de subducción que representan importantes mecanismos de transferencia de masa.

En contraste con el margen erosivo de Ecuador, el talud inferior de los segmentos Patia y Tumaco y la parte sur del segmento Sur, consiste de pliegues y cabalgamientos frontales, y cuencas de tipo “piggy-back”, formando respectivamente el prisma acrecionario Guayaquil de 8 km de ancho en el sur (Calahorrano, 2005; Calahorrano et al., 2008), y el prisma de acreción en Colombia, de ~35 km de ancho en el norte (Marcaillou et al., 2008). Los prismas de acreción se han desarrollado esencialmente en las regiones de fosa localizadas corriente abajo de la boca de los cañones Guayaquil y Patia-Mira, los cuales representarían la principal fuente para el transporte de los sedimentos terrestres implicados en la construcción de los prismas (Fig. 5). Curiosamente, pese al espeso relleno de la fosa de 3-4.8 km en el segmento de Manglares, no se ha desarrollado aún un prisma de acreción. Esto sugiere que el abanico submarino profundo de Esmeraldas fue construido o aceleró su construcción muy recientemente. La incipiente deformación compresiva observada en los datos de sísmica de reflexión a través de la fosa (Collot et al., 2008), así como el naciente pliegue linear visible en la morfología del suelo marino a través de la boca del cañón de Esmeraldas, soportan la idea de una acreción incipiente en el frente del segmento Manglares. Otro cabalgamiento naciente, pero discontinuo, se forma al pie del prisma de acreción de Colombia, indicando así que la acreción frontal es activa. Similares observaciones de pliegues nacientes y proto-cabalgamientos (Calahorrano, 2005) revelan un proceso activo de construcción del prisma de acreción de Guayaquil. Todas estas observaciones corroboran que la transferencia positiva de masa es activa, lo cual promueve el crecimiento del margen continental por el reciclaje de sedimentos erosionados de los Andes.

A pesar de tener en su frente pliegues recientes, el prisma de acreción de Colombia y la cuña interna

muestran una morfología que no es prístina, sino que está sobreimpresa por estructuras primarias tales como fallas, incisiones de cañones o cicatrices causadas por la subducción de montes submarinos. Estructuras secundarias como numerosas cicatrices dentiformes, en pequeña escala, lineales y arqueadas, asociadas con cuerpos rugosos que afectan las caras hacia el mar de antiguos pliegues sugieren cicatrices de deslizamiento. Un caso remarcable de desestabilización de talud se encuentra en el segmento de Tumaco (Fig. 5 y 8). La gran depresión del margen asociada con la compleja morfología en forma de escalera del sistema de falla Ancón, suspendido sobre el prisma de acreción fue interpretado por Ratzov et al., (2007) como similar a una Deformación Gravitacional de Talud a Gran Profundidad (Deep-Seated Gravitational-Slope Deformation, DSGSD), como ha sido documentado en cinturones montañosos por Agliardi et al., (2001). Esta forma de desestabilización de masas amplia, pero lenta fue probablemente conducida por la actividad tectónica del sistema de fallas Ancón. Alternativamente, la subducción de un gran monte submarino anterior al desarrollo de un prisma de acreción en el talud inferior, puede haber contribuido a la desestabilización del talud. En el segmento sur del margen, la topografía rugosa del talud inferior suspendido sobre el prisma de acreción de Guayaquil, revela productos de masas depositadas sobre el joven prisma. En conjunto, estas observaciones indican desestabilización del talud superior y procesos de transferencia de masa, relacionados con segmentos acrecionarios del margen.

Figura 10. Esquema mostrando (1) la extensión propuesta hacia tierra de los límites de la Cordillera de Carnegie basada en la isobata de 2500 m, (2) principales áreas del margen de morfología profundamente perturbada, y (3) truncación del basamento del alto de Manglares en el espolón del margen.

5.2 Morfología del Margen y la migración de la Cordillera de Carnegie

La segmentación del margen refleja groseramente la segmentación de la placa oceánica adyacente (Gutscher et al., 1999) y es consistente con el patrón del levantamiento costero cuaternario propuesto por Pedoja et al., (2006). El segmento sur del margen frente a Guayaquil es el más ancho y su plataforma está afectada por una gran subsidencia y altas tasas de sedimentación Pleistocena (Deniaud, 2000; Witt et al. 2006). El entrante ancho y liso del talud en este segmento de margen, así como la subsidencia y el fallamiento normal de su basamento (Witt et al., 2006) puede ser interpretado, basados en los modelos geodinámicos actuales (Case et al., 1971; Trenkamp et al., 2002), como controlado por el escape NNE del Bloque Nor-Andino.

Nuestro análisis morfológico detallado puede ser usado en conjunto con el marco de la cinemática de placas para mostrar que las áreas del talud del margen con quiebres extendidos en la pendiente, ayudan a constreñir la edad mínima de la subducción de la Cordillera de Carnegie. Es importante notar que el segmento central del margen y la alta topografía adyacente de la Cordillera de Carnegie son desplazados lateralmente en una dirección NS por ~70-100 km (Fig. 3). Este desplazamiento aparente puede resultar parcialmente del movimiento de 0.6 cm/año al NE del BNA con respecto a la placa estable de Sud-América (Nocquet y Mothes, este volumen). Este desplazamiento también refleja la extensión oblicua al noreste tanto del flanco norte de la Cordillera de Carnegie (FNCC), con orientación N70° como de la GFZ con orientación N60°, que asumimos se proyecta hacia tierra a lo largo de su propio eje, y subduce bajo las costas norte y sur del Ecuador (Fig. 10). Estos segmentos costeros muestran terrazas marinas cuaternarias que fueron levantadas con tasas de 0.34 y 0.1 mm/año respectivamente, durante los últimos 120 Ka (Pedoja et al. 2006), posiblemente como un resultado de la subducción de la Cordillera de Carnegie. La topografía relativamente alta del margen costero a lo largo de la línea de costa de Esmeraldas orientada ENE junto con terrazas marinas cuaternarias sugieren que un segmento subducido de la cordillera, orientado al NE, subyace la región Punta Galera-Esmeraldas. De acuerdo al modelo cinemático de la placa de Nazca-Bloque Nor-Andino (Nocquet y Mothes, este volumen), el FNCC y la GFZ barren hacia el sur a lo largo de la fosa, a ~2.3 y 2.7 cm/año respectivamente (Fig. 3 A1 y A2), indicando que los segmentos de fosas localizados inmediatamente al norte de las uniones FNCC-fosa y GFZ-fosa sufrieron el mayor impacto de la subducción de la Cordillera de Carnegie. Nuestro análisis detallado de la morfología del margen soporta esta interpretación.

La geometría del flanco norte de la Cordillera de Carnegie por debajo del margen de Ecuador fue obtenido por la duplicación de la isóbata de 2500 m (Fig. 11). Consecuentemente, el segmento hipotético del FNCC que subyace la plataforma de Esmeraldas (Fig. 8) muestra un desplazamiento ~NS, y coincide con una zona de fractura orientada NNE identificada más al norte a lo largo de la fosa por Hardy, (1991), a partir de anomalías magnéticas (Fig. 5). La fuerte pendiente del margen y las estructuras extensivas de colapso de roca, frente a Punta Galera, pueden ser interpretadas para mostrar que el segmento de la fosa profunda, presentado en la Fig. 7, sufrió las consecuencias de la migración hacia el sur de la Cordillera de Carnegie. Además, la abrupta terminación del basamento del alto de Manglares-Esmeraldas en su flanco SO, en la latitud 1°20’N, sugiere que las rocas de este alto fueron truncadas y extensamente removidas por erosión tectónica como consecuencia del barrido del FNCC (Fig. 10). Se puede hacer una interpretación similar de la compleja morfología del talud del margen que se extiende desde la latitud 1°35’S hasta la unión GFZ-fosa (Fig. 10), aunque, además del efecto de la migración hacia el sur de la GFZ, el segmento del margen probablemente sufrió el impacto de la subducción de los montes submarinos de la Cordillera de Carnegie (Sage et al., 2006). Esta interpretación global implica que el talud del margen, costa afuera del Cabo San Lorenzo y Cabo Pasado, fue levantada por la subducción de la Cordillera de Carnegie, pero no ha sufrido los efectos de la migración de la FNCC y la GFZ.

Reconstrucciones paleo-geográficas de la unión Cordillera de Carnegie-fosa basada en el modelo cinemático propuesto por Nocquet y Mothes (este volumen) demuestran que los puntos mas norte de las areas norte y sur del margen con morfología profundamente perturbada, fueron impactados respectivamente por el FNCC y la GFZ, hace ~ 4 -5 Ma (estrellas en la Fig. 11). La incertidumbre sobre la edad obedece a las dificultades asociadas con reconstrucciones de la cinematica de las placas y la geometría del segmento subduccido de la Cordillera de Carnegie. Kendrick et al., (2003) indican que la tasa de

rotación Nazca–Sud América desaceleró ~0.05°/ Ma2 desde ~20-10 Ma, y el vector de movimiento entre las placas Nazca-SOM de Nuvel-1A (DeMets, et al., 1994) integrado sobre los últimos 3-4 Ma, es 20% más grande que el vector basado en GPS de Kendrick et al. (2003), aunque sus azimuts son muy cercanos (Fig. 11A). Nuestra reconstrucción muestra sin embargo que la Cordillera de Carnegie ha estado subduciendo por debajo del margen de Ecuador durante los últimos ~4-5 Ma.

En contraste con baja deformación tectónica en las cuencas del Golfo de Guayaquil desde ~5.2 Ma hasta el principio del Pleistoceno, una importante sedimentación controlada por fallas en las mismas cuencas empezó en 1.8-1.6 Ma atrás (Witt et al., 2006). El inicio de este periodo importante de deformación extensional requiere de la subducción de una porción de la Cordillera de Carnegie, lo suficientemente grande como para provocar el escape hacia el NNE del Bloque Nor-Andino (BNA). Desde ~2 Ma, el área de la cordillera en contacto con la base del margen a lo largo de la falla de subducción puede haber sido suficientemente grande (Fig. 11) para crear las condiciones de fricción necesarias que activen el escape hacia el NNE del BNA, a lo largo del sistema de fallas Guayaquil-Caracas, y desarrollar las cuencas extensionales del Golfo de Guayaquil.

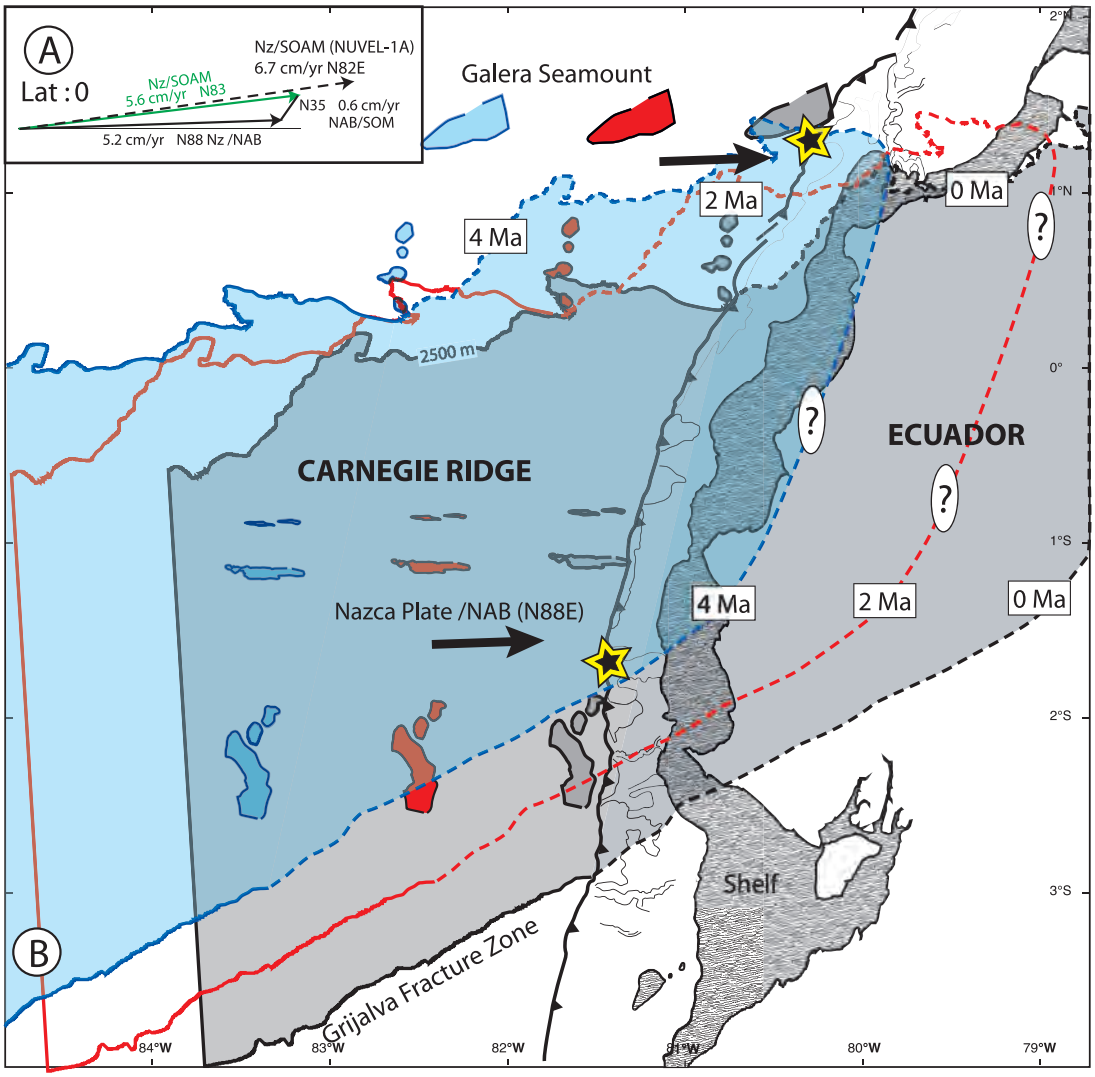


Figura 11. Reconstrucción de la localización de la Cordillera de Carnegie con respecto al Ecuador en ~2 Ma y ~4 Ma mostrando la migración hacia el sur de la unión Cordillera de Carnegie–fosa a lo largo de la fosa. **(A)**. Marco cinemático: el vector placa de Nazca / Bloque Nor Andino (BNA) es de Nocquet y Mothes, (este volumen). El vector placas de Nazca/Sud América es de Kendrick et al. (2003). El vector Nuvel-1A es de DeMets et al. (1994). **(B)**. El flanco norte de la Cordillera de Carnegie hacia el noreste fue obtenido por repetición de la forma de su isobata de 2500 m. Las estrellas representan la localización de las uniones entre el eje de la fosa, la Zona de Fractura de Grijalva Fracture y el flanco norte de la Cordillera de Carnegie, entre ~ 4 y 5 Ma atrás.

6. Conclusiones

La compilación de datos de batimetría multihaz costa afuera del Ecuador continental y del Sur de Colombia ha permitido determinar con detalle los caracteres morfológicos tanto de la pared externa de la fosa como del talud del margen, y establecer importantes inferencias al respecto de la deformación de la pared externa de la fosa, la segmentación del margen, la distribución de sedimentos, los tipos de transferencia de masa, la edad mínima de la subducción de la Cordillera de Carnegie, así como los segmentos del margen potencialmente peligrosos.

- Una red de fallas normales neotectónicas acomoda el plegamiento y la subducción de la placa de Nazca por debajo del promontorio Nor-Andino (el Arco de Talara) mediante la rotación progresiva en sentido horario del patrón de fallas por flexura que acompaña la curvatura de la fosa vista en planta.

- La segmentación de primer orden de la placa inferior puede ser seguida a través del margen de la placa superior a lo largo de rasgos estructurales tales como la GFZ y el flanco norte de la Cordillera de Carnegie que cortan el talud y corresponden a límites transversales de la plataforma que delimitan así los segmentos sur, central y norte del margen. Una segmentación estructural y sismotectónica a pequeña escala fue reconocida al norte de Esmeraldas, en base a variaciones morfológicas a lo largo del margen y zonas de rupturas de terremotos.

- La distribución de los sedimentos en la fosa es controlada por la segmentación del margen. La región costera levantada del segmento central del margen fuerza la división del flujo de sedimentos hacia una zona de transporte norte y otra sur, a través del río y cañón de Esmeraldas, y el río Guayas y el cañón de Guayaquil, respectivamente. Estas zonas de transferencia de sedimentos alimentan la fosa de Colombia en el norte, y la cuenca del Golfo de Guayaquil y la fosa de Perú en el sur, mientras que la zona de batimetria más somera de la fosa del Ecuador central ha permanecido comparativamente más bien estéril de sedimentos. Otros ríos al norte de Ecuador y sur de Colombia transfieren importantes cantidades de sedimentos en las cuencas de ante-arco y en la fosa de Colombia.

- La segmentación del margen se manifiesta en diferentes tipos de transferencia de masa, en adición a lóbulos sedimentarios que están presentes a lo largo del talud superior de todos los segmentos de margen. El segmento central del margen es claramente erosivo y por lo tanto caracterizado por una transferencia negativa de masa. Extensos productos de movimientos de masa relacionados con los numerosos quiebres del talud son dominantemente subducidos o acumulados en un pequeño prisma frontal. Este régimen tectónico también afecta el segmento sur del margen al norte del cañón de Guayaquil, y el segmento Manglares, aunque en esta ultima región, la acreción tectónica apenas comienza. Los segmentos Tumaco y Patia en el norte, y el margen sur del cañón de Guayaquil están dominados por tectónica activa de acreción, como lo indica la formación de pliegues nacientes acrecionarios que apuntan a una transferencia positiva de masa.

- El escape NNE del BNA con respecto al continente Sudamericano tiene una doble influencia que es discernible en la morfología del margen: (1) la amplia y suave ensenada del segmento sur del margen es interpretada como el resultado del escape hacia el noreste del Bloque Nor-Andino; (2) la migración hacia el sur del flanco norte de la Cordillera de Carnegie con respecto al segmento central del margen de Ecuador es probablemente amplificada y ha dejado el frente del margen con un talud empinado y extensamente erosionado entre Cabo Pasado y los montes submarinos de Galera. De la misma manera, entre Puerto López y el cañón de Guayaquil, el talud del margen extensamente erosionado es interpretado como el resultado del barrido hacia el sur de la GFZ y de la subducción de montes submarinos.

- La comparación entre las posiciones paleogeográficas de la Cordillera de Carnegie con respecto al Bloque Nor-Andino, y la localización de las dos áreas del margen de morfología profundamente perturbada, indica que la Cordillera de Carnegie ha estado subduciendo por ~4-5 Ma.

- El análisis geomorfológico muestra áreas de potencial peligro para el emplazamiento de infraestructuras submarinas tales como cables de comunicación submarina. En particular, los segmentos de la fosa que son adyacentes a taludes de margen altamente inestables, y las bocas de los principales cañones son inferidos como peligrosos. Las rutas seguras para las infraestructuras submarinas pueden localizarse a lo largo de la pared exterior de la fosa, a cierta distancia del eje de la fosa.

Referencias

Agudelo, W., Imagerie sismique quantitative de la marge convergente d'Equateur-Colombie, PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Villefranche s/mer, 2005.

Baldock, J. W., Geología del Ecuador: Boletín de la explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador, Esc. 1:1 000.000, Min. Rec. Nat. Energ., Quito, 1982.

Bilek, S. L., Influence of subducting topography on earthquake rupture, En: The seismogenic zone of subduction thrust faults, T. H. Dixon, y Moore, J. C. Eds, Columbia University Press, New York, 123-146, 2007.

Calahorrano, A., Structure de la marge du Golfe de Guayaquil (Equateur) et propriétés physiques du chenal de subduction a partir de données de sismique marine réflexion et réfraction, PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 2005.

Calahorrano, A., Sallares, V., Collot, J.-Y., Sage, F. y Ranero, C. R., Nonlinear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel: Results from depth-migrated seismic data, *Earth and Planetary Science Letters*, doi:10.1016/j.epsl.2007.11.061, 2008.

Canales, J. P., Tucholke, B. E., y Collins, J. A., Seismic reflection imaging of an oceanic detachment fault : Atlantis megamullion (Mid-Atlantic Ridge, 30° 10'N), *Earth and Planetary Science Letters*, *222*, 543-560, 2004.

Case, J.E., et al., Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama, *Geological Society of America Bulletin, 82,* 2685-2711, 1971.

Clift, P.D. y MacLeod, C. J., Slow rates of tectonic erosion estimated from the subsidence and tilting if the Tonga Forearc basin, *Geology, 27*, 411-414, 1999.

Cloos, M., Thrust-type subduction-zone earthquakes and seamount asperities: A physical model for seismic rupture, *Geology, 20*, 601-604, 1992.

Cloos, M., Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts, *Geological Society of America Bulletin, 105*, 715-737, 1993.

Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M. A. y Operto, S., Exploring the Ecuador-Colombia active margin and inter-plate seismogenic zone, *EOS Transactions*, American Geophysical Union, *83 (17)*, 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, *J. Geophys. Res., 109*, B11103, doi:10.1029/2004JB003060, 2004.

Collot, J.-Y., Migeon, S., Spence, G., Legonidec, Y., Marcaillou, B., Schneider, J.-L., Michaud, F., Alvarado, A., Lebrun, J.-F., Sosson, M., y Pazmiño, A., Seafloor margin map helps in understanding subduction earthquakes, *EOS Transactions*, American Geophysical Union*, 86 (46)*, 464-466, 2005.

Collot, J.-Y., Michaud, F., Legonidec, Y., Calahorrano, A., Sage, F., Alvarado, A., y el personal científico y técnico del INOCAR, Mapas del margen continental Centro y Sur de Ecuador : Batimetría, Relieve, Reflectividad Acústica e Interpretación Geológica, INOCAR, IOA-CVM-04-Post, 2006.

Collot, J.-Y., Legonidec, Y., Michaud, F., Marcaillou, B., Alvarado, A., Ratzov, G., Sosson, M., López, E., Silva, P., y el personal científico y técnico del INOCAR, Mapas del margen continental del Norte de Ecuador y del Suroeste de Colombia: Batimetría, Releive, Reflectividad Acústica e Interpretación Geológica, INOCAR, IOA-CVM-03-Post, Quito, Ecuador, 2006.

Collot, J.-Y., Agudelo, W., Ribodetti, A. y Marcaillou, B., Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional N-Ecuador S-Colombia oceanic margin, *J. Geophys. Res., 113*, B12102, doi:10.1029/2008JB005691, 2008.

Coronel, J., Les canyons de la marge équatorienne : approche morphostructurale et évolution, Master thesis, Université Pierre et Marie Curie, Villefranche s/mer, 2002.

d'Acremont, E., Ribodetti, A., Collot, J.-Y. y Sage, F., Margin structure and destabilisation processes on the Ecuador margin by 2D quantitative seismic imaging, *EOS Trans*., AGU, Fall Meeting, Suppl., Abstract, San Francisco, 2005.

De Mets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., y Stein, S., Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters, 21 (20)*, 2191-2194, 1994.

Deniaud, Y., Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Néogène : Etude des bassins d'avant-arc et bilans de masse., PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, 2000.

Dumont, J.-F., Santana, E., y Vilema, W., Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault, Gulf of Guayaquil (Ecuador). *Geomorphology, 65*, 223– 239, 2005.

Dumont, J.-F., Santana, E., Valdezn, F., Tihay, J.-P., Usselmann, P., Iturralde D. y Navarette, E., Fan beheading and drainage diversion as evidence of a 3200-2800 BP earthquake event in the Esmeraldas-Tumaco seismic zone: A case study for the effects of great subduction earthquakes, *Geomorphology, 74*, 100-123, 2006.

Ego, F., Sébrier, M. y Yepes, H., Is the Cauca-Patia and Romeral fault system left or right lateral?, *Geophysical Research Letters, 22*, 33-36, 1995.

Feininger, T., y Bristow, C. R., Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador, *Geol. Rdsch., 69*, 849-874, 1980.

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 Science Letter, 260* doi:10.1016/j.epsl.2007.05.045, 444-464, 2007.

Gonthier, E., Faugeres, J.-C. y Stow, D. A. V., Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadix, in Fine grained sediments: deep water processes and facies, *Geological Society of London*, Special publication, 275-292, 1984.

Gossens, P. J., y Rose, W. I., Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador, *Geological Society of America Bulletin, 84*, 1043-1052, 1973.

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.

Hardy, N. C., Tectonic evolution of the easternmost Panama Basin: Some new data and inferences, *Journal of South American Earth Sciences, 4 (3)*, 261-269, 1991.

Hayes, D. E., Continental margin of western South America, in The geology of continental margins, Burk, C. A., y Drake, C. L. Eds., Springer-Verlag, New York, 581-590, 1974.

Hey, R. N., Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geological Society of America Bulletin, 88*, 1414-1420, 1977.

Ivandic, M., Grevemeyer, I., Berhorst, A., Flueh, E. R., y McIntosh, K. D., Impact of bending related faulting on the seismic properties of the incoming oceanic plate offshore Nicaragua, *Journal of Geophysical Research, 113*, B05410, doi:10.1029/2007JB005291, 2008.

Jaillard, E., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jimenez, N., Montenegro, G. y Zambrano, I., Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during late cretaceous-late eocene time, in *Petroleum basins of South America*, Tankard, A. J., Suarez, R., y Welsink, H. J. Eds., 615-631, 1995.

Jaillard, E., Benìtez, S. y Mascle, G. H., Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique, *Bulletin de la Société Géologique de France, 168 (4)*, 403-412, 1997.

Jaillard, É., Hérail, G., Monfret, T., Diaz-Martinez, E., Baby, P., Lavenu, A., y Dumont, J.-F., Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile, in Tectonic evolution of South America., Cordani, U. G, Milani, E. J., Thomaz, F., y Campos, D. A. Eds., *Publication of the 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, 481-559, 2000.

Juteau, T., Mégard, F., Raharison, L., y Whitechurch, H., Les assemblages ophiolitiqes de l'Occident équatorien : nature pétrographique et position structurale, *Bulletin de la Société Géologique de France, 7 (19)*, 1127-1132, 1977.

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 (4)*, 1241-1253, 1982.

Kelleher, J., Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, *Journal of Geophysical Research, 77*, 2087-2103, 1972.

Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R. Jr., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E. y Souto Fortes, L. P., The Nazca-South America Euler vector and its rate of change, *Journal of South American Earth Sciences, 16 (2)*, 125-131. doi:10.1016/S08959811(03)00028-2, 2003.

Lonsdale, P., Inflow of bottom-water to the Panama basin, *Deep Sea Research*, *24*, 1065-1092, 1977.

Lonsdale, P., Ecuadorian Subduction System, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 62 (12)*, 2454-2477, 1978.

Lonsdale, P., y Klitgord, K. D., Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, *Geological Society of America Bulletin, 89*, 981-999, 1978.

Lonsdale, P., Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate, *Tectonophysics, 404*, 237-264, 2005.

Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Jaillard, E., Ethien, R., Hernandez, J. y Polvé, M., Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian Plateau in Ecuador, *Lithos, 66,* 173-199, 2003.

Marcaillou, B., Spence, G., Collot, J.-Y., y Wang, K., Thermal regime from bottom simulating reflectors along the N Ecuador - S Colombia margin : relation to margin segmentation and the XXth century great subduction earthquakes, *Journal of Geophysical Research, 111*, B12407, doi:10.1029/2005JB004239, 2006.

Marcaillou, B., y Collot, J.-Y., Chronostratigraphy and tectonic deformation of the North Ecuador – South Colombian Fore-arc Basin, *Marine Geology, 255 (1-2)*, 30-44, 2008.

Marcaillou, B., Spence, G., Wang, K., Collot, J.-Y., y Ribodetti, A., Thermal segmentation along the North Ecuador – South Colombia margin (1°-4°N): prominent influence of sedimentation rate in the trench, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *272*, 296–308, 2008.

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 (2)*, 577-593, 1984.

Meissnar, R. O., Flueh, E. R., Stibane, F., y Berg, E., Dynamics of the active plate boundary in Southwest Colombia according to recent geophysical measurements, *Tectonophysics, 35*, 115-136, 1976.

Michaud, F., Chabert, A., Collot, J.-Y., Sallarès, V., Flueh, E. R., Charvis, P., Graindorge, D., Gustcher M.-A., y Bialas, J., Fields of multi-kilometer scale sub-circular depressions in the Carnegie Ridge sedimentary blanket: Effect of underwater carbonate dissolution?, *Marine Geology, 216*, 205-219, 2005.

Michaud, F., Collot, J.-Y., Alvarado, A., López, E., y el personal científico y técnico del INOCAR, República del Ecuador, Batimetría y Relieve Continental e insular, INOCAR, IOA-CVM-01-Post, 2006.

Michaud, F., Witt, C., Royer, J-Y, Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: reality and fiction, *Backbone of the Americas Geological Society of America Memoire*, Kay, S. y Ramos, V. A. Eds, 204, doi :10.1130/2009.1204.10, 12 p., 2008

Mountney, N. P., y Westbrook, G. K., Quantitative analysis of Miocene to recent forearc basin evolution along the Colombian margin, *Basin Research*, *9*, 177-196, 1997.

Nocquet, J.-M., y Mothes, P., Geodésia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador, en Síntesis de los resultados de investigación geológica y geofísica sobre el margen Ecuatoriano, la costa, la cordillera submarina de Carnegie, y de la plataforma volcánica de Galápagos, Collot, J.-Y., Sallares, V., y Pazmiño, A. Eds., INOCAR - IRD, Quito, este volumen.

Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.-F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., y Labrousse, B., Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data, *Marine Geology, 228*, 73-91, 2006.

Ranero, C.R., Villasenor, A., Morgan, J. P., y Weinrebe, W., Relationship between bend-fauting at trenches and intermediate-depth seismicity, *Geochem. Geophys. Geosyst., 6,* Q12002, doi: 10.1029/2005GC000997, 2005.

Ranero, C. R., y von Huene, R., Subduction erosion along the Middle America convergent margin, *Nature*, *404*, 748-752, 2000.

Ranero, C. R., Phipps Morgan, J., McIntosh, K. D., y Reichert, C., Bending, faulting, and mantle serpentinization at the Middle America Trench, *Nature, 425*, doi:10.1038/nature01961, 367-373, 2003.

Ratzov, G., Sosson, M., Collot, J.-Y., Migeon, S., Michaud, F., Lopez, E., y Le Gonidec, Y., Submarine landslides along the North Ecuador – South Colombia convergent margin. Possible tectonic control, En *Third International Symposium on Submarine Mass Movements and Their*

Consequences, KLUWER-SPRINGER Bookseries, Santorini (GREECE), 47-55, 2007.

Ratzov, G., Processus gravitaires sous-marins le long de la zone de subduction Nord Equateur – Sud Colombie : Apports à la connaissance de l'érosion tectonique et de la déformation d'une marge active, et implications sur la genèse de tsunamis, PhD Thesis, Université de Nice Sophia-Antipolis, Villefranche s/mer, 2009.

Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, H., Mamberti, M. y Mascle, G. H., Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America, *Tectonophysics*, *307*, 235-254, 1999.

Sage, F., J.-Y. Collot, y Ranero, C. R., Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms : Evidence from Depth Migrated Seismic Images at the Central Ecuador convergent margin, *Geology*, *34(12)*, 10.1130/G22790A.1, 997-1000, 2006.

Sallares, V., Charvis, P., Flueh, E. R., Bialas, J. et al., Salieri, Seismic structure of the Carnegie Ridge and the nature of the Galàpagos Hotspot, *Geophysical Journal International*, *161*, 763-788, 2005.

Smith, W. H. F., y Sandwell, D. T., Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, *277*, 1957-1962, 1997.

Sosson, M., Bourgois, J., Mercier de Lepinay, B., SeaBeam and deep-sea submersible Nautile surveys in the Chiclayo canyon off Peru (7°S): subsidence and subduction-erosion of an Andean-type convergent margin since Pliocene times. *Marine Geology*, *118*, 237-256, 1994.

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y P. Mora, 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.

Tucholke, B. E., Fujioka, K., Ishihara, T., Hirth, G., y Kinoshita, M., Submersible study of an ocenaic megamullion in the central North Atlantic, *Journal of Geophysical Research*, *106(B8)*, 16145-16161, 2001.

Vannucchi, P., Ranero, C. R., Galeotti, S., Straub, Z. M., Scholl, D. W., y McDougall-Ried, K., Fats rates of subduction erosion along the Costa Rica Pacific margin: Implications for nonsteady rates of crustal recycling at subduction zones, *Journal of Geophysical Research*, *108(B11)*, doi:10.1029/2002JB002207, 2003.

Van Andel, T. H., Tectonics of the Panama basin, eastern equatorial Pacific, *Geological Society of America Bulletin*, *82*, 1489-1508, 1971.

Villamar, R., Subduction de la Ride de Carnegie sous la marge d'Equateur : structure et déformation à partir des données de sismique réflexion multitrace, DEA thesis, Université Pierre et Marie Curie, 36 pp., 2001

von Huene, R., y Lallemand, S., Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins, *Geological Society of America Bulletin*, *102*, 704-720, 1990.

von Huene, R., y Scholl, D. W., Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and growth of continental crust, *Reviews of Geophysics*, *29*, 279-316, 1991.

Winter, T., y Lavenu, A., Morphological and microtectonic evidence for a major active right-lateral strike-slip fault across central Ecuador (South America), *Annales Tectonicæ*, *III(2)*, 123-139, 1989.

Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N., y Sosson, M., Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the 3 Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape, *Tectonics*, *25* doi:10.1029/2004TC001723, 2006.

Deslizamientos submarinos a lo largo del margen convergente del Norte de Ecuador - Sur de Colombia. Posible control tectónico

Gueorgui Ratzov[1], Marc Sosson[1], Jean Yves Collot[1], Sébastíen Migeon[1], François Michaud[1], Eduardo Lopez[1], Yves Le Gonidec[1]

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

Resumen.

El análisis morfométrico de deslizamientos submarinos en el talud continental del margen convergente del Norte de Ecuador - Sur de Colombia provee perspectivas al respecto de riesgos naturales, incluyendo la localización de movimientos en masa, tamaño de rupturas y control de la localización. Datos batimétricos y sísmicos adquiridos en el 2005 revelan tres distintos tipos de deslizamientos submarinos potencialmente tsunamigénicos: 1) El borde del margen erosivo está caracterizada por tres escarpes semi-circulares de 5-6 Km de ancho y hasta 1500 m de alto, localmente por un área de escarpes lineales de 35 Km de largo que resultan de la imbricación de rupturas sucesivas; 2) paredes de cañones que están afectadas por cinco escarpes de hasta 500 m de alto, 3) el frente de la deformación exhibe un área potencialmente desestabilizada de 50x20 Km caracterizada por una intensa fracturación. Todas estas formas están controladas por tectónica activa. La pendiente muy abrupta es un parámetro clave que facilita el inicio de ruptura en ésta para los dos primeros tipos, y está asociada con 1) subducción de montes submarinos, 2) subsidencia relacionada con una erosión basal de la placa superior, y 3) levantamiento a lo largo de estructuras tectónicas activas. Observando el tercer tipo, el área de desestabilización esta influenciada por una intensa fracturación en la vecindad de una falla en rama (splay fault).

Abstract.

A morphometric analysis of submarine landslides on the continental slope of north Ecuador – south Colombia convergent margin provides insights into hazards, including mass movements locations, size of failures and location control. Bathymetric and seismic data acquired in 2005 revealed three distinctive types of locations with the occurrence of potentially tsunamogenic submarine landslides: 1) the erosive margin toe is characterized by three 5-6-Km wide and up to 1500 m high semi-circular scarps. The toe is also affected by a 35-Km long area of linear scarps resulting from the imbrication of successive failures, 2) canyon walls are affected by five up to 500 m high scarps, 3) the deformation front exhibits a 50x20 Km potentially destabilized area characterized by intensive fracturation. All these features are controlled by active tectonics. Slope oversteepening is a key parameter facilitating the onset of slope failure for the two first types, and is associated with 1) seamount subduction, 2) subsidence related to basal erosion of upper plate, and 3) uplift along active tectonic structures. Regarding the third type, the destabilisation area is influenced by the intensive fracturing at the vicinity of a splay fault.

1. Introducción

Las rupturas en la pendiente juegan un papel principal en el transporte y distribución de los sedimentos en los márgenes continentales, moldean el piso oceánico tanto en los fondos marinos profundos como en los ambientes costeros. Estos eventos de consumo de masas representan un peligro por ejemplo, para obras de ingeniería o explotación de hidrocarburos, o en cables submarinos. Las ciudades costeras están expuestas a riesgos de tsunamis si las pendientes submarinas son afectadas por colapsos de mediana a gran escala (mayores a 5 Km de ancho) (McAdoo y Watts, 2004; von Huene et al., 1989). Una buena comprensión de los procesos asociados con las inestabilidades submarinas y sus factores de activación es fundamental para cuantificar el peligro y mitigar el riesgo. En la actualidad, la mayoría de los estudios han sido llevados a cabo a lo largo de los márgenes pasivos (Canals et al., 2004; Evans et al., 1996) e islas volcánicas (Masson, 1996; Masson et al., 2002). Los factores de activación de los deslizamientos submarinos incluyen una rápida acumulación de sedimentos, incremento de la pendiente, exceso de presión en los poros de los sedimentos, alto esfuerzo físico relacionado con carga producida por ondas, tectónica y terremotos (Hampton et al., 1996), variaciones eustáticas del nivel del mar, y disociación de hidratos de gas (Maslin et al., 1998).

Observando los márgenes activos, mecanismos similares fueron ya reportados, siendo la actividad tectónica de particular importancia en la activación de deslizamientos submarinos a escala mediana (von Huene et al., 2000) y gigante (Collot et al., 2001; Duperret et al., 1995). El margen convergente del Norte de Ecuador – Sur de Colombia ha sido explorado en el 2005 durante la campaña AMADEUS a bordo del B/I *L'Atalante* (Collot et al., 2005), proporcionando datos originales del piso oceánico.

El objetivo principal de este artículo es mapear las áreas del margen que soportan consumo de masas. Hemos concentrado nuestro estudio en las rupturas cuyos escarpes superiores son mas grandes que 5 Km, y que pueden posiblemente generar tsunamis catastróficos (McAdoo y Watts, 2004). El segundo objetivo es delimitar mejor cuales son los parámetros que están controlando la localización y activación de los deslizamientos submarinos de mediana y gran escala en el área de estudio.

Para realizar estos objetivos, se identifica los deslizamientos submarinos usando: 1) Batimetría de barrido multi-haz (150 m de resolución excepto a lo largo del cañón Patía/Mira en donde los datos fueron reprocesados para obtener una resolución de 60 m), 2) Datos sísmicos de seis canales de la campaña Amadeus (AMA profiles), y datos sísmicos de 24 canales proporcionados por la *Agencia Nacional de Hidrocarburos* (ANH profiles), y 3) núcleos de sedimentos de fondo marino recuperado por corazonador accionado por gravedad de 10 m.

2. Marco Geológico

El margen activo del Norte de Ecuador - Sur de Colombia (desde 0° a 3°30'N) está localizado a lo largo del margen de subducción de las placas de Nazca y Sudamérica (Fig. 1). La tasa de convergencia hacia el Este de la Placa de Nazca es 54 mm/año (Trenkamp et al., 2002). El margen es el escenario de una intensa sismicidad con la ocurrencia en la región de cuatro de los más grandes terremotos del siglo veinte (M_W > 7.7) (Mendoza y Dewey, 1984). La parte Norte del margen (1°30'N a 3°30'N) está caracterizada por una cuña acrecionaria cuyo ancho disminuye hacia el Sur (Collot et al., 2006; Mountney y Westbrook, 1997). En contraste, la parte Sur del margen muestra una pendiente angosta (0° a 1°30'N) relacionada con la erosión tectónica (Collot et al., 2002). La placa superior consiste de un basamento máfico Cretácico que es sobreyacido por una serie sedimentaria Cenozoica (Jaillard et al., 1997). Costa afuera de Colombia, el talud es cortado por los cañones submarinos de Esmeraldas y Mira/Patía (Collot et al., 2005) (Fig. 1). El cañón de Esmeraldas tiene forma de V en sección transversal, cortando abruptamente el frente de la deformación, lo que indica que la erosión es actualmente activa. Los cañones de Patía, Mira y sus tributarios se caracterizan por formas en Z en plano, mientras en corte tienen forma de U, indicando que son menos activos que el cañón de Esmeraldas, al menos durante el Holoceno (Collot et al., 2005). La falla Ancón (Fig. 1) es una falla con dirección noreste, que afecta la corteza cuya actividad a largo plazo puede reflejar la tectónica de la zona sismogénica (Collot et al., 2005).

3. Resultados

3.1 Inestabilidades en la extremidad del margen

3.1.1 Descripción

En la parte Sur del margen (0° a 1°30'N), el talud tiene 30 Km de ancho entre 200 y 3600 metros de profundidad. El ángulo promedio de la pendiente del talud es alrededor de 6-7°. Este estrecho talud está afectado por numerosos escarpes sub-circulares y lineales (Fig.1).

Escarpes Sub-Circulares

Cerca de los 0°20'N de latitud (Fig. 2a), tres escarpes semi-circulares de 5-6 Km de ancho, delinean el tope de un área desestabilizada cubriendo alrededor de 300 Km^2 y 22 Km de largo. Los escarpes A y B tienen alrededor de 1500 m de alto, con un ángulo de pendiente de 30°. El escarpe C está por encima de los 750 m de alto e inclinado 25° hacia el oeste.

Alineaciones arqueadas, exhibiendo una concavidad hacia la fosa dominan los escarpes (Fig. 2a). Ellas son interpretadas como marcas de movimiento de masa. Además, un montículo topográfico está presente pendiente arriba de los escarpes. El núcleo de sedimento del fondo marino KAMA01, recuperado en la base del escarpe B (Fig. 2a), consiste de bloques decimétricos de arcilla consolidada en una matriz lodosa. Estos sedimentos se han interpretado como el resultado de una acumulación controlada por flujos de escombros.

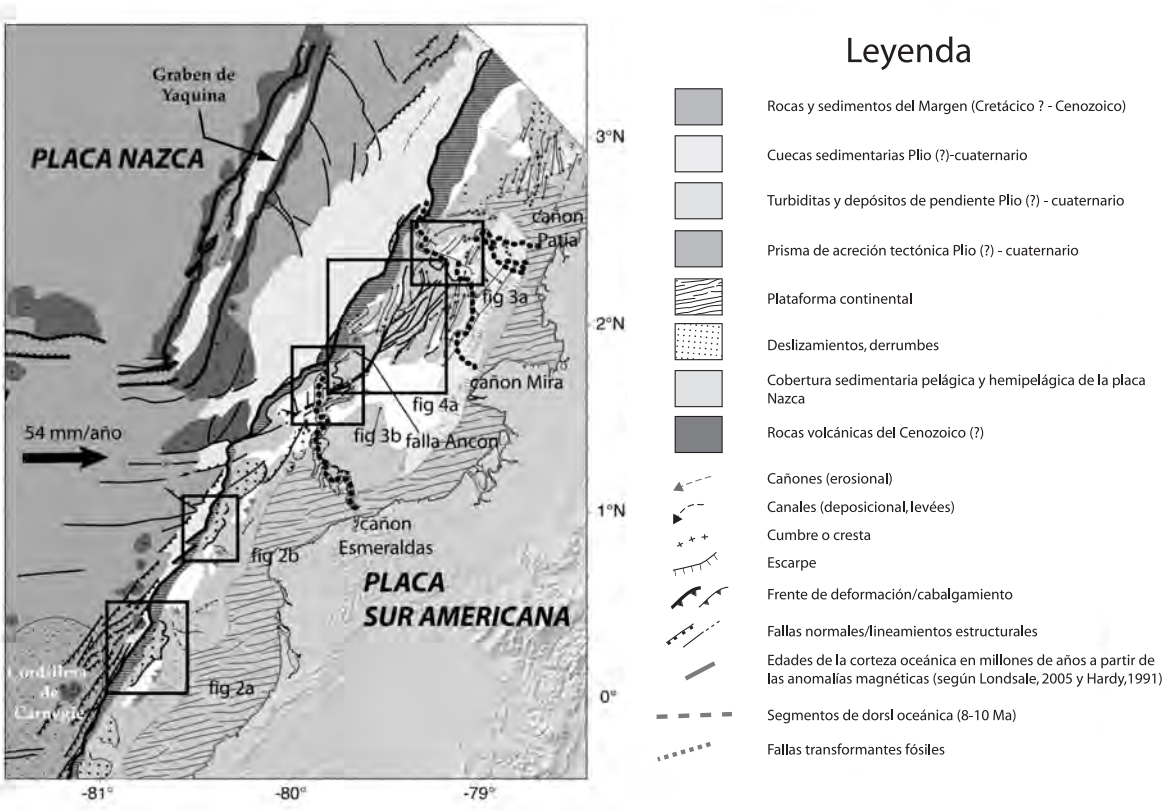


Figura 1. Mapa estructural del margen norte de Ecuador - sur de Colombia. La flecha negra corresponde al vector de convergencia de las placas Nazca-Sudamérica derivado del estudio de GPS de Trenkamp et al. (2002). Los rectángulos negros muestran la localización de las visualizaciones batimétricas de las áreas de desestabilización. Las líneas de puntos gruesos muestran los sistemas de cañones submarinos (modificado de Collot et al., 2006).

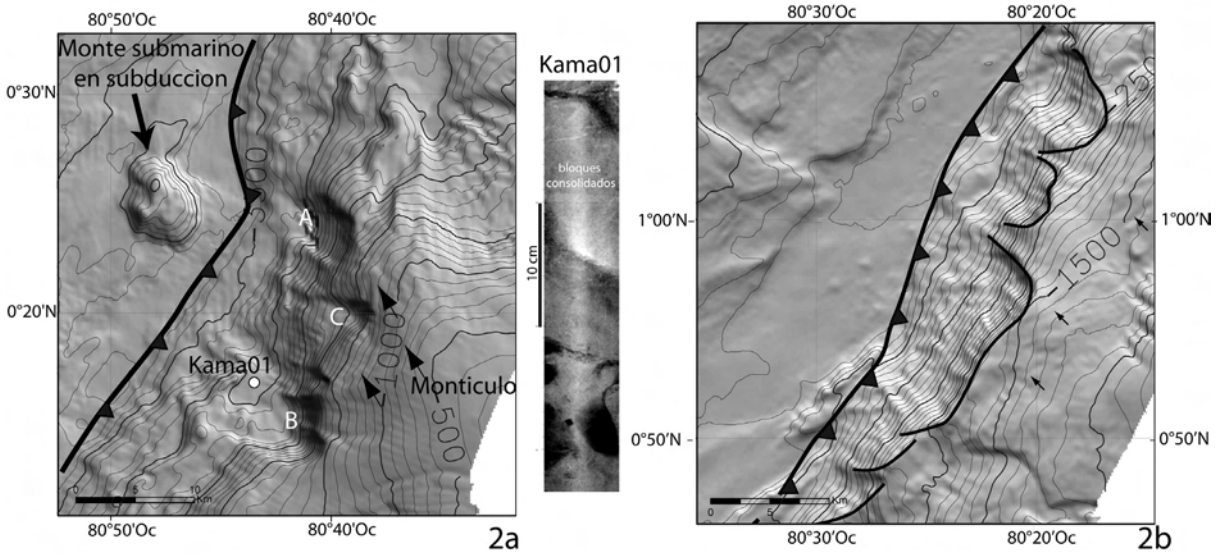


Figura 2. Mapas batimétricos de las rupturas en el borde extremo del margen. El intervalo de las curvas de nivel batimétricas es 100 m, el tamaño de la malla es de 150 m. Las flechas negras muestran alineaciones paralelas a los escarpes. **(A)** Área de escarpes circulares: los escarpes son nombrados como A, B, y C. Kama 01 es una imagen de rayos X del núcleo de sedimentos del fondo marino KAMA01, del cual se identificaron facies de flujo de escombros. **(B)** Área de escarpes lineales: las líneas en negrita muestran los escarpes. Los escarpes imbricados en la esquina SW dibujan una forma lineal general de los escarpes.

Escarpes Lineales

Aproximadamente a 0°55'N de latitud, una sección del talud de 35 Km de largo está afectada por escarpes lineales de más de 2000 m de alto (Fig. 2b). Estos están caracterizados por un brusco cambio de pendiente, con un ángulo de buzamiento que se incrementa desde 6 a 25°. A partir del análisis del mapa batimétrico (Fig. 2b), hemos interpretado la forma lineal de los escarpes como el resultado de varios escarpes imbricados a pequeña escala que corresponden a sucesivos eventos de deslizamiento. Lineaciones paralelas a la dirección principal de los escarpes están también presentes en la parte superior del talud (Fig. 2b). Ellas pueden corresponder a fallas normales secundarias debido al colapso del margen o a posibles estructuras de movimiento de masas.

3.1.2 Control de las inestabilidades en el borde del Margen.

El origen de los escarpes sub-circulares está interpretado como el resultado de la subducción de las montes submarinos (Collot et al., 2005). Las formas en escotadura y la presencia de montículos batimétricos hacia la tierra al respecto de los escarpes son similares a aquellos descritos a lo largo del margen de Costa Rica y asociados sin ambigüedad con la subducción de montes submarinos (von Huene et al., 2000). Modelos de cajas de arena muestran, también morfologías similares en respuesta del fondo marino a la subducción de los montes submarinos (Domínguez et al., 1998). Ésta interpretación es soportada por la presencia de montes submarinos alineados en la placa de Nazca que están en procesos de subducción a pocos kilómetros en frente de los escarpes (Fig. 2a).

Los escarpes lineales están localizados en la base del margen erosivo (Collot et al., 2002). Sus formas no fueron probablemente creadas por la subducción de un monte submarino porque escotaduras o montículos topográficos no están presentes hacia atrás de los escarpes. La erosión tectónica es usualmente responsable de la subsidencia del margen, como fue documentado costa afuera de Japón (Lallemand et al., 1992), o Perú (Sosson et al., 1994). En tal contexto tectónico, la pendiente inferior es permanentemente incrementada y muestra rupturas (von Huene y Culotta, 1989). La pendiente excesiva del talud continental es probablemente el principal factor que conduce a la desestabilización de los depósitos de talud, mientras la sismicidad recurrente de alta magnitud es considerada para ser el principal activador de la ruptura de las masas de sedimentos.

3.2 Rupturas en las paredes de los cañones

3.2.1 Descripción

El sistema de cañones Patía/Mira

Tres principales deslizamientos (S1 a S3) (Fig.3a) están localizados cerca de la confluencia entre los dos cañones:

S1: Un escarpe sub-rectangular (8.5x5 Km visto en el mapa y 500 m de alto) es localizado en la curva brusca del cañón de Patía (Fig. 3a). Bloques hectométricos están localizados dentro del cañón de Patía, pendiente abajo del escarpe. Estos depósitos pueden ser considerados como una avalancha de bloques (S1) de acuerdo con la clasificación de Mulder and Cochonat (1996). La longitud de la morfología áspera del piso marino del eje del cañón por debajo del escarpe nos conduce a estimar una distancia de recorrido de 18 Km para la avalancha. Los bloques deslizados en el eje del cañón formaron una represa que bloqueó el suministro de sedimentos y causó un relleno del cañón (Fig. 3a-3c). Esta represa aún existe y tiene expresión, con una altura de 30 m por encima del piso del cañón.

S2: La línea sísmica ANH2800 muestra reflectores inclinados a lo largo de un plano de deslizamiento en la pared Este del cañón de Patía (Fig. 3a). Los reflectores están sin perturbación al menos en la parte cercana al plano de deslizamiento, pero llegan a ser perturbados y pierden coherencia a medida que se alejan. Esta estructura (S2) es por lo tanto interpretada como resultado de un deslizamiento rotacional (rotational slump) que evoluciona posiblemente como un flujo gravitacional (lodo?). Su distancia de recorrido es alrededor de 11 Km, pero debe ser más grande porque los depósitos en el eje del cañón deben haber sido erosionados por el evento posterior S1 que lo recubrió. El escarpe asociado con el deslizamiento (slump) S2 está enterrado por debajo del relleno del cañón (Fig. 3c).

S3: Un escarpe en forma de anfiteatro de 12 Km de ancho, y de 100 a 200 m de alto, está localizado en la confluencia de los cañones Mira y Patía (Fig. 3a). Datos de Sísmica de Reflexión (Fig. 3d) (ANH2600) muestran material débilmente deformado en el extremo del escarpe. Los reflectores no están inclinados, y la relación de Skempton *h/l* entre la profundidad *h* y la longitud *l* del deslizamiento (0,04) es más bajo que 0,15. Esto permite interpretar a S3 como un

deslizamiento traslacional (Mulder and Cochonat, 1996). La distancia recorrida por el deslizamiento no está claramente establecida, pero no excede más que algunas centenas de metros. El deslizamiento y el escarpe son enterrados bajo los depósitos de diques sedimentarios (levée) mas jóvenes que suaviza el relieve pre-existente (Fig. 3d).

Cañón de Esmeraldas

La parte distal del Cañón de Esmeraldas es lineal y orientado oblicuamente al margen (Fig. 3b). Sus paredes tienen hasta 1000 m de alto. Dos escarpes de 10-12 Km de ancho están presentes a lo largo del borde derecho del Cañón (Fig. 3b). Ellos tienen 400 m de alto, con un ángulo de pendiente de 30°. La distancia recorrida del material deslizado no puede ser estimada.

3.2.2 Control de rupturas en las paredes del Cañón

Las paredes del Cañón están desestabilizadas por el exceso local de la pendiente generada por una fuerte incisión axial. Sin embargo, los deslizamientos submarinos evidenciados en las paredes del Cañón ocurren en localizaciones específicas:

Los cañones Patía y Mira tienen ambos un complejo patrón de canal controlado por el crecimiento de cabalgamientos y pliegues activos (Collot et al., 2005) mayormente paralelos al margen. Ellos se unen en una cuenca de pendiente localizada entre estas estructuras. Cuatro cabalgamientos (T1 a T4) (Fig. 3a) son responsables para el levantamiento de altos topográficos bordeando la cuenca. S2 ocurre directamente en frente de los cabalgamientos activos T3 y T4 donde el piso marino presenta localmente un exceso de pendiente. La Falla Ancón, interpretada como una falla en rama (Collot et al., 2004) corta perpendicularmente el eje del Cañón de Esmeraldas y forma un anticlinal (Fig. 3b). La ubicación de los escarpes de deslizamiento corresponde al flanco más inclinado del anticlinal activado por la falla en rama.

Estas series de escarpes están localizadas en frente o encima de las estructuras activas. Es por esto que hemos considerado que estas estructuras pueden jugar un papel en la localización de los deslizamientos ya que localmente incrementan la pendiente del piso marino.

Un escarpe sub-rectangular como S1 no es usual para una ruptura gravitacional. Sus paredes noroeste y sureste son paralelas a la dirección de los cabalgamientos activos (Fig. 3a). En consecuencia creemos que la dirección de estas paredes esta tectónicamente controlada, principalmente por un patrón estructural que se desarrolló paralelamente a las estructuras tectónicas.

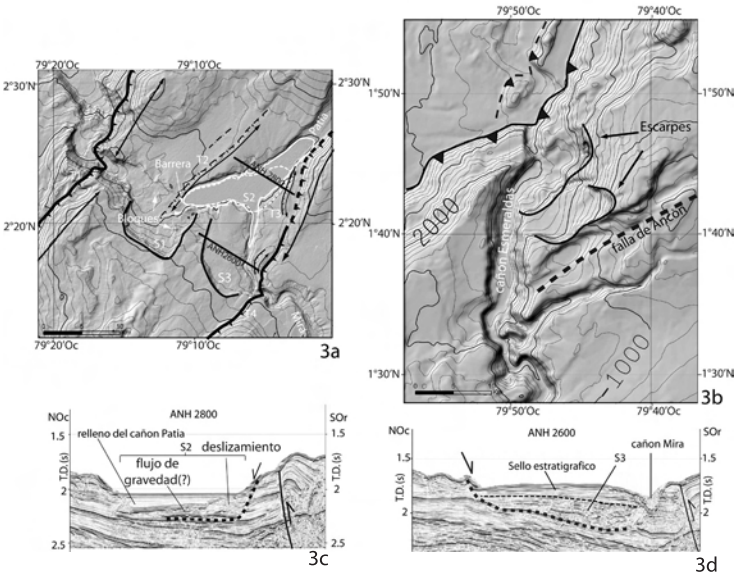


Figura 3. Mapa batimétrico de los escarpes de las paredes de los cañones. El intervalo de las curvas de nivel batimétricas es 100 m, el tamaño de la malla es de 60 m para la Fig. 3a, 150 m para la Fig. 3b. Las líneas negras gruesas muestran los escarpes. **(A)** Rupturas en las paredes de los cañones Patía y Mira. T1 y T4 son cabalgamientos activos. S1 hasta S3 son deslizamientos. La línea discontinua blanca muestra el límite enterrado de S2. La línea blanca gruesa muestra el relleno del Cañón Patía debido a la represa. **(B)** Rupturas en las paredes del Cañón de Esmeraldas. La línea discontinua gruesa muestra la localización de la Falla Ancón. **(C)** y **(D)** secciones sísmicas multi-canales ANH2800 y ANH2800 a través de la zona de confluencia de los cañones. Las secciones están localizadas en la Figura 3(a).

La pared Suroeste del escarpe es paralela al Cañón. Una fuerte erosión que está ocurriendo en la base del flanco cóncavo del codo del Cañón ha incrementado fuertemente el ángulo de la pendiente, y por lo tanto ha facilitado la ocurrencia de S1. En consecuencia, en esta área, la fuerte pendiente está también acentuada por la elevación tectónica.

3.3 Aspectos de la falla ancón

3.3.1 Descripción

En la prolongación de la Falla Ancón (Collot et al., 2004), un área de 50x20 Km localizada en el frente de la deformación está caracterizada por la presencia de cordilleras arqueadas hacia la pendiente (Fig. 4) que consiste de escarpes y contra escarpes orientados al Este y al Oeste. Los escarpes definen una morfología como de escalera bajando hacia el Oeste. Datos de Sísmica de Reflexión muestran que los escarpes están asociados a fallas normales sub-verticales afectando la cobertura sedimentaria (Fig. 4b-4c). Algunas de las superficies planas, corresponden a pequeñas cuencas sedimentarias, con relleno que muestran estructuras de abanicos (Fig. 4c). Además, el tamaño del área abarca toda la pendiente.

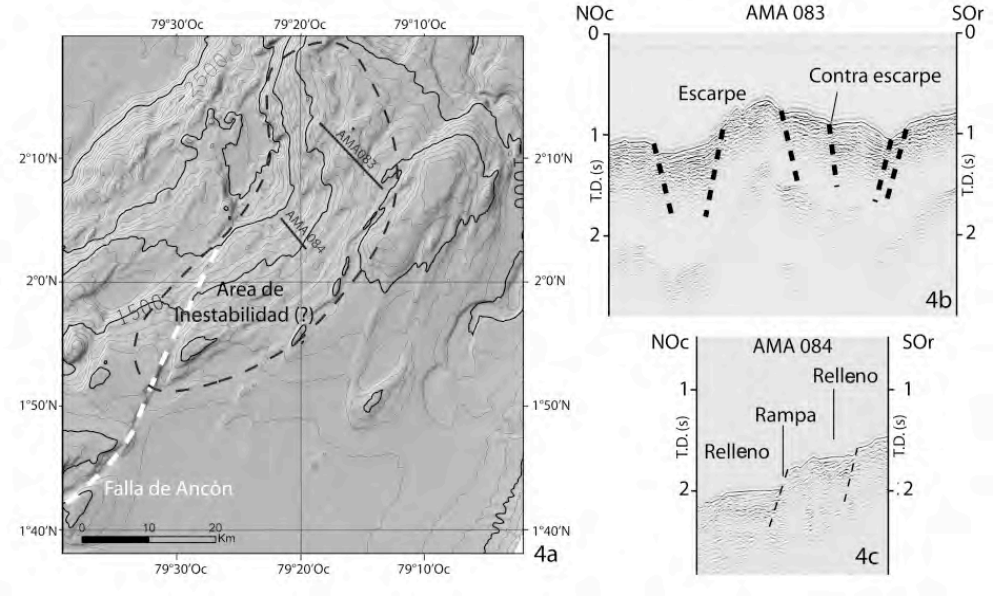


Figure 4. Mapas batimétricos y perfiles de sísmica de reflexión multi-canales a través de una posible área gigante de desestabilización. El intervalo de las curvas de nivel batimétricas es 100 m, el tamaño de la malla es de 150 m. La línea discontinua negra muestra el área de posible desestabilización. La línea discontinua blanca muestra la ubicación de la Falla Ancón.

3.3.2 Control estructural

La red de fallas sugiere que el área puede ser una estructura de cola de caballo asociada a la Falla Ancón. Sin embargo, el área de estudio tiene características geomorfológicas cercanas a deformaciones gravitacionales de pendientes profundamente enraizadas (Deep-Seated Gravitational-Slope Deformation, DSGSD) como está documentado en tierra en los cinturones de montañas (Agliardi et al., 2001; Di Luzio et al., 2004). Estas características son: la presencia de escarpes y de contra escarpes, y de estructuras arqueadas mirando pendiente abajo. La fuerte inclinación de las fallas sugiere que ellas son estructuras profundamente enraizadas, pero la pobre penetración sísmica previene una estimación de su extensión. La Falla Ancón es probablemente responsable del intenso fallamiento del área, permitiendo la deformación gravitacional en las fracturas asociadas a la falla.

1. Conclusiones

En el margen activo del Norte de Ecuador–Sur de Colombia, rupturas submarinas de escala media (5-10 Km) a grande (50 Km) han sido observadas 1) en la punta del pie del margen erosivo (escarpes lineales y sub-circulares), 2) a lo largo de las paredes de cañones (escarpes de escala media), 3) en la vecindad de la Falla Ancón (desestabilización del margen a gran escala).

Parámetros de desestabilización:

- En la punta del pie del margen, los parámetros evidenciados que controlan la localización de las inestabilidades de la pendiente y la fuerte pendiente del margen son tectónicamente controlados. El incremento de la pendiente está asociado a la subducción de los montes submarinos, y a la fuerte subsidencia del margen causado por la erosión basal de la placa superior.

- En las paredes de los cañones, la fuerte pendiente está asociada al levantamiento a lo largo de los cabalgamientos activos. La fuerte incisión del Cañón es un parámetro que puede también debilitar las paredes de éste y generar colapsos. Sin embargo, no es el único factor en las paredes del Cañón, ya que las rupturas están principalmente localizadas a lo largo de estructuras activas. Los dos parámetros son considerados de actuar juntos.

- En el antearco, el área de 50 Km de ancho que puede soportar una lenta deformación gravitacional profundamente enraizada está localizada en la prolongación de una falla cortical mayor afectada por una intensa fracturación. En este caso el patrón estructural controla la desestabilización del margen.

Los parámetros de activación no pueden ser establecidos ciertamente, pero el incremento de la pendiente del piso oceánico por la tectónica está facilitando la desestabilización. Sacudidas del terreno inducidas por terremotos son también sugeridas para la activación de las rupturas de los deslizamientos.

Agradecimientos. Agradecemos al Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD), a los programas franceses GDR-Marges y ECOS-NORD por los fondos provistos para esta investigación, y a la tripulación del B/I L´Atalante del IFREMER y GENAVIR por su soporte logístico durante la campaña AMADEUS. Agradecemos a la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) de Colombia por proveernos de los perfiles sísmicos. También agradecemos al Dr. Lies Loncke y Dr. Geoffroy Lamarche por su rápida y constructiva revisión. Esta es una contribución del GDR-Marges nº2175.

Este articulo fue publicado en « Ratzov, G., Sosson, M., Collot, J.-Y., Migeon, S., Michaud, F., Lopez, E. and Gonidec, Y., 2007. Submarine Landslides Along The North Ecuador – South Colombia Convergent Margin: Possible Tectonic Control. In: V. Lykousis, D. Sakellariou and J. Locat (Editors), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer Netherlands, pp. 47-55. ». La traducción del ingles al español fue hecho con la permisión de Springer Science and Business Media.

Referencias

Agliardi, F., Crosta, G., y Zanchi, A., Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics, *Engineering Geology, 59,* 83-102, 2001.

Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J. L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J. S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D. G., Sultan, N., Trincardi, F., y Bryn, P., Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project, *Marine Geology, 213*, 9-72, 2004.

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., Legonidec, Y., Michaud, F., Marcaillou, B., Alvarado, A., Ratzov, G., Sosson, M., Lopez, E., Silva, P., y INOCAR, y.e.p.c.y.t.d., Mapas del margen continental del Norte de Ecuador y del Suroeste de Colombia: Batimetría, Relieve, Reflectividad Acústica e Interpretación Geológica, Publicación IOA-CVM-03-Post, 2006.

Collot, J.-Y., Migeon, S., Spence, G., Legonidec, Y., Marcaillou, B., Schneider, J.- L., Michaud, F., Alvarado, A., Lebrun, J.-F., Sosson, M., y Pazmiño, A., Seafloor margin map helps in understanding subduction earthquakes, EOS Transactions, *American Geophysical Union, 86*, 464-466, 2005.

Collot, J.-Y., Lewis, K., Lamarche, G., y Lallemand, S., The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: Result of oblique seamount subudction, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 106*, 19271-19297, 2001.

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, *J. Geophys. Res., 109*, B11103, doi:10.1029/2004JB003060, 2004.

Di Luzio, E., Saroli, M., Esposito, C., Bianchi-Fasani, G., Cavinato, G. P., y Scarascia-Mugnozza, G., Influence of structural framework on mountain slope deformation in the Maiella anticline (Central Apennines, Italy), *Geomorphology, 60*, 417-432, 2004.

Dominguez, S., Lallemand, S., Malavieille, J., y von Huene, R., Upper plate deformation associated with seamount subudction, *Tectonophysics, 293,* 207-224, 1998.

Duperret, A., Bourgois, J., Lagabrielle, Y., y Suess, E. Slope instabilities at an active continental margin: large-scale polyphase submarine slides along the northern Peruvian margin, between 5 [degree sign]S and 6 [degree sign]S., *Marine Geology, 122*, 303-328, 1995.

Evans, D., King, E. L., Kenyon, N. H., Brett, C., y Wallis, D., Evidence for long-term instability in the Storegga Slide region off western Norway, *Marine Geology, 130*, 281-292, 1996.

Hampton, M. A., Lee, H. J., y Locat, J., Submarine Landslides, *Review of Geophysics, 34*, 33-59, 1996.

Jaillard, E., Benítez, S., y Mascle, G. H., Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-equatorienne en relation avec l'évolution géodynamique, *Bulletin de la Société Géologique de France, 168*, 403-412, 1997.

Lallemand, S. E., Schnurle, P. S., y Manoussis., S. Reconstruction of subduction zone paleogeometries and quantification of upper plate material caused by tectonic erosion, *Journal of Geophysical Research, 97*, 217-239, 1992.

Maslin, M., Mikkelsen, N., Vilela, C., y Haq, B., Sea-level –and gas-hydrate–controlled catastrophic sediment failures of the Amazon Fan, *Geology, 26*, 1107-1110, 1998.

Masson, D. G., Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands, *Geology, 24*, 231-234, 1996.

Masson, D. G., Watts, A. B., Gee, M. J. R., Urgeles, R., Mitchell, N. C., Le Bas, T. P., y Canals, M., Slope failures on the flanks of the western Canary Islands, *Earth-Science Reviews, 57*, 1-35, 2002.

McAdoo, B. G., y Watts, P., Tsunami hazard from submarine landslides on the Oregon continental slope, *Marine Geology, 203*, 235-245, 2004.

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.

Mountney, N. P., y Westbrook, G. K., Quantitative analysis of Miocene to recent forearc basin evolution along the Colombian margin, *Basin Research, 9*, 177-196, 1997.

Mulder, T., y Cochonat, P., Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research, 66*, 43-57, 1996.

Sosson, M., Bourgois, J., y Mercier de Lépinay, B., Seabeam and deep-sea submersible Nautile surveys in the Chiclayo canyon off Peru (7°S): subsidence and subduction-erosion of an Andean-type convergent margin since Pliocene times, *Marine Geology, 118*, 237-256, 1994.

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.

Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador

Jean-Mathieu Nocquet[1], Patricia Mothes[2], Alexandra Alvarado[2]

[1]GéoAzur, Université de Nice – Sophia Antipolis, CNRS, IRD, OCA.
250, rue A. Einstein – Valbonne, France
nocquet@geoazur.unice.fr

[2]Instituto Geofísico/Departamento de Geofísica de la Escuela Politécnica Nacional
calle Ladrón de Guevara, Quito, Ecuador

Resumen. Hoy en día las técnicas de geodesia espacial tienen la capacidad de monitorear los movimientos de la superficie terrestre con un nivel de precisión de ~1 mm a escala global, proporcionando nuevas informaciones sobre los procesos que actualmente controlan la deformación de la corteza. Para el presente estudio se han revisado recientes publicaciones sobre trabajos GPS en la zona Norte de los Andes y se presentan resultados preliminares de una red permanente de estaciones GPS instalada en la costa ecuatoriana. En la escala de placas tectónicas, los resultados de geodesia espacial indican que la placa de Nazca esta convergiendo hacia el continente Sudamericano a una velocidad de 55-58 mm/a en dirección N83°E a lo largo del margen ecuatoriano. Esta rápida y oblicua convergencia da origen a dos efectos distintos que contribuyen al campo de velocidad GPS para el Ecuador: (1) Acoplamiento a lo largo de la interface de subducción que origina acumulación de esfuerzos elásticos en la interface de placas e induce acortamiento en la placa superior. Estos esfuerzos elásticos serán liberados en el próximo sismo. (2) Movimiento constante del bloque Nor-Andino en dirección NNE respecto a la placa Sudamericana. Para separar estos dos efectos, se ha usado información recientemente publicada sobre velocidades de fallas del cuaternario. Nuestro cálculo indica un movimiento de 7.3 ± 2.7 mm/a (con valor preferido de 8.7 mm/a) en dirección N35°E respecto a Sudamérica. La parte oblicua de la convergencia del bloque Nor-Andino representa solo el 30% e indica un fraccionamiento parcial de la convergencia oblicua Nazca/Sudamérica. Las velocidades residuales obtenidas en el marco de referencia del bloque Nor-Andino se interpretan en términos de un acoplamiento elástico a lo largo de la interface de subducción. Se ha estimado un coeficiente de acoplamiento promedio de 40% en la zona de ruptura del gran sismo de 1906, Mw = 8.8. Este valor de acoplamiento disminuye a 20 % hacia al Sur donde la dorsal de Carnegie se introduce debajo de Sudamérica. Estos resultados sugieren que la dorsal de Carnegie cambia las propiedades del contacto inter-placa, definiendo el límite Sur de los grandes sismos de subducción en esta zona.

Abstract. Spatial geodesy now enables us to monitor the Earth's surface motion at the millimeter level in a global reference frame and provides new constraints on the processes controlling the present-day crustal deformation. We review previously published GPS based works in the northern Andes and present preliminary results from a continuous GPS network along the Ecuadorian coast. At the plate scale, geodetic estimates indicate that the Nazca plate is converging towards South America at 55-58 mm/yr in a N83°E direction, along the Ecuadorian margin. This rapid oblique convergence causes two distinct effects that contribute to the observed GPS velocity field in Ecuador : (1) locking along the subduction interface causes elastic stress to accumulate along the plates interface and induces shortening of the overriding plate. This elastic stress will be released in future earthquakes (2) long-term motion of the Northern Andean Block towards NNE with respect to the South America plate. In order to separate the two effects, we use recently published Quaternary slip rates along major faults and estimate the motion of the Northern Andean block to be 7.3±2.7 (preferred value 8.7 mm/yr) in a N35°E direction with respect to South America. The part of the oblique convergence accommodated by the Northern Andean block motion is only 30% and reflects a partial partitioning of the oblique Nazca/South America convergence. Residual velocities in a northern Andean block reference frame are then interpreted in term of elastic locking along the subduction interface. The average coupling coefficient is found to be ~40% in the rupture area of the great 1906 Mw=8.8 earthquake. It decreases to ~20% further south where the Carnegie ridge is subducting beneath South America. This result suggests that the Carnegy ridge, by changing the nature of the interplate contact, defines the southern limit of extension for large subduction earthquake.

1. Introducción

Actualmente los sistemas de geodesia espacial y en particular el Sistema de Posicionamiento Global (GPS), ofrecen la posibilidad de ubicar puntos con una precisión milimétrica permitiendo cuantificar los movimientos de la superficie terrestre y aportando información esencial para modelizar los procesos responsables de la deformación crustal. En Ecuador, las primeras campañas de medidas GPS realizadas en 1994 y 1996 (Trenkamp et al., 2002; White et al., 2003), permitieron determinar un primer orden de acumulación de esfuerzos a lo largo de la interface de subducción. En este documento se presenta los resultados preliminares de una red de GPS permanentes iniciada en el 2007. A pesar de que las velocidades estimadas son preliminares, muestran que la deformación actual proviene de la contribución de dos fenómenos distintos: 1) la deformación elástica asociada al bloqueo parcial de la subducción a lo largo del margen ecuatoriano 2) el movimiento a largo plazo del bloque nor andino con respecto a la placa de América del Sur. Separar estas dos contribuciones es todavía un problema difícil. Sin embargo, las informaciones independientes proporcionadas por los estudios tectónicos permite proponer la primera estimación de la cinemática del bloque nor andino y de reevaluar las modalidades de la acumulación de esfuerzos elásticos inducidos por la subducción de la placa Nazca sobre el bloque nor andino.

2. El sistema GPS: principios

A inicios de 1970, el departamento de defensa americano decidió poner en órbita un sistema satelital de navegación a tiempo real que permitía obtener su ubicación en cualquier lugar de la Tierra con una precisión de algunos metros. Al principio estuvo concebido para aplicaciones militares, el sistema fue luego abierto a aplicaciones civiles y en particular científicas.

Los 24 satélites NAVSTAR (Navigation Satellite Timing and Ranging) son repartidos sobre los 6 planos orbitales (4 por plano) en donde la inclinación es de 55° en relación al plano ecuatorial. Estos orbitan a una altitud de 20.000 km sobre la superficie terrestre (es decir 3 veces el radio de la Tierra) con un período de revolución de alrededor de 12 horas. El principio del posicionamiento por GPS está basado en la medida del tiempo de recorrido de una onda electromagnética entre un satélite y el receptor. Si se conoce la posición de un satélite, la fecha a la cual una señal fue emitida y la fecha en la cual se la recibió, entonces se puede deducir que se sitúa sobre una esfera centrada sobre el satélite y de radio $c^* \Delta t$, donde c es la velocidad de propagación de la onda electromagnética (c~300 000 km/s) y el tiempo de propagación de la onda entre el satélite y el receptor. Luego de que se recibe la señal de 3 satélites, se puede determinar su posición que es la intersección de 3 esferas centradas sobre los satélites. En la práctica, el reloj del receptor presenta una deriva, que induce errores de posicionamiento de muchas decenas de kilómetros. Para corregir este efecto, se necesita un cuarto satélite para estimar simultáneamente la posición y la corrección del reloj receptor. Es por esto que cuatro satélites visibles simultáneamente son necesarios para determinar una posición instantánea.

Los geodésicos han desarrollado muchos métodos para obtener una precisión milimétrica a partir de las señales de los satélites GPS: observando el mismo punto durante muchas horas, miles de observaciones puden ser usadas para el cálculo de una posición.

Los receptores geodésicos son cada vez mas capaces de medir no solamente el mensaje enviado por los satélites GPS, sino también la fase de la onda electromagnética que lleva el mensaje GPS, y esto con una precisión equivalente a menos de un milímetro en distancia. Los geodésicos recalculan a más de la órbita de cada satélite con una precisión de algunos centímetros (<5 cm). Para este cálculo, la comunidad geodésica a decidido desarollar una red pública de las estaciones GPS permanentes al nivel mundial y de crear un servicio científico dedicado a este objetivo. Este se trata del IGS International GNSS Service for Geodynamics, http://igscb.jpl.nasa.gov) que centraliza los datos de alrededor de 350 estaciones en el mundo. Las estaciones GPS de las Islas Galápagos y de Riobamba participan de esta red. Finalmente la obtención de medidas con precisión milimétrica pasa por la necesidad de corregir muy finamente el retardo que tiene la onda GPS luego de que atraviesa la atmósfera.

Entre 60 y 800 km de altitud, la onda GPS atraviesa las capas de gas fuertemente ionizadas en donde el retardo de la onda es proporcional a la frecuencia de la onda electromagnética. Los satélites GPS utilizan dos longitudes de onda diferentes (19 y 21 cm) permitiendo de esta manera liberarse de este efecto.

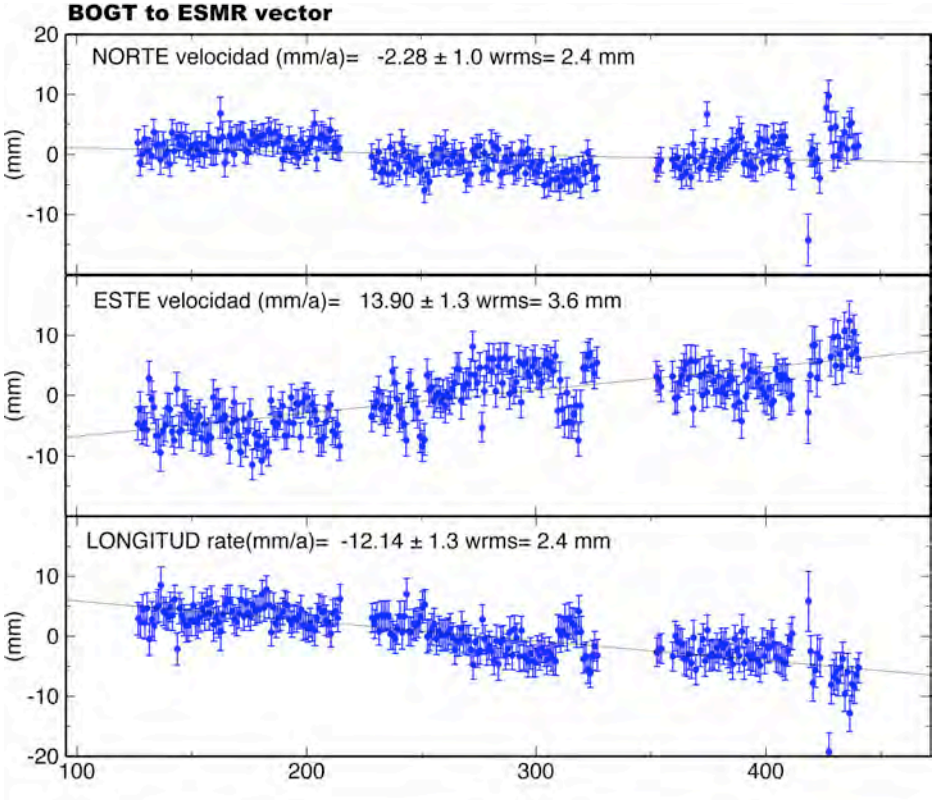


Figura 1. Serie temporal del vector BOGT (Bogotá, Colombia) ESMR (Esmeraldas, Norte Ecuador). La distancia entre los dos puntos de medidas es de 750 Km. El eje de las abscisas indica el número de día desde el primero de Enero 2007.

En las capas bajas de la atmósfera, la onda es refractada. Si la parte hidrostática de este retraso está bien modelizada, los efectos del vapor de agua contenido en la atmósfera continua siendo un factor limitante en la precisión de la componente vertical de al menos 1 cm.

Los resultados presentados dentro de este estudio provienen de un cálculo realizado con el software GAMIT/GLOBK (Herring et al, 2008) incluyendo, además los sitios ecuatorianos, los datos de las estaciones permanentes sobre la placa Nazca y América del Sur (Tabla 1). La figura 1 muestra la evolución de la posición del punto ESMR (Esmeraldas, Ecuador) en relación a BOGT (Bogotá, Colombia). Se observa que la dispersión de las medidas es muy baja, del orden de 2-4 mm. A pesar que la serie temporal tiene un poco menos de un año de medidas, el acortamiento de 12.1 mm/año entre los dos puntos es significativo. La contribución de las señales estacionarias queda por evaluar, lo que será posible hacer luego de que la serie tenga al menos dos años de medidas. Sin embargo, si las señales estacionales son del orden de 2-3 mm como lo que comúnmente se observa en otras redes de GPS permanentes en el mundo, la precisión obtenida por GPS permanente es comparable a la incertidumbre de los resultados publicados a partir de las medidas obtenidas durante las campañas que son entre 5-7 mm/año (Trenkamp et al., 2002). Nuestro cálculo fue luego combinado con una solución global IGS para mejorar la precisión del referencial América del Sur. Este referencial será utilizado para representar las velocidades. La solución muestra una rotación en el sentido directo de los vectores de velocidad de alrededor de 30° en relación a la solución propuesta por Trenkamp et al. (2002). Se atribuye esta diferencia a la diferencia del cálculo del referencial de la placa Amércia del Sur. Con series temporales más largas y más numerosas para los sitios localizados sobre la parte estable de la placa América del sur, nuestra estimación es más robusta. La componente norte, más fuerte dentro de nuestra solución contiene claramente el movimiento hacia el nor-este del bloque nor-andino cuya determinación está presentada en el párrafo 3.

3. Cinemática de placas en América del Sur.

El Ecuador está situado sobre la zona de frontera de placa que acomoda el movimiento de la convergencia de la placa océanica Nazca hacia el continente sud

Americano. Cuantificar la cinemática actual de la placa Nazca es un ejercicio difícil porque la placa Nazca, exclusivamente oceánica, tiene solamente algunas islas y archipiélagos en donde las medidas de geodesia espacial son posibles. Actualmente, dos sitios poseen mediciones continuas: la isla de Pascua y el archipiélago de Galápagos. Las medidas de campañas se hicieron sobre las islas de Robinson Crusoe y San Felix a lo largo de Chile y sobre la isla de Malpelo en Colombia (Angermann et al., 1999; Kendrick et al., 2003; Trenkamp et al., 2002).

La teoría de la tectónica de placas postula que ya que las placas son rígidas, su cinemática está perfectamente descrita por un vector de rotación $\underline{\omega}_p$ y que la velocidad de un punto M perteneciente a la placa p está dado por la relación:

$$\underline{v}(M) = \underline{\omega}_p \times \underline{OM}$$

En donde $\underline{v}(M)$ corresponde al vector velocidad horizontal de un punto M en la superficie de la Tierra perteneciente a la placa p, y $\underline{OM}$ es el vector que une el centro de la Tierra al punto M. Como mínimo, dos puntos son necesarios para determinar $\underline{\omega}_p$, pero la precisión de la determinación de $\underline{\omega}_p$ depende del número de puntos, de su distribución geográfica al interior de la placa, la precisión con la cual es determinado $\underline{v}(M)$ y del nivel de deformación interna de la placa.

Tabla 1. Velocidades de las estaciones GPS permanentes respecto al marco de referencia de Sudamérica. Long./Lat. : longitud y latitud en grados decimales. Ve, Vn : velocidades de las componentes Este y Norte en mm/a. σ_{Ve} , σ_{Vn} , σ_{Ven}, desviación estándar para las componentes Este y Norte de la velocidad y su coeficiente de correlación.

Long.	Lat.	Ve	Vn	$\sigma_{e\varsigma}$	$\sigma_{n\varsigma}$	$\sigma_{ven\varsigma}$	Site
Estaciones geodésicas usadas para definir el marco de referencia de Sudamérica							
-14.41	-7.95	-0.66	-0.04	0.64	1.44	-0.40	ASC1
-47.88	-15.95	-0.40	0.26	0.63	1.45	-0.32	BRAZ
-44.99	-22.69	0.02	-0.26	0.63	1.41	-0.33	CHPI
-64.47	-31.53	0.86	0.98	0.60	1.38	-0.25	CORD
-38.43	-3.88	-0.16	0.14	0.64	1.46	-0.35	FORT
-52.81	5.25	0.79	0.04	0.62	1.43	-0.29	KOU1
-52.81	5.25	-0.32	0.55	0.62	1.43	-0.30	KOUR
-65.60	-38.00	-3.21	-0.50	0.77	1.41	-0.17	LHCL
-57.93	-34.91	0.41	-0.51	0.61	1.34	-0.28	LPGS
-58.52	-34.57	0.55	-0.26	0.61	1.35	-0.27	S031
Otras estaciones geodésicas en Sudamérica							
-71.49	-16.47	-3.70	-7.40	0.59	1.46	-0.20	AREQ
-71.53	-37.34	14.59	-1.14	0.62	1.35	-0.20	ANTC
-38.43	-3.88	0.51	1.78	1.52	1.85	-0.09	BRFT
-68.23	-31.60	6.68	0.08	0.61	1.39	-0.22	CFAG
-73.03	-36.84	31.62	9.89	0.59	1.35	-0.20	CONZ
-73.03	-36.84	31.10	10.24	0.59	1.35	-0.20	CONZ
-70.34	-27.38	20.92	5.80	0.67	1.44	-0.19	COPO
-70.88	-53.14	1.84	1.18	0.61	1.16	-0.21	PARC
-67.75	-53.79	1.58	0.85	0.60	1.13	-0.23	RIOG
-70.67	-33.15	21.12	5.48	0.59	1.37	-0.21	SANT
-65.23	-26.84	0.57	1.47	0.73	1.46	-0.19	TUCU
-65.41	-24.73	6.89	0.07	0.60	1.43	-0.24	UNSA
Estaciones geodésicas en Ecuador y Colombia							
-74.08	4.64	4.39	7.11	0.59	1.43	-0.18	BOGT
-80.73	-1.05	12.07	7.26	0.70	1.49	-0.11	CHIS
-79.72	0.93	16.49	10.95	0.74	1.49	-0.11	ESMR
-80.22	-0.13	15.71	9.37	1.02	1.63	-0.07	PPRT
-78.65	-1.65	3.56	-3.76	0.60	1.46	-0.15	RIOP
-78.49	-0.22	9.68	1.09	0.58	1.45	-0.15	S061
Estaciones geodésicas sobre la placa de Nazca							
-90.30	-0.74	54.34	1.66	0.57	1.45	-0.07	GLPS
-90.30	-0.74	55.53	1.70	0.58	1.46	-0.06	GALA

Tabla 2 : Cálculo del vector de rotación del Bloque Nor-Andino / Sudamérica. V : velocidad de movimiento de las fallas cuaternarias, σ : error sobre V, Az. Azimut de la falla, Ve, Vn : velocidades de las componentes Este y Norte en mm/a, σ_{Ve} , σ_{Vn} desviación estándar para las componentes Este y Norte de la velocidad, R_{Ve}, R_{Vn}: residuales del calculo del movimiento del bloque Nor-Andino. Las medidas de Winter et al. (1993) fueron degradadas durante el cálculo del vector de rotación. Wx, Wy, Wz : componentes del vector de rotación dentro del marco de referencia geocéntrico (rad/a). W : velocidad angular en grados por millones de años. W_long, W_lat, coordenadas del polo de Euler asociado. X, Y, Z son la componentes de la matriz de varianza-covarianza del vector de rotación. El cálculo indica un wrms de 1.4 mm/a y un factor de varianza a posteriori de 1.9.

Referencias	V	σ	Az.	Ve	Vn	σ_{Ve}	σ_{Vn}	R_{Ve}	R_{Vn}
Dumont et. al (2005)	6.9	1.1	45	4.9	4.9	0.8	0.8	0.8	1.8
Winter et al. (1993)	3.6	1.0	40	2.3	2.8	0.6	0.8	2.7	4.4
Ego et al. (1996)	7.0	3.0	35	4.0	5.7	1.7	2.5	1.0	1.5
Tibaldi et al. (2007)	10.4	1.0	32	5.5	8.8	0.5	0.8	-0.5	-1.5

Wx	Wy	Wz	W	W_long	W_lat
-0.109E-08	-0.310E-09	0.783E-09	0.079	-164.1	34.6
X	Y	Z			
0.179E-18	-0.845E-18	-0.869E-20			
	0.418E-17	0.429E-19			
		0.429E-20			

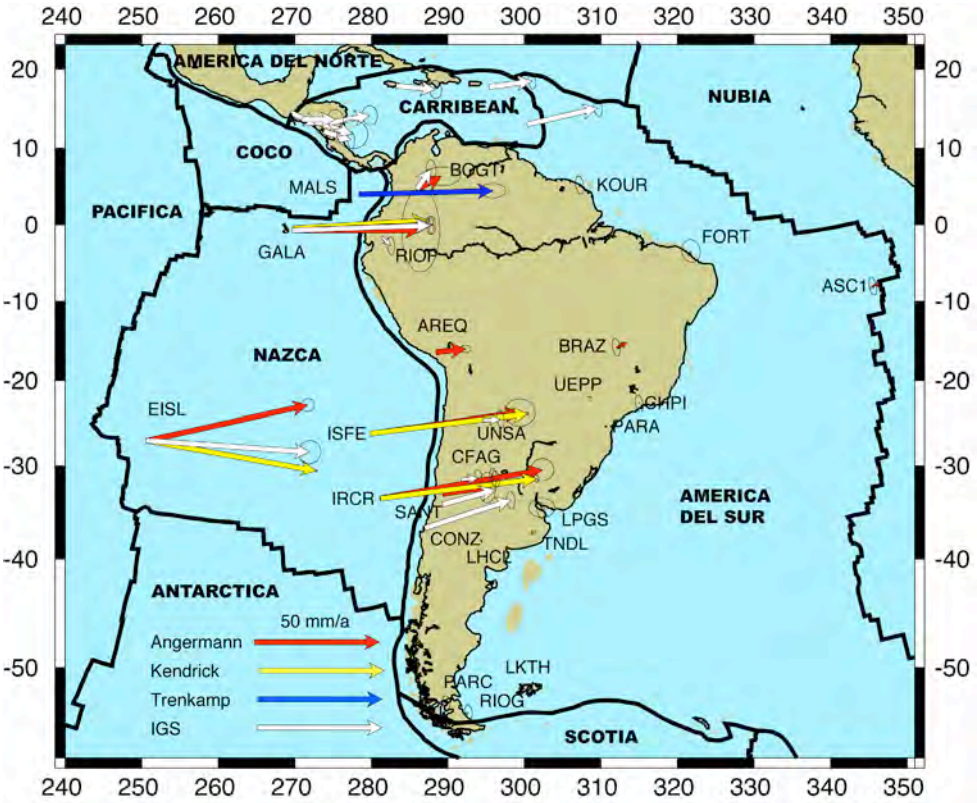


Figura 2. Cinemática de la placas en la zona de América del Sur. Las velocidades están expresadas tomando de referencia l América del Sur fijo. Las soluciones son de Angermann et al. (1999), Kendrick et al. (2003), Kentramp et al. (2002) y del IGS (Ferland et al., 2000) del día 23 de Enero 2008.

La mejor estimación hasta ahora es probablemente la proporcionada por Kendrick et al. (2003) que utilizan las medidas GPS permanentes sobre las islas Galápagos, y las medidas de las campañas sobre el archipiélago Robinson Crusoe y la isla de San Felix a lo largo de Chile. Utilizando estos sitios, la estimación de un vector de rotación indica velocidades residuales por debajo del milímetro por año. La isla de Pascua posee una estación GPS permanente de la red global IGS. Sin embargo, su velocidad residual estimada en relación al movimiento del ensamble de la placa Nazca es del orden de 5-6 mm/año. Kendrick et al. (2003) interpretan este resultado por la existencia de deformación alrededor de esta isla y sus autores proponen no incluir las estaciones de la isla de Pascua en la determinación del movimiento de la placa Nazca. Incluir esta estación en el cálculo de la cinemática de la placa Nazca modifica ligeramente el vector de rotación y predice una velocidad de convergencia Nazca/Amércia del Sur más rápida de alrededor 5mm/año en Chile (Vigny et al., en prensa), pero tiene una baja influencia (en el orden de los milímetros por año en velocidad y de 2° en dirección) a nivel del Ecuador. Un sitio ha sido medido por GPS de campaña sobre la isla de Malpelo (Trenkamp et al., 2002, MALS). El presenta una velocidad residual de 5 mm/año hacia el sur en relación al polo proporcionado por Kendrick et al. (2003). Una corrección media de aprox 5 mm/año haica el norte de la solución de Trenkamp et al. (2002) permite resolver el problema aparente y permite que sea coherente los resultados de Trenkamp et al. (2002) y las nuestras.

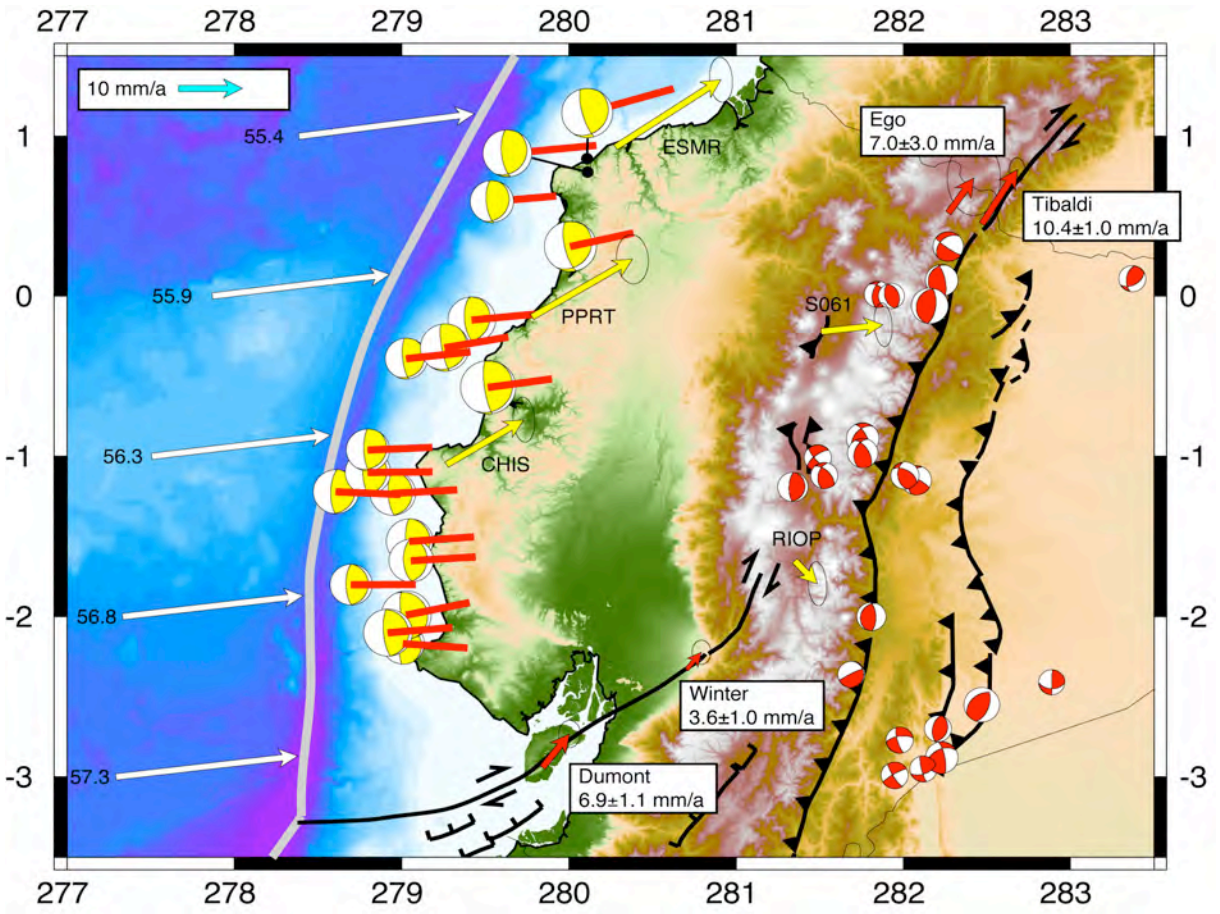


Figura 3. Informaciones disponibles para el cálculo de la cinemática del bloque nor-andino. Las flechas blancas indican la velocidad de convergencia de la placa Nazca con respecto a la placa América del Sur, predichas por el modelo CAP10 de Kendrick et al. (2003). Las flechas amarillas representan nuestra solución geodésica con respecto a la placa América del Sur. Las flechas rojas indican los vectores de movimiento de las fallas que delimitan la frontera Este del bloque nor-andino y que fueron incluidos en el cálculo del vector de velocidad de rotación (Tabla 2). Los mecanismos focales amarillos representan los sismos de subducción con magnitud mayor a 5. Las direcciones de movimiento resultando de estos mecanismos están representadas en rojo. Los mecanismos focales son de sismos corticales. Los sismos son del catálogo CMT Harward ((http://www.globalcmt.org) para el periodo 1976-2007.

Para estimar el movimiento de la placa América del Sur, podemos utilizar los sitios de la red de seguimiento mundial IGS (http://igscb.jpl.nasa.gov). La figura 2 muestra las velocidades residuales de los sitios una vez retirado el movimiento de la placa América del sur. Para los sitios localizados sobre la parte estable del continente, se ve que estas velocidades residuales son inferiores a 1 mm/año (rms=0.4 mm/año). Con una docena de sitios geodésicos bien repartidos, un excelente acuerdo entre el movimiento de los sitios y el movimiento global de la placa, la cinemática de América del sur está bien determinada y definida por una referencia fuerte dentro del cual nosotros podemos representar los movimientos medidos en Ecuador.

A lo largo del margen ecuatoriano, el vector rotación estimado por Kendrick et al. (2003) predice una velocidad de convergencia que decrece de 58 mm/año a una latitud de 5°S a 55 mm/año a 2°N dentro de un azimut cuasi constante de 83°E (figura 3). El error formal sobre esta determinación es muy baja, inferior a un milímetro por año y un grado de dirección. Este error formal subestima probablemente la incertitudembre real de la medida y es posible que con las nuevas medidas geodésicas traigan a revisar la cinemática de la placa Nazca de algunos milímetros por año.

Si las medidas geodésicas permiten cuantificar los movimientos actuales (ejem. A la escala de algunos años) de las placas, una información sobre su movimiento pasado puede ser obtenido a partir de la historia de anomalías magnéticas a lo largo de las dorsales oceánicas y de las direcciones de las fallas transformantes. A partir de esta información, el modelo NUVEL-1A (DeMets et al., 1990, DeMets et al., 1994) propone un modelo cinemático que miden los movimiento sobre 3.16 Ma. En este modelo, la velocidad de convergencia predicha a lo largo de la margen ecuatoriana es de 67 mm/año, es decir 20% más rápido que la estimación geodésica. La velocidad de abertura a lo largo de la frontera Nazca – Pacífico parece disminuir al curso del tiempo (Norabuena et al., 1999), así como la de entre América del Sur y Africa (Cande et Kent, 1992, Nocquet et al., 2006). Ciertos autores proponen que esta desaceleración sea ligada al crecimiento de los Andes que aumenta la resistencia al hundimiento del slab bajo los Andes (Iaffaldano et al., 2006).

4. El movimiento del bloque Nor-Andino

En Ecuador, entre el interior estable de la placa América del Sur y la fosa de subducción se extiende una zona de deformación, que comprende la Cordillera y la planicie costera. La figura 3 representa las velocidades de sitios geodésicos expresados dentro de una referencia en América del Sur definido precedentemente. Lastimosamente, no existen medidas disponibles denro de la planicie costera y en la amazonía y pocas medidas en la cordillera. Las velocidades observadas indican claramente dos comportamientos diferentes: 1) los sitios de la costa tienen una dirección de N56-60°E con una velocidad de 14 mm/año (CHIS) a 20 mm/año (ESMR) 2) los sitios dentro de la cordillera indican un movimiento hacia el este de alrededor de 5 mm/año para RIOP (Riobamba), un sitio bien determinado dentro de nuestra solución. Las velocidades de los sitios sobre la costa no pueden estar explicadas por la convergencia oblicua Nazca-América del Sur, por su dirección en relación a América del Sur estable es mucho más oblicua que la dirección de convergencia Nazca/América del Sur. Para interpretar este resultado, nosotros estamos obligados a proponer algunas hipótesis que están apoyadas sobre observaciones tectónicas.

Los estudios tectónicos muestran que la zona comprendida entre la cordillera y la costa, llamada bloque nor andino, es una translación dentro de una dirección aproximada NNE con relación a América del Sur estable y que este movimiento se sigue en Colombia hasta Venezuela (Pennington, 1981; Kellog y Bonini, 1982). La hipótesis propuesta es que el bloque nor andino presenta poca deformación interna en Ecuador y que su cinemática puede ser modelizada por una rotación rígida sobre la superficie de la esfera. Para constreñir su cinemática, se pueden utilizar tres tipos de observaciones: las velocidades de movimiento cuaternario a lo largo de fallas mayores, los vectores de deslizamiento de los sismos de subducción y las medidas geodésicas. Sin embargo, las dos últimas observaciones no son suficientes para determinar de manera única la cinemática del bloque andino. Este trabajo se basó en la utilización solamente de los datos tectónicos para determinar la cinemática del bloque nor andino y luego verificar la validez de los resultados obtenidos sobre los otros dos tipos de observaciones.

De sur a norte, las estimaciones de velocidades de deslizamiento sobre las fallas son (figura 3): (1) sobre el sistema de fallas trascurrentes dextrales de Zambapala en el Golfo de Guayaquil, Dumont et al.

(2005) con base a los desplazamientos sistemáticos de la red de drenaje concluyeron como velocidad de desplazamiento estimado sobre 5000 – 6000 años un valor de 5.8 y 8 mm/año sobre una estructura orientada N40°E. Esta falla se sitúa en el Golfo de Guayaquil con una dirección de extensión NS desde hace 140ka (Witt et al. 2006). Con un movimiento dextral siguiendo una dirección N40°E, la falla de Zambapala contribuye a la apertura NS del Golfo de Guayaquil y una componente hacia el Este de translación del Bloque Nor-Andino. (2) al Noreste del Golfo de Guayaquil, Winter et al. (1993) proponen una velocidad de deslizamiento dextral de 2.6-4.6 mm/año a lo largo de la falla de Pallatanga de dirección N30°E. El intervalo posible de velocidad de deslizamiento sobre esta falla es de 2.6-5.9 mm/año estimado sobre un perido de 130 ka; (3) Ego et al (1996) proponen una velocidad de deslizamiento sobre la falla de Chingual-La Sofía de 7 +/- 3 mm/año en un dirección N35°E, sobre el desfase observado sobre un flujo piroclástico datado en 8600 años. En la misma zona, Tibaldi et al (2007) a partir de una datación realizada en función de la cronología climática y de los desfases observados sobre fotos aéreas y en el campo proponen velocidades holocénicas ligeramente superiores entre 8.5 a 11.4 mm/año.

Estos resultados se resumen en la tabla 2 y están representados en la figura 3. Inicialmente se propuso la hipótesis de que el bloque situado al Este de estas fallas puede haber sido asimilado cinemáticamente a la parte de estable de América del Sur. Esta hipótesis es sin duda falsa, como lo indica la actividad sísmica sobre los cabalgamientos al pie de la cordillera oriental en donde el sub andino cabalga (figura 3). Sin embargo, como se verá, se discutirá en función de las predicciones del modelo obtenido la validez de esta hipótesis.

Con estas observaciones, podremos realizar la estimación del vector de rotación del bloque nor andino en relación a América del Sur estable. La estimación del movimiento del bloque rígido realizada utilizando el conjunto de los resultados tectónicos predicen en Ecuador un movimiento del bloque nor andino de 7.3±2.7 mm/año en una dirección N36°E. Este valor es compatible con las incertidumbres de las diferentes estimaciones de velocidad de deslizamiento de falla a excepción de la propuesta por Winter et al. (1993) sobre el segmento de Pallatanga, en donde encontró una velocidad entre 20 y 60 % menor. Esta diferencia puede reflejar una distribución del movimiento sobre muchas estructuras paralelas dentro de la zona y por lo tanto una sub estimación del movimiento del bloque andino de estos autores. Escojimos reducir el peso de esta observación por el cálculo de nuestra solución final. Los resultados de nuestra estimación del polo del bloque nor andino están en la tabla 2 y predicen un movimiento medio del bloque en Ecuador de 8.7 mm/año en una dirección N35°E.

En la solución que se calculó se usaron dos velocidades geodésicas para verificar la verosimilitud de este polo. La estación GPS de Riobamba tiene observaciones GPS desde hace una decena de años y está situada al Este del sistema de fallas Pallatanga-La Sofía. Su velocidad residual dentro del referencial bloque Norandino es de 1.5±0.9 mm/año hacia el Este y 11.0±2.2 mm/año hacia el Sur. Esta velocidad es compatible con un juego dextral sobre las fallas de Pallatanga- La Sofia y con un movimiento del bloque nor-andino de aproximadamente 9 mm/año hacia el NNE de acuerdo con nuestra estimación preferidad de 8.7 mm/año. Segundo, en la solución encontrada, la estación de Bogotá en Colombia presenta una velocidad residual de 4.4±0.9 y 7.1±2.1 mm/año respectivamente hacia el este y el norte, con relación a América del Sur estable. Nuestra predicción de velocidad del bloque nor-andino para Bogotá es de 5.0 mm/año (Este) 7.2 mm/año. Estas dos verificaciones sugieren que nuestra estimación de la cinemática del bloque Norandino, en primer orden, correcta y que el acortamiento acomodado sobre el frente sub-andino es pequeño (i.e., <10 mm/año).

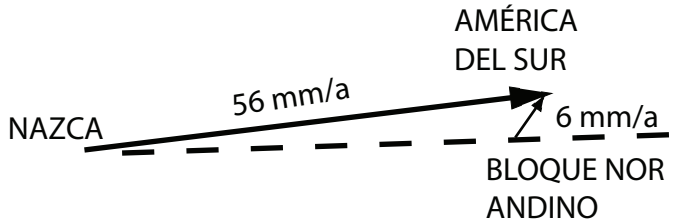


Figura 4. Triángulo cinemático entre la placas Nazca, América del Sur y el bloque nor-andino. La flecha Nazca/América del Sur viene de Kendrick et al. (2003). La línea de puntos indica la dirección promedia del movimiento relativo entre el bloque Norandino y la placa Nazca, determinada a partir de los vectores de movimiento de los sismos de subducción. La resolución del triángulo realizada sido obtenida imponiendo una dirección de movimiento del bloque Norandino de 25 grados con respecto a la placa América del Sur.

Los vectores de deslizamiento de los sismos de subducción reflejan el movimiento a largo plazo, entre la placa Nazca y el bloque Norandino. La figura 3 presenta los mecanismos focales de los sismos de subducción a una profundidad < 70 km y la proyección sobre un plano horizontal del vector deslizamiento asociado a cada sismo. Estos vectores indican una dirección dentro de un azimut medio de N88°E (Kendrick et al., 2003). Entonces es posible generar un triángulo cinemático y resolver el movimiento del bloque Norandino (figura 4). Para resolver completamente este triángulo, debemos imponer una dirección de movimiento del bloque Norandino.

Con una dirección de movimiento entre N30° y N40°, obtenemos una velocidad del bloque Norandino de 6.7±4.9 mm/año, compatible con la hipótesis propuesta para el movimiento del bloque Norandino.
La hipótesis de rigidez del bloque Norandino puede ser discutida. Ego et al (1996) proponen por ejemplo que el aumento de velocidades de deslizamiento hacia el Norte reflejan una deformación de este bloque. Si esta idea es cierta, debemos observar un cambio significativo del azimut de los vectores de deslizamiento a lo largo de la interfase de subducción que remonta hacia el Norte y las zonas de deformación acomodarían una extensión NS al interior del bloque Norandino. Estos dos puntos no han sido observados en Ecuador y la hipótesis de un bloque Norandino rígido permanece por el momento aceptable.

Por lo tanto, podemos concluir que a pesar de la poca información cuantitativa disponible para evaluar el movimiento del bloque Norandino, la coherencia de los resultados obtenidos sugiere una determinación en primer orden de su cinemática entre 6 y 9 mm/año.

5. Deformación intersísmica sobre la subducción ecuatoriana

Luego de que la placa Nazca subduce bajo el margen Ecuatoriano, una parte de la interface entre la placa Nazca y el margen queda bloqueado. Esta zona acumula esfuerzos cizallantes que aumenta con el tiempo. Este es el régimen inter sísmico. Cuando los esfuerzos pasan un cierto umbral, el deslizamiento se inicia y un sismo ocurre. La fase intersísmica puede ser modelizada aprovechando la linearidad de las ecuaciones de elasticidad. Al superponer un estado donde el conjunto de la interfase entre las placas tiene un deslizamiento libre (sin deformación) y un estado de deslizamiento en el sentido normal, se puede reproducir la deformación intersísmica observada en superficie. Es el modelo de « back-slip » introducido por Savage en 1983 que permite relacionar la deformación en la superficie de la placa calbalgante medida por GPS con el bloqueo a lo largo de la interfase de subducción. Más precisamente, el bloqueo sobre la interfase de subducción induce un acortamiento de la placa cabalgante. Los gradientes de velocidades horizontales son función de la velocidad de convergencia, de la pendiente de la zona bloqueada y de su extensión espacial.

Estudiamos el acople mecánico a lo largo de la interfase de subducción y proponemos una estimación de este acople capaz de reproducir las observaciones de tres sitios permanentes instalados desde 2007 sobre la costa ecuatoriana CHIS, (Cerro Chispas cerca de Manta), PPRT (Punta Prieta entre Bahía de Caráquez y Pedernales) y ESMR (Esmeraldas) (Fig. 5).

Por esto, nosotros utilizamos la geometría de la interface de subducción propuesta por Pontoise y Monfret (2004). Su estudio está basado sobre una red sismológica temporal que incluye 10 estaciones en tierra y 13 sismómetros de fondo marino (OBS), desplegados durante un período de tres semanas en una región comprendida entre el norte de Manta y la frontera Ecuador-Colombia.

Con las observaciones adquiridas de esta campaña permitieron luego, la determinación de un modelo de velocidad sísmica y de una localización precisa de los hipocentros. Estos autores concluyen una geometría del contacto intraplaca en dos planos: de la fosa a aproximadamente 120 km, la interfase presenta un buzamiento bajo de 10°. Hacia al Este, el buzamiento se acentúa y está en el orden de 35°. Los puntos geodésicos que hemos determinados están localizados sobre la costa ecuatoriana. Ellos no son sensibles al acople a lo largo de la parte mas inclinada de la interface. Dada la poca densidad de puntos, se eligió para verificar un modelo extremadamente simple (Fig. 5). Se modelizó la interface de subducción por dos planos de buzamiento 10° y de largo 120 km. De la latitud 2°S a el azimut medio de la fosa es de N13°E. Al Norte, pensamos en un azimut de N27°E. Se puso la dirección de convergencia placa Nazca / bloque Norandino determinada a partir de nuestro polo por el bloque Norandino y del modelo CAP10 de Kendrick et al (2003) para la placa de Nazca. Utilizamos el formalismo de back-slip precedentemente descrito para reproducir las velocidades geodésicas observadas. En este cálculo,

la velocidad de convergencia aparente placa Nazca/ bloque Norandino se dejó libre. La relación entre la velocidad de convergencia aparente y la velocidad real provee el coeficiente de acople mecánico entre las dos placas. Un coeficiente de 100% indica que el conjunto de la interfase es bloqueada, un coeficiente de 0% indica que las placas se deslizan libremente la una con respecto a la otra. Las velocidades GPS observadas en ESMR y PPRT dan un coeficiente de acople de 40%. Valores similares de acople han sido propuestos por Norabuena et al (1998) para el Codo de Arica (zona fronteriza entre Chile – Perú) y Vigny et al. (en prensa) en la región de Coquimbo al norte de Chile, dos regiones donde los grandes sísmos de subducción han ocurrido en el pasado. Estos valores reflejan probablemente el hecho que asperidades son localmente bloqueadas (es decir un coeficiente local de acople de 100 %) mientras que las zonas de alrededor se deslizan libremente. Este valor de 40% refleja entonces un valor medio de taza de acumulación de esfuerzos sobre la interfase.

Para la zona de Manta, obtuvimos un coeficiente de acople de 20%, dos veces menos alto que para el segmento Norte. La península de Manta está situada al sur de la ruptura del sismo de 1906, y en donde hacia el sur no existe la prueba de la ocurrencia de grandes sismos de subducción. Al contrario, esta zona ha sido el centro de sismos recurrentes de magnitud aproximadamente de 6. Esta diferencia de comportamiento en términos sismogenéticos correspondería a una interfase donde los fuertes esfuerzos no se pueden acumular. En esta zona donde la placa de Nazca transporta a la cordillera de Carnégie (Gutscher et al., 1999) que subduce bajo el bloque Norandino, nuestro resultado puede reflejar una naturaleza diferente del contacto intraplaca inducido por la cordillera.

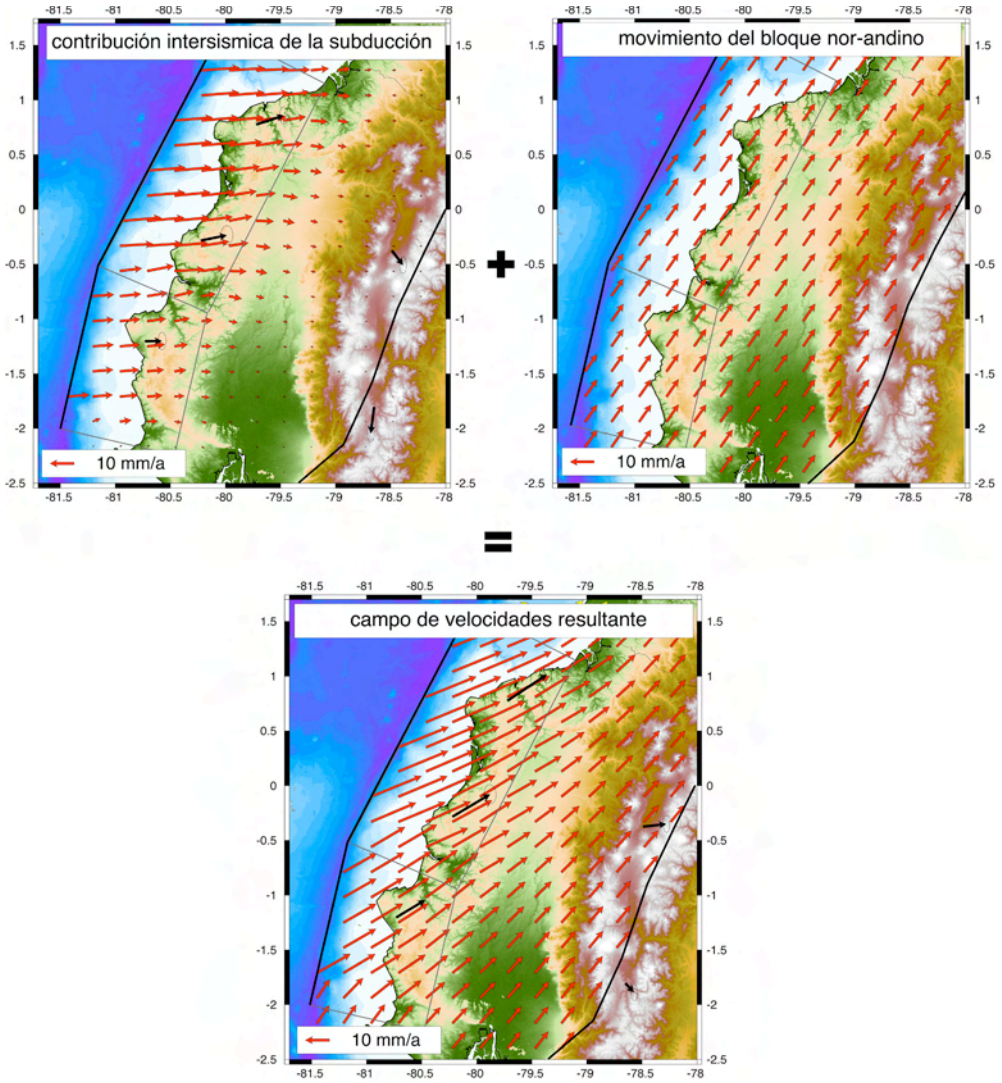


Figura 5. Modelización del campo de velocidades en Ecuador : cinemática bloque nor-andino, efectos de la subducción y modelo final.

6. Discusión

El conjunto de estos resultados permite proponer un marco de reflexión sobre la manera en la cual la convergencia oblicua Nazca / América del Sur tiene lugar en los Andes del Norte. Dentro de un modelo de particionamiento total, la interfase de subducción acomoda la totalidad del movimiento perpendicular a la fosa mientras que las estructuras intraplaca acomodan la totalidad de la componente para la fosa. El caso de un particionamiento nulo, la oblicuidad de la convergencia es acomodada a lo largo de la interfase de subducción. El caso de la margen ecuatoriana parece ser un caso intermedio. Para el caso del segmento norte de dirección N27°E, a una latitud 0°, la convergencia téorica Nazca/América del Sur es de 31 mm/año sobre la componente paralela a la fosa y 46 mm/año sobre la componente normal. El sistema de fallas Pallatanga-La Sofía – Chingual absorbe alrededor de 8 mm/año del movimiento paralelo a la fosa y en donde solamente 25-30% de la oblicuidad de la subducción (figura 6). Sobre la componente normal mientras tanto todo el movimiento parece estar acomodado sobre la interface de subducción.

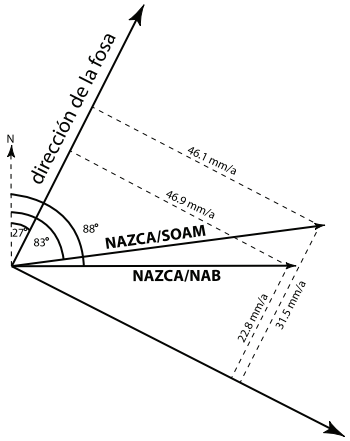


Figura 6. Esquema mostrando la descomposición del movimiento Nazca/América del Sur con la componente paralela y perpendicular a la fosa de subducción. El resultado se ha calculado para la latitud 0°, longitud -81.0°, usando las predicciones dadas por los vectores de rotación de la tabla 2.

En esta discusión, hemos despreciado el acortamiento acomodado en la cordillera oriental y en el cabalgamiento subandino. Con los datos actuales, no podemos estimar este movimiento, pero se puede limitar las posibilidades a este movimiento. Un límite superior está dado al anular el vector velocidad de CHIS, lo que permite suponer que el coeficiente de acople es 0 sobre la interfase de subducción. Esto da un límite superior de 11 mm/año en la dirección Este. Suponiendo que RIOP está situada sobre la zona compuesta entre el bloque Nor andino y América del Sur estable nosotros obtenemos un valor de 5.2 mm/año en una dirección SE. Finalmente para el punto S061 situado en Quito, su velocidad residual dentro del referencial América del Sur es de 9 mm/año hacia el Este. Este punto está dentro de una zona de deformación, pero si nosotros admitimos que una parte es absorbida sobre estructuras correspondiente al movimiento del bloque Norandino, este punto sugiere un acortamiento de 4.7 mm/año hacia el este. Las incertidumbres asociadas son altas. Sin embargo, si este acortamiento es del orden de 5 mm/año, el acople a lo largo de la subducción pasa del 20% al 10% para la zona de Manta y de 40 a 30 % sobre el segmento norte.

Los datos actuales no permiten aun constreñir perfectamente la acumulación de las deformaciones asociadas a los procesos de subducción. Los proyectos actuales, densificando las medidas geodésicas permanentes desde la costa justo al pie de la cordillera, realizando medidas de campañas y de tectónica activa sobre la Cordillera y al Este de ésta justo en la parte amazónica deberá aportar respuestas cuantitativas a estas preguntas en los próximos años.

Agradecimientos. Agradecemos M. Sébrier y C. Vigny por la lectura de este artículo y sus comentarios sobre la precisión de la determinación de la cinemática de la placa Nazca y la utilización de los datos de neotectónica y la cinemática del bloque Norandino. Sus comentarios constructivos nos ayudan a la calidad de este artículo. Agradecemos además al Instituto de Investigación de Desarrollo (IRD) por el soporte dentro de la fase preliminar de este proyecto. El presente estudio tuvo el soporte financiero del proyecto ANR-ADN con el contrato ANR-07-BLAN-0143-01.

Referencias

Angermann D., Klotz, J., y Reigber, C., Space-geodetic estimation of the Nazca– South America Euler vector, *Earth and Planetary Science Letters,171(3)*, 329-334, 1999.

Cande, S. C., y Kent, D. V., A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous Cenozoic, *J. Geophys. Res., 97(B10*), 13917-13951, DOI: 10.1029/92JB01202, 1992.

DeMets C, Gordon, R. G., Argus D. F., y Stein, S., Current plate motions. *Geophys J Int 101(2)*, 425-478, 1990.

DeMets C, Gordon, R. G., Argus D. F., y Stein S., Effect of recent revisions to the geomagnetic

reversal time-scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett. 21(20),* 2191-2194, DOI: 10.1029/ 94GL02118, 1994.

Dumont, J.-F., Santana, E., y Vilema, W., Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault, Gulf of Guayaquil (Ecuador), *Geomorphology, 65*, 223-239, 2005.

Ego F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., y Egues, A., Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes, *Tectonophysics, 259(1-3),* 101-116, 1996.

Ferland R, Kouba, J., y Hutchison, D., Analysis methodology and recent results of the IGS network combination. *Earth Planets Space 52(11)*, 953-957, 2000.

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 Planet. Sci. Lett., 168*, 255–270, 1999.

Herring T. A., King, R. W., y McClusky, S. C., GAMIT/GLOBK Reference Manual, Release 10.33, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachussetts Institute of Technology, 2008.

Iaffaldano G., Bunge H. P., y Dixon, T. H., Feedback between mountain belt growth and plate convergence, *Geology, 34(10),* 893–896, DOI: 10.1130/G22661.1, 2006.

Kellogg J. N., y BONINI, W. E., Subduction of the Caribbean Plate and Basement, Uplifts in the overiding South American Plate, *Tectonics, 1(3),* 251-276, 1982.

Kendrick E., Bevis, M.,Smalley, R. Jr., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., y Souto Fortes, L. P., The Nazca-South America Euler vector and its rate of change, *Journal of South American Earth Sciences, 16(2),* 125-131. doi:10.1016/S0895-9811(03) 00028-2, 2003.

Nocquet, J.-M., Willis, P., y García, S., Plate Kinematics of Nubia-Somalia of using a combined DORIS and GPS solution, *Journal of Geodesy, 80*, 591-607, DOI : 10.1007/s00190-006-0078-0, 2006.

Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, I., Ocala, L., y Ellis, M., Space geodetic observation of Nazca–South America convergence across the Central Andes. *Science, 279,* 358-362, 1998.

Norabuena, E., Dixon, T., Stein, S., y Harrison, C., Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate Motions, *Geophys. Res. Lett., 26(22)*, 3405-3408, 1999.

Pennington, W. D., Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of North Western South America, *J. Geophys. Res. 86*, 10753-10770, 1981.

Pontoise, B., y Monfret, T., Shallow seismogenic zone detected from an offshoreonshore temporary seismic network in the Esmeraldas area (northern Ecuador), *Geochem. Geophys. Geosyst., 5*, Q02009, doi:10.1029/2003GC000561, 2004.

Savage, J. C., A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res., 88*, 4984-4996, 1983.

Tibaldi, A., Rovida, A., y Corazzato, C., Late Quaternary kinematics, slip-rate and segmentation of a major Cordillera-parallel transcurrent fault: The Cayambe- Afiladores-Sibundoy system, NW South America, *Journal of Structural Geology, 29(4),* 664-680, 2007.

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y P. Mora, 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.

Vigny,C., Rudloff, A., Ruegg, J.-C., Madariaga, R., Campos, J., y Alvarez, M., Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile, *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 175(1-2),* doi: 10.1016/j.pepi.2008.02.015, 2009.

White, S. M., Trenkamp, R., y Kellog, J., Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador-Colombia subduction zone, Earth and Planetary Science Letters*, 216(3)*, 231-242, DOI: 10.1016/S0012-821X(03)00535-1, 2003.

Winter, T., Avouac, J.-P.., y Lavenu, A., Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphologic features, *Geophys. J. Int., 115*, 905-920, 1993.

Relaciones entre la evolución de la cuenca del Golfo de Guayaquil-Tumbes y el escape del Bloque Nor-Andino

César Witt[1], Jacques Bourgois[2]

[1]GéoAzur, UMR 6526,
Observatoire Océanologique de Villefranche-sur-Mer, France
Escuela Politecnica Nacional, Quito, Ecuador
Actualmente en : Collège de France. Chaire de Géodynamique, Aix en Provence, France

[2]GéoAzur, UMR 6526,
Observatoire Océanologique de Villefranche-sur-Mer, France
Université Pierre et Marie Curie (Paris 6) y Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), France

Resumen. La evolución de la cuenca del Golfo de Guayaquil-Tumbes (CGGT) está controlada por una extensión paralela a la fosa que resulta del escape del Bloque Nor-Andino (BNA). La interpretación de perfiles de sísmica de reflexión multitraza muestra que la extensión se encuentra controlada por una serie de fallas normales de bajo ángulo o detachments: Posorja, Jambelí y Tumbes, los cuales acomodan el período principal de subsidencia durante el Pleistoceno inferior (1.8-1.6 Ma). Estos detachments están limitados hacia el Oeste por un sistema de transferencia de movimiento localizado cerca de la zona de ruptura de la pendiente continental que se extiende desde el sistema de fallas Domito hasta la falla Banco Perú. El detachment de Tumbes corresponde a la estructura principal de todo el sistema y probablemente se conecta con las estructuras que limitan el BNA. El alargamiento total de un transecto de dirección N-S está comprendido entre 13.5 y 20 km. Este alargamiento es concordante con la tasa de desplazamiento del BNA combinada con una edad de 1.8-1.6 Ma para la fase de apertura principal. La subsidencia relacionada con el escape del BNA se encuentra casi enteramente localizada sobre la plataforma continental. La zona de la pendiente continental no es afectada por el escape debido a un bajo acoplamiento a lo largo del contacto interplacas. La CGGT al igual que otras zonas subsidentes resultantes del escape tectónico parecen estar controladas por una baja recurrencia de sismos. Sugerimos que la subsidencia y el alargamiento a lo largo de la CGGT tienden a debilitar la corteza impidiendo el almacenamiento del esfuerzo elástico liberado durante los eventos sísmicos.

Abstract. Trench-parallel extensional strain resulting from the northward drift of the North Andean block (NAB) controlled the tectonic evolution of the Gulf of Guayaquil-Tumbes basin (GGTB), at least for the past ~1.8-1.6 Myr. Industrial multichannel seismic and well data document that E-W to ENE low-angle detachment normal faults, the Posorja and Jambelí detachment systems to the north and the Tumbes detachment system to the south, accommodated the main subsidence step along the shelf area during the late Pliocene-Quaternary times (1.8-1.6 Ma to Present). Two tectonic regimes showing different styles and ages controlled the evolution of the southern Ecuador and northern Peru continental margin and shelf. The ~N-S extensional regime along the shelf area is related to NAB drift, whereas the E-W extensional regime along the continental margin results from tectonic erosion at depth. Strain rotation takes place along a major N-S trending transfer system formed by the inner Domito fault and the inner Banco Perú fault, which bound the detachment systems to the West. The strike slip component along this transfer system, roughly located at the continental margin-shelf break, evolved as a response to slip along the detachment systems bounding the basin to the north and to the south. The Tumbes detachment system is the master fault controlling basin evolution through time and may represent the shallower expression of a reactivated obduction megathrust. It connects landward with the continental structures assumed to be part of the eastern frontier of the NAB. For the past ~2 Myr, the total lengthening calculated along a complete N-S transect of the GGTB ranges between 13.5 and 20 km. This lengthening is compatible with the documented NAB drift for the same period of time. The GGTB is not a classical pullpart basin, and exemplifies a particular type of pull-apart basin basically controlled by (1) detachments extending downward across the brittle crust, and (2) the plate coupling along the subduction decollement, which controls the inward segmentation of deformation.

1. Introducción

El escape tectónico de un segmento de la placa superior es considerado como el resultado de las relaciones entre las placas subductante y superior en terminos de oblicuidad, acoplamiento interplacas y competencia de la placa superior. Las terminaciones extensionales ligadas al escape tectónico definen zonas de importante subsidencia relacionadas generalmente con un régimen de extensión paralelo a la fosa. La cuenca del Golfo de Guayaquil-Tumbes (CGGT) está ubicada en la extremidad Sur del Bloque Nor-Andino (BNA). El BNA se desplaza hacia el Norte a ~1 cm/año (i.e., Trenkamp et al., 2002) a lo largo de un sistema dextral complejo que se extiende entre Ecuador, Colombia y probablemente más al Norte en Venezuela (Figura 1).

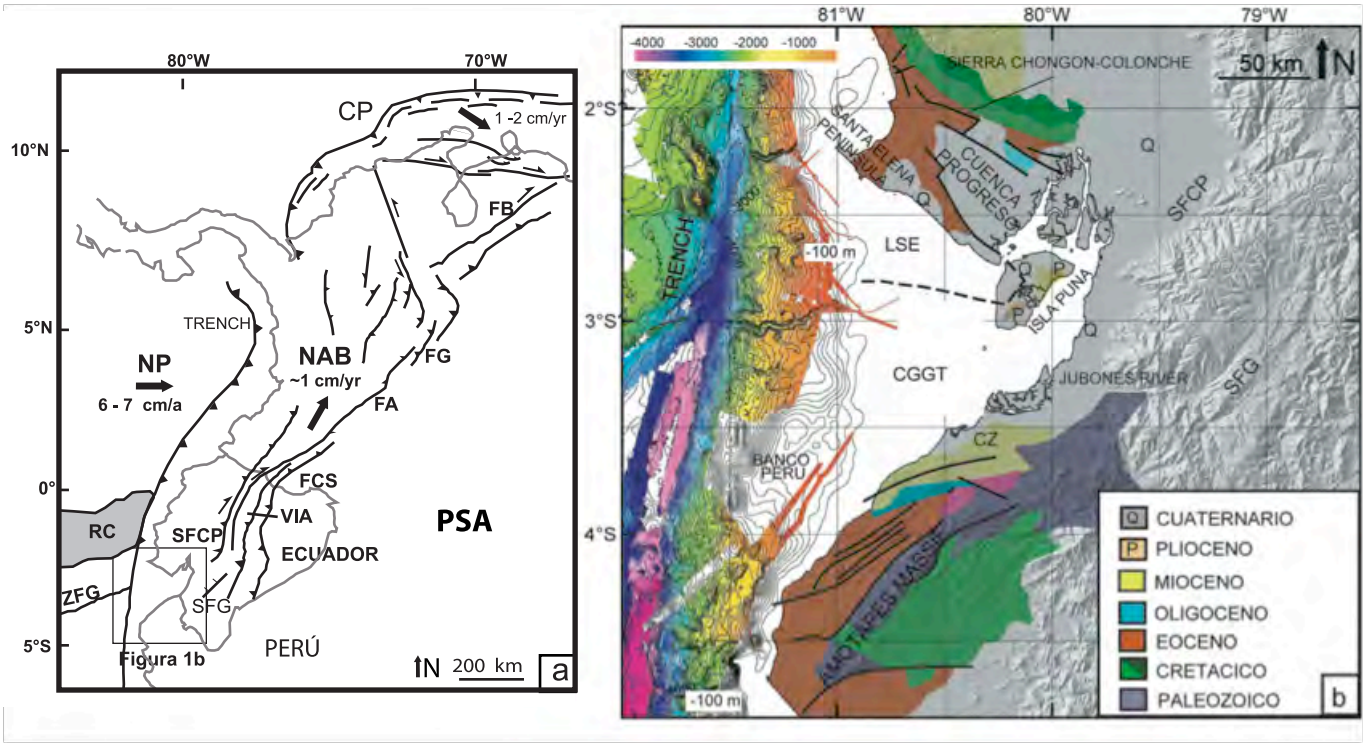


Figura 1. (a) Marco geodinámico del segmento Andino desde el norte de Perú hasta Venezuela mostrando los límites del BNA, modificado de Taboada et al. (2000). **(b)** Marco estructural de la CGGT, incluyendo las estructuras continentales principales. La batimetria es una recopilación de los cruceros Seaperc y Andinaut. La línea negra delimita el contorno batimétrico de -100 m, la cual sigue gruesamente el límite entre la plataforma y la pendiente continental. La geología de la zona continental viene de Zevallos (1970) y Benítez (1995). La leyenda (en inglés) es para ambas figuras: BNA, Bloque Nor-Andino; CZ, Cuenca de Zorritos ; FA, Falla Algeciras; FB, Falla Boconó; FCS, Falla Chingual-La Sofia; FG, Falla Guaicaramo; LSE, Levantamiento de Santa Elena; PC, Placa Caribe; PN, Placa Nazca; PSA, Placa Sudamericana;SFCP Sistema de fallas Calacalí-Pallatanga; RC CR, Ridge deCarnegie; SFG, Sistema de fallas Girón; VIA, Valle Interandino; ZFG, Sistema de fracturas de Grijalva.

La relación directa entre la formación de la CGGT y el escape del BNA fue propuesta tempranamente (Campbell, 1974; Sheperd y Moberly, 1981), sin embargo, la localización de las estructuras que controlan la evolución de la cuenca asi como los períodos de apertura han sido un elemento de debate (Sheperd y Moberly, 1981; Benítez, 1995; Deniaud et al., 1999). Recientemente varios artículos han estudiado la estructura y arquitectura general de la cuenca (Witt et al., 2006; Witt, 2007; Witt y Bourgois, in press; Bourgois y Witt, in prep.) y su relación con el escape tectónico del BNA a nivel geodinámico regional. En estos trabajos, proponemos un modelo de evolución de la CGGT basado en la interpretación de perfiles de sísmica de reflexión y datos de perforaciones adquiridos por PETROECUADOR y PERUPETRO, para las secciones ecuatorianas y peruana de la cuenca, respectivamente. El presente trabajo trata sobre la segmentación de la deformación a lo largo del margen y de la plataforma continental en la zona de la CGGT así como de la segmentación sismogénica relacionada. Los datos estructurales y geodinámicos que son la base de este artículo corresponden a un resumen de las conclu-

siones de mayor importancia publicadas en Witt et al., (2006); Witt (2007); Bourgois et al. (2007); Witt y Bourgois (sometido) y Bourgois y Witt (in prep.). Este último se concentra principalmente en la relación entre la deformación de superficie y la zona de sutura entre el basamento Paleozoico continental (hacia el Sur) y el basamento Cretácico de tipo oceánico acretado (hacia el Norte), aspecto que no sera tratado en este resumen.

2. Estructura de la cuenca del Golfo de Guayaquil -Tumbes

El análisis de aproximadamente 7000 km de lineas de sísmica de reflexión multitraza y datos de perforación para los segmentos ecuatoriano y peruano de la cuenca muestra que la zona de estudio está afectada por dos regímenes tectónicos diferentes (Figura 2).

La pendiente continental está afectada por fallas normales de dirección N-S pertenecientes al sistema de fallas Domito (SFD) y al Banco Perú. El período de deformación de este sistema se inicia en el Mioceno y se mantiene activo hasta el presente (aunque con una disminución de la actividad tectónica durante el Cuaternario). El sistema de fallas normales paralelas a la fosa se extiende hacia la pendiente inferior (Collot et al., 2002; Calahorrano, 2005). De la misma forma, el margen de Perú entre 4° y 7°30'S muestra la ausencia completa de estructuras contractiles. Este tipo de extensión, con dirección paralela a la convergencia de placas, ha sido interpretada como el resultado de la subducción erosión presente a lo largo del contacto interplacas. De esta forma; el régimen de subducción-erosión, ampliamente estudiado en la margen Norte del Perú (Bourgois et al., 1988; von Huene et al., 1991; Bourgois et al., 1993; Sosson et al., 1994; Bourgois et al., 2007) se extiende hacia el norte a lo largo del margen a la latitud de la CGGT y más hacia el Norte hasta el flanco Sur de la Cordillera de Carnegie (Sage et al., 2007). Este sistema de fallas muestra dos segmentos diferentes (Figura 2): 1) El segmento exterior, netamente extensional y formado por fallas de dirección N-S se inicia en la parte exterior del SFD y se prolonga hacia el Sur hacia el límite Oeste del Banco Perú. Este sistema termina hacia el Sur en el detachment de Talara, el cual se conecta al contacto interplacas a ~5°S. 2) El segmento interior limita hacia el Oeste las estructuras que resultan del escape del BNA y corresponde a un sistema de fallas de transferencia de movimiento formado por la parte interior del SFD y la falla Banco Perú.

La CGGT evoluciona a lo largo de la plataforma continental bajo dos períodos extensionales: el primero durante el Mio-Plioceno está caracterizado por bajas tasas de subsidencia y sedimentación; el segundo durante el Cuaternario está caracterizado por un incremento abrupto de la subsidencia llevando a la acumulación de aprox. 3500 m de sedimentos Cuaternarios a lo largo de las zonas más subsidentes de la cuenca. Tres detachments, Posorja, Jambelí y Tumbes (Figuras 2, 3 y 4), controlan la subsidencia de las cuencas Esperanza, Jambelí y Tumbes, respectivamente. La subsidencia Cuaternaria a lo largo de estas cuencas resulta de la extensión ligada al escape del BNA, y corresponde al proceso de subsidencia más importante del antearco ecuatoriano durante al menos los últimos 10 Ma. Los detachments de Posorja, Jambelí y Tumbes corresponden a fallas normales de bajo ángulo (20°-30°). La superficie de deslizamiento está situada en el límite entre el basamento acústico y el relleno sedimentario en el caso de los detachments de Posorja y Jambelí y dentro de la serie sedimentaria del Terciario para el detachment de Tumbes. Todos los detachments muestran su período principal de actividad en el Pleistoceno inferior, aunque varios sectores (especialmente del detachment de Posorja) pudieron ser activos anteriormente (Figuras 3 y 4).

El sistema de fallas de Puná-Santa Clara (SFPSC), comunmente asociado a la frontera Este del BNA (Deniaud et al., 1999; Dumont et al., 2005) actúa como una falla de transferencia desde el Pleistoceno inferior, acomodando el movimiento divergente de los detachments de Posorja (hacia el Sur) y Jambelí (hacia el Norte). La cordillera de Zambapala (segmento Sur de la Isla Puná), corresponde a la expresión superficial de la zona de mayor deformación a lo largo del SFPSC, y es coincidente con el sitio de conjunción de los detachments de Posorja y Jambelí. En el segmento Norte de la Isla Puná la deformación es netamente menos importante y decrece aún más cerca al continente. La extremidad Sur del SFPSC comunmente denominada como Estructura Amistad, está definida por un pliegue anticlinal cerrado hacia el Norte, que se abre más hacia el Sur y desaparece completamente a aprox. 3°25'S. El SFPSC se localiza solamente en las zonas de acomodación de movimiento entre los detachments de Posorja y Jambelí por lo que no puede ser considerado como la frontera principal del BNA en la zona de estudio.

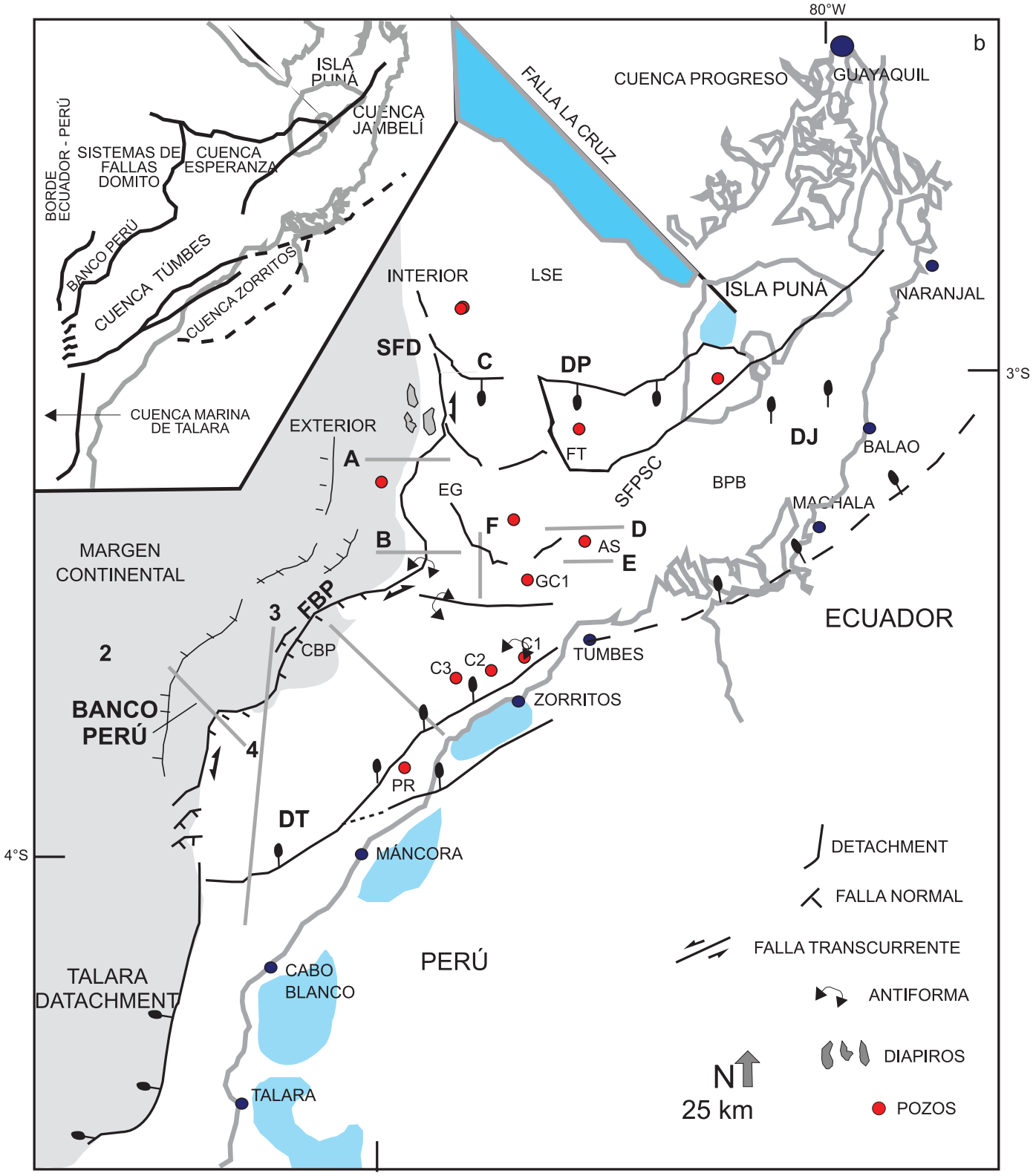


Figura 2. (a) Aspectos tectónicos de mayor importancia en la zona de estudio. **(b)** Mapa estructural de la zona de la CGGT. Los diapiros identificados son mapeados a una profundidad de 2 sTD (segundos tiempo doble). El fallamiento menor observado a lo largo de la cuenca Tumbes y dentro del graben Esperanza no son cartografiados en esta figura. Note que el detachment de Tumbes muestra una prolongación hacia el continente. Las zonas en azul claro muestran las zona costeras en levantamiento. A-F son las líneas de la parte ecuatoriana de la cuenca (datos PETROECUADOR) y 1 a 4 las de la parte peruana (datos PERUPETRO). La leyenda corresponde a: CBP, Cañon del Banco Perú; FBP, Falla Banco Perú; SFD, Sistema de fallas Domito; C1, C2 y C3, Pozos Corvina; GE, Graben Esperanza; GG1, Pozo Golfo de Guayaquil 1; DJ, Detachment de Jambelí; BPB; Bloque Puerto Bolívar; DP, Detachment de Posorja; PR, Pozo Piedra Redonda; SFPSC, Sistema de fallas Puná-Santa Clara; DT; Detachment de Tumbes; FT, Falla Tenguel.

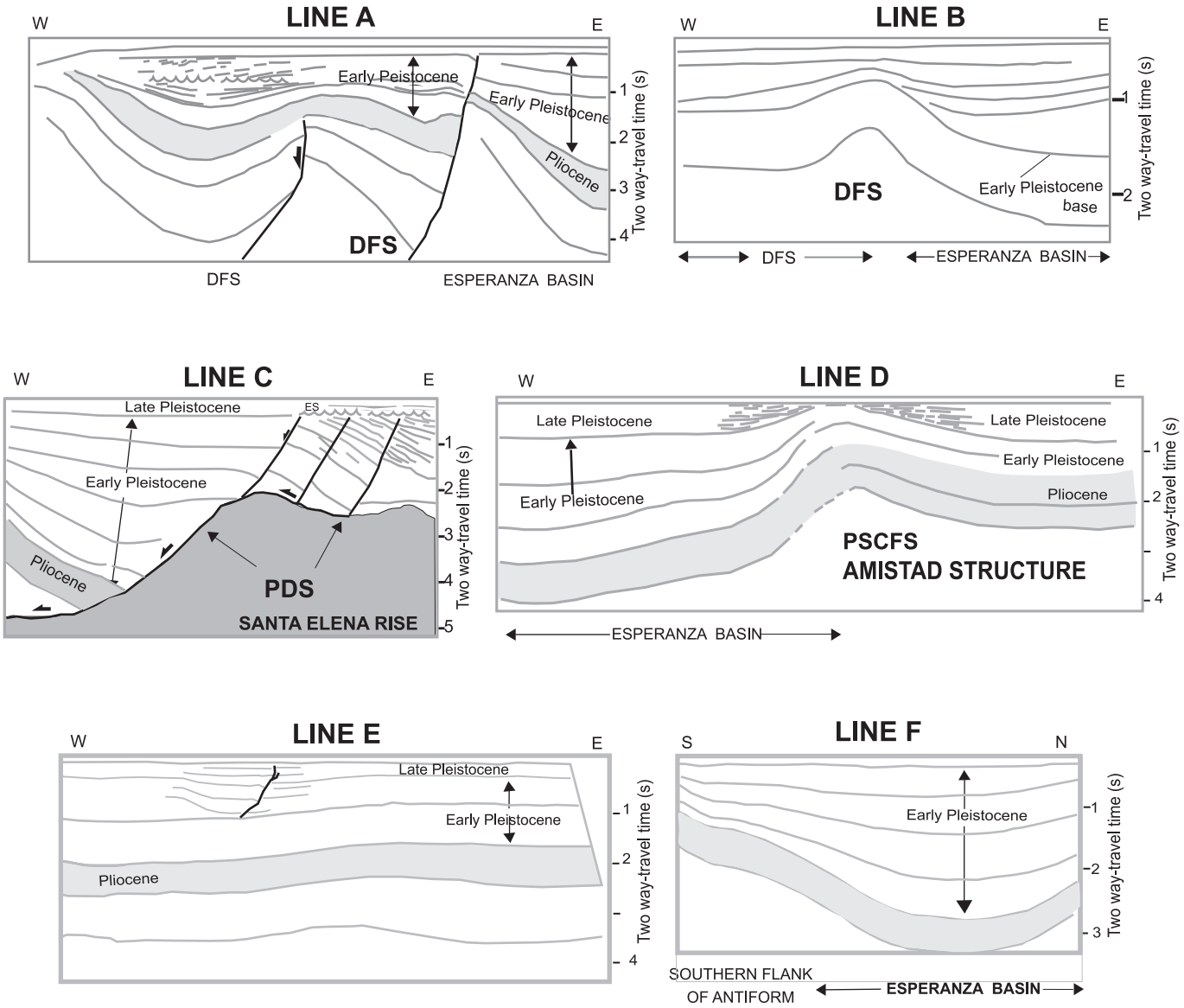


Figura 3. Lineas de sísmica de reflexión claves de la zona de la cuenca Esperanza (tomado de Witt et al., 2006). Aunque una relativamente alta depositación se da en el Mio-Plioceno el Pleistoceno inferior corresponde largamente al período principal de subsidencia y de individualización de depocentros de la cuenca.

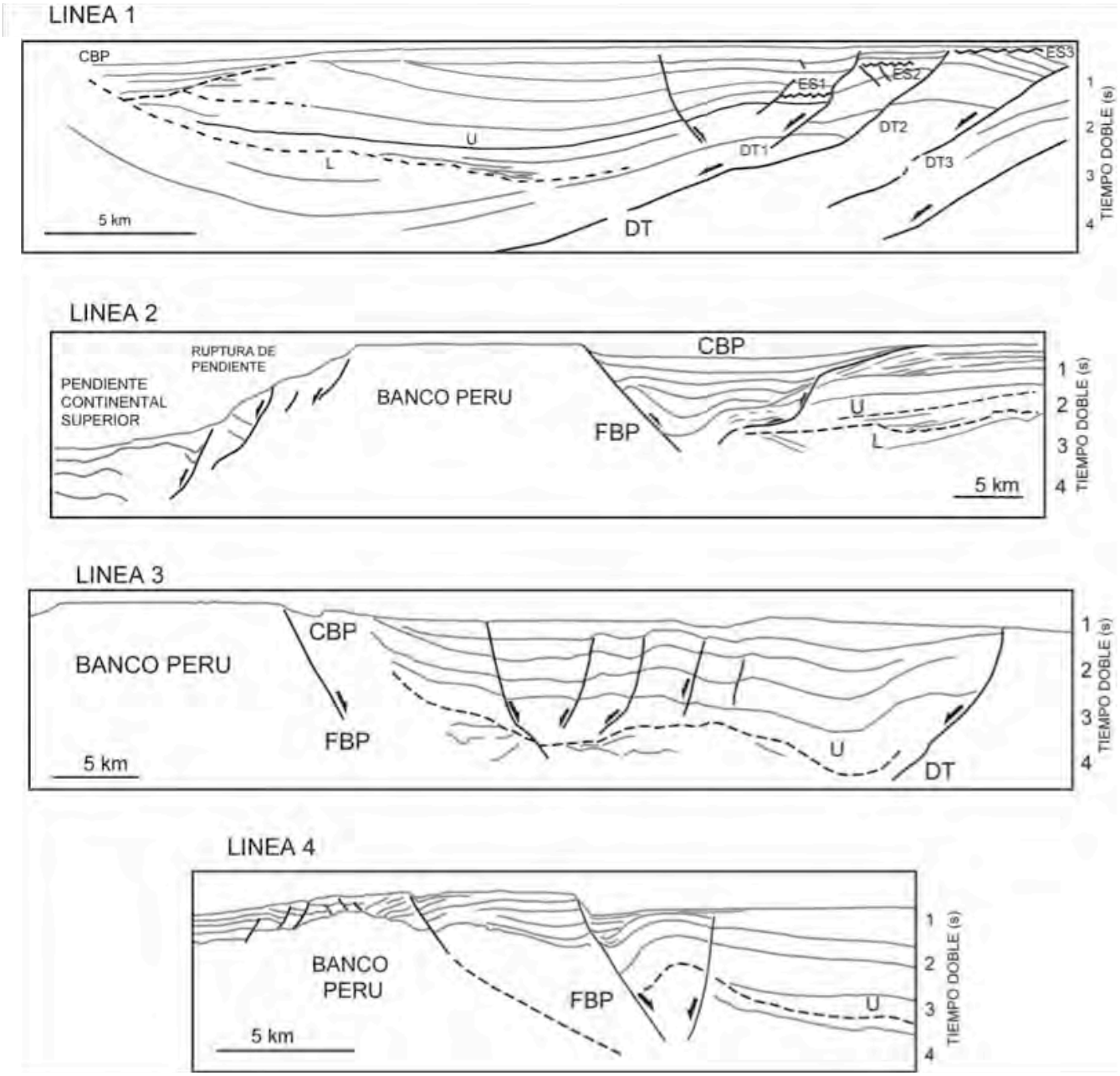


Figura 4. Líneas de sísmica de reflexión claves de la zona de la cuenca Tumbes (tomado de Witt y Bourgois, in press). La discordancia U corresponde a la base del Pleistoceno inferior tal como ha sido obtenida en los pozos de la cuenca Esperanza. Línea 1, detachment de Tumbes, note la migración de la deformación hacia el continente. Linea 2, Banco Perú, la falla Banco Perú limita hacia el oeste el depocentro de la cuenca Tumbes. Línea 3, transecto N-S a lo largo de la cuenca. Línea 4, Roll-over a lo largo de la falla Banco Perú. Note la diferencia en el tipo de deformación con respecto a la Línea 2. El carácter altamente cambiante de la deformación a lo largo de esta estructura y a lo largo de la parte interior del sistema de fallas Domito denotan el carácter transcurrente de esta estructura. La leyenda de la Figura 2 describe las iniciales utilizadas en esta figura.

Los datos de sísmica usados en este estudio permiten representar un transcecto completo de dirección N-S de las zonas subsidentes resultantes del escape del BNA. Hemos calculado el alargamiento de la cuenca como la suma de la extensión horizontal observada sobre cada falla mayor. Asumiendo: 1) un buzamiento uniforme, 2) que el deslizamiento es esencialmente ortogonal a las estructuras (coherente con el bajo ángulo de las superficies de deslizamiento), 3) que no existen rotaciones importantes, 4) que la compactación de sedimentos es despreciable con respecto a la subsidencia tectónica, o que ésta es compensada por el desplazamiento menor a lo largo de fallas normales con baja separación (Walsh et al., 1991), el alargamiento total para el Pleistoceno se encuentra comprendido entre 13.5 y 20 km (5 a 10% de alargamiento total). Este alargamiento es altamente concordante con la tasa de ~1 cm/a de escape del BNA con una edad Pleistoceno inferior (i.e., 1.8-1.6 Ma). Este valor probablemente se incrementaría si tomamos en cuenta el posible alargamiento Mio-Plioceno. No calculamos este último aspecto debido a que no existen evidencias claras de actividad a lo largo de las estructuras que limitan la CGGT para este período.

Cuencas de tipo pull-apart se desarrollan clásicamente a lo largo de zonas de cambio de rumbo o zonas de conjunción, si se desarrollan a lo largo de uno o de dos sistemas transcurrentes, respectivamente (i.e., Christie-Blick y Biddle, 1985). La arquitectura de la CGGT no corresponde a aquella de una cuenca de pull-apart clásica en la cual la subsidencia resulta del deslizamiento diferencial a lo largo de una o dos fallas transcurrentes. En la CGGT las estructuras transcurrentes (i.e., el SFPSC, la sección interna del SFD y la falla Banco Perú) acomodan el movimiento relacionado con las fallas extensionales. Este es exactamente el comportamiento contrario de aquel de las cuencas en pull-apart. El desarrollo de la CGGT como una cuenca pull-apart limitada hacia el oeste por la fosa, la cual actuaría como uno de los sistemas transcurrentes mayores (Sheperd y Moberly, 1981) es inconsistente con la segmentación de la deformación, tal como ha sido observada a lo largo de la pendiente y la plataforma continental. Además, las estructuras transcurrentes dentro de la CGGT (i.e., el SFPSC) no definen los límites transcurrentes principales del BNA, como había sido previamente sugerido (Deniaud et al., 1999; Dumont et al., 2005).

Los detachments de Posorja y Tumbes se extienden aproximadamente 50-100 km. Los perfiles de sísmica no muestran una segmentación horizontal importante del sistema ni la existencia de una superficie de decollement (desprendimiento) que eventualmente provocaría una segmentación vertical de la deformación. Además, estas estructuras resultan del desplazamiento de un bloque cortical. En zonas continentales, fallas de ~20 km de largo generalmente cortan completamente la parte sismogénica de la corteza (i.e., Jackson, 1987). Típicamente, los detachments de Posorja y Tumbes deben penetrar hasta el contacto interplacas. El cual se encuentra localizado a aproximadamente 20 km de profundidad en la zona de ruptura de pendiente (Calahorrano, 2005). No existen evidencias directas que permitan identificar la falla principal (master fault) que controla la evolución de la cuenca. Sin embargo, varios aspectos deben ser considerados: 1) La cuenca de Progreso no muestra una subsidencia importante durante el Cuaternario, además el detachment Posorja no es activo actualmente. El fin de la actividad a lo largo del detachment de Posorja y la migración de la deformación hacia el graben Esperanza es probablemente el resultado del bloqueo de la deformación hacia el Norte y la creación de una superficie libre hacia el Sur. 2) El detachment Posorja está limitado hacia el Este por el SFPSC (i.e., una extensión aproximadamente dos veces menor que el detachment Tumbes). 3) El rumbo del detachment de Tumbes es paralelo a la costa, lo que sugiere que esta estructura ejerce un control importante en la localización de la línea de costa. A lo largo de las zonas orientales de la plataforma continental ecuatoriana (Bloque Puerto Bolivar) la subsidencia es controlada por una estructura de características geométricas muy similares a la del detachment de Tumbes. Es probable que este bloque sea controlado por el detachment de Tumbes. Además, datos de vibro-zeiss muestran una estructura en detachment a lo largo de la planicie costera entre Machala y Balao. Esto sugiere que el detachment de Tumbes probablemente se extiende al Norte hacia el continente. 4) El detachment de Tumbes corresponde a la frontera sur de la zona subsidente resultante de la migración del BNA y probablemente se conecta hacia el norte con estructuras andinas transcurrentes o normales tales que la falla Pallatanga o Girón, respectivamente. Consideramos que la arquitectura superficial de la CGGT no es diferente de aquella de la mayoría de cuencas continentales: una falla o detachment principal que evoluciona conjuntamente con un sistema de estructuras antitéticas a lo largo del bloque subsidido resultando en una estructura de graben (Figura 5). Consideramos que el detachment de Tumbes corresponde a la estructura principal del sistema.

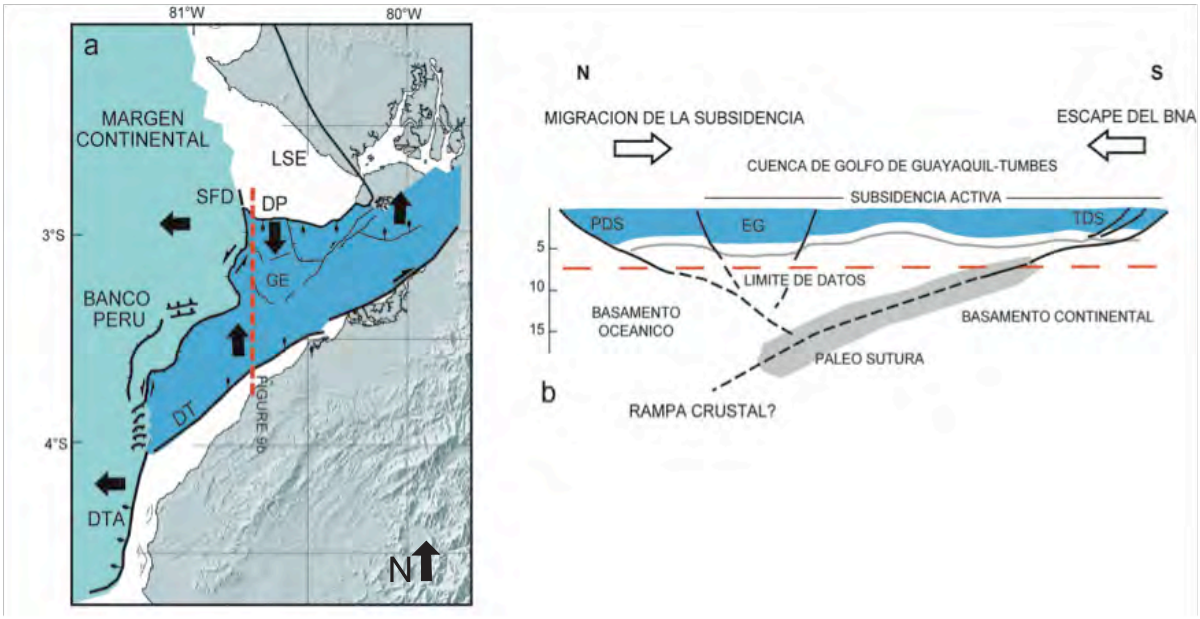


Figura5. (a) Reconstrucción tectónica de la CGGT durante el Pleistoceno inferior. Las zonas azules muestran las zonas donde la subsidencia es el resultado del escape del BNA. (**b)** Esquema de la CGGT a escala cortical.

3. Discusión

Los modelos de escape tectónico a lo largo de zonas de convergencia oblicua intentan explicar la existencia de un bloque crustal que se 'escapa' en términos de oblicuidad de la convergencia, del acoplamiento mecánico entre la placa subductante y la placa superior, y en términos de la competencia de la placa superior (Jarrard, 1986; McCaffrey, 1992; Platt, 1993; Yu et al., 1993; Liu et al., 1995; Chemenda et al., 2000; Upton et al., 2003). Sin embargo, varios de estos aspectos, sobre todo si el escape resulta de un bajo o alto grado de acoplamiento interplacas, son debatidos actualmente. Además, estos parámetros han sido analizados como características homogéneas del sistema de subducción en marcos regionales que van desde la fosa hasta en ciertos casos el tras-arco. Cambios de la sismicidad a lo largo del contacto interplacas son generalmente consistentes con las diferencias del acoplamiento mecánico entre ellas, un acoplamiento débil indicando un potencial sismogénico bajo y una baja probabilidad de ocurrencia de eventos sísmicos de importancia (i.e., Huang et al., 1997). La zona de subducción del NW de Sudamérica, entre 1°N y 8°S, está caracterizada por la ausencia de un evento sísmico mayor (Lay y Kanamori, 1982; Swenson y Beck, 1996). Basándose en variaciones de anomalías gravimétricas (ortogonales a la fosa), Song and Simons (2003) predicen una baja acumulación del esfuerzo elástico entre 1°N y 3°S y una alta acumulación entre 4°S y 8°S. Sin embargo, el segmento de margen continental entre 1°N y 3°S es altamente segmentado, incluyendo la zona de subducción de la Cordillera de Carnegie y la CGGT, las cuales deben ser tratadas diferentemente en términos de acumulación del esfuerzo elástico. De hecho las características fricciónales a lo largo del límite interplacas en la CGGT no son constantes.

La CGGT es un lugar de gran aporte de sedimentos ya que constituye la parte final de una de las dos principales cuencas que transportan los sedimentos desde los Andes ecuatorianos hacia la margen continental. La subsidencia de la CGGT atrapa los sedimentos a lo largo de la plataforma continental interrumpiendo su transporte hacia la fosa. Ha sido demostrado en varios lugares (i.e., von Huene and Scholl, 1991; Bourgois et al., 2000) que este aporte es un factor preponderante en el régimen tectónico de la subducción. La llegada de sedimentos hacia la fosa puede cambiar el régimen de subducción-erosión a subducción-acreción. La existencia de una columna relativamente delgada de sedimentos en la fosa promueve la subsidencia de estos en lugar de la construcción de un prisma de acreción (Clift y Vanucci, 2004). Por ejemplo, la edad del prisma frontal que se desarrolla entre la fosa y la pendiente continental inferior (Calahorrano, 2005), es concordante con las edades de alto nivel marino durante el Pleistoceno superior (las cuales han sido observadas en la CGGT, ver Witt et al., 2006), lo cual reduce el entrampamiento de sedimentos incluso si no existen cambios en las tasas de subsidencia. Esto refleja la importancia de la CGGT en el control del régimen tectónico a lo largo de la margen sur del Ecuador.

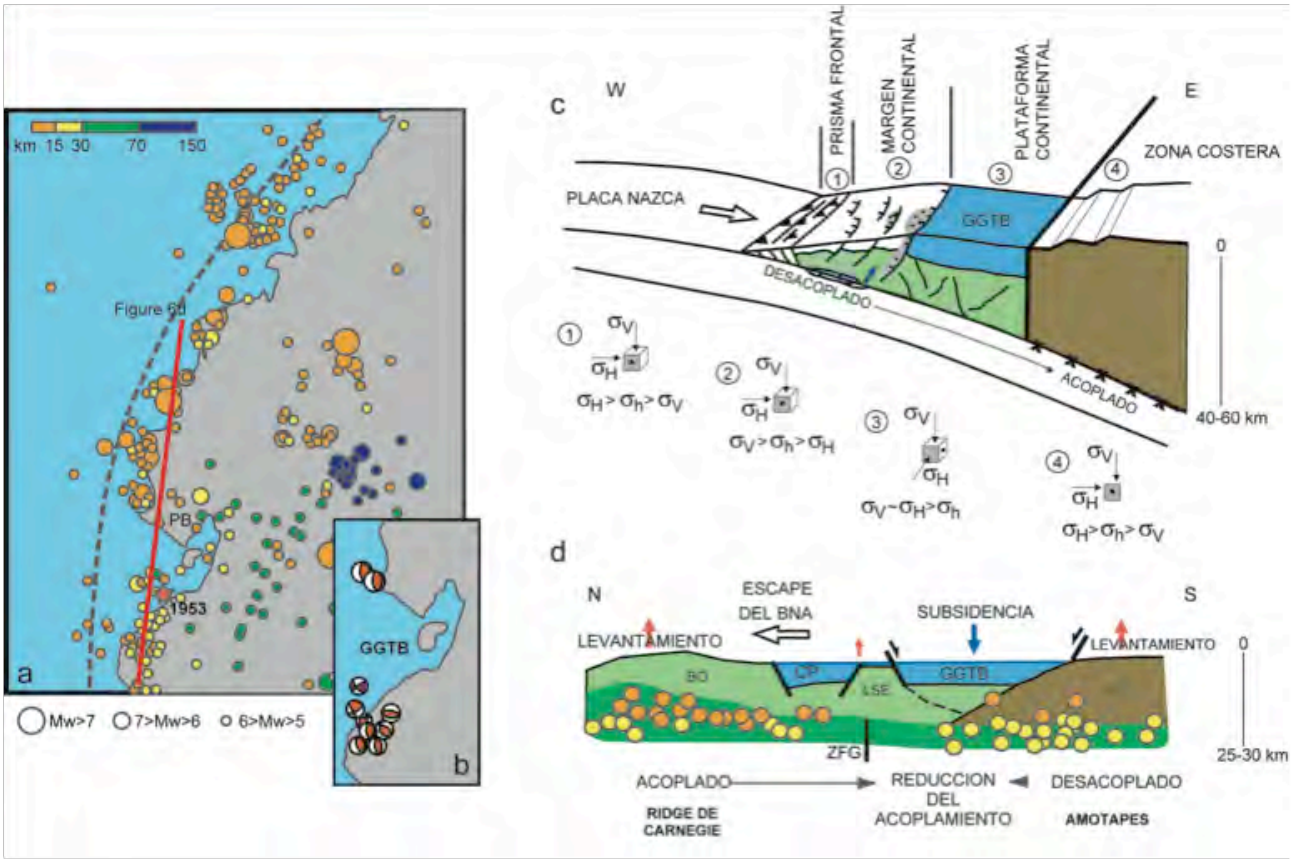


Figura 6. (a) Localización de eventos sísmicos a lo largo del segmento andino entre el sur de Colombia y el norte de Perú, data del catálogo USGS-NEIC. Localización del evento de 1953 (Mw 7.3) marcada por la estrella roja, dato tomado de Silgado (1957). **(b)** Mecanismos focales de eventos 5>Mw>6 obtenidos del catalogo Harvard. **(c)** Corte esquemático E-W de la zona de estudio. **(d)** Corte esquemático N-S entre la zona de subducción de la ride de Carnegie y los Amotapes.

Es muy probable que la cantidad de sedimentos que llegan hacia la fosa sea un factor de control importante en el tipo de régimen tectónico a lo largo del contacto interplacas sobre todo en la parte superior del contacto, hasta aprox. 4-5 km de profundidad. Calahorrano (2005) y Calahorrano et al. (2008) proponen la existencia de un canal de subducción conformado por sedimentos a alta presión que subducen a lo largo de este contacto. Los fluidos altamente presurizados son expulsados a aproximadamente 20 km al Este de la fosa. No existen datos geofísicos realistas que permitan imaginar las características del acoplamiento a lo largo del contacto interplacas bajo la CGGT. Sin embargo, un incremento del acoplamiento hacia el Este es coherente, sobre todo si una gran cantidad de fluidos es expulsada. La transición entre un contacto desacoplado (o parcialmente acoplado) y acoplado se da bajo el detachment de Tumbes (Bourgois et al., 2007). Al parecer un incremento gradual del acoplamiento se da entre la fosa y la zona costera. Sugerimos que en este escenario el margen continental no es afectado por el escape del BNA debido al bajo grado de acoplamiento a lo largo del contacto interplacas.

Datos sismológicos del catálogo USGS-NEIC, entre 1973 y 2007, muestran claramente que la CGGT es una zona de baja recurrencia de sismos de importancia (Figura 6, ver también, Engdahl et al., 1988). Además, la baja ocurrencia de sismos en la CGGT parece no estar relacionada con la zona de subducción como lo muestran los mecanismos focales obtenidos del Harvard Centroid Catalogue (Figura) los cuales definen mas bien un movimiento dextral transcurrente. La CGGT está limitada hacia el norte y hacia el sur por zonas de alta recurrencia de sismos (5<M<7) casi todos ellos definidos por mecanismos focales típicos de eventos de subducción. Hacia el norte la sismicidad se encuentra localizada en la zona de subducción de la Cordillera de Carnegie mientras que al sur ésta corresponde a una franja costera aproximadamente limitada por el detachment de Tumbes. Esta última corresponde a la zona donde el gran evento del 12 de Diciembre de 1953, M=7.3 ocurrió (el epicentro fue localizado a3°40’S y 80°30’W, es decir no lejos del detachment de Tumbes; Silgado, 1957). Sin embargo no existen evidencias que permitan aseverar si este evento se originó en el contacto de subducción o directamente

sobre el detachment de Tumbes. Estas evidencias sugieren que un bajo acoplamiento sismogénico ocurre bajo la CGGT, mientras que un alto acoplamiento sismológico ocurre hacia el norte, en la zona de subducción de la Cordillera de Carnegie, y hacia el sur, bajo la espesa corteza de los Amotapes. La sismogénesis ocurre en lugares donde la placa superior es lo suficientemente espesa y coherente para poder acumular el esfuerzo elástico que es liberado durante el evento sísmico (i.e., McCaffrey y Goldfinger, 1995; von Huene et al., 2004). En función de un examen global de zonas de subducción (McCaffrey y Goldfinger, 1995) se sugiere que el escape tectónico de un bloque de la placa superior limita la existencia de eventos sísmicos de subducción de importancia. El adelgazamiento crustal bajo la CGGT resulta del escape tectónico del BNA y de procesos de subducción erosión (Witt y Bourgois, sometido). La subsidencia de la CGGT tiende a debilitar la corteza lo que a su vez favorece la subducción erosión a lo largo de su base. Esto sugiere que si la placa superior no es capaz de almacenar el esfuerzo elástico la capacidad de generación de sismos decrece incluso si el acoplamiento mecánico entre la placa subductante y superior es fuerte, debido a que un incremento del esfuerzo promueve un incremento del fallamiento y no un incremento de la flexura.

Datos globales del catálogo USGS-NEIC muestran que los bordes extensionales ligados a sistemas de escape tectónico están caracterizados por una baja sismicidad. El Golfo de Penas (Chile), el Strait de Bussol (Japon), y el Strait de Sunda (Indonesia) han sido documentados como las zona subsidentes resultantes del escape tectónico a lo largo de los sistemas de subducción particionados de Chile, Kuril y Sunda-Sumatra, respectivamente (i.e., Huchon y Le Pichon, 1984; Forhsyte y Nelson, 1985; Kimura, 1986). Estas cuencas ubicadas aproximadamente en zonas donde la convergencia cambia de ortogonal a oblicua, muestran la inexistencia de eventos sísmicos M >7. Además, todas definen zonas de gap sísmico de eventos M >6. Estos eventos se incrementan sistemáticamente en la dirección de escape. Esta es una similaridad muy interesante entre la CGGT y las zonas descritas anteriormente. El análisis global de datos sismológicos es comúnmente insuficiente para caracterizar el comportamiento sismológico de las zonas de subducción. Sin embargo, los datos analizados en el presente trabajo, incluyen solamente la localización de eventos M >6 relativamente bien localizados. Trabajos adicionales son necesarios para determinar si la ausencia de eventos sísmicos mayores están ligados a otras relaciones entre el escape tectónico y la edad del slab subductante, el ángulo de subducción o la variación de las propiedades físicas a lo largo del contacto interplacas. Cabe anotar que la clara segmentación de eventos M>6 y la ausencia completa de eventos M >7 obtenidos en redes globales indica que una baja recurrencia de sismos existe a lo largo de los bordes extensionales ligados a sistemas de escape tectónico.

La CGGT representa una zona de cambio mayor en la cinemática de la geodinámica de convergencia ortogonal a subducción oblicua. Desde 1°N a 1°S la subducción se encuentra fuertemente afectada por la subducción de la Ride de Carnegie. Sin embargo, los vectores de deslizamiento indican una componente dextral (Ego et al., 1996) lo que resulta en una subducción con menos oblicuidad, aspecto típico de sistemas particionados. Este aspecto, conjuntamente con las tasas de migración obtenidas mediante el uso de GPS (i.e., Trenkamp et al., 2002), son los aspectos de mayor importancia para caracterizar el particionamiento a lo largo del sistema de subducción ecuatoriano. En la latitud de la CGGT la oblicuidad es cero o despreciable. La falla Pallatanga, propuesta como la frontera principal del BNA, se encuentra igualmente localizada en una zona donde la oblicuidad es muy débil. Una consecuencia trivial de este aspecto es que el particionamiento se da actualmente en zonas de oblicuidad despreciable. Varias similaridades existen entre la CGGT y el Estrecho de Sunda donde la subsidencia está controlada por la extensión paralela a la fosa resultante de la convergencia oblicua entre las placas Indo-Australiana y Euroasia. La falla Sumatra, la cual probablemente termina en el Estrecho de Sunda es considerada como el sistema transcurente mayor que acomoda el particionamiento del movimiento a lo largo de este sistema de subducción (Huchon y Le Pichon, 1984; Malod et al., 1995). El Estrecho de Sunda está localizado a lo largo de la plataforma continental y las estructuras que controlan la subsidencia parecen no extenderse hasta la fosa. Aquí, un sistema de fallas paralelas a la fosa, la falla Mentawai, es considerada como una segunda zona de acomodamiento de la deformación relacionada al particionamiento (Diament et al., 1992; Malod et al., 1995). El borde subsidente del antearco está definido por importantes variaciones ortogonales y paralelas del acoplamiento interplacas (Baroux et al., 1998). La existencia del Strait de Sunda y de la falla Mentawai han sido también explicadas en términos de cambio en el acoplamiento. Además, como ha sido indicado anteriormente, la zona está marcada por un gap sísmico y se desarrolla en un marco de oblicuidad de convergencia muy baja.

4. Conclusiones

La evolución de la CGGT está controlada por un régimen de extensión paralelo a la fosa que resulta del escape tectónico del BNA. La zona está limitada por fallas normales de bajo ángulo, los detachments de Posorja, Jambelí y Tumbes. La fase principal de subsidencia ocurre durante el Pleistoceno inferior. El detachment de Tumbes corresponde a la falla principal del sistema. Este se extiende hacia el continente y probablemente se conecta hacia el norte con los límites transcurrentes principales del BNA. El alargamiento durante el Pleistoceno inferior de la CGGT se encuentra comprendido entre 13.5 y 20 km, en concordancia con la tasa de desplazamiento propuesta para el BNA de ~1 cm/a combinada con una edad Pleistoceno inferior (i.e., 1.8-1.6 Ma) para la fase principal de apertura de la CGGT.

La subsidencia resultante del escape del BNA se encuentra concentrada sobre la plataforma continental. Los detachments que controlan la subsidencia están limitados hacia el oeste por la parte interior del SFD y la falla Banco Perú, los cuales actúan como un sistema de transferencia.

Fallas de transcurrencia a lo largo de los límites de la cuenca se desarrollan en respuesta a la actividad de los sistemas extensionales. Estos aspectos sugieren que la CGGT no corresponde a una cuenca pull-apart clásica como ha sido previamente sugerido.

El margen continental no está afectado por los procesos de escape tectónico debido al bajo grado de acoplamiento a lo largo del contacto interplacas. Sugerimos que los sistemas de escape tectónico son altamente dependientes de las variaciones locales de este acoplamiento, y que estas variaciones son importantes para definir las zonas en donde este escape se traduce en subsidencia. La modelación del particionamiento de la convergencia en términos de oblicuidad, de acoplamiento homogéneo, y de competencia constante de la placa superior a la escala del sistema de subducción completo parecen ser insuficientes al analizar los bordes subsidentes de los sistemas en escape tectónico. La CGGT, al igual que otros bordes de sistemas en escape tectónico, están caracterizadas por una baja recurrencia de sismos mayores. Proponemos que los procesos de subsidencia y de alargamiento relacionado a esta tienden a debilitar la corteza reduciendo la capacidad de almacenar el esfuerzo elástico que es liberado durante los eventos sísmicos.

Agradecimientos. Agradecemos a PETROECUADOR y PERUPETRO por los datos gentílmente ofrecidos para este estudio. El FUNDACYT, la Embajada de Francia, y el IRD ofrecieron las becas y el financiamiento necesarios para su realización. Jacques Bourgois realizó una estadía de larga duración en Ecuador como Investigador/Profesor a la Escuela Politécnica Nacional de Quito por medio de una puesta en disposición del IRD por el Centro Nacional de Investigación de Francia (CNRS). Se agradece a A. Taboada por las correcciones efectuadas a este trabajo.

Referencias

Baroux, E., Avouac, P., Bellier, O., y Sebrier, M., Slip-partitioning and forearc deformation at the Sunda trench, Indonesia, Terra Nova, 10, 139-144, 1998.

Benitez, S., Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur -Tertiaire, Géologie Alpine, 71, 5-163, 1995.

Bourgois, J., Pautot, G., Bandy, W., Boinet, T., Chotin, P., Huchon, P., Mercier de Lepinay, B., Monge, F., Monlau, J., Pelletier, B., Sosson, M., y von Huene, R., Seabeam and eismic reflection imaging of the tectonic regime of the Andean continental margin off Peru (4°S to 10°S), Earth and Planetary Science Letters, 87, 111-126, 1988.

Bourgois, J., Lagabrielle, Y., De Wever, P., Suess, E., y NAUTIPERC team, Tectonic history of the northern Peru convergent margin during the past 400 ka, Geology, 21, 531-534, 1993.

Bourgois, J., Guivel, C., Lagabrielle, Y., Calmus, T., Boulègue, J., y Daux, V., Glacialinterglacial trench supply variation, spreading-ridge subduction, and feedback controls on the Andean margin development at the Chile triple junction area (45-48°S), Journal of Geophysical Research, 105, 8355-8386, 2000.

Bourgois, J., Bigot-Cormier, F., Bourles, D., Braucher, R., Dauteuil, O., Witt, C., y Michaud, F., Tectonic records of strain buildup and abrupt co-seismic stress release across the northwestern Peru coastal plain, shelf, and continental slope during the past 200 kyr, Journal of Geophysical Research, 112, B04104, doi:10.1029/2006JB004491, 2007.

Bourgois, J., y Witt, C., The Gulf of Guayaquil-Tumbes basin: the role of an ancient obduction suture zone on basin formation, en prep.

Calahorrano, A., Structure de la marge du Golfe de Guayaquil (Equateur) et propriété physique du chenal de subduction, à partir de données de sismique marine réflexion et réfraction, Université Paris VI, Paris. Ph.d. thesis, 227 p., 2005.

Calahorrano, A., Sallarès, V., Collot, J.-Y., Sage, F., y Ranero, C., Nonlinear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel: Results from depth-migrated seismic data, Earth and Planetary science Letters, 267, 453–467, 2008.

Campbell, C. J., Ecuadorian Andes, in Mesozoic Cenozoic Orogenic Belts: Data for Orogenic Studies, Spencer, A. M. Ed., Geol. Soc. Spec. Publ., 4, 725 – 732, 1974.

Chemenda, A., Lallemand, S., y Bokun, A., Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: constraints provided by experimental modeling, Journal of Geophysical Research, 105, 5567-5581, 2000.

Clift, P., y Vannucchi, P., Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust, Review of Geophysics, 42, RG2001, doi:10.1029/2003RG000127, 2004.

Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M., y Operto, E., Exploring the Ecuador-Colombia active margin and interplate seismogenic zone, Eos, Transactions. American Geophysical Union, 83, 189-190, 2002.

Christie-Blick, N., y Biddle, K. T., Deformation and basin formation along strike-slip faults, En: Biddle, K.T., y Christie-Blick, N. (Eds.), Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. Society of Economy, Paleontology and Mineralogy Special Publication, 37, 1, 1985.

Deniaud, Y., Baby, P., Basile, C., Ordoñez, M., Montentegro, G., y Mascle, G., Ouverture et évolution tectono-sedimentaire du Golfe de Guayaquil: basin d'avant arc néogène et quaternaire du Sud des Andes équatoriennes, Comptes Rendus de l'Académie de Sciences Paris, 328, 181-187, 1999.

Dumont, J., Santana, E., y Vilema, W., Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault, Gulf of Guayaquil (Ecuador), Geomorphology, 65, 223-239, 2005.

Diament, M., Harjono, H., Karta, K., Deplus, C., Dahrin, D., Zen, T., Gerard, M., Lassal, O., Martin, A., y Malod, J., Mentawai fault zone off Sumatra: A new key to the geodynamics of western Indonesia, Geology, 20, 259-262, 1992.

Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., y Eguez, A., Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes, Tectonophysics, 259, 101-116, 1996.

Engdahl, E. R., Van der Hilst, R. P., y Buland, R. P., Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, Bulletin of the Seismological Society of America, 88, 722-743, 1998.

Forsythe, R. D., y Nelson, E. P., Geological manifestations of ridge collision: Evidence from the Golfo de Penas-Taitao basin, southern Chile, Tectonics, 4, 477-495, 1985.

Huang S., Sacks, I., y Snoke J. A., Topographic and seismic effects of long-term coupling between the subducting and overriding plates beneath Northeast Japan, Tectonophysics, 269, 279-297, 1997.

Huchon, P., y Le Pichon, X., Sunda strait and central Sumatra fault, Geology, 12, 668-672, 1984.

Jarrard, R.D., Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers, Geology, 14, 780-783, 1986.

Kimura, G., Oblique subduction and collision: forearc tectonics and the Kuril Arc, Geology, 14, 404-407, 1986.

Lay, T., Kanamori, H., y Ruff, L., The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes, Earthquake Prediction Research, 1, 3-71, 1982.

Liu, X., McNally, C., y Shen, K., Evidence for a rol of the downgoing slab in earthquake slip partitioning at oblique subduction zones, Journal of Geophysical Research, 100, 15351-15372, 1995.

Malod, J., Karta, K., Beslier, M. O., y Zen, M., From normal to oblique subduction: tectonic relationships between Java and Sumatra, Journal of Southeast Earth Sciences, 12, 85-93, 1995.

McCaffrey, R., Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation, Journal of Geophysical Research, 97, 8905-8915, 1992.

McCaffrey, R., y Goldfinger, C., Forearc deformation and great subduction earthquakes: implications for Cascadia offshore earthquake potential, Science, 267, 856-859, 1995.

Platt, J. P., Mechanics of oblique convergence: Journal of Geophysical Research, v. 98, p. 16239-16256, 1993.

Sage, F., Collot, J.-Y., y Ranero, C., Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from depth migrated seismic images at the central Ecuador convergent margin, Geology, 34(12), 997-1000; DOI: 10.1130/G22790A.1, 2006.

Sheperd, G. L., y Moberly, R., Coastal structure of the continental margin northwest Peru and southwest Ecuador: En Kulm, L. D. et al. (Editors), Nazca Plate: crustal formation and Andean convergence, Geological Society of America Memory, 154, 351-391, 1981.

Silgado, E., El movimiento sísmico del 12 de Diciembre de 1953, Primer Congreso Nacional de Geologia, Peru, 32, 225-238, 1957.

Song, T., y Simons, M., Large Trench-Parallel Gravity Variations Predict Seismogenic Behavior in Subduction Zones, Science, 301, 630-633, 2003.

Swenson, J., y Beck, S., Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes, and earthquake cycles along Colombia, Ecuador and Peru subduction segments, Pure and Applied Geophysics, 146, 67-101, 1996.

Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bjwaard, H., Olaya, J., y Rivera, C., Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia), Tectonics, 19, 787-873, 2000.

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymuller, T., y Mora, P. H., Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, Journal of South American Earth Sciences, 15, 157-171, 2002.

Upton, P., y Koons, P., Extention and partitioning in an oblique subduction zone, New Zealand: Constraints from three-dimensional numerical modeling, Tectonics, 22, doi:10.1029/2002TC001431, 2003.

Von Huene, R., y Scholl, D., Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust, Review of Geophysics, 29, 279-316, 1991.

Von Huene, R., Ranero, C., y Vanucchi, P., Generic model of subduction erosion, Geology, 32, 913-916, 2004.

Walsh, J., Watterson, J., y Yielding, G., The importance of small-scale faulting in regional extension, Nature, 351, 391-393, 1991.

Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jimenez, N., y Sosson, M., Development of the Golfo de Guayaquil (Ecuador) as an effect of the North Andean Block tectonic escape since the Lower Pleistocene, Tectonics, 25, TC3017, doi:10.1029/2004TC001723, 2006.

Witt, C., Constraints on the tectonic evolution of the North Andean Block trailing tail: evolution of the Gulf of Guayaquil-Tumbes basin and the intermontane basins of the central Ecuadorian Andes, PhD. Thesis, Paris VI University, 120 pp., 2007.

Witt, C., y Bourgois, J., Forearc basin formation in the tectonic wake of a collision-driven, coastwise migrating crustal block: the example of the North Andean block and the extensional Gulf of Guayaquil-Tumbes basin (Ecuador-Peru border area), GSA bulletin, aceptado.

Yu, G., Wesnousky, G., y Extrom, G., Slip partitioning along major convergent plate boundaries, Pure and Applied Geophysics, 140, 183-210, 1993.

Zevallos, O., Petróleo en rocas del basamento, Primer Congreso Latinoamericano de Geología, 2, 30-62, 1970.

Levantamiento Cuaternario costero del Arco de Talara (Ecuador y norte del Perú): cuantificaciones con las secuencias de terrazas marinas

Kevin Pedoja[1], Jean-François Dumont[2], Luc Ortlieb[3]

[1]Laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière
2-4, Rue des Tilleuls, Université de Caen (Campus 1), 14000 Caen cedex
Email : kevin.pedoja@unicaen.fr

[2]Escuela Superior Politécnica del Litoral, Campus Gustavo Galindo V
km 30.5 Vía perimetral, Casilla 09-01-5863
Guayaquil, Ecuador

[3]Institut de Recherche pour le Développement (IRD)
32 avenue Henri-Varagnat, F-93143 Bondy Cedex, France

Resumen.

Secuencias de terrazas marinas fueron estudiadas a lo largo del Arco de Talara. Este arco corresponde a una porción de más de 1000 Km de costas en Ecuador y Norte del Perú caracterizada por una subducción cóncava. En esta zona se analizaron secuencias que incluyen 7 terrazas marinas hasta 360 m de altura sobre el nivel del mar. La datación de los depósitos arenosos de terrazas marinas se hizo con el método de Luminiscencia Óptica Estimulada por infra-rojos (IRSL), con la cual se logró fechar depósitos antiguos como el MIS 9 (330 ka). Se obtuvieron datos de ^{14}C y U/Th sobre conchas de bivalvos y gasterópodos por un control cruzado. Las tasas de levantamiento se ubican entre 0.1 y 0.5 mm/a. El levantamiento más fuerte se observa en la Península de Manta, al frente de la zona de subducción de la Cordillera de Carnegie. El levantamiento es homogéneo y relacionado con 1) la curva del arco de Talara, 2) la concavidad del plano de subducción y 3) la subducción de la Cordillera de Carnegie.

Abstract.

Marine terrace sequences have been investigated along the Talara Arc, a 1000-Km-long stretch of the coast of Ecuador y northern Peru, characterized by subduction with a concave plan-view. Seven areas were investigated, evidencing up to seven marine terraces with elevations up to 360 m above mean sea level (amsl). Dating of the terraces was performed with the Infra Red Stimulated Luminescence (IRSL) technique on sands as old as MIS 9 (330 ka). 14C y U-series dates were obtained from fossil shells for geochronological cross control. Mean uplift rates along the Talara Arc range from about 0.10 up to 0.50 mm/yr. The strongest uplift is observed in the Manta Peninsula of Ecuador in front of the subduction of the Carnegie Ridge. The uplift rate tends to slow down towards the northern y southern ends of the Talara Arc y then the transition toward the stable or subsiding coasts of central Peru y northern Ecuador y Colombia is sharp. The uplift appears to be homogeneous y related to 1) the map view curvature of the Arc, 2) the concave subduction pattern y 3) the Carnegie Ridge subduction.

1. Introducción

La deformación vertical a lo largo de la costa de América del Sur está relacionada con los procesos de convergencia entre las placas de Nazca y América del Sur, y las zonas costeras que presentan levantamiento están generalmente relacionadas con la subducción de asperidades batimétricas: la cordillera submarina de Nazca (Gutscher et al., 1999b; Hsu, 1992; Macharé y Ortlieb, 1992), Carnegie (Gutscher et al., 1999a; Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2003; Pedoja et al., 2006b; Pedoja et al., 2001; Pedoja et al., 2006c), y la Cocos (Corrigan et al., 1990; Gardner et al., 1992). A lo largo de las áreas concernientes a la subducción de corteza oceánica normal, las zonas costeras muestran estabilidad o subsidencia (Macharé y Ortlieb, 1992; Ortlieb et al., 1996). Las secuencias de terrazas marinas Pleistocenas emergidas entre 1.5° N y 6.5° S en Ecuador y norte de Perú (CERESIS, 1985) han sido descritas por una serie de estudios locales (Cantalamessa y Di Celma, 2004; DeVries, 1984; DeVries, 1986; DeVries, 1988; Dumont y Benitez, 1996; Dumont et al., 2005b; Marchant, 1961; Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2003; Pedoja et al., 2006b; Pedoja et al., 2001). Pedoja et al. (2006c) propusieron un modelo regional basado en la geometría y mecanismos de la subducción, sin embargo, este modelo no incluyó el levantamiento registrado por la zona costera del norte del Ecuador (Río Verde). El segmento levantado del Arco de Talara se acaba abruptamente al norte (1.5°N) y al sur (6.5°S). El presente trabajo describe las secuencias de terrazas marinas que se ubican en Ecuador y Norte de Perú y presenta el cálculo de las tasas de levantamiento cuaternarias.

2. Marco geodinámico y geológico

Desde el punto de vista de la morfología regional, el Arco de Talara se extiende sobre más de 1000 Km de largo, bordeado al oeste por la zona de subducción y al este por el piedemonte Andino, incluyendo el plateau continental y la margen costera (Pedoja et al., 2006c). Cabe destacar que el término "arco" en este caso no se refiere a una posición con respecto al marco geodinámico, (arco volcánico, ante-arco o tras-arco) sino únicamente a su forma geográfica arqueada. La parte central del Arco de Talara se ubica al borde de la deflexión de Huancabamba (o Cajamarca) (Daly, 1989; Ganser, 1973; Mourier et al., 1998; Roperch et al., 1987). Al sur del Arco de Talara, los Andes son altos y anchos (Sloss, 1994; Watts et al., 1995), y la margen costera es estrecha y baja. En la región del Arco de Talara, los Andes son relativamente bajos y estrechos, (Sloss, 1994), mientras la margen costera es ancha (160 Km en la parte central del Ecuador). La placa de Nazca se subduce bajo la placa de América del Sur (N80°E) a una velocidad de 58-78 mm/a (Figura 1) (De Mets et al., 1990; Trenkamp et al., 2002). Esta dirección define una subducción oblicua al sur y al norte del Arco de Talara, con una oblicuidad de menos de 20° al Sur (Norte de Perú), hasta 50° en el norte de Ecuador (Ego et al., 1996). La subducción oblicua está relacionada con el escape hacia el NE del Bloque Nor Andino con una tasa de 7-10 mm/a (Kellogg y Vega, 1995; Trenkamp et al., 2002), y la apertura del Golfo de Guayaquil (Deniaud et al., 1999; Dumont et al., 2005a; Dumont et al., 2005b; Witt et al., 2006).

Al frente del Arco de Talara, sobre la placa de Nazca, se ubican la cordillera submarina de Carnegie y la zona de fractura de Grijalva (ZFG, Figura 1). El inicio de la subducción de la cordillera submarina de Carnegie probablemente empezó al final del Plioceno (Lonsdale, 1978; Pedoja et al., 2006b; Pedoja et al., 2006c). La ZFG tiene una orientación NE-SO con un desnivel de 700 m hacia el sur. Esta zona entra en subducción al frente del Golfo de Guayaquil. La placa subducida tiene una pendiente normal (25-30 °) al norte de ZFG (Guillier et al., 2001), y una geometría plana al sur (Gutscher et al., 1999a).

Los Andes del Ecuador y del norte del Perú fueron formados por acreciones sucesivas de bloques durante el Mesozoico (Mourier et al., 1998) y al inicio del Cenozoico (Feininger y Bristow, 1980; Jaillard et al., 1995). De manera general, las terrazas y los depósitos marinos de poca profundidad de edad Plioceno y Cuaternario (Fm. Canoa en Manta, Fm. Tablazo en Santa Elena y Puná, Fm. Taíme en el Norte de Perú) sobreyacen en discordancia a los depósitos de los períodos antes citados (i.e. Oligoceno-Mioceno). Sin embargo, los depósitos de terrazas marinas están constituidos de facies de poca profundidad muy similares a las del Plioceno, por lo que es difícil definir donde se ubica la frontera entre estas dos unidades (cuando ambas unidades están presentes).

En el Arco de Talara y particularmente en la parte Peruana del Arco, el paisaje es caracterizado por el desarrollo de amplias superficies planas (hasta 30 Km) que han sido tradicionalmente denominadas «Tablazos» (Bosworth, 1922; DeVries, 1984; DeVries, 1988). Los Tablazos corresponden a una secuencia de terrazas marinas en la cual no se distingue

bien el pie de acantilado. La superficie primitiva de estos Tablazos:1) está sometida a la acción del viento (erosión y/o sedimentación), y 2) muestra una reocupación de plataforma durante los interglaciares sucesivos, aspecto que tiende a formar terrazas marinas compuestas sin pie de acantilado visible como ha sido descrito por Kelsey y Bockheim (1994), y Trenhaile (2001; 2002).

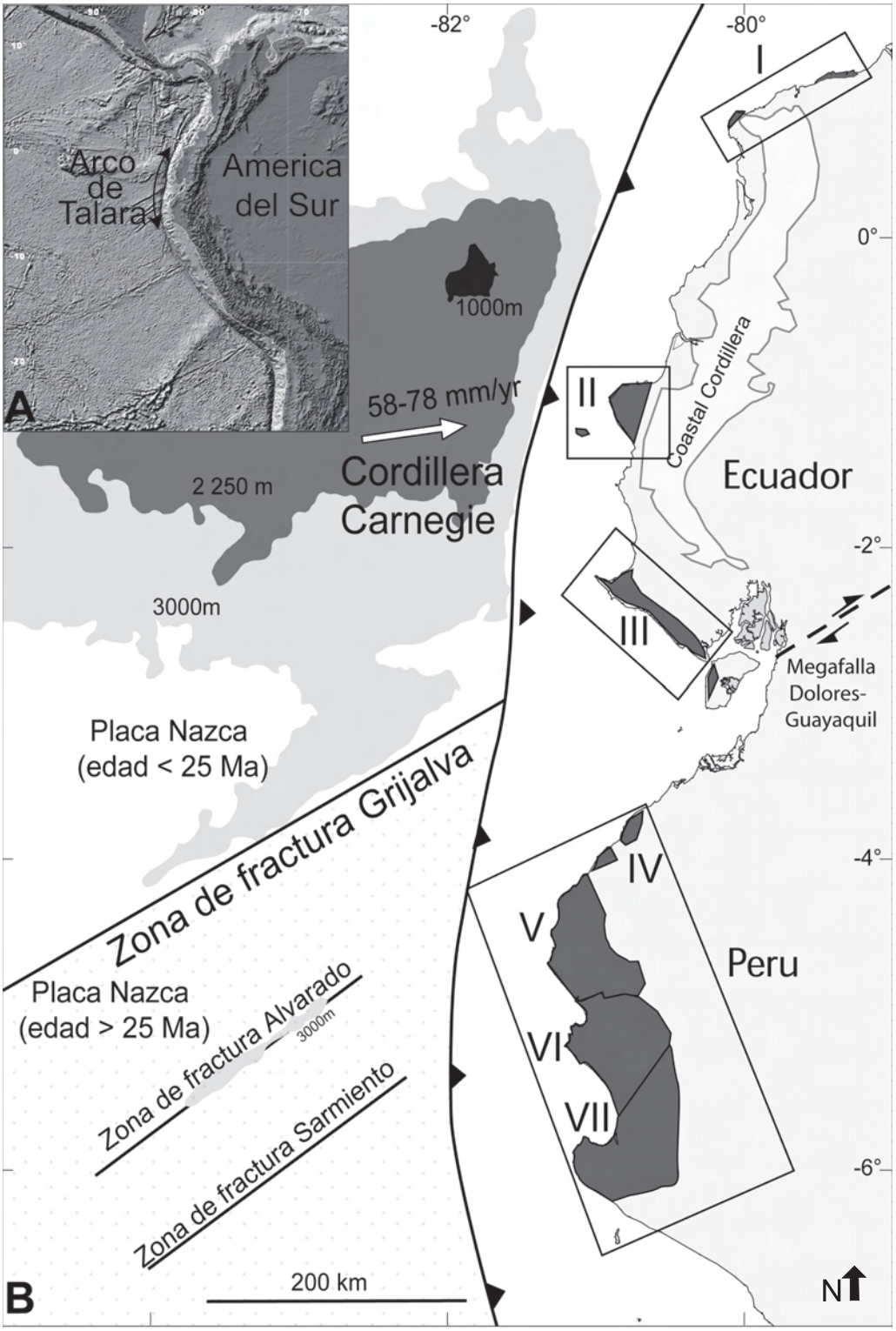


Figura 1. (A) Localización del Arco de Talara en América del Sur. **(B)** Marco geodinámico y secuencias de terrazas marinas en el Arco de Talara. Ecuador: **I** Costa Norte : Río Verde y Galera Point, **II** Costa central: Península de Manta y Isla de la Plata **III** Golfo de Guayaquil: Península de Santa Elena y Isla Puná. Perú : **IV** Cancas, **V** Mancora: Los Órganos, Lobitos, Talara, **VI** Península de Paita, **VII** Península de Illescas y Bahía de Bayovar.

3. Métodos

Una terraza marina es una plataforma de abrasión fósil que puede estar o no cubierta por depósitos marinos. Si la terraza marina se encuentra emergida, quiere decir que fue formada durante un alto nivel del mar; por lo tanto, una secuencia de terrazas marinas levantadas corresponde al registro geomorfológico de la repetición de los altos niveles glacio-eustáticos del mar sobrepuesto sobre una costa que se levanta. (Bull, 1985; Ota, 1986). Los altos niveles del mar durante el Cuaternario, los cuales representan fases interglaciales, están correlacionados con estadios y sub-estadios isotópicos marinos del oxígeno (MIS), y se representan con los números impares (MIS 5, 7, 9...). Algunos interglaciales incluyen variaciones eustáticas menores relacionadas con varios altos niveles del mar, referidas con un sufijo (MISS 5a por ejemplo). Ahora se usa de manera clásica (Pedoja et al., 2006a; Pedoja et al., 2006b; Pedoja et al., 2008; Pedoja et al., 2006c) la ecuación (E-e)/A que da la tasa de levantamiento media para la terraza marina considerada, donde (E-e) representa el desplazamiento total del pie de acantilado de la terraza. Esto corresponde a la altura presente del pie de acantilado (E) menos el nivel eustático del MIS (e) con respeto al presente. El término "A" corresponde a la edad del MIS considerado para la abrasión del pie de acantilado de la terraza. La determinación de los niveles eustáticos y las edades de los MIS provienen de Zazo (1999) (Tabla 2 por los valores). En este estudio todas las alturas están dadas en metros encima del nivel medio del mar (amsl) con referencia al mareógrafo más cercano. Las terrazas son nombradas T1, T2, T3 desde la más baja hacia la más alta.

La interpretación cronoestratigráfica de las terrazas está basada en 3 métodos de datación de depósitos: Luminiscencia óptica infra-roja (IRSL), U/Th y ^{14}C. La datación por Luminiscencia (Aitken, 1985; Aitken, 1998), ha sido recientemente aplicada a terrazas marinas formadas por arenas marinas someras (Wood, 1994), esta técnica fue usada sobre los feldespatos en los depósitos de terrazas marinas del Arco de Talara. La dosis equivalente (De) fue determinada usando una versión modificada del *Single Aliquot Regeneration*(Murray y Wintle, 2000) sobre los feldespatos como había sido efectuado por Lamothe y Auclair (1999) y Auclair et al., (2002). El *Anomalous fading* de los feldespatos fue corregido usando la ecuación recientemente propuesta por Huntley y Lamothe (2001). Más detalles acerca de la técnica de datación se pueden encontrar en Pedoja et al. (2006b; 2006c). Desde los años sesenta, el método U/Th es aplicado a conchas de depósitos de terrazas marinas (Herbert Veeh, 1966; McLaren y Rowe, 1996). La datación con ^{14}C fue hecha sobre conchas de terrazas marinas del norte de Perú cuya edad fue relacionada anteriormente con el Holoceno (Macharé y Ortlieb, 1994). Esta datación ^{14}C fue procesada por Beta Analytic (Miami, USA).

4. Secuencias de terrazas marinas del Arco de Talara

La mayor parte del Arco de Talara presenta una costa rocosa con penínsulas y cabos (por ejemplo Manta, Santa Elena, Paita) separados por una distancia de 50-150 Km. (Figura 1).

Desde ~ 1.5 Ma BP, el área de la regresión total debida al levantamiento de la costa alcanza 20 000 Km. El retiro de la línea de costa es generalmente de 20-30 Km, con excepción del norte de Perú donde puede llegar hasta 70 Km tierra adentro. Se describe las secuencias desde el norte hacia el sur, enfocándose más detalladamente en las descripciones de las secuencias de Ecuador.

4.1 Levantamiento costero en Ecuador

En Ecuador, las secuencias de terrazas marinas se ubican en 3 zonas, las cuales son del norte al sur (Figura 1): 1) Costa Norte cerca de Esmeraldas, 2) Península de Manta e Isla de la Plata, y 3) Margen norte del Golfo de Guayaquil (Península de Santa Elena e Isla Puná).

4.1.1 Costa Norte (secuencias Ia & Ib)

4.1.1.1. Descripción

En Río Verde, una secuencia de terrazas marinas (Figura 2, secuencia Ia en la Figura 3) incluye dos terrazas pleistocenas y un nivel problamente del Holoceno (llamado nivel Rocafuerte). El nivel Rocafuerte se extiende desde Camarones hasta África y tiene una altura máxima de 6 ± 1 m. La medición de esta altura se hace difícil por los derrumbes que ocurren al pie del acantilado. Las terrazas marinas se pueden observar entre los pueblos de Las Peñas y Camarones, a lo largo de un tramo de 20 a 25 Km con un ancho de 2 a 4 Km. La extensión lateral de estas terrazas está limitada por fallas que llegan hasta el mar al oeste de Bocana de Lagarto y Camarones. Además, los pie de acantilado pueden sobreponerse sobre fallas de orientación NNO- SSE (al Sur de África por ejemplo). La secuencia mejor conservada

de terrazas se ubica cerca del pueblo de Río Verde. Cuatro mediciones de pie de acantilado fueron hechas sobre T1 (Río Verde) y sobre el nivel Rocafuerte. El pie de acantilado de T1 se encuentra a 41 ± 2 m al oeste de la falla de Río Verde, mientras que al este está a 31 ± 10 m (Figura 3). La altura de la terraza más alta (T2 Lagarto) fue estimada cartográficamente a 100 ± 10 m. Las dos terrazas marinas (T1 : Río Verde y T2 : Lagarto) presentan pocos depósitos marinos asociados. Los afloramientos son escasos y muestran pocos fósiles en superficie, confirmando el origen marino de estas plataformas de abrasión. Dos afloramientos fueron muestreados (arena y malacofauna fósil). Uno de los sitios muestreados para las dataciones ópticas (C27) y U/Th (Esme 26) se ubica al Este de Rocafuerte sobre la terraza de Río Verde (T1) (Figura 2). El muestreo se realizó en una trinchera de 1.5 m de profundidad en una capa de arena de 1 a 2 m de espesor que contenia *Anadara grandis* y sobreyacia a la formación Onzole superior. La muestra U/Th (Esme 17) proviene de un afloramiento más al Oeste sobre la misma terraza (T1), a la entrada del pueblo de Río Verde. El afloramiento está constituido de una arenisca alterada, poco cementada, de 1 a 2 m de potencia incluyendo algunos fósiles (*Anadara grandis)*.

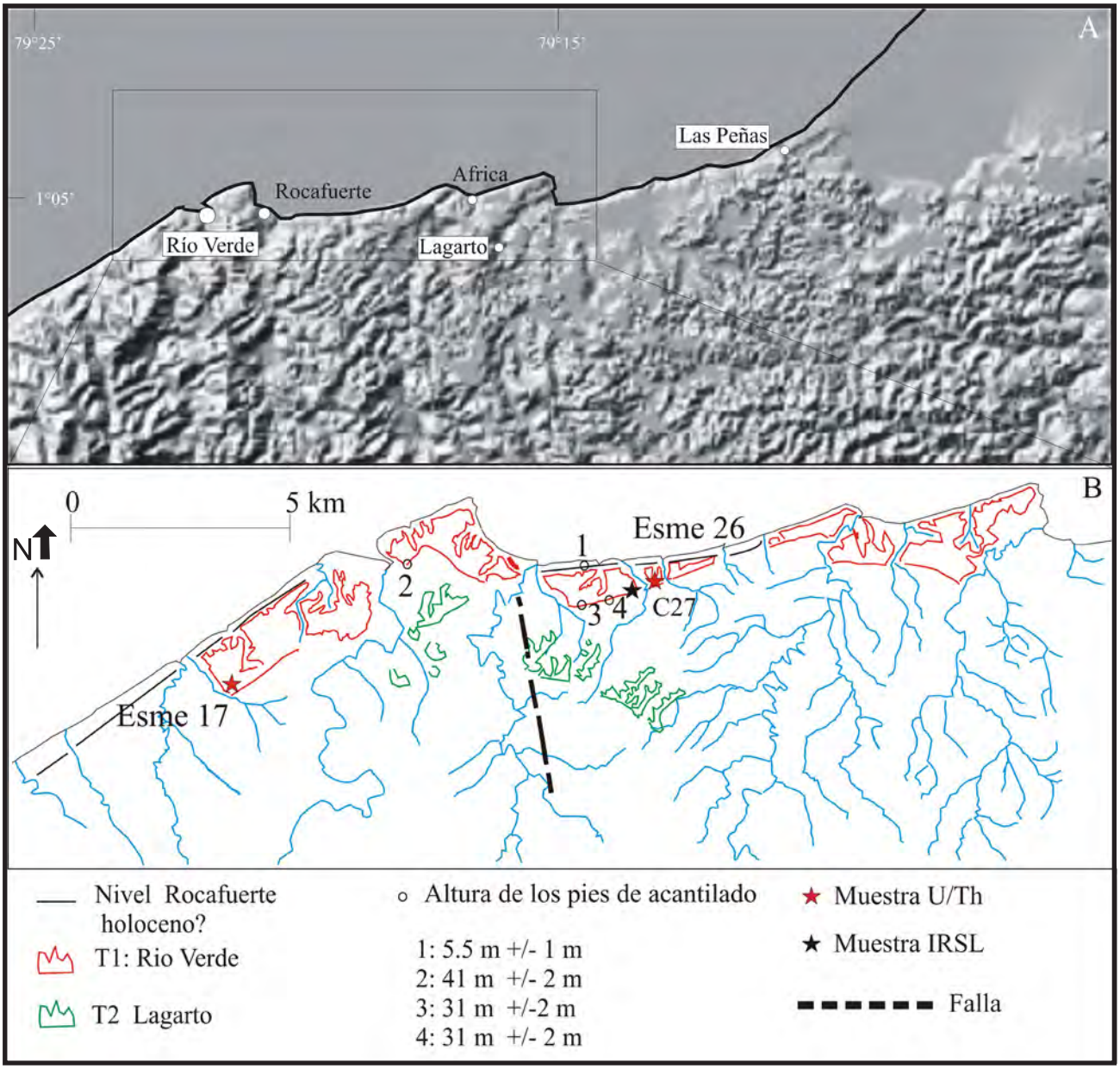


Figura 2. Secuencia Ia en Río Verde **(A)** MNT de la zona **(B)** Extensiones de la terrazas.

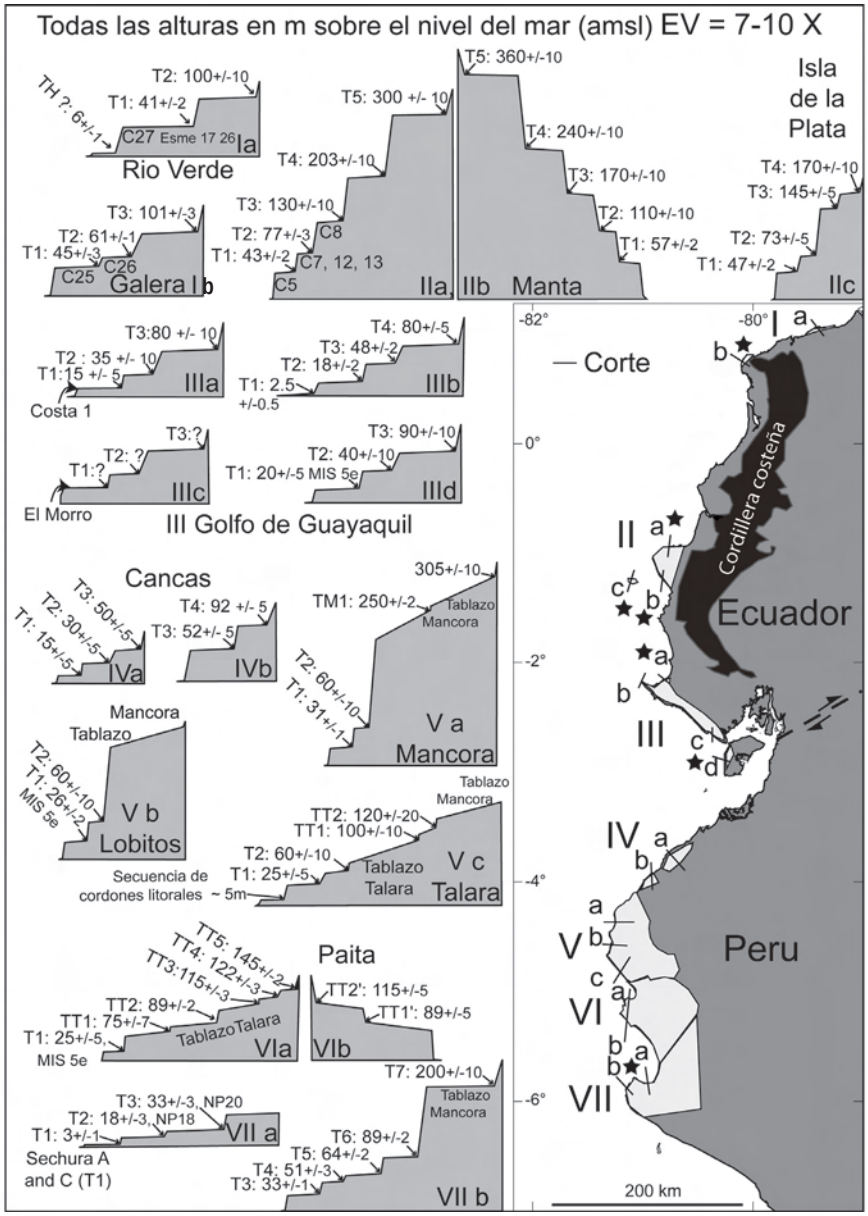


Figura 3. Alturas de las terrazas marinas a lo largo del Arco de Talara. Números romanos: ver Figura 1

En Punta Galera, 3 terrazas marinas T1, T2 y T3 (secuencia Ib, Figuras 3 y 4), erosionadas en la formación Onzole están localmente cubiertas por 2-3 m de sedimentos marinos. En la parte oriental de la Punta, las terrazas cubren un área de 3 a 5 Km de ancho y de 15 a 20 Km de largo, limitada al sur por la falla Galera (NE-SO) (DGGM, 1980). Las alturas máximas de los pies de acantilado de T1, T2 y T3 se ubican a 45 ± 2 m, 61 ± 3 m y 101 ± 3 m respectivamente (Figuras 3 y 4). La falla Cumilinche (NE-SW) (DGGM, 1980) desplazó T1 y T2 (Figura 4) en 10 m y 20 m respectivamente, lo que indica un levantamiento menor en la parte SE de la falla. La terraza marina no tiene sedimentos que se puedan muestrear para datación. Los depósitos de T1 y T2 fueron muestreados (C25 y C26) para obtener datos de edades (Figura 4).

4.1.1.2. Edades y tasas de levantamiento

En Río Verde (secuencia Ia), la muestra C27 (T1) dio una edad mínima corregida IRSL de 60 ± 13 ka, mientras que las muestras Esme 17 y Esme 26 dieron edades U/Th mínimas de 74 ± 1.2 y 55 ± 3 ka respectivamente, con fuertes evidencias de contaminación. (Tabla 1). Se propone correlacionar el pie de acantilado de T1 con MISS 5e (130 ka), aunque las edades parecen jóvenes. Esta propuesta se hace por evidencias de contaminación en Uranio que implica una fuerte dosis anual y entonces una sobre-estimación de la edad de estas muestras (edades mínima). Así las tasas de levantamiento calculadas para T1 es de 0.30 mm/a.

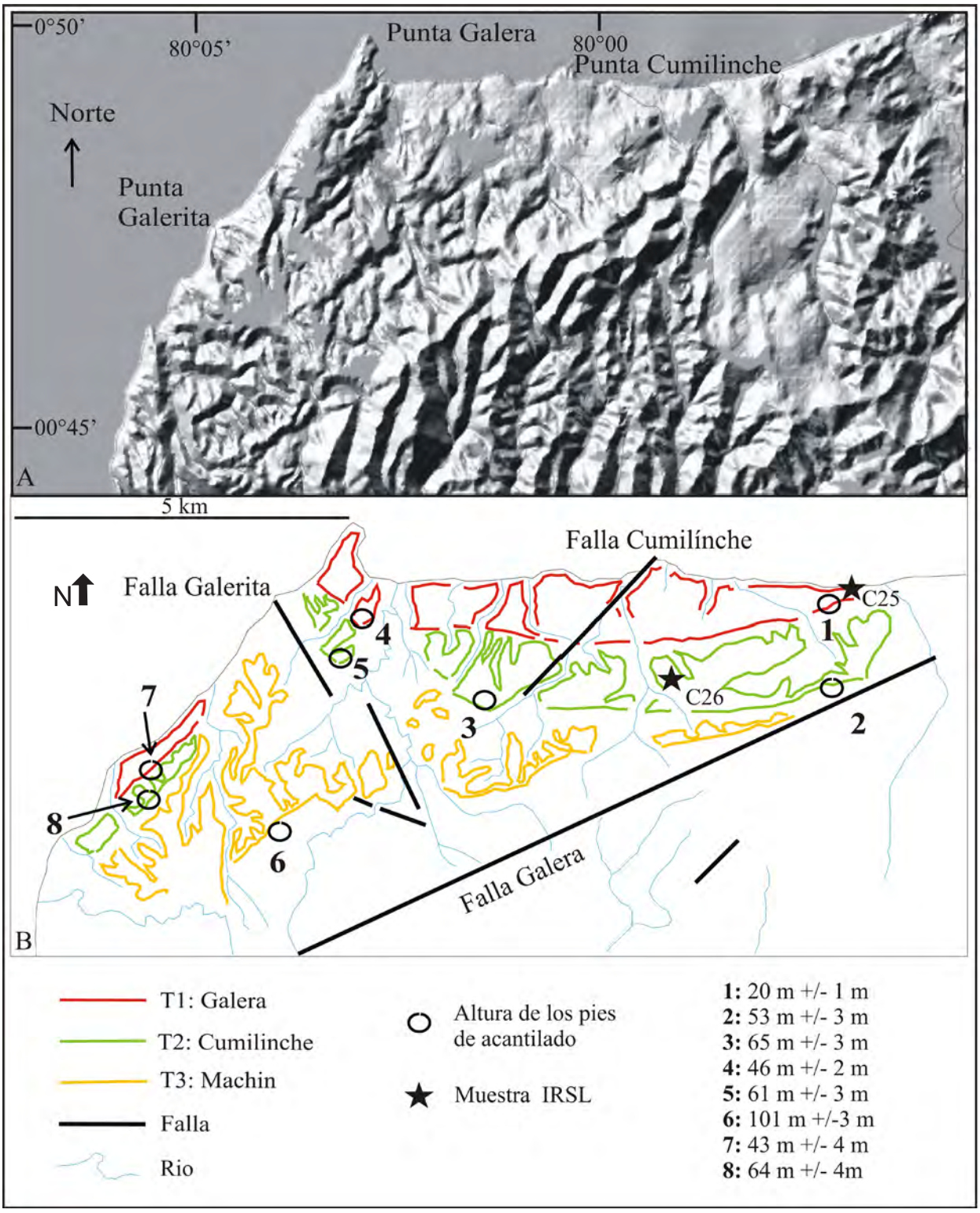


Figura 4. Secuencia Ib en Punta Galera **(A)** MNT de la zona. **(B)** Extensiones de las terrazas.

En Punta Galera (secuencia Ib) las muestras C25 (T1) y C26 (T2) dieron edades corregidas IRSL de 98 ± 23 ka y 220 ± 42 ka respectivamente (Tabla 1). Propusimos correlacionar el pie de acantilado de T1 con MISS 5e (130 ka), aunque los depósitos muestreados sugieran una edad MISS 5c (105 ka). No hay evidencias morfológicas de pie de acantilado para MIS 5a y/o 5c en el paisaje. La edad C26 (220 ± 42 ka) nos lleva a proponer una correlación con MIS 7 (220 ka) para T2 (Tabla 2).

Tabla 1. Dataciones IRSL de los depósitos de las terrazas marinas a lo largo del Arco de Talara

Secuencia y muestra		Dosis equivalente (Gy)		Dosis anual (Gy/ka)		Edad IRSL (ka) Medida		Edad IRSL (ka) Corregida		Terraza	MIS o MISS Considerado para la terraza
			err		err		err		err		
Ia Río Verde	**C27**	39	11	0.99	0.07	39	11	**60**	13	T1	**5e**
Ib Punta Galera	**C25**	66	13	1.04	0.08	63	13	**98**	23	T1	**5e**
	C26	182	49	1.29	0.10	141	40	**220**	42	T2	**7**
IIa y IIB Península de Manta	**C5**	76	11	1.36	0.10	56	8	**76**	18	T1	**5e**
	C7	230	26	1.45	0.13	158	15	**232**	35	T2	**7**
	C8	190	9	1.13	0.11	168	17	**272**	38	T3	**9**
	C12	169	9	1.29	0.12	131	20	**212**	3	T2	**7**
	C13	195	30	1.35	0.12	138	15	**203**	32	T2	**7**
	C23	112	22	1.33	0.12	84	17	**115**	23	T1	**5e**
IV Cancas	**NP6**	136	6	2.02	0.12	67	6	**99**	6	T2	**7 ?**
	NP7	120	5	2.07	0.14	58	5	**78**	5	T1	**5e**
Va Los Organos	**NP2**	94	11	1.99	0.09	47	6	**74**	6	T1	**5e**
	NP4	241	14	2.24	0.13	108	9	**160**	9	Mancora	**< 11**
Vb Lobitos	**NP5**	134	14	2.14	0.15	63	8	**88**	8	T1	**5e**
	NP3	259	17	2.35	0.14	110	10	**171**	10	Mancora	**< 11**
VIb Península de Paita	**NP10**	236	12	2.48	0.14	95	7	**159**	7	T2	**11 y/o 13**
	NP11	250	8	3.05	0.19	82	6	**131**	6	T1	**9 y/o 11**
VIIa Bahía Bayovar	**NP18**	206	13	2.80	0.16	73	6	**111**	6	T2	**5e**
	NP20-1	331	32	4.53	0.32	73	9	**107**	9	T3	**7**
	NP20-2	331	32	3.68	0.20	90	10	**133**	10	T3	**7**
	NP20-3	331	32	2.86	0.15	116	13	**172**	13	T3	**7**

Las tasas de levantamiento calculadas para T1 y T2 son de 0.33 mm/a (Tabla 2) al Oeste de la falla de Cumilinche (Figura 5). Si un levantamiento constante de 0.30 mm/a es extrapolado en el tiempo la elevación de 101 ± 5 m para el pie de acantilado de T3 podría sugerir que esta terraza fue formada entre 320 ka y 350 ka, i.e. durante MIS 9 (330 ka).

Tabla 2. Tasas de levantamiento determinadas a partir de las terrazas marinas fechadas

Secuencia y terraza			Altura del pie de acantilado (m)	Edad (ka) del MIS o MISS	Nivel eustático (m)	Displacamiento (m)	Tasa de levantamiento (mm/a o m/ka)
I Galera		T1	46 +/- 2	120 (5e)	5 +/- 1	41 +/- 3	**0.34 +/- 0.02**
		T2	65 +/- 3	220 (7)	-1 +/- 1	66 +/- 4	**0.30 +/- 0.02**
II Manta & La Plata	IIa	T1	43 +/- 2	120 (5e)	5 +/- 1	38 +/- 3	**0.31 +/- 0.02**
		T2	77 +/- 3	220 (7)	-1 +/- 1	78 +/- 4	**0.35 +/- 0.01**
		T3	130 +/- 10	330 (9)	1 +/-1	129 +/- 11	**0.39 +/- 0.03**
	IIb	T1	57 +/- 2	120 (5e)	5 +/- 1	51 +/- 3	**0.42 +/- 0.02**
		T2	110 +/- 10	220 (7)	-1 +/- 1	111 +/- 11	**0.50 +/- 0.05**
		T3	170 +/- 10	330 (9)	1 +/-1	169 +/- 11	**0.51 +/- 0.03**
	IIc	T1	43 +/- 2	120 (5e)	5 +/- 1	38 +/- 3	**0.31 +/- 0.02**
III Santa Elena		T1	18 +/- 2	120 (5e)	5 +/- 1	13 +/- 3	**0.10 +/- 0.02**
Iva Cancas		T1	30 +/- 5	120 (5e)	5 +/- 1	25 +/- 6	**0.20 +/- 0.05**
VI	Va	T1	31 +/- 1	120 (5e)	5 +/- 1	26 +/-2	**0.21 +/- 0.01**
		T2	60 +/- 10	220 (7)	-1 +/- 1	61 +/- 11	**0.27+/- 0.05**
	Vb	T1	26 +/- 2	120 (5e)	5 +/- 1	21 +/-3	**0.17 +/- 0.02**
		T2	60 +/- 10	220 (7)	-1 +/- 1	61 +/- 11	**0.27+/- 0.05**
VI Paita		T1	89 +/- 2	330 (9)	1 +/- 1	88 +/-3	**0.26 +/- 0.01**
		T2	115 +/- 3	400 (11)	6 +/- 1	109 +/- 4	**0.27 +/- 0.01**
VII Bayovar		T2	18 +/- 3	120 (5e)	5 +/- 1	15 +/- 6	**0.12 +/- 0.05**
		T3	33 +/- 1	220 (7)	-1 +/- 1	34 +/- 2	**0.15 +/- 0.01**

4.1.2. Península de Manta e Isla de la Plata (secuencias IIa - IIc)

4.1.2.1. Descripción

Estudios recientes (Cantalamessa y Di Celma, 2004; Pedoja et al., 2006b) caracterizaron las secuencias de terrazas marinas en la parte central de la costa ecuatoriana (i.e. Península de Manta e Isla de La Plata). Varias terrazas marinas se encuentran bien preservadas en la Península de Manta (Figuras 6, 7), la más antigua se ubica a una altura máxima de 360± 10 m (secuencia IIb, Figuras 3, 6, 7). Las secuencias incluyen hasta 5 terrazas mayores sobre la península (secuencias IIa y IIb, Figura 3), de las cuales Cantalamessa y Di Celma (2004) solamente describen tres. La disposición geométrica de las 2 terrazas más altas (T4 y T5) muestra que la península de Manta fue una isla antes de conectarse con el continente al momento de la formación de la terraza marina T3. Ubicada a unos 25 Km al Sur Oeste de la Península de Manta, la Isla de la Plata (Figura 8) presenta un secuencia de 4 terrazas marinas erosionadas en el basamento cretácico de la isla (Formación Piñon) (DGGM, 1970). En la parte Norte de la península de Manta (secuencia IIa, Figura 3), los pies de acantilado de las terrazas T1, T2, T3, T4 y T5 fueron encontrados a alturas máximas de 43±2 m, 77±3 m, 130±10 m, 203±10 m, y 300±10 m, respectivamente. En la parte Sur de la Península de Manta (secuencia IIb, Figura 3), las terrazas T1, T2, T3, T4 y T5 fueron encontradas a alturas de 57±2 m, 110±10 m, 170±10 m, 240±10 m, 360±10 m, respectivamente. Las diferencias de elevaciones para las mismas terrazas al Norte y al Sur de la península (por ejemplo T1 a 57±2 m al Sur y 43±2 m al Norte) son atribuidas a los movimientos en la zona de falla de Montecristi (DGGM, 1970), que es una falla transcurrente antigua reactivada durante el Pleistoceno (Pedoja, 2003; Pedoja et al., 2003; Pedoja et al., 2006b).

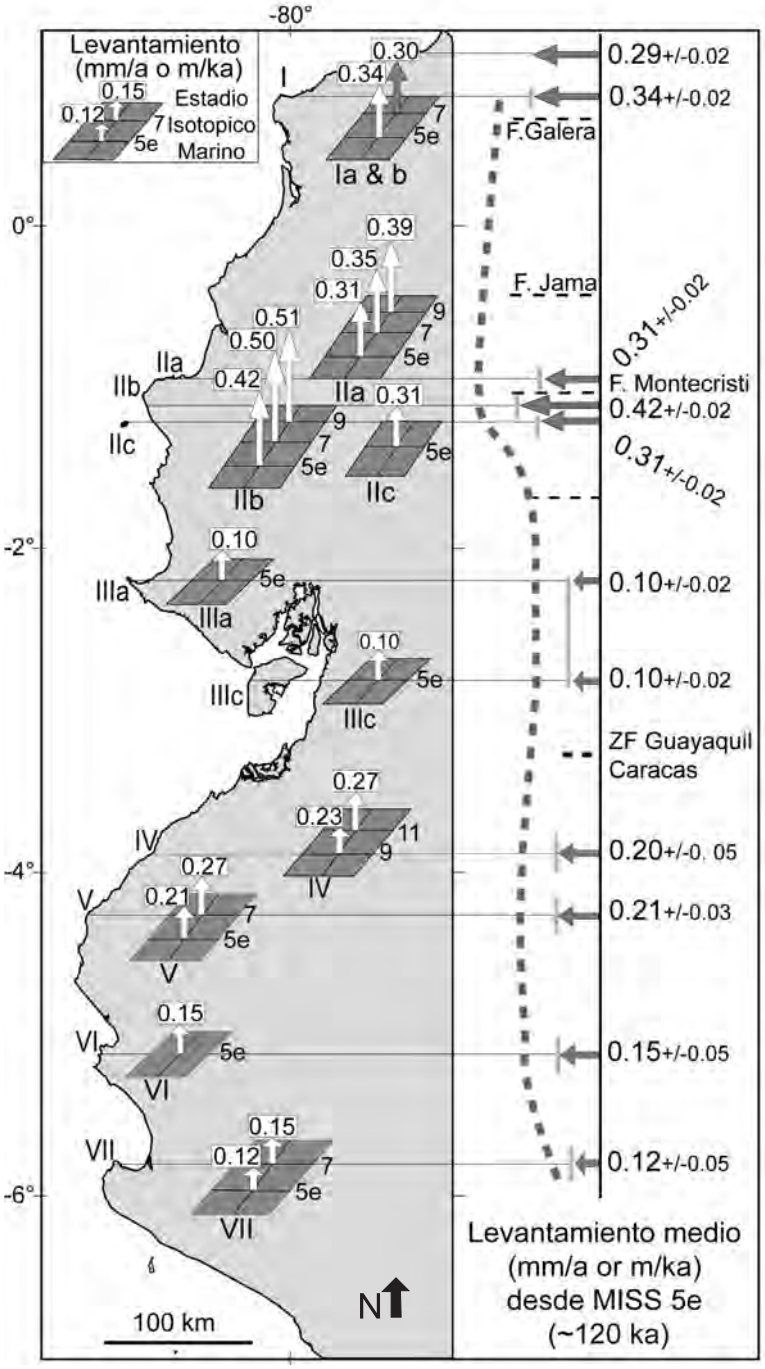


Figura 5. Tasas de levantamiento a lo largo del Arco de Talara Números romanos: ver Figura 1.

Los depósitos de estas tres terrazas más bajas fueron muestreados para dataciones (Figura 6D). En la secuencia IIa, la muestra IRSL C5 fue tomada dentro de un depósito de T1 lejos del pie de acantilado. Las muestras C7, C12, C13 provienen de los depósitos de T2 y C8 de los depósitos de T3. C23 fue muestreada en T1 de la secuencia IIb. La fauna de los depósitos de T1 y T2 (secuencia IIa) fue muestreada para datación U/Th con las muestras Manta 6 y Manta 10 respectivamente (Figura 6D).

En la isla de la Plata, los pies de acantilado de las terrazas T1, T2 y T3 se ubican respectivamente en las alturas 47±2 m, 73±3 m, y 145±5 m. La terraza T4 se encuentra a 160 m. Como la plataforma constituye el tope de la isla, el pie de acantilado no se conservó, por lo que se ha estimado un paleo nivel relativo del mar a 170 ±10 m. Muestras de conchas fueron recolectadas en los depósitos de T1 para datación U/Th (muestra Costa 4, Figura 8B).

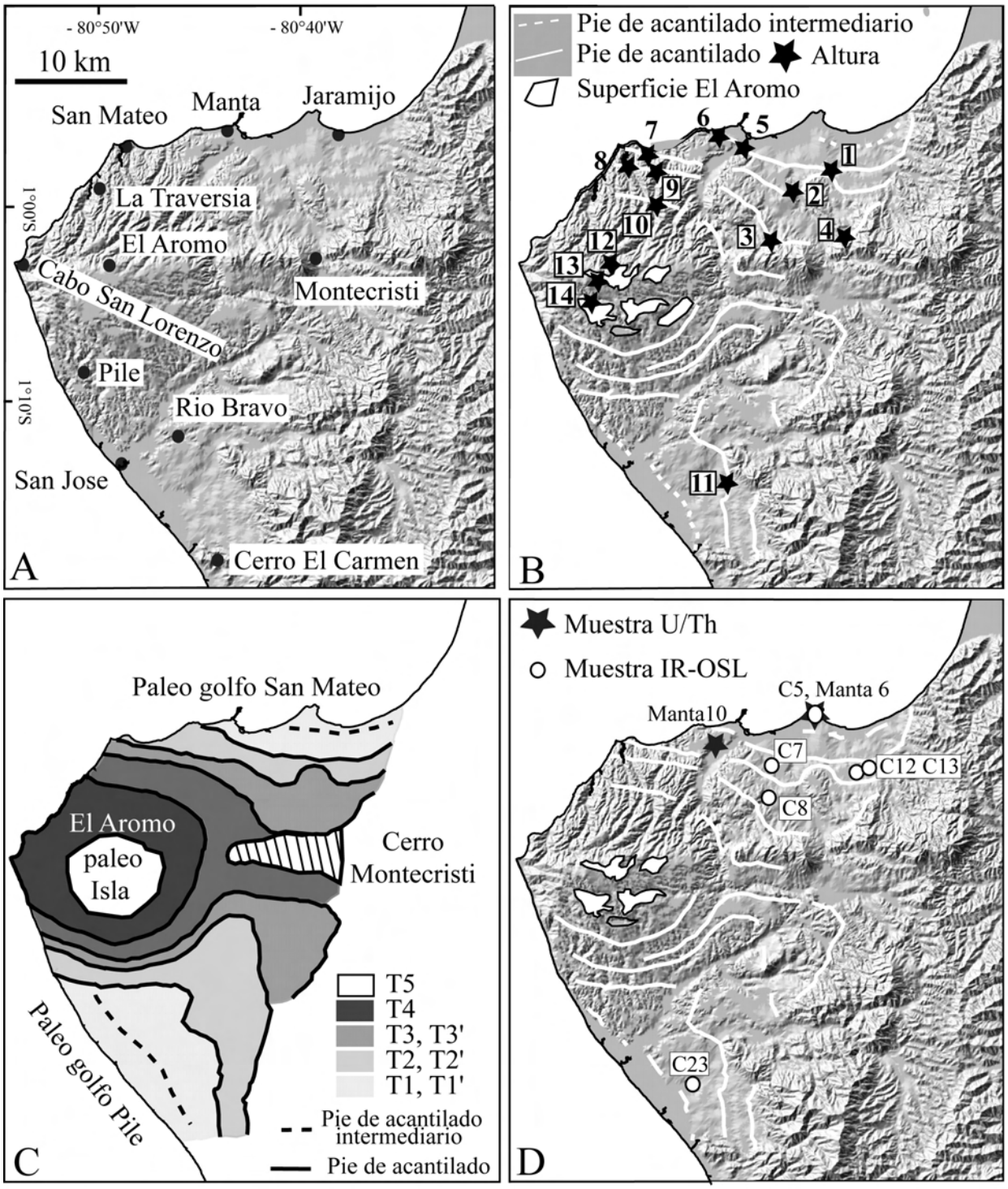


Figura 6. Terrazas marinas en la Península de Manta. **(A)** MNT de la Península. **(B)** Pies de acantilados, números se refieren a las Alturas 1: 43 ± 2 m, 2: 77 ± 3 m, 3: 110 ± 5 m, 4: 130 ± 10 m, 5: 30 ± 2 m, 6: 25 ± 3 m, 7: 67 ± 1 m, 8: 110 ± 2 m, 9: 113 ± 2 m, 10: 203 m ± 10 m, 11: 57 m ± 2 m, 12: 300 m ± 10 m, 13: 340 m ± 10 m, 14: 360 m ± 10 m. **(C)** Reconstrucción de las superficies cubiertas por terrazas marinas (i.e. sin erosión). Paleo golfo San Mateo: T1 Jaramijo, T2 San Mateo, T3 Montecristi. Paleo golfo Pile: T1' Bravo, T2' Pile, T3' Montesolitario. T4 Chispas. T5 El Aromo. **(D)** Muestreo.

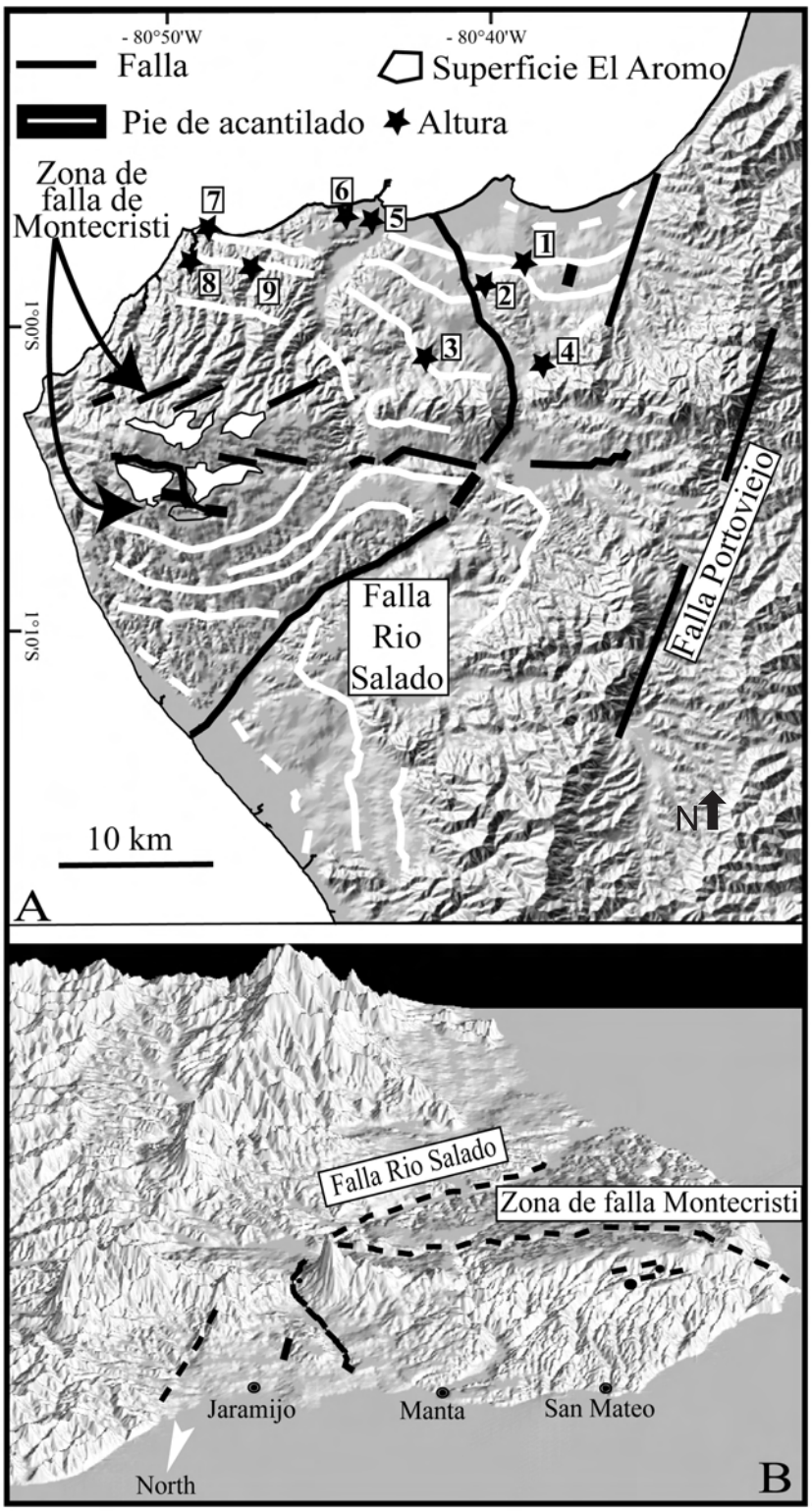


Figura 7. Tectónica cuaternaria deducida por las alturas de las terrazas marinas (en negro) sobre la Península de Manta. **(A)** Vista vertical enseñando las relaciones entre neo-tectónica y los pies de acantilados. Sol: azimuth 40°, inclinación 20°. Camera: azimuth 0°, inclinación 40°. **(B)** Vista oblicua desde el norte. Sol: azimuth 40°, inclinación 20°. Camera: azimuth 180°, inclinación 40°.

4.1.2.2. Edades y tasas de levantamiento

En la parte Norte de la Península (Secuencia IIa, Figuras 3, 6, y 7), varias edades fueron obtenidas (IRSL y U/Th). Muestras de los depósitos de T1 (C5 y Manta 6) tienen una edad IRSL de76 ± 16 ka (C5, Tabla 1) y U/Th de 85 ± 1.2 ka (Tabla 3).

Tabla 3. Dataciones U/Th de los depósitos de las terrazas marinas a lo largo del Arco de Talara

	$^{230Th}/^{234}U$	± $^{230}Th/^{234}U$	$^{234}U/^{238}U$	± $^{234}U/^{238}U$	Age (ka)	+	-
Manta-10			1.1168	0.009	**85.060**	1.221	1.202
	Const. $_{230Th}$	0.00919					
	Const. $_{234}U$	0.002835					
Manta-6			1.0664	0.005	**187.967**	3.722	3.577
	Const. $_{230Th}$	0.00919					
	Const. $_{234}U$	0.002835					
Costa 4			1.9205	0.0145	**104.146**	1.872	1.840
	Const. $_{230Th}$	0.00919					
	Const. $_{234}U$	0.002835					
Costa-1	0.74530	0.01120	1.3365	0.0256	**136.204**	4.536	4.298
	Const. $_{230Th}$	0.009195					
	Const. $_{234}U$	0.002835					
Costa-1bis	0.66480	0.00590	1.3062	0.0118	**111.974**	1.854	1.814
	Const. $_{230Th}$	0.009195					
	Const. $_{234}U$	0.002835					
El Morro	0.60790	0.00990	1.1907	0.0228	**98.443**	2.906	2.796
	Const. $_{230Th}$	0.009195					
	Const. $_{234}U$	0.002835					
El Morro-bis	0.59680	0.00100	1.2100	0.0016	**95.393**	0.268	0.268
	Const. $_{230Th}$	0.009195					
	Const. $_{234}U$	0.002835					

Se piensa que el pie de acantilado de T1 se formó durante MIS 5. Las muestras C7, C12, y C13 provienen de los depósitos de T2, los cuales dieron edades IRSL de 232 ± 35; 212 ± 3, 203 ± 32 ka, respectivamente; mientras que la muestra Manta 10 dio una edad U/Th mínima de 187 ± 3.7 ka. Se propone correlacionar el pie de acantilado de T2 con MIS 7. La muestra C8 tomada de un depósito de T3 tiene una edad IRSL de 272 ± 38 ka, lo que lleva a correlacionar el pie de acantilado de T3 con el MIS 9 (330 ka). En la parte Sur de la península de Manta, la muestra C23 obtenida en los depósitos de T1 tiene una edad IRSL de 115 ± 23 ka que indica una correlación con el MISS 5e. Por correlación estratigráfica con la secuencia del Norte, se propone correlacionar los pies de acantilado de T2 y T3 con MIS 7 y 9, respectivamente. En la Isla de la Plata (secuencia IIc, Figuras 3 y 6), la muestra Costa 4 tiene una edad U/Th mínima de 104 ± 1.8 ka, sugiriendo que el pie de acantilado de T1 fue formado durante MIS 5, y probablemente durante MISS 5e. Para la secuencia IIa, la tasa de levantamiento se encuentra entre 0.30 ± 0.03 (MISS 5e) y 0.39 ± 0.03 mm/a (MIS9) (Figura 5). Para la secuencia IIb, en la parte Sur de la península, la tasa de levantamiento se encuentra entre 0.41 ± 0.04 (MISS 5e) y 0.51 ± 0.03 mm/a (MIS 9). Debido al margen de error, la diferencia entre las tasas de levantamiento no son consideradas como significativas. En esta zona, (parte Sur de la península de Manta), Cantalamessa y Di Celma (2004) solamente describieron 3 terrazas marinas con una pendiente baja hacia el Sur.

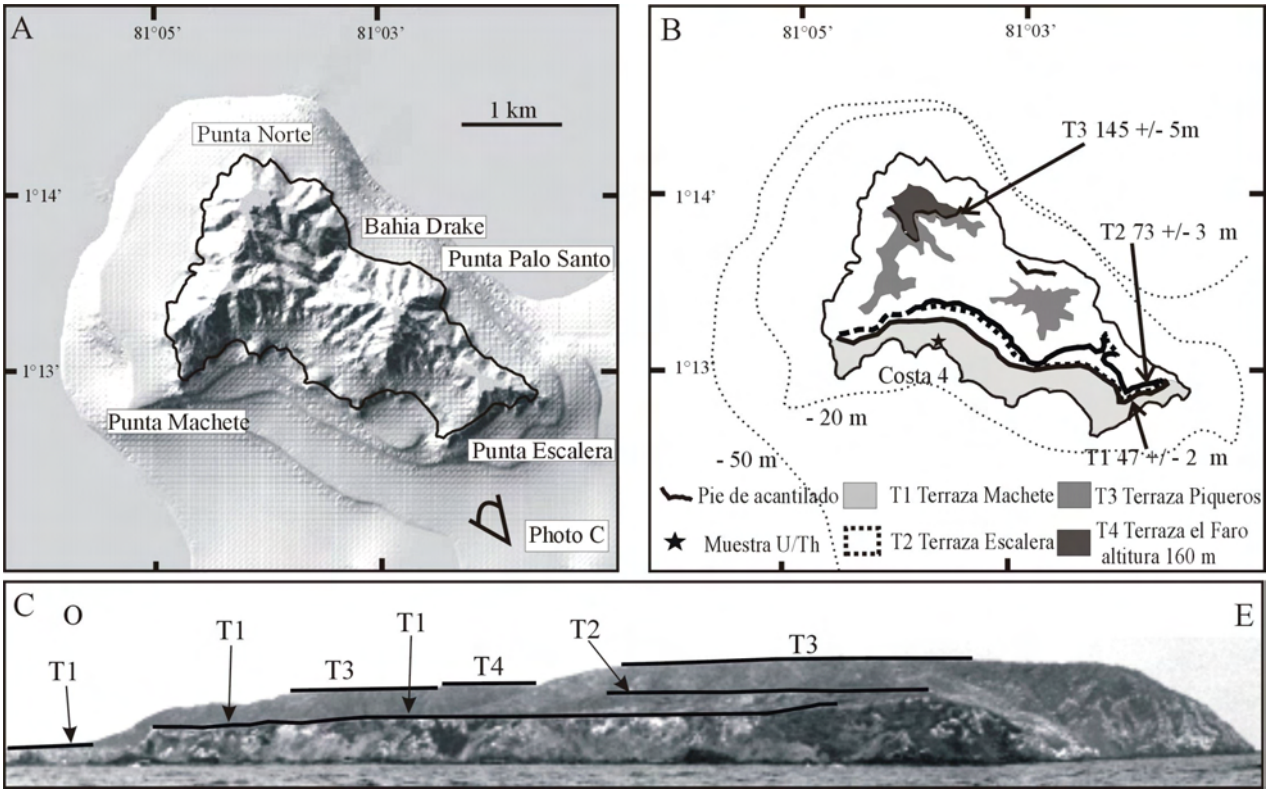


Figura 8. Terrazas marinas en la Isla de la Plata. ***(A)*** MNT de la Isla. ***(B)*** Secuencia de terraza marinas a la misma escala. ***(C)*** Foto interpretada de la Isla con el punto de vista indicado en ***(A)***.

En la Isla de la Plata la correlación del pie de acantilado de T1 con MISS 5e sugiere una tasa de levantamiento de 0.30 ± 0.04 mm/a (Figura 5). Estos resultados se encuentran en concordancia con las tasas de 0.4 mm/a de Cantalamessa y Di Celma (2004) para el pie de acantilado de T1 (denominado Plata 3 en su tabla 1). La diferencia proviene del hecho de que ellos estimaron la altura del pie de acantilado de T1 a 55 ± 5 m, mientras que en el presente estudio se encontró a 47±2 m y también debido a la edad considerada para el MISS 5e (124 contra 120 ka). Este trabajo sugiere que T2 (también referido como Plata-3, en su tabla 1), T3 (Plata 2) y T4 (Plata 1) pueden ser relacionados con MIS 7, MIS 11 y MIS 13, respectivamente, y que la terrazas del MIS 9 no están presentes en la isla. En este sector, con solamente una datación (muestra Costa 3, Tabla 3), es muy difícil proponer una interpretación. En la parte norte de la península de Manta, extrapolaciones de la tasa de levantamiento del Pleistoceno tardío sugieren edades de 650 ka hasta 710 ka para T4 (203 ± 10 m) y ~1 Ma para T5 (300 ± 10 m).

4.1.3. Parte Norte del golfo de Guayaquil (secuencias IIIa - IIId)

Desde la península de Santa Elena hasta la isla Puná, un segmento recto de costa rocosa con secuencias de terrazas marinas (DGGM, 1974; DGGM, 1975), se encuentra presente en el borde Norte del graben constituido por el Golfo de Guayaquil (Deniaud, 2000; Deniaud et al., 1999; Dumont et al., 2005a; Dumont et al., 2005b; Witt et al., 2006).

4.1.3.1. Descripción

Los estudios geológicos precedentes mostraron la presencia de 3 terrazas marinas en la península de Santa Elena (Hoffstetter, 1948; Marchant, 1961), y su extensión al Este a lo largo de la margen Norte del golfo de Guayaquil hasta la isla Puná (Bristow y Hoffstetter, 1977; Dumont et al., 2005b). Esta secuencia de 3 terrazas marinas (T1, T2, T3) se observa a lo largo de una gran distancia, y la altura de los pie de acantilados se mantiene estable durante decenas de kilómetros.

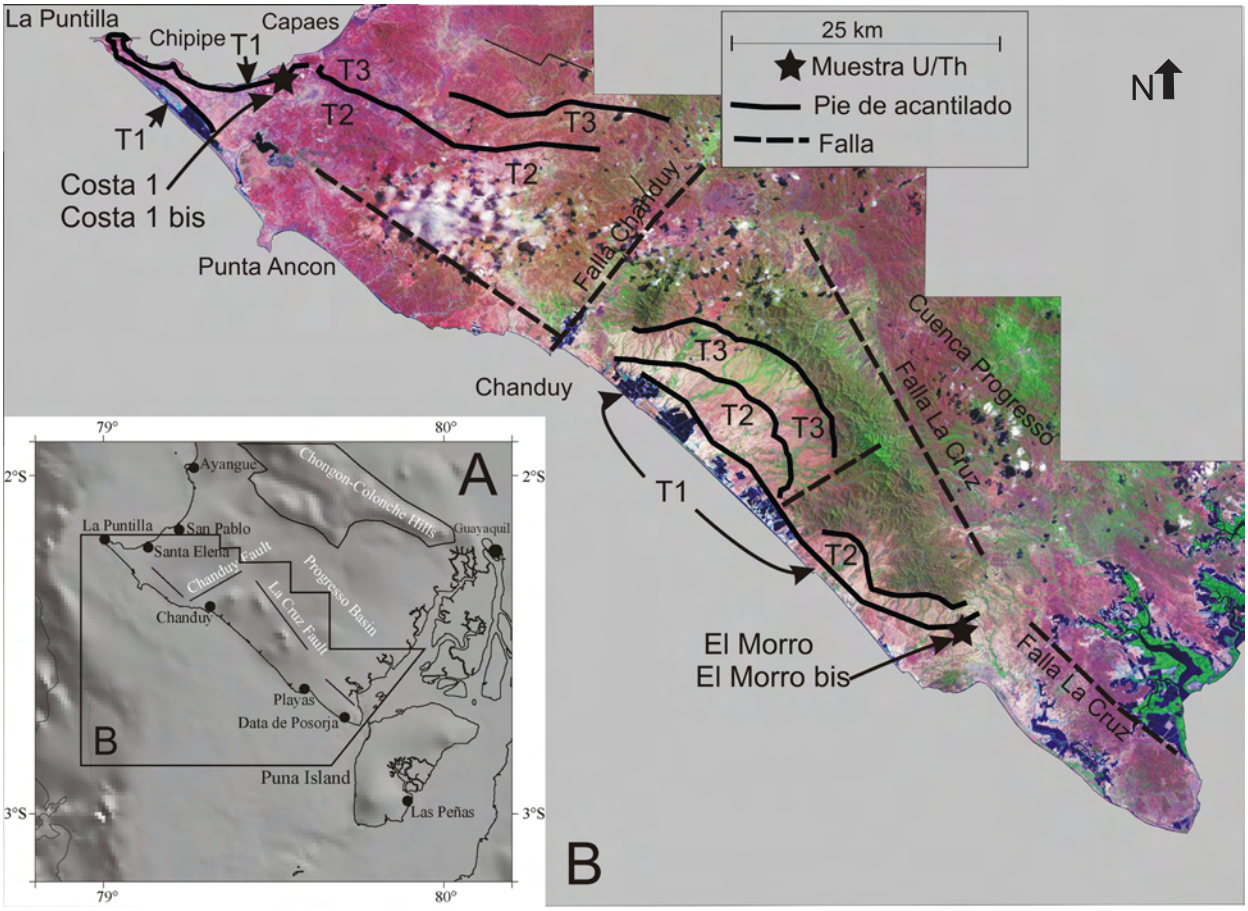


Figura 9. Terrazas marinas en la Península Santa Elena. **(A)** MNT de la zona. **(B)** Secuencia de terrazas marinas sobre Imágenes Landsat.

En la península, la falla La Cruz y los cerros de la Estancia limitan la secuencia de la cuenca de Progreso. Fallas perpendiculares a la línea de costa (falla Chanduy, Figura 9 por ejemplo) no fueron activas desde la formación de las terrazas. Cerca de Santa Elena (secuencia IIIa, Figura 3, 9), las terrazas T1, T2 y T3 presentan respectivamente las siguientes elevaciones: 15 ± 5 m, 35 ± 10 m y 80 ± 10 m (Figura 9). Al Norte de la península, cerca de la ciudad de Santa Elena, T1 está asociada con depósitos marinos que alcanzan hasta 2 m de espesor. Varios indicios de fauna fueron muestreados en los depósitos de T1 en la parte Sur de la península de Santa Elena (muestras Costa 1 y 1 bis, El Morro y El Morro bis) (Figura 9). La terraza Santa Elena (Hoffstetter, 1948), T2 de este estudio, presenta un pie de acantilado a una altura de 35 ± 10 m cerca de Santa Elena (Figuras 3 y 9). Areniscas gruesas constituyen los depósitos de la terraza Santa Elena. La terraza T3 forma las mesetas del área, a una elevación de 80 ± 10 m en los alrededores de Santa Elena (cerro de Ballenita). Al igual que T2 tampoco se encontraron sedimentos convenientes para dataciones en la terraza T3. En el cerro del faro, en la Puntilla cerca de Salinas, el basamento de chert permitió la conservación de una secuencia de 4 terrazas marinas (secuencia IIIb, Figura 3). De hecho, una plataforma fósil se ubica entre la costa y la terraza a 15-20 m (i.e. T1 del resto de la península y de la isla Puná). Así en esta zona, los pie de acantilados de T1, T2, T3, y T4 se encuentran a 2.5 ± 0.5 m 18 ± 2 m, 48 ± 2 m y 80 ± 5 m, respectivamente (Figura 3). En esta zona, T2 es el equivalente de la terraza T1 (terrazas Muey de Hoffstetter, 1948) en otros sectores de la Península (Figura 3).

4.1.3.2. Edades y tasas de levantamiento

Medidas de U/Th en los fósiles de los depósitos de T1 (Secuencia IIIa, Figura 3), en la parte Norte de la Península, fueron realizadas sobre la columella gruesa de un gasterópodo, *Conus* aff. *fergusoni* en dos muestras Costa 1 y Costa 1 bis (Figura 9).

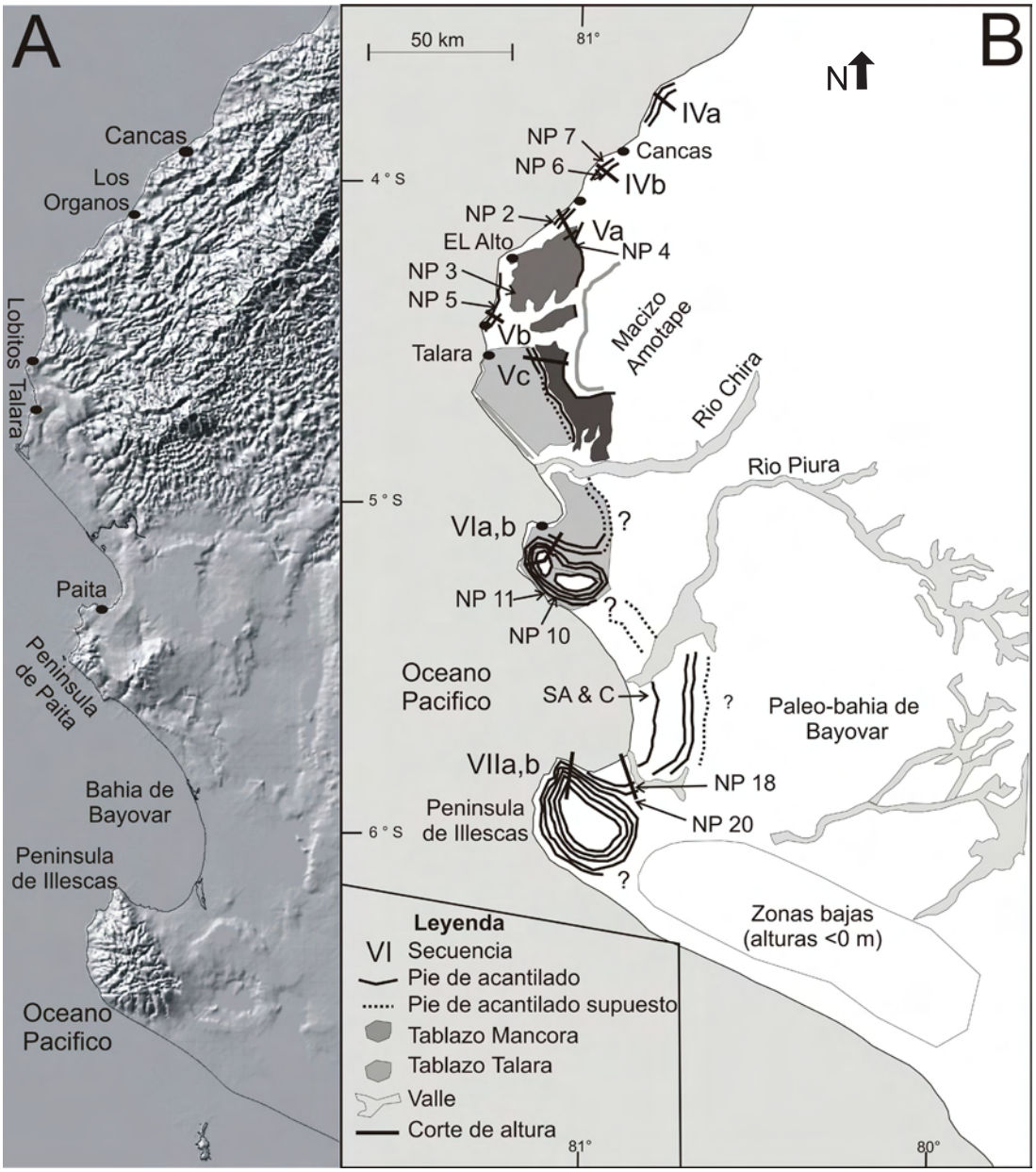


Figura 10. Terrazas marinas en el Norte de Perú. **(A)** MNT de la zona. **(B)** repartición de las secuencias.

Los resultados indicaron una edad mínima de 111 y 136 ka respectivamente. En la parte Sur de la Península, medidas de U/Th hechas sobre *Anadara grandis* (muestras El Morro y El Morro bis, Figura 9) dieron edades de 98 y 95 ka (Tabla 3). Según los resultados U/Th y la comparación con la interpretación crono estratigráfica de Dumont et al. (2005b) para la isla Puná, se propone correlacionar T1 con el MISS 5e. Su homólogo, T2 de la secuencia IIb, Figura 3 es tentativamente atribuido con el MIS 5e por correlación morfológica entre ambas secuencias en la Península y en la isla Puná. En este caso, se propone que la terraza baja T1 fue formada posteriormente durante una fase alta del nivel del mar en el último interglacial (MIS 5 sub estadio 5a or 5c).

Las tasas de levantamiento deducidas de la altura deT1 en la secuencias IIIa y IIId o de la altura de T2 en la secuencia IIIb (Figura 3), se ubican entre 0.07 y 0.10 mm/a (Figura 5). Considerando una tasa de levantamiento constante en el tiempo, las edades calculadas de T2 y T3 se encuentran entre 400 ka y 500 ka (T2), 600 ka y 900 ka (T3). Este levantamiento, relativamente débil, observado en el Golfo de Guayaquil, hubiera sido favorable a la re-ocupación de plataformas durante los sucesivos altos niveles del mar (Kelsey y Bockheim, 1994; Trenhaile, 2001; Trenhaile, 2002). De la misma forma que Dumont et al. (2005b), se propone que durante el MIS 9 (330 ka) y/o MIS 11 (440 ka) varias transgresiones

son responsables de la formación de la ancha y compleja terraza T2; mientras T3 pudo haber sido formada durante los altos niveles del Pleistoceno medio o temprano.

4.2 Norte del Perú

Las terrazas marinas del norte del Perú entre 3.5°S y 6.5°S cubren una superficie muy amplia (hasta 20 000 Km², Figura 10), y fueron objeto de interés científico desde 1916 (Berry in Bosworth, 1922). Estudios parciales usando el concepto moderno de terrazas fueron realizados (DeVries, 1984; DeVries, 1986; DeVries, 1988; Macharé y Ortlieb, 1994) pero ninguna descripción detallada de las terrazas marinas de la zona fue propuesta antes del trabajo de Pedoja et al. (2006c). A lo largo de esta zona, la repartición en altura de las terrazas corresponde a una serie de terrazas bajas (< 100 m), distintas (2 a 4), arriba de las cuales se encuentran los anchos y complejos "Tablazos" (Talara y Mancora) hasta una altura máxima de 305 m.

4.2.1 Cancas (secuencias IVa y IVb)

4.2.1.1 Descripción

Al Norte de Cancas (Figura 10) una secuencia de 3 terrazas marinas T1, T2, T3, se observa cerca de Acapulco (Secuencia IV a, Figuras 3 y 10). Los pies de acantilados de T1, T2 y T3 fueron encontrados a 15 ± 5, 30 ± 5 y 50 ± 5 m, respectivamente. Al Sur de Cancas, la secuencia IVb (Figuras 3 y 10) incluye 2 terrazas marinas T3 y T4 preservadas a lo largo de un segmento costero de 7 Km, y con alturas de 52 ± 5 m y 92 ± 5 m, respectivamente.

4.2.1.2 Edades y tasas de levantamiento

A lo largo de este segmento costero, la terraza de mayor distribución en el paisaje corresponde al Tablazo Lobitos (DeVries, 1986; DeVries, 1988; Macharé y Ortlieb, 1994). La altura del pie de acantilado se ubica entre 18 y 30 m. Esta terraza fue morfo-estratigráficamente atribuida al MISS 5e (Macharé y Ortlieb, 1994). En consecuencia, se propone correlacionar T1 y T2 de las secuencia IVa con el MIS 5. Esta interpretación llega a una estimación del levantamiento local de 0.2 ± 0.05 mm (Figura 5) si se considera que el pie de acantilado de T2 (como el Tablazo Lobitos) fue erosionado durante el sub-estadio 5e (120 ka). Considerando una tasa constante de levantamiento a lo largo del tiempo, las edades de T3 y T4 se ubicarían entre 188 y 380 ka (T3), 350 ka y 650 ka (T4). Las terrazas T3 y T4 son probablemente complejas, formadas respectivamente durante el MIS 7 y 9 (T3), y MIS 11 y 13 (T4).

4.2.2 Mancora (secuencias Va y Vb)

La región de Mancora está caracterizada por el ancho y complejo Tablazo Mancora (Bosworth, 1922), que tiene una superficie entre 160 m y 300 m de elevación con pendiente baja.

4.2.2.1 Descripción

4.2.2.1.1 Los Órganos (secuencia Va)

Al Sur de la localidad Los Órganos, la secuencia Va con las terrazas T1 y T2 se extiende a lo largo de un segmento costero de más de 10 Km de largo (Figura 6), con alturas de 31± 1 m y 60 ± 10 m para los pies de acantilados (Figura 3). Al igual que en la región de Cancas, T1 está muy bien preservada y desarrollada; mientras que, T2 solamente constituye una planicie discontinua en la cima de las lomas. La secuencia de terrazas marinas constituida por el Tablazo Mancora tiene un borde distal que yace a una altura de 160 m, mientras que el pie de acantilado más alto (TM1) se encuentra a una altura de 305 ± 10 m. A 250 ± 10 m de altura se encuentra un acantilado de 20 m de alto que se interpreta como un pie de acantilado intermediario.

4.2.2.1.2 Lobitos (secuencia Vb)

La secuencia Lobitos (Vb) es muy similar a la secuencia de Los Órganos (Va), incluyendo dos terrazas marinas T1 y T2 y el Tablazo Mancora. El pie de acantilado de la terraza T1 fue encontrado a una altura de 26 ± 2 m, y el de T2 a 60 ± 10 m (Figura 3).

4.2.2.2 Edades y tasas de levantamiento

El tamaño y la continuidad del Tablazo Lobitos (terraza T1 de este estudio) son elementos que permiten correlacionar a este Tablazo con el MISS 5e. Esta interpretación sugiere una tasa de levantamiento media de ~ 0.20 mm/a al final del Cuaternario (Figura 5). Al igual que en la sección Norte, la edad de la terraza T2 puede ser deducida de las tasas de levantamiento, si esta se

considera constante a lo largo del tiempo. Tomando en cuenta el margen de error, se puede deducir que el pie de acantilado de T2 se formó entre 200 y 350 ka. Por lo tanto, T2 fue formada durante los MIS 7 y/o 9. Extrapolando una tasa de levantamiento media de 0.2 ± 0.1 mm/a para el Pleistoceno medio y superior, el Tablazo Mancora pudo haber sido formado entre 1.6 -3 Ma (0.1 mm/a) o entre 0.5 y 1 Ma (0.3 mm/a).

4.2.3 Tablazo Talara (secuencia Vc)

La elevación del Tablazo Talara (TT) se ubica entre 70 ± 10 m hasta al menos 120 ± 20 m, en el borde de las lomas de Amotape (Figuras 3 y 10). El Tablazo Talara se encuentra sobre una secuencia de dos terrazas marinas bajas (T1 y T2) y una secuencia de cordones litorales (secuencia Vc Figuras 3 y10) en la zona de Colan. La secuencia de cordones litorales y las dos terrazas marinas bajas se encuentran a alturas de ~ 5 m, 25 ± 5 m (T1) y 60 ± 10 m (T2). El Tablazo Mancora (TM) se ubica sobre el Tablazo Talara (TT) en los flancos orientales de los cerros de Amotape, a una altura de ~ 300 m.

4.2.4 Península de Paita (secuencia Va y Vb)

4.2.4.1 Descripción

Al Norte de la bahía de Paita, T1 y T2 se encuentran a 25 ± 5 y 60 ± 10 m, respectivamente (Macharé y Ortlieb, 1994). Aquí se describen dos secuencias de terrazas marinas, ubicadas en las pendientes NNE (VIa) y SSO (VIb) de la Península. Las terrazas del NNE son mejor formadas que las del SSO (Figura 3). El basamento favoreció la conservación de varios pie de acantilados, los que corresponden al pie de acantilado intermediario del Tablazo Talara, por esta razón han sido denominados TT1, TT2, etc... La secuencia VIa incluye 5 terrazas marinas cuyos pie de acantilados tienen las siguientes alturas: TT1: 75 ± 7; TT2: 89 ± 2; TT3: 115 ± 3; TT4: 122 ± 2 y TT5: 145 ± 2 m (Figura 3). La terraza TT2 se encuentra alrededor del cerro de Paita mientras que TT1 no se observa claramente en el paisaje. Las terrazas TT3 y TT4 son estrechas (<100 m de ancho), la diferencia de altura entre sus respectivos pie de acantilados es reducida (~ 7-8 m). El largo de la terraza TT5 sobrepasa los 200 m, con un acantilado fósil de más de 30 m de alto en la parte alta de la península de Paita, correspondiendo al pie de acantilado más alto del Tablazo Talara. La secuencia Vb, sobre los flancos SSO de la Península de Paita, incluye las terrazas marinas TT1 y TT2 con pie de acantilados a alturas de 89 ± 4 y 115 ± 5 m. Estas terrazas se encuentran morfológicamente correlacionadas con sus equivalentes en el otro flanco del cerro de Paita (Figura 3). Como las dos secuencias han sido nombradas de manera independiente, la terraza TT2 en las pendientes NNE del cerro es equivalente a la terraza TT1 en la pendiente SSO.

4.2.4.2 Edades y tasas de levantamiento

Una terraza baja (T1) al norte de la Península de Paita encontrada a una altura de 25 ± 5 m, fue correlacionada con el MISS 5e por Macharé y Ortlieb (1994). Esta interpretación sugiere un levantamiento local para el Cuaternario superior a 0.16 ± 0.05 mm/a (Figura 5). Extrapolando esta tasa de levantamiento de ~ 0.20 ± 0.05 mm/a, se propone que la formación del Tablazo Talara se realizó durante el periodo comprendido entre 700 ka hasta 1 Ma y en el MIS 11 (440 ka) o MIS 9 (330 ka).

4.2.5 Bahía de Bayovar y la Península de Illescas (Secuencias VIIa y VIIb)

4.2.5.1 Descripción

La bahía de Bayovar es bordeada al Sur por la península de Illescas. Terrazas marinas bajas T1 (3±1 m), T2 (18±3 m) y T3 (33±5 m) se observan en la Bahía. En la península de Illescas se encuentran 4 terrazas marinas, T4 (51±3 m), T5 (64±2 m), T6 (89±2 m) y T7 (200±10 m) (Figura 3 y 10). La terraza más alta T7 tiene más de 4 Km de ancho y rodea la cima de la península de Illescas. La secuencia VIIa (Figura 3) incluye las terrazas T1, T2 y T3 observadas en la parte Sur de la bahía de Bayovar. La secuencia VIIb incluye las terrazas T4 hasta T7 en las pendientes Norte de la península de Illescas. La terraza T3 es continúa entre la bahía de Bayovar y la península de Illescas (33 ± 1 m). La terraza T1 (3 ± 1 m) constituye el nivel Salinas descrito por Macharé y Ortlieb (1994) a una altura de 3 ±1 m. Fósiles de *Chione* sp, *Turitella* sp., *Anomia peruana* y *Megabalanus* sp. fueron encontrados en posición de vida a menos de 50 m del pie de acantilado, con edades de ^{14}C (Muestras Sechura A y C, Tabla 4). La terraza T2 (18±3 m) tiene depósitos arenosos que fueron muestreados para dataciones IRSL (NP 18).

Arenas de playa tomadas en la terraza T3 (33 ± 5 m) fueron fechadas con IRSL (NP20). Las terrazas T4 hasta T7 son plataformas de abrasión, sin sedimentos o fósiles adecuados para dataciones.

4.2.5.2 Edades y tasas de levantamiento

Las dos muestras de ^{14}C (Sechura A y C) tomadas en los depósitos de T1 (3 ±1 m), dieron resultados cerca del límite del método (~ 38 ka, Tabla 4). Estos resultados deben ser considerados como edades mínimas. La muestra NP18 tomada en la terraza T2 dio una edad IRSL mínima de 111 ± 8 ka (Tabla 1) que permite correlacionar T2 con el MISS 5e. La muestra NP20 tomada en los depósitos de T3 (33 ± 5 m) muestra una alta radioactividad (fuerte dosis anual), probablemente debido a una contaminación reciente. Considerando una dosis anual igual a la de NP18 (~ 2.8, NP20- 3, Tabla 1), NP20 da una edad IRSL mínima de 172 ± 23 ka, permitiendo correlacionar esta terraza con MIS 7 (~ 220 ka). Estas correlaciones, T2 con MISS 5e y T3 con MIS 7, sugieren una tasa media de levantamiento entre 0.12 mm/a y 0.15 mm/a. La extrapolación de una tasa constante de 0.13 ± 0.03 mm/a da edades ubicadas entre 300 y 540 ka para T4, 390 y 660 ka para T5, 550 y 910 ka para T6. Se sugiere que T4 y T5 fueron creadas durante el Pleistoceno medio: MIS 9 y/o 11 para T4, MIS 11 y/o 13 para T5. La terraza T6 está asignada a un alto nivel del mar durante el inicio del Pleistoceno medio, mientras que el Tablazo alto (T7) a niveles altos del mar antes de 1 Ma. De esta forma, el Tablazo T7 podría ser el equivalente del Tablazo Mancora, encontrado a una menor altura, debido a una tasa de levantamiento menor. La asignación de la terraza T2 al MISS 5e implica que la terraza T1 debe ser mas reciente que el MISS 5e i.e. MISS 5a (85 ka) o 5c (105 ka).

Tabla 4. Dataciones ^{14}C de los depósitos de las terrazas marinas

ANALYSIS: Radiometric-Standard delivery
MATERIAL/PRETREATMENT: (shell): acid etch
2 SIGMA CALIBRATION: (result is outside of the calibration range)

Muestra	Edad radiocarbono medida	13C/12C	Edad radiocarbon convencional (*)
SECHURA A	36940 +/- 990 BP	0.0* o/oo	37350 +/- 1040* BP
SECHURA C	37210 +/- 740 BP	0.0* o/oo	37620 +/- 780* BP

5. Discusión y conclusiones

Las tasas medias de levantamiento calculadas para los MIS 5, 7, 9 y 11, no presentan evidencias de variaciones a lo largo del tiempo si se consideran los márgenes de error; así, las variaciones a lo largo del Arco de Talara pueden analizarse relativamente al MISS 5e (Figura 5). Se observa que las tasas de levantamiento del MIS 5e se ubican entre un mínimo de 0.10 mm/a (borde norte del Golfo de Guayaquil) y un máximo de 0.42 mm/a (Península de Manta) (Figura 5). Las variaciones de las tasas de levantamiento a nivel local son generalmente del orden de ±0.1 mm/a, por ejemplo en ambos lados de la falla de Montecristi. Esas variaciones locales corresponden a una onda corta de deformaciones del orden de <50 km de longitud, y marca en particular la presencia de fallas regionales. Dentro de las variaciones locales de las tasas de levantamiento, el Golfo de Guayaquil representa un accidente particular, marcado por una fuerte subsidencia dentro del corredor bien delimitado por la zona de falla Dolores Guayaquil. Esta zona de falla corta la costa extendiéndose por la falla Pallatanga hacia las Cordilleras Andinas (Dumont et al., 2005a;

Dumont et al., 2005b)(Winter et al., 1993). Se observa que el Gofo de Guayaquil se abre en un punto particular del Arco de Talara, que es el eje en donde la oblicuidad de la convergencia entre las placas de Nazca y América del sur diverge en la parte Norte hacia el Norte y en el Sur hacia el sur.

El conjunto de los datos del levantamiento costero que han sido obtenidos, permiten destacar la homogeneidad del levantamiento pleistoceno observado a lo largo de los ~1000 km del Arco de Talara. Sin embargo, la tasa más alta observada en la Península de Manta marca claramente un exceso de 0.2 ± 0.1 mm/a, con respecto al promedio del arco de Talara. Este exceso está claramente relacionado con una estructura regional bien identificada, la subducción de la Cordillera de Carnegie. El levantamiento en la Península de Manta generó una migración de la línea de costa de 40-45 km hacia el Oeste desde el Plioceno tardío, si se consideran las curvas topográficas de 300 m. Para el mismo período de tiempo la línea de costa cambio un poco más de 10 km al Norte y al Sur de la Península de Manta, en aquellas regiones con topografía similar.

Si se compara el levantamiento costero al frente de la subducción de la Cordillera de Carnegie, con otros casos de subducción de cordilleras oceánicas a lo largo de la costa pacífica de América Central y del Sur, el levantamiento de la Península de Manta es relativamente bajo. Frente a la Cordillera de Cocos, las tasas de levantamiento durante el Cuaternario se ubican entre 6.5 y 2.1 mm/a (Gardner et al., 1992); mientras que, una tasa de 1 mm/a para la totalidad del Cuaternario ha sido deducida de la exposición de turbiditas Plio-Pleistocenas (Corrigan et al., 1990). Al frente de la Cordillera de Nazca (Sur del Perú), el levantamiento documentado por las terrazas marinas es estimado en 0.47 mm/a por Hsu (1992) y 0.7 mm/a por Macharé y Ortlieb (1992). La mayor diferencia entre estos casos y lo estudiado en el presente trabajo es la existencia del bloque Nor-Andino caracterizado por un movimiento de escape, lo que reduce el efecto de la convergencia y puede explicar la baja tasa del levantamiento de la costa ecuatoriana.

Finalmente, la homogeneidad del levantamiento observado a lo largo del arco de Talara, no puede explicarse por la yuxtaposición de fenómenos de levantamientos locales sino como una característica general de este Arco. Los datos actuales a lo largo de las costas de Perú, Ecuador y Colombia, muestran que el levantamiento costero que caracteriza el Arco de Talara se termina al Norte (CERESIS, 1985; Dumont et al., 2006) y al Sur (CERESIS, 1985) con los límites geométricos del Arco de Talara. El comportamiento de una zona de subducción con características geométricas semejantes a las del Arco de Talara fueron analizadas en modelos numéricos 3D por Boutelier (2004) y Bonnardot (2006). Los modelos demuestran el efecto de la forma del borde de la placa superior sobre las deformaciones en esta placa y el ángulo de la entrada de la placa en subducción (Bonnardot, 2006; Bonnardot et al., submitted). Una convexidad hacia el mar como en el Arco de Talara provoca un exceso de compresiones y un levantamiento fuerte del borde de la placa superior; al contrario una concavidad provoca un régimen de deformaciones extensivas resultando en la subsidencia del borde de la placa superior. Estos regímenes de levantamiento o subsidencia están simplemente relacionados con el ángulo de entrada de la placa subductándose, el cual depende de la curvatura del borde del continente en la entrada de la subducción. Una forma convexa determina un ángulo de entrada de la placa en subducción con una pendiente muy baja, hasta una distancia máxima del borde determinado por la cuerda que une los extremos de la curvatura o convexidad. La importancia del efecto de levantamiento o subsidencia del borde de la placa superior, depende también de la intensidad de las fricciones entre placa, que puede limitar el efecto de la geometría.

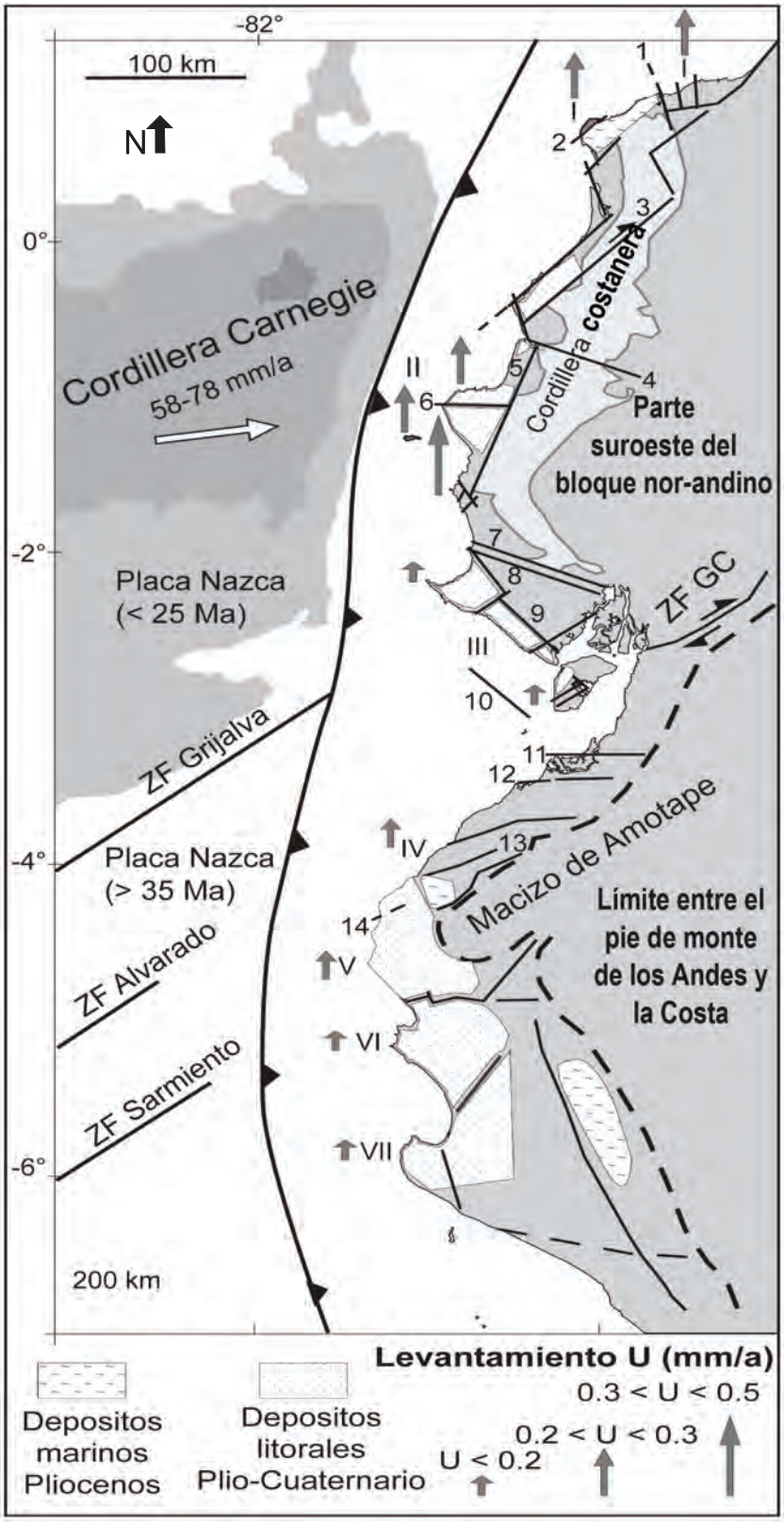


Figura 11. Relaciones entre el marco tectónico y el levantamiento costero a lo largo del Arco de Talara **Fallas 1** Esmeraldas**, 2** Galera**, 3** Jama, **4** Bahía, **5** Portoviejo, **6** Montecristi, **7** Colonche, **8** Carrizal, **9** La Cruz, **10** Posorja, **11** Tumbes, **12** Portovelo, **13** Cancas, **14** Restin. Números romanos : ver Figura 1.

Referencias

Aitken, M. J., Thermoluminescence dating, Academic press, London, 359 pp., 1985.

Aitken, M.J., An Introduction to Optical Dating, Oxford University Press, Oxford, 267 pp., 1998.

Auclair, M., Lamothe, M., Bouab, N., Huot, S., Jennane, A., y Pedoja, K., The measurement and correction of anomalous fading of feldspar IRSL using SAR, *10th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating*, Reno, USA, pp. 74, 2002.

Bonnardot, M.-A., Etude géodynamique de la zone de subduction Tonga-Kermadec par une approche couplée de modélisation numérique 3D et de sismotectonique. PhD Thesis, Nice-Sofia Antipolis, 254 pp., 2006.

Bonnardot, M.-A., Hassani, R., Tric, E., Ruellan, E., y Régnier, M., 3-D mechanical modelling of subduction, Submitted.

Bosworth, T. O., Geology of the Tertiary and Quaternary periods in the northwest part of Peru, MacMillan and Company, London, 1922.

Boutelier, D., La modélisation expérimentale tridimetionnelle thermo-mécanique de la subduction continentale et l'hexumation des roches de ultra haute pression/basse température, PhD Thesis, Nice Sofia-Antipolis, 202 pp., 2004.

Bristow, C. R., y Hoffstetter, R., Lexique Stratigraphique, Amérique Latine. Ed. CNRS, Paris, Fas. 5-2, Equateur: 410, 1977.

Bull, W. B., Correlation of flights of global marine terraces, Morisawa M., y Hack J. (Editors), *15th Annual Geomorphology Symposium*. Hemel Hempstead, State University of New York, Binghampton, 129-152, 1985.

Cantalamessa, G., y Di Celma, C., Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabi, Ecuador), *Journal of South American Earth Sciences*, *16*, 633-648, 2004.

CERESIS, Mapa Neotectonico Preliminar de America del Sur, 1985.

Corrigan, J., Mann, P., y Ingle, J. C., Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama - Costa Rica, *Geological Society of America*, *102*, 628-652, 1990.

Daly, M. C., Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forarc basin evolution in Ecuador, *Tectonics*, *8(4)*, 769-790, 1989.

De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., y Stein, S., Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, *101*, 425-478, 1990.

Deniaud, Y., Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Néogène: Etude des bassins d'avant arc et bilan de masse. *Géologie Alpine, Mémoire H.S.* (32), *159*, 2000.

Deniaud, Y., Baby, P., Basile, C., Ordoñez, M., Montenegro, G., y Mascle, G., Opening and tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Guayaquil: Neogene and Quaternary fore-arc basin of the south Ecuadorian Andes, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Séries II A, *Earth and Planetary Science*, *328(3)*, 181-187, 1999.

DeVries, T. J., Neotectónica del área de Cabo Blanco, noroeste del Perú, *Boletín de la Sociedad Geologica del Perú*, *73*, 1-12, 1984.

DeVries, T.J., The Geology and Paleontology of Tablazos in Northwest Peru, PhD Thesis, Ohio State University, 671 pp., 1986.

DeVries, T. J., The geology of Late Cenozoic marine terraces (*Tablazos*) in northwestern Peru, J*ournal of South American Earth Sciences*, *1(2)*: 121-136, 1988.

DGGM, Mapa geológico detallado del Ecuador, hoja Manta, Direccíon General de Geología y Minas, Quito, 1970.

DGGM, Mapa Geológico del Ecuador, Hoja Chanduy, Dirección General de Geología y Minas, Quito, 1974.

DGGM, Mapa Geológico del Ecuador, Hoja Estero Salado, Dirección General de Geología y Minas, Quito, 1975.

DGGM, Mapa geológico del Ecuador, Hojas 24 y 7, Esmeraldas e Punta Galera, escala 1/100.000°, Direccíon General de Geología y Minas, Quito, 1980.

Dumont, J.-F., y Benitez, S., Neotectonics of the coastal region of Ecuador : a new pluridisciplinary research project, *Third International Symposium of Andean Geodynamic* (ISAG), P.R. Cobbold, Saint Malo, 175-178, 1996.

Dumont, J.-F., Santana, E., Valdez, F., Tihay, J. P., Usselmann, P., Ituralde, D., y Navarette, E., Fan beheading and drainage diversion as evidence of a 3200-2800 BP earthquake event in the Esmeraldas-Tumaco seismic zone; a case study for the effects of great subduction earthquakes, *Geomorphology*, *74*, 100-123, 2006.

Dumont, J.-F., Santana, E., y Vilema, W., Morphologic evidence of active motion of the Zambapala Fault, Gulf of Guayaquil (Ecuador), *Geomorphology*, *65*, 223-239, 2005a.

Dumont, J.-F., Santana, E., Vilema, W., Pedoja, K., Ordonez, M., Cruz, M., Jimenez, N., y Zambrano, I., Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puna and Santa Clara Islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America), *Tectonophysics*, *399*, 331-350, 2005b.

Ego, F., Sebrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., y Eguez, A., Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes, *Tectonophysics*, *259*, 101-116, 1996.

Feininger, T., y Bristow, R., Cretaceous and Paleogene Geologic History of Coastal Ecuador, *Geol. Rdsch*., 849-874, 1980.

Ganser, A., Facts and theories on the Andes, *J. Geol. Soc. London*, *129*, 93-131, 1973.

Gardner, T. W., Verdonck, D., Pinter, N., Slingerland, R., Furlong, K. P., Bullard, T. F., y Wells, S. G., Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific coast, Costa Rica, *Geol. Soc. America. Bull*, *104*, 219-232, 1992.

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), *Geophys. Res. Lett*., *28(19)*, 3749-3752, 2001.

Gutscher, M. A., Malavieille, J., 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, 1999a.

Gutscher, M. A., Olivert, J.-L., Aslanian, D., Eissen, J.-P., y Maury, R., The «lost Inca Plateau»: cause of flat subduction beneath Peru, *Earth and Planetary Science Letters*, *171*, 335-341, 1999b.

Herbert Veeh, H., Th^{230}/U^{238} and U^{234}/U^{238} Ages of Pleistocene high sea level stand, *Journal of Geophysical Research*, *71(14)*, 3379-3386, 1996.

Hoffstetter, R., Notas sobre el Cuaternario de la península de Santa Elena (Ecuador), *Boletín de Informaciones Científicas Nacionales*, *II(11 y 12)*, 19-44, 1948.

Hsu, J. T., Quaternary uplift of the Peruvian coast related to the subduction of the Nazca Ridge: 13.5 to 15.6 degrees south latitude, *Quaternary International*, *15-16*, 87-97, 1992.

Huntley, D. J., y Lamothe, M., Ubiquity of anomalous fading, its measurement, and correction for it in optical dating of K-felspars, *Canadian Journal of Earth Sciences*, *38(18)*, 419-439, 2001.

Jaillard, E., Ordoñez, M., Benítez, S., Berrones, G., Jimenez, N., Montenegro, G., y Zambrano, I., Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during Late Cretaceous - Late Eocene times. En: A. J. Tankard, Suarez, S. R., y Welsink, H. J. (Editors), Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, 615-631, 1995.

Kellogg, J. N., y Vega, V., Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. En: P. Mann (Editor), Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 75-90, 1995.

Kelsey, H. M., y Bockheim, J.G., Coastal landscape evolution as a function of eustasy and surface uplift rate, Southern Cascadia margin, USA, *Geological Society of America Bulletin*, *110*, 850-854, 1994.

Lamothe, M., y Auclair, M., A solution to anomalous fading and age shortfalls in optical dating of feldspar minerals, *Earth and Planetary Science Letters*, *171*, 319-323, 1999.

Lonsdale, P., Ecuadorian subduction system, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, *62(12)*, 2454-2477, 1978.

Macharé, J., y Ortlieb, L., Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru, *Tectonophysics*, *205*, 97-108, 1992.

Macharé, J., y Ortlieb, L., Morfoestratigrafía de los Tablazos del Noroeste peruano: neotectónica y fluctuaciones del nivel del mar, Resúmenes Extendidos del VIII Congreso Peruano de Geología, 238-241, 1994.

Marchant, S., A Photogeological Analysis of the Structure of the Western Guayas Province, Ecuador with discussion of the stratigraphy and Tablazo Formation derived from surface mapping, *Quat. Geol. Soc. London, 114*, 215-233, 1961.

McLaren, S. J., y Rowe, P. J., The reliability of uranium-series mollusc dates from the western Mediterranean Basin, *Quaternary Science Reviews*, *15*, 709-717, 1996.

Mourier, T., Mégard, F., Reyes Rivera, L., y Pardo Arguedas, A., L'évolution mésozoïque des Andes de Huancabamba (nord Pérou-sud Equateur) et l'hypothèse de l'accrétion du bloc Amotape-Tahuin, *Bull. Soc. Géol. Fr., 1*, 69-79, 1998.

Murray, A. S., y Wintle, A. G., Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiation Measurements*, *32(57-73)*, 2000.

Ortlieb, L., Barrientos, S., y Guzman, N., Coseismic coastal uplift and coraline algae record in northern Chile: the 1995 Antofogasta earthquake case, *Quaternary Science Reviews*, *15*, 949-960, 1996.

Ota, Y., Marine terraces as reference surfaces in late Quaternary tectonics studies: examples from the Pacific Rim, *Royal Society of New Zealand*, *24*, 357-375, 1986.

Pedoja, K., Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou) : relations avec le contexte géodynamique, Ph.D Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 350 pp., 2003.

Pedoja, K., Bourgeois, J., Pinegina, T., y Higman, B., Does Kamchatka belong to North America? An extruding Okhotsk block suggested by coastal neotectonics of the Ozernoï Peninsula, Kamchatka, Russia, *Geology*, *34(5)*, 353-356, 2006a.

Pedoja, K., Dumont, J.-F., Lamothe, M., y Auclair, M., Marine terraces on the north Peruvian and Ecuadorian active margin: tectonic segmentation, *Geophys. Res*., Abstract 5: 12200, 2003.

Pedoja, K., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ortlieb, L., Collot, J.-Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V., y Labrousse, B., Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador, *Journal of South American Earth Science*, *22*, 1-21, 2006b.

Pedoja, K., Dumont, J.-F., Sorel, D., y Ortlieb, L., Marine terraces and subducting asperities: the Manta Case, Ecuador, *Fifth International Conference on Geomorphology*. Transaction of the Japanese Geomorphological Union, Tokyo, 187 pp., 2001.

Pedoja, K., Kershaw, S., Shen, J.-W., y Tang, C., Coastal Quaternary morphologies on the northern coast of the South China Sea, China, and their implications for current tectonic models: A review and preliminary study, *Marine Geology*, *228*, 79-81, 2008.

Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.-F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., y Labrousse, B., Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data, *Marine Geology*, *228*, 73-91, 2006c.

Roperch, P., Megard, F., Laj, C., Mourier, T., Clube, T., y Noblet, C., Rotated oceanic blocs in western Ecuador, *Geophys. Res. Letters*, *14(5)*, 558-561, 1987.

Sloss, P. W., Surface of the earth: a computer generated image of color-shaded relief, *National Geophysical Data Center*, Boulder, 1994.

Trenhaile, A. S., Modeling the effect of late Quaternary interglacial sea levels on wave-cut shore platforms, *Marine Geology*, *172*, 205-223, 2001.

Trenhaile, A. S., Modeling the develoment of marine terraces on tectonically mobile rock coasts, *Marine Geology*, *185*, 341-361, 2002.

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.

Watts, A. B., Lamb, S. H., Fairhead, J. D., y Dewey, J. F., Lithospheric flexure and bending of the Central Andes, *Earth and Planetary Science Letters*, *134*, 9-21, 1995.

Winter, T., Avouac, J. P., y Lavenu, A., Holocene kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features, *Geophys*., *115*, 905-920, 1993.

Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jimenez, N., y Sosson, M., Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape, *Tectonics*, 25, 1-22, 2006.

Wood, P. B., Optically stimulated luminescence dating of a late Quaternary shoreline deposit, Tunisia, *Quaternary Geochronology* (Quaternary Science reviews), *13*, 513-516, 1994.

Zazo, C., Interglacial sea levels, *Quaternary International*, 55, 101-113, 1999.

Breve análisis de la sismicidad y del campo de esfuerzos en el Ecuador

Mónica Segovia[1], Alexandra Alvarado[1]

[1]Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional
Av. Ladrón de Guevara E11-253 y Andalucía, Edificio de Ing. Civil, 6to. Piso, Quito-Ecuador
Fax: 593-2-2567-847; Telf. 593-2-2225-655
Email: *msegovia@igepn.edu.ec, aalvarado@igepn.edu.ec*

Resumen.

La actividad sísmica del Ecuador está relacionada con su contexto geodinámico donde interactúan tres placas tectónicas: la placa oceánica de Nazca, la Placa continental Sudamericana y el Bloque Norandino. En este ambiente, y debido a la colisión y subducción de la placa oceánica bajo las dos placas continentales, se identifican varias fuentes sísmicas: la primera relacionada con el fenómeno de subducción propiamente dicho, la segunda relacionada con la deformación y movimiento relativo de las dos placas continentales debido al choque con la placa oceánica, ambas de carácter superficial y la tercera, asociada a una deformación en la placa oceánica subducida y de carácter profundo.

La red sísmica local (RENSIG), desde su funcionamiento en 1988, ha detectado más de 44000 eventos de origen tectónico de los cuales, un 14% tienen magnitudes iguales o superiores a 4.0 grados. El análisis para determinar el campo de esfuerzos se realizó utilizando los eventos más grandes entre 1996 y 2005, con mayor número de estaciones y con mejor cobertura azimutal y se obtuvieron los mecanismos focales utilizando la polaridad de las ondas P y luego con el programa TENSOR que aplica el método de los diedros rectos, se determinó los tres ejes principales del tensor de esfuerzos considerando los eventos por zonas tectónico-estructurales.

En la parte marina de la zona de subducción, se identificó un régimen de compresión y otro de extensión, ambos en una misma dirección O-E aproximada, lo cual es posible en función de dónde ocurran los eventos sísmicos, ya sea en la zona entre las dos placas (eventos interplaca) o al interior de alguna de las dos placas (eventos intraplaca). Sin embargo, en este estudio, localizar precisamente en profundidad estos eventos y corroborar esta idea, al momento no es factible puesto que no se cuenta con una metodología apropiada.

En la zona de ante arco se encontró una gran variación de las direcciones de los esfuerzos de compresión y extensión entre N13°y N130°. En la zona del arco, también las direcciones de esfuerzos de compresión y extensión son similares: en la zona de Quito y en el Valle Interandino Centro, varían entre N93° y N119° mientras que en el Valle Interandino Sur, las direcciones son N125°. En la zona de Pisayambo, por su ubicación entre dos volcanes y en el extremo Sur de uno de los sistemas de fallas activos, se observa una gran variación en las direcciones de esfuerzos de compresión y extensión: N50° a N152°. En el tras arco, en la zona transpresiva, varían entre N78° y N159°, mientras que en la zona subandina, entre N118° y N146°. Los sismos profundos bajo el ante arco y el arco, presentan tensores oblicuos con el eje compresivo subvertical, mientras que bajo el tras arco la dirección de extensión es horizontal.

El hecho de que tanto la dirección de compresión como de extensión se encuentren dentro de los mismos rangos, se puede explicar si en ciertos instantes, la corteza sometida a compresión en la dirección indicada, se relaja y genera sismos también. Los rangos de variación de las direcciones observados son mayores en el ante arco y menores en el arco y en el tras arco, posiblemente debido a un control de estructuras corticales que cambian los esfuerzos que finalmente actúan sobre cada zona.

Abstract.

The seismic activity in Ecuador is related to its geodynamic context where three tectonic plates interact: the oceanic Nazca plate, the continental South American plate and the Norandean Block. Due to the collision and

subduction of the oceanic plate, several seismic sources are identified: first, those related to the subduction itself, second, those related to internal deformations and relative displacements of the two continental plates, both with shallow depths, and third, those associated with deformation in the subducted oceanic plate.

Since 1988, the local seismic network (RENSIG) has detected more than 44000 tectonic events, 14% of them with magnitudes ≥ 4. The determination of the stress field was made using the largest events recorded between 1996 and 2005, with the greatest number of stations and a good azimuthal coverage. Focal mechanisms from P-wave polarity were determined with SPHER and then, the stress tensor analysis was performed using TENSOR based on the right dihedron method. We determined the three principle axes of the stress tensor considering the classification of events according to different tectonic-structural zones.

In the offshore part of the subduction zone, a near W-E direction of compression and extension regime was identified, which depends on the location of the seismic events along the interplate zone (interplate events) or within the plates (intraplate events). However, in this study, accurate depth determination is not so precise to corroborate this assumption, in particular because there is no a good location method at the moment. The continental fault system shows coincident compressional and extensional stress directions. In the forearc, there is a great variation in the stress directions from N13° to N130°. In the arc, in Quito and in the Andean Valley, stress directions vary between N93° and N119° whereas in the south of the Andean Valley, the stress direction is N125°. In Pisayambo, stress directions vary greatly from N50° to N152°, because this area is located between two volcanoes and at the southern end of one of the active fault systems, which can be modifying the expected regional stress regimen. In the backarc, stress directions vary between N78° and N159° in the transpressive zone, and in the subandean zone, between N118° and N146°. The principal stress axes for deep earthquakes beneath the forearc and the arc regions are oblique in tension with an almost vertical compression component, whereas beneath the backarc, the extensional stress regime is horizontal.

The fact that both compression and extension directions are similar may be explained by a time dependent relaxation of the crust under compression that generates earthquakes. In this study, the principal stress varies greatly in the forearc and less in the arc and backarc regions. This may be due to specific crustal structures that change locally the stress regime of each zone.

1. Introducción

Desde la instalación de las primeras estaciones sísmicas de la Red Nacional de Sismógrafos y Acelerógrafos (RENSIG) del Instituto Geofísico – Departamento de Geofísica de la Escuela Politécnica Nacional en 1988, se han registrado alrededor de 44000 sismos de origen tectónico, de los cuales, un 14% tienen magnitudes iguales o superiores a 4 grados y se presentan en la Figura 1.

Los eventos que se utilizaron para la determinación del campo de esfuerzos fueron seleccionados entre 1996 y 2005 en función de su tamaño para lo cual se escogieron aquellos con magnitud igual o superior a 4 grados y con un número de fases P+S mayor a 25. Las fases fueron re-leídas, llevando un control de la polaridad. Luego, se construyeron los mecanismos focales basados en primeros arribos y se analizó el grado de cobertura de la red sísmica. También se incluyeron eventos pequeños, pero que presentaron interés, debido a su ocurrencia en zonas específicas, ya sea como enjambres, como evento principal y réplicas o porque son eventos, donde antes, por efectos de distribución de red, no se habían detectado o no eran tan numerosos, eg. zona transpresiva (ver presentación más adelante).

Con todos estos criterios, se contó con 323 eventos. Los mecanismos focales se construyeron en función del primer arribo de la onda P, con el programa SPHER. Este programa grafica simultáneamente los dos planos ortogonales y el usuario ajusta los planos en función de los datos; el resultado se evalúa con dos parámetros: la calidad y el score; ambos valores se presentan como porcentajes e indican, el primero, la distribución de los datos sobre la red estereográfica y el segundo, la correspondencia de los datos con la solución obtenida. De esta manera, una calidad de 100% significa que todos los puntos que representan una compresión caen en los cuadrantes compresivos y todos los puntos que representan una extensión caen en los cuadrantes extensivos; un score de 100% a su vez indica que los puntos proyectados sobre el cuadrante inferior de la esfera, cubren homogéneamente el plano (buena cobertura azimutal con ángulos de incidencia variables).

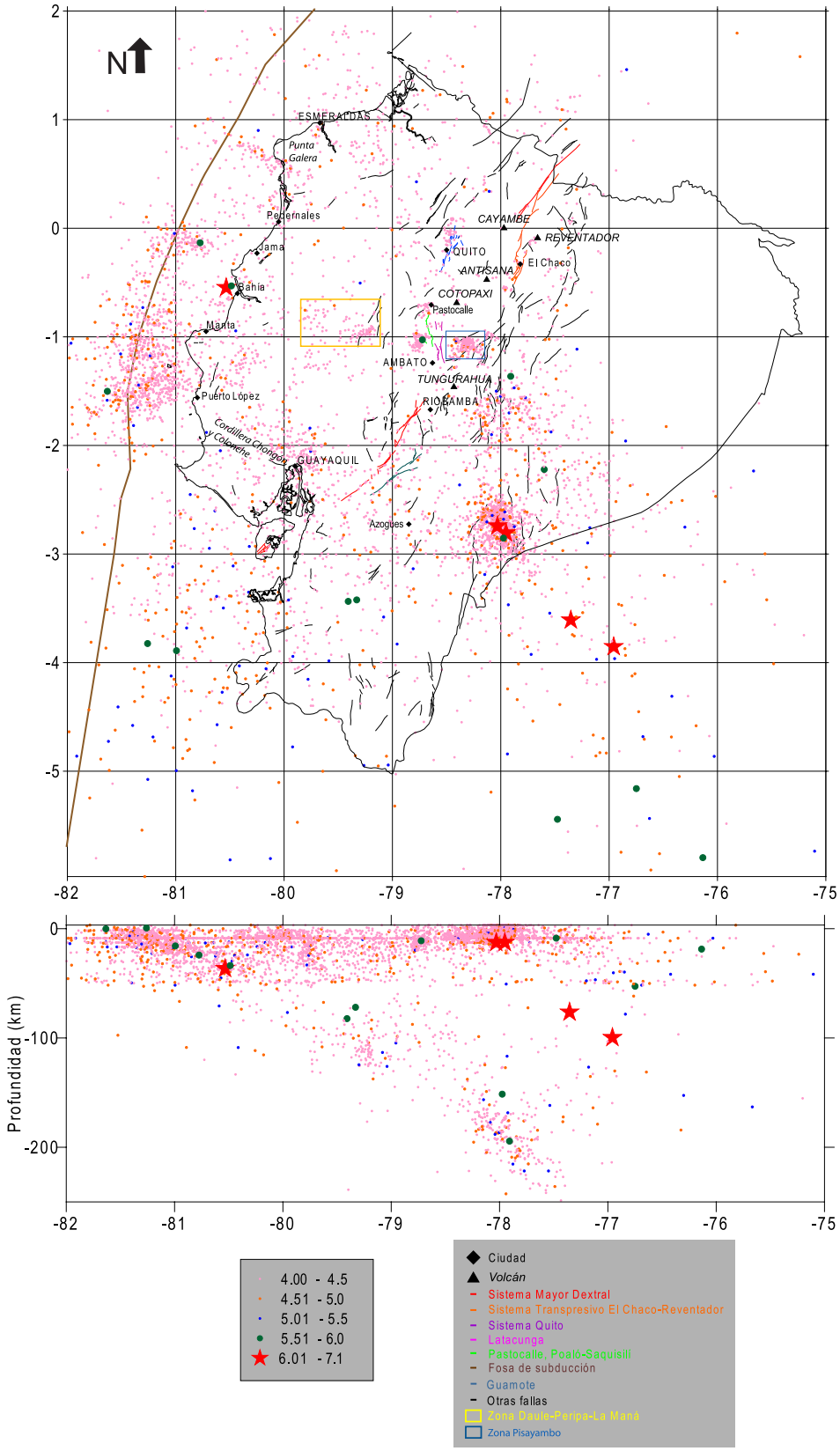


Figura 1. Sismicidad instrumental registrada por la RENSIG entre 1988 y 2008. Mapa base: Fallas activas: Proyecto "International Lithosphere Program Task-Group II-2, Major Active Faults of the World" (Alvarado, 2008).

Para la determinación del tensor de esfuerzos, se separó los datos de sismicidad en zonas definidas en función del esquema tectónico local en: zona sismogénica de la subducción, ante arco, arco, tras arco y en sismos profundos de la zona Wadati-Beniof y se utilizó el programa TENSOR (Delvaux, 2001). TENSOR usa el algoritmo de los diedros rectos (Angelier & Mechler, 1997) basado en una malla de orientaciones predeterminada (384 orientaciones) en una proyección en el hemisferio inferior de la esfera de manera que en la red estereográfica aparece como una malla regular (malla de conteo). El programa TENSOR identifica en función de la desviación de los datos con respecto a un promedio calculado, la compatibilidad o incompatibilidad de eventos permitiendo separarlos en familias; de esta forma, para las zonas consideradas se identificó más de un tensor de esfuerzos. Para cada mecanismo focal, se determinan los cuadrantes en compresión y en extensión sobre esta malla; todas las orientaciones de la malla que caen en los cuadrantes en extensión tienen un valor de 100% y las que caen en los cuadrantes en compresión tienen un valor de 0%. Los valores obtenidos para todos los mecanismos focales son promediados y las orientaciones de S1 y S3 correspondiente a σ_1 y σ_3 (compresión y extensión) son las orientaciones que tienen los valores de 0% y 100% respectivamente; S2 que corresponde a σ_2 (esfuerzo intermedio) se define ortogonal a S1 y S3; R o factor de forma se define mediante el valor de S2: $R=\pm(100-S2)/100$. En el caso de aplanamiento extremo, (S2=S3 y R=0) o contracción extrema (S1=S2 y R=1) solo uno de los valores extremos será bien definido (0% para aplanamiento y 100% para contracción) y el otro tendrá valores intermedios y una distribución circular. Por tanto, solo S1 estará bien definido cuando R es cercano a 0 y solo S3 cuando R es cercano a 1.

El programa calcula además un CD o *counting desviation* que expresa el grado de divergencia de cada dato (mecanismo focal) con respecto al conjunto. Con este parámetro, se puede realizar una separación de fallas (mecanismos focales) creando un set de datos compatible con el tensor de esfuerzos determinado. Las opciones que presenta el programa para separar los datos son: CD>media+$\int$ ó CD>media+2$\int$.

Finalmente se presentan los resultados en el mapa de fallas activas auspiciado y publicado por el Proyecto "International Lithosphere Program Task-Group II-2, Major Active Faults of the World" en el año 2003 y que ha sido revisado y una nueva versión será presentada bajo el auspicio del Programa Multinacional Andino con el patrocinio de Canadá.

2. Esquema neotectónico

El Ecuador se encuentra en el extremo Nor-occidental de América del Sur, sector donde interactúan tres placas tectónicas: Nazca, Sudamérica y el Bloque Norandino (Pennington, 1981; Kellog y Bonini, 1982); sin embargo, para autores como DeMets, et al. (1990), el Bloque Norandino no es una placa independiente sino que es parte de la placa Sudamérica (Figura 2). La interacción entre estas placas da origen a los fenómenos del volcanismo y la sismicidad.

La geodinámica del Bloque Norandino y su tectónica están controladas por la convergencia oblicua de la Placa Nazca a una velocidad de 58 ± 2 mm/año (Trenkamp, 2002; Kreemer, 2003), con una dirección de N81°E, (DeMets et al., 1990), ocasionando un movimiento del Bloque Norandino hacia el NNE (Ego et al., 1995) con una velocidad de 6 mm/año (Mora et al., 1995). Dicho movimiento, en el Ecuador, está acomodado por un sistema de fallas activo principalmente de tipo dextral denominado Sistema Mayor Dextral que limita el Bloque Norandino y la Placa Sudamérica (Pennington, 1981; Kellog y Bonini, 1982; Aggarwal et al., 1983; Mann y Burke, 1984; Soulas, 1986; Toussaint y Restrepo, 1987; Mann y Corrigan, 1990; Soulas et al., 1991).

El Sistema Mayor Dextral se inicia en el sector del Golfo de Guayaquil, sigue los rasgos de la falla Pallatanga en el borde oriental de la Cordillera Occidental y luego "salta" hacia la Cordillera Real evidenciado por la falla Chingual-La Sofía y continúa en territorio colombiano con la falla dextral de Algeciras-Servita hasta el sector de Villavicencio donde se manifiesta como estructuras dextrales inversas en la vertiente Este de la Cordillera Oriental; más hacia el Norte el sistema se prolonga con las fallas de orientación aproximada E-O de Boconó, San Sebastián y el Pilar que constituyen el límite con la Placa Caribe (Pérez y Aggarwal, 1981; Soulas et al., 1991).

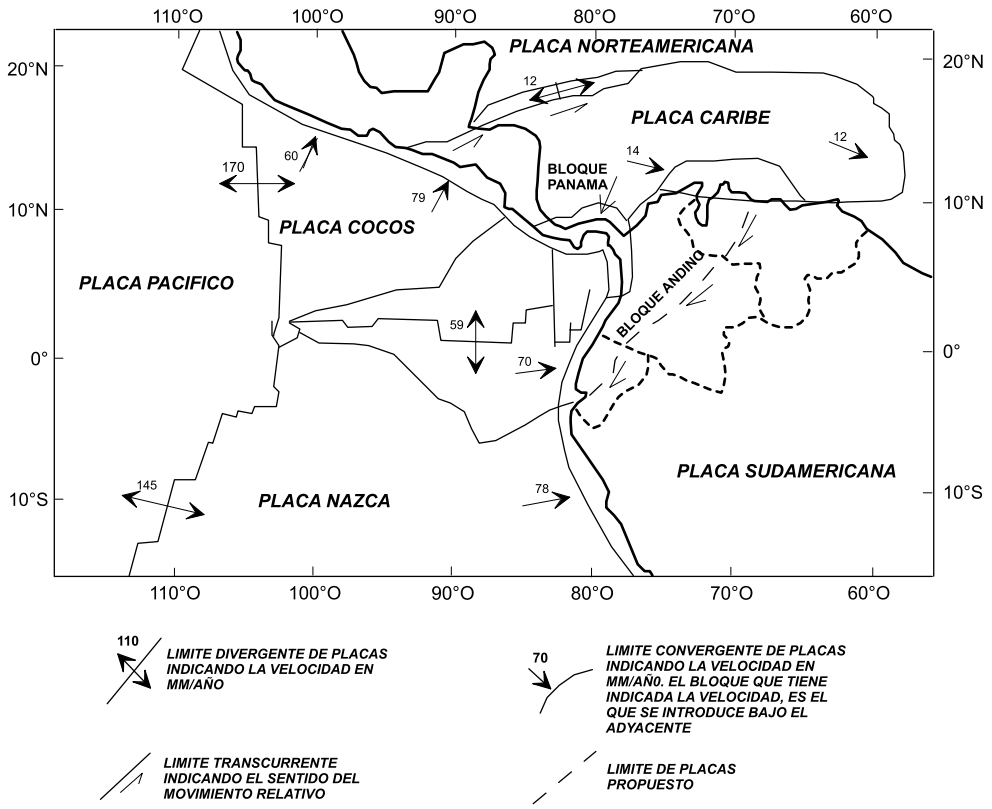


Figura 2. Zona de convergencia de las placas: Sudamericana, Nazca y bloque Nor-andino.

Para otros autores como Soulas et al. (1991) las expresiones del Sistema Mayor Dextral en territorio ecuatoriano no son tan "lineales" y en realidad están representadas a más de las fallas Pallatanga y Chingual-La Sofía, por zonas de transpresión con pequeños componentes dextrales al Sur de la zona entre los volcanes Cayambe y Reventador –Sistema Transpresivo El Chaco – El Reventador-. Más al Sur, el sistema tiene una expresión que cruza la Cordillera Real al Norte de los Llanganates (al Este de la zona de Pisayambo) y luego se divide en la Falla Pallatanga ya mencionada, la Falla Guamote y otras menores debido a la deformación causada por estos dos rasgos mayores.

De acuerdo a este esquema de geodinámica regional la denominada Dolores-Guayaquil Megashear (Megacizalla) correspondiente a la sutura entre los terrenos alóctonos de la Cordillera Occidental y el Callejón Interandino-Cordillera Real (Case et al., 1971, 1973; Campbell, 1974; Feininger y Seguin, 1983) no es la estructura que controla la tectónica activa actual. Entre las estructuras de Pallatanga y Chingual la presencia de algunas fallas y pliegues de edad cuaternaria y de dirección N-S y NNE ubicadas dentro del Callejón Interandino, son interpretadas como la continuación de estos sistemas (Winter, 1990; Ego, 1993; Ego et al., 1993).

En el Bloque Norandino, en la zona costera o de ante arco, los sistemas considerados como activos son de menor importancia en cuanto a su potencialidad para generar sismos importantes, ya que la mayor fuente de estos es la propia subducción. Sus direcciones varían entre E-NE, en la de Chongón Colonche a NE-SE hacia el Norte y su cinemática no está definida aún. En la zona de la Cordillera Occidental, las estructuras siguen el rumbo de la cordillera con movimientos que aún están por definir. Finalmente, en el Valle Interandino, entre Riobamba y Quito, se observa una zona de deformación activa muy importante, caracterizada principalmente por pliegues y/o flexuras, cuyo rumbo es principalmente N-S y que limitan el Valle. A estos sistemas de pliegues y flexuras se les puede asociar algunos sismos históricos de importancia, que han afectado la región. Hacia el Norte de Quito la dirección de las estructuras activas, tanto en la Cordillera Occidental como en el Valle Interandino, es NE-SO, y de los rasgos morfológicos sugieren componentes transcurrentes de movimiento (Alvarado A, en revisión).

3. Fuentes sísmicas

De acuerdo a este contexto, los sismos ocurren en:

a. el contacto entre la placa oceánica con la placa continental (zona sismogénica de la subducción),
b. en la placa continental que se desliza a través de zonas de debilidad o fallas (fallamiento continental) debido a los esfuerzos ocasionados por la colisión de las placas, y
c. en la placa oceánica subducida (fallas pre-existentes).

3.1 Zona submarina de la subducción

En la zona submarina de la subducción, los sismos ocurren cuando las dos placas en contacto se deslizan la una con respecto a la otra en un movimiento típicamente inverso, sin embargo, otro tipos de eventos como normales o inversos con componentes de rumbo importante, también podrían registrarse debido a otras estructuras complejas presentes en la zona (Collot et al., 2004).

Frente a la costa ecuatoriana, el proceso de subducción de la Placa Nazca bajo el Bloque Norandino ha generado los sismos más grandes en el Ecuador, tal es el caso del terremoto de 1906 considerado como el quinto en liberación de energía en el siglo pasado (NEIC). Parte de la zona involucrada en esta ruptura (desde Manta 1°S hasta Buenaventura en Colombia a 4°N, aproximadamente unos 500 km de extensión) fue nuevamente afectada por otros terremotos menores pero igualmente importantes en 1942, 1956, 1958, 1979 (Kanamori & McNally, 1982; Mendoza & Dewey 1984; Beck & Ruff, 1984; Swenson y Beck, 1996) y 1998 (Segovia, 2001). Adicionalmente, con la vigilancia de la RENSIG, se ha podido determinar la formación de gap o brechas sísmicas, donde no se registra mayor actividad sísmica, como el de Bahía antes del terremoto de 1998 (Mw=7.1, PDE-NEIC), el de Pedernales todavía sin rellenar, ambos limitados por enjambres con importante actividad sísmica durante varios períodos como son los de Puerto López en 1995 y 1998, Jama a fines de diciembre de 1996 e inicios de 1997 y en 2000 y Punta Galera en 1995 (Segovia, 2001) y nuevamente Puerto López en 2005 (Vaca, 2007).

La zona sismogénica de la subducción analizada comprende desde 2.5°S hasta 1.0°N, donde se cuenta con un número importante de eventos sísmicos de los cuales se pudo obtener mecanismos focales.

Los eventos inversos presentan una dirección del esfuerzo máximo de N273° y casi horizontal, similar a la dirección de convergencia de la Placa Nazca, mientras que los mecanismos normales presentan un esfuerzo máximo casi vertical con una extensión en dirección similar a la de la compresión: N261°, ver Tabla 1. En la zona sismogénica de la subducción se esperan ambos tipos de mecanismos dependiendo de dónde ocurren los eventos. Sin embargo, dada la distribución de las estaciones sísmicas y modelos de velocidades poco precisos, la resolución de la profundidad no es muy buena. Por otra parte, se observa que la mayoría de sismos con mecanismo normal ocurrieron luego del sismo del 28 de septiembre de 2000 (mb=5.7) que es parte de uno de los enjambres registrados en Jama, lo cual se interpreta como ajustes posteriores a este evento mayor (eventos 16, 17, 18, 19, 20 y 21 en la Fig. 3).

Tabla 1. Eventos utilizados, dirección e inclinación de los ejes principales de esfuerzos obtenidos para la zona marina de la subducción y parámetros del cálculo en función del tipo de mecanismo focal, ver Figura 3.

Subducción	Eventos	S1(σ_1)●		S2(σ_2)▲		S3(σ_3)■		R	CD%
Inversos 1 I1	1,2,6,10,13,23,24,29,30, 32, 33	N273°	7°	N182°	5°	N58°	81°	0.55	24.6 +/- 5.8
Inversos 2 I2	22,27,28	N22°	17°	N129°	44°	277°	41°	1.0	25.4 +/- 3.9
Normales 1 N1	5,7,8,9,11,16,17,18,19,20, 21,26,31	N17°	69°	N168°	19°	N261°	9°	0.62	20.6 +/- 3.9
Normales 2 N2	3,4,12,14,15,25	N83°	80°	N286°	9°	N195°	4°	0.60	44.7 +/- 3.1

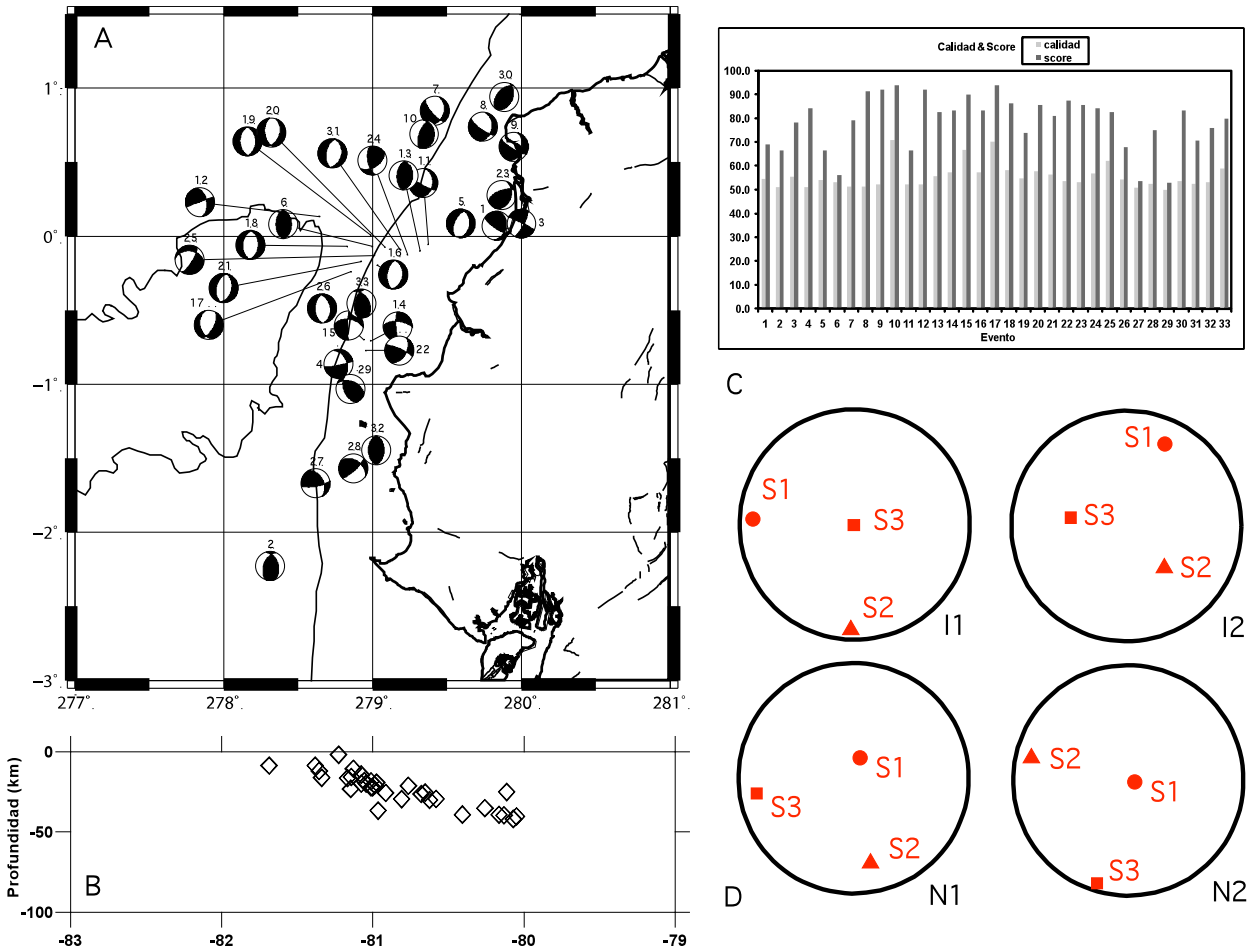


Figura 3. Eventos y tensores de esfuerzos obtenidos en la zona marina de la de la subducción (I1, I2, N1 y N2 en la Tabla 1). A. Mapa con la ubicación de los eventos y sus mecanismos focales, B. Corte O-E incluyendo todos los eventos, C. Calidad y score de los mecanismos focales, D. Tensores de esfuerzos (S1(σ1)●, S2(σ2)▲, S3(σ3)■ indican los ejes principales del tensor) para las familias identificadas.

3.2 Fallamiento continental

La actividad sísmica en la placa continental está relacionada con estructuras corticales que al parecer no se extienden a más de unos 45 km de profundidad ni todas tienen expresiones superficiales. De esta forma, se puede observar que no toda la sismicidad puede ser vinculada a alguna de las fallas reconocidas (Figura 4).

En cuanto a los mecanismos focales en la zona de ante arco o costera, son tanto inversos como normales. Los primeros presentan una dirección del esfuerzo máximo que va desde N292° hasta N84°. Los mecanismos normales presentan una extensión en dirección N310°, y otra entre N226° y N81°.

En la zona Norte de la costa, se observan una dirección de esfuerzo de compresión entre N14° y N83° (Tabla 2).

En el arco volcánico, las fuentes sísmicas están relacionadas con las expresiones del Sistema Mayor Dextral, principalmente las ubicadas al interior del Valle Interandino desde Quito hasta Ambato. Las fallas inversas de orientación N-S, en general, en el borde occidental del valle buzan al Oeste, mientras que en el borde oriental, buzan hacia el Este.

Hacia el Sur de Riobamba, la actividad es más difusa, aunque esto puede ser una consecuencia de la sensibilidad de la red sísmica que puede no estar registrando pequeños eventos (magnitud < 3.5). Otra zona de gran actividad es el Nido de Pisayambo ubicado entre los volcanes Cotopaxi y Tungurahua, cuya actividad sísmica representa alrededor del 35% de lo registrado por la RENSIG.

Tabla 2. Eventos utilizados, dirección e inclinación de los ejes principales de esfuerzos obtenidos para las diferentes familias identificadas en la zona de ante arco y parámetros del cálculo; referirse además a la Figura 4 y 5.

Zona	Eventos	S1(σ_1)●		S2(σ_2)▲		S3(σ_3)■		R	CD%
Costa central 1 CC1	2,4,6,8,9,13,18,23,24, 25,28,30,33,34,35,38, 39,40,42,44,46,47,48, 49,50,56,57	N292°	7°	N24°	18°	N182°	71°	0.52	31.8+/- 4.1
Costa central 2 CC2	1,3,11,12,16,17	N84°	23°	N344°	22°	N215°	57°	0.33	37.8+/- 7.5
Costa central 3 CC3	5,10,20,21,22,26,27, 29,32,37,45,51	N190°	37°	N68°	35°	N310°	34°	0.29	34.9+/- 3.7
Costa central 4 CC4	7,14,15,19,36,41,43, 53,54,55	N132°	73°	N135°	4°	N226°	17°	0.3	36.5+- 4.2
Costa central 5 CC5	31,52	N249°	67°	N349°	4°	N81°	23°	0.5	30.9+/- 0.2
Costa Norte 1 CN1	1,2,3,5,6,8,9,10,11, 13,14,18,19,20	N263°	30°	N139°	44°	N13°	31°	0.43	33.7+/- 4.9
Costa Norte 2 CN2	4,7,12,15,16,17	N14°	26°	N127°	39°	N260°	40°	0.5	42.9+/- 3.7

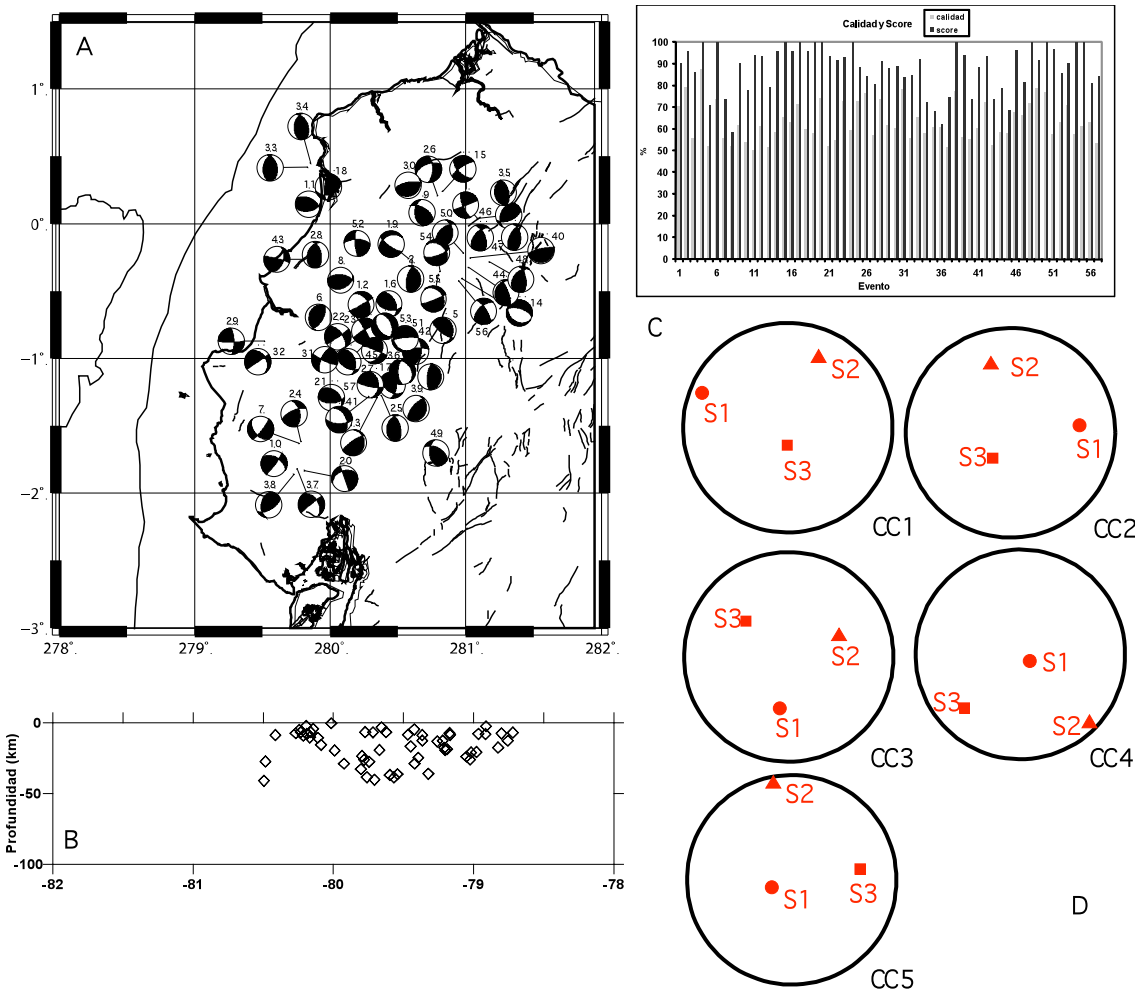


Figura 4. Eventos y tensores de esfuerzos obtenidos en la costa central (CC en la Tabla 2). A. Mapa con la ubicación de los eventos y sus mecanismos focales, B. Corte O-E incluyendo todos los eventos, C. Calidad y score de los mecanismos focales, D. Tensores de esfuerzos (S1(σ_1)●, S2(σ_2)▲, S3(σ_3)■ indican los ejes principales del tensor) para las familias identificadas.

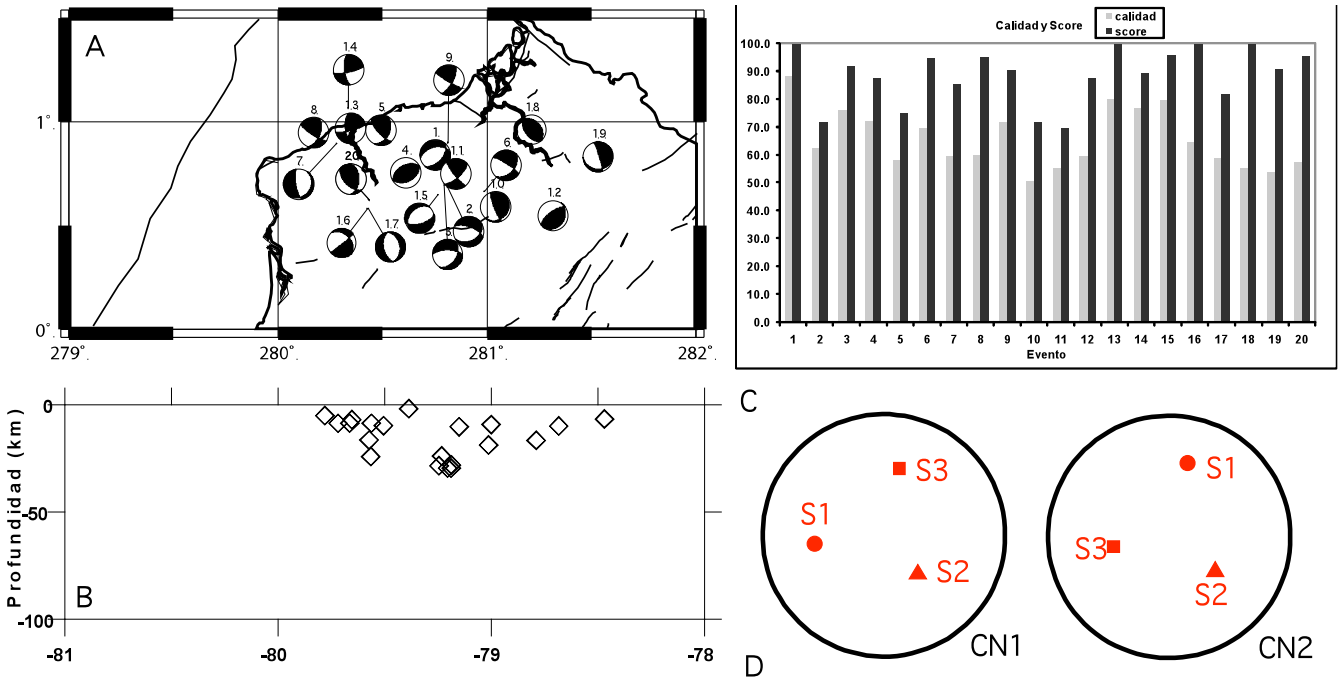


Figura 5. Eventos y tensores de esfuerzos obtenidos en la costa norte (CN en la Tabla 2). A. Mapa con la ubicación de los eventos y sus mecanismos focales, B. Corte O-E incluyendo todos los eventos, C. Calidad y score de los mecanismos focales, D. Tensores de esfuerzos ($S1(\sigma_1)$●, $S2(\sigma_2)$▲, $S3(\sigma_3)$■ indican los ejes principales del tensor) para las familias identificadas.

Para el cálculo del tensor, se procedió igualmente a una selección de eventos por zonas y adicionalmente en la zona de Pisayambo, se incluyeron eventos desde 1996.

En la zona de Quito, el esfuerzo principal es horizontal y tiene una dirección de N94°, y los eventos normales, también presentan una dirección de extensión de N113° pero un buzamiento algo mayor.

Más hacia el Sur, entre Pastocalle y Riobamba, tanto la compresión como la extensión, tienen direcciones similares lo que se observa en Quito: N93° y N119° respectivamente.

Aún más al Sur, entre Riobamba y un poco al Norte de Azogues, las direcciones de compresión y extensión, también coinciden entre sí, pero varían con respecto a lo que se observa al Norte y presentan valores de N305-306°.

La zona de Pisayambo, ubicada entre los volcanes Cotopaxi y Tungurahua, en el borde oriental del Valle Interandino y en el límite Sur del Sistema Transpresivo El Chaco-El Reventador (zona delimitada en azul en la Figura 1), presenta una importante actividad sísmica y microsísmica, constituyendo lo que se conoce como un nido sísmico, con un número de eventos que representan aproximadamente el 30% de la actividad registrada cada año por la RENSIG. Esta zona, presenta una gran variedad de mecanismos focales dando lugar a varias soluciones para los esfuerzos predominantes, sin embargo, la mayoría de eventos responden a compresiones casi horizontales y que varían entre N73° y N152°, mientras que un menor número de eventos responden a régimen extensivo, también en direcciones similares: N230 y N262° (ver Tabla 3).

En el sector Norte, el borde oriental de la cordillera Real o zona de tras arco, las estructuras de la Zona Transpresiva El Chaco – El Reventador y la zona subandina presentan una importante actividad microsísmica que se incrementó a partir de la erupción del volcán Reventador en noviembre de 2002.

Tabla 3. Eventos utilizados, dirección e inclinación de los ejes principales de esfuerzos obtenidos para las diferentes familias identificadas en la zona del arco y parámetros del cálculo; referirse a las Figuras 6, 7 y 8.

Zona	Eventos	S1(σ_1)●		S2(σ_2)▲		S3(σ_3)■		R	CD%
Quito Q1	1,2,3,4,5,7,8,9, 10,11,12,13,14, 16,17,18	N94°	2°	N184°	12°	N355°	78°	0.25	33.5+/- 5.3
Quito 2 Q2	6,15	N312°	46°	N212°	10°	N113°	42°	0.5	20.9+/- 1
Centro Valle Interandino 1 CVI 1	2,3,4,5,6,7,8,10, 11,12,13,15,16, 18,19,2022, 23,24,26,27,28, 29,30, 31,32,33	N93°	6°	N185°	22°	N351°	67°	0.33	35.8+/- 5.4
Centro Valle Interandino 2 CVI 2	1,9,14,17,21,25	N13°	61°	N213°	27°	N119°	8°	0.33	29.1+/- 6.1
Sur Valle Interandino SVI 1	1,2,3,5	N306°	15°	N44°	27°	N190°	58°	0.5	25.7+/- 5.7
Sur Valle Interandino 2 SVI 2	4,6	N112°	84°	N215°	1°	N305°	6°	0	23.3+/- 0
Pisayambo 1 P1	1,3,7,22,23,27, 35,41,44,50,65, 69,70,73	N73°	24°	N183°	38°	N319°	42°	0.31	38.0+/- 2.5
Pisayambo 2 P2	37,43	N109°	8°	N14°	33°	N211°	56°	0.67	21.1+- 7.1
Pisayambo 3 P3	4,16,18,19,26, 29,31,32,33,39, 42,45,51,53,56, 57,60,61, 62	N321°	64°	N140°	26°	N230°	0°	0.37	34.8+/- 2.8
Pisayambo 4 P4	36,63	N25°	60°	N164°	24°	N262°	17°	0.57	38.7+/- 3.6
Pisayambo 5 P5	12,13,14,28,30, 34,38,40,49,59, 67	N152°	14°	N261°	53°	N52°	34°	0.64	34.8 +/- 3.7
Pisayambo 6 P6	2,5,6,8,9,10,11, 15,17,20,21,24, 25,46,47,48,52, 55,58,62,64,66, 68,71	N282°	7°	N13°	8°	N151°	79°	0.12	27.3+/-2.5

La dirección del esfuerzo máximo en ambas zonas es aproximadamente similar: N314° y N258° respectivamente (Ver Tabla 4).

La zona Sur del tras arco (al Sur de 2° S) también presenta una importante actividad, sobre todo luego del terremoto ocurrido en 1995, Mw 6.8 (Yepes et al., 1996). Réplicas grandes de este terremoto siguieron registrándose hasta más de un año después e incluso 5 años después la actividad microsísmica continuó siendo importante (Baby et al., 2004). Esta última zona, no es analizada en el presente trabajo, por cuanto no se cuenta con buenos mecanismos focales debido a la cobertura de la red.

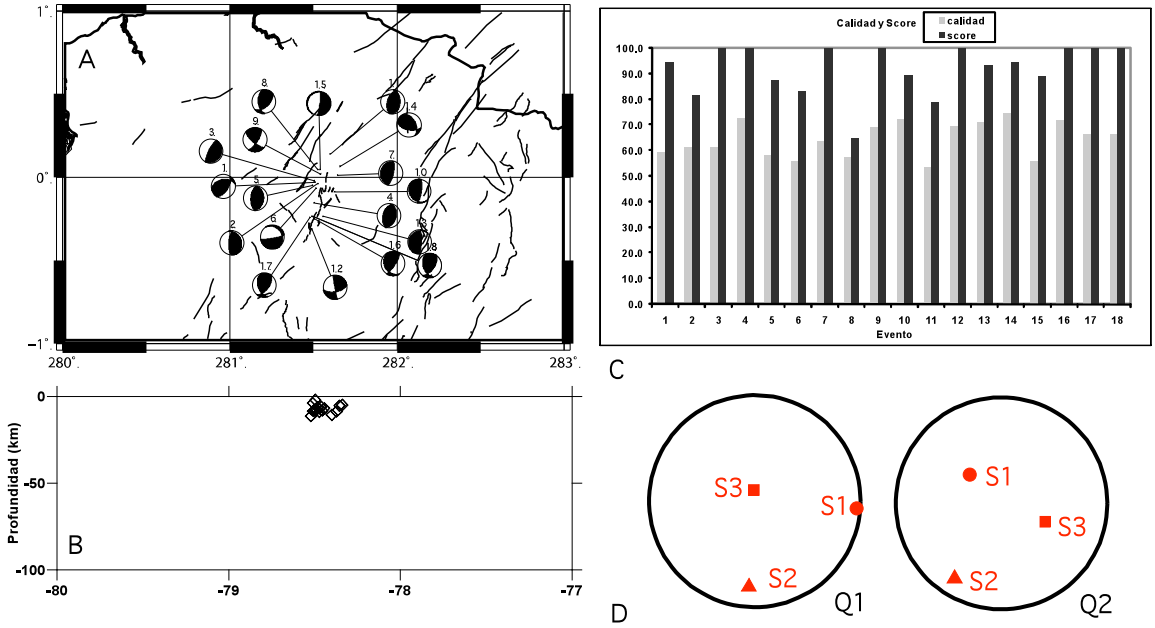


Figura 6. Eventos y tensores de esfuerzos obtenidos en la zona de Quito (Q en la Tabla 3). A. Mapa con la ubicación de los eventos y sus mecanismos focales, B. Corte O-E incluyendo todos los eventos, C. Calidad y score de los mecanismos focales, D. Tensores de esfuerzos (S1(σ_1)●, S2(σ_2)▲, S3(σ_3)■ indican los ejes principales del tensor).

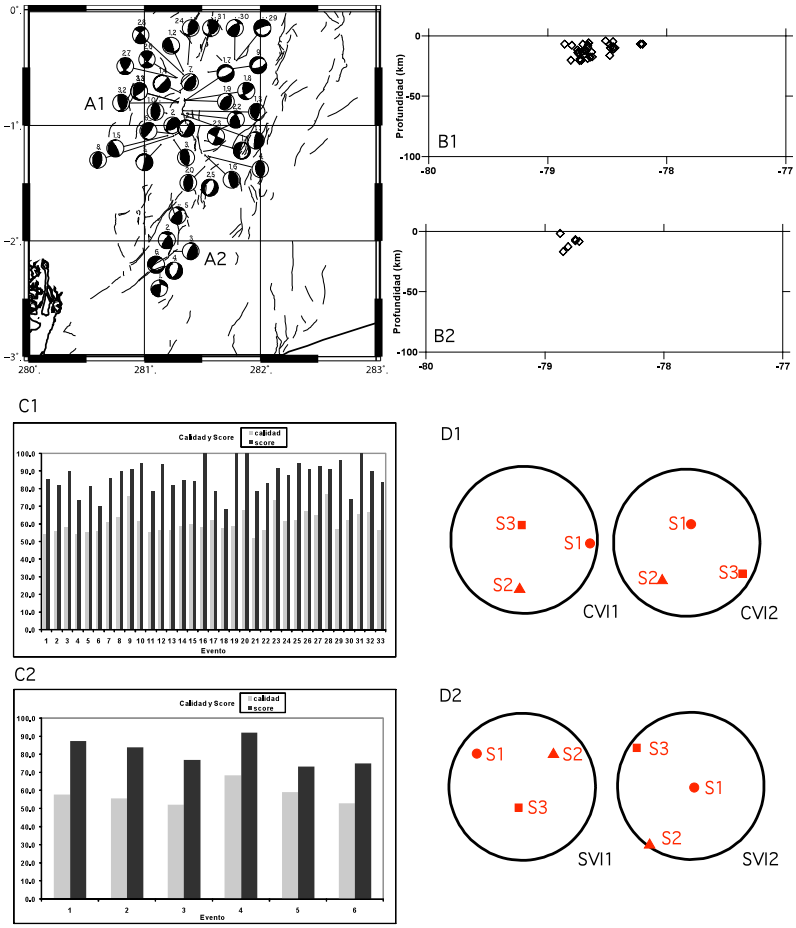


Figura 7. Eventos y tensores de esfuerzos obtenidos en la zona del Valle Interandino Centro y Sur (CVI & SVI en la Tabla 3). A. Mapa con la ubicación de los eventos y sus mecanismos focales, B. Corte O-E incluyendo todos los eventos: B1 del Valle Interandino Centro, B2 del Valle Interandino Sur, C. Calidad y score de los mecanismos focales: C1del Valle Interandino Centro, C1del Valle Interandino Sur, D. Tensores de esfuerzos (S1(σ_1)●, S2(σ_2)▲, S3(σ_3)■ indican los ejes principales del tensor), D1 del Valle Interandino Centro, D2 del Valle Interandino Sur.

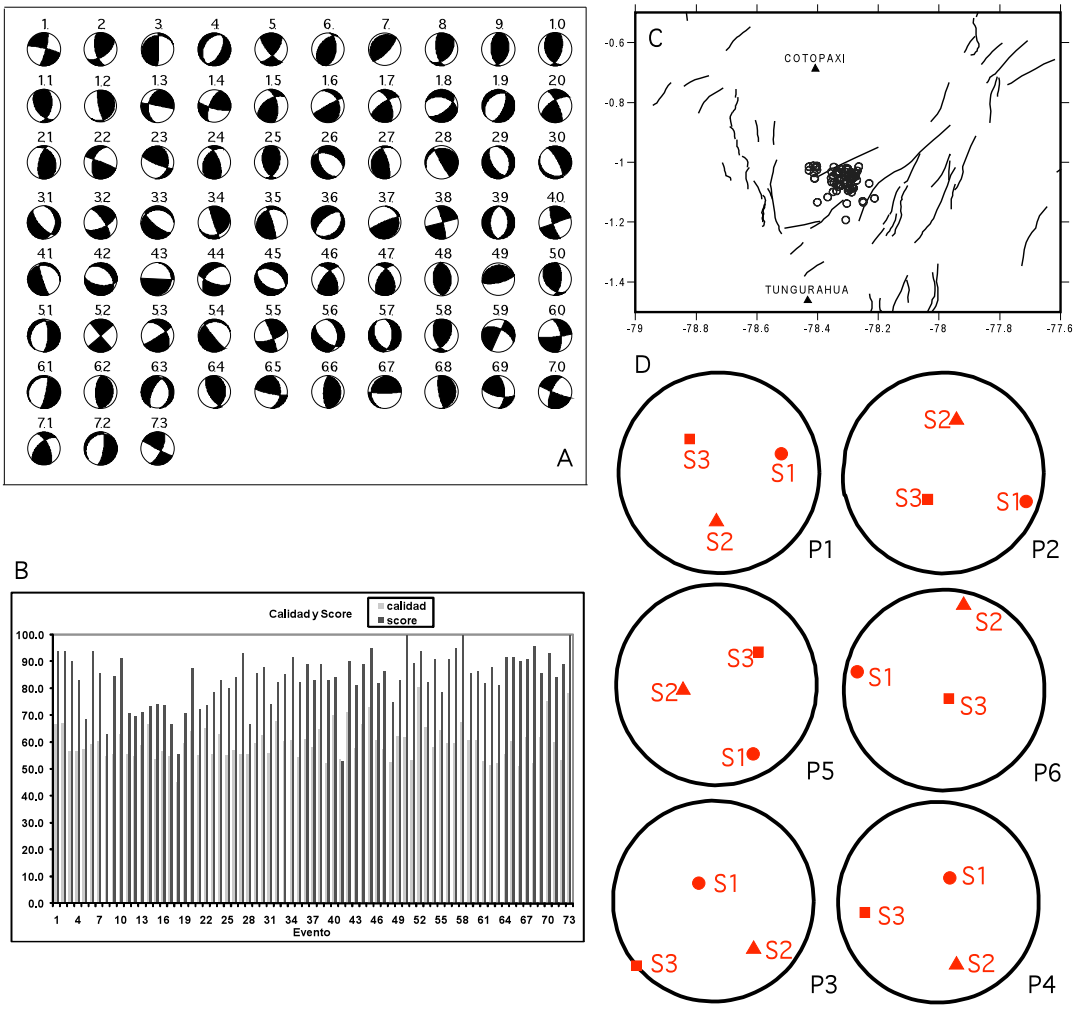


Figura 8. Eventos y tensores de esfuerzos obtenidos en la zona de Pisayambo (P en la Tabla 3). A. Mecanismos focales, B. Calidad y score de los mecanismos focales, C. Mapa con la ubicación de los eventos, D. Tensores de esfuerzos (S1(σ_1)●, S2(σ_2)▲, S3(σ_3)■ indican los ejes principales del tensor).

3.3 Fallas pre-existentes en la placa subducida

Clásicamente se piensa que la sismicidad intermedia y profunda puede estar relacionada con esfuerzos de tensión en la placa subducida debida a su peso, sin embargo a esas profundidades, los gradientes de presión y temperatura promueven una deformación dúctil antes que frágil. Un modelo comúnmente aceptado para esta actividad profunda es el debilitamiento por deshidratación de minerales en el cual, los fluidos eliminados de los minerales hidratados de la corteza y el manto, incrementan la presión de poros y reducen el esfuerzo efectivo en fallas pre-existentes en la placa, promoviendo entonces su fractura o deslizamiento (Rietbrock, 2007).

Bajo la costa central, entre los sectores de la represa Daule-Peripa y en la Maná (zona delimitada en amarillo en la Figura 1) se observa entre 90 y 120 km de profundidad. Más hacia el Este, no hay evidencias sísmicas de la presencia de la placa bajo el arco volcánico propiamente dicho, salvo en el límite occidental de la Cordillera Occidental al Norte de Quito y en la zona al Sur de 2° S con un rango de profundidades que oscila entre 75 y 105 km y, esporádicos eventos bajo el Valle Interandino entre el Volcán Antisana al Norte y Riobamba al Sur, con eventos que oscilan entre 135 y 145 km de profundidad y magnitudes menores a Mw 4.0.

Finalmente, en la zona oriental o de tras arco, la sismicidad profunda se concentra entre 1° y 3° S con una profundidad que va entre 130 y 220 km. Estos eventos están ubicados o bien en el Nido Sísmico del Puyo (1.5° S y 78° O, profundidad promedio de 180 km) o más hacia el Sur.

Tabla 4. Eventos utilizados, dirección e inclinación de los ejes principales de esfuerzos obtenidos para las diferentes familias identificadas en la zona del tras arco y parámetros del cálculo; referirse a las Figuras 9 y 10.

Zona	Eventos	S1(σ_1)●		S2(σ_2)▲		S3(σ_3)■		R	CD%
Sistema Transpresivo ST1	2,3,7,8,9,20	N258°	47°	N62°	42°	N159°	8°	0.83	34.9+/- 5.4
Sistema Transpresivo ST2	1,4,5,6,10,11,12, 13,14,15,16,17, 18,19	N314°	6°	N46°	17°	N205°	72°	0.5	31.7+/- 4.9
Zona Subandina Norte SAN1	1,2,3,4,5,6,7,8,9, 10,12,13,14,15, 16,17,18,19,20, 21,23,24,25	N118°	1°	N208°	18°	N25°	72°	0.39	37.5+/- 3.5
Zona Subandina Norte SAN2	11,22	N20°	62°	N243°	21°	N146°	17°	1	19.0+/- 0.1

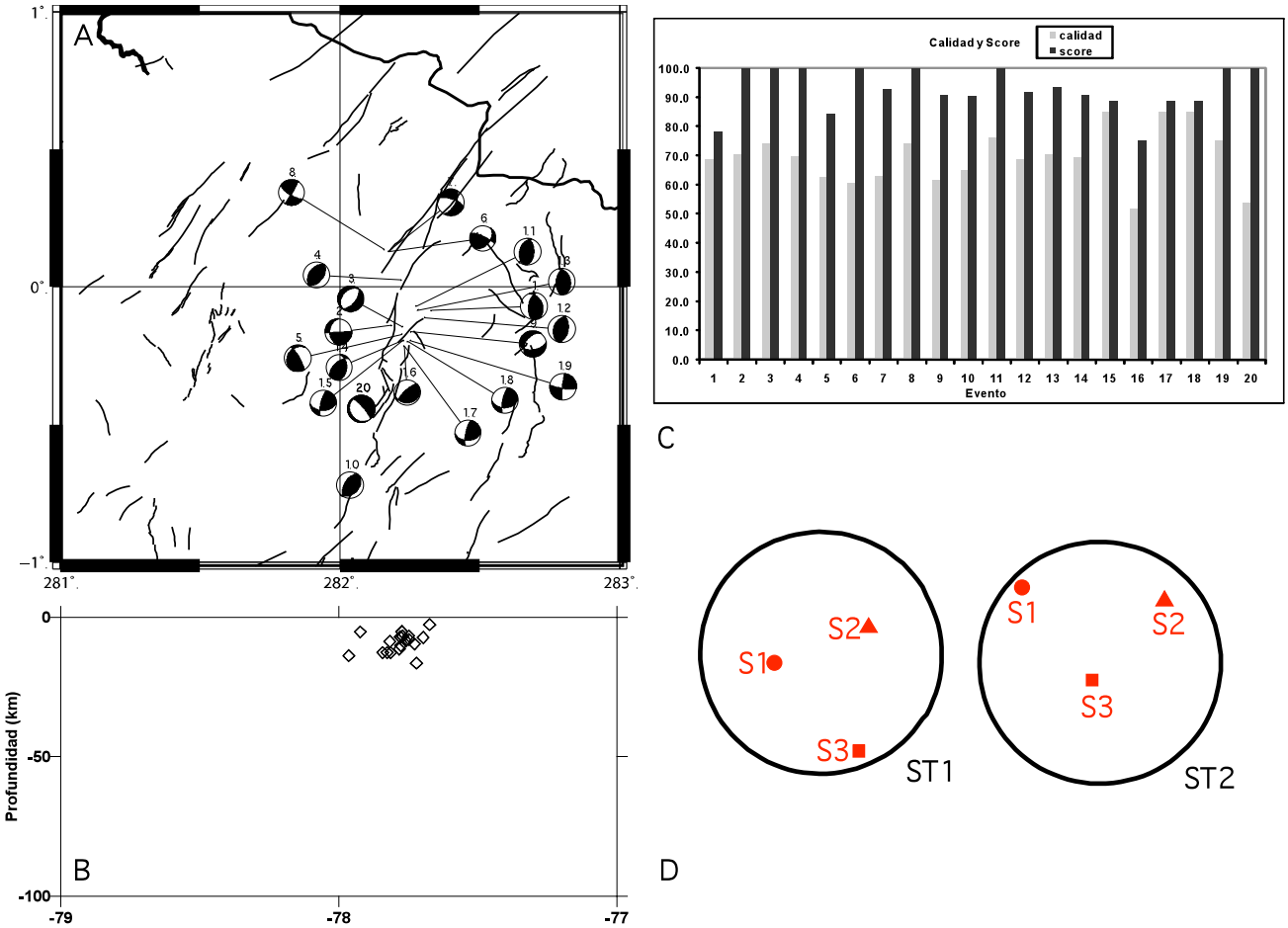


Figura 9. Eventos y tensores de esfuerzos obtenidos en el Sistema Transpresivo (ST en la Tabla 4). A. Mapa con la ubicación de los eventos y sus mecanismos focales, B. Corte O-E incluyendo todos los eventos, C. Calidad y score de los mecanismos focales, D. Tensores de esfuerzos (S1(σ_1)●, S2(σ_2)▲, S3(σ_3)■ indican los ejes principales del tensor).

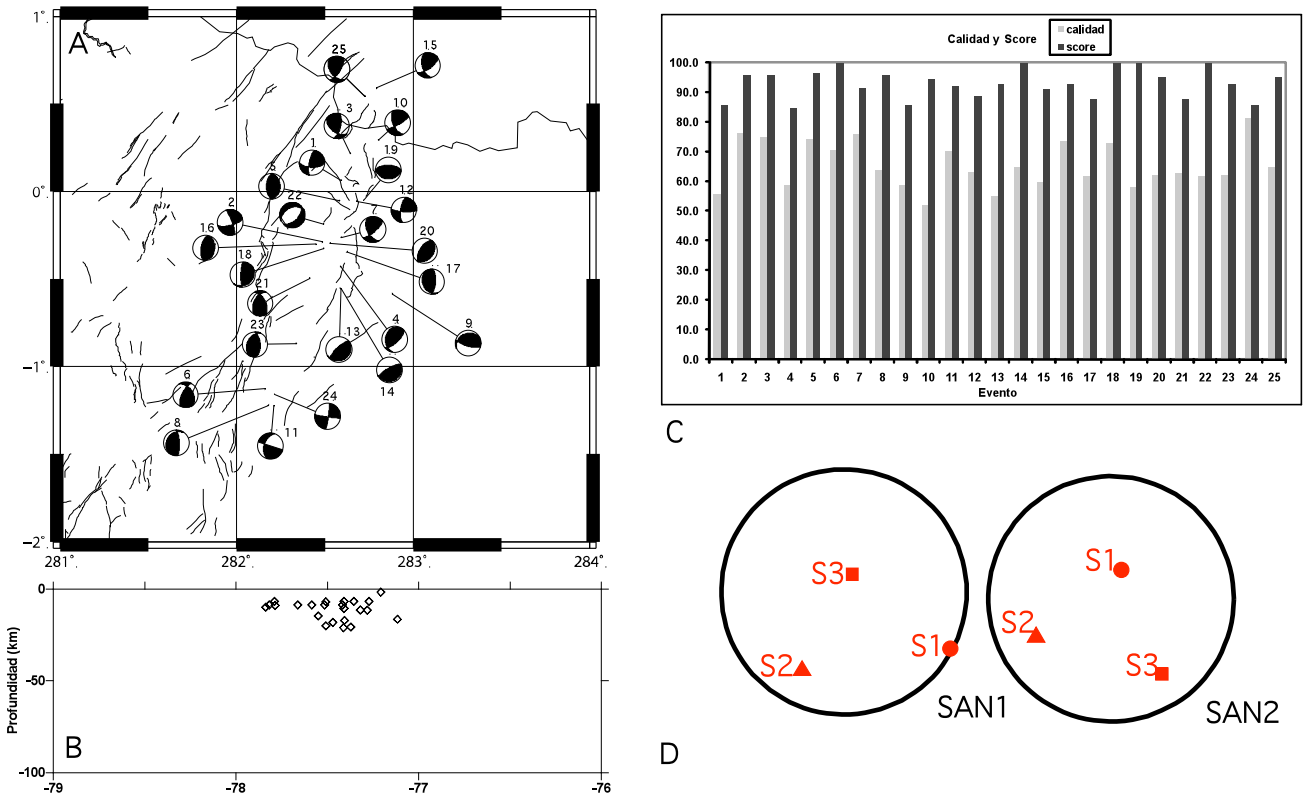


Figura 10. Eventos y tensores de esfuerzos obtenidos en la zona Subandina (SAN en la Tabla 4). A. Mapa con la ubicación de los eventos y sus mecanismos focales, B. Corte O-E incluyendo todos los eventos, C. Calidad y score de los mecanismos focales, D. Tensores de esfuerzos (S1(σ_1)●, S2(σ_2)▲, S3(σ_3)■ indican los ejes principales del tensor).

Los tensores de esfuerzos obtenidos presentan una compresión sub-vertical y direcciones de extensión variables entre SO a SE, tanto bajo la costa como bajo la Cordillera Occidental, mientras que para los eventos bajo el tras arco, en la zona oriental la dirección es NE, debido al rumbo que tendría la placa subducida en este sector según la forma que tomaría la placa según Gutscher et al. (1999) (Tabla 5).

4. Discusión de resultados

En la zona de subducción, la coexistencia de eventos normales e inversos se explica por el lugar donde éstos ocurren durante el proceso de doblamiento (compresión y extensión) e introducción de la placa oceánica bajo la placa continental (compresión) y así, tanto la dirección de compresión como de extensión, coinciden con la dirección de convergencia de la placa Nazca. Sin embargo, se hace necesario una determinación hipocentral más precisa con el fin de relacionar los diferentes tipos de eventos –inversos y normales- con las estructuras ya bien conocidas gracias a las campañas geofísicas desarrolladas en los últimos años, eg. Sisteur (2000), Salieri (2001) y Amadeus (2005), mediante la utilización de otras técnicas de localización que consideran modelos de velocidad 3D de ondas P y otra aproximación a la ubicación de los eventos (Font, 2003 y 2004).

Para los sismos corticales en la placa continental, se observa que tanto los esfuerzos de compresión como de extensión, se encuentran dentro de los mismos rangos y varían a grandes rasgos entre NE–SE (por simetría de la proyección: SO-NO). Estos valores en promedio se pueden atribuir a la compresión que ejerce la placa Nazca en una dirección aproximada O-E. Otros autores eg. Ego (1996), Legrand et al. (2002) y Corredor (2003) encontraron valores dentro de este rango: N99°, N116.5° y N121° respectivamente. Los valores aquí encontrados presentan variaciones de una zona a la otra: en el arco son más grandes quizás por el hecho de que la zona es más grande y las estructuras corticales pueden estar absorbiendo o redireccionando los esfuerzos que finalmente actúan sobre la zona. En el arco, concretamente en el Valle Interandino, la

variación es menor al ser las estructuras corticales, más constreñidas y paralelas al valle y, en el tras arco, la variación también es menor, pero se observa una mayor desviación del eje promedio con respecto a la dirección ejercida por la placa Nazca (Fig. 14).

La variación de los ejes promedios (promedio de los rangos presentados en la figura 14) estarían relacionados al movimiento del bloque andino hacia el NE, siendo en el bloque costero, más evidente y claro este movimiento, mientras que en el arco y tras arco, se observa una rotación paulatina hacia el SE, a excepción de la zona de Pisayambo que por su ubicación entre dos volcanes y en el extremo Sur de uno de los sistemas de fallas activos, estaría presentando un campo de esfuerzos complejo y con mayor variación.

Según otros estudios, se propone que el campo de esfuerzos puede haber sido modificado localmente tal como sucedió en el sector de Quito durante la actividad pre-eruptiva del volcán Guagua Pichincha entre 1998-1999 (Calahorrano, 2001) y en la zona del Valle Interandino al Este de Quito a razón de la erupción del Reventador y del incremento de la actividad registrada en los volcanes Antisana y Cayambe entre noviembre y diciembre de 2002 (Alvarado et al., 2003).

Tabla 5. Eventos utilizados, dirección e inclinación de los ejes principales de esfuerzos obtenidos para las diferentes familias identificadas para los eventos profundos; ver Figuras 11, 12 y 13.

Zona	Eventos	S1(σ_1)●		S2(σ_2)▲		S3(σ_3)■		R	CD%
Sismos profundos en el ante arco PAC1	4,8,11,13,15,24,26	N187°	48°	N51°	33°	N305°	23°	0.57	32.5 +/- 5.2
Sismos profundos en el ante arco PAC2	1,6,7,12,14,19,25	N323°	33°	N60°	10°	N165°	55°	0.57	38.8 +/- 3.9
Sismos profundos en el ante arco PAC3	2,3,5,9,10,16,17, 18,20,21,22,23,27, 28	N311°	58°	N216°	3°	N124°	32°	0.29	32.4 +/- 3
Sismos profundos en el arco PA1	1,2,3,6,7,9,10	N239°	42°	N14°	38°	N125°	24°	0.46	34.5 +/- 3.7
Sismos profundos en el arco PA2	4,5,8	N270°	0°	N180°	46°	N360°	44°	0.67	22.5 +/- 7.9
Sismos profundos en el tras arco PTA1	8,10,17	N146°	56°	N297°	30°	N35°	14°	0.71	36.6 +/- 10.8
Sismos profundos en el tras arco PTA2	1,2,3,4,5,6,7,9,11, 12,13,14,15,16, 18,19	N304°	74°	N149°	15°	N57°	6°	0.84	33.0 +/- 3.5

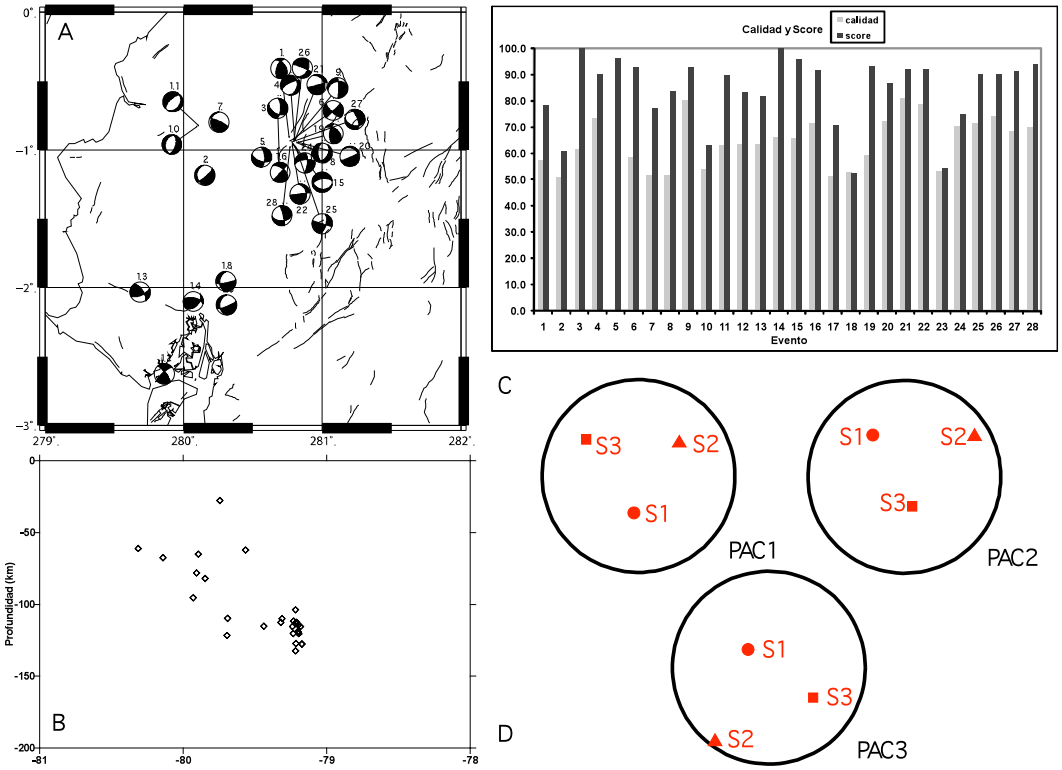


Figura 11. Eventos y tensores de esfuerzos obtenidos para los sismos profundos bajo el antearco (PAC en la Tabla 5) A. Mapa con la ubicación de los eventos y sus mecanismos focales, B. Corte O-E incluyendo todos los eventos, C. Calidad y score de los mecanismos focales, D. Tensores de esfuerzos (S1(σ_1)●, S2(σ_2)▲, S3(σ_3)■ indican los ejes principales del tensor).

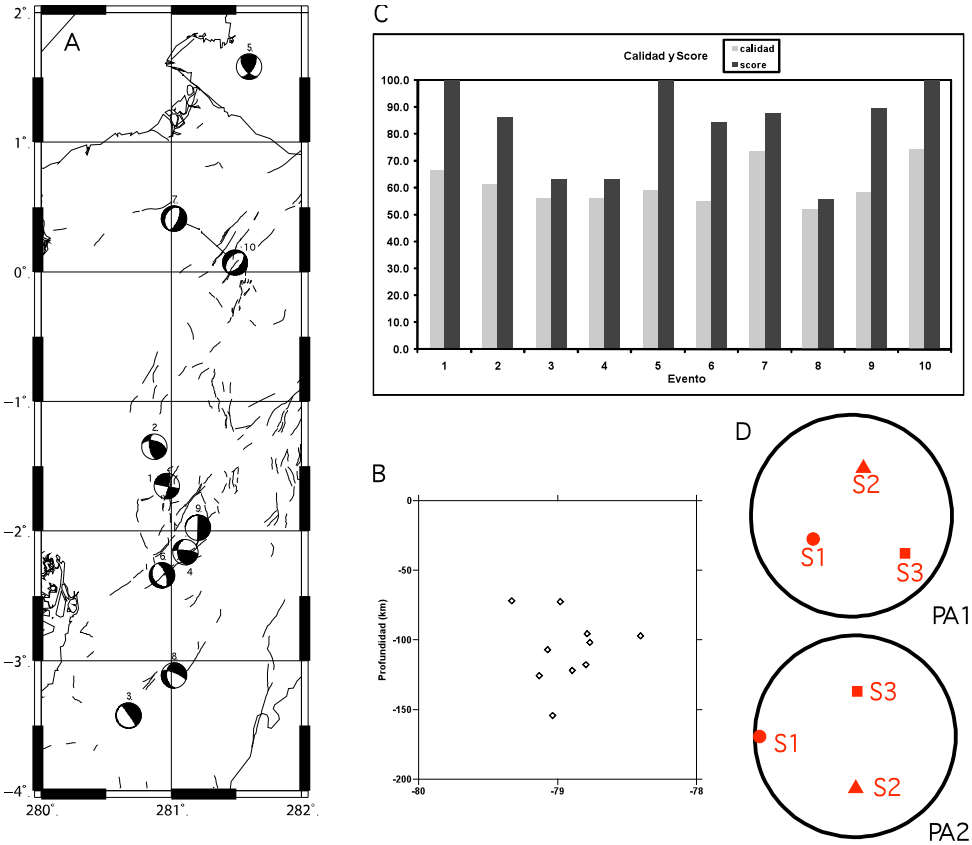


Figura 12. Eventos y tensores de esfuerzos obtenidos para los sismos profundos bajo el Arco (PA en la Tabla 5). A. Mapa con la ubicación de los eventos y sus mecanismos focales, B. Corte O-E incluyendo todos los eventos, C. Calidad y score de los mecanismos focales, D. Tensores de esfuerzos (S1(σ_1)●, S2(σ_2)▲, S3(σ_3)■ indican los ejes principales del tensor).

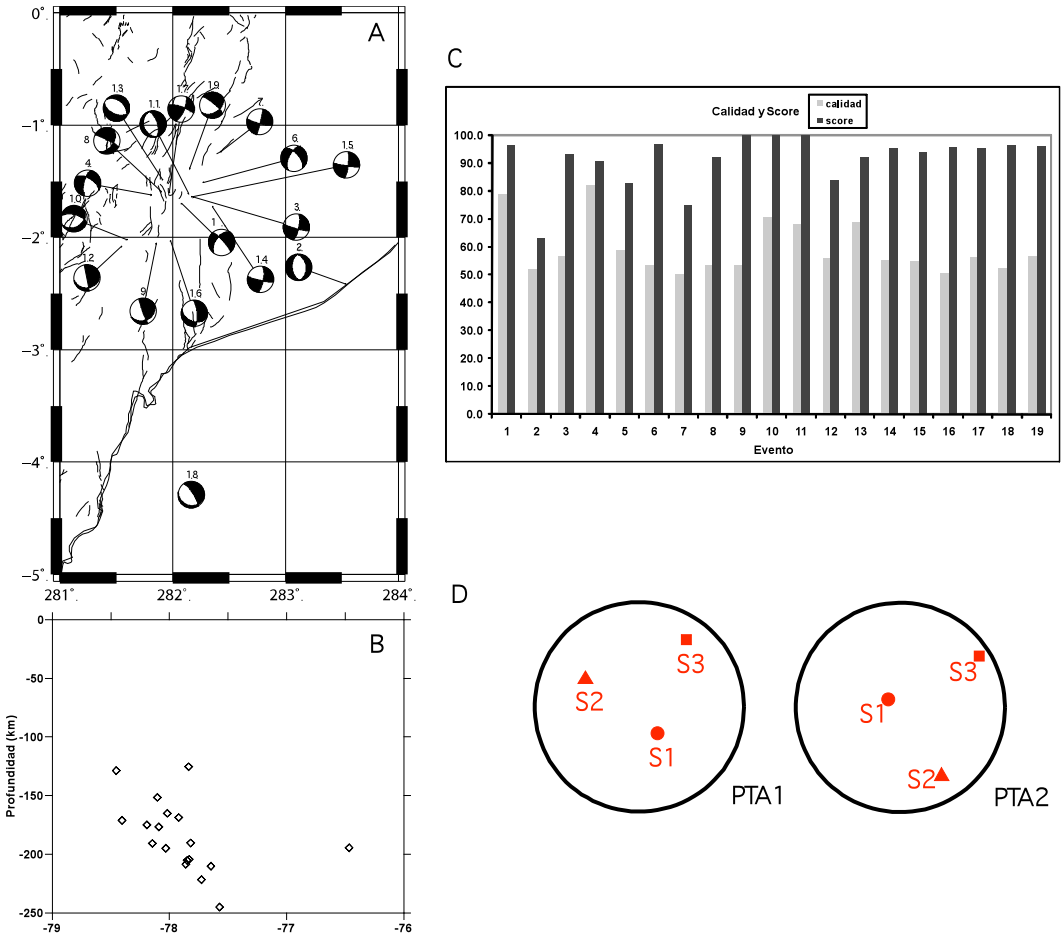


Figura 13. Eventos y tensores de esfuerzos obtenidos para los sismos profundos bajo el Trasarco (PTA en la Tabla 5). A. Mapa con la ubicación de los eventos y sus mecanismos focales, B. Corte O-E incluyendo todos los eventos, C. Calidad y score de los mecanismos focales, D. Tensores de esfuerzos (S1(σ_1)●, S2(σ_2)▲, S3(σ_3)■ indican los ejes principales del tensor).

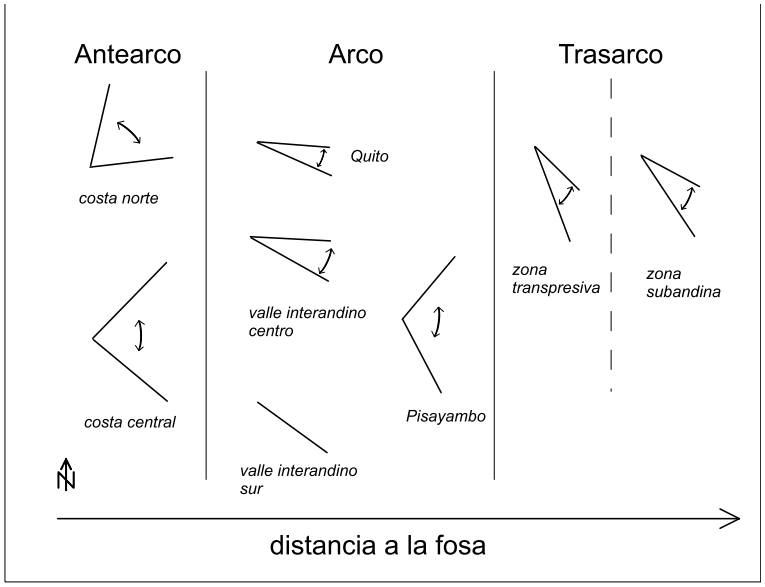


Figura 14. Rangos de direcciones para los esfuerzos de compresión y extensión (coincidentes) en la placa continental.

La co-existencia de sismos de carácter inverso y normal y en direcciones no precisamente conjugadas sino que son paralelas, responderían en cambio a periodos de relajamiento de la corteza, en otras palabras, se plantea que la corteza sometida a compresión podría tener "pulsos" de extensión intercalados. Sin embargo esta hipótesis necesita de una comprobación, con el registro de más eventos con una mejor cobertura azimutal así como también con una mayor densidad de instrumentos para detectar eventos de menor magnitud que podrían estar ocurriendo. En cuanto a los sismos profundos, las direcciones de extensión podrían estar controladas por fallas en la placa subducida y que son paralelas al rumbo de la placa oceánica, de esta forma, bajo la costa y bajo la Cordillera Occidental, los rumbos de estas fallas pre existentes son muy diferentes a los de las fallas pre-existentes en la placa bajo la zona Oriental.

Agradecimientos. A Tony Monfret y Bertrand Delouis por sus comentarios para mejorar notablemente este trabajo así como su presentación.

Referencias

Alvarado, A., *Mapa de fallas activas del Ecuador*, 2008, en revisión.

Alvarado, A., Segovia, M., Molina, I., García, A., y Yepes, H., Could the increase in the volcanic activity be triggered by increase of convergence rate of Nazca Plate and Andean Block? the case of northern ecuadorian volcanoes, *Seismological Society of America*, 98th Meeting, April 29-Mayo 2, 2003.

Angelier, J., y Mechler, P., Sur un méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diedres droites, *Bull. Soc. Geol. France*, *T XIX (7)*, 1309-1318, 1977.

Aggarwal, Y. P., Soulas, J. P., y García, D., Contemporary tectonics of the Venezuelan Andes and Northern Colombia, *10th Carib. Geol. Conf. Cartagena*, Colombia, 16-17, 1983.

Baby, P., Legrand, D., Bes de Berc, S., Boundoux, F., y Rivadeneira, M., The 1999-2000 Seismic Experiment of the Swarm of Macas (Ecuador) in relation with a Subandean unexpected wrench fault system, en www.chile.ird.fr/pdf/isagPDF/baby.pdf, 2004.

Beck, S. L., y Ruff, J. F., The Rupture Process of the Great 1979 Colombia Earthquake: Evidence fot the Asperity Model, *Journal of Geophysical Research*, *89(B11)*, 9281-9291, 1984.

Calahorrano, A., Estudio del origen del enjambre sísmico de la zona Norte de la ciudad de Quito, durante 1998-1999, Tesis de Ing. Geol., EPN, Quito, 188 pp, 2001.

Campbell, C. J., Ecuadorian Andes, en: Mesozoic-cenozoic orogenic belt, data for orogenic studies, *Geol. Soc. London Spec. Publ*., *4*, 725-732, 1974.

Case, J. E., Duran, L. G., López, A., y More, W. R., Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *82*, 2685-2712, 1971.

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.

Corredor, F., Seismic Strain Rates, Distributed Continental Deformation, and Three-dimensional Seismotectonics of Northwestern South America, *Tectonophysics*, *372*, 147-166, 2003.

Delvaux, D., TENSOR, Interactive MS-DOS Quick Basic program for Tectonic Stress Inversion using Geological fault-slip data & Earthquake focal mechanisms with Quality Ranking Scheme according to the World Stress Map 2000 release, 2001.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., y Stein, S., Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, *101*, 425-478, 1990.

Ego, F., Risques sismiques et néotectonique en Equateur, *Pangea*, *19*, 16-21, 1993.

Ego, F., Sebrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., y Egüez A., Quaternary state of stress in the northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes, *Second ISAG*, Oxford (UK), 89-92, 1993.

Ego, F., Accomodation de la convergence oblique dans une chaine de type cordilleraine: Les Andes d'Ecuateur, These de Docteur en Sciences de l'Univerisité Paris Xi-Orsay, 209 pp., 1995.

Feininger, T., y Seguin, C. R., Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador, *Geology*, *11*, 40-44, 1983.

Font, Y., Kao, H., Liu, C.-S., y Chiao, L.-Y., A comprehensive 3D seismic velocity model for the eastern Taiwan-sothernmost Ryuku regions, *Terrestrial, Atmospheric and Ocean Sciences*, *14(2)*, 159-182, 2003.

Font, Y., Kao, H., Lallemand, S., Liu, C.-S., y Chiao, L-Y., Hypocentre determination offshore of eastern Taiwan using the Maximun Intersection method, *Geophysical Journal International*, 158, 655-675, 2004.

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.

Herrman, R. B., FASTHYPO: A hypocentre location program, *Earthquake Notes*, *50(2)*, 4785-4796, 1999.

Kanamori, H., y McNally, K. C., Variable rupture mode of the subduction along the Ecuador-Colombia coast, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *72(4)*, 1241-1253, 1982.

Kellog, J. N., y Bonini, W. W., Subduction of Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate, *Tectonics*, *1(3)*, 251-276, 1982.

Kreemer, C., Holt, E., y Haines, J., An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, *Geophys. J. Int*., *154*, 8-34, 2003.

Mann, P., y Burke, K., Neotectonics of the Caribbean, *Rev. Geophys. Space Phys*., *22*, 309-362, 1984.

Mann, P., y Corrigan, J., Model of late neogene deformation in Panama, *Geology*, *18*, 558-562, 1990.

Mapa de Fallas Activas y Pliegues Cuaternarios de Ecuador y Regiones Oceánicas adyacentes, recopilado por Egüez, A., Alvarado, A., y Yepes, H., http://pubs.usgs.gov/ of/2003/ofr-03-289/. Actualización por publicar, 2003.

Mendoza, C., y Dewey, J., 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(2)*, 577-593, 1984.

Mora, H., Kellog, J. N., Freymuller, J. T., Dixon, T. H., y Leffler,

L., Tectonics of northwestern South America, CASA GPS measurements, *EOS*, April 25, T21A-3, 1995.

NEIC: http://earthquake.usgs.gov/regional/world/10_largest_world.php.

Perez, O. J., y Aggarwal, Y.P., Present-day tectonics of the southeastern Caribben and northeastern Venezuela, *Journal of Geophysical Research*, *86(B8)*, 10791-10804, 1981.

Pennington, W. D., Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Norhwestern South America, *Journal of Gephysical Research*, *86(B11)*, 10753-10770, 1981.

Rietbrock, A., Listening to the cracks of subducting oceanic plates, *Science*, 316, June 8th-2007, 2007.

Segovia, M., 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 Ing. Geol., EPN, Quito, 136 pp., 3 anexos, 2001.

Soulas, J. P., Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas, *VI Congr. Geol.* Venez., Caracas, Venezuela (1985), T. 10, 6639-6656, 1986.

Soulas, J.-P., Egüez, A., Yepes H., y Pérez V. H., Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes ecuatorianos y el extremos Sur de Colombia, *Boletín Geológico Ecuatoriano*, *2(1)*, , 3-11, 1991.

Swenson, J. L., y Beck, S. L., Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru Subduction Earthquakes and Earthquakes Cycles along Colombia-Ecuador and Peru Subductions Segments, *PAGEOPH*, *146(1)*, 67-101, 1996.

Trenkamp, R., Kellog, J. N., Freymueller, J. T., y Mora, H., Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *Journal of South American Earth Sciences*, *15*, 157-171, 2002.

Toussaint, J. F., y Restrepo, J. J., Límites de placas y acortamientos recientes entre los paralelos 5°N y 8°N, Andes Colombianos, *Revista Geológica de Chile*, *31*, 95-100, 1987.

Vaca, S., Sismotectonique de la Region de Manta – Equateur, Stage de recherche, Master 2 SGT, Dynamique des Systèmes Géologiques et Aléas, Université de Nice-Sophia Antipolis, 53pp., 4 annexes, 2007.

Winter, T., Mécanismes de déformation récentes dan les Andes equatorienes, Thèse de l´Université d´Orsay, Paris-Sud, 205 pp., 1990.

Yepes, H., Chatelain, J.-L., Guillier, B., Alvarado, A., Egred J., Ruiz, M., y Segovia, M., The Mw 6.8 Macas earthquake in the Subandean Zone of Ecuador, October 3, 1995, *Seismological Research Letters*, *67(6)*, 27-32, 1996.

Sismicidad de la región de Manta: Enjambre sísmico de Manta-2005

Sandro Vaca[1], Marc Régnier[2], Nicole Bethoux[2], Viviana Alvarez[2], Bernard Pontoise[2]

[1]IG-EPN, Quito, Ecuador

[2]UMR GéoAzur, IRD - Université de Nice-Sophia-Antipolis, France

Resumen.

En Ecuador, la subducción de la placa Nazca y de la cordillera asísmica de Carnegie bajo la placa Sudamericana genera una acumulación importante de esfuerzos en la margen. Esta acumulación de esfuerzos es evidenciada por las medidas de GPS, los levantamientos de terrazas marinas y por la recurrente sismicidad de la zona de interplaca.

Cuatro sismos de gran magnitud (Mw > 7.6) han ocurrido en la zona interplaca del margen del Norte ecuatoriano en el siglo XX. Por el contrario en la región de Manta, comprendida entre 0.5ºS y 2.5ºS, la sismicidad durante este mismo período, cae dentro de la gama de magnitudes medias (Mw < 7.1). Es así que la información instrumental de la que dispone el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) desde 1990, muestra la existencia de varios enjambres sísmicos (1998, 2002 y 2005) (Vaca, 2007; IG-EPN).

Entre los enjambres registrados, el de 2005 es el más importante. Este se caracteriza por la ocurrencia de cuatro sismos Mw $\geq$ 6, 11 sismos con Mw entre 5 y 5.9 (NEIC) y alrededor de 470 sismos con una magnitud mb entre 4 y 4.9 (IG-EPN). La mayor parte de los hipocentros y varios de los mecanismos focales de este enjambre no han sido bien resueltos por el IG-EPN ni por el NEIC. Por otro lado, algunas soluciones de mecanismos fueron publicados por Harvard sobre este enjambre, mostrando una calidad variable. Este estudio tiene entonces por objetivos: (1) la relocalización de los eventos del enjambre sísmico de Manta con la combinación de los datos de la Red Sísmica Nacional (RENSIG) y de la red temporal ESMERALDAS de Géosciences Azur y (2) un estudio de los parámetros de la fuente con la inversión de formas de onda de estaciones lejanas, con el método de Nabelek (1984).

La localización resultó un proceso difícil por la disposición de las redes sísmicas. Sin embargo algunos avances se lograron basados en los datos recopilados en las campañas SISTEUR (2000) y ESMERALDAS (2005), asociados con los datos de la red RENSIG, notándose que la sismicidad no se localiza en una fuente única, por el contrario está dispersa en una zona amplia lo que implica que varias fallas son activas varias fuentes. La existencia de al menos dos zonas de las fuentes sísmicas se confirma por el análisis de los tiempos de arribo de fases P de los 4 principales terremotos a la red local RENSIG y los tiempos relativos S-P a las estaciones de la red mundial OTAV (en Ecuador) y (NNA en Perú).

La modelación de formas de onda de los cuatro sismos más fuertes (magnitud 6+) del enjambre sísmico de 2005 indica que los planos de ruptura son aproximadamente N-S, las pendientes están entre 18º y 24º y que los mecanismos son de tipo inverso. La modelación de forma de ondas permitió determinar con mayor precisión las profundidades de estos eventos entre 6 y 12 km y corroborar las magnitudes Mw entre 5.9 y 6.1 obtenidas por Harvard.

Por último, basados en la sismicidad, los resultados de la modelación y los rasgos morfológicos de la subducción determinados en base a la sísmica activa, se intuye que los sismos están ligados a “asperezas” (puntos de altos topográficos) de la cordillera de Carnegie en subducción.

Abstract.

In Ecuador, the subduction of the Nazca plate and the Carnegie ridge under the South American plate generates accumulation on the margin. This combination of efforts is evidenced by the GPS surveying of marine terraces and by the recurrent seismicity of the interplate zone.

Four large earthquakes (Mw> 7.6) occurred in the interplate zone of northern Ecuadorian margin in the twentieth century. By contrast in the region of Manta, between 0.5 ºS and 2.5 ºS seismicity during this same period, falls within the range of mean magnitudes (Mw <7.1). So that the information tools available to the Geophysical Institute of the Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) since 1990 and its surveying effort, shows the existence of several seismic swarms (1998, 2002 and 2005) (Vaca, 2007, IG-EPN).

Among the swarms recorded, the 2005 is the most important. This is characterized by the occurrence of four earthquakes Mw> 6 earthquakes with Mw 11 between 5 and 5.9 (NEIC) and about 470 earthquakes with a magnitude between 4 and 4.9 mb (IG-EPN). Most of the hypocenters and focal mechanisms of several events of this swarm are not well resolved by the IG-EPN nor by the NEIC. On the other hand, some solutions were published by Harvard showing a variable quality. This study therefore has the following objectives: (1) the relocation of the events of the seismic swarm of Manta with the combination of data from the Seismic Network Nacional (RENSIG) and temporary ESMERALDAS of Geosciences Azur (2) a study of parameters of the source with the reversal of waveforms remote, by the method of Nabelek (1984).

The location was a difficult process due to the location of seismic networks. But some progress was made based on data collected in campaigns SISTEUR (2000) and Esmeralda (2005), associated with network data RENSIG. We notice that the seismicity is not located on a single source, on the contrary is dispersed over a large area which means that several faults are active. The existence of at least two zones of the seismic source is confirmed by the analysis of the arrival time the P phase from the 4 largest earthquakes at the stations of the RENSIG national network and of the relative SP times at the regional stations OTAV (in Ecuador) and NNA (in Peru) of the global network.

Modeling of waveforms of the four strongest earthquakes (magnitude 6 +) of the seismic swarm of 2005 indicates that the ruptures are approximately oriented NS, the dips are between 18 º and 24º and that mechanisms are reverse-type faulting. Waveforms modeling leads to a better depth determination of the rupture of the 4 events that spread between 6 and 12 km and corroborates the magnitude Mw between 5.9 and 6.1, obtained by Harvard. Finally, based on the distribution of the seismicity, the results of the modeling and the morphological features of the subducting plate imaged by active seismic survey,we propose that earthquakes are linked to high topographic zone of the Carnegie Cordillera in subduction.

1. Introducción

El margen ecuatoriano es un límite convergente caracterizado por la subducción de la Placa Nazca bajo el Bloque Norandino (Fig. 1). La placa Nazca en su proceso de subducción porta consigo la cordillera asísmica de Carnegie, que es un alto batimétrico que influencia la geodinámica de la zona.

La placa Nazca converge hacia la placa Sudamericana a una velocidad de ~58 mm/yr (Trenkamp et al., 2002) y con una dirección ~E-W. Sobre esta placa la cordillera asísmica de Carnegie tiene una altura de ~2 km sobre la base de la placa Nazca y un ancho de ~280 km en la zona de la fosa (Lonsdale, 1978).

Esta cordillera submarina subduce frente a la margen central del Ecuador (Fig. 1), con un ángulo, entre 4º y 9º en los primeros kilómetros (Calahorrano, 2001; Graindorge et al., 2004). Además en zonas más distales respecto a la fosa y a causa de su baja densidad, presenta un ángulo bajo de subducción (~25°), que es menor respecto a la placa oceánica ubicada al norte de esta cordillera submarina (~30°-35°) (Pennington, 1981; Gutcher et al., 1999; Lonsdale, 1978).

La cordillera de Carnegie lleva consigo un número importante de irregularidades morfológicas (volcanes o montes submarinos) (Michaud et al., 2006). Estos montes submarinos presentan formas cónicas de base aproximadamente circular, cuyos diámetros varían desde algunos kilómetros a varias decenas de kilómetros (Fig.2).

Los perfiles sísmicos publicados por Villamar (2001) y Sage et al. (2006) muestran algunos montes submarinos en subducción de características similares a los observados sobre la cordillera. Estas "asperezas" aumentan el grado de acoplamiento e influencian el proceso de erosión de la margen (Sage et al., 2006).

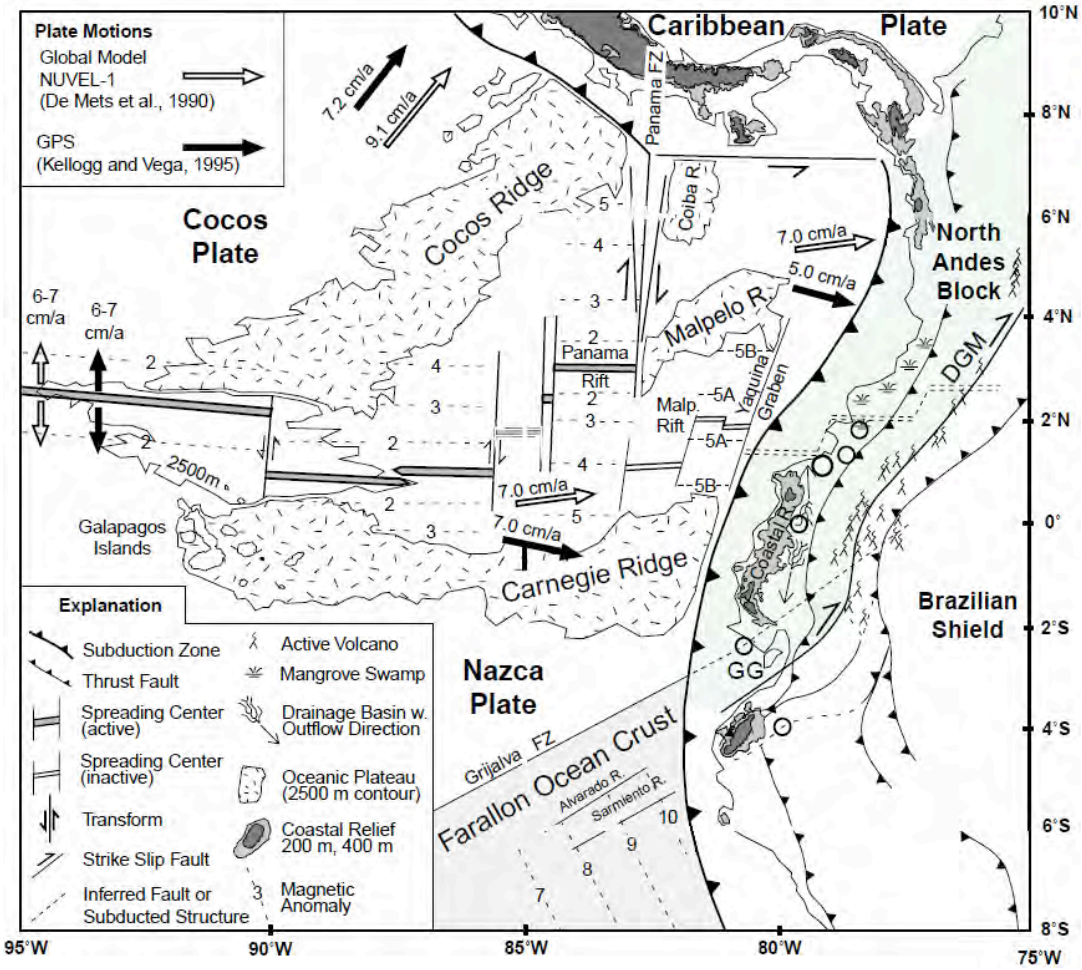


Figura 1. Contexto geodinámico de la subducción a lo largo de los Andes del Norte, mostrando las interacciones entre las placas Sudamericana y las placas oceánicas de Cocos y Nazca. Frente al Ecuador, la Placa Nazca porta la Cordillera Asísmica de Carnegie que influye en la geodinámica de la región. Modificado de Gutscher et al. (1999).

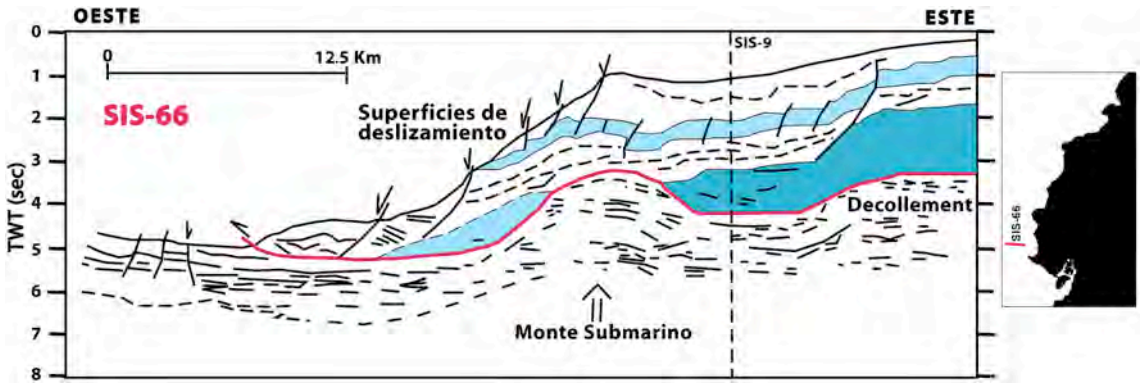


Figura 2. Sección sísmica multitrazas correspondiente al perfil SIS-66 de la campaña marina SISTEUR-2000. Una montaña submarina entrando en subducción bajo la margen es determinada. Modificada por Alvárez (2003) a partir de Villamar (2001).

Las zonas de subducción generan un gran número de sismos localizados principalmente en la zona Wadati-Benioff (Pacheco y Sykes, 1992 ; Lallemand, 1999). De estos, una importante parte son de tipo superficial que ocurren en la zona sismogénica interplaca y son causados por la liberación de los esfuerzos acumulados en esta región. La presencia de anomalías topográficas como un *plateau* oceánico en la placa que subduce puede generar un mayor acoplamiento entre las placas (Cloos, 1992 ; Gardner et al., 1992) y mayor acumulación de esfuerzos. Este es el caso de la cordillera asísmica de Carnegie (Fig. 1 y 3), que influencia la sismicidad y la dinámica de la margen (Gutscher et al., 1999; Calahorrano, 2001; Graindorge et al., 2004; Pedoja et al, 2006). Esta influencia está corroborada por las medidas de GPS (Trenpkamp et al., 2002; White et al., 2003), que con la utilización de los datos del proyecto CASA (*Central and South American GPS Project*), determinaron la existencia de un bloqueo parcial (50%) entre las dos placas. Por otro lado, los levantamientos de las costas ecuatorianas durante el cuaternario muestran un mayor grado de levantamiento en las costas de Manabí, justo unos kilómetros al oriente de la fosa, donde subduce Carnegie (Pedoja et al., 2006).

2. Problemática

La costa nor-ecuatoriana o región de Esmeraldas (al Norte de 0.5º S) ha sido afectada por varios sismos de gran magnitud (Fig. 3) durante el siglo pasado (Mw>7.6). Por el contrario entre 0.5º S y 2.5º S, zona a la que denominaremos región de Manta (Fig. 4), solo se han registrado enjambres sísmicos con eventos de baja y mediana magnitud (Mw<7.1) (Kelleher, 1972 ; Segovia, 2001). Sobre esta misma zona, Nishenko (1991) afirma que la ausencia de datos (sismos reportados de alta magnitud) en el tiempo histórico no permite evaluar el potencial sísmico de la región y que la cordillera de Carnegie sería responsable de que el período de recurrencia de sismos sea más alto que la media de las zonas próximas. Sin embargo hace hincapié en que es una zona poblada con alto potencial para la ocurrencia de un sismo de fuerte magnitud, sismo con posible epicentro alrededor de la población de Jama (~0.2°S), en el límite norte de la subducción de Carnegie.

2.1 Datos anteriores de microsismicidad en la zona de Manta

La campaña SISTEUR se desarrolló en la región de Manta entre agosto y septiembre de 2000, con una red de 24 OBS (sismómetros de fondo marino) y de 16 estaciones sismológicas (Fig. 6), con el fin de registrar los disparos de sísmica activa de gran ángulo efectuados en la margen. La configuración de la red en "antena" era ideal para un estudio de la estructura 2D, a partir de la modelación de los tiempos de arribo de los disparos, pero poco satisfactoria para la localización de sismos (Fig. 6). Esta red en las tres semanas de funcionamiento registró alrededor de 500 eventos sísmicos (en su mayor parte menores a magnitud mb=4, en un período de actividad sísmica estándar.

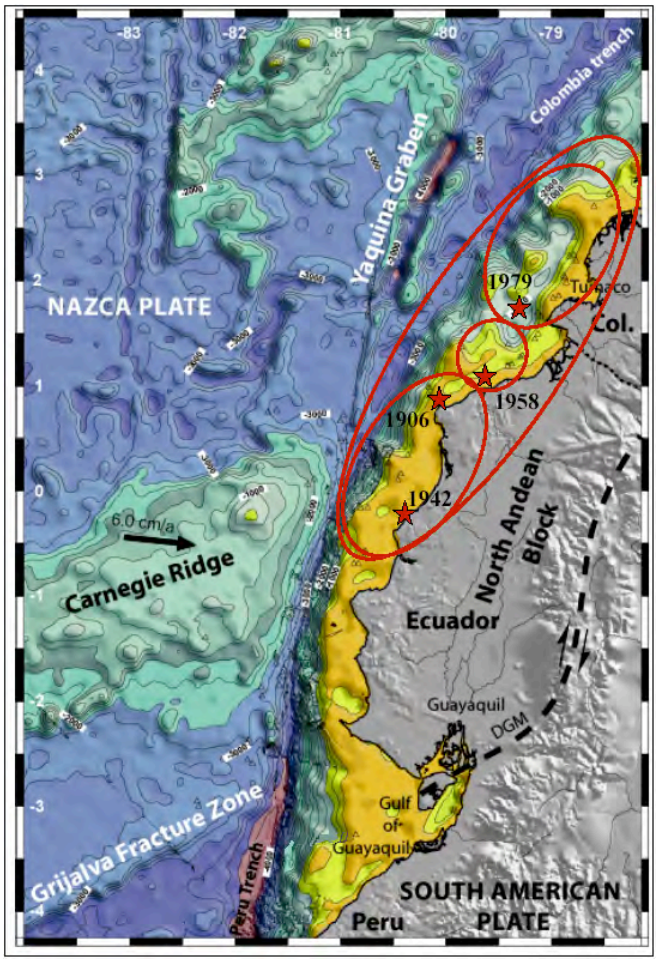


Figura 3. Principales estructuras geodinámicas de la subducción Colombo-Ecuatoriana. Las estrellas representan los epicentros y las elipses las zonas de ruptura de los grandes sismos del siglo XX, M>7.6. Tomado de Collot et al. (2002). La sismicidad registrada por la RENSIG desde 1990 indica la existencia de varios enjambres sísmicos en la región de Manta. Los principales enjambres se han producido en 1998, 2002 y 2005 (Vaca, 2007, IG-EPN), de estos el de mayor importancia es el de 2005 tanto por el número de eventos (Fig.5) como por la energía liberada (el sismo de Bahía-1998, ubicado en el límite norte de la región de Manta, no está tomado en cuenta).

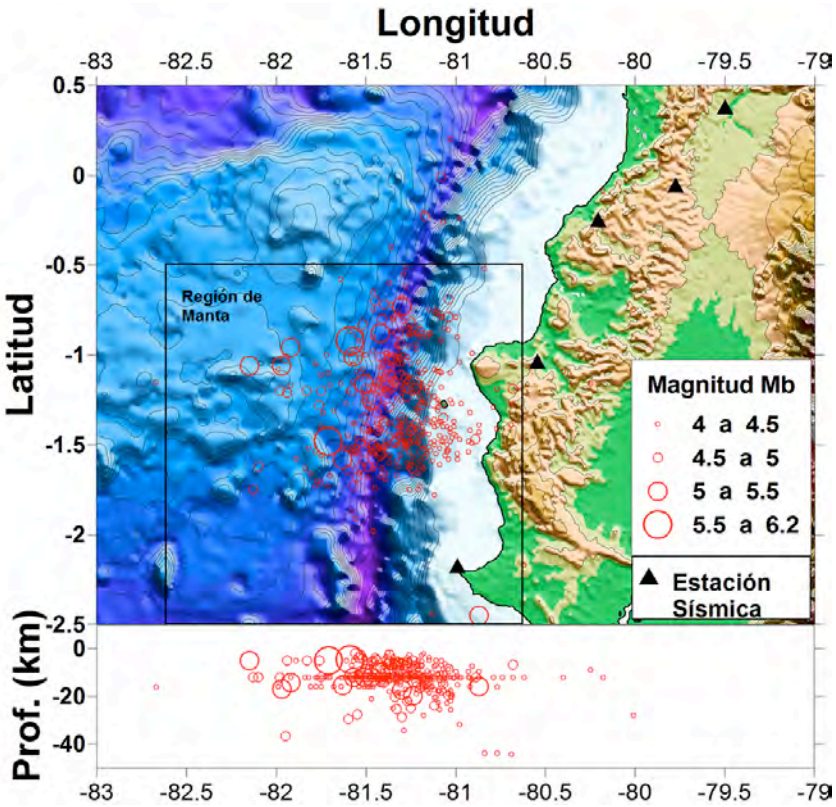


Figura 4. Mapa y corte W-E de la sismicidad del enjambre sísmico de Manta/2005. El mapa muestra las principales estaciones sísmicas (triángulos negros) del IG-EPN en la costa ecuatoriana. La región de Manta y la sismicidad local (IG-EPN) usada para este estudio está representada dentro del rectángulo denominado como "Región de Manta". Para el enjambre de 2005, varias soluciones hipocentrales y mecanismos focales fueron publicados (IG-EPN, NEIC, HARVARD), pero algunos de los parámetros (por ejemplo la localización de hipocentros y algunos mecanismos focales) no fueron bien determinados. El objetivo de este trabajo es de mejorar la localización y la determinación de los parámetros de las fuentes de los sismos principales.

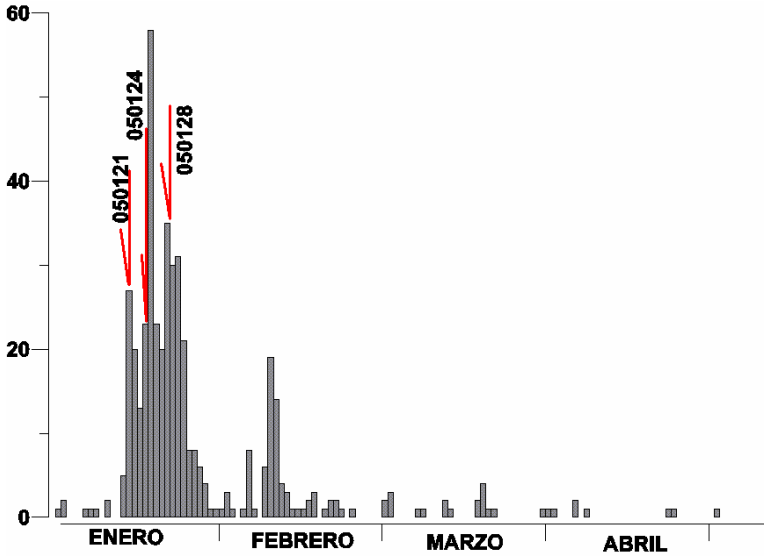


Figura 5. Número de sismos respecto al tiempo durante el enjambre sísmico de Manta. Las flechas rojas indican las fechas de los cuatro (4) sismos de mayor magnitud durante la crisis. Modificado de Vaca (2007).

La red RENSIG se compone de pocas estaciones permanentes en la región costera lo que brinda una baja cobertura azimutal de la zona. En consecuencia la microsismicidad de esta región está mal conocida y los sismos mal localizados. Sin embargo con ayuda de los datos recopilados por la red de la campaña SISTEUR y el uso de los resultados de la estructura obtenidos gracias a la interpretación sísmica (Calahorrano, 2001) se pudo interpretar mejor las estructuras activas.

Los eventos fueron localizados con el código "Hypoellipse" (Lahr, 1995) utilizando modelos de velocidad diferentes para grupos de estaciones. Se obtuvo localizaciones de buena calidad para los eventos más próximos a la red. Los resultados muestran que una sismicidad bastante numerosa (alrededor de una treintena de eventos) se encuentra en la zona interplaca y su profundidad mínima es de 10 km, acorde con la profundidad de la Zona Sismogénica Interplaca determinada por Graindorge et al. (2004). También se nota un alineamiento de sismos superficiales que parece estar correlacionado con la falla Jipijapa (~80.6° W en el corte de la figura 6), que bordea la cuenca de Manabí y reconocida en imágenes satelitales. Varios mecanismos focales fueron propuestos para algunos de estos sismos (Alvarez, 2003), que son principalmente inversos (Fig. 6). Algunos de los sismos que se produjeron lejos de la red sismológica fueron modelizados con el método de Bouchón-Aki (1977). De los resultados obtenidos se interpreta que, en la zona, predominan los esfuerzos compresivos, que son coherentes con la dirección de convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana. Probablemente el sismo r4 (Fig. 6) de magnitud mb=5, que está caracterizado por un mecanismo normal, está relacionado con distensiones en el borde occidental de la cuenca de Manabí (Bethoux et al., en prep).

3. El enjambre sísmico de Manta-2005

Entre los meses de enero y mayo 2005 se registró un enjambre sísmico sobre la margen centro-ecuatoriana (entre 0.5º S y 2.0º S, Fig. 4). Este enjambre se caracterizó por la ocurrencia de 4 eventos de magnitud 6+, 11 entre 5 y 5.9 (NEIC) y alrededor de 470 sismos de magnitud entre 4 y 4.9 (IG-EPN) (Fig. 4, 5).

El IG-EPN localizó todos los sismos de magnitud mayor a 4. Las localizaciones de los epicentros al Oeste de la fosa no están de acuerdo a los mecanismos focales de tipo cabalgante publicados por Harvard (Fig. 7b) (en el lado oeste de la fosa, se esperaría mecanismos normales). Las profundidades de muchos de estos sismos fueron además fijadas en 12 km, profundidad a la cual se obtuvieron los menores errores. Las características antes mencionadas dan poca confianza sobre las localizaciones. Se estima que este problema es causado por la utilización de un modelo de velocidad 1D demasiado rápido y por la pobre cobertura azimutal de la red sísmica local. Las localizaciones publicadas por Harvard y NEIC (Fig. 7a, 7b) tampoco son coherentes con las imágenes de las estructuras tectónicas conocidas de esta zona (Calahorrano, 2001; Graindorge et al., 2004).

3.1 Localización de hipocentros

Para la localización de hipocentros se usó datos combinados de la red local permanente (RENSIG) y de la red temporal ESMERALDAS de GSA-IRD (*Géosciences Azur*) (Tabla 1), obteniéndose una red ampliada con mejor cobertura azimutal y mayor número de observaciones (ver Manchuel et al., este volumen, para información sobre la red ESMERALDAS). En total, 16 eventos fueron registrados por ambas redes incluyendo algunos OBS en la parte marítima, lo que permitió mejorar la cobertura azimutal de la red total, para los eventos registrados en la zona de Manta.

En la localización, se usó el programa de localización HYPOCENTER y un modelo simplificado a partir del modelo 2D propuesto para la zona de Manta por Graindorge et al. 2004 (Tabla 2).

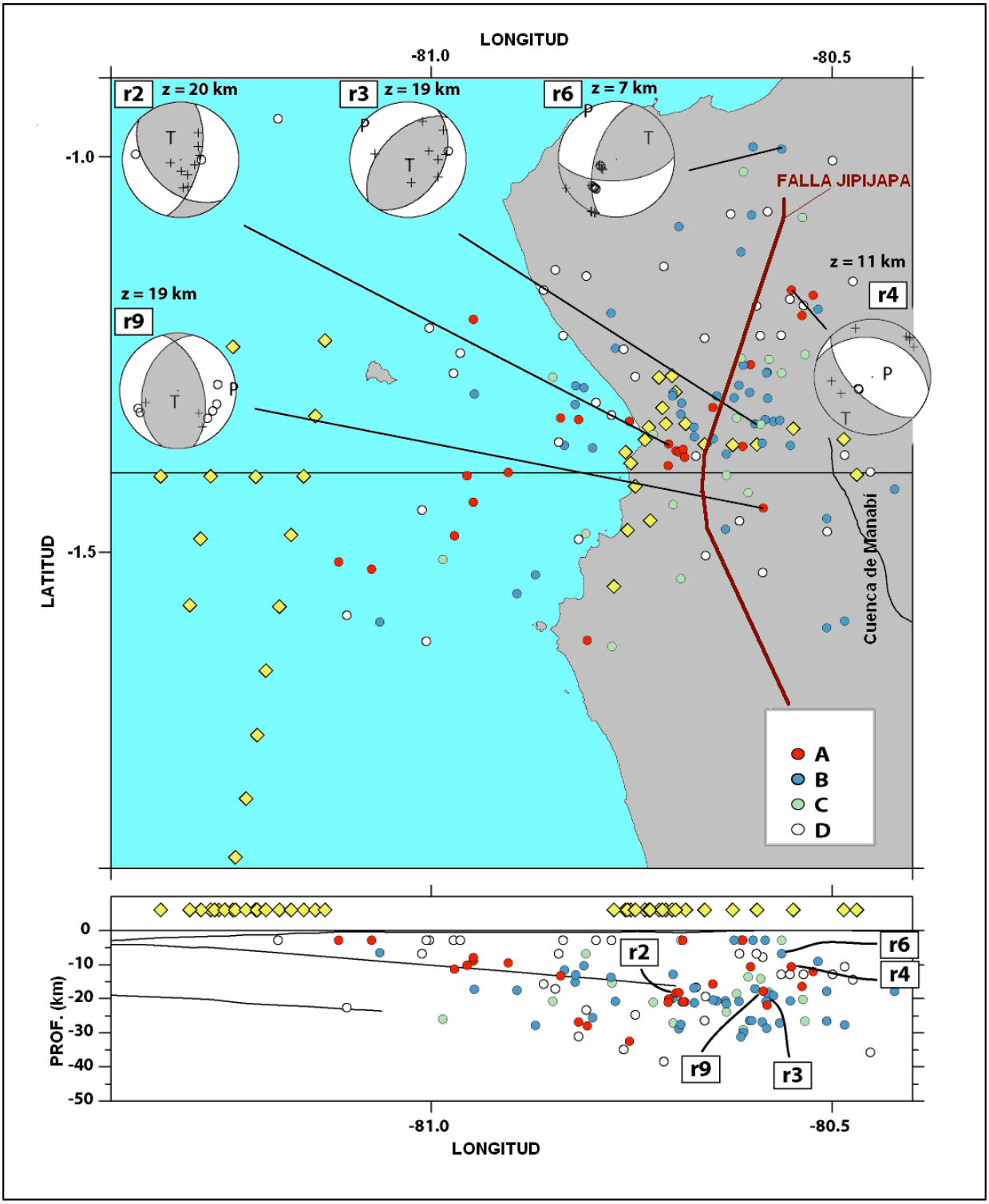


Figura 6. Sismicidad y mecanismos focales calculados en base a los datos de la campaña sísmica SISTEUR-2000. Los rombos amarillos representan las estaciones sísmicas y OBS, los círculos los sismos localizados donde la calidad de la localización está dada por las letras y colores; A (rojo)(SEH, SHZ meno a 1.34 km), B (SEH, SHZ entre 1.34-2.67 km), C (verde claro) (SEH, SHZ entre 2.67-5.35 km) y D (blanco) (SEH, SHZ mayor a 5.35km). Los mecanismos focales fueron obtenidos en base a lecturas de polaridad, los mecanismos inversos estarían relacionados con el contacto interplaca, mientras el normal estaría relacionado al borde occidental de la cuenca de Manabí (Bethoux et al., en prep), la falla de Jipijapa está trazada en un solo trazo a partir de la información de Egüez et al. (2003). Modificado de Alvarez (2003).

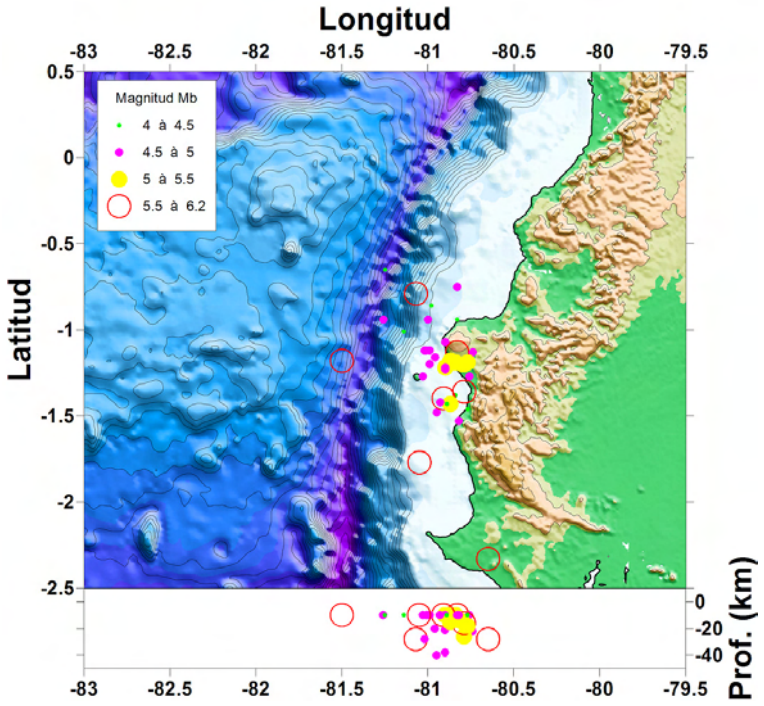


Figura 7a. Localización de sismos del enjambre de Manta-2005 (basado en la información de NEIC). Modificado de Vaca (2007). Harvard calculó 14 soluciones focales (Fig. 7b), que muestran rupturas de tipo inverso y azimut ~N-S. Pero se debe notar que hay ciertas soluciones que tienen componentes no *doble cupla*, que pueden indicar mecanismos mal resueltos.

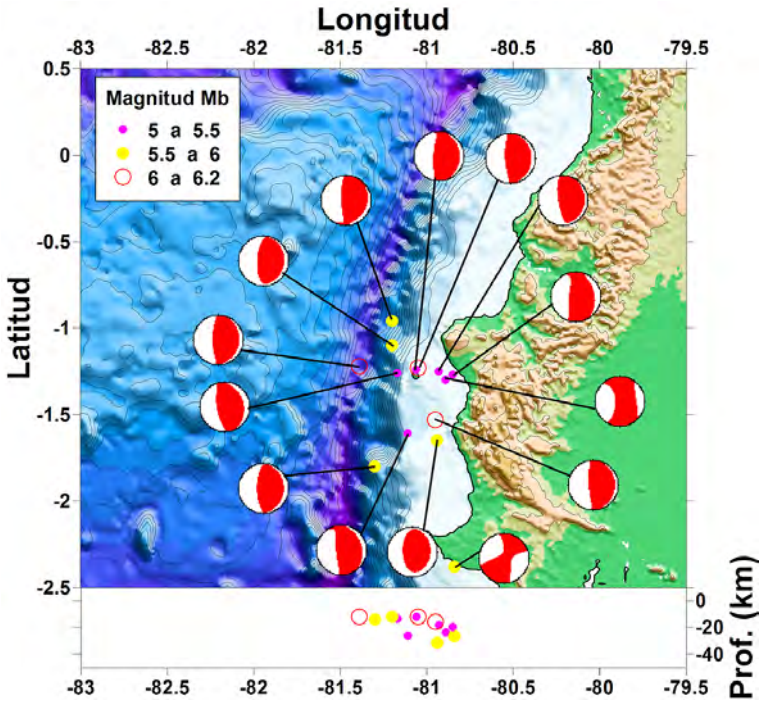


Figura 7b. Localizaciones y mecanismos focales de los sismos del enjambre de Manta-2005. (Basado en al información publicada por Harvard). Modificado de Vaca (2007).

Tabla 1. Sismos comunes registrados por las redes RENSIG y ESMERALDAS. Las localizaciones reportadas son las obtenidas por el IG-EPN.

Fecha	Hora	Latitud (º)	Longitud (º)	Profundidad (km)	Magnitud (mb)
10/03/2005	3:21:20	-0.23	-81.17	12	4.5
10/03/2005	5:36:31	-0.24	-80.98	32	4.1
16/03/2005	1:19:39	-0.21	-81.18	12	4.1
20/03/2005	13:36:10	-1.18	-81.08	5	4.2
21/03/2005	2:12:19	-1.25	-81.03	12	4
27/03/2005	8:04:25	-1.19	-80.68	6.7	4.9
27/03/2005	8:28:01	-1.24	-81.33	12	4.4
27/03/2005	11:19:43	-1.6	-81.37	12	4.3
28/03/2005	21:04:23	-0.09	-80.18	12	4
07/04/2005	2:58:11	-1.19	-80.77	43.8	4
08/04/2005	16:52:26	-0.52	-80.84	43.8	4.1
09/04/2005	22:22:11	-0.01	-81.08	17.7	4.6
13/04/2005	9:36:46	-1.27	-81.19	15.1	4
13/04/2005	20:06:38	-1.08	-81.17	16.3	4
15/04/2005	16:32:42	-1.39	-80.69	44.3	4
30/04/2005	15:23:13	-1.16	-80.25	8.9	4

Con el fin de minimizar la influencia de las heterogeneidades laterales en el modelo de velocidad y las diferencias topográficas (entre la región volcánica y la fosa marina), no se utilizaron los datos de las estaciones sobre los 1.5 km msnm (metros sobre el nivel del mar) y bajo 1.5 km de profundidad. Así, solo se usaron las estaciones ubicadas en la Costa. La profundidad de inicio está a 10 km. Los rms (promedio = 0.62 s) obtenidos son menores a los obtenidos por el IG-EPN (promedio = 0.93 s) (Tabla 3). En ambos casos, los epicentros muestran una distribución dispersa (Fig. 8). A la vista de los resultados, podemos decir que la mejora del modelo de velocidad 1D no es suficiente y que, entre otros, la geometría de la red es un aspecto importante para mejorar las determinaciones.

Los tiempos de arribo a las estaciones de RENSIG (CUSU sobre el volcán Tungurahua y PINO sobre el volcán Guagua Pichincha) y de las diferencias de tiempos de las fases S-P para las estaciones de la red mundial OTAV (Ecuador) y NNA (Perú), permiten constreñir la distribución de las localizaciones identificar más de una fuente sísmica. Considerando que si las localizaciones de sismos diferentes son muy próximas entre sí entonces: (1) el orden de los arribos de las ondas a las estaciones sería idéntico y (2) las diferencias de los tiempos de arribo de las ondas S-P serían similares. Este análisis se hizo sobre los cuatro sismos de mayor magnitud (0501211345, 0501242323, 0501280926 y 0501281546).

El análisis del orden de arribos mostró que las fases P arriban a la estación de PINO antes que a la estación CUSU (~2.5 s de diferencia) para los sismos 0501211345, 0501280926 y 0501281546, mientras que para el sismo 0501242323 el orden de arribos fue al contrario (~0.7 s de diferencia).

Tabla 2. Modelo 1D simplificado a partir del modelo de velocidad de Graindorge et al. (2004).

Modelo Simplificado de Graindorge (2004)			Modelo de este estudio	
Espesores estimados (km)	Velocidad (km/s)	Media	Espesores (km)	Velocidad (km/s)
1	1.9 à 2.2	2.1	1	2.1
3	3.8 à 5.1	4.5	3	4.5
4	6.1 à 6.4	6.2	18	6.3
3	4.8 à 5.5	5.2		
10.5	6.4 à 7.3	6.9		
Semi-espacio	-	-	-	8.1

Tabla 3. Resultados de las localizaciones y rms en segundos, obtenidas por el IG-EPN y en este trabajo.

Fecha	Hora	Localización con el modelo IG				Localización con el modelo modificado de Graindorge et al. (2004)			
		Lat. (º)	Long. (º)	Prof. (km)	rms (s)	Lat. (º)	Long. (º)	Prof. (km)	rms (s)
10/03/2005	3:21:20	-0.23	-81.17	12	1.06	-0.453	-81.23	10.0	0.81
10/03/2005	5:36:31	-0.24	-80.98	32	0.96	-0.175	-81.321	10.0	0.34
16/03/2005	1:19:39	-0.21	-81.18	12	1.03	-0.785	-80.36	10.0	0.17
20/03/2005	13:36:10	-1.18	-81.08	5	0.80	-1.718	-81.841	10.0	0.81
21/03/2005	2:12:19	-1.25	-81.03	12	1.09	-1.678	-81.103	10.0	0.6
27/03/2005	8:04:25	-1.19	-80.68	6.7	0.94	-1.555	-81.024	10.0	0.63
27/03/2005	8:28:01	-1.24	-81.33	12	1.07	-1.622	-81.242	10.0	0.71
27/03/2005	11:19:43	-1.6	-81.37	12	1.09	-1.871	-81.765	10.0	0.17
28/03/2005	21:04:23	-0.09	-80.18	12	0.71	0	-80.007	10.0	0.67
07/04/2005	2:58:11	-1.19	-80.77	43.8	0.76	-1.451	-80.928	10.0	0.6
08/04/2005	16:52:26	-0.52	-80.84	43.8	0.77	-0.935	-80.513	10.0	0.88
09/04/2005	22:22:11	-0.01	-81.08	17.7	1.09	-0.343	-81.275	10.0	0.68
13/04/2005	9:36:46	-1.27	-81.19	15.1	0.74	-1.824	-81.492	10.0	0.51
13/04/2005	20:06:38	-1.08	-81.17	16.3	0.87	-1.542	-81.484	10.0	0.75
15/04/2005	16:32:42	-1.39	-80.69	44.3	0.85	-1.568	-81.097	10.0	0.82
30/04/2005	15:23:13	-1.16	-80.25	8.9	1.01	-1.283	-80.169	10.0	0.81
Promedios					**0.93**				**0.62**

El análisis de las diferencias de S-P a la estación de OTAV versus los arribos a la estación de NNA se grafica en la figura 9. La dispersión de los puntos indican que los hipocentros son igualmente dispersos (Fig. 9). De acuerdo a la figura 9 los epicentros más próximos entre sí son los de los sismos 0501211345 y 0501281546, los otros especialmente el 0501280926 son más alejados de los dos primeros.

En conclusión, la determinación de los hipocentros indica una sismicidad dispersa, probablemente agrupada en dos zonas.

3.2 Mecanismos focales

Los mecanismos focales se determinaron con el método de Nabelek (1984) a partir de datos telesísmicos de la red mundial (IRIS) para los eventos 0501211345, 0501242323, 0501280926 y 0501281546.

El método de Nabelek (1984) consiste en la inversión de las formas de onda de volumen telesísmicas (P y SH) de la red mundial, a distancias entre 30º y 90º, por minimización de las diferencias entre las formas de ondas observadas y teóricas (sintéticas). El método permite además determinar la profundidad y el momento sísmico con la consiguiente magnitud (Mw). Para la inversión se escogieron las estaciones con bajo nivel de ruido, buena corrección instrumental y buena cobertura azimutal.

3.2.1 Resultados

Los resultados de la modelación se resumen en la tabla 4 y los mecanismos se muestran en la figura 10.

Ensayo sobre la profundidad.

La profundidad es uno de los parámetros más importantes y que hasta el momento no había sido bien definida, siendo en la mayor parte de casos fijada. La modelación por el método de Nabelek (1984) permite precisar este parámetro. Para corroborar si los datos de profundidad son apropiados, se fijaron los otros parámetros que intervienen en la modelación y se varió la profundidad, observándose la variación de rms (Fig. 11). Las profundidades encontradas corresponden al menor rms. Además la variación de la profundidad controla el ajuste de las formas de onda sintéticas (Fig. 12).

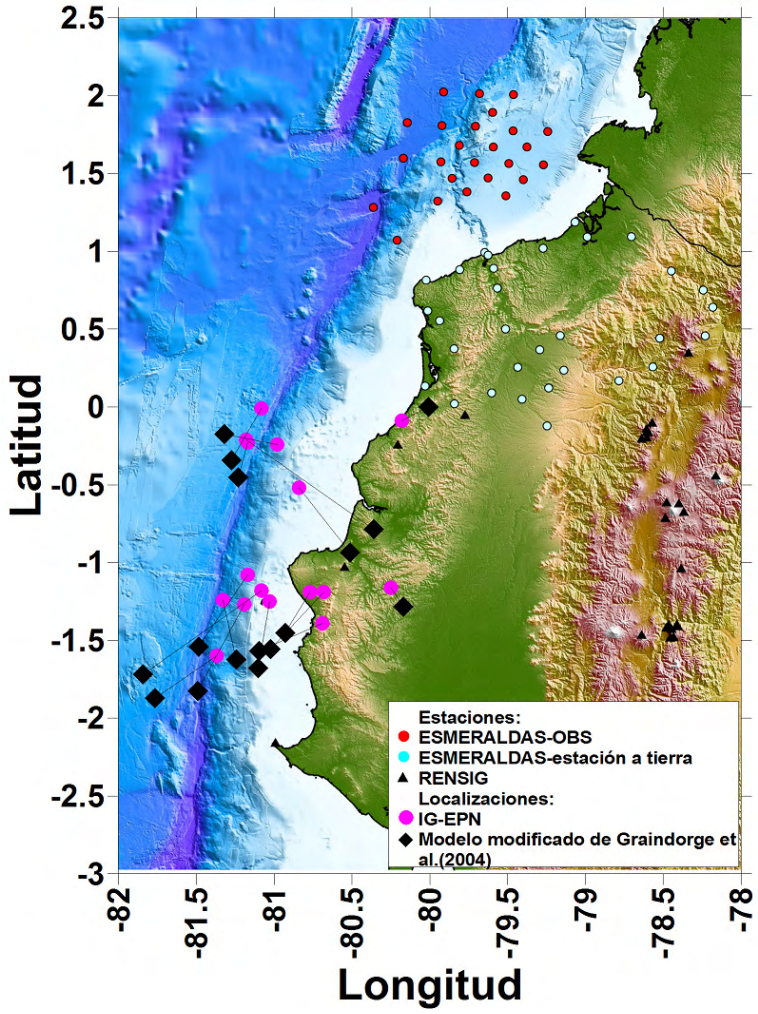


Figura 8. Distribución de la red local permanente RENSIG (triángulos negros) y la red temporal Esmeraldas compuesta por estaciones a tierra (círculos blancos) y OBS (círculos rojos) y comparación de las localizaciones obtenidas por el IG-EPN y en este estudio (localizaciones obtenidas con el programa HYPOCENTER y el modelo de velocidad modificado a partir de Graindorge et al. (2004)).

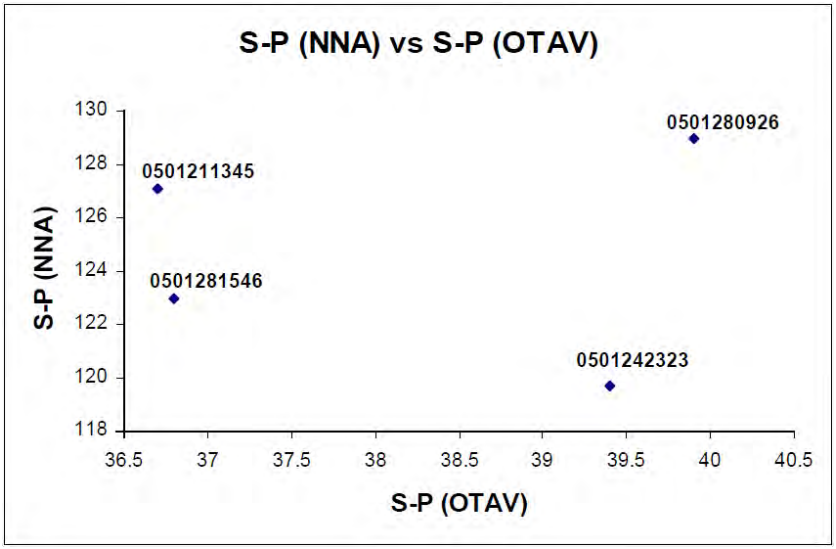


Figura 9. Diferencias entre los arribos S y P en segundos a las estaciones NNA (Perú) vs las diferencias entre los arribos S y P de OTAV (Ecuador). Las distribution de los 4 puntos indican 4 hipocentros diferentes. Ver texto para explicación. Tomado de Vaca (2007).

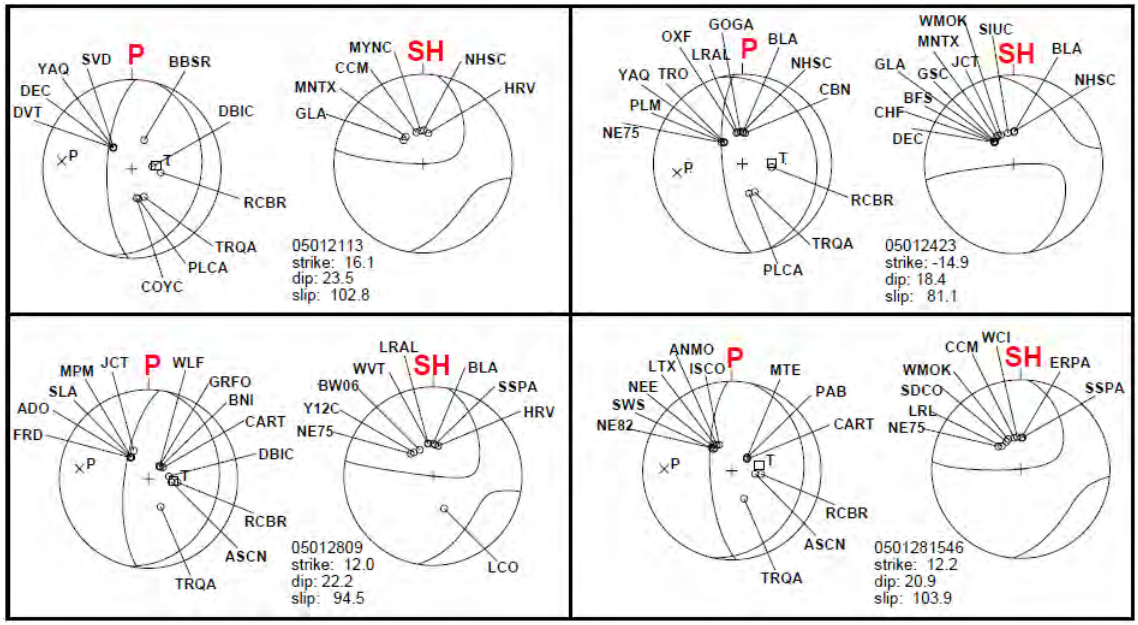


Figura 10. Mecanismos focales obtenidos a partir de la inversión de ondas de volumen (P y SH) con el método de Nabelek (1984). Modificado de Vaca (2007).

3.2.2 Discusión de los resultados

Según Frohlich y Apperson (1992), el 75% de los eventos de la zona interplaca en el proceso de subducción son de tipo cabalgante con pendientes entre 5º y 35º con planos nodales aproximadamente en la dirección de la fosa. Para el presente caso los mecanismos encontrados son inversos (Fig. 10, 13, 11, 12, 13 y Tablas 4 y 5) con pendientes de ~20º y dirección ~N-S, similar al de la fosa. Es decir son coherentes con una fuente en la zona de la interplaca ecuatoriana.

Tabla 4. Resumen de la inversión de las formas de onda de volumen por el método de Nabelek (1984) para ondas telesísmicas de estaciones entre 30º y 90º. Los símbolos ψ, ϕ y θ, representan los ángulos de dirección, pendiente y deslizamiento del plano de la falla respectivamente.

Sismo	Mecanismo focal			Profundida d (Km)	Mo.E25 (dyn.cm)	Mw	rms
	ψ(º)	δ ϕ(º)	θ(º)				
0501211345	16.1	23.5	102.8	11.56	1.09	6.0	0.49
0501242323	-14.9	18.4	81.1	8.31	1.92	6.1	0.31
0501280926	12.0	22.2	94.5	6.46	1.44	6.0	0.27
0501281546	12.2	20.9	103.9	10.01	0.80	5.9	0.42

Tabla 5. Datos del momento sísmico, magnitud Mw calculada, superficie de ruptura, diámetro de ruptura y desplazamiento medio para los sismos de mayor magnitud del enjambre sísmico de Manta-2005, obtenidos a partir de la modelización.

Evento	Mo.E25 (dyn.cm)	Magnitud (Mw)	Superficie de ruptura (km^2)	Diámetro de ruptura (km)	Desplazamiento medio (cm)
0501211345	1.09	6.0	78	10	46.58
0501242323	1.92	6.1	97	11	65.97
0501280926	1.44	6.0	78	10	61.53
0501281546	.80	5.9	62	9	43.01

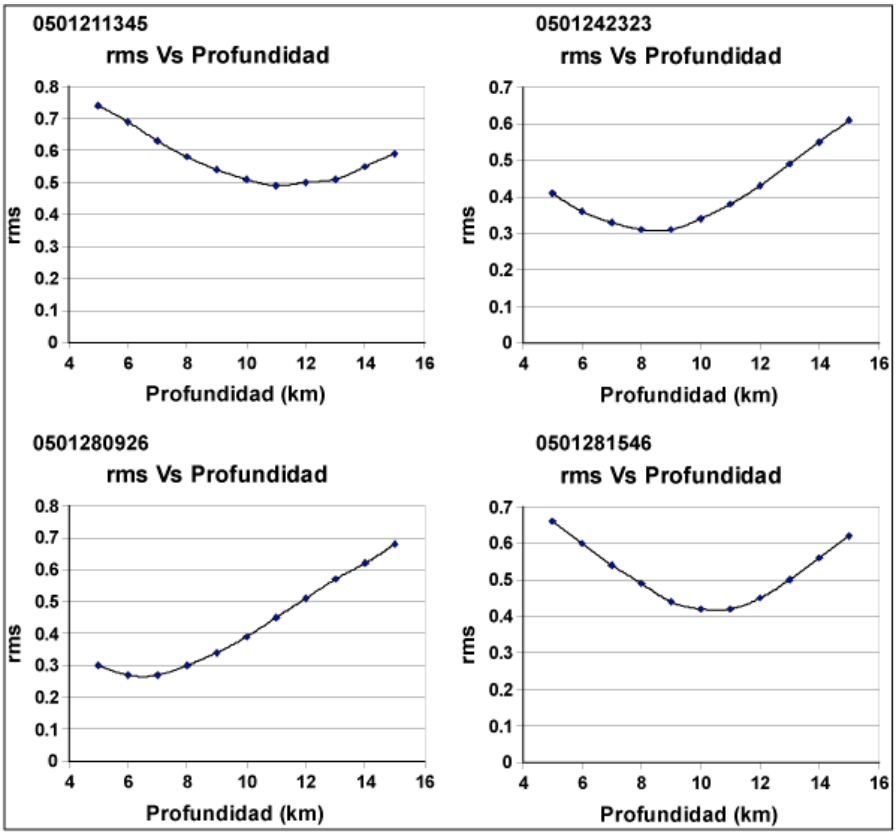


Figura 11. Variación del rms respecto a la variación de profundidad para los cuatro eventos de mayor magnitud del enjambre de Manta-2005. El mínimo valor de rms corresponde a la profundidad encontrada en la modelización. La modelación de las ondas de volumen permitió constreñir las profundidades, y de confirmar el tipo muy superficial de las fuentes de los sismos principales del enjambre. Eso sugiere que esta sismicidad pertenece a la zona interplaca.

Los resultados de los mecanismos focales y magnitud obtenidos en la modelación son similares a los publicados por Harvard aunque fueron obtenidos con la utilización de dos metodologías diferentes. Además se mejoró la profundidad hipocentral.

A partir de los momentos sísmicos y asumiendo rupturas circulares, se puede calcular las superficies aproximadas de ruptura y desplazamiento de cada sismo, con la utilización de las relaciones empíricas de Hanks y Kanamori (1979) y Wells y Coppersmith (1994) mostradas a continuación. Los resultados se presentan en la tabla 5.

$$Mw = \frac{2}{3}\log Mo - 10.73(dyne * cm)$$ (Hanks y Kanamori, 1979)

$$\log S = 3.9 + 0.9 * M$$; S : superficie de ruptura (Wells y Coppersmith, 1994)

$$M = S * D$$; = módulo de Young; para la corteza se estima en $3^{E}11$ dyne/cm^2 ;
D = desplazamiento medio

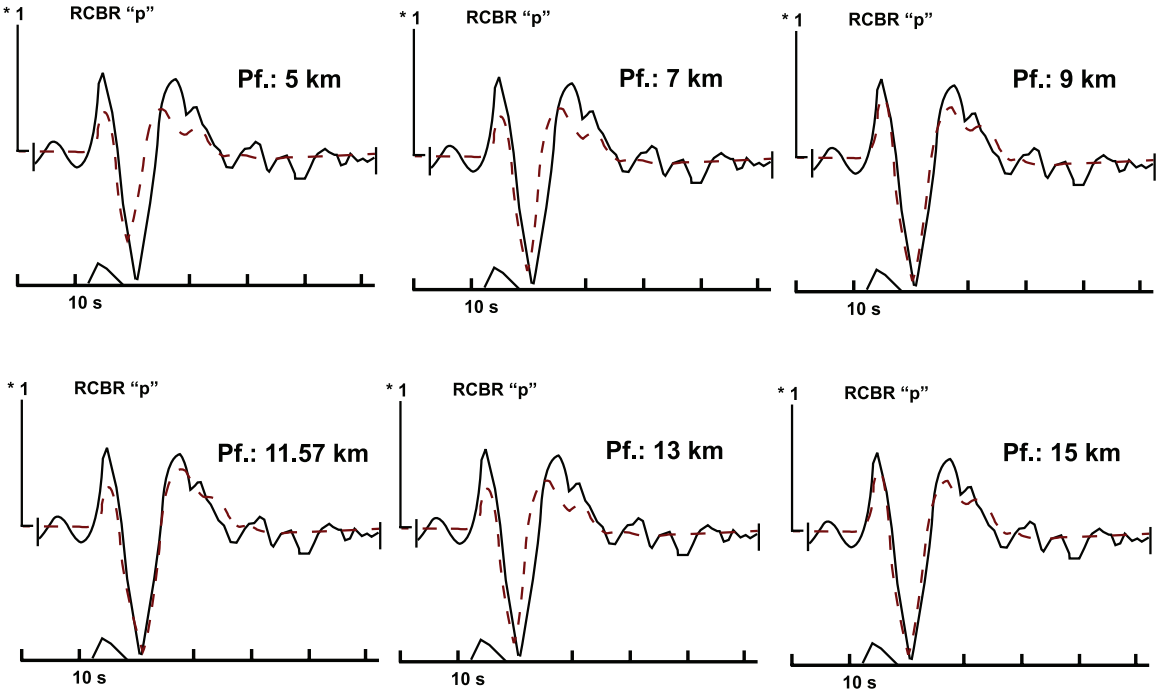


Figura 12. Variación de la forma de onda sintética respecto a la onda observada con la variación de la profundidad. Ejemplo para la estación RCBR (Riachuelo-Brasil) de la red mundial, en el sismo 0501211345. La línea roja punteada muestra el sintético y la negra el observado. La escala horizontal está dada en segundos y sobre esta se grafica la evolución temporal de la fuente. La escala vertical representa el desplazamiento normalizado. Obsérvese que para la profundidad de 11.57 km, determinada a partir de la modelación se tiene el mejor ajuste entre la forma de onda observada y la sintética. Modificado de Vaca (2007).

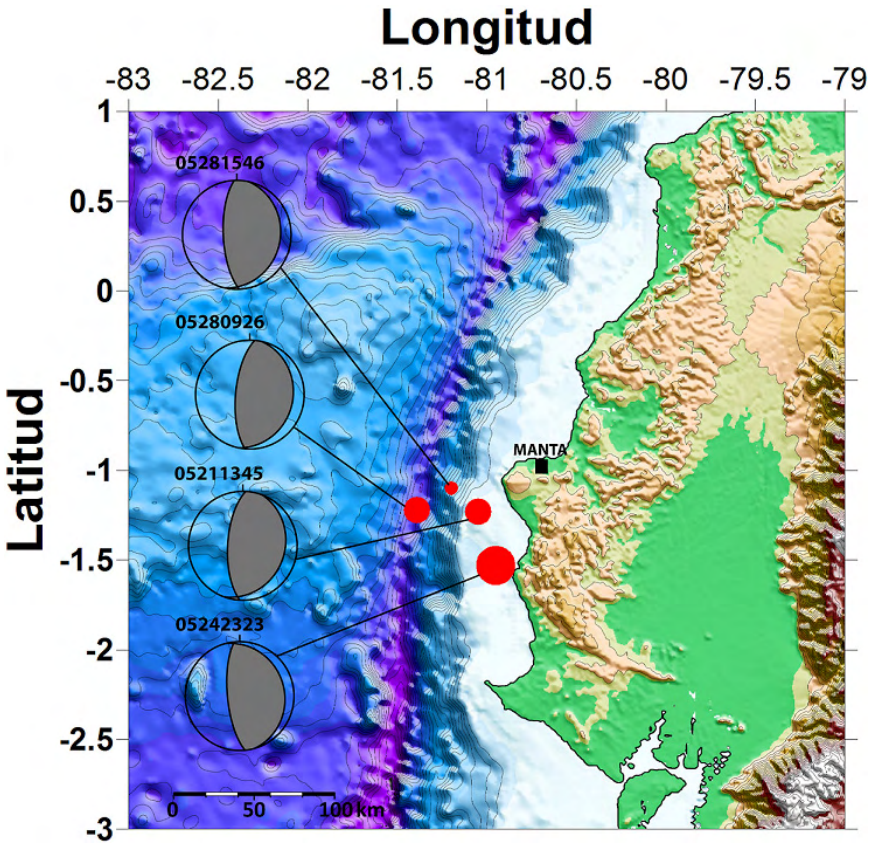


Figura 13. Localizaciones publicadas por Harvard y mecanismos focales encontrados con la inversión, con el método de Nabelek (1984). El nombre del sismo está indicado sobre el mecanismo focal respectivo. Los mecanismos focales encontrados a partir de la modelización son coherentes con una fuente en la zona de interplaca. Modificado de Vaca (2007).

4. CONCLUSIONES

Este estudio permitió definir mejor las características de las fuentes principales del enjambre de 2005 que ocurrió en la región de Manta. Se realizó en primera instancia la localización de un grupo de sismos con el conjunto de datos de las redes RENSIG y ESMERALDAS, y por otro lado la modelación de ondas de volumen telesísmicas P y SH para determinar los mecanismos focales, la profundidad y el momento sísmico. Los resultados obtenidos son los siguientes:

Para la localización

Las localizaciones obtenidas no logran definir adecuadamente la distribución de los sismos, esto a causa de la disposición inadecuada de la red respecto de la zona sismogénica y del mal conocimiento de las estructuras geológicas por las cuales las ondas se transmiten.

La profundidad es el parámetro más inestable, pero también existen sismos, cuya localización cae fuera de la zona interplaca (placa oceánica que aún no entra en subducción). Con el análisis de los tiempos de arribo de las fases P de las estaciones de RENSIG se determinó la existencia de más de una zona fuente, dispersas sobre una región extendida, particularidad corroborada además por la diferencia de arribos de las ondas P y S a las estaciones de la red mundial OTAV y NNA.

Para los parámetros de la fuente

Con la inversión de las formas de onda de volumen de los 4 sismos de mayor magnitud, se determinó que los mecanismos focales son de tipo cabalgante con un azimut en dirección aproximadamente Norte-Sur y un buzamiento bajo (menores a 24º). Las profundidades hipocentrales encontradas varían entre 7 y 12 km y las magnitudes calculadas entre 5.9 y 6.1. Los resultados encontrados en este trabajo son similares a los publicados por Harvard (CMT) y son coherentes con una fuente ubicada en la zona interplaca ecuatoriana. Por otro lado se constriñe las profundidades de los cuatro sismos de mayor magnitud, profundidades que probablemente son similares para los eventos de menor magnitud.

Las superficies de ruptura calculadas a partir de la magnitud están comprendidas entre ~60 y 100 km^2 y los diámetros correspondientes a estas áreas (considerando una ruptura circular) están entre ~9 y 10 km. De manera similar se estimó desplazamientos medios entre ~43 y 66 cm.

Observando las morfologías en subducción y de la dispersión estimada de las fuentes sísmicas, se plantea que las zonas de ruptura de los sismos principales están ligadas a los montes submarinos en subducción, que serían las causantes del enjambre sísmico de Manta-2005. Este patrón tectónico está de acuerdo con el modelo propuesto por Cloos (1992). Estas asperezas topográficas se encuentran a poca profundidad (comparable a las profundidades calculadas en la inversión) a lo largo de la interfase (como ilustrado por imágenes de sísmica activa). Estas asperezas tendrían formas y tamaños similares a los montes submarinos que se pueden reconocer actualmente sobre la cordillera de Carnegie ante-fosa.

Por otro lado, los datos de GPS que muestran un bloqueo considerable, los levantamientos de terrazas marinas, la sismicidad recurrente ligada a la zona interplaca (con una liberación baja de energía), hace pensar en la posibilidad de ocurrencia de un sismo de fuerte magnitud en la zona de Manta.

Por el momento, aún quedan muchas incertidumbres por resolver sobre la actividad sísmica de la región de Manta. Las incertidumbres pueden ser reducidas con la aplicación de programas de investigación y con la densificación de las redes sísmicas, acelerométricas y GPS.

Agradecimientos. Todo el personal de Geociencias-Azur en Francia por todo el apoyo brindado para la realización de este estudio. Además agradecimientos especiales a Yvonne Font por toda su ayuda y consejos para la edición de este texto. A Mónica Segovia por la ayuda en la recopilación de información y las críticas constructivas dadas.

Referencias

Alvarez, V., Etude de la sismicité d'un secteur de la marge équatorienne, à l'aide d'un réseau de stations sismologiques à terre et en mer, (Rapport de DEA), Université Pierre et Marie Curie Paris VI, 2003.

Bouchon, M., y Aki, K., Discrete wave-number representation of sismic-source wavw fields. *Bull. Seis. Soc. of Am., 62*, 259-277, 1977.

Calahorrano, A., Subduction de la ride de Carnegie sous la marge de l´Equateur: modélation de la structure de la croûte à partir des données de sismique grand angle, (Rapport de DEA), Université Pierre et Marie Curie Paris VI, 2001.

Cloos, M., Thrust-type subduction-zone earthquakes and seamount asperities: A physical model for seismic rupture, *Geology, 20*, 601-604, 1992.

Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M. A., y Operto, S., Exploring the Ecuador-Colombia active margin and inter-plate seismogenic zone, *EOS Transactions, American Geophysical Union*, *83(17)*, 189-190, 2002.

Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M., Costa, C., Dart, R., y Bradley, L. A., Database and Map of Quaternary Faults and Folds of Ecuador and its offshore regions, USGS, Open-File Report 03-289, 2003.

Frohlich, C., y Apperson, K. D., Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries, *Tectonics*, *11*, 279-296, 1992.

Gardner, T., Verdonck, D., Pinter, N., Slingerland, R., Furlong, K., Bullard, T., y Wells, S., Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific Coast, Costa Rica, *Geological Society of American Bulletin*, *104*, 219-232, 1992.

Graindorge, D., Calahorrano, A., Charvis, P., Collot, J.-Y., Bethoux, N., Deep structure of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval, *Geophysical Research Letters*, *31*, doi: 10.1029/2003GL018803, 2004.

Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, J., 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.

Hanks, T. C., y KanamoriI, H., A moment-magnitude scale, *J. Geophys. Res*., *84*, 2348-2350, 1979.

Harvard Seismology: Centroid-Moment Tensor PROJECT:http://www.seismology.harvard.edu/projects/CMT/

IG-EPN: http://www.igepn.edu.ec

IRIS: http://www.iris.edu/cgi-bin/wilberII_page1.pl

Kelleher, J., Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, *Journal of Geophysical Research*, *77*, 087-2103, 1972.

Lallemand, S., 1999. La subuction océanique, Gordon and Breach Science Publishers, 194 pp., 1999.

Lahr, J., HYPOELLIPSE/Version 3.0: A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquake. *U.S. Geol. Surv., Open-file resp*., *95*, 90, 1995.

Lonsdale, P., Ecuadorian Subduction System, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, *62*, 2454-2477, 1978.

K. Manchuel, K., N. Béthoux, N., Y. Font, Y., Pontoise, B., Régnier, M., Monfret, T., Sallares, V., Díaz, J., Yépes, H., y Arreaga-Vargas, P. , Sismicidad e implicaciones estructurales en el área de Esmeraldas (Norte de Ecuador): a partir de los experimentos Sublime y Esmeraldas, este volumen, 2009.

Michaud, F., Collot, J.-Y., Alvarado, A., Lopez, E. e INOCAR (Ecuador), República del Ecuador : Batimetría y relieve continental. Publicación IOA – CVM – 02 POST, 2006.

Nabelek, J., Determination of source parameters from inversion of body waves, Ph. D. thesis, Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 1984.

NEIC: http://www.neic.usgs.gov

Nishenko, S. P., Circum-Pacific seismic potential 1989-1999, *Open-File-Report-US Geological Survey*, OF 89-0086, 126 pp., 1991.

Pacheco, L., y Sykes, L., Seismic moment catalogue for large shallow earthquakes from 1900 to 1989, *Bull. Seism. Soc*., *82*, 1306-1349, 1992.

Pedoja, K., Dumont, J.-F., Lamothe, M., Ortlieb, L., Collot, J.-Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V., y Labrousse, B., Plio-Quatenary uplift of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, *22*, 1-21, 2006.

Pennington, W. D., Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, *86*, 10753-10770, 1981.

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.

Segovia, M., El sismo de Bahía del 4 de agosto de 1998: Caracterización del mecanismo de ruptura y análisis de la sismicidad en la zona costera (Título de Ingeniera Geóloga tesis). Quito, Escuela Politécnica Nacional, 2001.

Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J., y Mora, H., Wide plate margin deformation southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 157-171, 2002.

Vaca, S., Sismotectonique de la région de Manta-Equateur, Rapport de Master 2: Université de Nice Sophia Antipolis, Nice-France, 2007.

Villamar, R., Subduction de la Ride de Carnégie sous la marge de l'Equateur: structure et déformation à partir des données de sismique multitrace (Rapport de DEA):Villefranche sur mer, Pierre et Marie Curie, Paris VI, 2001.

Wells, D., y Coppersmith, K., New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of Seismological Society of America*, *84*, 974-1002, 1994.

White, S., Trenkamp, R., y Kellogg, J., Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador-Colombia subduction zone, *Earth and Planetary Science Letters*, *216*, 231-242, 2003.

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

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

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

[2] UGéoAzur, Université de Nice Sophia-Antipolis, IRD, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Sophia-Antipolis, Valbonne, France

[3] Unidad de Tecnología Marina,
Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Passeig Maritim de la Barceloneta, 37, 08003 Barcelona, España

[4] Dpt. Geofísica y Tectónica
Institut de Ciències de la Terra 'Jaume Almera' IJA-CSIC, Lluis Solé i Sabaris s/n, 08028 Barcelona, España

[5] Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR)
Guayaquil, Ecuador

[6] 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. Utlizando 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 ~10 km depth, 40 km east of the trench. Using active seismic tomography of previous study and our location results we show a 10° dipping slab in the trench area, increasing to 25°-30° 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° (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°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 (Mw=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 (Mw=7.8) (Swenson y Beck, 1996), 1958 (Mw=7.7) y 1979 (Mw=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°N a 2.5°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).

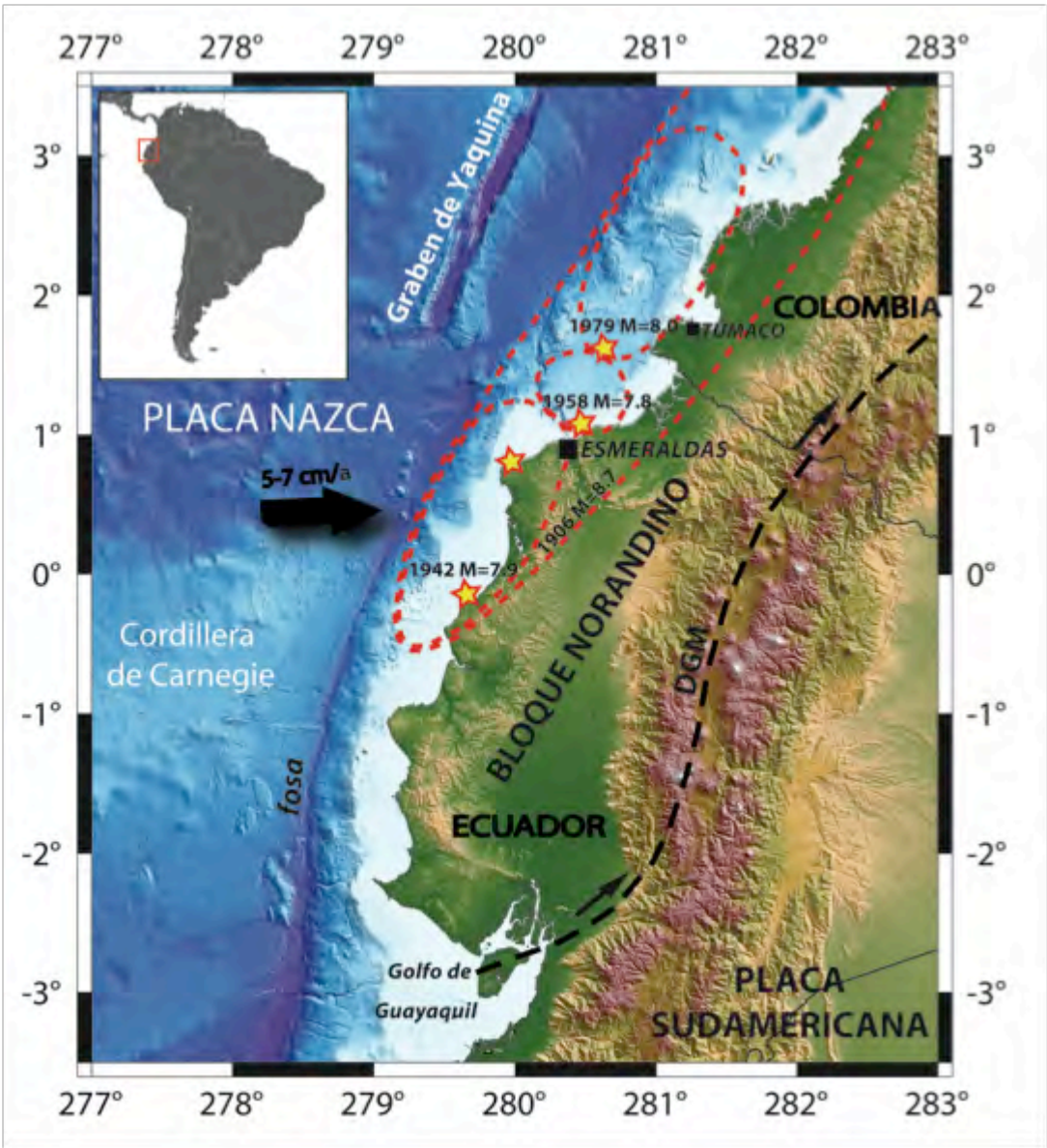


Figura 1. Croquis geodinámico del margen activo ecuatoriano. La batimetría es tomada de Michaud et al. (2006). Las líneas punteadas representan la superficie de ruptura de los cuatro grandes terremotos de subducción que ocurrieron en el siglo 20, y las estrellas amarillas representan sus epicentros (Collot 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 desplegados. 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 Geofisico 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 desplegados. 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 Jaume 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 desplegados. Ver Pontoise y Monfret (2004) para informaciones técnicas. Dos tipos de instrumentos fueron desplegados durante el crucero ESMERALDAS. 7 OBS de corto periodo "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 AGECODAGIS "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.

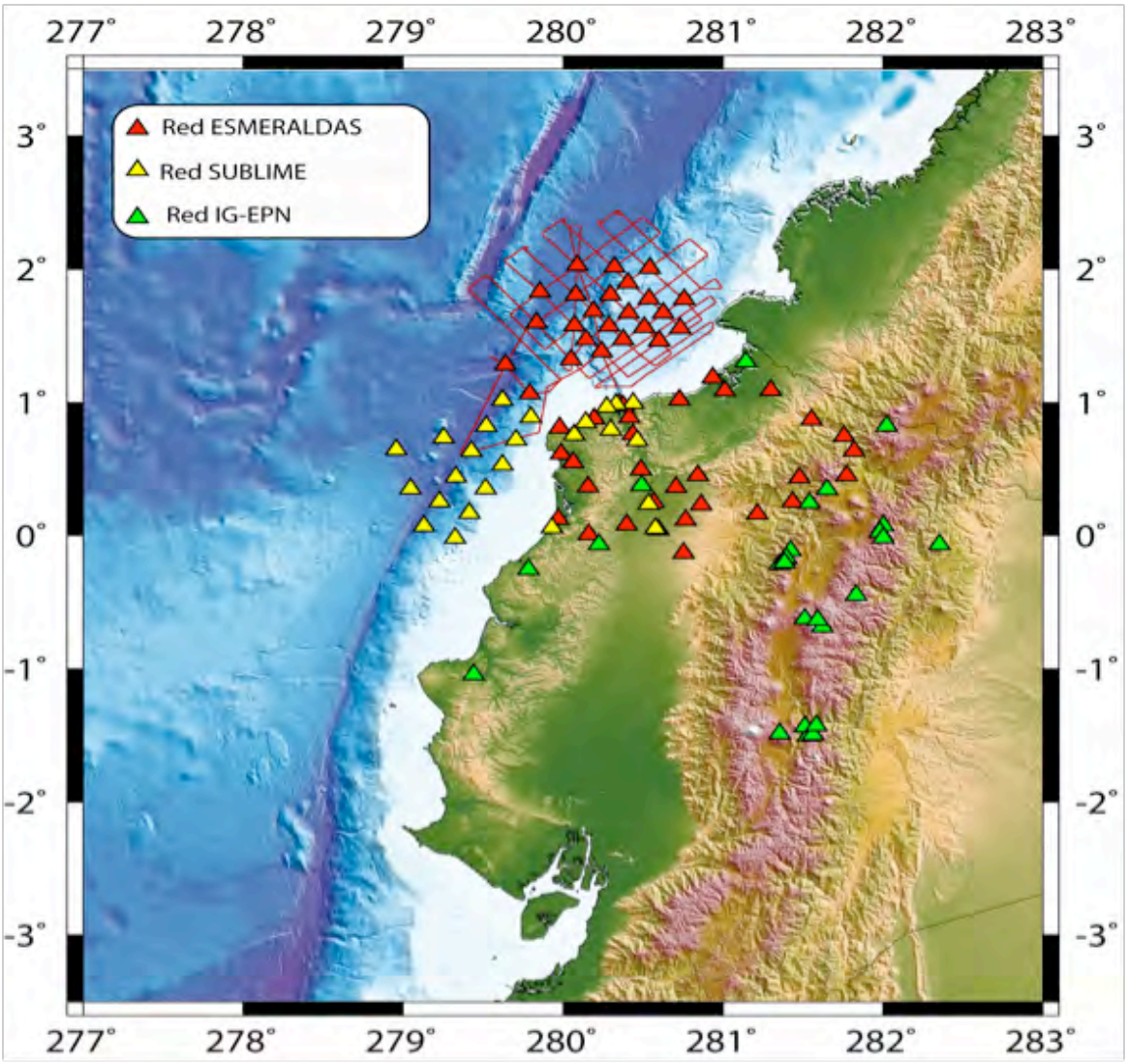


Figura 2. Configuración de las redes sismológicas. La Batimetría está tomada de Michaud et al. (2006). Los triángulos rojos indican las estaciones de ESMERALDAS. Los triángulos amarillos muestran las estaciones de SUBLIME. Los triángulos verdes indican las estaciones del IG-EPN usadas en este estudio.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

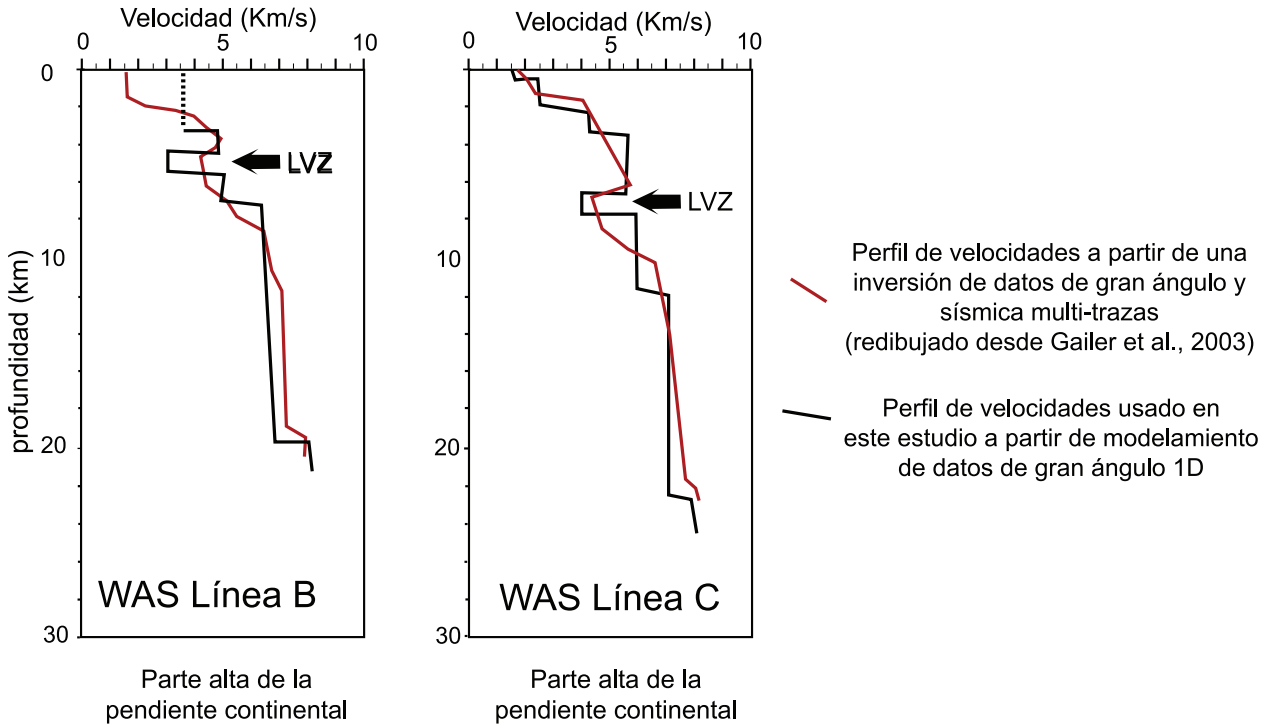


Figura 3. Modelos de Velocidad deducidos a partir de los datos sísmicos de gran ángulo en el área de Manta, usados en las localizaciones de SUBLIME. Se extrapolaron estos modelos al área de Esmeraldas para mejorar las localizaciones. La imagen es de (Pontoise y Monfret, 2004).

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 grado2*2 (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 profundiad superficial del Moho bajo las estaciones costeras y su gran profundidad bajo la Cordillera (Tabla 1). Para los modelos marinos un valor Vp/Vs de 1.81 es deducido del estudio de Pontoise y Monfret, 2004. Para los modelos tierra adentro hemos chequeado valores Vp/Vs 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°, 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 sobreyaciente 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 Vp/Vs de 1.81

Z (km)	Vp
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 Vp/Vs de 1.78.

Z (km)	Vp
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 tsunami 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.

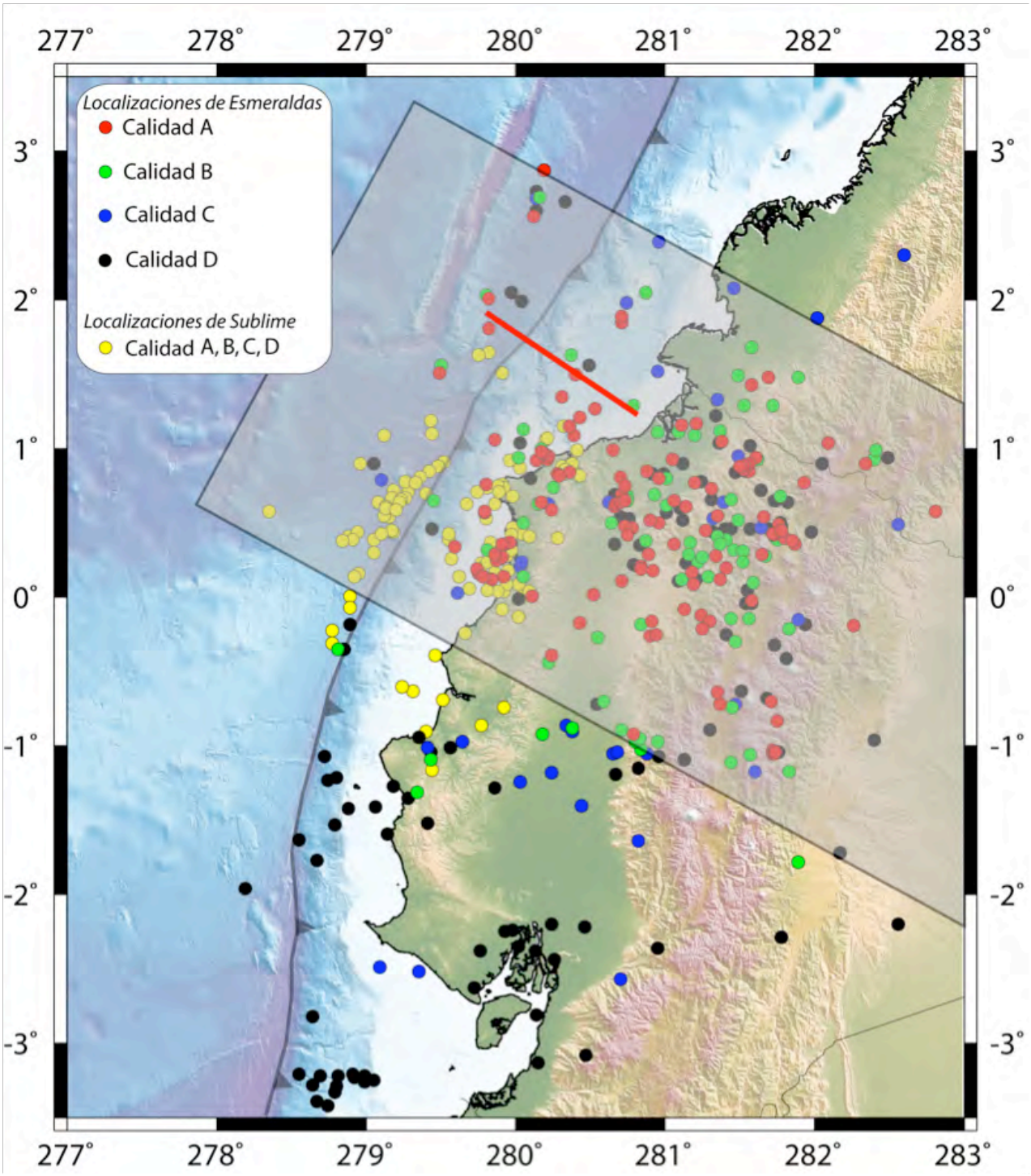


Figura 4A. Mapa de epicentros. Los círculos amarillos son localizaciones obtenidas usando los datos de SUBLIME, y los círculos rojo, verde, azul y negro representan la calidad de las localizaciones de ESMERALDAS. Las áreas grises muestran el ancho de la sección transversal b. La línea roja es la traza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

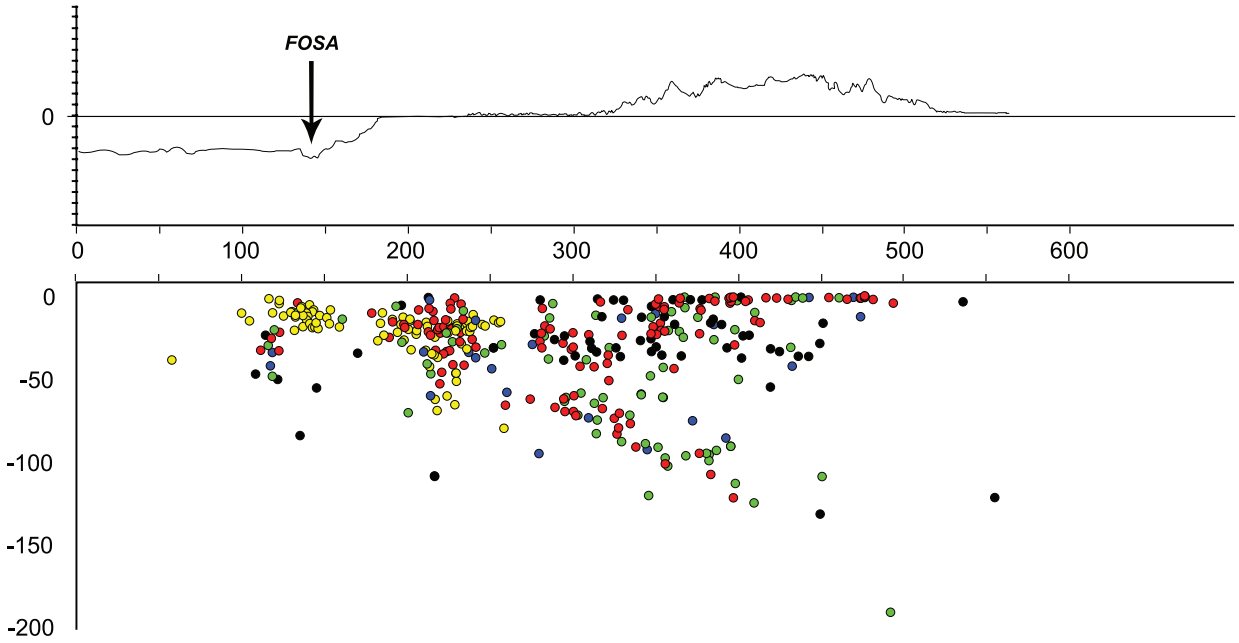


Figura 4B. Corte de la sismicidad a lo largo de la seccion presentada en la Figura 4A. Ver leyenda en la Figura 4A.

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

Calidad	Tamaño SEH y SEZ, km
A	≤ 1.34
B	≤ 2.67
C	≤ 5.35
D	> 5.35

Estas características están de acuerdo con la hipótesis de un margen heterógeneo 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).

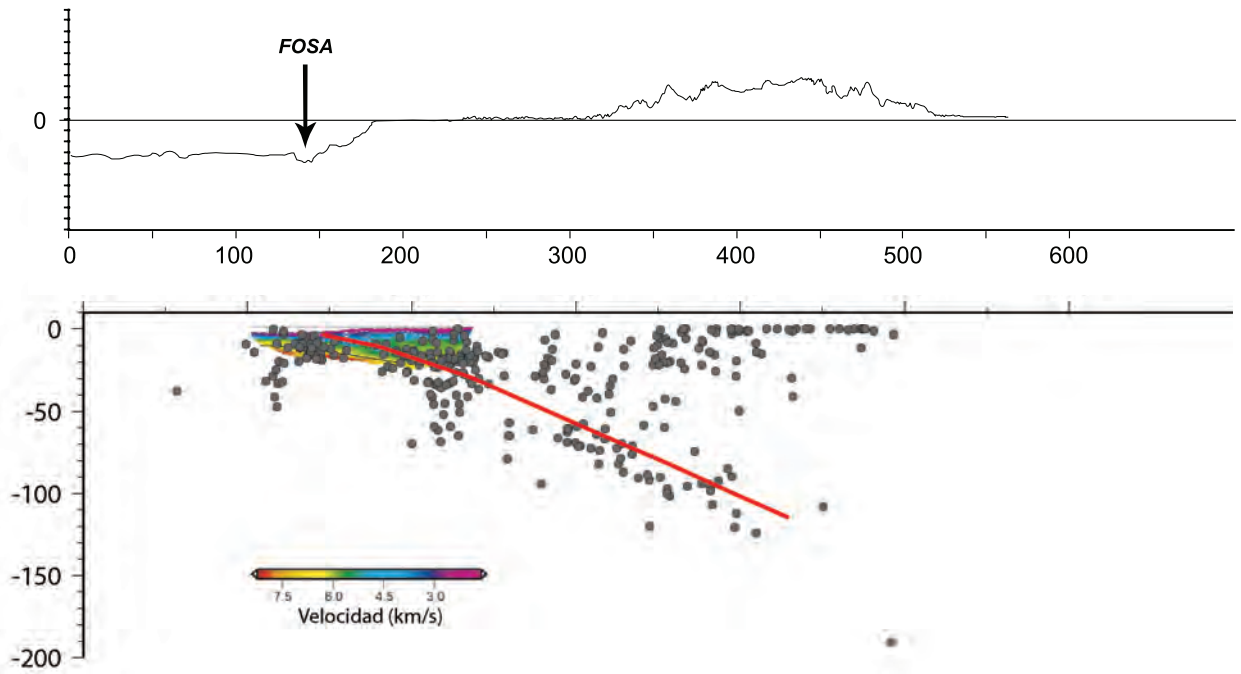


Figura 5. Esquema de Interpretación de la sismicidad sin las localizaciones de calidad D de Esmeraldas. Todos los epicentros tienen el mismo color para una mejor comprensión. La imagen tomográfica es de Gaillet et al. [2007] y nos permite restringir la interfase de la placa. Ver figura 4 (A). para localización 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° a través de la Fosa. Hacia el Este, propusieron un valor de ~35° 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°-30º hacia el Este. Este ángulo es significativamente más bajo que los 35° 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 Gailler et al. (2007) (figura 5). Gailler 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 10º, 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 10º a ≈ 25º - 30º 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 10º que permanece constante hasta 100 km hacia el continente. A partir de este punto, la inclinación aumenta hasta alcanzar ≈ 25º-30º 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 ~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-epriod 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 adaptivly 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-Equador 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.

Segmentación térmica del margen del Norte del Ecuador y del Sur de Colombia (1-4°N): su relación con la ubicación de la zona sismogénica

Boris Marcaillou[1], George Spence[1], Jean-Yves Collot[2], Kelin Wang[3], Alessandra Ribodetti[2]

[1] School of Earth and Ocean Science, University of Victoria, Victoria, B.C., Canada
[2] GéoAzur, Université de Nice Sophia-Antipolis, IRD, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Observatoire de la côte d'Azur, Villefranche sur mer, France
[3] Geological Survey of Canada, Pacific Geoscience Center, Sidney, B.C., Canada

Resumen.

El margen del Norte del Ecuador y del Sur de Colombia (NESC) presenta tres segmentos morfotectónicos transversales, cada uno de los cuales se caracteriza por diferentes patrones tectónicos y estructurales. En particular, variaciones en el espesor de los sedimentos implican grandes cambios en la tasa de sedimentación sobre la placa oceánica. Durante el siglo XX, la región fue afectada por cuatro grandes terremotos de subducción: 1906, 1942, 1958 y 1979. El análisis en las variaciones del flujo de calor a lo largo del margen permitió estudiar dos aspectos fundamentales de la sismogénesis de los grandes sismos de subducción. 1/ Las variación de la temperatura a lo largo del contacto entre las placas subductada y cabalgante (contacto interplacas) y la extensión de la zona sismogénica. 2/ La influencia de la tasa de sedimentación en la fosa sobre la variación de la temperatura. El análisis en 1/ datos sísmicos de reflexión multicanal con migración preapilada a profundidad de las líneas más representativas, 2/ identificación de numerosos Bottom Simulating Reflectors (BSRs o reflectores similares al fondo) y 3/ las mediciones "in situ" de flujo de calor, las primeras en esta región. Basados en los datos obtenidos, se efectuaron modelos térmicos de elementos finitos 2D en estado estable, incluyendo el enfriamiento de la placa oceánica relacionado con el depósito de los sedimentos y su compactación. Además, dichos modelos incluyeron una cuña de flujo viscoso en el manto de la placa cabalgante. Como resultado, se observa que el margen NESC está morfotectónica y térmicamente segmentado: cada segmento morfotectónico tiene un flujo de calor homogéneo claramente distinto de los otros. Estimamos que los rangos de temperaturas entre 60-150°C y 350-450°C, comúnmente asociados con la zona sismogénica se extienden entre 160 y 190 ± 20 km a lo largo del contacto interplacas. El límite superior de la zona sismogénica de 1979, estimado a partir del área de réplicas y de la zona de ruptura, parece extenderse hasta la fosa, donde la temperatura en el contacto interplacas se estimó en 60°-70°C. La zona sismogénica del terremoto de 1958 se restringe a una región al Este de un alto exterior de basamento llamado Outer Basement High (OBH) prominente, donde la temperatura es de ~100°C. Proponemos que en el margen NESC, el límite superior de la zona sismogénica está principalmente definido por procesos de baja temperatura, excepto para el evento de 1958 donde pareciera estar relacionado con una característica estructural de la placa cabalgante. Además, los modelos térmicos muestran que una alta tasa de sedimentación en la fosa puede inducir un enfriamiento del contacto interplacas, susceptible de desplazar el límite superior de la zona sismogénica hacia la costa de aproximadamente 10 a 20 km.

Abstract.

The North Ecuador – South Colombia (NESC) margin is divided in three morphotectonic transverse segments with different tectonic and structure features. Among other differences, variations in sediment thickness indicate large variations in sedimentation rate over the oceanic plate. Four great subduction earthquakes occurred in 1906, 1942, 1958 and 1979. We investigate two fundamentals aspects of the subduction seismogenesis by analysing variations in heat-flow along the NESC margin: 1/ the temperature distribution along the interplate contact and the seismogenic zone extent, 2/ the influence of the sedimentation rate over the oceanic plate on the extent of this thermally-defined seismogenic zone. We performe thermal modelling based on pre-stack depth migrated multichannel seismic lines, numerous Bottom Simulating Reflectors (BSRs) and in situ heat-flow measurements. We use a 2D finite element approach that includes sediment deposition and compaction on the cooling oceanic plate

as well as viscous corner flow in the mantle wedge. We conclude that the NESC margin is thermally segmented: every morphotectonic segment show homogeneous heat-flow values that differ from those of the others segments. We estimate that the temperature from 60-150°C to 350-450°C, commonly associated with the updip and downdip limits of the seismogenic zone, extends along the plate interface over a downdip distance of 160 to 190 ±20 km. The updip limit of the seismogenic zone for the great megathrust earthquake of 1979 is located nearby the deformation front where temperature is low (60-70°C). The seismogenic zone of the 1958 earthquake is restricted to a region landward of a prominent Outer Basement High where the temperature is ~100°C. We propose that on the NESC margin the updip limit of the seismogenic zone is primarily controlled by low-temperature processes except for the 1958 event for which the seismogenic updip limit appears to be related to a structural feature in the upper plate. Moreover, our thermal models also indicate that great sedimentation rates over the oceanic plate may result in a cooling of the inteplate contact and a consequent landward shifting of the updip limit of the seismogenic zone by 10 to 20 km.

1. Introducción

Los mayores terremotos a nivel mundial han ocurrido a lo largo del contacto interplacas en zonas de subducción y la mayoría de los márgenes convergentes han experimentado grandes eventos de subducción a través de la historia. A lo largo del contacto interplacas, los terremotos se pueden generar sólo dentro de un rango limitado de profundidades, desde unos pocos kilómetros hasta ~40-50 km (Tichelaar y Ruff, 1993). Este rango de profundidades se denomina zona sismogénica (Hyndman et al., 1997). El límite superior de dicha zona corresponde al límite superior de la distribución de la sismicidad interplacas y su ubicación es importante para la generación de tsunamis. El límite inferior corresponde a la menor distancia entre la fuente sísmica y las regiones costeras fuertemente pobladas y es por lo tanto fundamental para el riesgo sísmico. Estos límites definen el ancho máximo de la zona de ruptura relacionado con la magnitud que pudiera alcanzar un terremoto sobre el margen convergente. Por lo tanto estimar la ubicación de los límites de la zona sismogénica es de primera importancia en estudios de riesgo sísmico.

El comportamiento de deslizamiento sismogénico (stick-slip) de esta porción del contacto interplacas, responsable de la generación de terremotos de subducción, es al menos parcialmente dependiente de la temperatura (Scholtz, 1990). Los límites superior e inferior de la zona sismogénica se consideran generalmente relacionados con las isotermas 60-150°C y 350-450°C respectivamente (Hyndman y Wang, 1993; Saffer y Marone, 2003). Más aún, la estructura termal de la zona de subducción, y por lo tanto la ubicación de la zona sismogénica, están influenciadas por diversos parámetros como por ejemplo, la edad de la placa oceánica (Newman et al., 2002), la pendiente del contacto interplacas (Gutscher y Peacock, 2003), el enfriamiento hidrotermal (Fisher et al., 2003; Harris y Wang, 2002), parámetros termales y la tasa de convergencia (*Dumitru*, 1991). El modelamiento térmico de un margen convergente tiene por objetivo estimar la ubicación de las isotermas 60-150°C y 350-450°C, relacionadas con los límites superior e inferior de la zona sismogénica. Dicho modelamiento permite además examinar las causas de la variación del flujo de calor y la distribución de la temperatura a lo largo del contacto interplacas de manera que permite estudiar el posible control estructural sobre la ubicación de la zona sismogénica.

Durante el siglo XX, se produjeron cuatros grandes terremotos de subducción sobre el margen del Norte del Ecuador y del Sur de Colombia (NESC) (*Kanamori y McNally*, 1982) y se cree que esta zona sismogénica está actualmente bloqueada. Los variaciones en las características tectónicas y estructurales a lo largo del margen produjeron además una segmentación morfotectónica (Marcaillou, 2003). El margen muestra variaciones en 1/ la edad de la placa oceánica que subduce (Hardy, 1991); 2/ el espesor de los sedimentos en la fosa y tasa de sedimentación sobre la placa de Nazca (Marcaillou et al., 2008); 3/ la pendiente del contacto interplacas; 4/ la deformación tectónica en el frente de deformación y la estructura de la placa cabalgante asociada. Por tanto, el margen NESC es una zona de subducción particularmente interesante, para estudiar la influencia de diversas características estructurales sobre la distribución de la temperaturas a lo largo del contacto interplacas.

Se utilizaron datos sísmicos de reflexión multicanal, migración preapilada a profundidad, datos de gran ángulo, flujos de calor medidos y estimados a partir de BSRs para: 1/ estimar las variaciones en el flujo de calor a lo largo del margen; 2/ ubicar la intersección entre el contacto interplacas y los rangos de temperatura 60-150 y 350-450°C, comúnmente

asociados con los límites de la zona sismogénica; 3/ estimar las temperaturas a las cuales corresponden los hipocentros de los grandes terremotos de subducción; 4/ estudiar la influencia de la estructura, y particularmente de la tasa de sedimentación, sobre el flujo de calor y la distribución de temperaturas a lo largo del contacto interplacas. Nos enfocamos especialmente en la influencia de la tasa de sedimentación porque no ha sido cuantificada anteriormente, es raramente especificada y frecuentemente despreciada en estudios térmicos.

2. Zona sismogénica

Sobre el contacto interplacas, los límites inferior y superior del comportamiento sísmico son transiciones entre debilitamiento de velocidad (stick-slip) y refuerzo de velocidad (deslizamiento estable) (*Scholtz*, 1988, 1990). Para el límite superior de la zona sismogénica se han mencionado diversos procesos mecánicos y químicos como activadores del comportamiento de stick-slip. Modelos térmicos en las zonas de subducción de Alaska (Hyndman et al., 1997; Oleskevich et al., 1999), Cascadia (Hyndman y Wang, 1993; Hyndman y Wang, 1995), Japón (Wang et al., 1995a), Méjico (Currie et al., 2002) y Nicaragua (Newman et al., 2002) muestran que el límite superior de la sismicidad se encuentra alrededor de 100-150°C. Estos autores proponen que los cambios en las propiedades de fricción, debido a la transformación de la smectita a la ilita en los sedimentos incluidos en la subducción a dichas temperaturas (Vrolijk, 1990), inducen el comportamiento stick-slip. Sin embargo, experimentos de laboratorio recientes indican que este comportamiento podría aparecer a temperaturas de hasta 60ºC controlado por: 1/ localización del cizallamiento y aumento de la tensión del cizallamiento (Moore y Saffer, 2001); 2/ una reducción de la porosidad y un aumento de la consolidación del estado de rouge (Marone y Scholz, 1988); 3/ un aumento de la deformación efectiva debida al aumento de la sobrecarga total y posibles variaciones de la presión de poro (Moore y Saffer, 2001); 4/ presión de solución, liberación de fluidos de cementación de sílice o de carbonatos a baja temperatura, procesos de deshidratación y generación de hidrocarburos y otras alteraciones diagenéticas de baja temperatura que producen un aumento de la consolidación de la rouge (Moore y Saffer, 2001; Saffer y Marone, 2003).

El límite inferior de la zona sismogénica coincide con la transición entre un comportamiento de fricción stick-slip y uno de cuasi-plasticidad asísmica. Dicha transición pudiera estar relacionada con la aparición de la plasticidad del cristal y el comportamiento reptatorio que se observan entre 350 y 450°C, dependiendo de la mineralogía (Hyndman y Wang, 1993; Peacock y Hyndman, 1999; Sibson, 1982). Sin embargo, en zonas de subducción más frías, como Chile y el sur de Alaska, estas temperaturas críticas se pueden alcanzar a mayor profundidad que la intersección de la placa con el manto de ante-arco (Oleskevich et al., 1999). Las reacciones de deshidratación en la placa en subducción pueden inducir la formación de serpentinita en el manto de ante-arco (Peacock, 1993). Dicha serpentinita presenta generalmente un comportamiento de deslizamiento estable en experimentos de laboratorio (Reinen, 2000). Por lo tanto, la ubicación del límite inferior puede estar influenciada por la intersección de la placa con el manto de ante-arco (Hyndman et al., 1997; Peacock y Hyndman, 1999).

3. Antecedentes regionales

3.1 Estructura y tectónica

La convergencia entre la placa de Nazca y el margen de los Andes del Norte se produce a una velocidad de 5.4 cm/yr a 96° hacia el Norte (Figura 1) (Trenkamp et al., 2002). Alineaciones magnéticas sub-perpendiculares a la fosa indican una edad por la placa de Nazca de ~12 a 20 Ma (Hardy, 1991) (Figura 2). En la fosa, la placa de Nazca está cubierta por una capa de sedimentos constituida principalmente de turbiditas (Collot et al., 2005) transportadas hacia la fosa a través de los cañones de Mira, Patía y Esmeraldas (*M.Ca.*, *P.Ca y E.Ca.* en la Figura 1). La corteza del margen de los Andes del Norte está formada por rocas de afinidad oceánica de composición máfica a ultramáfica (Goosens y Rose, 1973; Juteau et al., 1977) cubiertas por una capa volcano-sedimentaria de edad Cretácico superior y una gruesa secuencia sedimentaria de ante-arco de edad Cenozoica (Deniaud, 2000; Jaillard et al., 1995). El promontorio de Patía y la falla de Manglares dividen el margen de NESC en segmentos morfotectónicos (Patía, Tumaco y Manglares) que presentan diferentes características tectónicas y estructurales, especialmente en el frente de deformación (Collot et al., 2004; Marcaillou y Collot, presentado).

En el segmento de Patía, el margen presenta un prisma de acreción de ~35 km de ancho; en cambio, en el segmento de Tumaco, el prisma se reduce a menos de 10 km de ancho, separando la fosa de la

región ante-arco en compresión. En el segmento de Manglares hay un bloque frontal de corteza engrosada denominado "Outer Basement High" (OBH) de 30 km de ancho, limitando la gruesa y ancha cuenca de ante-arco. Velocidades sísmicas (4.5 km/s) y análisis de reflectividad sugieren que el OBH es de origen oceánico y que sufrió erosión basal y alteración debido a fluidos (Agudelo, 2005).

3.2 Actividad sísmica histórica

Al Norte de la cadena montañosa submarina de Carnegie, la convergencia produjo cuatro grandes terremotos de subducción durante el siglo XX. En 1906, un gran terremoto (Mw=8.8) (Kanamori y Given, 1981; Kanamori y McNally, 1982), con una zona de ruptura de 500 km de largo, ocurrió a lo largo del contacto interplacas del margen de los Andes del Norte (Kelleher, 1972). Tres eventos de menor magnitud, reactivaron en 1942 (Mw=7.9) (Swenson y Beck, 1996), 1958, (Mw=7.8) y 1979 (Mw=8.2) (Beck y Ruff, 1984; Herd et al., 1981; Kanamori y McNally, 1982), segmentos adyacentes dentro de la zona de ruptura generada en 1906 (Figura 3). La ruptura cosísmica, definida por medio de la inversión de los datos sísmicos del evento de 1979, parece haberse extendido muy cerca de la fosa en el segmento de Tumaco (Beck y Ruff, 1984; Herd et al., 1981; Kanamori y McNally, 1982). En 1958, en cambio, dicha ruptura se extendió sólo ~30 km hacia la costa a partir de la fosa del segmento de Manglares (Swenson y Beck, 1996) (Figura 3).

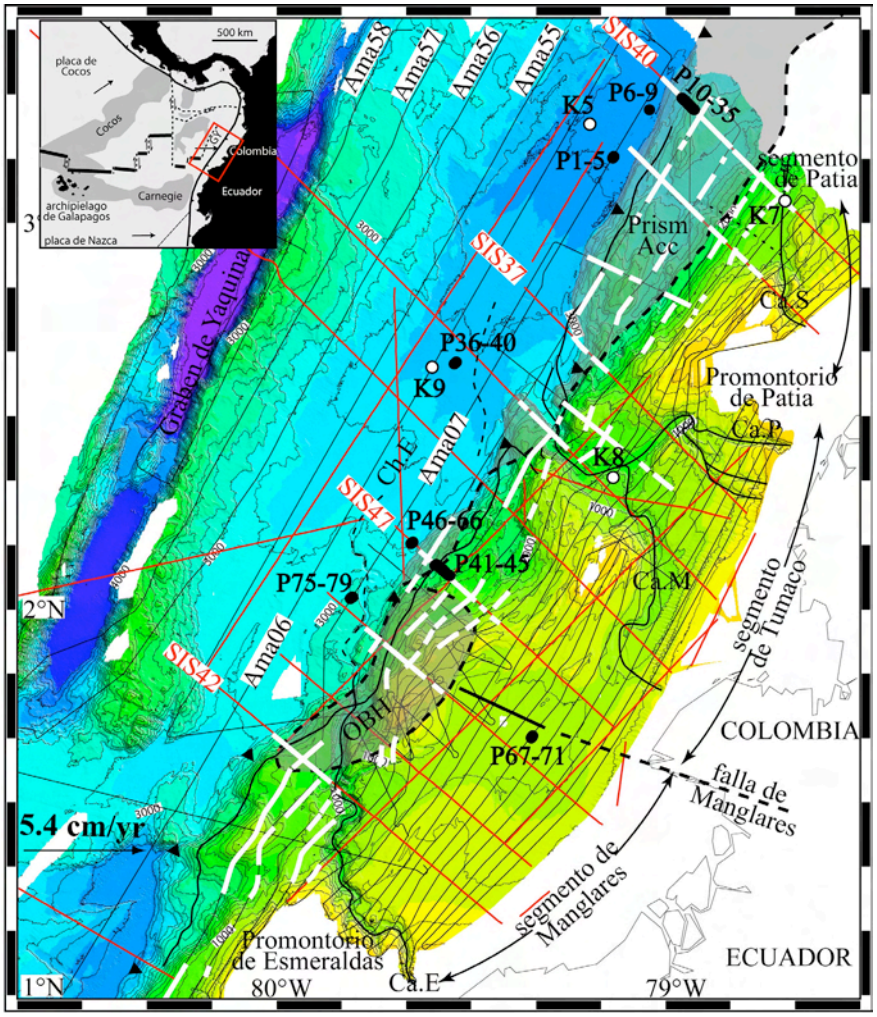
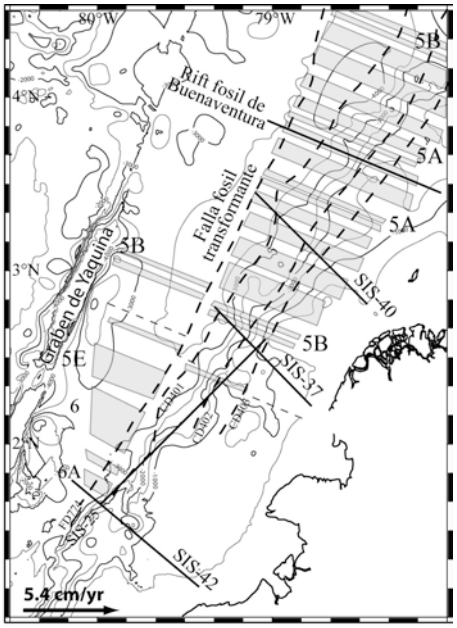


Figura 1. Batimetría del margen del Norte del Ecuador y del Sur de Colombia y de la placa de Nazca colectados durante el crucero AMADEUS (Collot et al., 2005). Las líneas rojas y negras corresponden a perfiles sísmicos multicanales obtenidos durante los cruceros SISTEUR (Collot et al., 2002) y AMADEUS respectivamente. Las líneas blancas indican las secciones de perfiles sísmicos donde hay un Bottom Simulating reflector. Los puntos negros y blancos muestran los lugares donde se midió el flujo de calor con probeta de tipo "Lister" y con termosondas respectivamente. La flecha indica la convergencia entre las placas Nazca y América del Sur (Trenkamp et al., 2002). Las áreas sombradas muestran los siguientes prismas: el "outer basement high" (OBH) y el prisma de acreción (Prism Acc). Ca.E.: Cañón de Esmeraldas, C.E.: Canal de Esmeraldas, Ca.M.: Cañón de Mira, Ca.P: Cañón de Patía y Ca. S.: Cañón de Sanquianga.



Lineas	Sist-40	Sist-37	Sist-47	Sist-42
Edad (Ma)	~12	~14	~16	~19

Figura 2. Alineaciones magnéticas de la placa de Nazca identificadas entre el Graben de Yaquina y el margen del Norte del Ecuador y del Sur de Colombia (Hardy, 1991). Las líneas segmentadas corresponden al trayecto del barco mientras se colectaron los datos magnéticos y las líneas sólidas indican los perfiles sísmicos obtenidos durante el crucero SISTEUR.

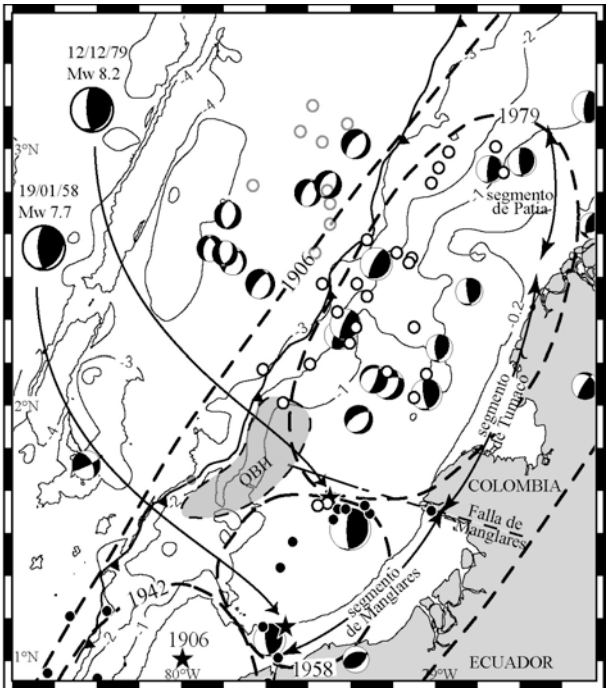


Figura 3. Ubicación de los epicentros (estrellas) con mecanismo focal y zonas de ruptura (elipses segmentadas) de los grandes terremotos de subducción ocurridos durante el siglo XX en el margen del Norte del Ecuador y del Sur de Colombia. Los puntos muestran la ubicación de las replicas ocurridas dentro de 3 meses después de los sismos de 1958 y 1979 (Mendoza y Dewey, 1984; Swenson y Beck, 1996). Los "beach-ball" indican la ubicación de los tensores de movimiento del centroide (Centroid Moment Tensor, CMT) del Catálogo de la Universidad de Harvard. OBH: Outer Basement High.

En un modelo reciente, Collot et al. (2004) proponen que en este segmento, la ruptura cosísmica hacia el fondo marino a lo largo de la ramificación (splay fault) de la falla de megacabalgamiento, asociada al límite Este del OBH. Réplicas ocurridas dentro de un período de tres meses después de los terremotos de 1942 y 1979, interpretadas como eventos de fallamiento por cabalgamiento (Mendoza y Dewey, 1984; Swenson y Beck, 1996), se ubicaron en una zona que se extiende hacia el Oeste a proximidad del frente de deformación. La zona de réplica del terremoto de 1958, en cambio, se restringió a 30-35 km al Este de la fosa (Beck y Ruff, 1984; Mendoza y Dewey, 1984; Swenson y Beck, 1996). La ubicación de los eventos de cabalgamiento indicados en el catálogo de los tensores de movimiento del centroide (Centroid Moment Tensor, CMT) de la Universidad de Harvard, muestra variaciones similares a lo largo del margen NESC (Figura 3). La similitud en las extensiones hacia la fosa de las zonas de ruptura, las zonas de réplicas y de los eventos CMT, sugieren que la zona sismogénica se extiende hasta las cercanías del frente de deformación en los segmentos de Patía y de Tumaco, pero está limitada más al oriente en el segmento de Manglares (Marcaillou et al., 2006).

4. Metodología

4.1 Flujo de calor

Durante el crucero AMADEUS (2005) se efectuaron 76 mediciones de flujo de calor (Figura 1) utilizando dos métodos diferentes: (1) medición del gradiente de temperatura y de la conductividad térmica *in situ* con una probeta tipo “Lister” y (2) combinación de mediciones de temperatura con termosondas sobre el pistón corer con datos de conductividad térmica obtenidos en el laboratorio a partir de muestras de sedimentos. Estas mediciones se efectuaron en doce sitios ubicados entre la fosa y el margen superior, incluyendo los tres diferentes segmentos morfotectónicos. Por otro lado, la aplicación de un método clásico permite estimar el flujo de calor a partir de los BSRs, interpretados como la base del nivel de hidratos de gas (Shipley et al., 1979). El flujo de calor se estima a partir de tiempos de trayecto vertical de los reflectores del fondo y del BSR, multiplicando la conductividad térmica por el gradiente de temperatura entre el BSR y el fondo marino (Townend, 1997; Yamano et al., 1982). La conductividad térmica medida en los sedimentos del pistón corer es en promedio de 0.8 ± 0.5 W/m/K (Collot et al., 2005). A 500 m de profundidad la conductividad se estima en 1.15 W/m/K a través de una relación empírica establecida a partir de los datos del Leg 112 en el margen Peruano (Suess y von Huene, 1988). Las temperaturas en el fondo marino desde la fosa hasta el margen superior fueron medidas utilizando un perfilador CTD (Conductividad, Temperatura y Densidad) (Flueh et al., 2001) y termosondas adosadas al pistón corer. La presión a la profundidad del BSR se calcula asumiendo una presión hidrostática en la columna de sedimentos. Las temperaturas correspondientes se obtienen usando el diagrama de fase temperatura-presión de los hidratos de metano (Dickens y Quinby-Hunt, 1994). Los datos sísmicos del margen NESC obtenidos durante los cruceros SISTEUR (2000) y AMADEUS (2005) incluye más de 800 km de BSRs divididos en 83 secciones que abarcan una región que se extiende ~50 km desde la fosa hacia la costa en los tres segmentos morfotectónicos (Figura 1).

Sin embargo, este procedimiento tiene algunas incertidumbres. Se asumió que el flujo de calor en la zona del BSR es conductivo, sin considerar los flujos debidos a compactación de sedimentos que se estiman en menos de 5% (Wang et al., 1993). El picado del BSR y del fondo marino puede conducir a un error de ± 8 ms en cada reflector. La elección de la presión hidrostática en los poros del sedimento puede resultar en una subestimación de ~2% del flujo de calor en la fosa hasta un 10% en aguas poco profundas del margen superior si la presión en los poros es litostática en vez de hidrostática. En un primero estudio, estimamos el error total en ~20% (Marcaillou et al., 2006). Logramos reducir dicho error midiendo la conductividad térmica y estimando la velocidad sísmica en los sedimentos a partir de la migración preapilada a profundidad de determinados perfiles sísmicos. Por otro lado, medimos el flujo de calor a lo largo de dos secciones de los perfiles sísmicos SIS-40 y 47, donde antes se había estimado a partir del BSR (Figura 1). La diferencia entre los flujos medidos y estimados es menor al 10%, lo que probablemente representa la incertidumbre en los dos métodos.

4.2 Modelos térmicos

El principal objetivo de los modelos térmicos es calcular valores teóricos de flujo de calor para compararlos con los datos obtenidos *in situ*, a fin de predecir la distribución de la temperatura a lo largo

del contacto interplacas. Sobre la placa oceánica, calculamos el flujo de calor y el geotermo usando un modelo unidimensional (1-D) del enfriamiento de la litosfera debido a la sedimentación y compactación ([Hutchison, 1985; Wang y Davis, 1992). Este método asume dos capas (Figura 4).

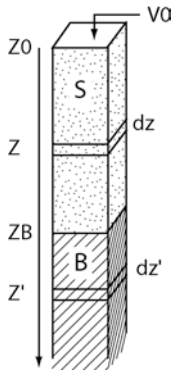


Figura 4. Modelo unidimensional de dos capas de sedimento (S) – Corteza (B) utilizado para el cálculo de flujo de calor en la placa oceánica (Hutchinson, 1985). Mientras el sedimento se acumula en Z0 a una tasa V0, la interfase sedimento – corteza se desplaza hacia abajo. El cálculo de flujo de calor para los elementos dz y dz', a las profundidades Z y Z', en las capas de sedimento y de la corteza incluye los efectos de la sedimentación, compactación, movimiento de agua de poro y calentamiento radioactivo en la capa de sedimento.

La capa superior está constituida por granos de sedimentos y agua de poros, distribuidos según la función de porosidad $\Theta(Z)$ para sedimentos normalmente consolidados.

$$\Theta(Z) = \Theta_0 \exp(-z/\lambda) \qquad (1)$$

Θ_0 es la porosidad superficial y/λ una constante. La capa inferior representa la corteza ígnea. La superficie, Z_0, representa el fondo marino. El aporte sedimentario al sistema en Z_0 a una tasa V_0 induce un movimiento descendiente de la interfase corteza-sedimento. El flujo de calor para un elemento dz a una profundidad Z en la capa de sedimento está dado por:

$$\delta_z (K\delta_z T) - \delta_z((\rho_w c_w V_w \theta + \rho_s c_s V_s (1-\theta)) \bullet T) + A = [\rho_w c_w \theta + \rho_s c_s (1-\theta)]\delta_t T \qquad (2)$$

y para un elemento dz' a profundidad Z' en la corteza por:

$$K_B \delta^2_z T - \rho_B c_B V_B \delta_z T = \rho_B c_B \delta_t T \qquad (3)$$

donde T(z,t) es la temperatura a la profundidad z al tiempo t. ρ_w, c_w y $V_w(z,t)$ son la densidad, capacidad calórica y velocidad del fluido de poros. ρ_s, c_s y $V_s(z,t)$ son la densidad, capacidad calórica y velocidad de las partículas de sedimento. K(z,t) es la conductividad térmica a la profundidad z. K_B, ρ_B,c_B y V_B son la conductividad, densidad, capacidad calórica (consideradas constantes) y velocidad. El cálculo de Vs y Vw se basa en la conservación del flujo de masa de la fracción sólida y del fluido incompresible. Para efectuar dichos cálculos, utilizamos el código de elementos finitos desarrollado por Wang y Davis (1992).

En el margen, utilizamos un modelo en estado estable 2-D de elementos finitos (Peacock y Wang, 1999; Wang et al., 1995b). El modelo asume que la transferencia de calor sobre la placa de subducción se produce sólo por conducción, sin embargo la subducción de la placa causa advección descendiente de calor. En cada modelo, la rejilla de elementos finitos refleja la estructura del margen desde el frente de deformación hasta 300 km hacia la costa (Figura 5).

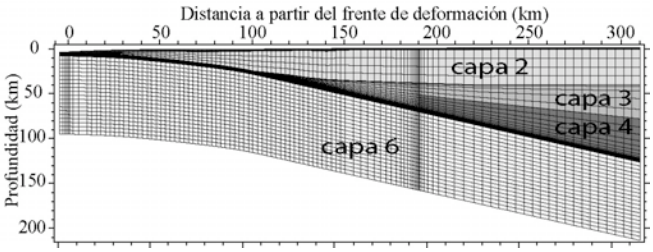


Figura 5. Rejilla de elementos finitos usada en el modelamiento térmico del margen. Las capas 1 a 6 representan (1) los sedimentos superiores, (2) la corteza de la placa cabalgante, (3) el manto fijado, (4) la cuña de flujo viscoso en el manto, (5) los sedimentos en subducción y (6) la litósfera oceánica. Las figuras 6b a 9b muestran un zoom de dicha rejilla sobre el frente de deformación de cada modelo.

Perfiles sísmicos en profundidad y datos de OBS (Agudelo, 2005; Gailler et al., 2007) entregan una imagen de la estructura cortical hasta una profundidad de 20 km. La ubicación de los terremotos de profundidad intermedia da una estimación de la geometría de la placa hasta 50 km (Engdahl et al., 1998; Guillier et al., 2001). Las rejillas están compuestas de seis capas que representan: (1) secuencia sedimentaria que incluye el prisma de acreción y la cuenca de antearco Cenozoico; (2) la corteza de la placa cabalgante de origen oceánico; (3) el manto fijo superior; (4) la cuña de flujo viscoso en el manto simulado usando una solución analítica (Batchelor, 1967) para flujo isoviscoso inducido por la placa en subducción; (5) sedimentos en subducción; (6) la litósfera oceánica (Figura 5). Una velocidad uniforme correspondiente a la tasa de convergencia fue asignada a los elementos de las capas 5 y 6, mientras que los de las capas 1, 2 y 3 se dejaron fijos. Las condiciones de temperatura en el límite superior del modelo están determinadas por las temperaturas medidas en el fondo marino. El límite inferior, establecido a 100 km de profundidad, se fijó en 1450°C que corresponde aproximadamente a la temperatura del manto en la base de la litósfera. El flujo de calor lateral a través del límite vertical hacia la costa, el cual se ubicó lo suficientemente lejos de la zona sismogénica para evitar los efectos de borde, se considera igual a cero. El principal control del régimen térmico esta dado por el límite oceánico, i.e., la estructura térmica de la placa oceánica. Dicha estructura térmica se basa en el geotermo derivado del modelo unidimensional descrito anteriormente. A cada elemento se le asigna una conductividad térmica, calor radiogénico y capacidad térmica uniformes (Tabla 1). En el margen NESC, no existen actualmente datos para estos parámetros, por lo que se usaron estimaciones tomadas de la literatura y discutidas en Marcaillou et al. (2006). Se estimaron los posibles errores asociados a la incertidumbre que conlleva cada uno de estos parámetros (Tabla 1). La pendiente del slab en la parte más profunda del modelo es de ~25±5° (Engdahl et al., 1998). Los perfiles sísmicos no son perfectamente paralelos a las alineaciones magnéticas (Figura 2), y estas últimas no son estrictamente colineares con el vector de convergencia de la placa, de tal forma que la edad de la placa de Nazca aumenta levemente a lo largo de cada perfil sísmico. En consecuencia, para estimar las incertidumbres asociadas a la edad de la placa, permitimos variaciones de ± 2 My. Las incertidumbres asociadas a los parámetros térmicos están indicadas en la Tabla 1.

Tabla 1. Parámetros térmicos utilizados en el modelamiento térmico del margen del Norte del Ecuador y del Sur de Colombia. En estos modelos, la conductividad térmica y el calor radiogénico de las capas 1, 2 y 5 fueron evaluadas para tres valores diferentes.

capa	Tipo de rocas	conductividad térmica λ (W m^{-1} K^{-1})	calor radiogénico Q (μW m^{-3})	capacidad calórica (MJ m^{-3} K^{-1})
1	Sedimentos compactados	2.0 ± 0.5	1.0 ± 0.5	3.3
2	Corteza de la placa superior	3.0 ± 0.5	0.05 ± 0.04	3.3
3	Manto fijado	3.1	0.01	3.3
4	Cuña de flujo viscoso	3.1	0.01	3.3
5	Sedimentos en subducción	3.5	1.0 ± 0.5	3.3
6	Litósfera oceánica	2.9	0.02	3.3

5. Resultados

5.1 Estructura del margen

Diversos parámetros de las zonas de subducción influyen en el valor del flujo de calor y la distribución de la temperatura a lo largo del contacto interplacas, como por ejemplo la edad de la placa oceánica (Newman et al., 2002), la pendiente del slab (Gutscher y Peacock, 2003), el enfriamiento hidrotermal (Fisher et al., 2003; Harris y Wang, 2002), parámetros térmicos y tasas de convergencia (Dumitru, 1991). En esta sección ponemos especial énfasis en la descripción sobre las líneas sísmica de reflexión (Figura 6a a la Figura 9a), de las características del margen que varían latitudinalmente y que pueden controlar las variaciones del flujo de calor. Nos enfocamos en la estructura de la fosa y del margen inferior donde dichas variaciones son más marcadas.

5.2 Relleno de fosa y tasas de sedimentación

Utilizamos la estructura de velocidad obtenida a partir de las migraciones preapiladas a profundidad (Figura 6a a la Figura 9a) para efectuar una conversión en profundidad de las líneas migradas en tiempo recolectadas en la placa de Nazca (Ama-06, 07, 55, 56, 57 y SIS-44, 33, 35, 39). Estas líneas fueron usadas para construir un mapa de espesor del sedimento desde el Graben de Yaquina hasta la fosa (Figura 10). Para la placa de Nazca en cada modelo, elegimos tres puntos de referencia: a 30, 15 y 0 km al Oeste de la fosa. En estos puntos, estimamos la tasa de sedimentación a partir del engrosamiento de la capa de sedimento. El método de cálculo está descrito en detalle en Marcaillou et al. (2008) y entregó las tasas de sedimentación que se muestran en la Tabla 2. La tasa observada en la fosa es dos órdenes de magnitud mayor en el segmento de Tumaco que en el de Patía.

5.3 Estructura del margen inferior

Descripciones detalladas de las líneas sísmicas a lo largo del margen NESC muestran que, en la zona del margen inferior, la estructura y espesor de la placa cabalgante varían considerablemente entre segmentos morfotectónicos (Marcaillou et al., 2006; Marcaillou et al., 2008). En la línea SIS-40 (Figura 6a), el prisma de acreción tiene 35 km de ancho y un espesor de 3.1 km a 10 km al este del frente de deformación alcanzando hasta 4 km más al Este. En las líneas SIS-37 y 47, el prisma tiene un ancho menor que 10 km y una espesor hasta 4.7 km (Figura 7a y Figura 8a). Al frente de deformación del segmento de Manglares, el OBH se extiende hasta 25 km hacia el Este en la línea 42 (Figura 9a). Además, la migración en profundidad de las líneas sísmicas entrega una estimación precisa de las variaciones de espesor del canal de subducción y de la pendiente del décollement entre estas líneas. A 5 km al este del frente de deformación, el canal de subducción tiene en las líneas SIS-40, 37, 47 y 42 un espesor de 0.7, 2.6, 3.3 y 2.1 km (Figura 6a a la Figura 9a). Por lo tanto, dicho canal de subducción es 350% más espeso a 5 km y permanece más espeso hacia la costa en la línea SIS-37 que en la línea SIS-40. Hasta 30 km al Este del frente de deformación, la pendiente del décollement es de 5.1°, 7.3°, 7.4° y 6.9° en las líneas SIS-40, 37 47 y 42 (Figura 6a a la Figura 9a). Por lo tanto, la pendiente del décollement es ~40% más pronunciada bajo el margen inferior en la línea SIS-37 que en la línea SIS-40.

5.4 Variaciones latitudinales de flujo de calor

Los valores de flujo de calor derivados del BSR, validados y completados con los datos obtenidos *in-situ* se resumen en un mapa (Figura 11). Este mapa muestra que el flujo de calor es de 40-50 mW m^{-2} a distancias mayores que 30 km desde la fosa hacia la costa. Sin embargo, en el frente de deformación, el flujo de calor es de 100-110 mW m^{-2} en el segmento de Patía, 50-60 mW m^{-2} en el segmento de Tumaco y 70-80 mW m^{-2} en el segmento de Manglares.

Tabla 2. Flujo de calor en mW m^{-2} calculado con modelos 1D (Hutchison, 1985; Wang y Davis, 1992) en la superficie de la placa de Nazca para los puntos de referencia ubicados a 30, 15 y 0 km al oeste de la fosa.

	30 km	15 km	0 km
SIS-40	135.5 ± 6.9	105.5 ± 6.4	108.3 ± 6.2
SIS-37	120.3 ± 4.7	52.8 ± 4.6	64 ± 4.6
SIS-47	110.4 ± 3.9	61.8 ± 3.9	56.2 ± 4.1
SIS-42	102 ± 3.0	96.3 ± 3.0	74.4 ± 3.2

Tabla 3. Espesor de sedimentos (Z) y Tasa de sedimentación (m/yr) en los puntos de referencia 30, 15 y 0 km al oeste del frente de deformación. El error asociado al cálculo de la tasa de sedimentación es menor a ±15%.

	30 km		15 km		0 km	
	Z (km)	Tasa de sed (m/yr)	Z (km)	Tasa de sed (m/yr)	Z (km)	Tasa de sed (m/yr)
SIS-40	0.6	$6.6\ 10^{-5}$	1.3	$3.5\ 10^{-3}$	1.5	$0.9\ 10^{-3}$
SIS-37	0.55	$5.3\ 10^{-5}$	2.6	$1.0\ 10^{-2}$	4.2	$7.4\ 10^{-3}$
SIS-47	0.7	$6.0\ 10^{-5}$	2.1	$5.5\ 10^{-3}$	4.0	$6.0\ 10^{-3}$
SIS-42	0.6	$4.1\ 10^{-5}$	0.9	$1.5\ 10^{-3}$	2.7	$7.4\ 10^{-3}$

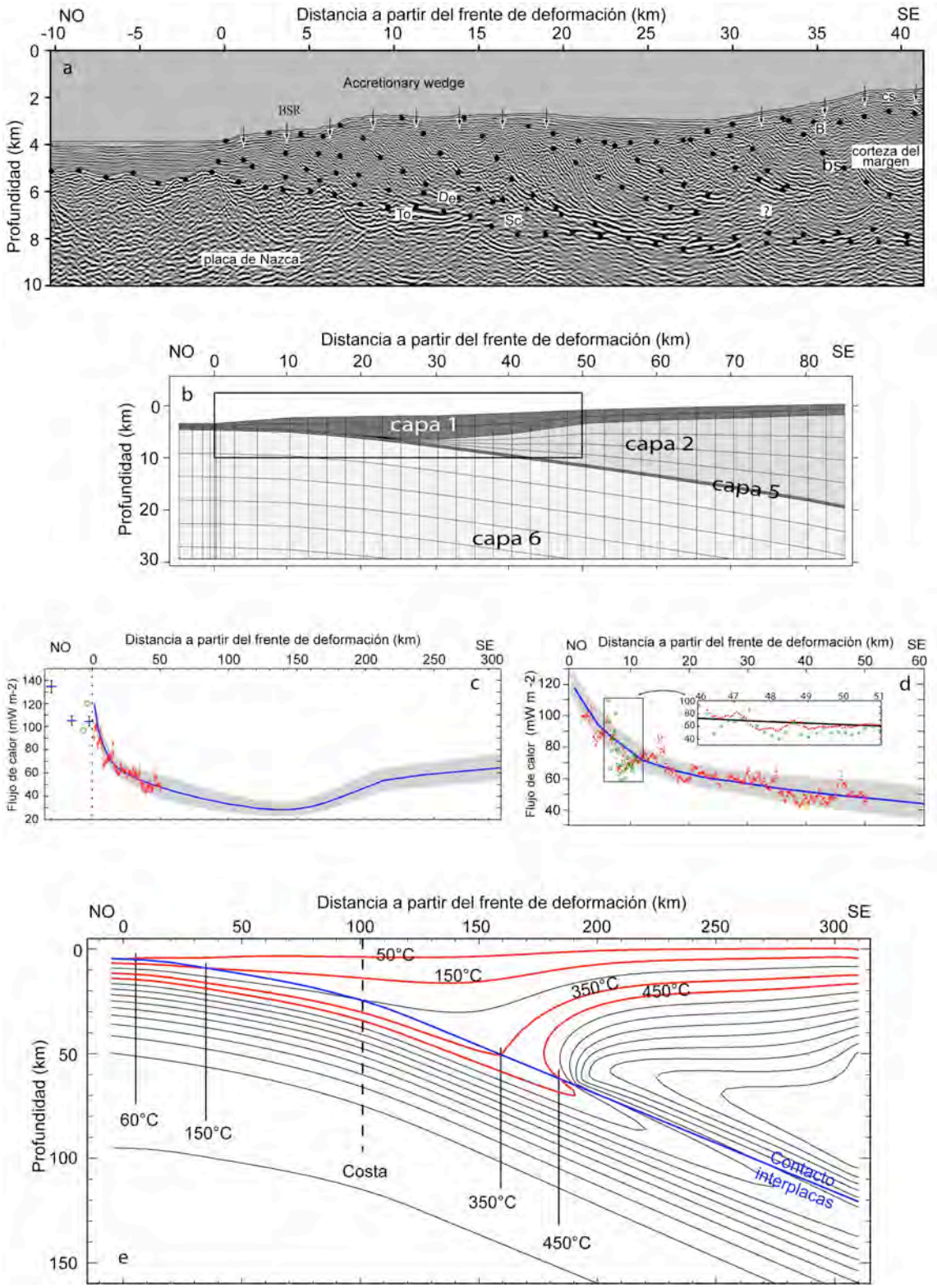


Figura 6. Línea SIS-40

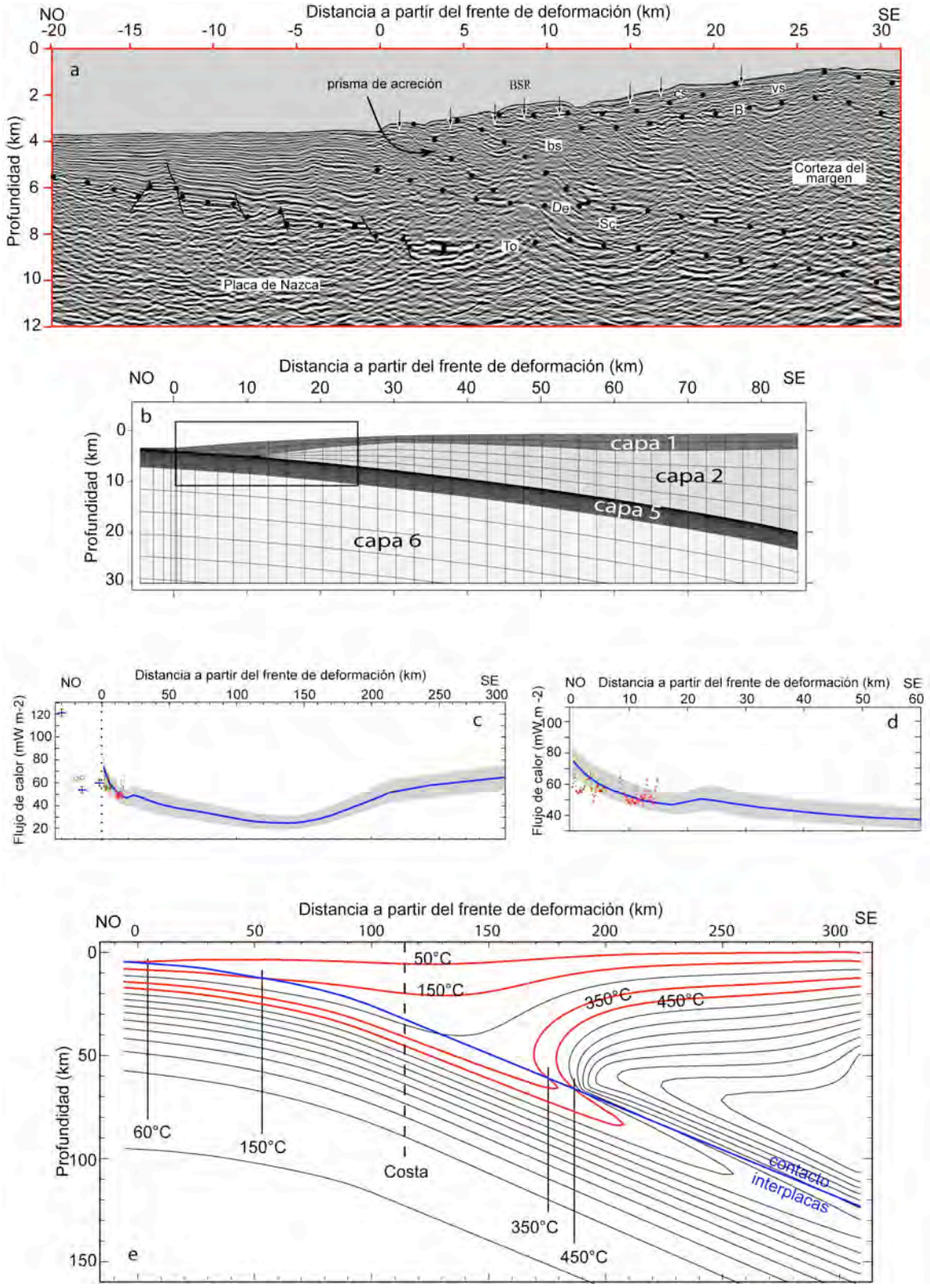


Figura 7. Línea SIS-37

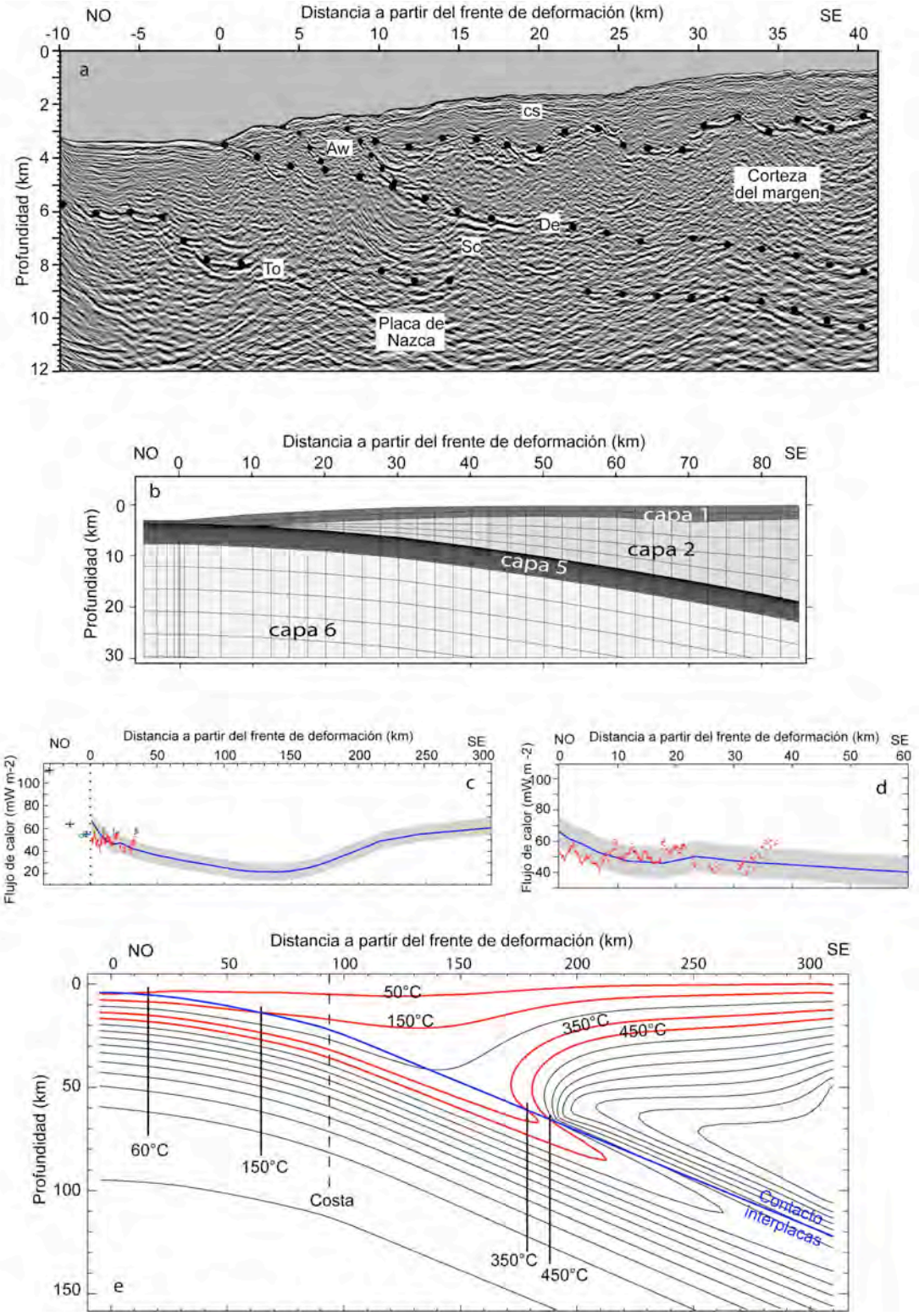


Figura 8. Línea SIS-47

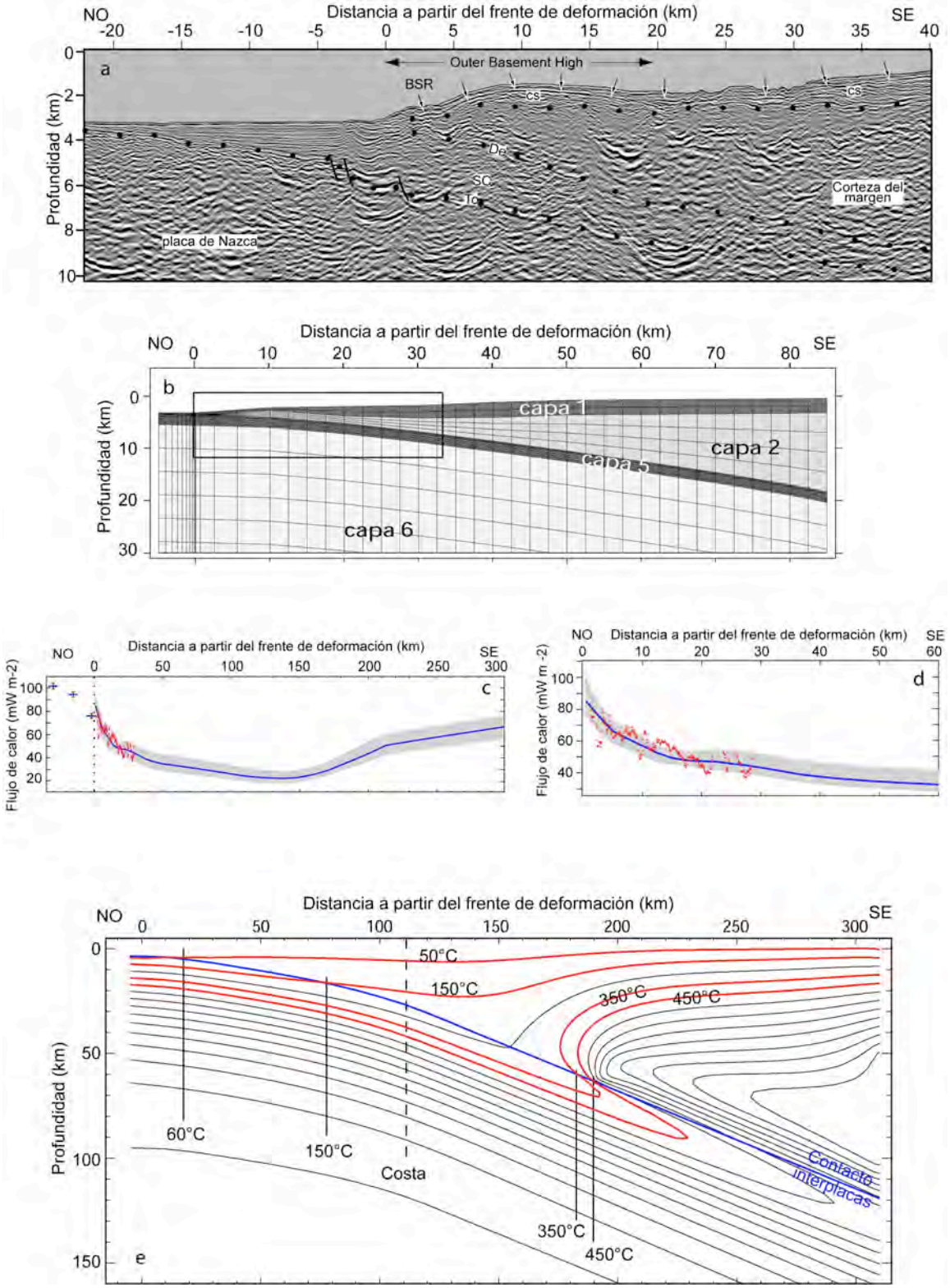


Figura 9. Línea SIS-42

Figura 6 a 9. Muestran para cada modelo: **(A)** la migración en profundidad pre-stack del perfil sísmico y su interpretación: el límite superior de la corteza oceánica (To), el Décollement (De), el backstop (bs), la base de la cuenca de ante-arco **(B)**, El canal de Subducción (Cs) y el BSR (botton simulating reflector) (arrows). zoom sobre el frente de deformación de la rejilla de elementos finitos usada en el modelamiento térmico 2D a lo largo del margen. **(C)** y **(D)** flujo de calor a lo largo de la línea sísmica correspondiente, perpendicular al margen: flujos de calor medidos (círculos verdes), derivados del BSR (cruces rojas) y calculados (líneas azules). Las barras de error indican la incertidumbre calculada en la fosa y las áreas sombreadas aquella calculada a lo largo del margen. **(E)** Distribución de las isotermas a través del margen a partir del frente de deformación hasta 300 km hacia la costa. Entre 50 y 1450ºC se muestran las isotermas cada 100ºC. Generalmente, se considera que las isotermas 60 a 150ºC y 350 a 450ºC corresponden a los límites de la zona sismogénica (Hyndman y Wang, 1993; Moore y Saffer, 2001).

En el segmento de Patía, flujos de 95 y 121 mW m^{-2} medidos en la fosa son consistentes con aquellos derivados de BSR en el frente de deformación. De forma similar, en el segmento de Tumaco, valores de 64-65 mW m^{-2} medidos en la fosa frente al perfil SIS-37 y de 54-56 mW m^{-2} medidos frente al perfil SIS-47 son consistentes con aquellos derivados de BSR cerca del frente de deformación (Figura 11). Estos resultados indican que el margen NESC está térmicamente segmentado: cada segmento morfotectónico se caracteriza en su frente de deformación por un flujo de calor homogéneo diferente al de los otros segmentos (Figura 11).

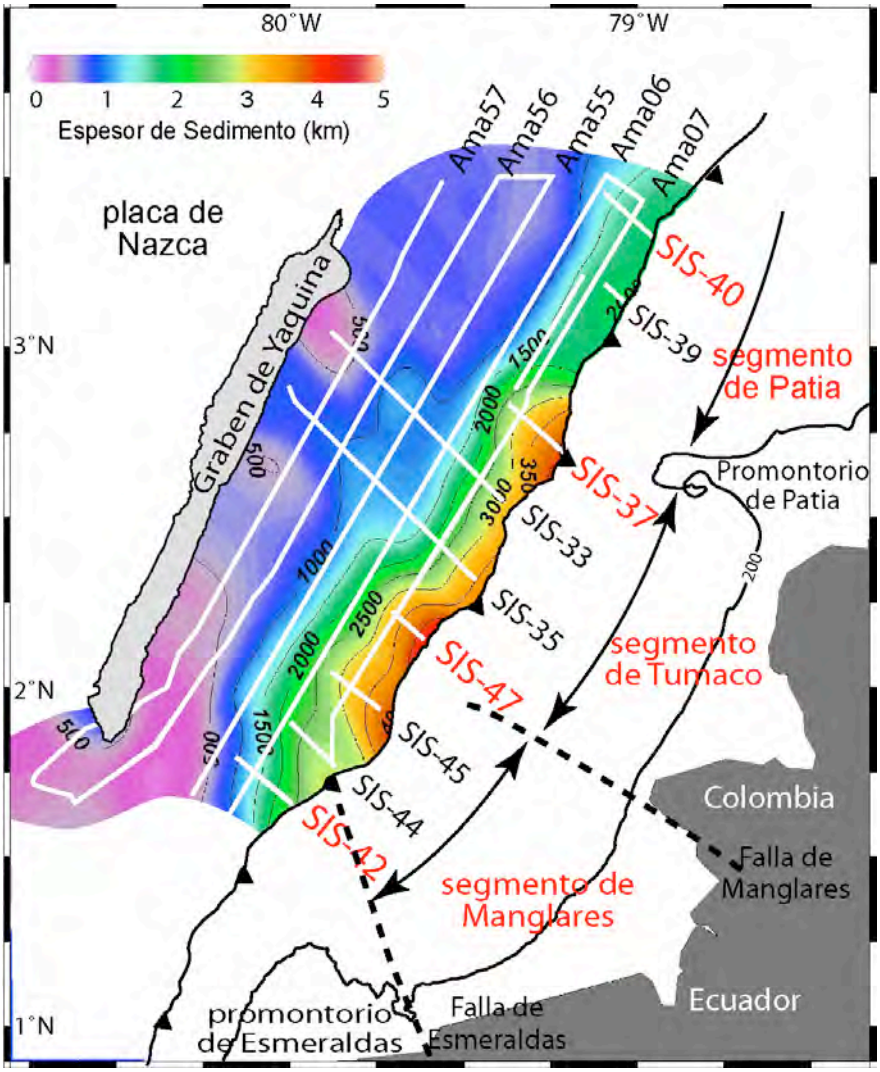


Figura 10. Variaciones en el espesor de la capa de sedimentos (km) desde el Graben de Yaquina hasta la fosa. Las líneas blancas indican los perfiles sísmicos multicanal sobre la placa oceánica. En rojo se muestran los que fueron procesados con la migración preapilada a profundidad. En negro se indican los que fueron convertidos en profundidad usando un modelo de velocidad derivado de la migración.

Los modelos térmicos dan estimaciones de flujo de calor en el fondo marino de la placa oceánica, la pendiente continental y la plataforma continental a lo largo de las líneas SIS-40, 37, 47 y 42 (Figura 6 a la Figura 9).

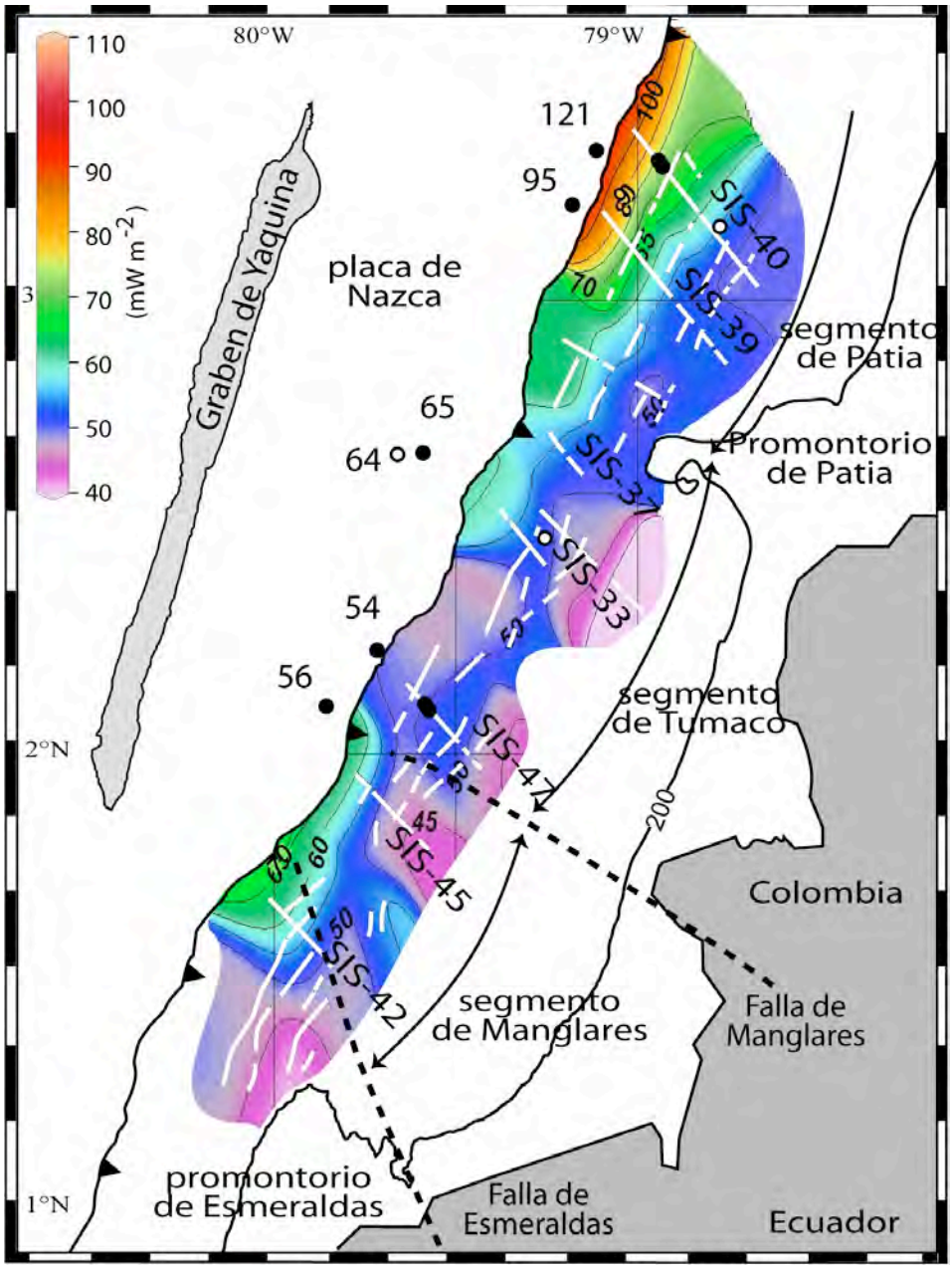


Figura 11. Variaciones de flujo de calor a lo largo del margen del Norte del Ecuador y del Sur de Colombia medidas con una probeta de tipo "Lister" (puntos negros) y termosondas (puntos blancos) y derivados a partir de bottom simulating reflectors (líneas blancas) a lo largo de las líneas sísmicas multicanales. La línea negra indica la isobata de 200m y las flechas dobles los segmentos de Patía, Tumaco y Manglares. Los puntos y valores en mW m^2 indican mediciones hechas en la fosa. Este mapa destaca que el margen está térmicamente segmentado: en el frente de deformación y la fosa, cada segmento se caracteriza por un flujo de calor homogéneo claramente distinto de los otros segmentos.

Para cada punto de referencia, un modelo unidimensional entregó un valor de flujo de calor basado en una tasa de sedimentación estimada. A 30 km, estos resultados son similares a los valores teóricos de ~130 a ~100 mW m^{-2} calculada para placas oceánicas de 12 a 19 Ma, respectivamente (Stein y Stein, 1992) (Tabla 3). En la fosa (i.e. 0 km) de los segmentos de Patía y Tumaco, los valores calculados en las líneas SIS-40, 37 y 47 son comparables con los flujos medidos (Figura 6c a

la Figura 8c y Tabla 3). No se hicieron mediciones en el segmento de Manglares. Por lo tanto, desde la cuenca oceánica hacia la fosa los flujos de calor medidos y calculados disminuyen substancialmente, en particular en el segmento de Tumaco donde el flujo de calor en la fosa es la mitad que 30 km al Oeste. Los errores estimados, asociados a la incertidumbre de ±2 Myr en la edad de la placa de Nazca y ±15% en la estimación de la tasa sedimentaria indican que las variaciones en el flujo de calor calculado de un lugar u otro son significativas (Tabla 3).

En el margen, el flujo de calor se calculó usando rejillas de elementos finitos 2D de 300 km de largo (Figura 6b a la Figura 9b). El error asociado a estos cálculos alcanza un valor máximo de ± 6 mW m^{-2} entre 15 y 25 km en la línea SIS-40 (Figura 6c). De Norte a Sur, el flujo de calor calculado en el frente de deformación de los cuatro perfiles es de 112 ± 10, 69±6, 63±6 y 82±8 $mW.m^{-2}$, respectivamente (Figura 6d a la Figura 9d). Más allá de 25 km hacia la costa, los valores de flujo de calor calculados son de 40 - 50 mW m^2, siendo similares para los cuatro perfiles. Por lo tanto, el flujo de calor calculado es consistente con aquel medido y derivado de BSR. Más allá de la costa, la geometría del contacto interplacas no está determinado por datos sísmicos sino que por la sismicidad interplaca (Engdahl et al., 1998; Guillier et al., 2001), y los errores aumentan a ±20%.

5.5 Temperatura a lo largo del contacto interplacas

El principal objetivo del modelamiento térmico es proveer estimaciones de temperatura a lo largo del contacto interplacas, dado que la zona sismogénica estaría ubicada entre 60/150°C y 350/450°C (Hyndman y Wang, 1993). La Tabla 4 muestra la profundidad y la distancia desde el frente de deformación de las isotermas asociadas con los límites de la zona sismogénica (Figura 6e a la Figura 9e).

6. Discusión

6.1 Temperatura al hipocentro de los terremotos de subducción

La proyección paralela a la fosa de las isotermas del contacto interplacas sobre el fondo marino sugiere que el núcleo del terremoto de 1958 se ubica a ~70 km desde el frente de deformación hacia la costa, cerca del isoterma 170ºC (Figura 12). Collot et al. (2004) propusieron que el evento de 1979 se inició bajo la falla de Manglares o inmediatamente al norte de ésta y rompió completamente los segmentos de Tumaco y Patia. De forma similar, el hipocentro del evento de 1979, si bien se ubicó más cerca del frente de deformación (~60 km), se centró también alrededor de la isoterma 170°C (Figura 12). El error asociado a la ubicación de los epicentros puede ser de hasta 20 km (Mendoza y Dewey, 1984) y el de las intersecciones de las isotermas con el contacto interplacas de al menos ±4 km en la horizontal. Sin embargo, teniendo en cuenta estos errores, la ubicación de la isoterma 170ºC y de los hipocentros para ambos eventos (1958 y 1979) parecen estar relacionados. Esto sugiere que dichos eventos aparecen a temperaturas inferiores a aquellas generalmente asociadas con la profundidad del hipocentro de los grandes terremotos de subducción (Pacheco y Sykes, 1992). Los epicentros se ubicaron en un área central de la zona de replicas (Mendoza y Dewey, 1984). La tasa de acoplamiento sísmico basado en el gran terremoto de Colombia de 1979 con un intervalo de recurrencia de 70 años fue estimado en 0.33 (Beck y Ruff, 1984). Este valor es consistente con la posible ubicación del hipocentro en un área central o somera de la zona sismogénica (Kato y Seno, 2003), es decir, con bajas temperaturas.

6.2 Temperatura en la zona sismogénica

La sismicidad sugiere que el límite superior de la zona sismogénica se ubica cerca de la fosa en los segmentos de Patía y de Tumaco, mientras que en el segmento de Manglares se ubica al Este de la splay fault (Figura 3). En los segmentos de Patía y Tumaco este límite corresponde con temperaturas tan bajas como 60-70°C, destacando la influencia de procesos de baja temperatura sobre la aparición del deslizamiento stick-slip seismogénico en el contacto interplacas, como lo sugirieron recientemente experimentos de laboratorio (Saffer y Marone, 2003). En el segmento de Manglares, el límite superior de la zona sismogénica corresponde con una temperatura de ~100°C en la línea SIS-42. Por lo tanto, a lo largo del margen NESC, este límite pudiera estar relacionado con procesos de baja temperatura (60-80°C), excepto al sur del segmento de Manglares (Figura 12).

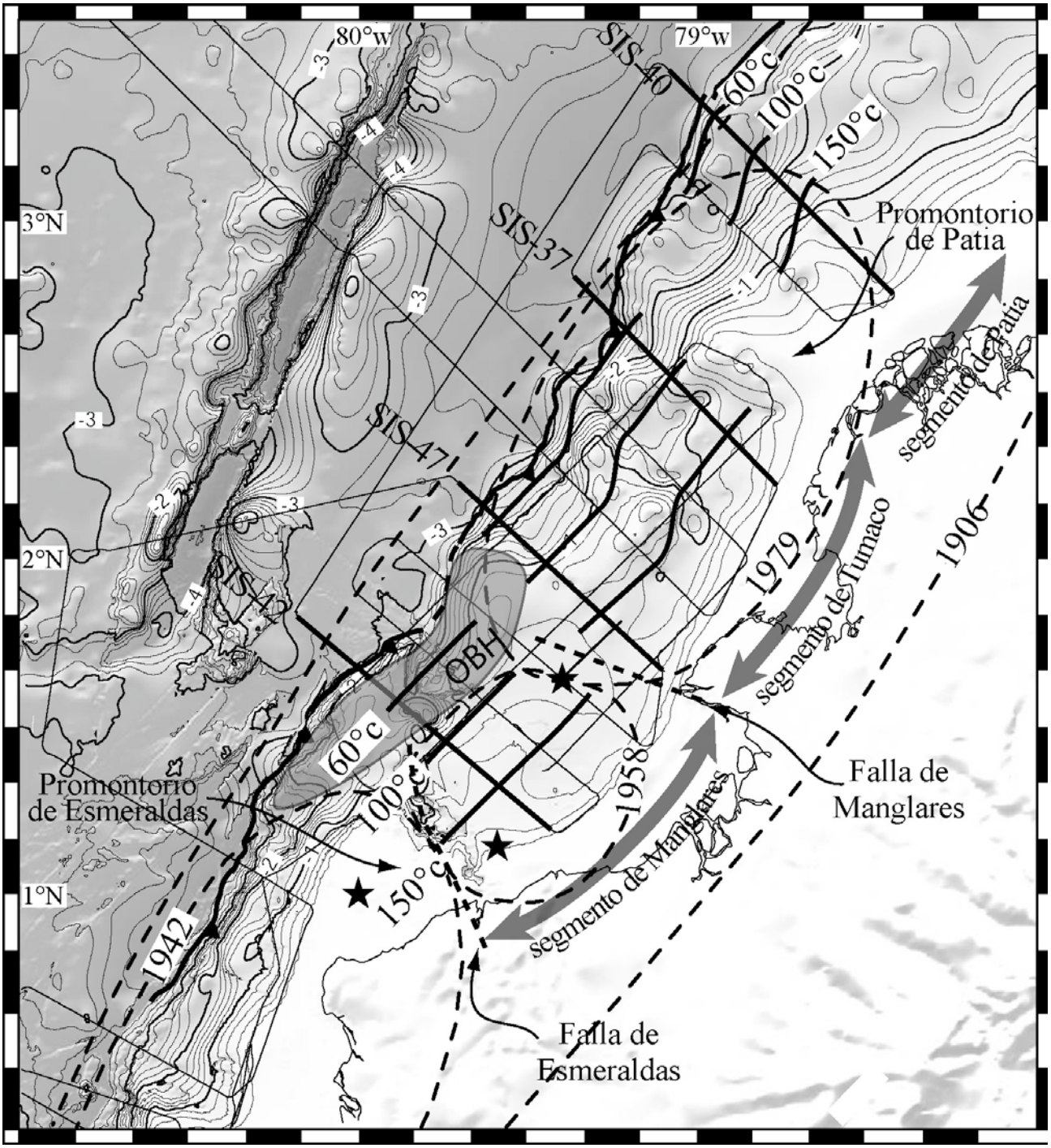


Figura 12. Proyecciones hechas sobre el fondo marino para las isotermas de 60°, 100°, 150° y 350°C a lo largo del contacto interplacas (líneas en blanco y negro). Los "beach-ball" corresponden a los tensores de movimiento de centroide (centroid-moment tensor, CMT) del catálogo de la Universidad de Harvard. Los puntos grises, blancos y negros indican las réplicas ocurridas dentro de 3 meses a partir de los terremotos principales de 1942, 1958 y 1979 respectivamente. Las estrellas grises, blancas y negras indican los correspondientes epicentros. Las líneas negras gruesas corresponden a los perfiles SIS-40, 37, 47, 45 y 42 utilizados en el modelamiento térmico.

La dificultad de determinar la estructura del margen profundo produce una incertidumbre de ~20 km en la distancia y ~18 km en la profundidad para las isotermas de 350° y 450°C (Tabla 2). No es posible establecer variaciones en la ubicación del límite inferior de la zona sismogénica, debido a incertidumbres en la ubicación de los isotermas y del Moho continental (Gailler et al., 2007; Meissner et al., 1976) Su intersección con el contacto interplacas podría ubicarse a menor profundidad que la isoterma de 350°C. Sin embargo, la zona sismogénica podría extenderse hasta 160 - 190 km ± 20 km a partir del frente de deformación (Tabla 4) y, por lo tanto, 50-60 km al Este de la costa, en una región de alta densidad poblacional.

Tabla 4. Profundidades y distancias a partir del frente de deformación de las intersecciones entre el contacto interplacas y las isotermas de 60°, 150°, 350° y 450° C

		60° C	150° C	350° C	450° C
SIS-40	Profundidad	5 ± 1	9 ± 2	48 ± 18	61 ± 18
	Distancia (km)	3 ± 3	34 ± 4	159 ± 20	183 ± 20
SIS-37	Profundidad	6 ± 1	12 ± 2	58 ± 18	65 ± 18
	Distancia (km)	3 ± 3	54 ± 4	176 ± 20	188 ± 20
SIS-47	Profundidad	6 ± 1	13 ± 1	60 ± 1	64 ± 1
	Distancia (km)	14 ± 3	63 ± 3	179 ± 3	188 ± 3
SIS-42	Profundidad	6 ± 1	17 ± 2	60 ± 18	62 ± 18
	Distancia (km)	18 ± 3	78 ± 4	182 ± 20	190 ± 20

6.3 Variaciones en la ubicación de la zona sismogénica.

En el límite entre los segmentos de Patía y Tumaco, los flujos de calor medidos y estimados a partir de BSRs disminuyen fuertemente hacia el sur (Figura 11). En la placa de Nazca, el flujo de calor calculado a partir del modelo SIS-37 es ~47 mW m^{-2} menor que aquel de SIS-40 en la fosa. 30 km al Oeste de la fosa dicha diferencia es de ~15 mW m^{-2} (Figura 6c y Figura 7c). En el margen inferior, a 5 km, el flujo de calor calculado a partir del modelo SIS-37 es 31 mW m^{-2} menor que el de modelo SIS-40 (Figura 6d y Figura 7d). Además, las temperaturas a lo largo del contacto interplacas son menores para SIS-37 que para SIS-40 (Figura 6e y Figura 7e). Sin embargo, a pesar de estas variaciones de flujo de calor, la isoterma de 60ºC está ubicada a la misma distancia del frente de deformación para ambos modelos. Realizamos cuatro test para investigar qué parámetros de la zona de subducción controlan la disminución del flujo de calor entre los segmentos de Patía y Tumaco (Figura 13). El objetivo de dichos test es también destacar la influencia de los parámetros sobre la distribución de temperaturas a lo largo del contacto interplacas. En el modelo SIS-40, modificamos un parámetro dado, reemplazándolo por su valor en el modelo SIS-37, manteniendo el resto de los parámetros constantes. Como se describe en las siguientes secciones, los parámetros evaluados son la edad de la placa Nazca, la estructura de la placa cabalgante, la pendiente del slab y la tasa de sedimentación.

6.4 Edad de la placa Nazca

En el modelo SIS-40, aumentamos la edad de la placa de Nazca de 12 a 14 Ma, donde ésta última corresponde a la edad de la placa en el modelo SIS-37. Este cambio redujo el flujo de calor calculado en la placa de Nazca en 13.5 mW m^{-2} a 30 km y en 11 mW m^{-2} en la fosa (Figura 13f). Sobre el margen, entre 0 y 60 km al este del frente de deformación, la placa oceánica más antigua generó una tendencia similar en la distribución del flujo de calor pero con valores más bajos. La línea segmentada (Figura 13g) muestra que una placa de más edad también generó un contacto interplacas más frío: siendo las isotermas de 60 y 150ºC desplazadas 3 y 11 km hacia la costa, respectivamente.

6.5 Estructura de la placa cabalgante

En el modelo SIS-40, la topografía y la geometría de las capas 1 y 2 fueron modificadas para reflejar la estructura del margen inferior de la línea SIS-37. La placa cabalgante es más gruesa y posee un prisma de acreción más corto y una

corteza relativamente gruesa (Figura 7a y Figura 13a). Este cambio tuvo una pequeña influencia en el cálculo de flujo de calor entre 0 y 20 km. A 5 km, por ejemplo, aumentó el flujo de calor en 2 $mW.m^{-2}$. La influencia fue mucho mayor alrededor de 22 km, donde el flujo de calor aumentó en 5 $mW.m^{-2}$. Este aumento está relacionado con el engrosamiento drástico de la capa 2 al límite este del prisma de acreción. Este test resultó también en un contacto interplacas más cálido (línea punteada en Figura 13g): la temperatura bajó el frente de deformación aumentó de 60 a 75°C, y la isoterma de 150°C fue desplazada en 5 km hacia la fosa. Este calentamiento está principalmente relacionado con un contacto interplacas más profundo por debajo del fondo marino debido a una placa cabalgante más gruesa en la línea SIS-37 que en la SIS-40.

6.6 Pendiente del décollement

La pendiente del décollement bajo el margen inferior se aumentó de ~5.1° a ~7.3°, valores que corresponden a las líneas SIS-40 y SIS-37 (Figura 13b).

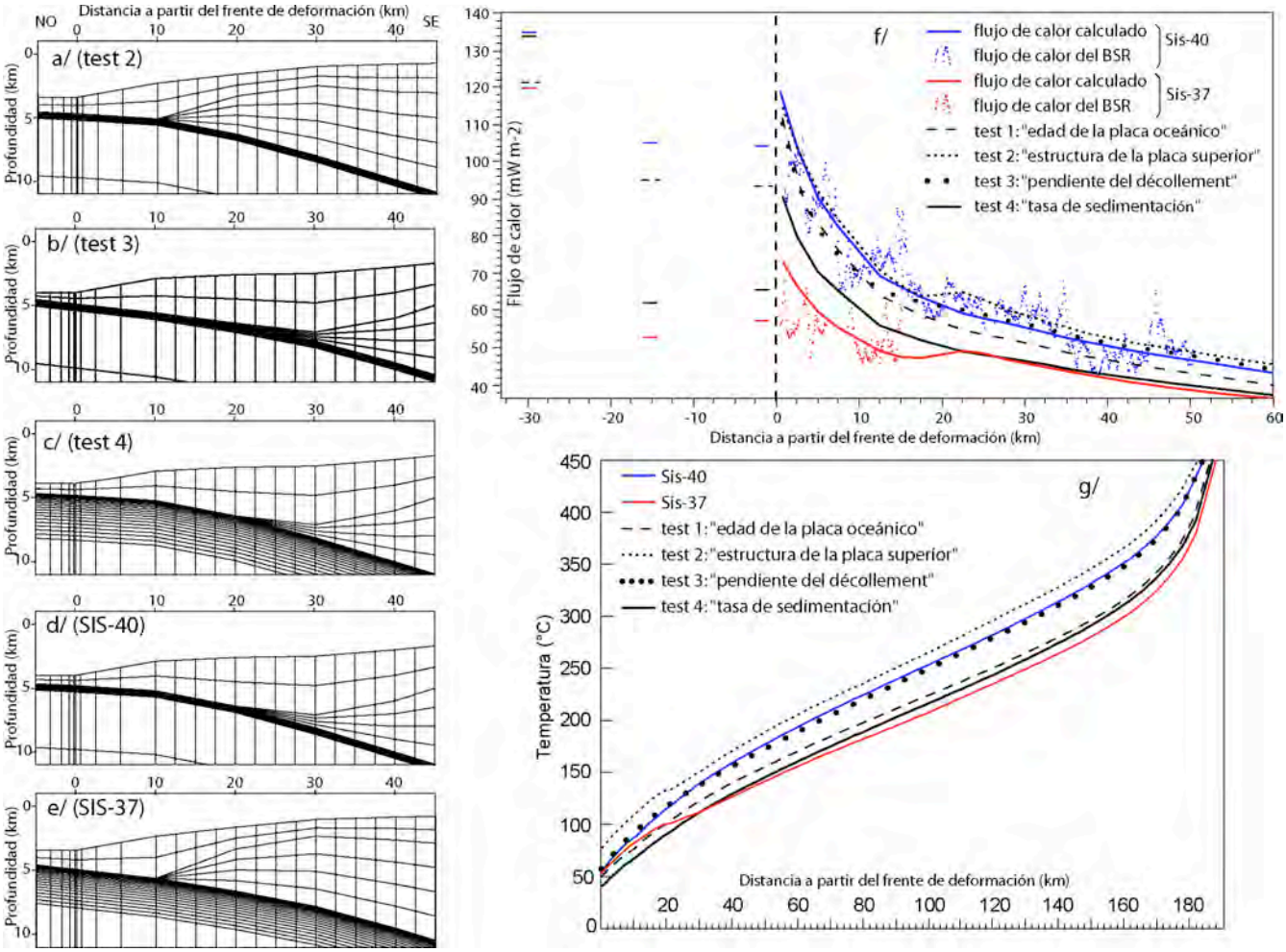


Figura 13. Impacto de la edad de la placa de Nazca, (a) la estructura de la placa cabalgante, (b) la pendiente del décollement y (c) la tasa de sedimentación en (f) el flujo de calor en el margen y (g) la distribución de la temperatura a lo largo del contacto interplacas. (d) y (e) muestran las rejillas de los modelos SIS-40 y 37. La línea negra en el gráfico (f) muestra que entre el 60 y 70% de la disminución en el flujo de calor observada entre los segmentos de Patía y Tumaco está relacionada con un aumento en la tasa de sedimentación en la fosa. La línea negra en el gráfico (g) indica que dicho aumento puede inducir un desplazamiento de ~15 km hacia la costa de las isotermas 60 a 150ºC comúnmente asociadas con el límite superior de la zona sismogénica.

Más allá de 20 km hacia la costa está pendiente varía poco a lo largo del margen NESC. Entre 0 y 20 km, el aumento de la pendiente resultó en un flujo de calor calculado más bajo, por ejemplo, 7 $mW.m^{-2}$ más bajo 5 km al Este del frente de deformación. Este test tuvo una pequeña influencia en la distribución de las temperaturas a lo largo del contacto interplacas (Figura 13g) debido a la baja variación de la pendiente, limitado a 20 km a partir del frente de deformación.

6.7 Tasa de sedimentación

Las tasas de sedimentación en la placa Nazca para el modelo térmico SIS-40 fueron modificadas para incorporar las tasas de sedimentación calculadas para el modelo SIS-37, con un espesor de 4.0 km para la capa de sedimentos en la fosa y de 3.0 km para el canal de subducción (Figura 13c). En la placa de Nazca, este cambio redujo el flujo de calor calculado en 1.5 $mW.m^{-2}$ a 30 km y en 36 $mW.m^{-2}$ en la fosa (Figura 13f). Bajo el margen inferior, la Figura 13 muestra que la tasa de sedimentación produce gran parte del cambio de flujo de calor en el fondo marino y de temperatura en el contacto interplacas. El flujo de calor se redujo en 20 mW m^{-2} a 5 km y en 7 $mW.m^{-2}$ a 60 km, mostrando que la influencia de este parámetro disminuye hacia la costa. Este test resultó en un enfriamiento del contacto interplacas: las isotermas de 60 y 150ºC se desplazaron en 9 y 19 km hacia la costa respectivamente (Figura 13g).

Estos tests indican que en la fosa 85% de la disminución del flujo de calor desde segmento de Patía hasta el de Tumaco está relacionada con una mayor tasa de sedimentación en este último. En el sector entre el frente de deformación y el margen superior, esta mayor tasa de sedimentación es también responsable de 60 al 70 % de la disminución en el flujo de calor desde el segmento de Patía hasta el de Tumaco (Figura 13). Además, esta variación de tasa de sedimentación genera 85% del desplazamiento hacia la costa del isoterma 150°C en el contacto interplacas desde el segmento de Patía hasta el de Tumaco. Este puede inducir un desplazamiento del rango de temperaturas de 10 a 20 km hacia la costa, generalmente asociado con el límite superior de la zona sismogénico. Sin embargo, la estructura de la placa cabalgante de la línea SIS-37 tiene una influencia opuesta sobre las temperaturas, induciendo un desplazamiento de las isotermas hacia la costa (Figura 13g). En un espacio de 20 km desde el frente de deformación el "calentamiento" producido por la estructura de la placa cabalgante contrarresta el "enfriamiento" debido a la alta tasa de sedimentación. Este equilibrio explica la convergencia de las curvas de temperaturas hacia la fosa y la similitud en la temperatura sobre el contacto interplacas al frente de deformación para ambos modelos, ~60°C. Sin embargo, el hecho de considerar la tasa de sedimentación como despreciable en el modelamiento térmico puede inducir errores importantes en la estimación de la ubicación de las temperaturas generalmente asociadas al límite superior de la zona sismogénica, aun cuando el flujo de calor calculado coincide con el medido.

7. Conclusión

En este estudio nos enfocamos en las influencias de las variaciones de flujo de calor sobre la distribución de las temperaturas a lo largo del contacto interplacas y en la ubicación de la zona sismogénica térmicamente definida. Estudiamos las posibles fuentes de control de las variaciones de esta ubicación y particularmente el control parcial relacionado con la tasa de sedimentación en la fosa. Las variaciones de flujo de calor a lo largo del margen del Norte del Ecuador y del Sur de Colombia fueron determinadas a partir de líneas sísmicas de reflexión multicanal, migración preapilada a profundidad de selectadas líneas y flujo de calor derivado a partir de numerosos bottom simulating reflectors y medidos en ambos placas cabalgante y subducta. Efectuamos modelos térmicos de elementos finitos 2D en estado estable que incluyen la influencia de la sedimentación en la fosa y de la cuña de flujo viscoso en el manto de la placa cabalgante. Las conclusiones del presente estudio son:

1. El margen es térmicamente segmentado: cada segmento morfotectónico tiene un flujo de calor, homogéneo al frente de deformación, claramente distinto de los otros. En particular este flujo de calor disminuye abruptamente desde el segmento de Patía hasta el de Tumaco.

2. Los modelos térmicos sugieren que los hipocentros de los terremotos de subducción de 1958 y 1979 se ubicaron en una porción de baja profundidad de la zona sismogénica que corresponde a temperaturas de ~170°C.

3. El rango de temperaturas de 60-150°C a 350-450°C, comúnmente asociado con la zona sismogénica a lo largo del contacto interplacas tiene una extensión de 160-190 km ± 20 km. Los modelos térmicos muestran que el límite superior de la zona sismogénica está controlado por mecanismos de baja temperatura (60-

70°C) excepto en la parte Sur del segmento de Manglares, donde se relaciona probablemente más con características estructurales de la placa cabalgante.

4. 60 - 70 % de la disminución del flujo de calor entre los segmentos de Patía y de Tumaco está relacionada con el aumento hacia el Sur de la tasa de sedimentación en la fosa. Dicho aumento es susceptible de inducir un desplazamiento de las isotermas 60° y 150°C hacia la costa de 9 y 19 km. Por lo tanto, despreciar la tasa de sedimentación en modelamiento térmico puede inducir a errores importantes en la estimación de las temperaturas a lo largo del contacto interplacas.

Referencias

Agudelo, W., Imagerie sismique quantitative de la marge convergente d'Equateur-Colombie, Phd thesis, Université de Pierre et Marie Curie, Paris, 2005.

Batchelor, G. K., An introduction to fluid dynamics, Cambridge University Press, New York, 1967.

Beck, S. L., y Ruff, L. J., The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence for the asperity model, J. Geophys. Res., 89, 9281-9291, 1984.

Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M. A., y Operto, S., Exploring the Ecuador-Colombia active margin and interplate seismogenic zone, EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 83(17), 189-190, 2002.

Collot, J.-Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M. A., y Spence, G. D., Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the N-Ecuador-SW Colombia margin, J. Geophys. Res., 109, B11103, doi:10.1029/2004JB003060, 2004.

Collot, J.-Y., Migeon, S., Spence, G. D., Legonidec, Y., Marcaillou, B., Schneider, J.-L., Michaud, F., Alvarado, A., Lebrun, J.-F., y Sosson, M., Mapping the seafloor of the Ecuador-SW Colombia margin helps understand great subduction earthquakes, EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 86, 463-465, 2005.

Currie, C. A., Hyndman, R. D., Wang, K., y Kostoglodov, V., The seismogenic zone of Mexican megathrust earthquakes, J. Geophys. Res., 107(B12), 2370, 10.1029/2002JB000886, 2002.

Deniaud, Y., Enregistrement sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Néogène: étude des bassins d'avant-arc et bilan de masse, Phd thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, 2000.

Dickens, G. R., y Quinby-Hunt, M. S. Methane hydrate stability in seawater, Geophys. Res. Lett., 21, 2115-2118, 1994.

Dumitru, T. A,. Effects of subduction parameters on geothermal gradients in forearcs, with an application to Franciscan subduction in California, J. Geophys. Res., 96(B1), 621-641, 1991.

Engdahl, E. R., Van Der Hilst, R. P., y Buland, R. P., Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, Bull. Seis. Soc. Am., 88, 722-743, 1998.

Fisher, A. T., Stein, C. A., Harris, R. N., Wang, K., Silver, E. A., Pfender, M., Hutnak, M., Cherkaoui, A., Bodzin, R., y Vilinger, H., Abrupt thermal transition reveals hydrothermal boundary and role of seamounts within the Cocos Plate, Geophys. Res. Lett., 30(11), 1550, doi:10.1029/2002GL016766, 2003.

Flueh, E. R., Bialas, J., y Charvis, Cruise Report SO159 - Salieri, 2001.

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 Planet. Sci. Lett., 260, 444-464, 10.1016/j.epsl.2007.05.045, 2007.

Ganguly, N., Spence, G. D., Chapman, N. R., y Hyndman, R. D., Heat flow variations from bottom simulating reflectors on the Cascadia margin, Mar. Geol., 164, 53-68, 2000.

Goosens, P. J., y Rose, W. I., Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador, Geol. Soc. Am. Bull., 84, 1043-1052, 1973.

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). Geophys. Res. Lett., 28(19), 3749-3752, 2001.

Gutscher, M. A., y Peacock, S. M., Thermal models of flat subduction and the rupture zone of great subduction earthquakes, J. Geophys. Res., 108(B1), doi:10.1029/2001JB000787, 2003.

Hardy, N. C., Tectonic evolution of the easternmost Panama Basin: some new data and interferences, J. S. Am. Earth Sci., 4(3), 261-269, 1981.

Harris, R. N., y Wang, K., Thermal models of the Middle America Trench at the Nicoya Peninsula, Costa Rica, Geophys. Res. Lett., 29(21), 2010, doi:10.1029/2002GL015406, 2002.

Herd, D. G., Youd, T. L., Meyer, H., Arango, J. L., Person, W. J., y Mendoza, C., The great Tumaco, Colombia earthquake of 12 december 1979, Science, 211, 441-445, 1981.

Hutchison, I., The effects of sedimentation and compaction on oceanic heat flow, Geophys. J. R. Astron. Soc., 82, 439-459, 1985.

Hyndman, R. D., y Wang, K., Thermal constraints on the zone of the major thrust earthquakes failure: the Cascadia subduction zone, J. Geophys. Res., 98, 2039-2060, 1993.

Hyndman, R. D., y Wang, K., The rupture zone of the Cascadia great earthquakes from current deformación and the thermal regime, J. Geophys. Res., 100(B11), 22133-22154, 1995.

Hyndman, R. D., Yamano, M., y Oleskevich, D. A., The seismogenic zone of subduction thrust faults, Isl. Arc., 6(3), 244-260, 1997.

Jaillard, E., Ordoñez, M., Benítez, S., Berrones, G., Jimenez, N., Montenegro, G., y Zambrano, I., Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during late Cretaceous-late Eocene time, in Petroleum basins of South America, Tankard, A. J., Suarez, R., y Welsink, H. J., Eds, AAPG Memoire 62, 615-631, 1995.

Juteau, T., Mégard, F., Raharison, L., y Whitechurch, H., Les assemblages ophiolitiques de l'occident équatorien: nature pétrographique et position structurale, Bull. Soc. Géol. Fr., 19, 1127-1132, 1977.

Kanamori, H., y Given, J. W., Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters, Phys. Earth Planet. In., 27, 8-31, 1981.

Kanamori, H., y McNally, K. C., Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, Bull. Seis. Soc. Am., 72(4), 1241-1253, 1982.

Kato, N., y Seno, T., Hypocenter depths of large interplate earthquakes and their relation to seismic coupling, Earth Planet. Sci. Lett., 210, 53-63, 2003.

Kelleher, J., Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, J. Geophys. Res., 77, 2087-2103, 1972.

Marcaillou, B., Régimes tectoniques et thermiques de la marge Nord Équateur- Sud Colombie (0°- 3,5°N) - Implications sur la sismogenèse., Phd thesis, Université de Pierre et Marie Curie, Paris, 2003.

Marcaillou, B., y Collot, J.-Y. Chronostratigraphy and tectonic deformation of the North Ecuador - South Manglares fore-arc basin, Mar. Geol., 255(1-2), 30-44, doi:10.1016/j.margeo.2008.07.003, 2008.

Marcaillou, B., Spence, G. D., Collot, J.-Y., y Wang, K., Thermal regime from bottom simulating reflectors along the N Ecuador - S Colombia margin: relation to margin segmentation and the twentieth century great subduction earthquakes., J. Geophys. Res., 111(B12407), doi:10.1029/2005JB004239, 2006.

Marcaillou, B., Spence, G. D., Wang, K., Ribodetti, A., y Collot, J.-Y., Thermal segmentation along the N. Ecuador - S. Colombia margin (1-4°N): prominent influence of sedimentation rate in the trench, Earth Planet. Sci. Lett., 272, 296-308, doi:10.1016/j.epsl.2008.04.049, 2008.

Marone, C., y Scholz, C. H., The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes, Geophys. Res. Lett., 15, 621-624, 1998.

Meissner, R. O., Flueh, E. R., Stibane, F., y Berg, E., Dynamics of the active plate boundary in Southwest Colombia according to recent geophysical measurements, Tectonophysics, 35, 115-136, 1976.

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, Bull. Seis. Soc. Am., 74(2), 577-593, 1984.

Moore, J. C., y Saffer, D. M., Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: an effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress, Geology, 29(2), 183-186, 2001.

Newman, A. V., Schwartz, S. Y., Gonzales, H., DeShon, H. R., Protti, M., and Dorman, L. M., Along-strike variability in the seismogenic zone below Nicoya Peninsula, Costa Rica, Geophys. Res. Lett., 29(20), doi: 10.1029/2002GL015409, 2002.

Oleskevich, D. A., Hyndman, R. D., y Wang, K., The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan and Chile, J. Geophys. Res., 104(B7), 14965-14991, 1999.

Pacheco, J. F., y Sykes, L. R., Seismic moment catalog for large shallow earthquakes from 1900 to 1989, Bull. Seis. Soc. Am., 82(3), 1306-1349, 1992.

Peacock, S. M., Large scale hydration of the lithosphere above the subducting slabs, Chem. Geol., 108, 49-59, 1993.

Peacock, S. M., y Hyndman, R. D., Hydrous minerals in the mantle wedge and the maximum depth of subduction thrust earthquakes, Geophys. Res. Lett., 26, 2517-2520, 1999.

Peacock, S. M., y Wang, K., Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples for southwest and northeast Japan, Science, 286, 937-939, 1999.

Reinen, L. A., Seismic and aseismic slip indicators in serpentinite gouge, Geology, 28, 135-138, 2000.

Saffer, D. M., y Marone, C., Comparison of smectite- and illite-rich gouge frictional properties: application to the updip limit of the seismogenic zone along subduction megathrusts, Earth Planet. Sci. Lett., 215, 219-235, 2003.

Scholtz, C. H,. Mechanics of faulting, Ann. Rev. Earth Planet. Sc., 17, 309-334, 1988.

Scholtz, C. H., The mechanics of earthquakes and faulting, Cambridge University Press, New York, 439 pp., 1990.

Shipley, T. H., Houston, M. H., Buffer, R. T., Shaub, F. J., McMillen, K. J., Ladd, J. W., y Worzel, J. L., Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises, Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 63, 2204-2213, 1979.

Sibson, R. H., Fault zone models, heat flow and the depth distribución of earthquakes in the continental crust of the United States, Bull. Seis. Soc. Am., 72, 151-163, 1982.

Stein, C. A., y Stein, S., A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age, Nature, 359, 123-129, 1992.

Suess, E., y Von Huene, R., Initial report of the proceedings of the Ocean Drilling program, Leg 112, U. S. Govt. Printing Office, Washington, 1015 pp., 1988.

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(1), 67-101, 1996Tichelaar, B. W., y Ruff, L. J., Depth of seismic coupling along subduction zones, J. Geophys. Res., 98(B2), 2017-2037, 1993.

Townend, J., Estimates of conductive heat flow through bottom-simulating reflectors on the Hikurangi and southwest Fiordland continental margins, Mar. Geol., 141, 209-220, 1997.

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y Mora, H. P., Wide plate margin deformación southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, J. S. Am. Earth Sci., 15, 157-171, 2002.

Vrolijk, P., On the mechanical role of smectite in subduction zones, Geology, 18, 703-707, 1990.

Wang, K., y Davis, E. E., Thermal effects of marine sedimentation in hydrothermally active areas, Geophys. J. Int., 110, 70-78, 1992.

Wang, K., Hyndman, R. D., y Davis, D., Thermal effects of sediment thickening and fluid expulsion in accretionary prisms: model and parameter analysis, J. Geophys. Res., 98(B6), 9975-9984, 1993.

Wang, K., Hyndman, R. D., y Yamano, M., Thermal regime of the southwest Japan subduction zone: effects of age history of the subducting plate, Tectonophysics, 248, 53-69. 1995a.

Wang, K., Mulder, T., Rogers, G. C., y Hyndman, R. D., Case for very low coupling stress on the Cascadia subduction fault, J. Geophys. Res., 100(B7), 12907-19918, 1995b.

Yamano, M., Uyeda, S., Aoki,, A. Y., y Shipley, T. H., Estimates of heat flow derived from gas hydrates, Geology, 10, 339-343, 1982.

Naturaleza y Formación de la Provincia Volcánica de Galápagos

Valentí Sallarés[1], Philippe Charvis[2], Alcinoe Calahorrano[3]

[1]Unitat de Tecnología Marina - CMIMA - CSIC
PasseigMaritim de la Barceloneta, 37-49 08003 Barcelona, Spain
Email: vsallares@cmima.csic.es

[2]GéoAzur, Université de Nice Sophia-Antipolis, IRD, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Observatoire de la côte d'Azur, Villefranche sur mer, France,
Email: philippe.charvis@geoazur.obs-vlfr.fr

[3]Institut de Ciències del Mar - CMIMA – CSIC
PasseigMaritim de la Barceloneta, 37-49 08003 Barcelona, Spain
Email: alcinoe@icm.csic.es

Resumen.

La Provincia Volcánica de Galápagos (PVG) es resultado de la interacción entre el punto caliente de Galápagos y la dorsal de Cocos-Nazca durante los últimos ~20 m.a. Esta interacción ininterrumpida ha producido un exceso de magmatismo de variable intensidad que ha originado las cordilleras submarinas de Carnegie, Cocos y Malpelo, y su producto actual, la plataforma insular de Galápagos. En este trabajo mostramos que la combinación de observaciones geofísicas, en este caso sísmicas, gravimétricas y batimétricas, permite no sólo determinar la estructura interna y propiedades físicas de la corteza, sino también restringir notablemente la naturaleza y funcionamiento del punto caliente. La estructura cortical obtenida con datos sísmicos muestra una gran uniformidad confirmando que toda la provincia es producto de un único proceso. Las variaciones laterales de densidad cortical asociadas a la presencia de las cordilleras explican las anomalías batimétricas y gravimétricas observadas, lo cual implica que el manto bajo las cordilleras submarinas es uniforme. Finalmente, se ha desarrollado un modelo 2-D de fusión del manto para ilustrar que la corteza de las cordilleras no parece ser producto de un manto anómalamente caliente, aún cuando se incluyan una fuente hidratada o tasas de ascensión rápidas. Por el contrario, una ascensión pasiva, en respuesta a la expansión oceánica, de un manto de temperatura normal, pero heterogéneo y fértil como resultado del enriquecimiento por reciclaje de corteza oceánica, explica de forma natural las observaciones geofísicas. Esta interpretación es consistente con la presencia de una anomalía de baja velocidad concentrada específicamente en el manto superior que se obtiene en los modelos de tomografía global.

Abstract.

The Galápagos Volcanic Province has resulted from the interaction between the Galápagos hotspot and the Cocos-Nazca spreading center during the last 20 m.y. This continuous interaction has produced an excess of magmatism of variable intensity that has originated the submarine aseismic ridges of Carnegie, Cocos and Malpelo, as well as its current product, the Galápagos platform. In this work, we show that the combination of geophysical observations (in this case seismic, gravity and bathymetry data) allows (1) determining the internal structure and physical properties of the lithosphere and (2) constraining the nature and functioning of the hotspot. The crustal structure modelled based on wide-angle seismic data is notably uniform, confirming that the whole province is probably the result of a single, long-standing process. The lateral variations of the crustal density associated to the presence of the aseismic ridges account for the observed gravity and bathymetry anomalies, implying that the lithospheric mantle density beneath them is uniform. We have finally developed a 2D melting model to illustrate that the crust of the different aseismic ridges does not seem to be the product of a thermal anomaly, even if we consider the presence of a hydrous mantle source or considerably active mantle upwelling. In contrast, passive upwelling of a normal temperature but fertile mantle source that may result from recycling of oceanic crust prior to melting, accounts more easily for the geophysical observations. This interpretation is consistent with the presence of a low velocity anomaly specifically concentrated in the upper mantle obtained in global tomography models.

1. Introducción y marco conceptual

Las provincias ígneas y cordilleras submarinas constituyen algunas de las mayores manifestaciones de magmatismo terrestre, pero su origen y el funcionamiento de los mecanismos de génesis son relativamente desconocidos. En este artículo, nos referiremos a este tipo de magmatismo como magmatismo de punto caliente, no como signo de alta temperatura sino para denominar una localidad en que se produce un exceso de magma, a sus distintas expresiones superficiales con el término genérico "provincias ígneas" y a la fuente de ambas como "anomalía de fusión". Una de las características comunes del magmatismo de punto caliente es que no ocurre necesariamente en los límites de placas tectónicas, lo cual indica que no es producto directo del ciclo tectónico. Mientras hay fuertes evidencias que la corteza oceánica *normal* (peridotítica y de ~7 km de espesor) es producto de la fusión por descompresión de un manto oceánico *normal* (pirolítico y temperatura de ~1300º C) que asciende pasivamente en respuesta a la expansión oceánica (McKenzie y Bickle, 1988), y que el volcanismo de arco resulta de la fusión inducida en el manto continental por deshidratación de la corteza subducida en márgenes convergentes, el magmatismo de punto caliente se puede dar aparentemente en cualquier punto de la Tierra.

El modelo más ampliamente aceptado para explicar la ocurrencia de este tipo de magmatismo es el de pluma térmica (Wilson, 1963; Morgan, 1971). Este modelo defiende que el exceso de magmatismo lo producen unos surtidores de material más caliente (y ligero) que el manto circundante llamados "plumas mantélicas" que se generan por inestabilidades térmicas en la frontera entre manto inferior y núcleo externo (a ~2900 km) y ascienden hasta la superficie. Es la asunción generalizada de una temperatura elevada como única explicación posible para el exceso de magmatismo la que ha suscitado la denominación de "punto caliente" (*hotspot* en inglés). Esta visión de un manto relativamente homogéneo salpicado por diversas plumas (entre 30 y 50; e.g., Courtillot et al., 2003) es consistente con las anomalías de baja velocidad de propagación de las ondas sísmicas (velocidad sísmica) extendiéndose desde la superficie hasta la base del manto que se han observado bajo algunos puntos calientes en varios modelos tomográficos (e.g., Zhao, 2001; Montelli et al., 2004). Al estar ancladas en el manto inferior, la cinemática de las plumas mantélicas es independiente de la de las placas tectónicas, por tanto este modelo explica la ocurrencia aparentemente arbitraria del magmatismo intraplaca, así como la inmovilidad del sistema de referencia de puntos calientes y, por tanto, la formación de cordilleras submarinas progresivamente más antiguas en la dirección del movimiento de placas, como las de Carnegie y Cocos.

La principal implicación del modelo de pluma térmica en cuanto a la estructura cortical es que la elevada temperatura del manto (hasta 400º C por encima de la normal según White y McKenzie, 1989) comporta la generación de magmas enriquecidos en MgO (en olivino), que se emplazan formando una corteza engrosada de velocidad sísmica y densidad elevadas. Buena parte de estudios geofísicos en provincias ígneas muestran efectivamente cortezas engrosadas con raíces de alta velocidad y densidad, como Hawai (Watts y Ten Brink, 1989), Canarias (Ye et al., 1999) o Reunión (Charvis et al., 1999), en conjunción con anomalías de baja velocidad en el manto. Estas son las principales evidencias geofísicas que han permitido definir históricamente estas (y otras) provincias ígneas como la huella superficial del impacto de una pluma térmica.

Si bien hay cierto consenso en que las plumas térmicas constituyen una atractiva explicación para la ocurrencia de magmatismo de punto caliente, cada vez hay más evidencias y voces disonantes que sugieren que no siempre esto es así. Puntos calientes de primer orden como el de Islandia o Galápagos muestran anomalías de baja velocidad confinadas únicamente en el manto superior (Montelli et al., 2004), existen indicios claros de que la diferencia en la temperatura de cristalización de magmas generados en dorsales (MORB) y en islas oceánicas (OIB) es prácticamente inapreciable en casos notables como Hawai o Reunión (Falloon et al., 2007) y, por último, la velocidad sísmica y la densidad de corteza inferior en provincias volcánicas como Kerguelen (Charvis y Operto, 1999) o el Atlántico Norte (Korenaga et al., 2000) son inferiores a lo que cabría esperar si proviniesen de la fusión de un manto anómalamente caliente. Paralelamente, estudios recientes muestran que la composición del manto, su contenido en agua y volátiles, o la tasa de ascensión, son tan importantes como la temperatura en el control del volumen de

magma producido así como de las propiedades físicas y químicas de la corteza (e.g., Ito et al., 1999; Maclennan et al., 2001). Así, el exceso de magmatismo se ha atribuido a la presencia de componentes de alta fusibilidad como eclogita derivada del reciclaje de corteza oceánica, o a la presencia de agua, en puntos calientes como Hawai (Sobolev et al., 2000), Açores (Bonatti, 1990), Islandia (Foulger y Anderson, 2005) y Galápagos (Sallarès et al., 2003, 2005).

Uno de estos casos especiales lo constituye pues la Provincia Volcánica de Galápagos (PVG). Investigaciones recientes, y en especial las llevadas a cabo por el IRD en colaboración con INOCAR y otras instituciones en el marco de los proyectos PAGANINI-1999 y SALIERI-2001, han permitido obtener información detallada de la estructura interna y propiedades físicas de la corteza en diversos puntos de la PVG, especialmente en las cordilleras submarinas de Cocos, Carnegie y Malpelo (Sallarès et al., 2003, 2005; Sallarès y Calahorrano, 2007). Esta información de carácter físico y estructural ha permitido restringir el origen y naturaleza de la anomalía de fusión del manto e identificar los parámetros que gobiernan el proceso, así como reconstruir la evolución geodinámica de la PVG en los últimos 20 m.a. (Sallarès y Charvis, 2003).

El objetivo del presente artículo es describir los trabajos realizados por el IRD-Géosciences Azur con datos adquiridos en estos proyectos. Los contenidos se estructuran en cuatro secciones. Tras describir en la primera el marco geodinámico, en la segunda se presentan los datos geofísicos utilizados y en la tercera la metodología aplicada para obtener los modelos. En la última sección se describen los resultados obtenidos, referidos en particular a la estructura litosférica, sus propiedades físicas, y sus implicaciones en cuanto a la naturaleza de la anomalía de fusión.

2. Contexto tectónico regional

El primer modelo consistente de la evolución tectónica de la PVG lo establecieron Hey (1977), Lonsdale y Klitgord (1978) en base a datos magnéticos y batimétricos. Su modelo se remonta a ~23 m.a., sugiriendo que en esa época hubo una importante reorganización de placas en la región, iniciada con la ruptura de la placa de Farallón original a lo largo de una zona de fractura preexistente orientada ENE. A continuación se inició la expansión oceánica y la apertura de la dorsal de Cocos-Nazca (DCN), originándose las placas de Cocos y Nazca. La interacción entre la dorsal y el punto caliente de Galápagos, que, según la mayoría de autores, ha estado activo en la región desde el Cretácico Superior (e.g., Duncan y Hargreaves, 1984), edificó las cordilleras volcánicas submarinas de Carnegie y Cocos así como la plataforma insular actual (Figura 1). La orientación de las cordilleras es pues un claro indicador de la dirección del movimiento de las placas en referencia al punto caliente.

En base al análisis de las anomalías magnéticas se ha propuesto que el desarrollo de la DCN ha ocurrido en tres fases. La orientación de la dorsal cambió de la original ENE (23-19.5 m.a.) hasta N75°E (19.5-14.5 m.a.) y finalmente hasta la actual dirección E-O (14.5-0 m.a.) (Barckhausen et al., 2001). Estos datos muestran asimismo que la historia de propagación a lo largo de la DCN es compleja, y está caracterizada por la ocurrencia de notables saltos hacia el Sur en el eje de expansión, reflejados en la apertura de prominentes fallas de desgarro, como la del Inca (Figura 1), entre 20 y 14.5 m.a., que hicieron que el punto caliente se mantuviese cercano al eje de la dorsal en este periodo de tiempo. La activación del mayor evento tectónico de la DCN, la Zona de Fractura de Panamá (ZFP) (Figura 1), ocurrió hace unos 9 m.a. (Sallarès y Charvis, 2003). Este evento causó el fin de la expansión al Este de la ZFP (Hey, 1977), manteniéndose activa al Oeste hasta la actualidad. La cordillera de Malpelo, cuyo punto culminante es la isla que le da el nombre, antiguamente continuación de la cordillera de Cocos, fue separada de ésta por un movimiento de desgarre dextral a lo largo de la ZFP (Lonsdale y Klitgord, 1978). Las medidas de GPS existentes indican que la placa de Cocos se está moviendo a ~83 km/m.a. en dirección N41ºE, mientras que la de Nazca subduce prácticamente perpendicular bajo la Sudamericana a ~58 km/m.a. (Trenkamp et al., 2002). La edad de la cordillera de Cocos que subduce en la actualidad bajo Costa Rica es de unos 14-15 m.a. en base a datos radiométricos (Werner et al., 1999), mientras que las muestras más antiguas datadas en la cordillera de Carnegie, así como de Malpelo, tienen unos 19-20 m.a. (O'Connor et al., 2007).

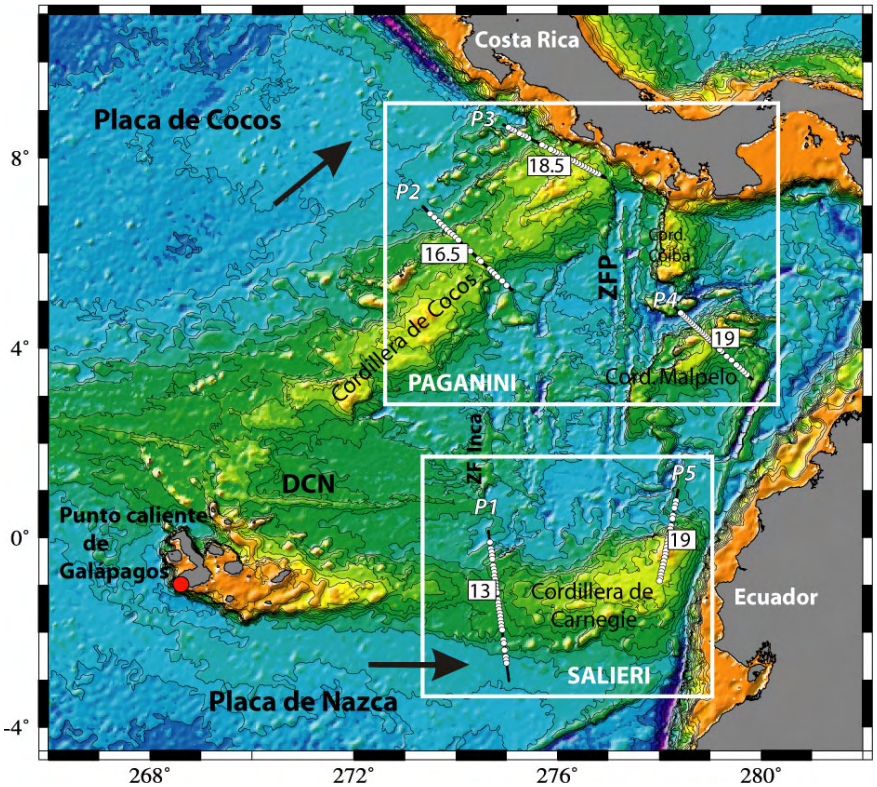


Figura 1. Mapa batimétrico de la Provincia Volcánica de Galápagos mostrando los principales elementos tectónicos y geológicos. Los recuadros muestran la localización de las zonas de estudio de los proyectos PAGANINI-1999 y SALIERI-2001 y las líneas gruesas los perfiles sísmicos modelizados en este trabajo. Los números en recuadro indican el máximo espesor cortical obtenido en cada perfil. Acrónimos: ZFP (Zona de Fractura de Panamá).

Si se asume que el foco activo del punto caliente está actualmente bajo la isla más activa del archipiélago (Isabela), la distancia entre la dorsal y el centro de la anomalía es de ~190 km. La tasa de expansión en de la dorsal a 90 º Oeste es de 60 ± 4 km/m.a. de acuerdo a las reconstrucciones globales en base al modelo NUVEL-1A (DeMets et al., 1994). Es importante destacar que la orientación E-W de la cordillera de Carnegie en un contexto de expansión N-S a lo largo de la DCN implica necesariamente que la dorsal ha migrado hacia el norte con una velocidad similar a la de la componente sur de la expansión, ~26 km/m.a. según Sallarès y Charvis (2003). La migración de la dorsal, combinada con los saltos del eje de apertura y las variaciones temporales en la tasa de expansión, ha originado notables variaciones temporales en la localización relativa del punto caliente y la DCN. Así, ha estado en ocasiones centrado bajo la dorsal (~20-14.5 m.a.), otras veces al Norte (~14.5-7.5 m.a.) y otras al Sur (~7.5-0 m.a.), de acuerdo a la interpretación de las anomalías magnéticas (Wilson y Hey, 1995).

3. Datos geofísicos utilizados

Los datos geofísicos utilizados en este estudio son los adquiridos en las campañas PAGANINI-1999 y SALIERI-2001, ambas realizadas en colaboración entre IRD-Géosciences Azur e Ifm-Geomar (Kiel, Alemania). El objetivo central de las campañas fue la adquisición de datos de sísmica de refracción y reflexión de gran ángulo (SGA) a través de las cordilleras de Cocos, Carnegie y Malpelo (Figura 1). Posteriormente los datos sísmicos se complementaron con datos gravimétricos y batimétricos de compilaciones globales (Sandwell y Smith, 1995) para definir los modelos estructurales. En esta sección se describen brevemente los datos adquiridos y el sistema de adquisición sísmica utilizado en estas campañas. Para una descripción más extensa o detallada de la técnica, así como sobre los métodos complementarios (gravimetría y batimetría), recomendamos la lectura de tratados de geofísica como el de Fowler (2005).

Los sistemas de SGA se componen de una fuente de energía, en estudios marinos un cluster de cañones de aire comprimido, y de una serie de receptores, en nuestro caso sismómetros de fondo oceánico (OBS, Ocean Bottom Seismometers) de IRD-Géosciences Azur y de Ifm-Geomar. Los OBS, como su nombre indica, se despliegan en el fondo del océano y registran las vibraciones generadas por las explosiones que se repiten a lo largo de una determinada trayectoria. Las distancias de registro pueden ser grandes, en condiciones favorables hasta más de 300 km. Es decir, sufici-

entemente amplias para registrar no sólo las reflexiones sino también refracciones a los distintos niveles de la corteza. Esta es una diferencia fundamental respecto a los sistemas sísmicos habitualmente utilizados en ámbito industrial (la sísmica de reflexión multicanal, SMC), donde la distancia entre fuente y receptores es menor (<10 km), registrándose esencialmente las reflexiones cuasi-verticales en las discontinuidades geológicas. En los registros sísmicos de SGA, de los que se muestran dos ejemplos en la figura 2, las reflexiones se identifican como hipérbolas y las refracciones (que corresponden a las "primeras llegadas") como segmentos de línea recta cuya pendiente es inversamente proporcional a la velocidad sísmica. La configuración del sistema de adquisición, a diferencia de la SMC, no proporciona imágenes directamente interpretables del subsuelo: la información de los registros sísmicos debe procesarse y utilizarse para obtener modelos de velocidad sísmica así como la localización y geometría de los reflectores.

Los registros sísmicos obtenidos en los perfiles adquiridos a través de las cordilleras submarinas de la PVG (Figuras 2 y 3), tienen varias características comunes. En primer lugar, el conjunto de las primeras llegadas, correspondientes a las refracciones en los distintos niveles, muestra una pronunciada curvatura a cortas distancias del receptor que refleja la existencia de un marcado gradiente de velocidad sísmica en los niveles más someros de la corteza (las capas 1 y 2 oceánicas). La velocidad aparente de esta fase (Pg en la figura 2) varía entre ~2.5 y 6.5 km/s a distancias menores de 20 km del receptor. A partir de este punto, la curvatura es mucho más suave hasta distancias variables (entre 40 y 150 km del receptor). Esto indica la presencia de un gradiente suave en los niveles inferiores de la corteza, correspondientes a la capa 3 oceánica, cuya velocidad aparente es de 6.5-7.5 km/s. Otra característica común es que la fase Pg es tangente a una prominente fase aproximadamente hiperbólica asociada a una reflexión en la base de la corteza (PmP en la figura 2). La distancia variable al punto de tangencia indica cambios notables del espesor cortical a lo largo del perfil. El conjunto de la información contenida en forma de fases sísmicas en los distintos registros es la que se utiliza para obtener los modelos estructurales.

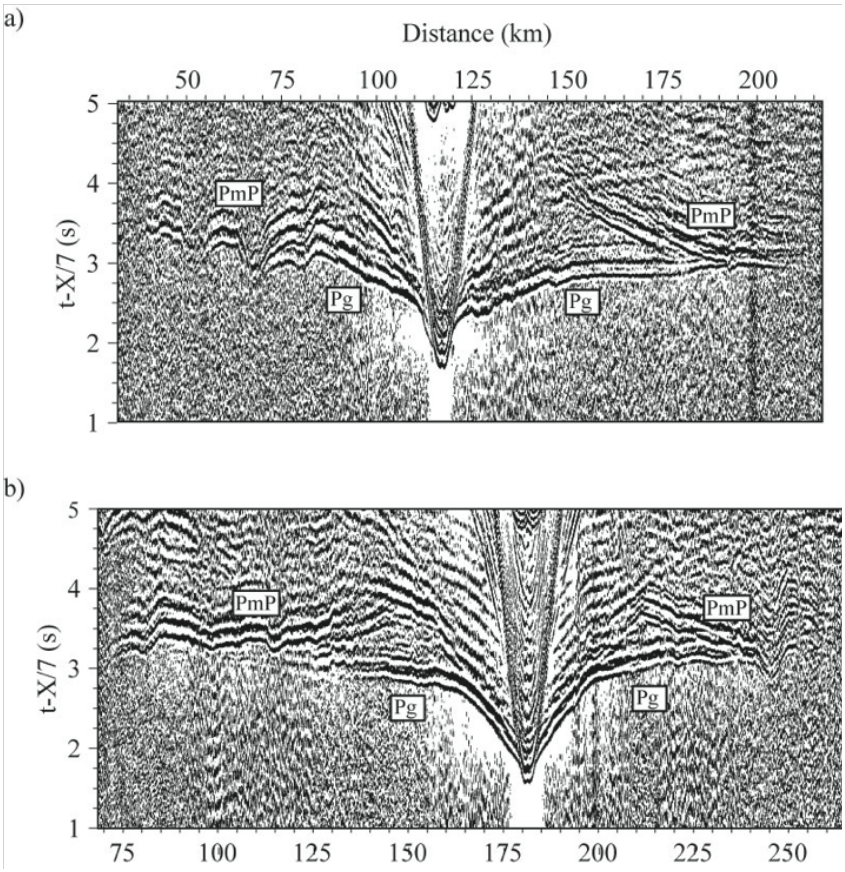


Figura 2. Registros sísmicos de Sísmica de Refracción y Reflexión de Gran Angulo (SGA). Los datos corresponden a dos registros a lo largo de los perfiles P1 (a) y P5 (b) en sendos Sismómetros de Fondo Oceánico (OBS). Pg identifica la fase correspondiente a la refracción intracortical y PmP a la reflexión en la base de la corteza (i.e., el Moho).

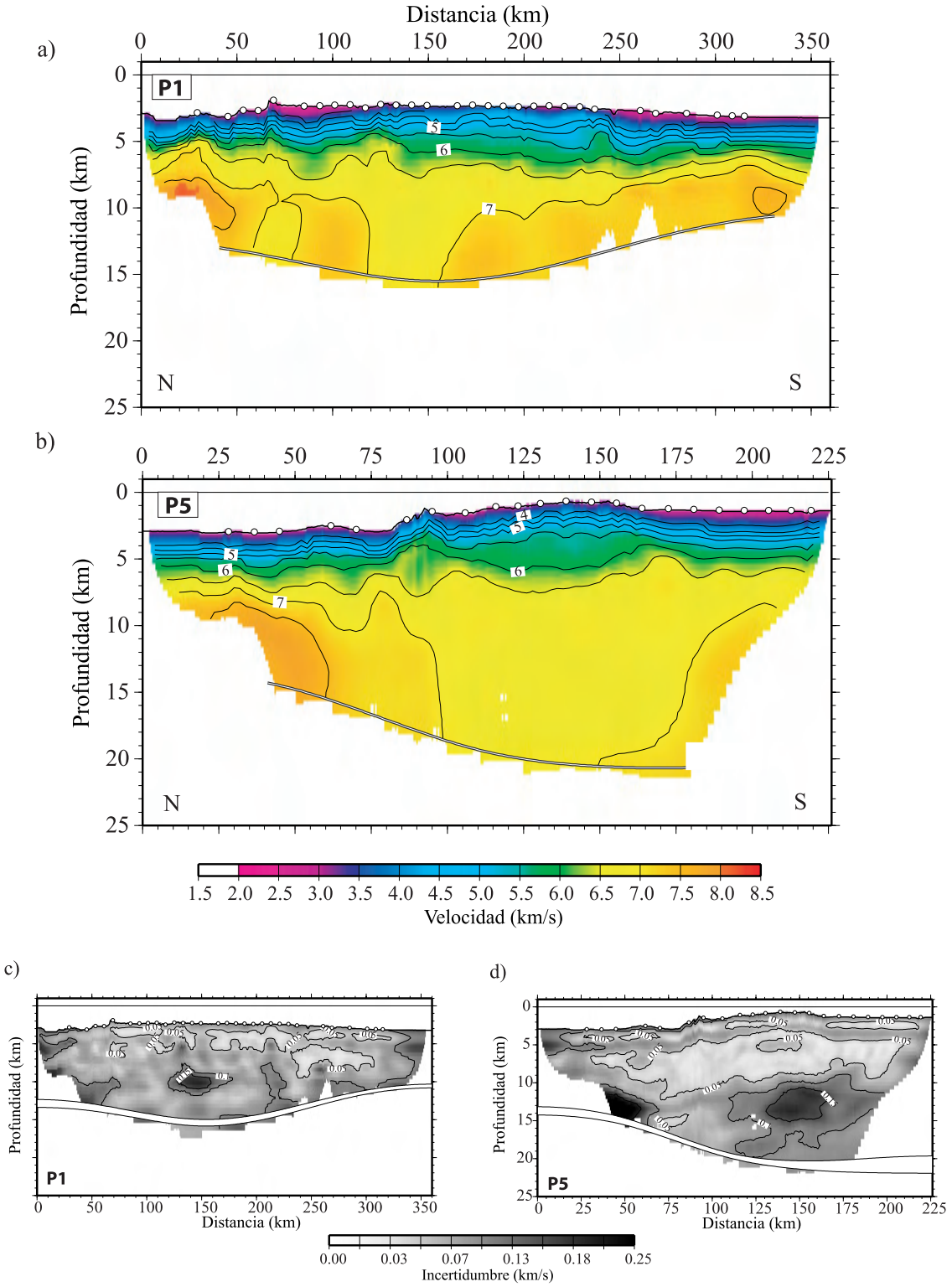


Figura 3. Modelos 2D de velocidad obtenidos a lo largo de los perfiles P1 **(a)** y P5 **(b)** a partir de los datos de SGA. La solución corresponde a la media de 100 realizaciones de Monte Carlo. La escala de colores muestra la velocidad sísmica de los distintos niveles, y la línea gruesa es el Moho. Los paneles **(c)** y **(d)** muestran la incertidumbre estadística de los parámetros, que corresponde a la desviación media de las realizaciones de Monte Carlo.

4. Metodología aplicada

4.1 Tomografía sísmica

La modelización de datos de SGA tiene por objeto obtener el campo de velocidades de propagación sísmica, así como la geometría de los reflectores (discontinuidades geológicas) a lo largo de un perfil. Como en cualquier método de modelización de datos, existen dos formas de afrontar el problema: la aproximación directa y la inversión. Los primeros métodos en desarrollarse fueron los directos, en que se utilizan herramientas de trazado de rayos y cálculo de tiempos de trayecto para un modelo determinado de velocidad sísmica y geometría de reflectores, y se va variando este modelo hasta que se logra un ajuste satisfactorio de los datos por ensayo y error (e.g., Zelt y Smith, 1992). Esta aproximación al problema es altamente subjetiva y depende en buena medida de la experiencia e ingenio del modelador, pero es la aproximación tradicional cuando hay pocos registros y resulta complicado aplicar técnicas inversas que requieren de una cierta redundancia (e.g., Sallarès et al., 2001). Resulta en cambio inabordable cuando el número de registros a ajustar simultáneamente es elevado. Este es el caso de muchos experimentos de SGA modernos, como PAGANINI y SALIERI.

La alternativa a la modelización directa es la inversión. Las técnicas que abordan el problema inverso se agrupan comúnmente bajo el término de “Tomografía Sísmica”. Al igual que en las técnicas directas, la primera parte de la aproximación consiste en simular los registros; la diferencia es que el ajuste de las observaciones no se hace por ensayo y error sino de forma automática. La técnica de inversión más común se conoce como tomografía de tiempos de trayecto. En este caso el problema directo consiste en resolver numéricamente la ecuación eikonal, es decir, una aproximación de frecuencia infinita de la ecuación de ondas, que da cuenta del tiempo de propagación del frente de onda a lo largo de su trayectoria (o rayo sísmico). La inversión se aborda generalmente minimizando de forma iterativa los residuos de tiempo, utilizando una aproximación linearizada de la ecuación del rayo y un método de minimización del tipo gradientes conjugados. En la mayoría de casos el ajuste se restringe a las primeras llegadas (Zelt y Barton, 1998), pero en otros casos se incluyen las reflexiones, siendo posible por tanto resolver la geometría de los reflectores (e.g., Hobro et al., 2003). Este es el caso del método utilizado en este trabajo, en que se invierten de forma simultánea los tiempos de llegada de las fases Pg. y PmP y se estabiliza la inversión de los residuos de tiempo introduciendo parámetros de amortiguamiento y suavizado. Para una descripción exhaustiva del método, ver Korenaga et al. (2000) y Sallarès et al. (2003).

Los datos de las campañas PAGANINI y SALIERI han proporcionado modelos 2D de velocidad sísmica cortical así como la geometría de la discontinuidad corteza-manto (Moho) a lo largo de 5 perfiles que cruzan las cordilleras de Carnegie, Cocos y Malpelo (Figuras 2 y 4). Para realizar interpretaciones de los resultados es necesario tener una estimación razonable de las incertidumbres de los parámetros. En este caso las incertidumbres se han estimado realizando un análisis de tipo Monte Carlo, cuyos detalles se describen en Sallarès et al. (2003). Las principales fases del proceso son: 1) calcular un modelo promedio 1D de la velocidad y de profundidad del Moho a lo largo del perfil (modelo de referencia); 2) construir un número elevado de modelos iníciales 1D perturbando aleatoriamente la velocidad y la profundidad del Moho en el modelo de referencia y generar conjuntos de datos añadiendo errores aleatorios en tiempo de llegada asignado a cada fase del orden de la incertidumbre asociada a su identificación; 3) parametrizar el modelo 2D e invertir cada pareja de modelo inicial y conjunto de datos aleatoriamente perturbados. Se toma como solución la media de todos los modelos obtenidos (Figura 3). La desviación media de la velocidad y profundidad del Moho es una medida estadística de su incertidumbre (Tarantola, 1987).

4.2 Gravimetría e isostasia

Una vez obtenidos los modelos de velocidad y geometría cortical y su incertidumbre, resulta útil corroborar los resultados viendo si son compatibles con otros datos geofísicos. Un ejercicio común consiste en construir modelos de densidad cortical a partir de los de velocidad y ver en qué medida se ajustan éstos a las observaciones gravimétricas (Sallarès et al., 2001; Sallarès y Ranero, 2005) y batimétricas (Sallarès et al., 2005), y que modificaciones son necesarias

realizar. Una manera habitual de proceder consiste en substraer los efectos batimétricos y de espesor cortical de la anomalía de aire libre y asignar el remanente a anomalías de densidad en el manto, que a su vez son comúnmente atribuidas a anomalías térmicas. Un ejemplo lo constituyen los estudios a lo largo de la DCN de Ito y Lin (1995) y Canales et al. (2002). Este tipo de aproximación asume que la densidad cortical es lateralmente uniforme, lo cual en ocasiones es una simplificación excesiva (Figura 3). Sólo es posible sustraer con relativo rigor la contribución cortical y estimar la distribución de densidad en el manto si se corrige el efecto de las variaciones laterales de densidad combinando información sobre la velocidad sísmica y la composición de sedimentos y corteza.

En este trabajo los datos gravimétricos se han extraído de la compilación global Sandwell y Smith (1997), basada en medidas satelitales de altimetría. Para la modelización se ha utilizado un código basado en el método espectral de Parker (1972) para calcular la anomalía producida por una distribución 2D heterogénea de densidad. Para estimar la importancia relativa de las variaciones de densidad en la corteza y el manto, se ha calculado como referencia la anomalía producida por una única capa (la corteza) utilizando la geometría del Moho del modelo de velocidad y densidad cortical uniforme (Figura 4a). Después se ha transformado a densidad el modelo de velocidad utilizando relaciones empíricas para sedimentos (Hamilton, 1978) y corteza (Carlson y Herrick, 1990) (Figura 4b).

El análisis de la compensación de la topografía se combina en ocasiones con la gravimetría para determinar si la distribución de densidad litosférica es compatible con la batimetría/topografía observada a lo largo de los perfiles. En general se asume que el sistema de interés está compensado isostáticamente por encima de una determinada profundidad (i.e., la profundidad de compensación), por debajo de la cual las variaciones laterales de densidad son despreciables. Para que el análisis tenga sentido es pues necesario tener también una buena estimación de la densidad cortical.

La compensación de la topografía se ha atribuido clásicamente a variaciones laterales del espesor cortical (isostasia de Airy) o de la densidad del manto (isostasia de Pratt). En la mayoría de estudios gravimétricos no se consideran las variaciones laterales de densidad en la corteza (e.g., Canales et al., 2002), lo cual puede tener una cierta influencia en el cálculo de las anomalías. Sin embargo, en nuestro estudio hemos incluido este efecto para corregir, con la precisión que permiten los datos sísmicos, la contribución de la corteza a la flotabilidad de la litosfera asumiendo compensación isostática. Para ello, se ha calculado la estructura "suavizada" de la altura de la columna de agua (i.e., la batimetría), el espesor cortical y la densidad cortical a lo largo de los perfiles, y se ha realizado un balance de masas local en cada punto del perfil, para determinar la densidad del manto necesaria para compensar la topografía observada, tomando una determinada columna de referencia. Así, la única incógnita a resolver es la profundidad de compensación, Z. Los resultados obtenidos utilizando diferentes valores de Z se muestran en la Figura 5, y mayores detalles sobre la modelización se pueden encontrar en Sallarès et al. (2005).

4.3 Modelización del proceso de fusión

La caracterización de las anomalías de fusión del manto en base a la estructura, velocidad y densidad de la corteza ha recibido una atención creciente en los últimos 15 años. El primer intento sistemático lo realizaron White y McKenzie (1989), quienes mostraron que la temperatura del manto tiene influencia no sólo en el volumen de magma (y, por tanto, en el espesor de la corteza) generado como respuesta a la extensión litosférica, sino que además hay una correlación positiva entre la temperatura del manto y la velocidad sísmica de la corteza ígnea originada. Así, el aumento de la temperatura provoca un incremento del contenido de olivino (de MgO) en el magma de ~5% /100ºC (e.g., Takahashi et al., 1993) y, como la velocidad sísmica es extremadamente sensible a la presencia de este mineral, la corteza generada por una anomalía térmica debe ser no sólo más gruesa (hasta 10-15 km/100ºC) sino también más rápida (hasta 0.2-0.3 km/s /100ºC) que una corteza normal. En base a esta interpretación se han asociado la mayoría de raíces de alta velocidad detectadas en la base de márgenes volcánicos y provincias ígneas a anomalías térmicas (e.g., White et al., 1992).

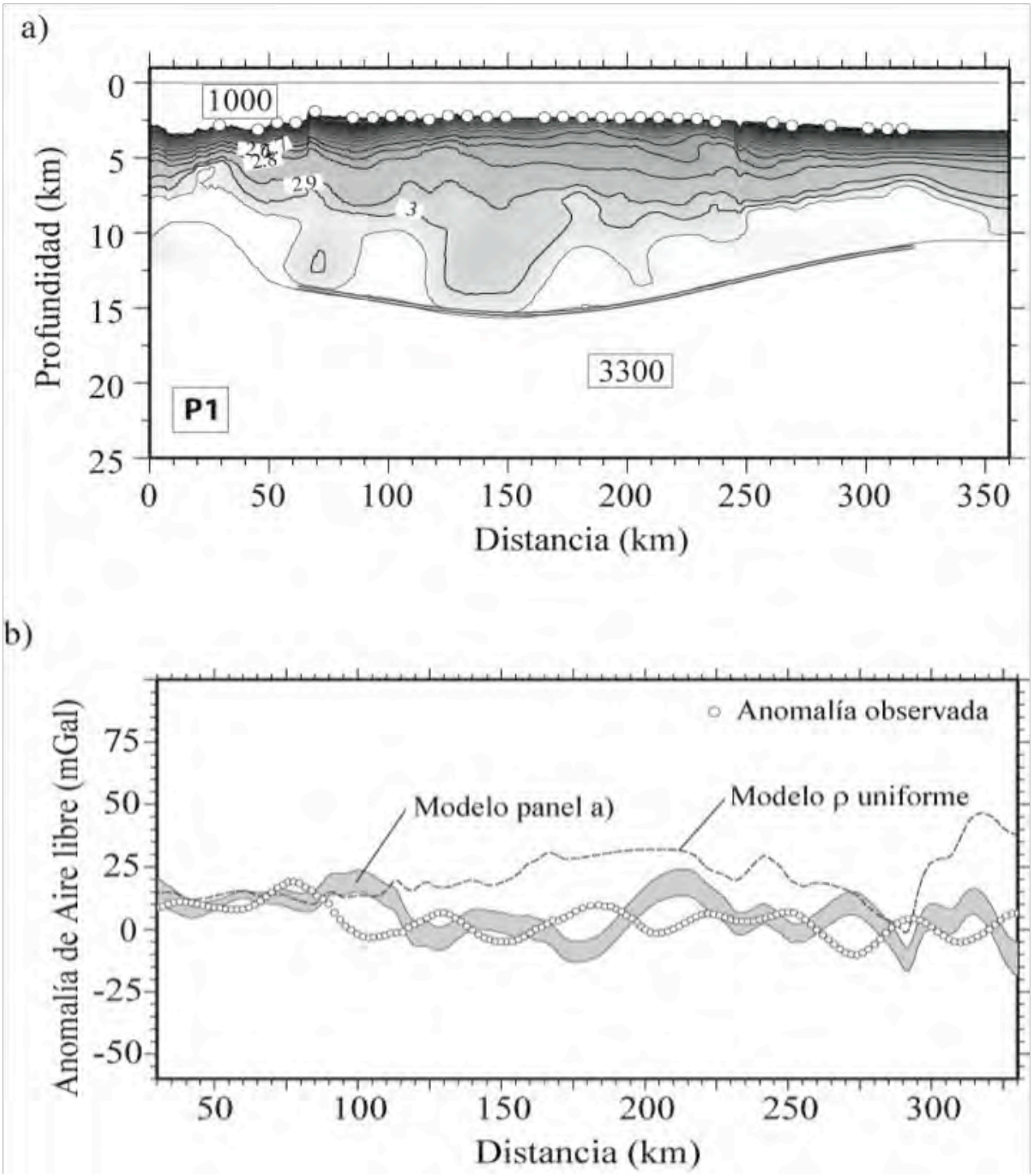


Figura 4. Modelo 2D de densidad obtenidos a lo largo del perfil P1 y anomalías gravimétricas calculada y observada. **(A)** Modelo de densidad obtenido para una sola capa de densidad constante (2900 kg/m^3) y la geometría del Moho de la figura 3a. **(B)** Modelo obtenido a partir del modelo de la figura 3a. Se ha mantenido la misma geometría del Moho y se ha calculado la densidad a partir de la velocidad utilizando la relación de Hamilton (1978) para sedimentos y Carlson y Herrick (1990) para corteza. (c) Anomalía gravimétrica observada (círculos) y calculada para el modelo a (línea punteada) y b (banda gris), donde el ancho de banda corresponde a la incertidumbre propagada a partir del modelo de velocidad.

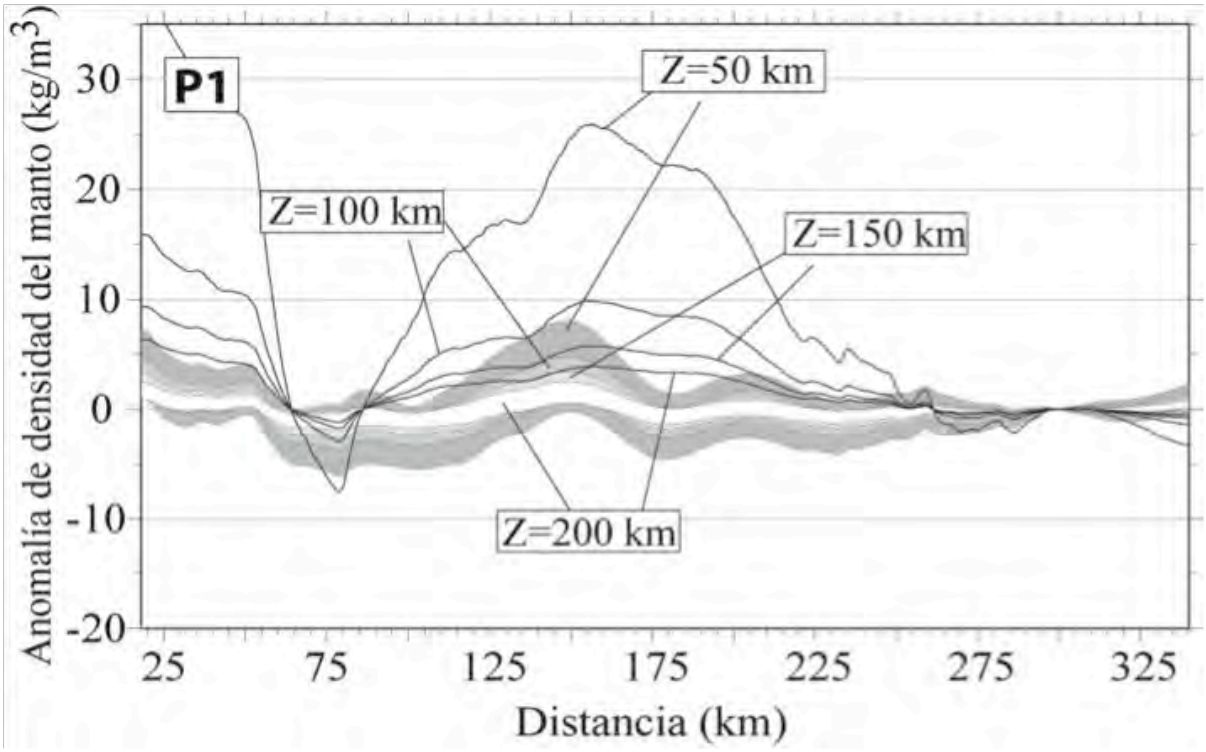


Figura 5. Variaciones de densidad en el manto a lo largo del perfil P1 inferidas a partir del modelo de compensación de la batimetría descrito en el texto. Las líneas continuas finas corresponden a un modelo con la geometría cortical obtenida a partir de los datos sísmicos (figura 4b) pero con densidad cortical constante (2900 kg/m^3) y distintas profundidades de compensación, donde el ancho de banda corresponde a la incertidumbre propagada a partir del modelo de velocidad (50, 100, 150, 200 km). Las bandas grises corresponden al modelo de geometría cortical y densidad de la figura 4b para las mismas profundidades de compensación.

Posteriormente, Kelemen y Holbrook (1995) perfeccionaron este trabajo al establecer una relación empírica entre la velocidad sísmica de las rocas ígneas y la presión y fracción de fusión del magma original a partir de medidas experimentales (Kinzler y Grove, 1992), mientras que Korenaga et al. (2002) derivaron una relación más precisa compilando un conjunto exhaustivo de resultados experimentales de fusión de peridotitas. Además, desarrollaron un modelo numérico de fusión 1-D incluyendo distintos efectos (presencia de una tapa litosférica, posibilidad de ascensión activa) que no habían sido considerados con anterioridad, señalando la importancia de cuantificar las incertidumbres de los parámetros sísmicos para derivar de ellos información fidedigna de los parámetros de fusión. Finalmente, mostraron por primera vez que la fusión de un manto heterogéneo y fértil puede explicar la presencia de raíces corticales bajo la provincia volcánica del Atlántico Norte (Korenaga et al., 2000).

Una parte significativa de nuestro trabajo en la PVG consistió en desarrollar un modelo de fusión 2-D que completa y extiende el de Korenaga et al. (2002) e incorpora el efecto de un manto hidratado (Sallarès et al., 2005) (Figura 6). Diversos trabajos muestran que un manto hidratado es una fuente adicional de magmatismo a niveles profundos (>70 km) que se debe tomar en cuenta (Hirth y Kohlstedt, 1996). El modelo desarrollado asume que la mezcla del magma en la zona de fusión (R) es perfecta, y restringe la ascensión activa del manto a la zona de fusión “húmeda” de acuerdo a los resultados de Ito et al. (1999). La fracción y presión de fusión se calculan como media ponderada de la de todos los elementos individuales en la zona de fusión, de acuerdo a Forsyth (1993). Para ello se asume una función de fusión lineal a medida que el manto asciende hacia la superficie. El volumen total de magma generado, así como su profundidad/presión (P) y fracción (F) de fusión, se calculan integrando para todo R. Estos valores de P y F se utilizan a su vez para calcular (1) el espesor cortical total, H, y (2) la velocidad sísmica teórica de la corteza ígnea ?prístina?, de acuerdo a la relación empírica extraída de datos experimentales para peridotita de Korenaga et al. (2002) mencionada anteriormente. Para detalles adicionales sobre la modelización desarrollada consultar Sallarès et al. (2005).

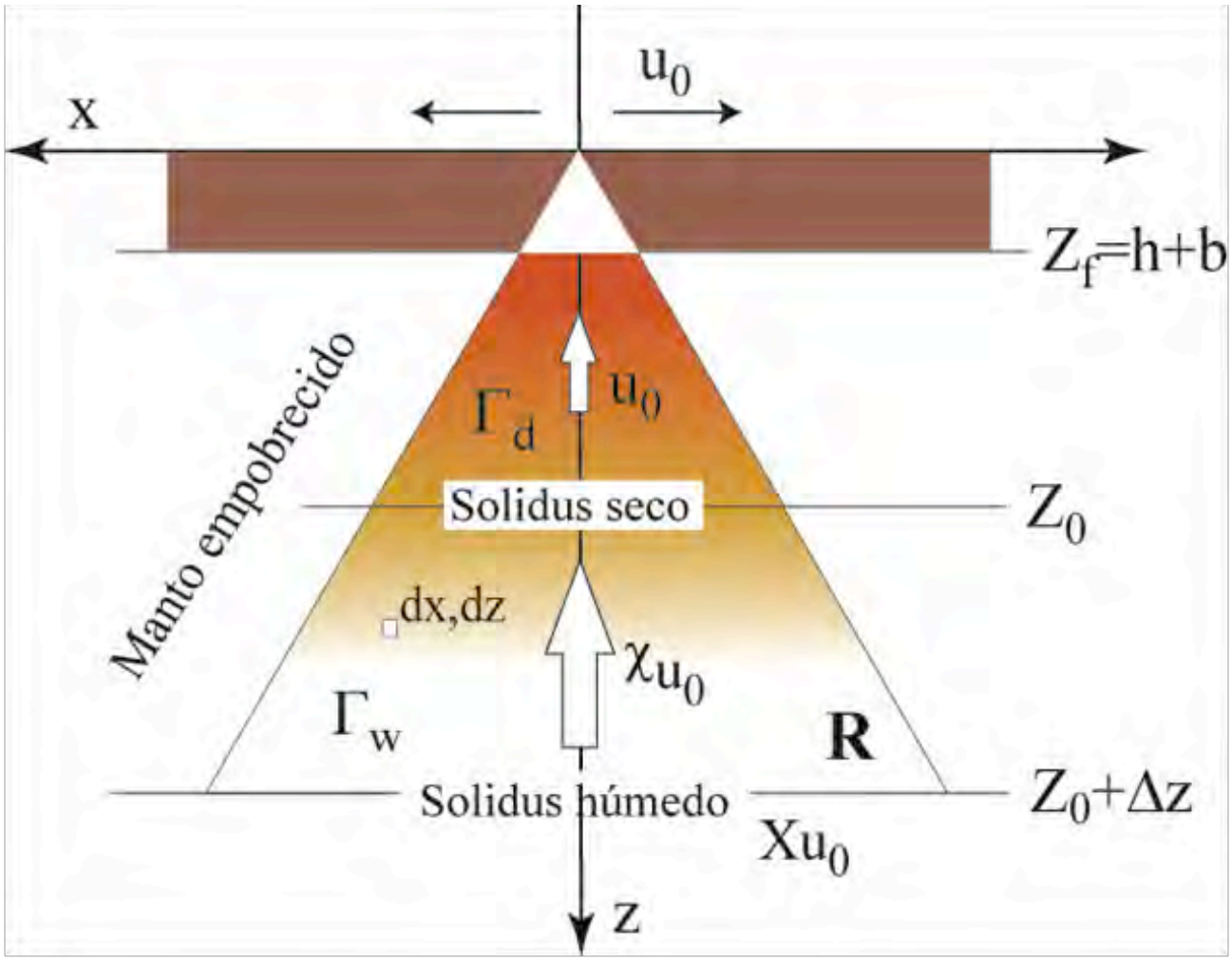


Figura 6. Esquema idealizado del proceso de fusión 2D para una sección triangular modelizado en este trabajo. U0 es la tasa de expansión oceánica, X la tasa de ascensión en la base de la zona de fusión húmeda, Zf la máxima profundidad de fusión en la región hidratada (punto de corte entre la adiabata que define la temperatura potencial y la solidez de la roca hidratada), Z0 la máxima profundidad de fusión en la región seca (punto de corte entre la temperatura potencial y la solides de la roca seca). DZ el espesor de la zona de fusión húmeda, y R la región de fusión.

Para comprobar la influencia de los distintos parámetros en la modelización, se han realizado algunos cálculos de prueba. Los paneles de la figura 7 corresponden a los llamados "diagramas H-Vp", que muestran la velocidad sísmica (Vp) calculada a partir de la relación de Korenaga et al. (2002) utilizando la profundidad y fracción de fusión obtenidas con nuestro modelo, *versus* el espesor cortical (H) calculado para diversas combinaciones de los parámetros del modelo. A modo de resumen, los parámetros clave en la modelización ilustrados en la figura 6 son la tasa de ascensión del manto, χ (es decir, el factor entre la tasa de ascensión del manto y la tasa de expansión oceánica), la productividad de magma en las zonas de fusión "seca" (Γ_d=10-20 %/GPa) y "húmeda" (Γ_w~1 %/GPa), el espesor de la zona de fusión húmeda, Δ_z=50-75 km, el decaimiento de la tasa de ascensión entre la base y la parte superior de la zona de fusión húmeda debido al incremento de viscosidad, α~0.2, y el espesor de la tapa litosférica, b<70 km.

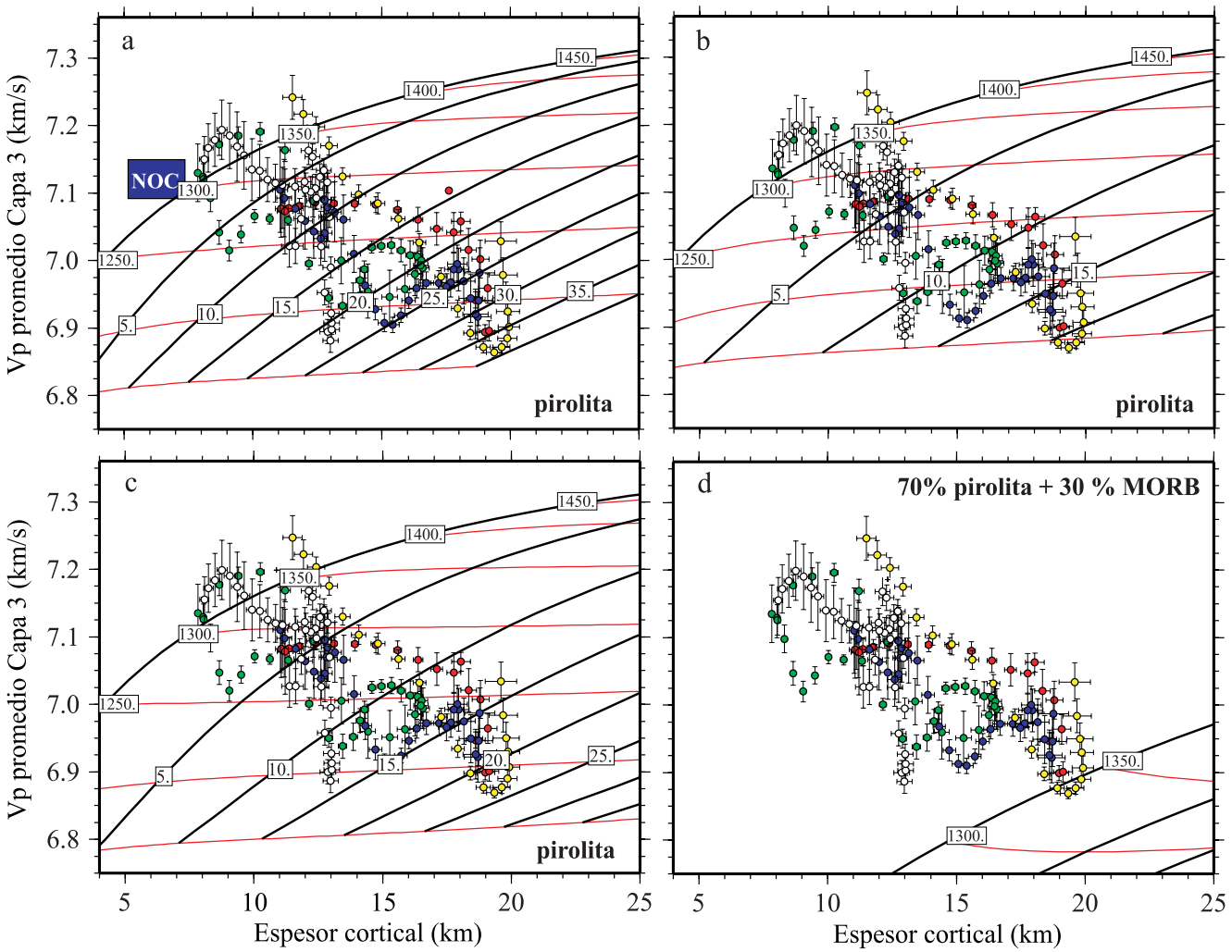


Figura 7. Diagramas H-Vp (espesor cortical versus velocidad sísmica de la capa 3 oceánica) obtenidos con distintas combinaciones de los parámetros del modelo de fusión (ver figura 6 y texto para definición). Los círculos de colores muestran los valores obtenidos a lo largo de los perfiles P1 a P5 (figura 1), las barras corresponden a los límites de incertidumbre. Las líneas continuas negras definen tasas de ascensión constantes, mientras que las líneas rojas representan isotermas. **(A)** Modelo de referencia: composición pirolita, α=0.25, Δz=50 km, Γ_d=15 %/GPa, Γ_w=1 %/GPa. El rectángulo muestra la velocidad de la capa 3 y espesor cortical de una corteza oceánica normal (NOC) generada en la dorsal de Cocos-Nazca. **(B)** Modelo #2: Pirolita, α=1, Δz=50 km, Γ_d=15 %/GPa, Γ_w=2 %/GPa. **(C)** Modelo #3: Pirolita, α=0.25, Δz=75 km, Γ_d=20 %/GPa, Γ_w=1 %/GPa. **(D)** Modelo #4: 70% pirolita + 30 % MORB, α=0.25, Δz=75 km, Γ_d=20 %/GPa, Γ_w=1 %/GPa.

5. Resultados y discusión

5.1 Estructura y propiedades físicas de la corteza

Como se detalla a continuación, la estructura de las cordilleras es muy similar a lo largo de los 5 perfiles analizados (Figura 1). Además, los modelos de velocidad obtenidos no sólo ajustan los datos de SGA, sino que, como se explica más adelante, son también consistentes tanto con los datos gravimétricos como batimétricos.

La similitud de la estructura y propiedades físicas obtenida confirma que todas las cordilleras submarinas son producto de una misma anomalía de fusión (el punto caliente de Galápagos), pero el espesor total de la corteza varía considerablemente. Así, se encuentran ~13 km en el perfil P1, a través de Carnegie en la placa de Nazca sobre corteza de 11-12 m.y., ~16.5 km en P2 (cordillera de Cocos, placa de Cocos, corteza de 11-12 m.y.), ~18.5 km en P3 (Cocos, 14-15 m.y.), ~19 km en P4 (Malpelo Cocos, 19-20 m.y.) y ~19 km en P5 (Carnegie, Nazca, 19-20 m.y.) (Figura 1 y 5), lo cual implica la ocurrencia de variaciones temporales notables en el volumen de magma generado. Los perfiles P1 y P5, adquiridos a través de Carnegie son geográficamente los conjugados de P2 (a través de Cocos) y P4 (a través de Malpelo), respectivamente, de forma que la comparación de su estructura cortical permite estimar las variaciones temporales de la actividad

magmática a ambos lados de la dorsal. Estas variaciones parecerían sugerir que la actividad del punto caliente decayó sensiblemente entre ~20 m.y. (P4 y P5) y ~11 m.y. (P1), pero nuestro trabajo sobre la evolución geodinámica de la PVG muestra que las diferencias de espesor cortical son más bien producto de los cambios en la distancia relativa entre punto caliente y dorsal, habiéndose mantenido la actividad magmática relativamente uniforme en los últimos 20 m.y. (Sallarès y Charvis, 2003).

En cuanto a su estructura, la corteza muestra dos capas diferenciadas que corresponden claramente a las capas oceánicas 2 (incluyendo ésta los sedimentos) y 3. La capa 2 muestra un notable gradiente vertical de sus propiedades físicas, variando la velocidad entre 2.5-6.5 km/s y la densidad entre 1800-2800 kg/m3 en todos los perfiles. Este notable aumento de la velocidad y densidad en profundidad es característica de la capa 2 oceánica, y es debida a la disminución de la alteración y pororsidad de los sedimentos y rocas de la corteza (y, por tanto, de su contenido en agua). El espesor de la capa 2 es bastante uniforme a lo largo de todos los perfiles (3.5±0.5 km) a pesar del sobre-engrosamiento de la corteza, que excede 11-12 km en el caso de los perfiles P4 y P5 (Figura 1). Esto significa que la cantidad de extrusivos de la capa 2 es independiente de la cantidad de magma generado, lo cual implica que la corteza se edifica más bien mediante procesos de tipo plutónico. Nuestra interpretación es que el gradiente de velocidad de la capa 2 es producto del progresivo colapso y cierre de poros y fracturas debido al incremento de presión litostática en profundidad (Bratt y Purdy, 1984). Ello implica que a ~4 km bajo el fondo marino casi todas las fracturas están cerradas y por tanto la velocidad por debajo de éste nivel, que corresponde aproximadamente a la línea de isovelocidad de 6.5 km/s, refleja la composición de la corteza ígnea prístina. Esta interpretación explicaría porque el sobre-engrosamiento cortical en provincias volcánicas parece concentrarse en la capa 3 (Mutter y Mutter, 1993).

El contorno de 6.5 km/s corresponde en todos los perfiles a un cambio de primer orden en el gradiente vertical de velocidad, atribuible al límite entre las capas 2 y 3 oceánicas (Figura 4). La velocidad y densidad en la capa 3 es mucho más uniforme, oscilando entre 6.5 km/s (2800 kg/m3) en la parte superior y 7.3 km/s (3100 kg/m3) como máximo en la base. La velocidad (densidad) promedio varía entre 6.8 y 7.1 km/s (2900-3000 kg/m3). Es destacable que la velocidad más baja de la capa 3 se encuentra sistemáticamente, en todos los perfiles modelizados, en la parte más espesa de la corteza; es decir, bajo la cresta de las cordilleras. En contraste con la capa 2, su espesor es muy variable: desde ~4 km en las cuencas oceánicas hasta ~15 km en los segmentos corticales más engrosados. En la mayoría de perfiles la transición entre la cordillera y la cuenca oceánica es mucho más abrupta en la parte interna (la más próxima a la dorsal) que la parte interna. Esta transición abrupta marca la cicatriz a lo largo de la cual se separó la plataforma original originando las cordilleras actuales (Sallarès et al., 2003).

Como se ha señalado, los modelos de densidad obtenidos a partir de los de velocidad ajustan también los datos gravimétricos y batimétricos (Figuras 4 y 5). Esta modelización evidencia la gran influencia que tienen las variaciones laterales de densidad cortical, mostrando que es indispensable incluirlas en la modelización para aislar y corregir la contribución cortical. Los resultados muestran que con una densidad lateralmente uniforme en corteza (2900 kg/m3) y manto (3300 kg/m3) y la geometría correcta del Moho, hay una sobreestimación de la anomalía observada de unos 30 mGal (Figura 4a), que se podría atribuir a una anomalía de densidad en el manto. Pero como se muestra en la figura 4b, la inclusión de la distribución de densidad correcta en la corteza es suficiente para ajustar la anomalía observada. De forma similar, la modelización batimétrica con densidad cortical uniforme impone la presencia de un manto anómalamente ligero bajo la parte central de la cordillera (figura 5), mientras que si la densidad cortical es la correcta la anomalía de densidad del manto estimada es menor que el límite de incertidumbre. En resumen, el trabajo de modelización gravimétrica y batimétrica muestra que la anomalía de densidad del manto bajo las cordilleras (asociada al punto caliente) es prácticamente inapreciable.

5.2 La influencia de los parámetros de fusión

En la figura 7 se muestran los diagramas H-Vp obtenidos a partir de la modelización del proceso de fusión utilizando diversos valores de los parámetros característicos (ver Figura 6). Las líneas gruesas corresponden a diferentes valores de la tasa de ascensión en la base del manto, y las líneas finas son isotermas, calculadas para una composición

dada y una determinada combinación de a, Dz, Gd, Gw. Sobre estos diagramas se han superpuesto los valores de velocidad sísmica de la capa 3 (Vp) y el espesor cortical (H) promedio (y su incertidumbre) determinados a partir de la SGA en los distintos perfiles. Así, es posible visualizar qué temperatura potencial del manto (Tp) y tasa de ascensión (c) se requieren para explicar la estructura cortical observada.

Cabe destacar en primer lugar que la distribución H-Vp obtenida a partir de los datos sísmicos muestra una clara y sistemática anticorrelación en todos los perfiles. Esta es una observación de primer orden que debería reproducir cualquier modelo que pretenda explicar el origen de la PVG. Como destacábamos en la introducción, la presencia de una anomalía térmica en el manto (cuya expresión en superficie sería el punto caliente de Galápagos) debería dar lugar a una correlación positiva entre H y Vp (e.g., White y McKenzie, 1989), esto es, exactamente lo contrario de lo que se observa. Este hecho se refleja claramente en los diagramas H-Vp: para una tasa de ascensión determinada (tómese como ejemplo c=1 en la figura 7a), el aumento de Tp comporta sistemáticamente la edificación de una corteza progresivamente más gruesa y con velocidad sísmica más alta, mientras que el aumento de la c para una Tp determinada (por ejemplo Tp=1300ºC en la figura 7a) implica mayor espesor cortical sin apenas influencia en la velocidad sísmica. El trabajo ha consistido en determinar qué combinación de parámetros de fusión puede dar cuenta de esta anticorrelación.

Para calcular el diagrama de base que se muestra en la figura 7a se han tomado los siguientes valores de referencia: composición del manto pirolítica, con Γd=15 %/GPa (McKenzie, 1984), Γw=1 %/GPa (Hirth y Kohlstedt, 1996), Δz=50 km (Braun et al., 2000), y α=0.25, en consonancia con el incremento en factor 4-5 de la viscosidad del manto entre la base y el techo de la zona de fusión húmeda (Ito et al., 1999). Nótese que el espesor (6-8 km) y la velocidad sísmica de la capa 3 (~7.1 km/s) de la corteza oceánica normal, según la compilación de White et al. (1992), se explicarían como producto de la fusión por descompresión pasiva (c=1) de un manto normal (Tp~1300º C), en buen acuerdo con las predicciones del modelo clásico de McKenzie y Bickle (1988). Por el contrario, la estructura sísmica de la parte más engrosada requeriría una c extremadamente alta (c~30-35) y un manto "frío" (Tp~1200°C). Es realmente difícil encontrar un proceso compatible con esta observación. En la segunda prueba (figura 7b) se ha explorado la influencia de aumentar la productividad de magma en la zona húmeda, Γw=2 %/GPa. El resultado no cambia demasiado en el sentido que se necesitan Tp demasiado bajas para explicar los valores de H y Vp, si bien la c requerida es sensiblemente inferior (c~15-20). En el tercer test (figura 7c) se ha explorado la influencia de la productividad de magma en la zona seca, Γd=20 %/GPa, siendo el único efecto visible igualmente la variación de c requerida para explicar los datos (c~20-25). Variando el valor de a entre 0.2 y 1.0 y aumentando el espesor de la zona de fusión húmeda, Dz, entre 50 y 75 km, se obtienen resultados similares. La principal conclusión es que resulta complicado explicar la estructura sísmica observada en las distintas partes de la PVG por la presencia de un manto anómalamente caliente, aunque se considere el efecto de un manto hidratado y una componente activa en la tasa de ascensión. Siempre se requiere una Tp baja en el manto, lo cual es contra-intuitivo y difícil de justificar.

Una última prueba ha consistido en explorar la influencia de la composición del manto en la estructura sísmica. Desafortunadamente, existen pocos experimentos de fusión para composiciones distintas de la pirolita como para desarrollar un modelo cuantitativo que incluya la influencia de las heterogeneidades composicionales.

En nuestro estudio se ha tomado como referencia el modelo de Korenaga et al. (2002) para una fuente hipotética constituida por una mezcla con el 70% de manto pirolítico parcialmente exhausto (Kinzler, 1997) y 30% de MORB (Hofmann 1988), que se utilizó para derivar una relación entre la velocidad sísmica y los parámetros del modelo de fusión. Esta mezcla vendría a simular la presencia de un manto heterogéneo y fértil como resultado del enriquecimiento por reciclaje de corteza oceánica, una posibilidad propuesta por Korenaga et al. (2000) como origen de la provincia del Atlántico Norte. Hemos introducido esta relación en nuestro modelo, junto con una mayor Gd (20 %/GPa) y una temperatura del solidus 50ºC inferior para reflejar el enriquecimiento en hierro. El resultado (Figura 7d) muestra claramente que la estructura sísmica de los segmentos más engrosados de la corteza se puede explicar por fusión de un manto heterogéneo y fértil de temperatura normal (~1300º-1350ºC), sin necesidad de considerar c elevadas.

5.3 La naturaleza de la anomalía

De acuerdo a lo expuesto en el apartado anterior, creemos que la hipótesis más plausible para explicar las observaciones geofísicas (la estructura sísmica de la corteza), es la presencia de una anomalía composicional en el manto, probablemente producto del reciclaje de corteza oceánica subducida a lo largo de la historia geológica bajo el margen sudamericano. Esta interpretación es compatible no sólo con las observaciones geofísicas, sino también con datos geoquímicos, como se detalla en Sallarès et al. (2005).

Teniendo en cuenta que esta anomalía (i.e., el punto caliente de Galápagos) se ha mantenido aparentemente fija en el sistema de referencia de los puntos calientes durante los últimos 20 m.a., su fuente debe localizarse a niveles suficientemente profundos. En este sentido, cabe destacar que tres estudios de tomografía global utilizando ondas internas (Montelli et al., 2004), funciones receptoras (Hooft et al., 2003), y ondas superficiales (Villagómez et al., 2007) coinciden en situar una notable anomalía de baja velocidad en el manto superior bajo las islas, evidenciado la presencia de algún tipo de anomalía en la región. Sin embargo, el modelo de Montelli et al. (2004), el único de ellos con resolución suficiente a niveles más profundos, muestra claramente que la anomalía se interrumpe drásticamente en la base del manto superior, a unos 650 km de profundidad. Por tanto la fuente de la anomalía debería localizarse en esta discontinuidad y no a mayor profundidad. Esta observación está en clara discordancia con el modelo clásico de pluma térmica, que sitúa la base de las plumas/puntos calientes en la discontinuidad entre manto inferior y núcleo externo (i.e., la discontinuidad D”), situada a unos 2900 km de profundidad (e.g., Morgan, 1971). La razón es que en D” se da el mayor gradiente/contraste térmico del interior de la Tierra. Ello significa que es una región térmicamente inestable, condición necesaria para generar y alimentar las plumas. Por el contrario, la base del manto superior no presenta un gradiente térmico especialmente elevado y no es por tanto particularmente inestable, mientras que sí constituye una barrera importante para la subducción, ya que a esa profundidad la corteza oceánica tiene flotabilidad neutra (e.g., Ringwood e Irifune, 1988). Por tanto, es un reservorio en que puede detenerse temporalmente la subducción hasta segregarse y almacenarse las rocas más ligeras y fértiles de la corteza. Esta hipótesis es consistente con varios modelos de tomografía global en que se identifican claramente subducciones estancadas precisamente a esta profundidad (e.g., Zhao, 2004). Parece difícil explicar, sin embargo, cómo es posible que este denso material segregado en la base del manto superior ascienda hasta la superficie. Un mecanismo plausible es el propuesto por Korenaga (2004), quien demostró, tomando como ejemplo el caso de Islandia, que la convección sublitosférica inducida por el enfriamiento de la superficie podría ser suficientemente enérgica como para arrastrar el material denso y fértil hasta la superficie en ausencia de una pluma térmica.

Referencias

Barckhausen, U., Ranero, C. R., Von Huene, R., Cande, R., y Roeser, H. A., Tectonic boundaries in the Cocos plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models, J. Geophys. Res., 106, 19207-19220, 2001.

Bonatti, E., Not so hot “hot spots” in the oceanic mantle, Science, 250(4977), 107-111, 1990.

Bratt, S. R., y Purdy, G. M., Structure and variability of oceanic crust in the flanks of the East Pacific Rise between 11° and 13° N, J. Geophys. Res., 89(6),111-6,125, 1984.

Braun, M. G., Hirth, G., y Parmentier, E. M., The effects of deep damp melting on mantle flow and melt generation beneath mid-oceanic ridges, Earth Planet. Sci. Lett., 176, 339-356, 2000.

Canales, J. P., Ito, G., Detrick, R. S., y Sinton, J., Crustal thickness along the western Galápagos Spreading Center and compensation of the Galápagos Swell, Earth Planet. Sci. Lett., 203, 311-327, 2002.

Carlson, R. L., y Herrick, C. N., Densities and porosities in the oceanic crust and their variations with depth and age, J. Geophys. Res., 95, 9153-9170, 1990.

Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., y Stock, J., Three distinct types of hotspots in the Earth’s mantle, Earth Planet. Sci. Lett., 205, 295-308, 2003.

Cushman, B. J., Sinton, J. M., Ito, G., y Dixon, J. E., Glass compositions, plume-ridge interaction, and hydrous melting along the Galápagos Spreading Center, 90°30’W to 98°W, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 5, Q089E17, doi: 10.1029/2004GC000709, 2004.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., Stein, S., Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, Geophys. Res. Lett., 21, 2191-2194, 1994.

Duncan, R. A., y Hargreaves, R. B., Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame, Bonini, W. E., Hargraves, R. B,., y Shagam, R., Eds, The Caribbean–South American Plate Boundary and Regional Tectonics, Geol. Soc. Am., Boulder, 162, 81–94, 1984.

Dunn, R. A., Lekic, V., Detrick, R. S., y Toomey, D. R., Three-dimensional seismic structure of the Mid-Atlantic Ridge (35°N): Evidence for focused melt supply and lower crustal dike injection, J. Geophys. Res., 110, B09101, doi: 10.1029/2004JB003473, 2005.

Falloon, T., Green, D. H., y Danyushevsky, L. V., Crystallization temperatures of tholeiite parental liquids: Implications for the existence of thermally driven mantle plumes, The Origins of Melting Anomalies: Plumes, plates, and planetary processes, Gelogical Society of America Special Publication n. 430, Ed. G. Foulger y D Purdy, Scottsdale, AZ, 997 pp, 2007.

Forsyth, D. W., Crustal thickness and the average depth and degree of melting in fractional melting models of passive flow beneath mid-ocean ridges, J. Geophys. Res., 98, 16073-16079, 1993.

Foulger, G. R., y Anderson, D. L., A cool model for the Iceland hotspot, J. Volc. Geoth. Res., 141, 1-22, 2005.

Fowler, C. M. R., The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics, Ed. Cambridge University Press, ISBN 0521893070, 500 pp., 2005.

Hamilton, E. L., Sound velocity-density relations in seafloor sediments and rocks, J. Acoust. Soc. Am., 63, 366-377, 1978.

Hey, R. N., Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1404-1420, 1977.

Hirth, G., y Kohlstedt, D. L., Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere, Earth Planet. Sci. Lett., 144, 93-108, 1996.

Hobro, J., Singh, S. C., y Minshull, T. A., Three-dimensional tomographic inversion of combined reflection and refraction seismic traveltime data, Geophys. J. Int., 152, 79-93, 2003.

Hofmann, A. W., Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust, Earth Planet. Sci. Lett., 90, 297-314, 1988.

Hooft, E. E. E., Toomey, D. R., y Solomon, S.C., Anomalously thin transition zone beneath the Galápagos hotspot, Earth Planet. Sci. Lett., 216, 55-64, 2003.

Ito, G., y Lin, J., Mantle temperature anomalies along the past and paleoaxes of the Galápagos spreading center as inferred from gravity analyses, J. Geophys. Res., 100, 3733-3745, 1995.

Ito, G., Shen, Y., Hirth, G., y Wolfe, C. J., Mantle flow, melting and dehydration of the Iceland mantle plume, Earth Planet. Sci. Lett., 165, 81-96, 1999.

Kelemen, P. B., y Holbrook, W.S., Origin of thick, high-velocity igneous crust along the U.S. East Coast margin, J. Geophys. Res., 100, 10077-10094. 1995.

Kinzler, R. J., y Grove, T. L., Primary magmas of mid-ocean ridge basalts, 2, applications, J. Geophys. Res., 97, 6907-6926, 1992.

Kinzler, R. J., Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis, J. Geophys. Res., 102, 852-874, 1997.

Korenaga, J., Holbrook, W. S., Kent, G. M., Kelemen, P. B., Detrick, R. S., Larsen, H.-C., Hopper, J. R., y Dahl-Jensen, T., Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography, J. Geophys. Res., 105, 21591-21614, 2000.

Korenaga, J., Kelemen, P. B., y Holbrook, W. S., Methods for resolving the origin of large igneous provinces from crustal seismology, J. Geophys. Res., 107(B9), 2178, doi:10.1029/2001JB001030, 2002.

Korenaga, J., Mantle mixing and continental breakup magmatism, Earth Planet. Sci. Lett., 218, 463-473, 2004.

Lonsdale, P., and Klitgord, K. D., Structure y tectonic history of the eastern Panama Basin, Geol. Soc. Am. Bull., 89, 981-999, 1978.

Maclennan, J., McKenzie, D., y Gronvold, K., Plume-driven upwelling under central Iceland, Earth Pl. Sci. Lett., 194, 67-82, 2001.

McKenzie, D., The generation and compaction of partially molten rock, J. Petrol., 25, 713-765, 1984.

McKenzie, D., y Bickle, M. J., The volume y composition of melt generated by extension of the lithosphere, J. Petrol., 29, 625-679, 1988.

Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F. A., Masters, G., Engdahl, E. R., y Hung, S.-H., Finite-Frequency Tomography Reveals a Variety of Plumes in the Mantle, Science, 303(5656), 338-343, doi: 10.1126/science.1092485, 2004.

Morgan, W. J., Convection plumes in the lower mantle, Nature, 230, 42-43, 1971.

Mutter, C. Z., y Mutter, J. C., Variations in thickness of Layer 3 dominate oceanic crustal structure, Earth Planet. Sci. Lett., 117, 295-317, 1993.

O'Connor, J. M., Stoffers, P., Wijbrans, J. R., y Worthington, T. J., Migration of widespread long-lived volcanism across the Galápagos Volcanic Province: Evidence for a broad hotspot melting anomaly, Earth Pl. Sci. Lett., 263, 339-354, 2007.

Sallarès, V., Dañobeitia, J. J., y Flueh, E., Lithospheric structure of the Costarican Isthmus: Effects of subduction zone magmatism on an oceanic plateau, J. Geophys. Res., 106, 621-643, 2001.

Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E. R., y Bialas, J., Seismic structure of Cocos and Malpelo ridges and implications for hotspot-ridge interaction, J. Geophys. Res., 108, 2564, doi: 10.1029/2003JB002431, 2003.

Sallarès, V., y Charvis, P., Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galápagos volcanic province, Earth Planet. Sci. Lett., 214(3-4), 545-559, 2003.

Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E. R., y Bialas, J., the SALIERI Scientific Party, Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galápagos hotspot: Geophys. J. Int., 161(3), doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02592.x, 763-788, 2005.

Sallarès, V., y Ranero, C. R., Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile (23º30'S), J. Geophys. Res., 110, B06101, doi:10.1029/2004JB003418, 2005.

Sallarès, V., y Calahorrano, A., Geophysical characterization of mantle melting anomalies: A crustal view, In: The Origins of Melting Anomalies: Plumes, Plates, y Planetary Processes, Gelogical Society of America Special Publication , 430, 507-524, Eds. G.,Foulger y D Purdy, Scottsdale, AZ, 997 pp., 2007.

Sandwell, D. T., y Smith, W. H. F., Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry, J. Geophys. Res., 102, 10039-10054, 1997.

Schilling, J.-G., Zajac, M., Evans, R., Johnson, T., White, W., Devine, J. C., y Kingsley, R., Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic ridge from 29°N to 73°N: American Journal of Science, 283, 510-586, 1983.

Sobolev, A., Hofmann, A. W., y Nikogosian, I. K., Recycled oceanic crust observed in "ghost plagioclase" within the source of the Mauna Loa lavas, Nature, 404, 986-990, 2000.

Takahashi, E., Shimazaki, T., Suzaki, S., y Yoshida, H., Melting study of a peridotite KLB-1 to 6.5 GPa, and the origin of basaltic magmas, Phil. Trans. R. Soc. Lond., 342, 103-120, 1993.

Tarantola, A., Inverse problem theory: Methods for data fitting and model parameter estimation, 613 pp., Elsevier Science Ltd, 1987.

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y Mora, H. P., Wide plate margin deformation, southern Central America y northwestern South America, CASA GPS observations, J. South Amer. Sci., 15, 157-171, 2002.

Villagómez, D. R., Toomey, D. R., Hooft, E. E. E., y Solomon, S. C., Upper mantle structure beneath the Galápagos Archipelago from surface wave tomography, J. Geophys. Res., 112, B07303, doi: 10.1029/2006JB004672, 2007.

Werner, R., Hoernle, K., Van Den Bogaard, P., Ranero, C. R., Von Huene, R., y Korich, D., A drowned 14-m.y.-old Galápagos archipelago off the coast of Costa Rica: Implications or tectonic and evolutionary models, Geology, 27, 499-502, 1999.

White, R. S., y McKenzie, D., Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. J. Geophys. Res., 94, 7685-7794, 1989.

White, R. S., McKenzie, D., y O'Nions, R. K., Oceanic crustal thickness from seismic measurements and Rare Earth Element inversions, J. Geophys. Res., 97, 19683-19715, 1992.

Wilson, J. T., A possible origin of the Hawaiian Islands, Canadian Journal of Physics, 41, 863-870, 1963.

Wilson, D. S., y Hey, R. N., History of rift propagation y magnetization intensity for the Cocos-Nazca spreading center, J. Geophys. Res., 100, 10041-10056, 1995.

Zelt, C. A., y Smith, R. B., Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure, Geophys. J. Int., 108(1), 16–34, 1992.

Zelt, C. A., y Barton, P. J., 3D seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin; J. Geophys. Res., 103, 7187-7210, 1998.

Zhao, D., Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes, Earth Planet. Sci. Lett., 192, 251-265, 2001.

Zhao, D., Global tomographic images of subducting slabs and mantle plumes: insight into deep Earth dynamics, Phys. Earth Planet. Inter., 146, 3-34, 2004.

Caracterización geoquímica de las rocas basálticas de la Cordillera de Carnegie y su relación con las rocas de la Placa Nazca e Islas Galápagos

Silvana Hidalgo[1], Pablo Samaniego[2]

[1]Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ap. 17-01-2759, Quito, Ecuador

[2]Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ap. 17-01-2759, Quito, Ecuador
Laboratoire Magmas et Volcans, OPGC-Université Blaise Pascal, CNRS, IRD, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

Resumen.

La compilación de los datos geoquímicos (elementos mayores, traza e isótopos) existentes en la literatura internacional de las rocas de la Cordillera de Carnegie, la Placa Nazca y las Islas Galápagos permite definir las afinidades geoquímicas de estas tres grandes unidades geológicas. Las lavas de la Cordillera de Carnegie son mayoritariamente basaltos de tipo E-MORB (enriquecidos), mientras que las muestras de la Placa Nazca son basaltos de tipo N-MORB (normales o empobrecidos) y las rocas de las Islas Galápagos muestran una gama de variación amplia entre basaltos empobrecidos y basaltos de Islas Oceánicas (OIB). Los contenidos de elementos traza de las rocas de la Cordillera de Carnegie muestran globalmente valores intermedios con respecto a las muestras de la Placa Nazca adyacente y de las Islas Galápagos. Sin embargo, las razones entre elementos traza y las razones isotópicas permiten establecer tendencias evolutivas similares entre las muestras de la Cordillera de Carnegie y las Islas Galápagos. En base a estos datos, se puede establecer que las rocas de la Placa Nazca que se formaron en la Dorsal Cocos-Nazca tienen su origen en el manto superior empobrecido en elementos incompatibles, mientras que las muestras de la Cordillera de Carnegie y las Islas Galápagos requieren la intervención de una fuente mantélica enriquecida en elementos incompatibles y más profunda, acorde con un origen en el Punto Caliente de Galápagos. Estos datos muestran que las rocas de la Cordillera de Carnegie y de las Islas Galápagos comparten un origen común, el cual está relacionado con la interacción de la Dorsal Cocos-Nazca con el Punto Caliente de Galápagos.

Abstract.

Major, trace elements and isotopic ratios available from the international literature for samples from the Carnegie Ridge, Nazca Plate, and the Galapagos Islands allow us to constrain the geochemical affinities for these geological units. Carnegie Ridge lavas show mostly E-MORB (Enriched-Mid Ocean Ridge Basalt) compositions, whereas Nazca Plate samples are N-MORB (Normal-Mid Ocean Ridge Basalt), and Galapagos Islands samples show a wide variation from N-MORB to OIB (Oceanic Island Basalt) compositions. Trace element compositions for Carnegie Ridge basalts are intermediate between samples from Nazca Plate and the Galapagos Island. However, trace element and isotopic ratios show similar patterns for samples of the Carnegie Ridge and Galapagos Islands. Based on these data, Nazca Plate basalts issued at the Cocos-Nazca Spreading Center come from a depleted source located in the upper mantle, whereas the petrogenesis of Carnegie Ridge and Galapagos Islands magmas need an enriched and deeper source associated with the Galapagos Hotspot. Based on these geochemical characteristics, we can suggest a common origin for Galapagos Islands and Carnegie Ridge lavas. This common origin is due to the interaction between the Cocos-Nazca Spreading Center and the Galapagos Hotspot through time.

1. Introducción

Al observar la morfología del fondo de los oceános, se pueden distinguir tres dominios diferentes, los cuales están intimamente ligados a las diferentes modalidades del magmatismo que allí ocurren: las cordilleras oceánicas o dorsales meso-oceánicas, las islas oceánicas, y las cordilleras submarinas o mesetas oceánicas. Las ***dorsales*** son los centros de apertura donde se crea corteza oceánica a través de una actividad magmática y volcánica permanente (Hess, 1989; Wilson, 1989) y constituyen un sistema de cordilleras submarinas que globalmente alcanza más de 65000 km de longitud y elevaciones entre 1000 y 3000 m sobre el fondo oceánico contiguo. Estas cordilleras submarinas constituyen por tanto límites de placas tectónicas. En el interior de las placas aparecen alineaciones de islas oceánicas y cadenas de montañas submarinas. Las ***islas oceánicas*** constituyen elevaciones morfológicas edificadas sobre la corteza oceánica, cuya ubicación en el interior de las placas se asocia con la presencia de anomalías térmicas en el manto (denominadas puntos calientes). Debido a que un punto caliente se mantiene fijo respecto al movimiento de las placas litosféricas, las islas oceánicas construidas sobre la corteza oceánica forman alineaciones de montañas resultado del desplazamiento de la litosférica oceánica sobre el punto caliente. Si la tasa de efusión es muy elevada se forman las estructuras submarinas conocidas como ***mesetas oceánicas*** (Wilson, 1963, Wilson, 1989), las cuales se caracterizan por una importante acumulación de rocas volcánicas, que se eleva varios cientos de metros a kilómetros sobre el fondo oceánico adyacente.

Considerado en conjunto, el magmatismo en ambientes oceánicos es de composición esencialmente basáltica y resulta de la fusión parcial del manto, inducida por su ascenso y descompresión (Klein y Langmuir, 1987; Kinzler y Grove, 1992a,b). Actualmente existe un consenso científico de que las rocas basálticas de la Provincia Volcánica de las Islas Galápagos comparten un origen y una historia geodinámica común (Harpp y White, 2001; Hoernle et al., 2007). Esta provincia incluye las cordilleras submarinas de Carnegie, Cocos, Malpelo, Colón y Coiba. Los límites latitudinales de la provincia están entre 9°N y 3°S y los longitudinales entre 95°W y 81°W. Todas estas cordilleras submarinas son el producto de la interacción ininterrumpida entre el punto caliente de Galápagos y la dorsal Cocos-Nazca, desde la ruptura de la Placa Farrallón hace aproximadamente 23 Ma (Schilling et al., 2003; Sinton et al., 2003; Werner et al., 2003; Christie et al., 2005). En este contexto, la Cordillera de Carnegie y las Islas Galápagos constituyen la traza de la actividad del Punto Caliente de Galápagos sobre la Placa Nazca durante los últimos 25 Ma (para una revisión detallada, remitirse a Sallares et al., 2009).

El objetivo de este artículo es el de presentar una visión global del conocimiento científico sobre el origen de las rocas basálticas de la Provincia Volcánica de Galápagos, basándose en una recopilación exhaustiva de los datos geoquímicos obtenidos en la Placa Nazca, las Islas Galápagos y la Cordillera de Carnegie. Sobre la base de las interpretaciones dadas por los diferentes autores, en este artículo se ha realizado un análisis de los datos composicionales de elementos mayores, trazas e isótopos, con el fin de caracterizar geoquímicamente cada unidad. Como resultado se propone un origen para cada una de las unidades de la Provincia Volcánica de Galápagos y se establecen relaciones genéticas entre los basaltos de la Cordillera de Carnegie y los de las Islas Galápagos.

2. Parámetros geoquímicos

La caracterización geoquímica de las rocas máficas se basa en la composición en elementos mayores, trazas e isótopos, parámetros que permiten entender los procesos de origen y de diferenciación de los magmas. Dado que los procesos de génesis de los magmas son propios de cada contexto geodinámico (dorsales, puntos calientes, etc.), la geoquímica constituye una herramienta muy valiosa para discriminar el ambiente geodinámico en que se han generado las rocas ígneas de las cuencas oceánicas. A continuación se describen brevemente los principales parámetros geoquímicos en los que se basa este análisis.

2.1 Elementos mayores

Los elementos mayores son aquellos cuyo contenido en la roca es superior al 0.1 %, y generalmente se expresan como óxidos (SiO_2, Al_2O_3, MgO, TiO_2, FeO, etc). Estos elementos entran en la estructura cristalina de los minerales, por lo que permiten asociar la composición química de los magmas con la de los minerales que en estos

cristalizan. Para entender su comportamiento se representan en los denominados Diagramas de Harker, que relacionan el porcentaje en peso (%) de un óxido con respecto al porcentaje en peso del sílice (SiO2), el cual da cuenta de la diferenciación magmática. En una serie de rocas que comparten un origen común, los óxidos presentan correlaciones positivas o negativas bien definidas, que indican que los magmas han experimentado los mismos procesos petrogenéticos, tales como cristalización fraccionada, fusión parcial, mezcla de magmas o contaminación cortical.

2.2 Elementos traza

Los elementos traza son aquellos cuyo contenido en una roca es menor al 0.1 %. Dada su baja concentración, y al hecho de que no son constituyentes principales de los minerales, su comportamiento se estudia en base a la determinación de la afinidad que cada elemento tiene respecto a un mineral específico. Para ello se definen los denominados coeficientes de partición, que relacionan la concentración de un elemento en la fase líquida con la concentración en la fase sólida. Así, los elementos se clasifican en compatibles o incompatibles dependiendo de su fase preferencial. Los elementos que se concentran en la fase sólida (minerales) se consideran compatibles, mientras que aquellos que se concentran en la fase líquida (magma) se consideran incompatibles. Globalmente, se puede considerar que los elementos de gran radio iónico (LILE = Large Ion Lithophile Elements; K, Rb, Sr, Ba, U, Pb, Cs, Th), los elementos con alta carga (HFSE = High Field Strenght Elements; Zr, Hf, Ti, Nb, Ta), y los elementos denominados tierras raras (REE = Rare Earth Elements), presentan generalmente un comportamiento incompatible. La incompatibilidad de las REE se reduce con el incremento del radio atómico. En consecuencia, las tierras raras ligeras (LREE, La, Ce, Pr, Nd, Pm) son más incompatibles que las tierras raras medianas (MREE; Sm, Eu, Gd, Tb, Dy), y éstas a su vez que las tierras raras pesadas (HREE; Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Por su parte, los metales de transición (Cr, Cu, Ni, V, Sc) se consideran elementos compatibles. Como consecuencia de este comportamiento geoquímico, los LILE, HFSE, y REE son extremadamente sensibles a los procesos petrogenéticos de génesis de los magmas, mientras que los elementos compatibles son útiles para entender los procesos de cristalización fraccionada.

2.3 Relaciones isotópicas

Dos átomos de un mismo elemento se consideran isótopos cuando teniendo el mismo número atómico, es decir, el mismo número de protones en su núcleo, poseen distinto número másico, es decir, distinto número de neutrones en el núcleo. Las relaciones (o proporciones) isotópicas de un elemento son fundamentales para la definición de las fuentes de los magmas y la comprensión de los procesos de mezcla y contaminación, debido a que estas relaciones no cambian durante los procesos de fusión parcial o cristalización fraccionada. Cuando las muestras son demasiado antiguas, es necesario realizar una corrección de edad que permita comparar la composición isotópica inicial entre las rocas. Con el paso del tiempo, los geoquímicos utilizan una gama cada vez más importante de razones isotópicas como marcadores de los procesos petrogenéticos, sin embargo las razones isotópicas más utilizadas son las de Sr, Nd y Pb (87Sr/86Sr, 143Nd/144Nd, 208Pb/204Pb, 207Pb/204Pb, 206Pb/204Pb).

3. Características geoquímicas de los diferentes ambientes magmáticos oceánicos

3.1 Dorsales

Los magmas generados en las dorsales meso-oceánicas, denominados generalmente MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts), son principalmente basaltos toleíticos, aunque también pueden aparecer subordinadamente términos diferenciados más silíceos (Wilson, 1989; Sinton y Detrick, 1992; Batiza y Niu, 1992). Los bajos contenidos en MgO de algunos MORB es un indicador que se trata de magmas diferenciados. De hecho, los procesos de fraccionación en sistema abierto son muy activos en las cámaras magmáticas que se encuentran bajo los ejes de las dorsales (Klein y Langmuir, 1987; Sinton y Detrick, 1992). En términos de los elementos mayores, resulta muy difícil discriminar los MORB de los basaltos de otros ambientes, como las islas oceánicas. Debido a esto, los elementos en trazas y las razones isotópicas son esenciales para la caracterización de los magmas de cada ambiente geodinámico.

En base a la geoquímica se puede distinguir dos tipos de MORB. Los normales o emprobrecidos (N-MORB) se caracterizan por presentar bajas concentraciones en la mayoría

de elementos incompatibles (Wilson, 1989; Hofmann, 1988; White, 1997), tales como los LILE, LREE y HFSE. La composición isotópica de Sr-Nd-Pb de los N-MORB es bastante homogénea, excepto cuando han experimentado una alteración hidrotermal de fondo oceánico, la cual puede elevar la relación 87Sr/86Sr (Teagle y Alt, 2004). Estas características geoquímicas indican que la fuente de los N-MORB es el manto superior empobrecido e isotópicamente homogéneo (Hofmann, 1988). Por su parte, los basaltos enriquecidos (E-MORB) se caracterizan por una mayor concentración de elementos incompatibles, con respecto a los N-MORB (Wilson, 1989; White, 1997). En diagramas de tierras raras normalizados respecto a la condrita, los E-MORB presentan típicamente espectros planos (Fig. 1a), relacionados con un variable enriquecimiento de las LREE respecto a las MREE y HREE. Al igual que para los elementos incompatibles, las relaciones isotópicas Sr-Nd de los E-MORB, presentan valores intermedios entre los N-MORB y los basaltos de islas oceánicas (OIB = Oceanic Island Basalt). Estas características intermedias entre N-MORB y OIB han sido atribuidas a la interacción entre una pluma mantélica y una dorsal meso-oceánica. Así, los E-MORB pueden incorporar una fuente mantélica más profunda, enriquecida e isotópicamente heterogénea, probablemente similar a la de los OIB (Wilson, 1989; White, 1997).

3.2 Islas y mesetas oceánicas

Los magmas de este contexto geodinámico presentan un rango composicional más amplio que en las dorsales (Fig. 1b). Los basaltos de islas oceánicas (OIB) se agrupan en dos series magmáticas distintas, que varían desde basaltos toleíticos (OIT = Oceanic Island Tholeiite) hasta composiciones alcalinas (OIA = Oceanic Island Alkaline). La diferenciación magmática puede ser muy importante en este contexto geodinámico, pudiendo encontrar en función del contenido en SiO_2 desde basaltos hasta traquitas y riolitas muy diferenciadas, como en el Volcán Alcedo en las Islas Galápagos (Geist et al., 1995). Comparados con los MORB, los OIB están enriquecidos en TiO_2 y K_2O, y empobrecidos en Al_2O_3. Los OIB están además enriquecidos en LILE, HFSE y LREE, presentando típicamente patrones de REE muy fraccionados (Fig. 1a). Globalmente, la composición isotópica de los OIB es más radiogénica en Sr y Nd, con mayores valores de la relación 87Sr/86Sr y menores de la relación 143Nd/144Nd. Las relaciones isotópicas de Pb también son más altas que para los MORB, especialmente las razones 207Pb/204Pb y 206Pb/204Pb.

La composición isotópica de Sr-Nd-Pb de los OIB indica una fuente mantélica heterogénea. En efecto gracias a estudios geoquímicos efectuados en rocas de diferentes puntos calientes, se han identificado cuatro polos o miembros finales de composiciones diferentes (Zindler y Hart, 1986; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005). La mayor parte de los datos isotópicos de los OIB se ubican dentro de un tetraedro definido por los siguientes polos (Fig. 1b): (1) un manto empobrecido (DM = Depleted Mantle); (2) un manto enriquecido I (EMI = Enriched Mantle I); (3) un manto enriquecido II (EMII = Enriched Mantle II); y (4) un componente HIMU (acrónimo de HIgh-m), típico de los basaltos con relaciones 206Pb/204Pb elevadas. En este diagrama tridimensional, la mayor parte de los OIB forman campos isotópicos elongados, algunos de los cuales parecen apuntar a un quinto componente hacia la base del tetraedro (arista DM-HIMU). Este quinto componente ha sido definido como FOZO (FOcal ZOne) por Hart et al. (1992), quienes sugieren que este componente corresponde a la composición isotópica del manto inferior y que las plumas mantélicas que se elevan desde el límite manto-núcleo incorporan el material del manto inferior al atravesarlo. Farley et al. (1992) proponen un concepto similar definiendo un componente adicional llamado “PHEM”, mientras que Hanan y Graham (1996) denominan “C” a este componente que representa teóricamente la composición del manto inferior.

El componente DM corresponde al manto superior empobrecido por la extracción frecuente de magmas en las dorsales, y que constituye la fuente de los MORB (Hofmman, 1988). Al contrario, los polos EMI y EMII representan dos miembros finales enriquecidos, relacionados a la incorporación, gracias al proceso de subducción, de sedimentos pelágicos (EMI) y de sedimentos detríticos derivados de la corteza continental (EMII). Finalmente, existe un fuerte debate en relación al origen del componente enriquecido HIMU, que puede ser consecuencia de la incorporación al manto de la litósfera oceánica vía subducción (Hofmann y White, 1982), o de litósfera subcontinental vía procesos de delaminación (McKenzie y O’Nions, 1983).

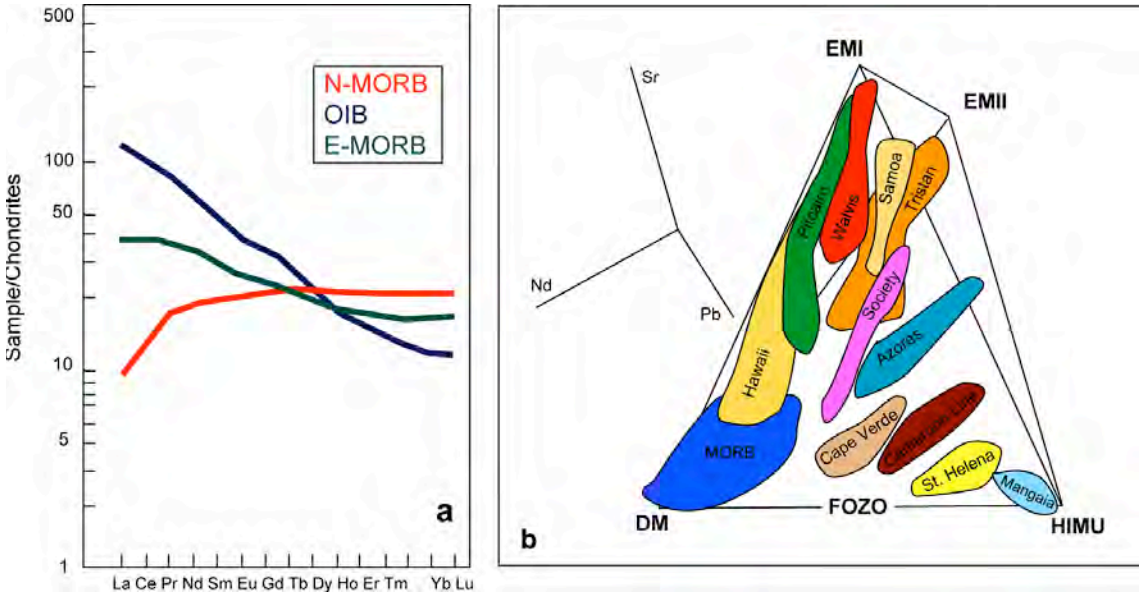


Figura 1. (a) Diagrama de REE normalizado respecto a la condrita, en el que se muestran las composiciones promedio para los N-MORB, E-MORB y OIB (Sun y McDonough, 1989). (b) Tetraedro de componentes mantélicos de los OIB (modificado de White, 1997).

4. Estudios geoquímicos sobre la Provincia Volcánica de Galápagos

4.1 La Placa Nazca (PN)

La corteza oceánica de la Placa Nazca se generó en la Dorsal Cocos-Nazca (DCN). La interacción del punto caliente de Galápagos con la dorsal es responsable de la amplia variedad de composiciones que se dan a lo largo de la DCN, las cuales varian principalmente entre N-MORB y E-MORB (Cushman et al., 2004; Christie et al., 2005). En base a la relación K/Ti, las lavas de la parte oriental de la DCN han sido clasificadas generalmente como N-MORB (K/Ti < 0.09), aunque también existen subordinadamente composiciones de tipo E-MORB (K/Ti >0.15), e incluso términos transicionales (T-MORB, 0.09 < K/Ti < 0.15; Cushman et al., 2004; Christie et al., 2005). Las composiciones de tipo E-MORB son las más cercanas al punto caliente de Galápagos, mientras que los T-MORB se encuentran a distancias intermedias y las lavas más lejanas al punto caliente son N-MORB. Esta gradación composicional ha sido interpretada como un incremento de la heterogeneidad de la fuente, consecuencia de la progresiva mayor contribución térmica y composicional desde el punto caliente hacia la dorsal (Schilling et al., 1982, 2003; Verma y Schilling, 1982; Verma et al., 1983; Ito y Lin, 1995; Schilling, 1991; Canales et al., 1997).

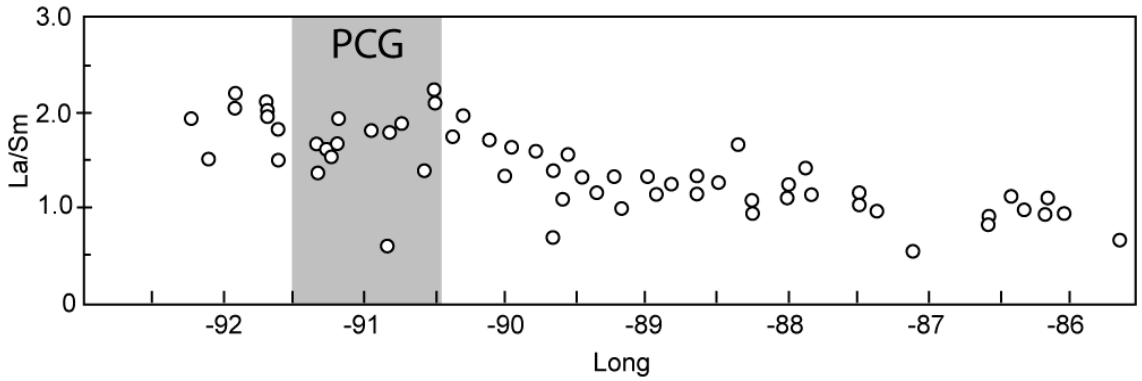


Figura 2. Variación de la relación La/Sm en función de la latitud para las muestras de la dorsal Cocos-Nazca (modificado de Christie et al., 2005). PCG = Punto Caliente de Galápagos.

En términos de su evolución composicional, las lavas de la parte oriental de la DCN son predominantemente ferrobasaltos (FeO > 12 %) y basaltos ferrotitanados (FeO > 12 % y TiO2 > 2 %), los cuales probablemente representen términos diferenciados, producidos por procesos de cristalización fraccionada (Perfit y Fornari, 1983). En los diagramas de REE normalizados respecto a la condrita (Sun y McDonough, 1989), la mayor parte de las muestras exhiben un espectro empobrecido típico de N-MORB, aunque también se observan espectros planos y medianamente fraccionados, típicos de E-MORB, particularmente en las muestras cercanas al punto caliente (Christie et al., 2005). El mayor enriquecimiento de los magmas queda también visualizado por las relaciones LREE/HREE y LREE/MREE (i.e. La/Sm, Fig. 2), las cuales son más elevadas conforme disminuye la distancia a la pluma (Christie et al., 2005).

Isotópicamente, los basaltos y los términos más evolucionados de la DCN presentan relaciones de Sr y Pb relativamente bajas, y valores altos de la relación isotópica de Nd. Los valores de estas relaciones, próximas al polo DM, sugieren que la fuente de estos magmas fue el manto superior empobrecido.

4.2 Las Islas Galápagos (IG)

En base a estudios geoquímicos regionales, varios autores han demostrado que las lavas de las Islas Galápagos muestran un amplio rango de composiciones, desde enriquecidas y radiogénicas de tipo OIB, hasta composiciones empobrecidas y poco radiogénicas de tipo MORB (Geist et al., 1988; White et al., 1993; Geist et al., 1998; Harpp y White, 2001; Blichert-Toft y White, 2001). Además, estos autores señalan que las composiciones enriquecidas ocurren en los sectores oeste y sur del archipiélago (e.g.. Isla Floreana, Geist et al., 1988; White et al., 1993), mientras que en la parte Centro y Norte las composiciones son casi indistinguibles de las rocas de una dorsal (e.g., Isla Genovesa, Harpp et al., 2003). Las variaciones espacial en forma de herradura de la composición química de los magmas (Fig. 3), ha sido atribuida a una anomalía térmica heterogénea, producida por la interacción entre una pluma mantélica ascendente y el manto circundante. Geist el al. (1988) atribuyen esta distribución composicional a la incorporación de la astenósfera hacia el centro de la pluma ascendente. En efecto, los experimentos de Richards y Griffiths (1989), demuestran que una incorporación pasiva de manto empobrecido puede darse si la pluma está sujeta a fuerzas de cizalla causadas por el movimiento de la placa sobreyacente. Como consecuencia de este proceso, se incorpora manto empobrecido en la parte central de la pluma, la cual queda rodeada por material enriquecido hacia los bordes.

Las variaciones en elementos traza y de las relaciones isotópicas observadas en las IG puede explicarse por la incorporación de cuatro fuentes mantélicas diferentes (White et al., 1993; Harpp y White, 2001; Blichert-Toft y White, 2001): (1) una fuente mantélica relativamente enriquecida tipo pluma (PLUME); (2) una fuente empobrecida correspondiente al manto superior (DUM); (3) una fuente enriquecida en incompatibles, posiblemente de origen metasomático, cuya relación con la pluma es incierta y que está representada por las lavas de la Isla Floreana (FLO); y (4) un componente que se caracteriza por sus elevadas razones isotópicas de Pb (WD), típico de las lavas de las islas Wolf y Darwin. Tres de estos componentes pueden ser intrínsecos a la pluma (PLUME, FLO, WD), mientras que el cuarto corresponde a una fuente más empobrecida de tipo N-MORB (Harpp y White, 2001).

Al igual que en la mayoría de los datos de OIB, tres de los miembros finales para las Islas Galápagos (DUM, PLUME y WD) están contenidos dentro del plano DM-HIMU-EMI del tetraedro antes mencionado (Hart et al., 1992) (Fig. 4). El polo DUM se encuentra cerca de la esquina del polo del manto empobrecido (DM). Ninguno de los otros polos definidos por Harpp y White (2001) corresponden con los reservorios mantélicos definidos por Zindler y Hart (1986). El polo PLUME se encuentra en la cara DM-HIMU-EMI y WD está cerca de la junta DM-HIMU. El polo enriquecido FLO está en el tetraedro apuntando hacia HIMU, en el borde HIMU--EMI.

4.3 La Cordillera de Carnegie (CC)

Entre los estudios que tratan sobre esta cordillera submarina destaca el de Harpp y White (2001), en el que se estudian muestras dragadas en los montes submarinos de la plataforma de Galápagos, situados en la parte occidental de la cordillera, y el trabajo de Harpp et al. (2005)

localizado en la parte oriental de la misma. Al igual que para las muestras de las Islas Galápagos, los basaltos de la parte occidental de la CC muestran un patrón de variación de elementos traza y de relaciones isotópicas en forma de herradura abierta hacia el Este. Estos resultados confirman que la diversidad geoquímica en las Islas Galápagos y la Cordillera de Carnegie necesitan de la intervención de los cuatro polos composicionales previamente mencionados (PLUME, FLO, WD y DUM). Sin embargo, el componente PLUME parece ser el dominante y corresponde globalmente con el componente "C" , es decir con una composición teórica del manto inferior, de los reservorios mantélicos identificados por Hanan y Graham (1996).

Las lavas muestreadas en la parte oriental de la CC son principalmente basaltos toleíticos con composiciones entre N-MORB y OIB. Pese a que las lavas siguen una tendencia de diferenciación coherente (Figs. 6,7,8), la heterogeneidad de las relaciones isotópicas excluye una relación simple por procesos de cristalización fraccionada o de fusión parcial a partir de una fuente única.

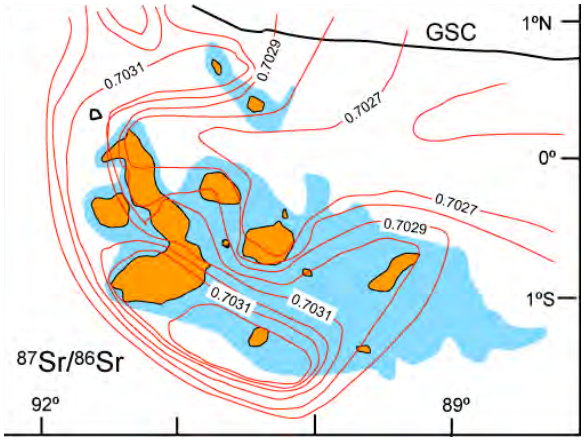


Figura 3. Patrón de variación geográfica de la relación isotópica de Sr en las Islas Galápagos (modificado de Harpp y White, 2001).

Las lavas más empobrecidas, que representan corteza oceánica normal aparecen en los flancos de la CC; mientras que las lavas más enriquecidas, similares a las observadas en las Islas Galápagos han sido muestreadas en la cresta de la cordillera. Adicionalmente, Harpp et al. (2005) han puesto en evidencia un aumento en la concentración de elementos incompatibles y en el carácter radiogénico de las rocas hacia el Este de la cordillera.

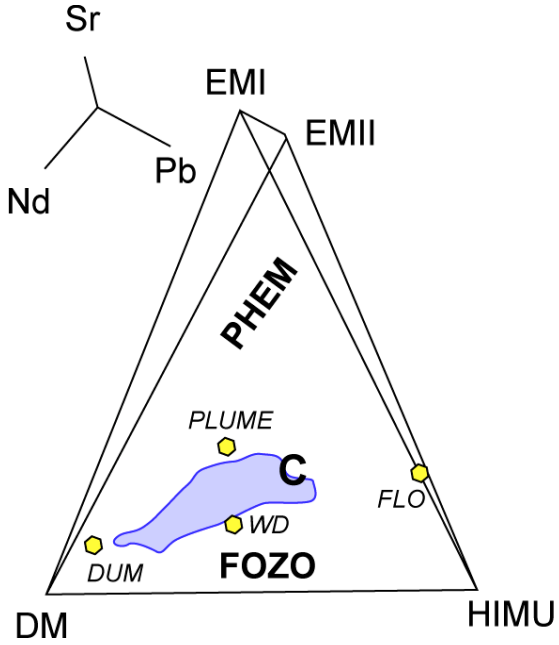


Figura 4. Reservorios mantélicos en el tetraedro de $^{87}Sr/^{86}Sr$, εNd, y $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Hart et al., 1992). Los hexágonos amarillos representan los miembros finales definidos para las Islas Galápagos por Harpp y White (2001). El campo azul representa el rango composicional de los basaltos de las IG. PHEM, C y FOZO representan las composiciones hipotéticas del manto inferior (Farley et al., 1992; Hanan y Graham, 1996; Hart et al., 1992). Modificado de Harpp y White (2001).

5. Datos geoquímicos

Los trabajos publicados sobre esta región en los últimos años, así como los datos del ODP (Ocean Drilling Project), del DSDP (Deep Sea Drilling Project) y de otras expediciones científicas, han permitido recopilar una base de datos que incluye 1922 muestras con análisis de elementos mayores y/o trazas y/o relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb. La localización de los puntos de muestreo se muestra en la Figura 5. Para este estudio se han tomado en cuenta tanto los datos de análisis de roca total como de la matriz vítrea de las rocas.

5.1 La Placa Nazca (PN)

Los datos para la Placa Nazca se han obtenido de la base de datos en línea del ODP (http://www.deepseadrilling.org/), que incluye análisis de rocas situadas al norte de la Cordillera de Carnegie (Fig. 5). Los dragados se han efectuado principalmente en el segmento oriental del eje de la Dorsal Cocos-Nazca, en la parte central de la cuenca formada entre las

Cordilleras de Carnegie y de Cocos. Algunas muestras han sido tomadas en uno de los sectores más antiguos de la placa, frente a la costa Norte del Ecuador (IRD, datos inéditos; AMADEUS Cruise). Las muestras han sido recolectadas durante varias expediciones ODP (Legs 54, 68, 69, 70, 83, 111, 137, 140 y 148) y los cruceros científicos DESTEIGUER41, COCOTOW, PLEIADES, AMADEUS, SONNE CRUISE SO 158, GEOMETEP 1 y 3, y el muestreo ALVIN. La mayor parte de las muestras han sido analizadas para elementos mayores, algunas para elementos en trazas y pocas para relaciones isotópicas. En base a su homogeneidad y coherencia, un total de 1548 análisis fueron seleccionados para el presente trabajo, correspondiendo a 987 análisis de roca total y 561 de vidrios.

5.2 Las Islas Galápagos (IG)

Los datos para las Islas Galápagos proceden de cuatro fuentes diferentes. La primera es el trabajo de White et al. (1993), que presenta una base de datos bastante completa incluyendo elementos mayores, trazas e isótopos de Sr, Nd y Pb, para una gran parte de las islas (Darwin, Española, Fernandina, Isabela, Marchena, Pinta, Pinzón, Rábida, San Cristóbal, Santa Cruz, Santa Fe, Santiago, Genovesa y Wolf). Los otros trabajos son los de Harpp et al. (2003); Geist et al. (2002); Geist et al. (2006), que presentan bases de datos completas respectivamente para Genovesa, el volcán Ecuador y Fernandina. White et al. (1993); Geist et al. (2002, 2006) han publicado 91 análisis de roca total mientras que Harpp et al. (2003) presenta 16 analisis de vidrios.

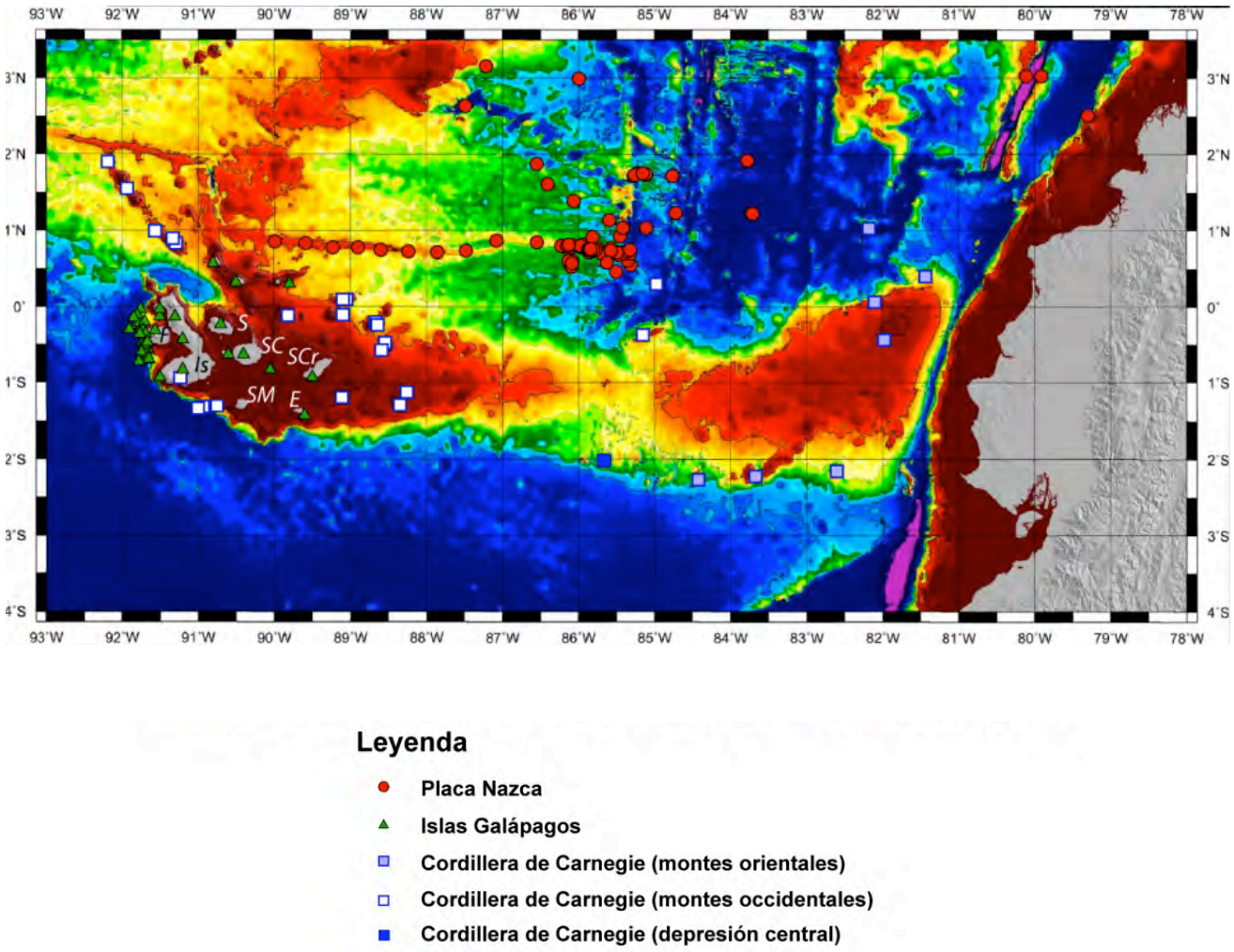


Figura 5. Distribución geográfica de las muestras estudiadas. F= Fernandina, Is= Isabela, SC= Santa Cruz, S= Santiago, SM= Santa María, E= Española, SCr= San Cristobal.

5.3 La Cordillera de Carnegie (CC)

Los datos para la Cordillera de Carnegie han sido recopilados a partir de tres fuentes diferentes (Christie, 2004; Harpp y White, 2001; Harpp et al., 2005), que incluyen análisis de elementos mayores, trazas e isótopos de Sr, Nd y Pb para las muestras recuperadas en el Crucero PLUME-02. Un total de 266 análisis están incluidos en la base de datos, 256 de los cuales corresponden a análisis de vidrio (GL) y 10 a roca total (WR). Las muestras incluidas en esta sección provienen de la plataforma Este y Oeste de las Islas Galápagos, de los montes submarinos ubicados en el lineamiento Wolf-Darwin y algunas muestras tomadas en el segmento oriental, el más antiguo de la CC, a pocos kilómetros de la línea de costa Fig. 5). Todas las muestras de la CC han sido consideradas como un único grupo, independientemente de su localización geográfica, ya que todas ellas presentan características geoquímicas muy similares.

6. Características geoquímicas

6.1 Elementos mayores

La Figura 6 muestra un conjunto de diagramas de Harker usando el MgO como un indicador de los procesos de diferenciación (cristalización fraccionada, asimilación, mezcla de magmas). Es importante resaltar que no se observan diferencias entre los análisis de vidrio y los de roca total. Esto se debe a que las lavas basálticas son generalmente pobres en fenocristales y, en consecuencia, constituyen la composición de un fundido con mínimos efectos de la acumulación cristalina. Por esta razón, en el análisis subsecuente se ha considerado los análisis de roca total y de vidrio conjuntamente.

Para las muestras de la Placa Nazca se observa una clara correlación positiva entre el MgO y los oxidos de Al_2O_3 y CaO, es decir, el contenido de ambos óxidos disminuye durante la diferenciación magmática, reflejada por la disminución progresiva del contenido en MgO. Al contrario, se observa una correlación negativa para el SiO_2, K_2O y Na_2O, que se acentúa en los términos más evolucionados (MgO < 5%), como consecuencia de los procesos de diferenciación.

Para el TiO_2, la línea de evolución muestra una clara inflexión para un contenido de 4,5% en MgO, a partir del cual desciende mostrando una correlación negativa. En conjunto, las muestras de la Placa Nazca definen una línea continua desde composiciones basálticas (46-48% SiO_2, 11-12% MgO) hasta las más diferenciadas de composición riodacítica (65% SiO_2, 1-2% MgO). No obstante, como es común para las lavas oceánicas, la mayor parte de las muestras corresponden a basaltos (46-52% SiO_2, 6-10% MgO).

Por el contrario, las muestras de las Islas Galápagos, muestran una línea evolutiva más difusa desde contenidos más restringidos en SiO_2 de 48% y MgO de 14% hasta las muestras más diferenciadas con 50-52% en SiO_2 y 5-6% en MgO. Para un contenido de MgO similar, las muestras de las IG muestran mayores contenidos de K_2O, Na_2O, y TiO_2 que las muestras de la PN. No se observan correlaciones muy marcadas entre los elementos mayores para las muestras de las IG, probablemente debido a que estamos considerando rocas de diferentes islas, correspondientes a sistemas magmáticos diferentes. Cabe notar sin embargo, que las muestra de las IG muestran valores comparativamente más altos en TiO_2 que las rocas de la PN.

Las muestras de la Cordillera de Carnegie también están restringidas a composiciones de basaltos y definen una línea de evolución difusa que recubre los campos definidos por las muestras de la PN e IG. Una diferencia se puede observar entre las muestras de CC sensus stricto y los montes submarinos de la plataforma de Galápagos, especialmente en los contenidos de Na_2O y TiO_2. Las primeras muestran un ligero enriquecimiento en los elementos mayores para similares contenidos en MgO, respecto a los montes submarinos de la plataforma de Galápagos.

Aunque en base a los elementos mayores no se puede hacer una clara distinción entre los basaltos de la PN, IG y CC, las muestras de las IG y CC presentan una dispersión importante, mientras que las muestras de la PN muestran una clara línea de diferenciación con marcadas correlaciones en los Diagramas de Harker.

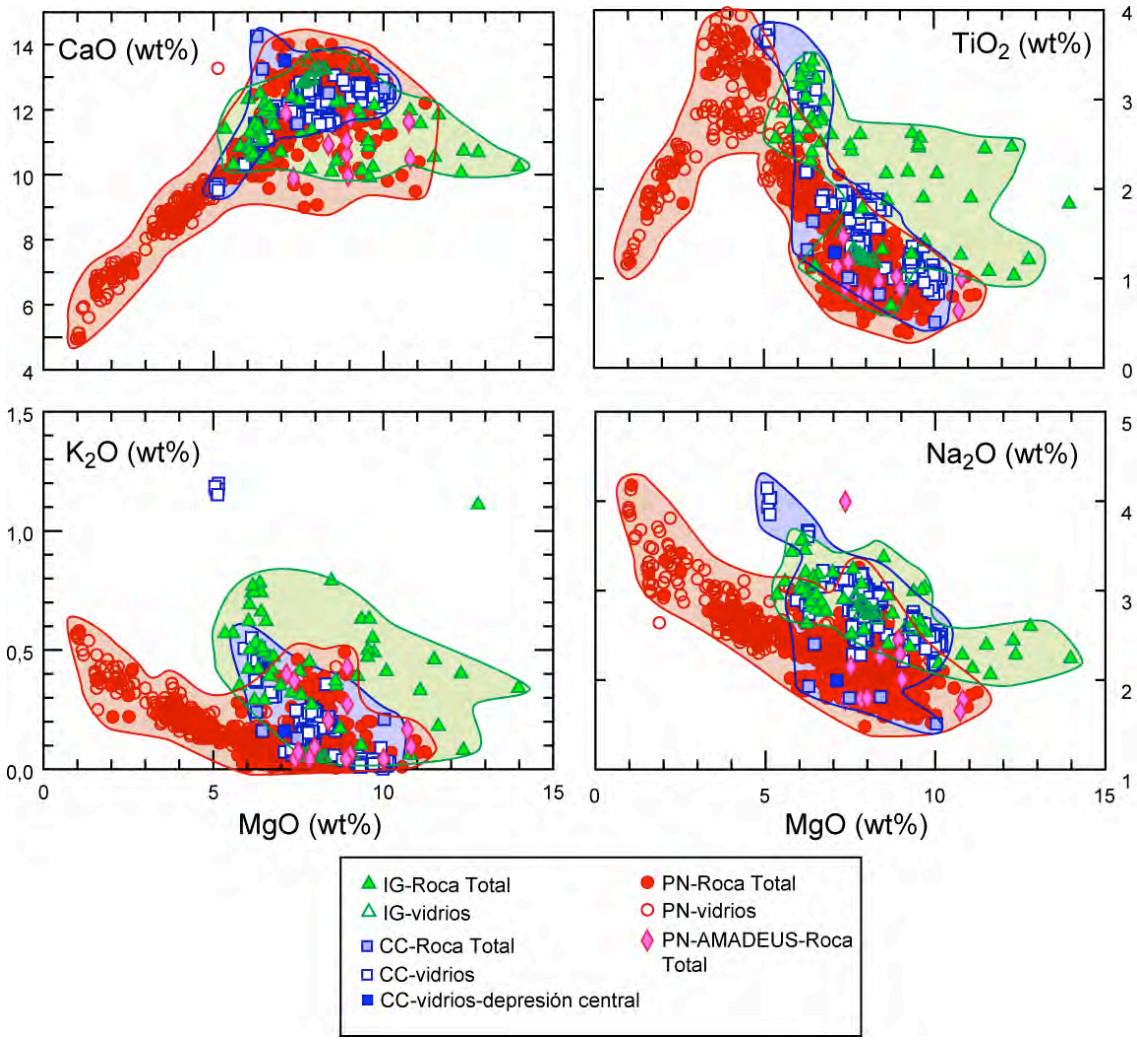


Figura 6. Diagramas de Harker para óxidos mayores, usando como índice de diferenciación el porcentaje de MgO.

6.2 Elementos traza

Los diagramas de variación de las muestra de la PN (Fig. 7) muestran buenas correlaciones para la mayoría de los elementos incompatibles (La, Ba, Zr, Nb e Yb). Al contrario, las muestras de las IG muestran una mayor dispersión, especialmente para el La, Sr, Ba y Nb. Para un contenido similar en MgO, las muestras de las IG tienen contenidos mayores en la mayoría de los elementos incompatibles, particularmente en Sr, Ba, Rb, Nb y La, mientras que los contenidos de HREE (Yb) en las muestras de las IG definen una tendencia plana. Las muestras de la CC presentan contenidos intermedios entre PN e IG, especialmente para el Sr, Rb, La y Ba. Estas diferencias pueden ser resaltadas, al representar los contenidos de un elemento traza frente a un elemento incompatible como índice de diferenciación, como por el ejemplo el La (Fig. 8). En esta figura se observan dos líneas de evolución. Por un lado las muestras de la PN definen una correlación positiva con el Zr o el Yb, mientras que las muestras de las IG definen una tendencia plana. Por otro lado, para algunos elementos (e.g. Sr o Nb), las lavas de las IG tienen mayores concentraciones que las muestras de la PN. Es evidente además que las muestras de CC siguen una tendencia similar que las de las IG, indicando un origen o procesos evolutivos similares. De igual forma, estas diferencias se observan cuando se representan gráficamente las relaciones de elementos trazas frente al La (Fig. 9). Adicionalmente, en esta figura se aprecia que las relaciones La/Sm, Zr/Yb y Sm/Yb son ligeramente mayores para las lavas de las IG, sugiriendo una fuente más enriquecida, un menor grado de fusión parcial, y la presencia de granate en la fuente mantélica, respectivamente.

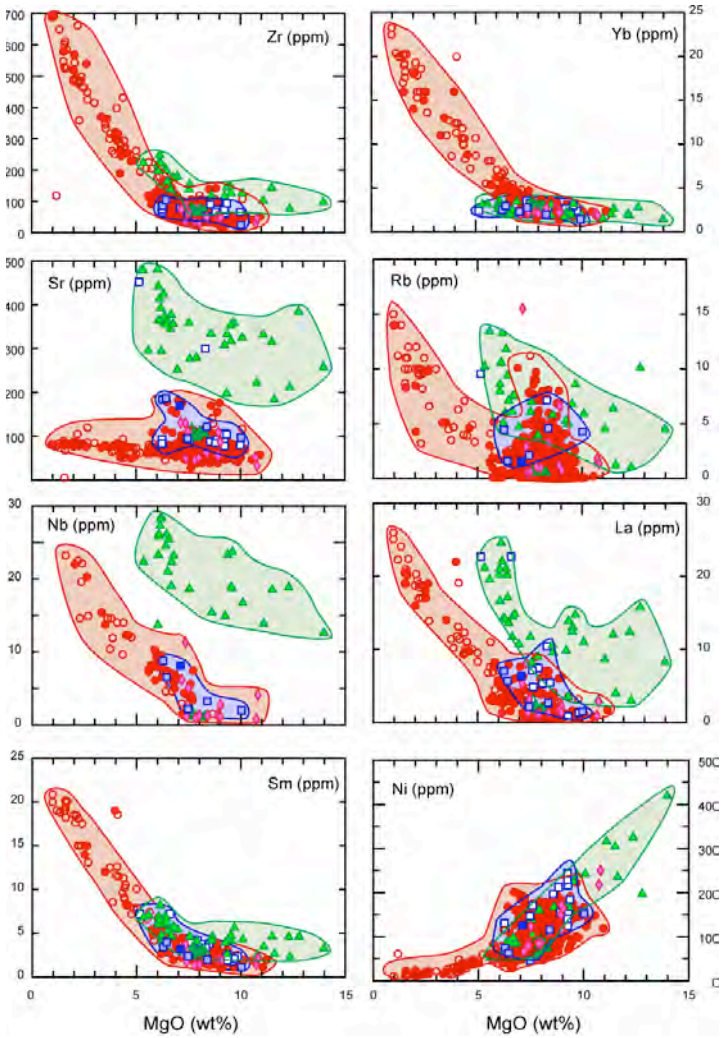


Figura 7. Contenidos de elementos traza versus % MgO.

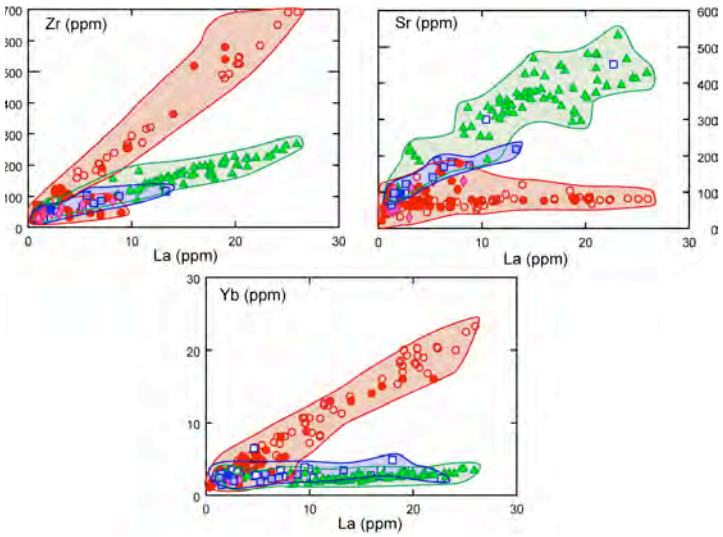


Figura 8. Contenidos de elementos incompatibles (Zr, Yb, Sr) *versus* La (símbolos iguales que en la Fig. 6).

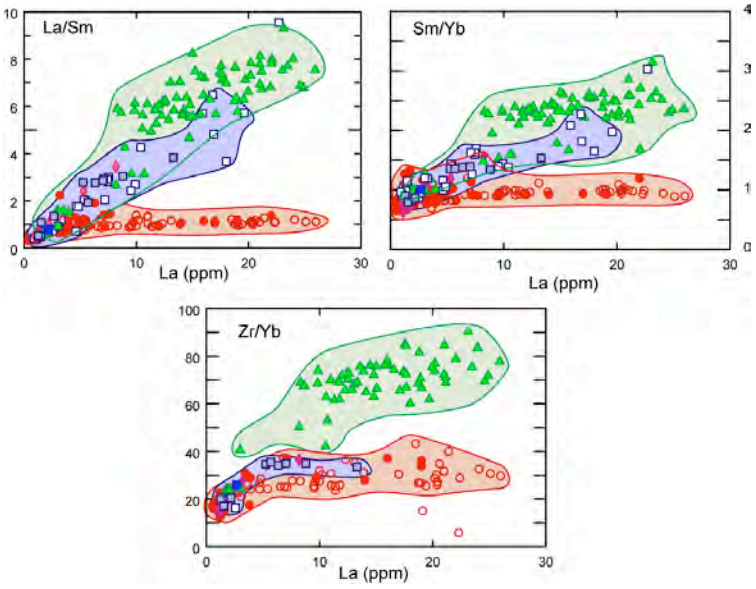


Figura 9. Relaciones de elementos traza*versus* La (símbolos iguales que en la Fig. 6).

6.3 Isótopos de Sr-Nd-Pb

Todas las muestras estudiadas presentan una tendencia evolutiva similar en los diagramas isotópicos convencionales de la Figura 10. Sin embargo, en el diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr$ *versus* $^{143}Nd/^{144}Nd$, las muestras de las IG presentan valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ mayores y de $^{143}Nd/^{144}Nd$ menores respecto a las muestras de la PN, sugiriendo una fuente más enriquecida. Por su parte, las muestras de la CC cubren gran parte del rango composicional de la PN e IG. Un patrón similar se observa en los diagramas $^{207}Pb/^{204}Pb$ *versus* $^{206}Pb/^{204}Pb$ y $^{208}Pb/^{204}Pb$ *versus* $^{206}Pb/^{204}Pb$.

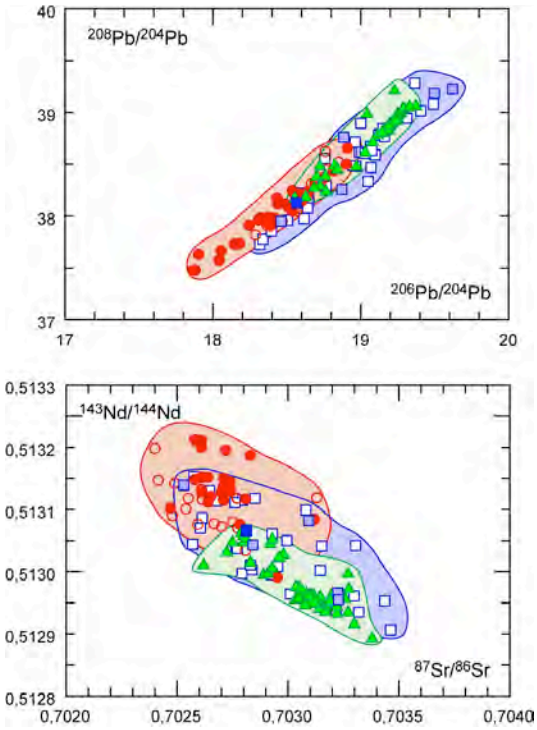


Figura 10. Diagramas $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ para las muestras de NP, IG y CC (símbolos iguales que en la Fig. 6).

7. Petrogénesis de los magmas de la Placa Nazca, de las Islas Galápagos y de la Cordillera de Carnegie

7.1 Afinidad Geoquímica

Las concentraciones de ciertos elementos traza en las rocas ígneas se pueden utilizar para discriminar entre diferentes ambientes geodinámicos de formación de los magmas. El diagrama triangular Ce_N-Sr_N-Sm_N (Ikeda, 1990), es particularmente útil para nuestro conjunto de datos. En este diagrama (Fig. 11), los basaltos de la PN se ubican en el campo de los N-MORB, mientras que las muestras de las IG cubren los campos composicionales de OIT, OIA y E-MORB. Es interesante ver como las muestras de la CC, pese a su dispersión, caen en los campos de N-MORB, E-MORB y OIT. Las composiciones enriquecidas de la CC muestran claramente un origen relacionado con la pluma de Galápagos.

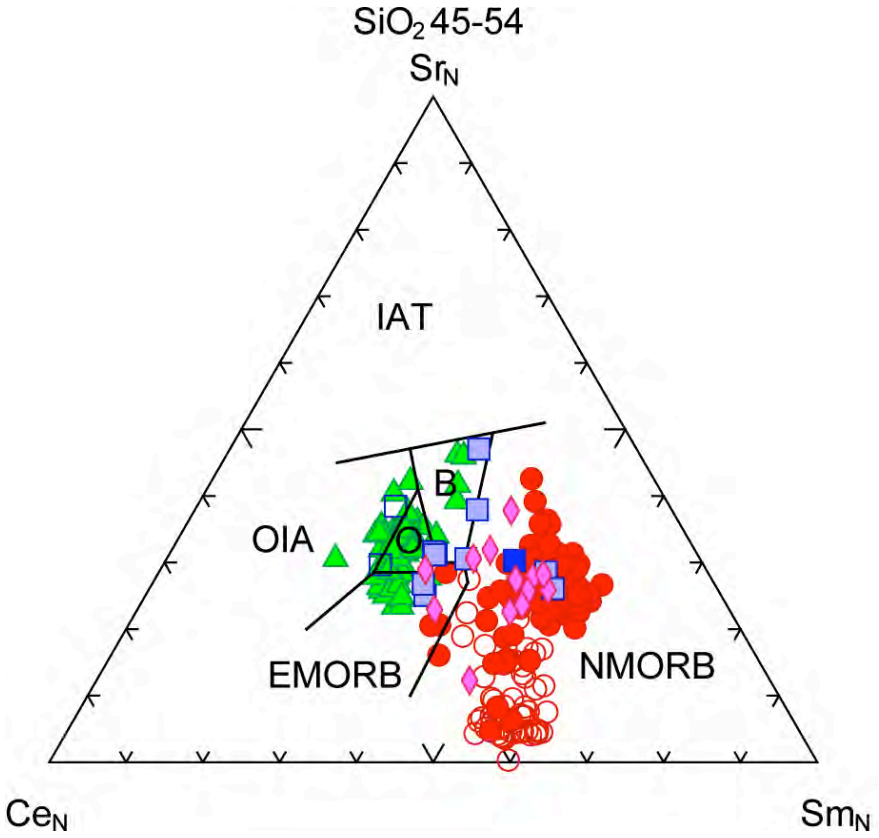


Figura 11. Diagrama Triangular Ce_N-Sr_N-Sm_N (Ikeda, 1990). IAT= Island Arc Tholeiite, OIA= Oceanic Island Basalt, EMORB= Enriched Mid Ocean Ridge Basalt, B= Back arc basin basalt, O= Ocean Island Tholeiite, NMORB= Normal Mid Ocean Ridge Basalt (símbolos iguales que en la Fig. 6).

Las diferencias en el contenido de elementos traza entre las tres unidades se observan claramente en el diagrama $(La/Sm)_N$ *versus* $(Sm/Yb)_N$ (Fig. 12) . Las muestras de la PN tienen valores bajos y relativamente homogéneos de estas relaciones, mientras que las muestras de las IG presentan valores más altos y variables. Las muestras de la CC definen un rango de variación importante, uniendo el campo empobrecido de la PN con el enriquecido de las IG, manifestando nuevamente su carácter composicionalmente variable y transicional. En este diagrama se ve claramente el vínculo entre las lavas de CC y las de IG, que siguen la misma tendencia evolutiva. Por otro lado, los basaltos de PN forman una nube alrededor de la composición del DM, indicando una fuente mantélica empobrecida. Estos basaltos no presentan ninguna línea de evolución, siendo claramente diferentes de los basaltos de las IG y CC.

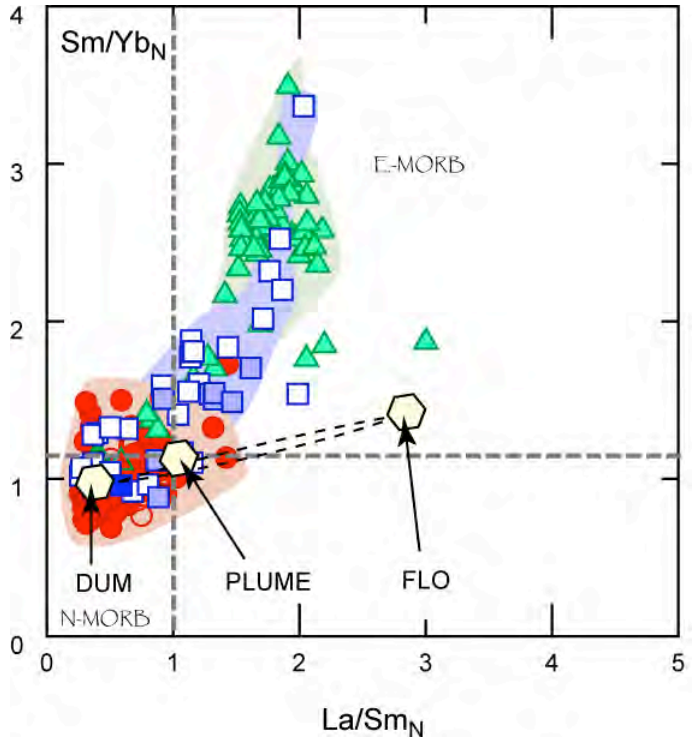


Figura 12. Diagrama $(Sm/Yb)_N$ *versus* $(La/Sm)_N$. Los valores de normalización se refieren a la condrita (Sun y McDonough, 1989) (símbolos iguales que en la Fig. 6).

7.2 Fuentes Mantélicas

Las razones isotópicas de Sr-Nd-Pb y el análisis de componentes mantélicos de Harpp y White (2001), permiten confirmar las diferencias entre las tres unidades estudiadas (Fig. 13). Las composiciones de la PN sugieren una fuente dominante de tipo manto superior empobrecido (DUM), con una participación menor de los polos PLUME, WD y FLO, especialmente para las muestras más cercanas a la pluma de Galápagos (Christie et al., 2005). Las muestras de IG, en cambio, indican la intervención dominante de tres polos principales (DUM, PLUME y WD) con una participación menor del polo FLO. Finalmente, las muestras de CC presentan un amplio rango de composiciones isotópicas que requiere la intervención de los cuatro componentes. Esta variabilidad de las muestras de la CC podría reflejar los diferentes grados de interacción entre la dorsal de Cocos-Nazca y la pluma de Galápagos a lo largo del tiempo. Se puede inferir que cuando la dorsal está más cercano a la pluma, la impronta geoquímica de ésta se diluye, produciendo magmas con una composición geoquímica más empobrecida y referible a las muestras de la CC que se ubican en los diagramas cerca del polo DUM. Lo contrario sucederá cuando la dorsal se aleja de la pluma, produciéndose magmas con características geoquímicas enriquecidas de tipo PLUME, FLO y WD, que corresponden con las muestras de la CC situadas cerca del campo composicional de las IG. Una correlación temporal entre las características geoquímicas de las cordilleras de Carnegie, Cocos y Malpelo, podría ser establecida a fin de comprender mejor las interacciones dorsal-punto caliente. Sin embargo, se requiere un muestreo representativo y adecuado en las tres cordilleras, actualmente no disponible.

Los polos definidos por Harpp y White (2001) pueden ser relacionados con los reservorios mantélicos clásicos (Zindler y Hart, 1986; Hart et al., 1992; Farley et al., 1992; Hanan y Graham, 1996; Stracke et al., 2005). El DUM es indistinguible del típico DM o manto superior empobrecido; PLUME corresponde ampliamente al componente "C" definido por Hanan y Graham (1996), que representaría el manto inferior enriquecido en $^3He/^4He$. Los polos FLO y WD se relacionan más difícilmente con los reservorios mantélicos clásicos, sin embargo, el primero representa un reservorio enriquecido en LILE, mientras el segundo se distingue de PLUME y DUM gracias a las razones isotópicas de Pb. Esto indica que ambos, FLO y WD, son en realidad reservorios enriquecidos que pueden corresponder a reservorios mantélicos tipo EMI, EMII o HIMU.

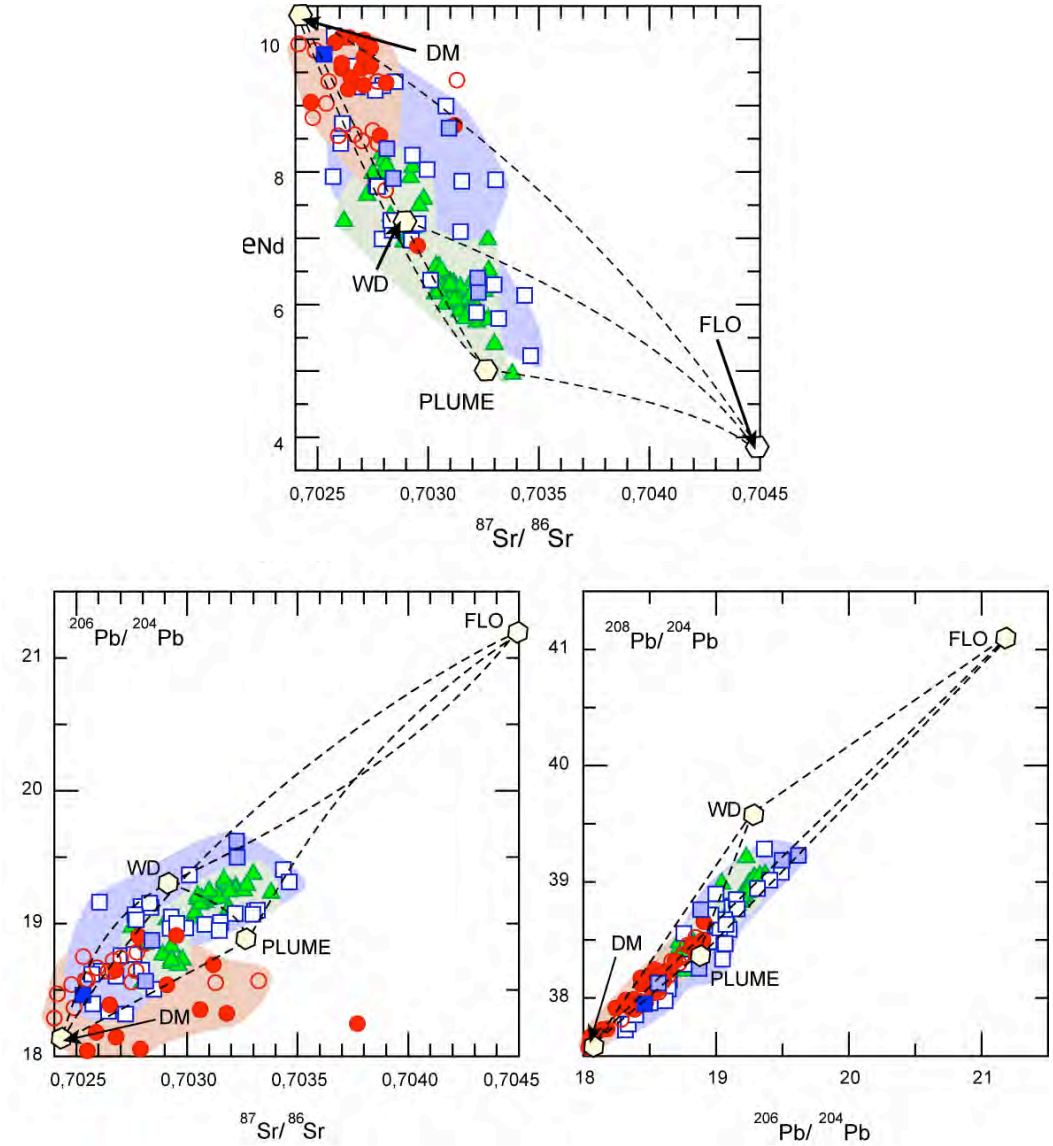


Figura 13. Razones isotópicas de Sr-Nd-Pb para las muestras estudiadas y los polos definidos para las Islas Galapagos (Harpp y White, 2001).

8. Conclusiones

- Las rocas de la Placa Nazca presentan principalmente composiciones de tipo N-MORB, sin embargo las muestras cercanas al punto caliente de Galápagos pueden tener una afinidad E-MORB. Muchas de estas lavas son empobrecidas en la mayoría de elementos incompatibles (LILE HFSE y LREE).
- Los basaltos de las Islas Galápagos muestran composiciones de tipo E-MORB, OIT y OIA. Estas rocas presentan grados de enriquecimiento variables en la mayoría de los elementos incompatibles.
- Las lavas de la Cordillera de Carnegie presentan composiciones de tipo N-MORB y E-MORB. Los contenidos de elementos incompatibles muestran globalmente valores intermedios entre las muestras de la Placa Nazca y las de las Islas Galápagos. Sin embargo, la tendencia evolutiva de los basaltos de la Cordilllera de Carnegie y de las Islas Galápagos definen una tendencia similar, que difiere notablemente de la seguida por las rocas de la Placa Nazca.
- Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb muestran importantes diferencias entre las tres unidades. Las muestras de la Placa Nazca definen un campo composicional uniforme alrededor de la composición del manto empobrecido (DM), mientras que las muestras de las Islas Galápagos y de la Cordillera de Carnegie, además del DM, requieren la participación de otros reservorios mantélicos de carácter enriquecido (PLUME, FLO, WD).

- Los magmas de la Placa Nazca tienen su origen en la Dorsal Cocos-Nazca, observando una ligera influencia de una fuente profunda a medida que la dorsal se acerca al punto caliente de Galápagos. Los magmas de las Islas Galápagos y de la Cordillera de Carnegie están asociados con el punto caliente de Galápagos y su interacción con la Dorsal Cocos-Nazca.

Agradecimientos. Los autores agradecen profundamente a los Drs. Valenti Sallares y Jean-Yves Collot, por la invitación a participar en esta obra, asi como por la proverbial paciencia en la espera del manuscrito definitivo. Sinceros agradecimientos para el Dr. Javier Escuder-Viruete por la lectura crítica de una versión precedente de este trabajo.

Referencias.

Batiza, R., y Niu, R., Petrology and Magma Chamber Processes at the East Pacific Rise 9°30'N, *J. Geophys. Res*., *97(6)*, 779-6,798, 1992.

Blichert-Toft, J., y White, W. M., Hf isotope geochemistry of the Galápagos Islands, *Geochem. Geophys. Geosyst*., 2, 2000GC000138, 2001.

Canales, J. P., Danobeitia, J. J., Detrick, R. S., Hooft, E. E., Bartolome, R., y Naar, D. F., Variations in axial morphology along the Galapagos spreading center and the influence of the Galapagos hotspot, *J. Geophys. Res.*, *102*, 27,341-27,354, 1997.

Christie, D. M., Submited data set: Mayor and trace element composition of basal from the Galapagos Archipielago, PLUME 2 Cruise, 2004.

Christie, D., Werner, R., Hauff, F., Hoernle, K., y Hanan, B., Morphological and geochemical variations along the eastern Galápagos Spreading, *Geochem. Geophys. Geosyst*., *6*, Q01006, doi:10.1029/2004GC000714, 2005.

Cushman, B., Sinton, J., Ito, G., y Eaby Dixon, J., Glass compositions, plume-ridge interaction, and hydrous melting along the Galapagos Spreading Center, 90.5 W to 98 W, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *5*, Q08E17, doi:10.1029/2004GC000709, 2004.

Farley, K. A., Natland, J. H., y Craig, H., Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas, *Earth Planet. Sci. Lett*., *111*, 183-199, 1992.

Geist, D. J., White, W. M., y McBirney, A. R., Plume-asthenosphere mixing beneath the Galapagos Archipelago, *Nature*, *333*, 657-660, 1988.

Geist, D. J., Howard, K. A., y Larson, P., The generation of oceanic rhyolite by crystal fractionation: The basalt-rhyolite association at Volcan Alcedo, Galapagos Archipelago, *J. Petrol.*, *36*, 965-982, 1995.

Geist, D. J., Naumann, T. R., y Larson, P. L., Evolution of Galapagos magmas: Mantle and crustal fractionation without assimilation, *J. Petrol.*, *39*, 953-971, 1998.

Geist, D., White, W. M., Albarède, F., Harpp, K. S., Reynolds, R., Blichert-Toft, J., y Kurz, M., Volcanic evolution in the Galapagos: The dissected shield of Volcan Ecuador, *Geochem. Geophys. Geosyst*., *3(10)*, 1061, doi:10.1029/2002GC000355, 2002.

Geist, D., Fornari, D. J., Kurz, M., Harpp, K. S., Soule, A. S., Perfit, M. R., y Koleszar, A. M., 2006. Submarine Fernandina: Magmatism at the leading edge of the Galapagos hot spot. *Geochem. Geophys. Geosyst*., *7*, Q12007, doi:10.1029/2006GC001290, 2006.

Hanan, B. B., Graham, D. W., Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes, *Science*, *272*, 991-995, 1996.

Harpp, K. S., y White, W. M., Tracing a mantle plume: Isotopic and trace element variations of Galapagos seamouns, *Geochem. Geophys. Geosyst*., *2*, 2000GC000137, 2001.

Harpp, K.S., Fornari, D.J., Geist, D., y Kurz, M., Genovesa Submarine Ridge: A manifestation of plume-ridge interaction in the northern Galapagos Islands, *Geochem. Geophys. Geosyst*., *4(9)*, 8511, doi:10.1029/2003GC000531, 2003.

Harpp, K. S., Wanless, V. D., Otto, R. H., Hoernle, K., y Werner, R., The Cocos and Carnegie Aseismic Ridges: a Trace Element Record of Long-term Plume-Spreading Center Interaction., *J. Petrol*., *46*, 109-33, 2005.

Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A., y Whitehead, J. A. Mantle plumes and entrainment—Isotopic evidence, *Science*, *256*, 517-520, 1992.

Hess, P. C. Origins of igneous rocks. Cambridge, Mass., Harvard University Press, 1989.

Hoernle, K., van den Bogaard, P., Werner, R., Lissinna, B., Hauff, F., Alvarado, G., y Garbe-Schonberg, D., Missing history (16–71 Ma) of the Gala´pagos hotspot: Implications for the tectonic and biological evolution of the Americas, *Geology*, *30*, 795-798, 2007.

Hofmann, A. W., Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett*., *90*, 297-314, 1988.

Hofmann, A. W., y White, W. M., Mantle plumes from ancient oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *57*, 421-436, 1982.

Ikeda, Y., $Ce_N/Sr_N/Sm_N$: A trace element discriminant for basaltic rocks from different tectonomagmatic environments, *N. Jb. Miner. Mh. Jg*., *4*, 145-158, 1990.

Ito, G., y Lin, J., Mantle temperature anomalies along the present and paleoaxes of the Galapagos spreading center as inferred from gravity analyses, *J. Geophys. Res*., *100*, 3733–3745, 1995.

Kinzler, R. J., y Grove, T. L. Primary Magmas of Mid-Ocean Ridge Basalts, 1, Experiments and Methods, *J. Geophys. Res.*, *97*, 6,885-6,906, 1992a.

Kinzler, R. J., Grove, T. L. Primary Magmas of Mid-Ocean Ridge Basalts, 2, Applications, *J. Geophys. Res*., *97*, 6,907-6,926, 1992b.

Klein, M., y Langmuir, C. H. Global correlation of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness, *J. Geophys. Res*., *92*, 8089-8115, 1987.

McKenzie, D. P., y O'Nions, R. K., Mantle reservoirs and ocean island basalts, *Nature*, *301*, 229-231, 1983.

Perfit, M. R., y Fornari, D. J., Geochemical studies of abyssal lavas recovered by DSRV Alvin from eastern Galapagos Rift, Inca Transform, and Ecuador Rift: 2. Phase chemistry and crystallization history, *J. Geophys. Res*., *88*, 10,530-10,550, 1983.

Richards, M. A., y Griffiths, R. W., Thermal entrainment by deflected mantle plumes, *Nature*, *342*, 900-902, 1989.

Sallarès, V., Calahorrano, A., y Charvis, P., Naturaleza y formación de la Provincia Volcánica de Galápagos, En: Geología y Geofísica marina y terrestre del Ecuador: Desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos. Eds: J.-Y. Collot, A. Pazmiño, y V. Sallarès, 2009.

Schilling, J. G., Kingsley, R. H., y Devine, J. D., Galapagos hot

spot-spreading center system, 1, Spatial petrological and geochemical variations (838W–1018W), *J. Geophys. Res*., *87*, 5593-5610, 1982.

Schilling, J. G., Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating midocean ridges, *Nature*, *352*, 397-403, 1991.

Schilling, J., Fontignie, D., Blichert-Toft, J., Kingsley, R., y Tomza, U., Pb-Hf-Nd-Sr isotope variations along the Galapagos Spreading Center (101–83W): Constraints on the dispersal of the Galapagos mantle plume, *Geochem. Geophys. Geosyst*., *4(10)*, 8512, doi:10.1029/2002GC000495, 2003.

Sinton, J. M., y Detrick, R. S., Mid-Ocean Ridge Magma Chambers, *J. Geophys. Res.*, *97*, 197-216, 1992.

Stracke, A., Hofmann, A. W., Hart, S. R., FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo, *Geochem. Geophys. Geosyst*., *6*, Q05007, doi:10.1029/2004GC000824, 2005.

Sun, S. S., y McDonough, W. F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A. D., Norry, M. J. (eds), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications 42, 313-345, 1989.

Teagle, D., y Alt, J., Hydrothermal Alteration of Basalts beneath the Bent Hill Massive Sulfide Deposit, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, *Economic Geology, 99(3)*, 561-584; DOI: 10.2113/99.3.561, 2004.

Verma, S. P., y Schilling, J. G., Galapagos hot spot spreading center system: 2. 87Sr/86Sr and large ion lithophile element variations (85_W–101_W), *J. Geophys. Res.*, *87*, 10,838-10,856, 1982.

Verma, S. P., Schilling, J. G., y Waggoner, D. G., Neodymium isotopic evidence for Galapagos hot spot spreading centre evolution, *Nature*, *306*, 654-657, 1983.

Werner, R., Hoernle, K., Barckhausen, U., y Hauff, F., Geodynamic evolution of the Galápagos hostspot system (Central East Pacific) over the past 20m.y.: Constraints from morphology, geochemistry and magnetic anomalies, *Geochem. Geophys. Geosyst*., *3*, doi:10.1029/2003GC00576, 2003.

White, W. M., McBirney, A. R., Duncan, R. A., Petrology and Geochemistry of the Galapagos Islands: Portrait of a Pathological Mantle Plume, *J. Geophys. Res*., *98(B11)*, 19533-19563, 1993.

White, W. M., Geochemistry, http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/geo455/Chapters.HTML, 1997.

Wilson, J. T. Hypothesis of earth's behaviour, *Nature*, *198*, 925-929, 1963.

Wilson, M., Igneous petrogenesis: a global tectonic approach; Boston, Unwin Hyman, 466pp., 1989.

Zindler, A., y Hart, S. Chemical geodynamics, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*., *14*, 493-571, 1986.

Descripción de los Sedimentos Marinos en la Cordillera Submarina de Carnegie

Nelson Pazmiño[1], François Michaud[2]

[1]Instituto Oceanográfico de la Armada (INOCAR), Guayaquil, Ecuador.

[2]GéoAzur, Université de Nice Sophia-Antipolis, IRD, Université Pierre et Marie Curie, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, Villefranche sur mer, France

Resumen.

Información geológica y geofísica fue usada para clasificar los patrones de deposición de sedimentos en la Cordillera de Carnegie. Información de núcleos se usó para definir características de composición entre zonas equivalentes, y para establecer las variaciones verticales de perfiles sísmicos. Tres áreas de estudio se seleccionaron sobre la base de la distribución a lo largo de la cordillera. Grillas de los siguientes parámetros fueron obtenidos: pendiente, altitud, el porcentaje de carbonato de SiO2, y contenido de carbono orgánico. La distribución de CaCO3 en contenido es más alto en la cresta, excepto en las zonas afectadas por la deposición de terrígenos desde el continente, y los desechos de origen volcánico de la Plataforma Volcánica de Galápagos. La distribución general de contenido de SiO2 es mayor al Sur del Ecuador, en la frontera Oeste de la cresta. El contenido de carbono orgánico es alto en la Zona Ecuatorial de surgencia y cerca del continente. La relación entre carbón orgánico y carbonato fue determinado mediante análisis de correlación. El primer proceso para determinar ambientes sedimentarios es la ubicación de la zona de alta productividad en el que la solución pelágica es la fuente de sedimentos. El segundo es la diferencia en las propiedades del agua del mar entre las Cuencas de Perú y Panamá que rodean la cordillera, lo que crea diferentes ambientes depocisionales. El tercer proceso es el control de la deposición de la disolución bajo la depresión central y el Este de la cresta por degradación del carbón orgánico, que se ve reforzada por el flujo de agua inferior. Diferencias significativas en los tipos de sedimentación se encuentra en crestas, taludes, y pie de talud, principalmente relacionados con el cambio de profundidad y las corrientes de agua, el transporte lateral a lo largo del talud en el escarpe Norte.

Abstract.

Geological and geophysical data were used to classify sediment deposition patterns on the Carnegie Ridge. Core sampling was used to relate compositional characteristics between equivalent areas, and seismic profiling to establish vertical variations. Three study areas were selected based on core distribution along the ridge. Grids of the following parameters were obtained: Slope, Elevation, Percentage of Carbonate, SiO2, and Organic Carbon Contents. The general CaCO3 content distribution is highest on the ridge except in the areas affected by terrigenous deposition from the mainland, and volcanic debris from Galapagos Volcanic Platform. The general SiO2 content distribution is highest South of the Equator, bordering the West Ridge. The organic carbon content is high in the equatorial upwelling area and close to the mainland. The relationship between organic carbon and carbonate was determined through correlation analysis. The first is the location of the high productivity zone in which pelagic settling is the source of sediment. The second is the difference in sea water properties between the Panama and Peru Basins surrounding the ridge, which creates different depositional environments. The third process controlling deposition is underwater dissolution on the saddle and East Ridge by organic carbon degradation, which is enhanced by bottom water flow. Significant differences in sedimentation types were found in areas with hilltops, contrasted slopes, and slope bases, primarily related to changing depths and water flows, and lateral transport along the steepest North scarp.

1. Introduccción

Varias expediciones científicas han estudiado el lecho marino de la Cordillera de Carnegie. Estas campañas fueron planificadas con el propósito de comprender los procesos geológicos que operan en el Punto Caliente de las Galápagos (GHS), la dorsal oceánica de las Galápagos (GSC, Galápagos Spreading Center), y las interacciones Cordillera-Pluma entre el GSC y el GHS. En adición, los cambios climáticos han sido extensivamente estudiados usando la secuencia sedimentaria superficial con énfasis en la distribución de carbonatos y sílice en el Pacífico Ecuatorial. Estudios locales han sido focalizados en la estructura, morfología y tectónica de las Cuencas de Panamá y Perú. Ellos son importantes para la comprensión de los procesos de sedimentos que operan en la Cordillera de Carnegie. Durante los trayectos del Proyecto de Perforaciones en el Mar Profundo (DSDP, Deep Sea Drilling Project) y del Programa de Perforaciones en el Océano (Ocean Drilling Program, ODP) se han perforado núcleos sedimentarios en la Cordillera de Carnegie y en la Cuenca de Panamá desde 1970.

Igualmente, varias instituciones científicas, tales como Scripps Institution of Oceanography y la Universidad de Washington, han trabajado en el área para identificar y caracterizar los eventos pasados tales como el cierre del Istmo de Panamá, el cual produce una reorganización de las Aguas del Pacífico, y los cambios ambientales en los periodos glaciales e interglaciares. Variaciones del Oxígeno y de los isótopos de carbón en los sedimentos fueron usados para determinar los cambios en la temperatura superficial del mar (SST), y conteo de la colección de foraminíferos bentónicos para establecer paleo-productividad (Loubere et al., 1999). La Universidad Christian Albrechts y GEOMAR de Kiel, Alemania, en conjunto con Geosciences AZUR, de Francia, trabajaron en el proyecto “Cuenca de Panamá y Pluma de Galápagos” (SONNE 144-3). Los datos de magnetismo, gravedad, batimetría, y sísmica de las diferentes campañas son disponibles en archivos digitales tales como Sisteur (IFREMER), Salieri SO159 (GEOMAR), y Megaprint SO158 (GEOMAR). La distribución geográfica de los principales sitios perforados es representada en la Figura 1.

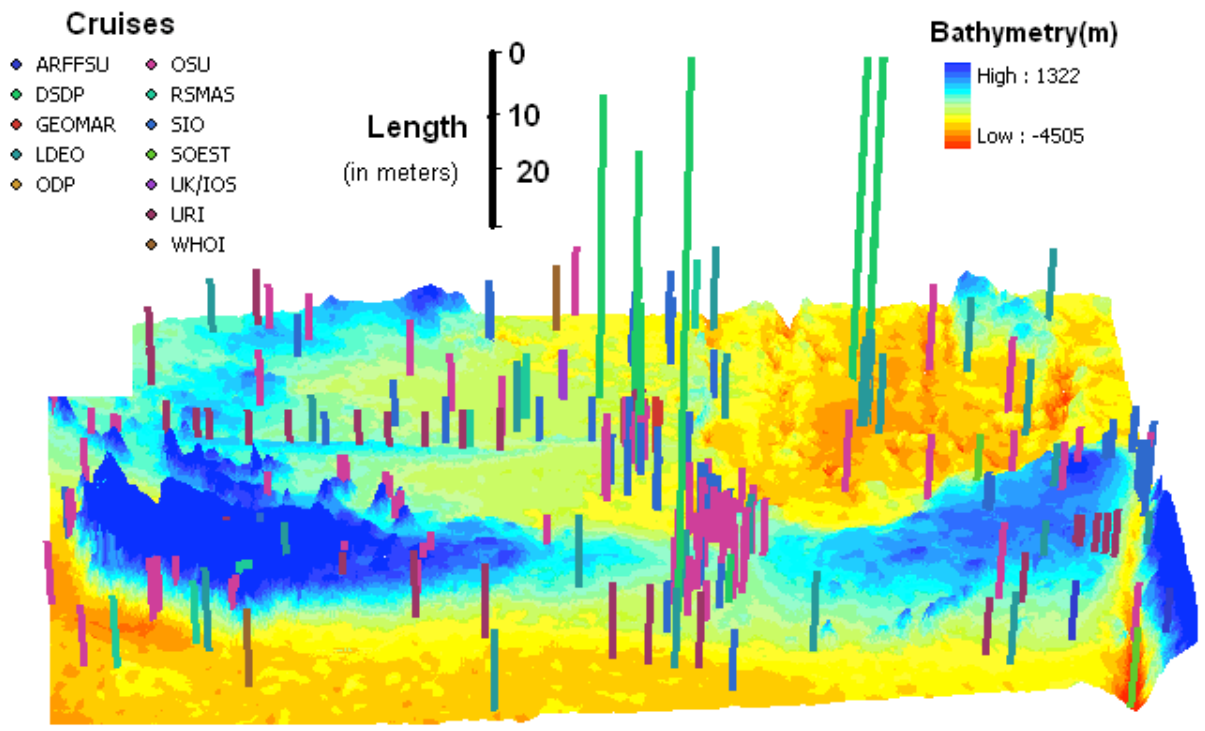


Figura 1. Distribución de los núcleos. Localización de núcleos de gravedad, pistón, del DSDP y ODP en el área de estudio.

La lista de todos estos núcleos, incluyendo aquellos colectados de la NGDC y GEOROC, fue usada en este trabajo a fin de caracterizar los sedimentos de la cordillera de Carnegie. Datos de batimetría multi-canal de Geomar (Flüh et al., 2001; Hauff et al., 2001) fueron analizados, y perfiles de reflexión sísmica de las Campañas NEMO 3 (Lyle et al, 2000a, 2000b) y Ventura (Scripps) son de dominio público. Estos fueron usados para extraer los perfiles morfológicos y estratigráficos de esta área.

2. La Cordillera de Carnegie (CAR)

2.1 Marco Geográfico

La Cordillera de Carnegie esta localizada en la Provincia Volcánica de Galápagos entre las latitudes 0°00' y 2°30' S, y las longitudes 91°00' W y 80° 30' W. Esta ocupa un área de aproximadamente 325,000 kilómetros cuadrados (282 Km. desde el norte hasta el sur, y 1045 Km. desde el Este hasta el Oeste) (Fig.2). La cordillera tiene una forma alargada en la dirección Este-Oeste, y esta separada por un área de depresión dividiendo a la Cordillera en los segmentos Este y Oeste.

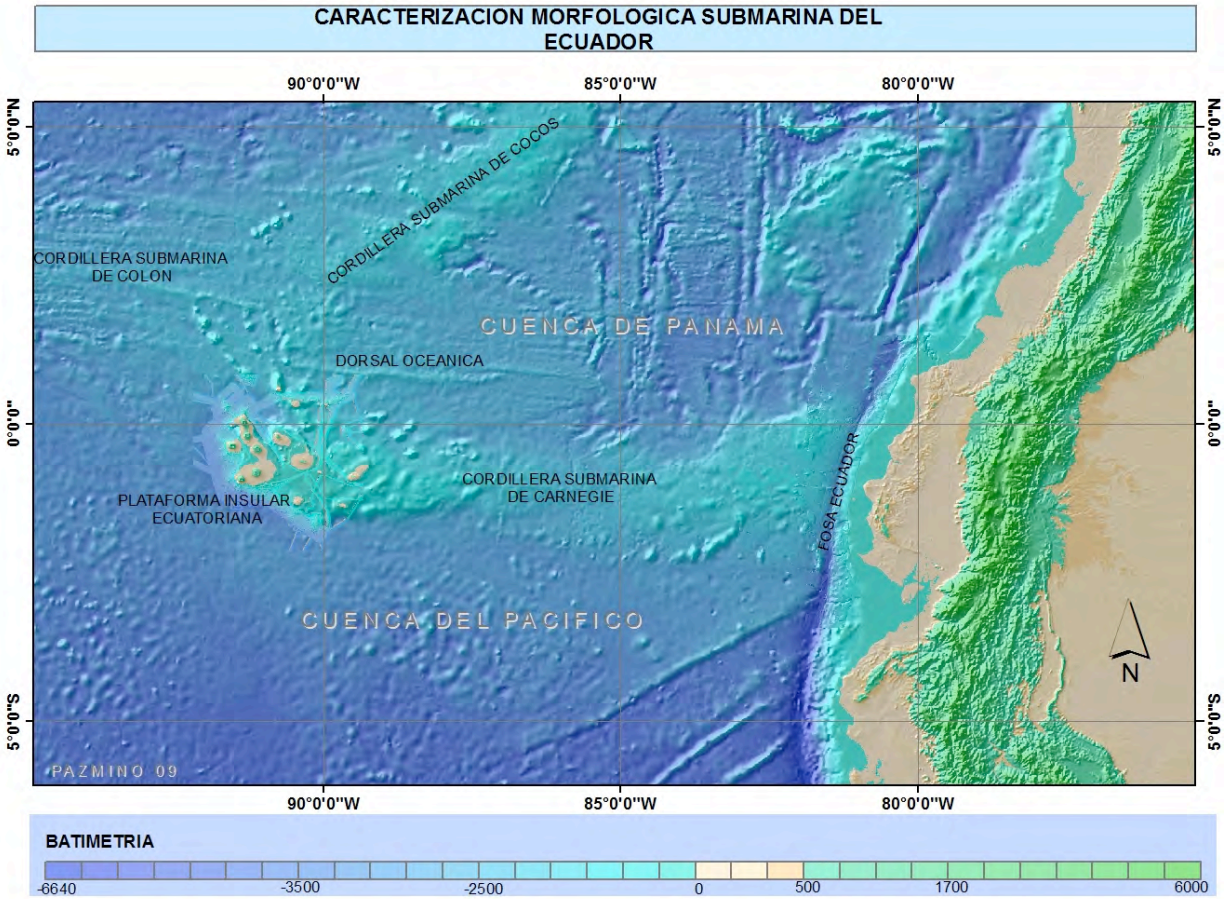


Figura 2. Aspectos geológicos y geomorfológicos importantes. Localización de la CAR, COR y CLR, las cuales son componentes naturales de la Provincia Volcánica de Galápagos (GVP).

El área de estudio puede ser subdivida en tres regiones importantes: la Cordillera Oeste, la Depresión Central, y la Cordillera Este. La Cordillera Oeste es parte de la Plataforma Volcánica de Galápagos. En esta área, los flancos de la Cordillera forman una amplia terraza con una orientación Este-Oeste (Van Andel, 1973), con la pendiente inclinada hacia el sur. Esta área esta caracterizada por una actividad volcánica reciente y presenta poca influencia de chimeneas hidrotermales (Backer, 2000).

La Depresión Central de la Cordillera de Carnegie muestra una reducción del material volcánico emplazado en la Placa de Nazca. Este proceso produce la formación de un hundimiento,

lo cual permite la entrada de agua desde la Cuenca de Perú dentro de la Cuenca de Panamá (Lonsdale, 1976). Estas condiciones especiales conducen a las discontinuidades en la distribución de los sedimentos, tamaño y componentes sedimentarios desde el Sur hasta el Norte, con un rol importante la re-depositación producto de la erosión submarina (Moore et al., 1973; Lonsdale y Malfait, 1974).

La Cordillera Este, una región de colinas con profundidades que varían desde 960 m a 2300 m, es una importante área de la acreción de la corteza identificada a través de la batimetría. En esta área hay una interacción entre los sedimentos formados en las aguas superficiales y profundas y los procesos deposicionales específicos relacionados a la presencia de una zona de subducción. Asociado con la subducción están las variaciones en el carácter estructural y sedimentario de las capas del fondo, desde las rocas deformadas hasta la acreción de los sedimentos a la Fosa (Gutscher et al., 1999; Collot et al., 2002). Esta sección de la Cordillera presenta profundidades superficiales, y es aquí que la corteza más antigua de la Cordillera puede ser encontrada (Meschedey Barckhausen , 2000, 2001).

2.2 Marco Oceanográfico

Corrientes Superficiales: Las aguas por arriba de la Cordillera de Carnegie están afectadas por la fuerza de la Corriente Sur Ecuatorial (SEC), y están condicionadas por el desplazamiento estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ). Desde Agosto hasta Diciembre, la ITCZ está en una posición más hacia el Norte, moviéndose al Sur por el resto del año. La circulación oceánica superior dominada por los vientos del Oeste directamente afecta la alta productividad asociada con la Corriente de Perú. Una alta producción primaria en la Cordillera de Carnegie, está asociada con la surgencia de agua profunda desde una zona de divergencia ecuatorial y la SEC. Esta corriente, fluyendo hacia el Oeste a lo largo del Ecuador es el principal aspecto de circulación de poca profundidad sobre la Cordillera y está controlada por los vientos que vienen del sureste. La surgencia costera de las aguas frías de la Corriente de Perú alimenta la SEC con altas concentraciones de nutrientes.

Las aguas superficiales en la Cuenca de Panamá están caracterizadas por temperaturas calientes (28˚C en promedio) y baja salinidad (aproximadamente 34 ppt) (Tsuchiya y Talley, 1998). Mas hacia el Sur, en el Ecuador, la temperatura del agua es ligeramente baja (27˚C) y la salinidad presenta un máximo local de 34.6 ppt (Tsuchiya y Talley, 1998). La surgencia costera desde la Corriente de Perú mantiene un flujo frío que es desviado hacia el Oeste siguiendo la Corriente Sur Ecuatorial. Estas aguas frías son mantenidas en la superficie por la surgencia ecuatorial a lo largo de la cordillera, formando la Lengua Fría Ecuatorial (Pisias et al., 1995, 2000).

Las corrientes sub-superficiales que se mueven hacia el Este son también muy importantes para comprender el movimiento de las masas de agua, especialmente la Corriente Submarina Ecuatorial que está relacionada con una surgencia en la región Oeste de las Islas Galápagos (Figura 3a). La productividad de las aguas en el lado Oeste de las Islas Galápagos es alterada por esta Corriente Submarina Ecuatorial rica en nutrientes, la cual es puesta en la superficie por diferencias en la batimetría produciendo surgencia en la Bahía de Urbina (Isla Isabela) (Steger et al.,1998).

Dos masas de agua se encuentran en el sur de Ecuador – el Agua Intermedia Antártica [AIW], que se mueve desde el Sur hasta el Norte y tiene un alto contenido de oxígeno y bajo contenido de fosfatos, y el Agua Intermedia del Pacífico Norte, que se mueve hacia el Sureste desde el Pacifico Noroeste y tiene bajo contenido de oxígeno (Mix et al., 2003). Estas corrientes controlan la distribución de los fosfatos y nitratos en la columna de agua entre los 500 a 1000 m. La circulación sub-superficial fue observada desde una transecta del Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling [JOIDES], y es mostrada como un flujo hacia el Norte en lo alto de los 400 m relacionada con la Corriente de Perú, y un flujo hacia el Oeste que está relacionado con los vientos alisios que afecta el área cercana al Ecuador (Figura 3b).

[1] Esta zona de convergencia es un área donde el intercambio de los vientos desde los hemisferios Sur y Norte se unen, y la fuerza del sistema de vientos alisios crea cambios estacionales en el patrón de la corriente ecuatorial ([Mayer et al., 1992)].

[2] Partes por millón, medida de salinidad internacional

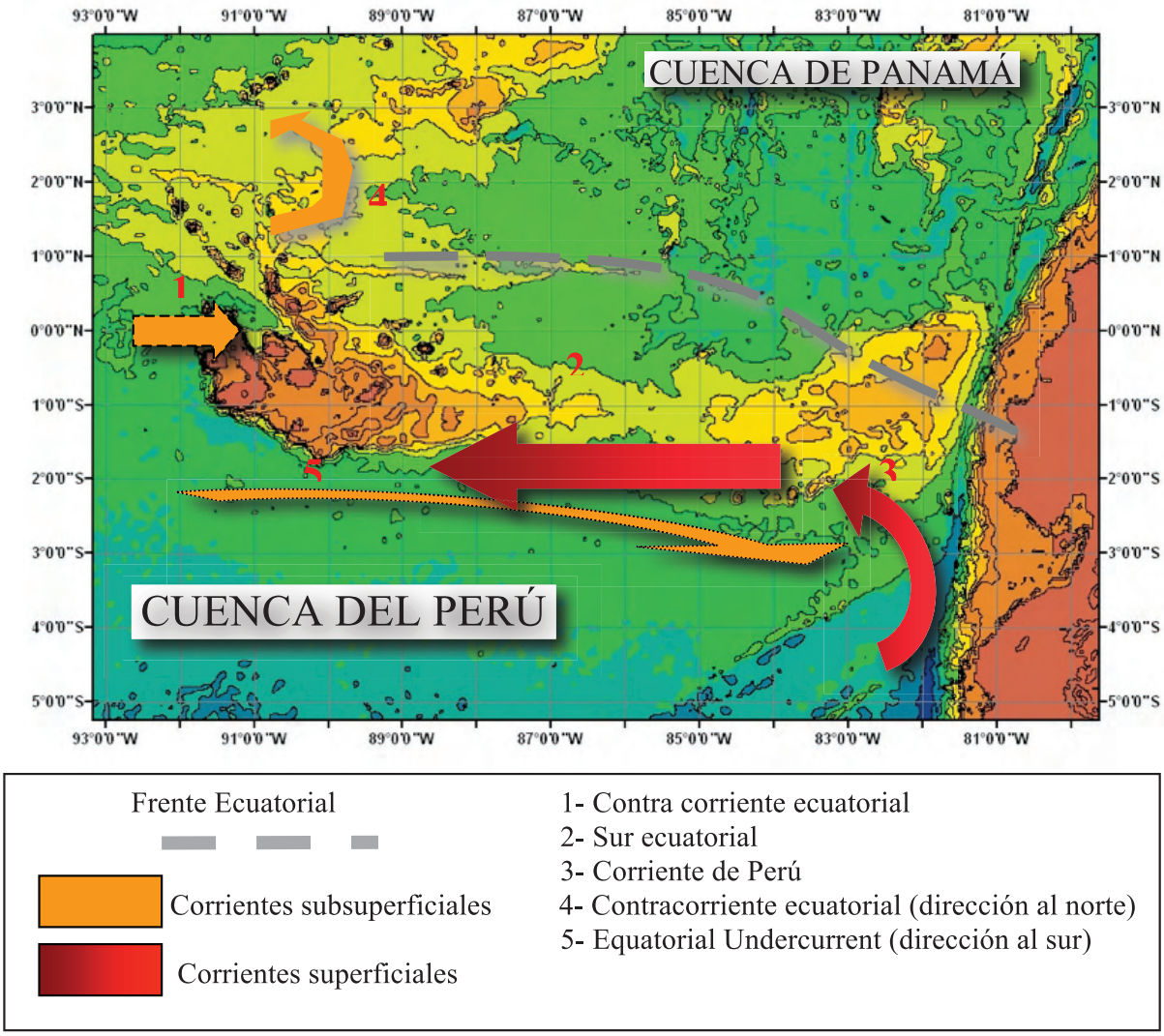


Figura 3A. Batimetría primaria y corrientes de agua sub-superficiales alrededor de la Cordillera de Carnegie. Las Flechas rojas representan las corrientes superficiales, las líneas sombreadas en gris muestran la localización del frente ecuatorial. Basado en (Lonsdale, 1977; Lyle, 2002).

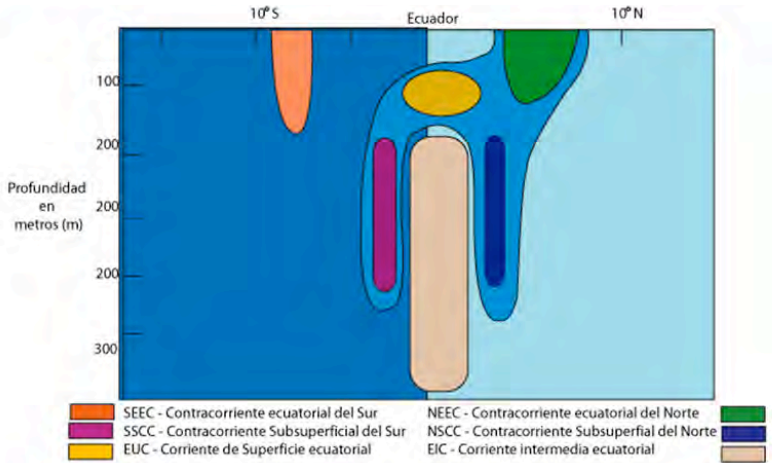


Figura 3B. Distribución vertical de la corriente. Las áreas de surgencias están localizadas al Oeste de la Isla Isabela.

Las aguas del fondo se mueven hacia el Norte a través de la Depresión Central en la parte central y en la Fosa en las partes Este de la Cordillera y produce un influjo de agua dentro de la Cuenca de Panamá. La velocidad de este influjo ha sido determinado para ser 33cm/s (Lonsdale y Malfait, 1974). Los principales parámetros de agua tales como fosfatos, oxígeno, nitratos, y silicatos son diferentes desde la Cuenca de Panamá hasta la Cuenca de Perú. Estas diferencias son más significativas por debajo de profundidades de agua de 2000 m, donde las aguas de la Cuenca de Panamá muestran consistentemente niveles de oxígeno más bajos y niveles de fosfatos, nitratos y silicatos más altos que las aguas de la Cuenca de Perú.

Corrientes Profundas: La Cordillera de Carnegie forma una estructura submarina que bloquea los flujos latitudinales de agua. Sin embargo, existen áreas en la fosa con una profundidad del umbral de aproximadamente 3000 m que permite una entrada de agua desde el Norte de la Cuenca de Panamá. Otra entrada fue identificada en el área de la Depresión Central de Carnegie a una profundidad de aproximadamente 2400 m (Malfait, 1974; Lonsdale, 1976). La circulación del fondo fue inferida por Van Andel (1973) y Kowsman (1973a) basada en la distribución de los sedimentos y la topografía del piso marino. La distribución de la materia suspendida en las aguas cercanas al fondo fue analizada por Plank et al., [1973]. El flujo de las aguas de fondo es predominantemente de sur a Norte ambas a través de la Depresión Central de Carnegie, y desde la Cuenca de Perú hasta la Cuenca de Panamá a través de la Fosa Ecuador (Malfait y Lonsdale, 1974; Lonsdale, 1977a; Malfait , 1974; Lonsdale, 1976).

2.3 Marco Geológico

La formación de la Cordillera de Carnegie ocurrió como un resultado de la ruptura de la Placa de Farallón 23 millones de años atrás (Hey et al, 1977; Lonsdale y Klitgord, 1978; Meschede y Barckhausen, 2000), creando dos nuevas placas, la Placa de Cocos, bajo la Cuenca de Panamá, al Norte, y la Placa de Nazca, bajo la Cuenca de Perú, al Sur. Esfuerzos divergentes tiraron la parte de las placas de Nazca y Cocos y condujeron a la creación del Centro de Expansión de Galápagos (GSC) (Hey, 1977; Lonsdale y Kligton, 1978). La posición del Punto Caliente de Galápagos (GHS) en consideración a las placas de Nazca y Cocos ha sido una fuente de nuevo magma, responsable para dos trayectorias de material acrecionado al piso marino. Esta interacción formó dos largas cordilleras asísmicas (Johnson y Lowrie, 1972):

La Cordillera de Cocos, moviéndose al Noreste, está siendo subductada bajo el margen convergente de Costa Rica, la Cordillera de Carnegie, la cual es parte de la placa de Nazca, está moviéndose al Este bajo la placa Sudamericana, y La Cordillera de Colón, moviéndose al Oeste, como parte de los esfuerzos divergentes que tiraron alejando las placas de Nazca y Cocos.

La Cordillera de Carnegie se mueve a lo largo de la placa de Nazca en relación al GHS (Pennington, 1981). El excesivo volcanismo en la Plataforma de Galápagos es soportado por el GHS como una fuente de material (Christie et al., 1992; Sinton et al., 1996). Al sur de la Cordillera de Carnegie esta el Escarpe de Grijalva, una antigua zona de fractura N60ºE en la Placa de Farallón (Flüh et al., 2001). Esto es considerado parte de un escarpe de la más antigua placa de Nazca y permanece como una traza de la placa cuando se partió (Flüh et al., 2001). Relativo al escarpe, la Cordillera de Carnegie debe ser considerada como un punto caliente trazado sobre una corteza más joven (Figura 4).

La edad de la formación de esta cordillera asísmica, basada en anomalías magnéticas, edad de las muestras, y reconstrucción (Christie et al., 1992; Meschede y Barckhausen, 2001) es mas antigua cuando se mueve desde el Oeste hacia el Este (Fig. 4). Este incremento en la edad de la cordillera esta relacionado a la reconstrucción y a las anomalías en el área de unión cordillera–fosa cerca a los 20 Ma (Hey, 1977; Lonsdale, 1978; Wilson y Hey, 1995; Barckhausen et al., 2001). En el área este de la sección que incluye las Islas Galápagos, la corteza más joven esta asociada con volcanismo activo.

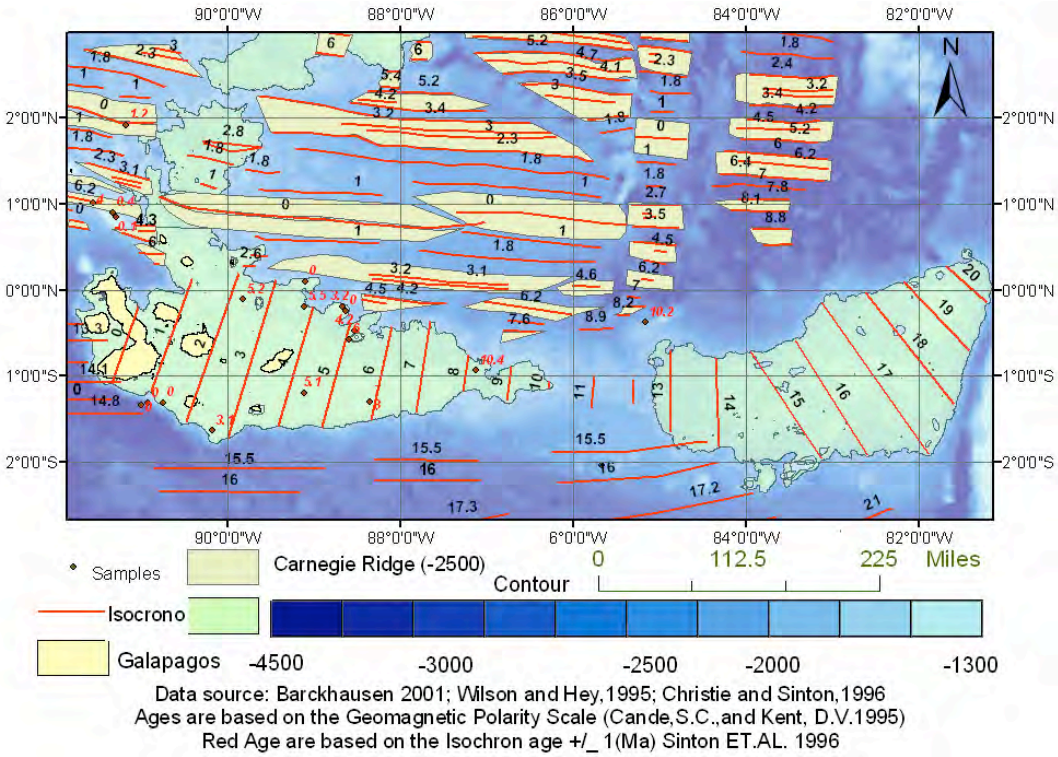


Figura 4. Predicción de la edad para la Cordillera de Carnegie. Compilación de acuerdo a la escala de tiempo de la inversión magnética y a la reconstrucción basada en la edad de muestras y anomalías magnéticas en la Cordillera de Carnegie. [Integrada y modificada (Meschede y Barckhausen, 2001), (Wilson y Hey, 1995), y (Barckhausen et al, 2001)].

Los datos batimétricos muestran que el flanco norte de la cordillera es más inclinado que el flanco sur. El escarpe mas inclinado y la morfología de bloques fallados en el lado Norte esta correlacionado con los ajustes isostáticos locales por los movimientos verticales de los bloques corticales (Detrick y Watts, 1979).

Las principales formaciones geológicas en la superficie del área de estudio, identificadas desde la secuencia estratigráfica del ODP y DSPD, son resumidas y caracterizadas en la Tabla 1.

Tabla 1. Litología de núcleos ODP. Basado en la descripción de la litología desde los sitios ODP y DSDP. Nota: mcd = Una profundidad compuesta en m.

Sitio	***Edad***	***Unidades Litológicas***
1238 Trayecto 202	Pleistoceno (0-98mcd)	Nanofósiles y limo con diatomeas; arcillas y foraminíferos
1238 Trayecto 202	Plioceno (98-322mcd)	Nanofósiles y limo con diatomeas, carbón orgánico
1238 Trayecto 202	Mioceno (322-480 mcd)	Diatomeas litificadas y limos con nanofósiles limos con creta y cherts horizontales
1239 Trayecto 202	Pleistoceno (0-97 mcd)	Nanofósiles calcáreos, foraminíferos planctónicos, limo con menos diatomeas que el sitio 1238
1239 Trayecto 202	Plioceno (97-410 mcd)	Limo con creta-limos calcáreos.
1239 Trayecto 202	Mioceno (410-560 mcd)	Diatomeas litificadas y limos con nanofósiles , creta y chert horizontales
157 Trayecto 16	Pleistoceno (0-85 m)	Limo con creta y nanofósiles foraminíferos diatomáceos
157 Trayecto 16	Plioceno (85-330 mcd)	Limo con creta
157 Trayecto 16	Mioceno (330-440 mcd)	Calizas con creta y nanofósiles y menos creta

La estructura geológica de la Cuenca de Panamá en la parte Noreste de la Cordillera de Carnegie ha sido afectada por fallas orientadas a lo largo del meridiano 91°W. El Centro de Expansión cambia su eje debido a varias fallas transformantes que lo cruzan, el sistema de fallas transformantes más importante pertenecen a las Zona de Fractura Inca, Ecuador y Panamá. Este activo tectonismo del piso marino en la cuenca ha jugado un rol importante en el salto de las cordilleras, e influye la cantidad de la pluma del manto que es creado. La Cordillera de Carnegie ha sufrido ajustes isostáticos locales a lo largo de una serie de fallas normales orientadas este-oeste que resultan en la formación de terrazas en cada flanco (Figura 5). Estas áreas terraceadas tienen sedimentos densos en el perfil, y son obstruidas por estructuras falladas hacia abajo y sedimentos recubiertos (Van Andel et al., 1973).

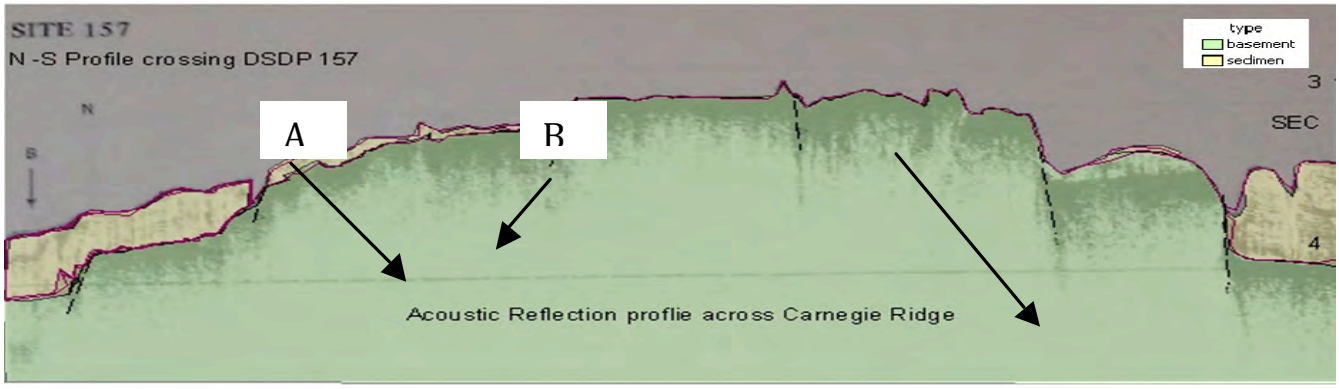


Figura 5. Perfiles de reflexión acústica de la transecta Norte-Sur. A: bloques fallados, B: terrazas planas, y C: cañones erosionados (Modificado de Van Andel et al., 1973).

Lineamientos volcánicos son observados en la sección Noreste de la Plataforma Volcánica de Galápagos, y lineamientos de montes submarinos son observados como una traza de cordillera en la Cordillera Sureste.

2.4 Sedimentos: generalidades

Uno de los primeros estudios para caracterizar el espesor de sedimentos y la distribución relativa de las partículas sedimentarias en el área de la Depresión Central en la Cordillera de Carnegie fue realizado por Malfait (1975). Malfait (1975) examinó los efectos de la erosión y los procesos del transporte usando fotografías submarinas en el flanco Norte del área de la Depresión Central; él encontró dunas restringidas a áreas en donde las corrientes estuvieron por encima del umbral para el transporte de carga de fondo. Estudiando las variaciones en el tamaño de grano en ambientes erosionales. Malfait (1975) confirmó la hipótesis de que el transporte de sedimentos fue esencialmente realizado por corrientes de fondo.

La Cordillera de Carnegie tiene altos gradientes de productividad primaria asociados con el afloramiento de los márgenes costeros y divergencia ecuatorial, y movimiento de nutrientes por corrientes (Lyle, 1992). Datos empíricos tienden a mostrar modelos latitudinales de productividad producidos por la posición zonal de las corrientes (Lyle, 1992). Los sedimentos terrígenos ocurren dentro de los 500 Km del continente y en la Plataforma Volcánica de Galápagos; la Calcita tiene la mas baja distribución en las áreas controladas por la deposición de terrígenos (Lyle, 1992). En la Cordillera de Carnegie del lado de la Cuenca de Panamá, la Lisoclina está localizada a 2869 m (Thunell et al., 1982) y la profundidad de compensación de carbonatos (CCD) está localizada a 3200 m (Lyle, 1992). En la Cuenca de Perú del lado de la CCD está localizada a 4100 m (Lyle, 1992), y la Lisoclina está localizada a 2900 m (Lyle et al, 1988). Diferencias en el contenido de carbón orgánico de los sedimentos produce variaciones en su color. Estas variaciones en el color de los sedimentos fueron relacionadas al flujo de carbón orgánico explicado

por el modelo latitudinal de alta productividad (Lyle, 1983). Malfait (1975) también examinó la relación entre los procesos erosiónales y de transporte y las variaciones texturales de tamaños de grano. El contenido de arena excede el promedio de los sedimentos superficiales en la Cuenca de Panamá desde 15% a 50% en la cresta de la cordillera (Van Andel, 1973). Esta concentración fue relacionada al cribado y al transporte pendiente abajo (Malfait, 1974).

3. Caracterización de Sedimentos

3.1 Fisiografía del Ambiente de Depósito

La Cordillera de Carnegie es formada del material volcánico emplazados en la Placa de Nazca. La Cordillera durante este proceso es incapaz de distribuir lateralmente la carga de esfuerzo producto del volcanismo con flexión. Como un resultado, ajustes locales isostáticos por movimientos verticales de bloques corticales producen una serie de fallas normales orientadas Este-Oeste, separadas por terrazas horizontales. La Cordillera Oeste tiene superficies de terrazas Este-Oeste en ambos lados, limitadas por escarpes inclinados que son la base para las siguientes fallas, hacia abajo de la cuenca. Las terrazas horizontales tienen coberturas sedimentarias densas de acuerdo a los perfiles de reflexión acústica de la campaña C111 Lamont Columbia University. Estructuras similares son observadas en el área de la Depresión Central, las Cordilleras Oeste y Este. En la región de estudio, seis diferentes unidades fisiográficas de ambiente de depósitos pueden ser individualizadas: Plano abisal, Topes de colinas, Pendientes, Área de depresión, Fallas, y Depresiones.

3.2 Composición de Sedimentos

La composición de los sedimentos a lo largo de la Cordillera de Carnegie y las áreas de cuencas adyacentes es afectada por la productividad superficial, la edad de la corteza, la profundidad de compensación de carbonatos, la distancia desde el continente (fuente de sedimentos terrígenos), la disolución, y el flujo de agua de fondo. La dilución por material terrígeno cerca del continente, y los fragmentos volcánicos erosionados alrededor de la Plataforma Volcánica de Galápagos (Kowsman, 1973b) son localmente importantes en la composición del sedimento. Igualmente, la re-distribución de sedimentos biogénicos, principalmente carbonatados, es generada por la erosión producida por el flujo del agua de fondo. Inicialmente, 165 núcleos fueron seleccionados para el área con valores conocidos de porcentaje de peso de carbonatos, porcentaje de peso de ópalo normal, porcentaje de peso de carbón orgánico, tasa de sedimentación, etc.

3.3 Depósitos Biogénicos

Deposición de carbonatos: La composición de sedimentos basado en el porcentaje de peso de $CaCO_3$ en la parte superior de los núcleos existentes fue agrupado y mapeado en grillas de porcentaje general de $CaCO_3$ (Figura 8). Estos modelos de distribución de $CaCO_3$ son marcados por la dilución de terrígenos, zonas silíceas, y las diferencias entre las zonas climáticas producidas por la posición geográfica del Frente Ecuatorial (Lisitzin, 1996). El carbonato dominante es encontrado en la Cordillera, no en la Cordillera Este donde la acumulación de los sedimentos silíceos es importante. En la pendiente, el porcentaje tiene mínimas variaciones. En las colinas, esto es observado en el Trayecto 202 Sitios 1238 y 1239 con moderada acumulación de 58% y 72% respectivamente. Un factor importante para considerar cuando se trata con el $CaCO_3$ es el estado de preservación, lo cual es el porcentaje fraccional de los caparazones de los organismos; ellos nos dan una idea de la condición ambiental del depósito. Los caparazones son preservados en un estado inicial y empiezan un proceso de destrucción debido a la disolución química. En el piso marino los caparazones más densos tienden a preservarse. El análisis de la preservación y los cambios temporales y espaciales en la composición y acumulación de sedimentos deben darnos una idea del ambiente deposicional de los sedimentos. La preservación de su distribución en la Cordillera esta afectada por procesos químicos y mecánicos tales como efectos de solución, selección, y transporte lateral a la cuenca adyacente (Dikelman, 1974). El carbonato esta saturado en la superficie y los procesos de disolución empiezan con el incremento de la presión y la disminución en la temperatura, conduciendo a un incremento en el contenido de CO2.

Deposición de Ópalo: Las aguas ecuatoriales, en donde los radiolarios están en concentraciones mas abundante, tienen alta producción de sílice amorfa (Archer et al., 1993). Los sedimentos son ricos en remanentes silíceos en el área de estudio. Sílice tipo ópalo localizada en el piso marino está compuesta de remanentes de sedimentos silíceos biogénicos formados de residuos de diatomeas y radiolarios.

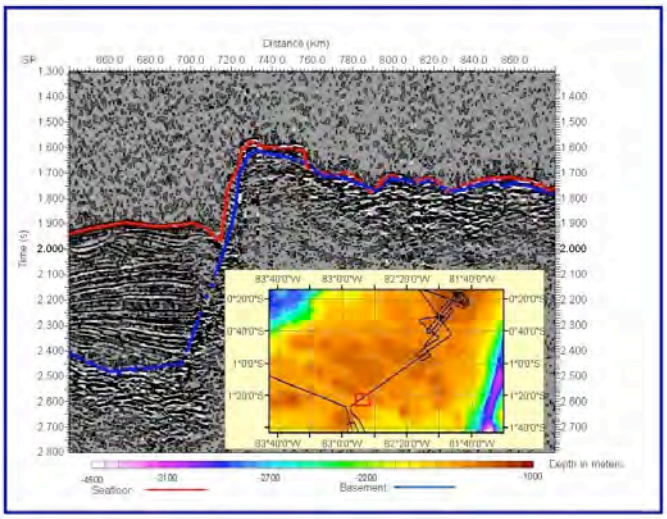


Figura 7. Perfil sísmico de Scripps Institution of Oceanography campaña Nemo 03 mostrando una pendiente inclinada en la Cordillera Este de la Cordillera de Carnegie. Está localizado en la trayectoria de la profundidad más somera, mostrando áreas de basalto volcánico expuesto a la interfase agua/capa de sedimento.

La distribución de radiolarios asociados refleja un área de alta productividad (Molina Cruz, 1977). La preservación de radiolarios en la Cordillera Oeste es más grande que en la Cordillera Este. El contenido de ópalo en los sedimentos recientes (Figura 9) en la Cordillera de Carnegie varía desde 13 a 80 % de su peso. Tres zonas esenciales de depósitos recientes de sílice son identificados: (1) la Cordillera Este, la cual tiene los valores más bajos; (2) el área de la Cordillera Oeste muestra valores moderados (3) depósitos ricos en sílice son encontrados en la Cuenca de Perú, donde el CaCO3 sufre disolución.

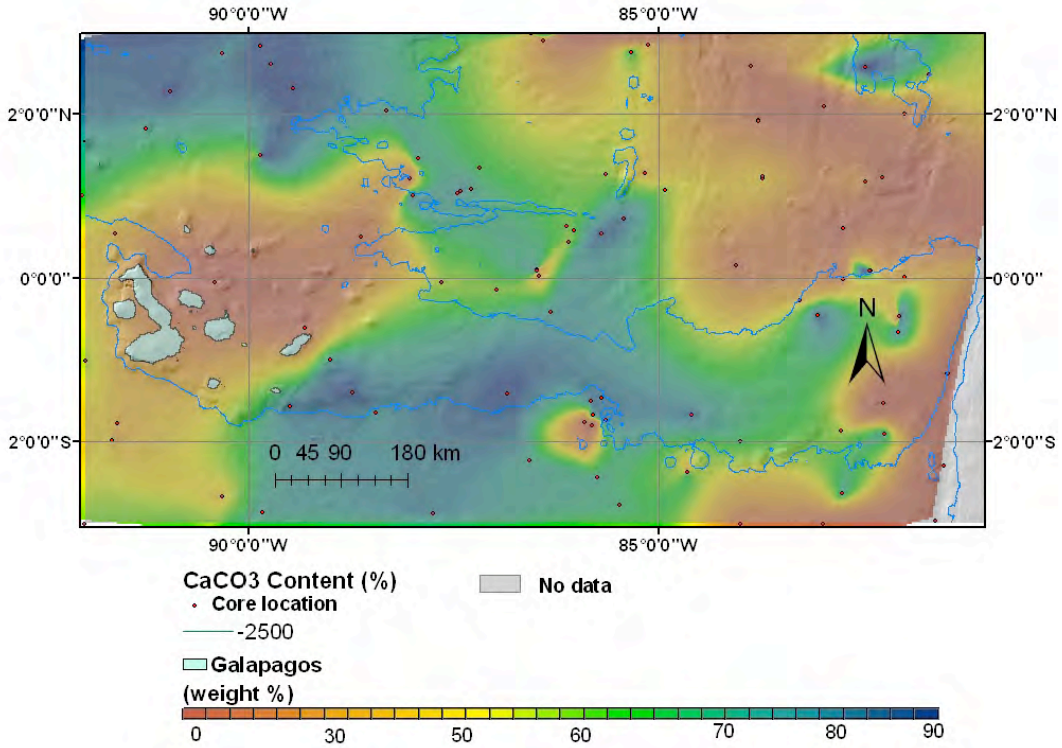


Figura 8. Distribución del contenido de CaCO3 en los depósitos de fondo a lo largo de la Cordillera de Carnegie. Esto fue compilado usando el porcentaje de CaCO3 en los primeros 30 cm de cada núcleo (datos de Lyle et al., 1995; Lyle, 1992; Swit, 1976; Mekik,et al., 2002; Molina Cruz, 1975). La dilución vía mezcla con otros elementos es importante en la determinación de la preservación. En la Cuenca de Panamá, la disolución fue observada en núcleos por debajo de la Lisoclina sedimentaria, la cual está localizada a 2800 m (Thunell et al., 1982), o a 2700 m (Lyle, 1992). Como se esperaba, la disolución no fue evidente arriba de los 1770 m en la Cuenca de Panamá. El estado de preservación difiere de una especie a otra debido a que ellas son diferentes en sus composiciones. Algunas especies tales como Foramínifera G. Theyere y G. Ruber tienen paredes delgadas disueltas, mientras que otras con paredes gruesas son preservadas, tales como G. Dutertrie (Allen, 1984).

La distribución de ópalo, la cual esta bien correlacionada con los mapas de productividad superficial, es afectada por calcita fabricada (Archer et al., 1993). Esto es debido a que la grilla fue compilada usando los valores de porcentaje de ópalo libre de calcita. El enterramiento de sedimentos de ópalo representa estos valores, y ellos son una fracción de la producción total de ópalo, lo cual está afectado por disolución.

3.4 Depósitos Clásticos

La Cordillera Este recibe un suministro moderado de sedimentos terrígenos desde el continente. La concentración produce una dilución de otros componentes del sistema de sedimentos. Esta distribución en la Cordillera Este está influenciada por las corrientes de fondo. La concentración de arcilla en la parte noreste es principalmente de origen continental (Van Andel, 1973).

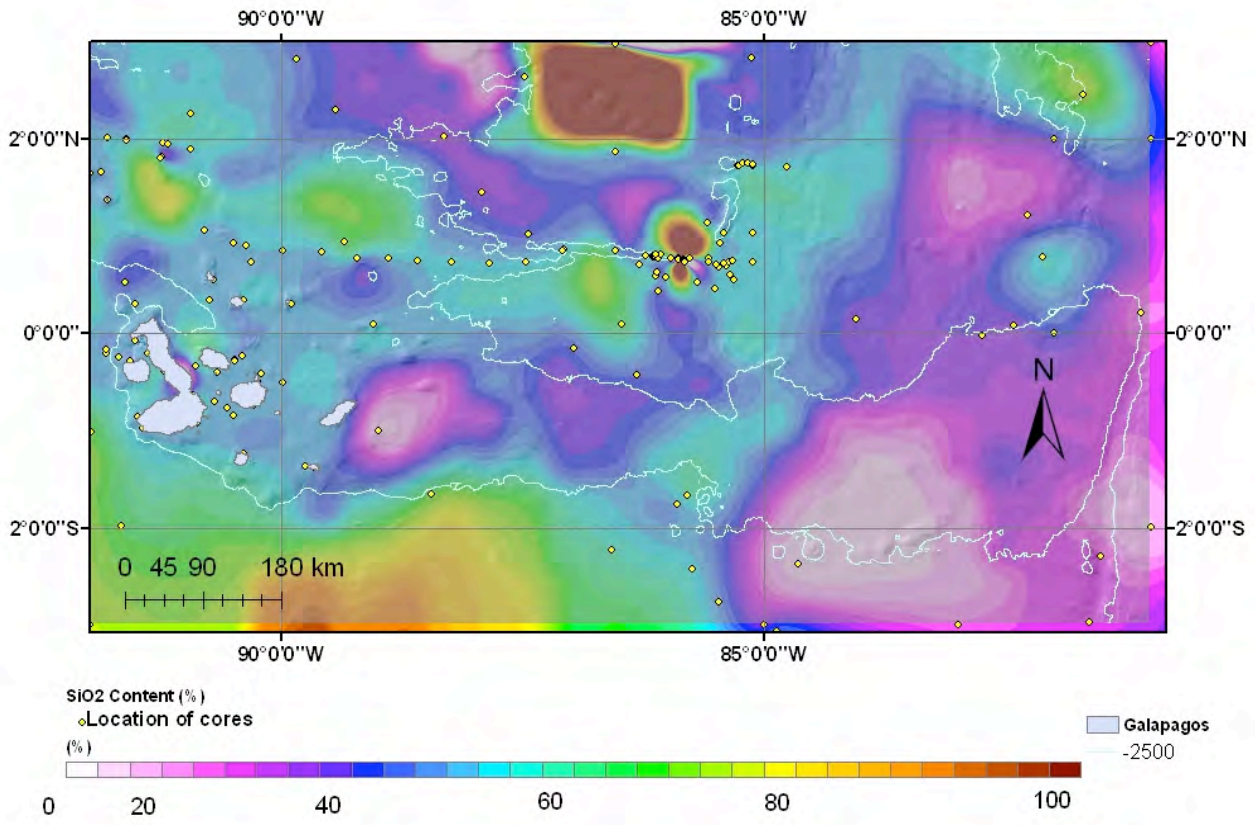


Figura 9. Contenido de ópalo en los sedimentos superficiales (como un porcentaje de la muestra). Los puntos indican la localización de las muestras. Base de datos (Leinen, 1986; Lyle et al., 1995).

La fracción más pequeña en los sedimentos esta compuesta de materia orgánica producida en las aguas superficiales e importadas desde el continente; altos porcentajes de carbón orgánico están presentes en la Cordillera Este (Figura 10).

Las variaciones en el carbón orgánico reflejan diferentes grados de descomposición relacionadas a la oxigenación de las masas de agua y cambios de la productividad primaria en las aguas superficiales (Ricken, 1993). En el Pacífico Ecuatorial Este, el pastoreo es ineficiente, y como un resultado, mas carbón es exportado al piso marino bajo estas condiciones (Pedersen y Calvert, 1990).

Las aguas del fondo están casi desprovistas de oxígeno disuelto debido a que este es consumido por los altos flujos de carbón, creando condiciones anóxicas. Las condiciones anóxicas y las aguas de alta productividad controlan la riqueza del carbón orgánico en los sedimentos (Pederson y Calvert, 1991).

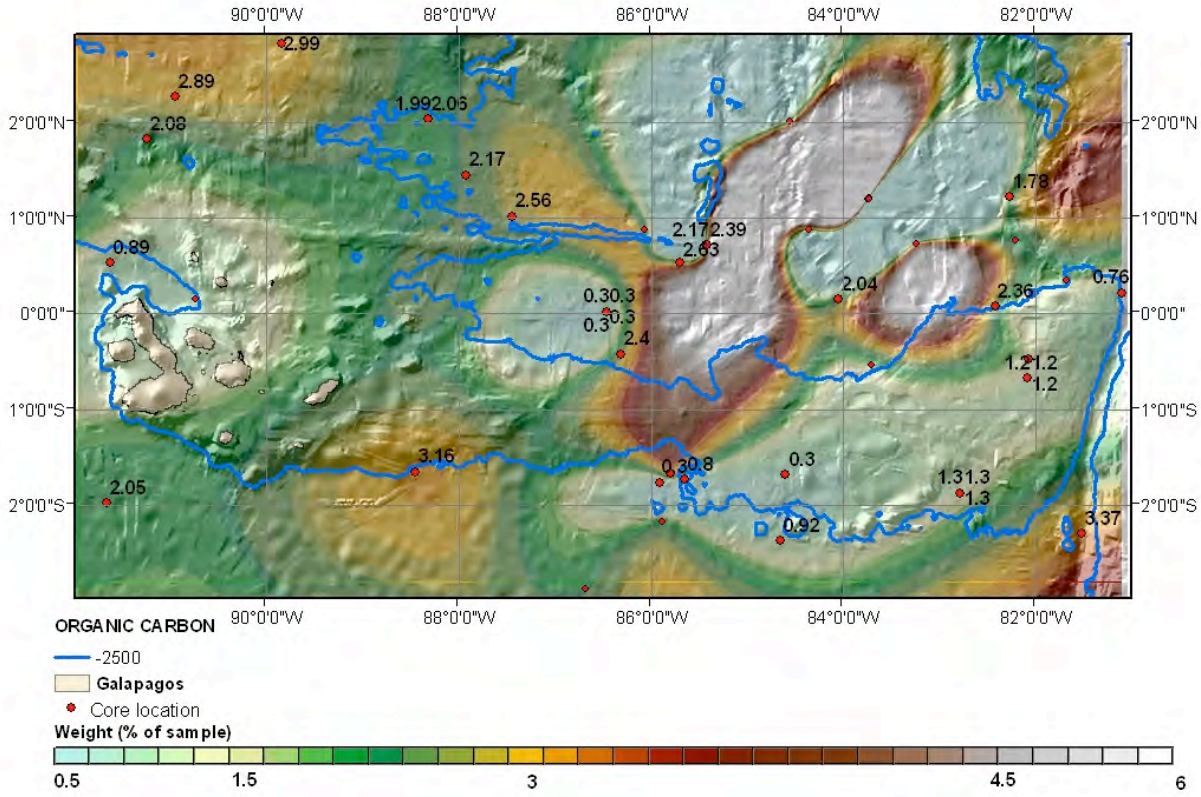


Figura 10. Distribución de carbón orgánico en los sedimentos superficiales en la Cordillera de Carnegie. Las posiciones de los sitios listados en el anexo 1 son indicados. Base de datos (Lyle,1992; Lyle et al., 1995; Mekik et al , 2002).

Materia orgánica con colores oscuros fue identificada en el Sitio 1239 del ODP puesto que el tope de la colina en el flanco Este tiene una interfase agua-sedimento cercana a la zona mínima de oxígeno. Esta área se encuentra en la entrada de altos flujos de materia orgánica (Tabla 2) debido a la formación de masas de agua reducidas en Oxígeno. La alta productividad produce grandes cantidades de materia orgánica en descomposición, y alto consumo de oxígeno disuelto (Pedersen y Calvert,1991).

En el flanco Norte de la Depresión Central, la tasa de sedimentación es más grande que en el este de la cordillera (donde la tasa de sedimentación es moderada). En áreas de alta sedimentación el carbón orgánico en los sedimentos es enterrado más rápido y recibe protección de la respiración oxidante y de la digestión béntica (Schulz, 2000), y en la Cordillera Este el contenido de carbón orgánico es mas alto cerca de las áreas costeras y disminuye costa afuera (Lyle et al, 1988). Las áreas costeras y la cordillera Noreste, en conjunto con el área Oeste de Galápagos donde la surgencia costera es alta, determinan en donde los valores mas altos de carbón orgánico están presentes.

Tabla 2. Promedio de carbón orgánico total en la parte superior de los núcleos de ODP (Trayecto 202). La más alta concentración fue encontrada en los núcleos 1238 y 1239, caracterizados por las profundidades más bajas y localización cercana al continente (para localización de núcleos referirse al Apéndice 2 número 2).

Número del núcleo	Carbón orgánico total TOC%	Profundidad (m)
1238	3.4-11.8	2203
1239	3.7	1414
1240	1.5	2921

Resumiendo, la proporción de carbonato en el sedimento varía entre 1 y 97.76 en el porcentaje de peso, mientras el contenido de ópalo varía desde 20 a 70 en el porcentaje de peso, y el contenido de carbón orgánico varía desde 0 a 3.5 en el porcentaje de peso. En general, la tasa de deposición de sedimentos carbonatados es alta, debido a que los sedimentos son depositados por encima del CCD.

3.5 Depósitos de Fondo

Estudios granulométricos de Malfait (1975) y Van Andel et al. (1973a) muestran que la distribución de material es más grueso en las colinas topográficas, y el material fino es depositado en el plano abisal adyacente a la Cordillera, y en las terrazas con cimas planas. En las depresiones y canales que corren desde el área de la Depresión Central, el sedimento es arrastrado hacia afuera (Dinkelman, 1974) por flujos de agua de fondo, y la erosión es clara en donde las marcas de corrientes (ripple marks) son evidentes (Malfait, 1974) y las dunas abisales son el resultado de los procesos mecánicos (Lonsdale, 1976). Estas condiciones topográficas locales son importantes en la determinación de como el material es formado y re-depositado. Sin embargo, la alta zonalidad de material biogénico formado, la disolución de material calcáreo con la profundidad y el disturbio por las corrientes de fondo son procesos importantes que han definido el depósito de sedimentos en el área.

Las concentraciones de arena y limo en la Cordillera son principalmente de material foraminífero, la abundancia está entre 10% y 30%. La fracción de arcilla es menos que 10% y entre 50% y 70% en el plano abisal adyacente a la Cordillera. La principal entrada de arcilla, entre 70% y 90%, es observada en la confluencia Cordillera-Fosa, (Lisitzin, 1996). Sedimentos superficiales conteniendo concentraciones de metales fueron limitados a nódulos de manganeso en la Cordillera de Carnegie (Rosato et al., 1975). La Cordillera Noreste y las áreas adyacentes tienen concentraciones más grandes de minerales de arcilla (*Heath et al.*, 1974) que el resto de la Cordillera. Ellas están compuestas principalmente por Caolinita y Clorita, las cuales están mezcladas con lavas de feldespato [*Werner et al.*, 2000]. La Smectita, mineral de arcilla formada en el océano y también suministrada de los continentes, es distribuida en alto contenido en la Plataforma de Galápagos (Heath et al., 1974). Los fragmentos oceánicos ricos en Basalto son también suministrados a la Plataforma de Galápagos como un producto del volcanismo de las Islas Galápagos.

3.6 Propiedades de los Sedimentos

En este estudio, la distribución del tamaño del grano es determinada de acuerdo a Lonsdale y Malfait (1974) para el área de la Depresión Central, y basadas en la información de núcleos en las Cordilleras Este y Oeste. Re-trabajamientos de sedimentos antiguos ocurren en la Cordillera, lo que fue observado mediante la existencia de capas de sedimentos conteniendo especies extintas de los períodos Terciario y Cuaternario tardío, resultando de los disturbios de sedimentos por las aguas de fondo, de deslizamiento rotacional, y de la actividad béntica (Dinkelman, 1974). Considerando áreas homogéneas, las terrazas planas y las cuencas abisales adyacentes, las propiedades de los sedimentos son las mismas para determinados tipos de sedimentos y de ambiente si la porosidad es la misma (Hamilton y Bachman, 1982). Las litologías generales en la Cordillera son (Figura 11):

- Sedimentos terrígenos en el área adyacente a las Islas Galápagos del Este, y los límites de las confluencias Cordillera-Fosa en el Norte y Sur, los cuales están principalmente compuestos de arcilla del continente y vidrio volcánico de la Plataforma Volcánica de Galápagos.

- Las colinas abisales en las cordilleras Este y Oeste, formadas principalmente de calcáreos limosos (ooze).

- Las propiedades del Plano Abisal en la Cuenca de Perú y áreas adyacentes a la cordillera en el lado Sur, cuyas profundidades promedias son 3200 m al Sur, están principalmente compuestas por calcáreos limosos.

- Las propiedades del Plano Abisal en la Cuenca de Panamá y áreas adyacentes a la Cordillera en el lado Norte, cuyas profundidades promedio son 3000 m al Norte, están compuestas principalmente por arcilla y calcáreos limosos.

- Las propiedades de sedimentos calcáreos en el área de la Depresión Central y en los flancos de la Cordillera están basados en el ambiente general.

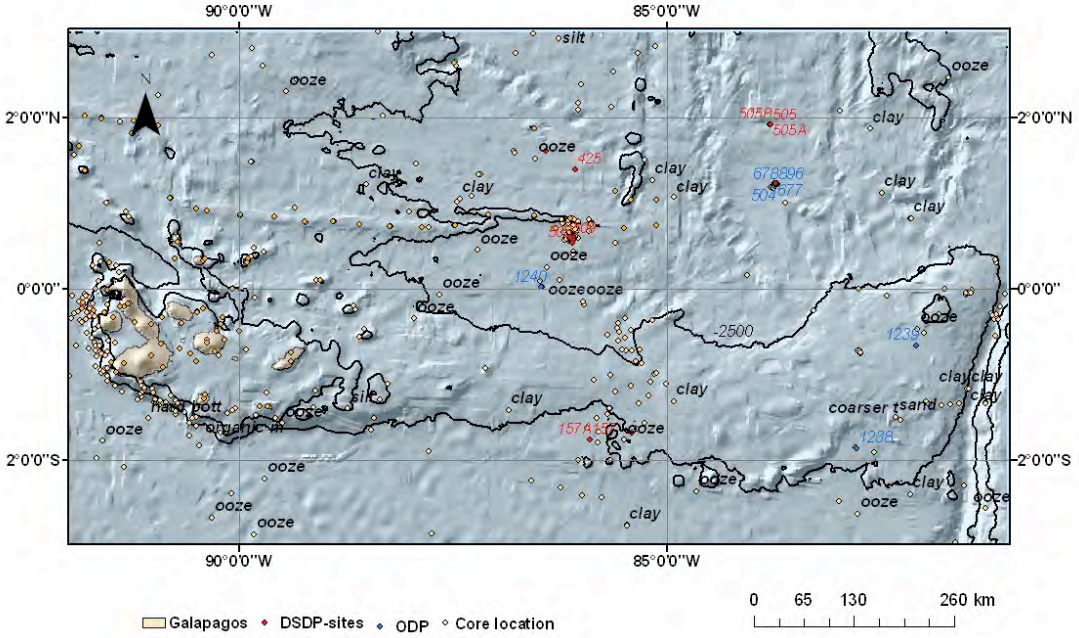


Figura 11. Litología basada en la descripción de núcleos de la NGDC. Los puntos rojos reportan la distribución de los sedimentos superficiales del piso marino en los últimos años desde 1970 (Deck41 Base de datos, NGDC).

La Cordillera de Carnegie tiene un alto nivel de carbonato y sílice biogénica, tal como es observado en la parte superior de los núcleos 1238 y 1239 del ODP en el Trayecto 202, y Sitio 846 en el Trayecto 138. En el Sitio 1238 la tasa de acumulación de masa (MAR) de carbonato es 2 g/cm^2/Ka y la MAR no carbonatada es 1.4 g/cm^2/Ka), y en el Sitio 1239 (MAR carbonato de 1.8 g/cm^2/Ka y MAR no carbonatado de 1.4 g/cm^2/Ka): la acumulación de carbonato es mas grande que la acumulación no carbonatada. Los núcleos 138 (MAR carbonato 1.2 g/cm^2/Ka y MAR no carbonatado 0.8 g/cm^2/Ka) tienen una tasa de acumulación de carbonato mas alta (Mix et al., 2002). Las condiciones ambientales en la Cordillera de Carnegie son de sedimentos carbonatados; en donde estos sitios están localizados se encuentran afectados por procesos tales como cambios en el arreglo pelágico vertical y lenta advección lateral a través de la columna de agua. Estas condiciones varían como resultado de la influencia de la tierra produciendo áreas de sedimentos hemipelágicos, donde lutitas negras hemipelágicas tienen tasas de sedimentación de 10 cm/Ka en una zona de alta productividad (Stow et al., 2001). El agua intermedia que afecta los Sitios 1238 y 1239, y las lutitas negras depositadas como un resultado de procesos que controlan la sedimentación de grano fino en aguas profundas describen un ambiente de deposición en la Cordillera Este poca profunda. Esta área fue también considerada como un área de distribución hemipelágica basada en la distribución del contenido de la illita (Heath et al., 1974).

3.7 Estructura y Estratigrafía de los Sedimentos

La secuencia local de sedimentos del piso marino con una resolución lateral es observada con perfiles de reflexión sísmica obtenidos de las expediciones del Scripps Institution of Oceanography (campañas Nemo Transecta III, y Venture Transecta I). La secuencia de deposición es constante, excepto en áreas inestables de topografía altamente variable producidas por una parte caótica del escarpe, y en áreas donde el patrón de relleno de la cuenca tiene diferentes espaciamientos entre los reflectores. Esto es una indicación que la Cordillera tiene un arreglo uniforme de los sedimentos a través de la columna de agua regional. Una cobertura de sedimentos pelágicos fue observada en el área de los reflectores adyacentes a la Cuenca de Panamá. Los reflectores que se pueden trazar fueron relacionados a la variación en la productividad superficial, los cuales producen un decrecimiento en el contenido de carbonatos sedimentarios a partir de la disolución producida por el incremento en el contenido de radiolarios silíceos (Kemp y Baldauf, 1993).

La deposición general en los topes de las colinas en la Cordillera Este corresponde a un relleno de cuenca pelágica, donde los sedimentos son depositados en topografías bajas (Lyle et al., 2000a y 2000b). El efecto de lazo-corbata (bow-tie) es observado en el área alrededor de los topes de las colinas hacia el lado Sur mostrando evidencia de erosión (Figura 12). Los sedimentos en la parte Norte de la Depresión Central son concentrados como un resultado del re-trabajamiento (Malfait, 1974; Knappenberger, 2000).

En una escala regional, las colinas de la Cordillera Este muestran un basamento expuesto a la columna de agua. Los sedimentos más viejos observados en los perfiles de reflexión sísmica parecen indicar una transición de los sedimentos depositados bajo condiciones más pelágicas a condiciones hemipelágicas.

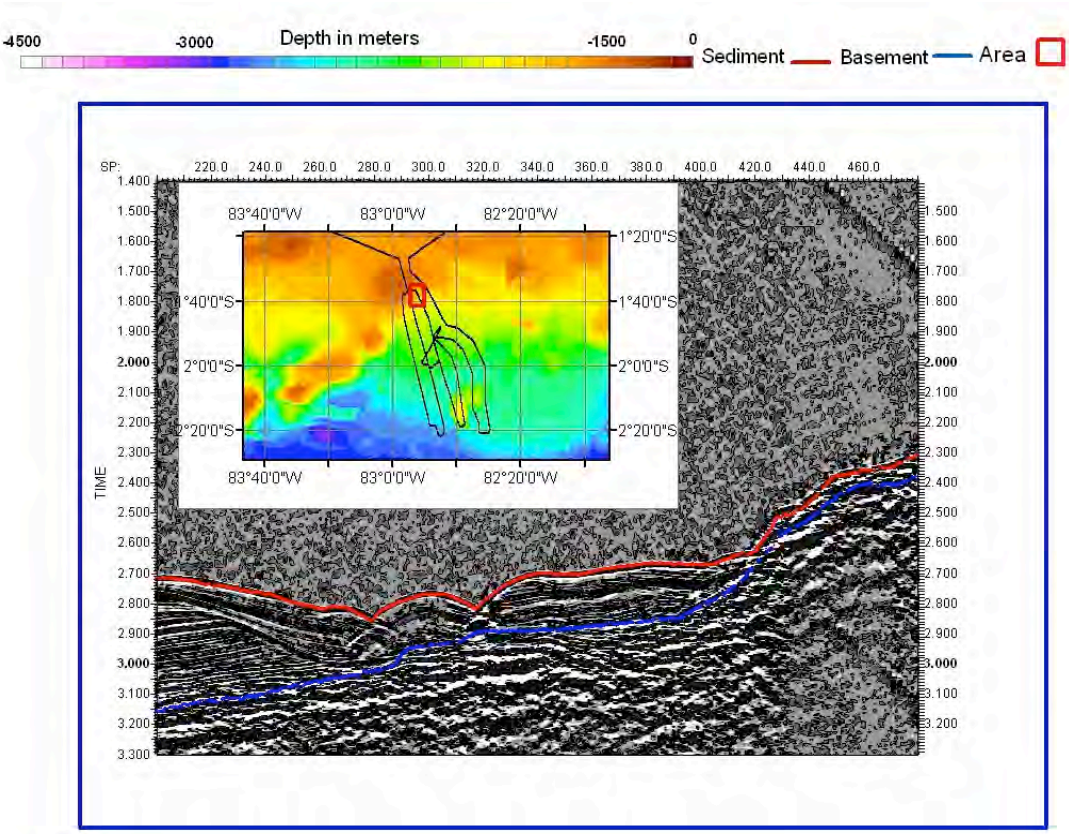


Figura 12. Secuencia estratigráfica en la Cordillera Sureste. Los efectos lazo-corbata son observados a lo largo del perfil: la dirección horizontal ayuda a predecir reflectores continuos en la estratigrafía del sedimento en el lado izquierdo, y a los sedimentos denudados del tope de la colina en la derecha. Una deposición de relleno de cuenca domina la secuencia de sedimentos. Base de datos sísmicos de la campaña Nemo 03 (Scripps Institution of Oceanography).

3.8 Espesor de sedimentos

La asociación de varios perfiles es usada para proveer el espesor de sedimentos. Por lo tanto, es importante comprender la correlación entre la batimetría del piso marino, distribución del basamento, edad de la formación de la corteza, y espesor de la corteza. Estas relaciones son representadas en un modelo de espesor de sedimentos, el cual puede estar disponible para representar estos aspectos generales. Además, en la Cordillera de Carnegie, donde la corteza es densa y de origen volcánico, los sedimentos están acumulados principalmente en las pendientes bajas y las áreas estables, tales como en la pendiente abajo de los flancos y las terrazas con cimas planas. El relleno de la Cuenca ocurre pendiente abajo en áreas donde el cambio del gradiente de la pendiente es el principal aspecto (Figura 13). Estas áreas generales tienen anomalías negativas de gravedad producidas por la ausencia de masa, y pueden ser usadas para interpretar la estructura en profundidad entre la Cordillera y la Cuenca adyacente.

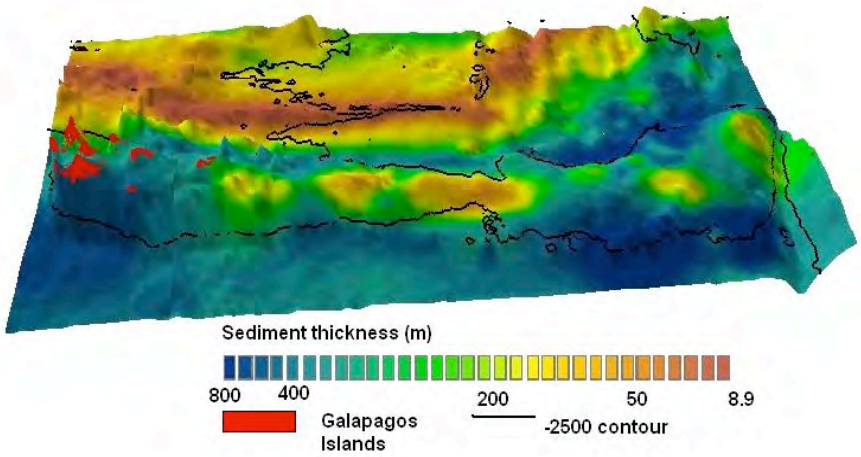


Figura 13. Distribución del espesor de sedimentos. Esta predicción desde una cuadrícula de la base de datos de la NGDC está mostrando las áreas densas que están pendiente abajo de las cuencas adyacentes a la cordillera y las áreas mas delgadas que están en las colinas.

Esta asociación es hecha por la adecuación de anomalías negativas de gravedad con los sedimentos densos en el área, de manera general. Los datos de espesor de sedimentos están disponibles en línea en la siguiente dirección electrónica:http://www.ngdc.noaa. gov/mgg/sedthick/sedthick.html. El espesor de sedimentos tiene una cobertura irregular producida por las rugosidades del basamento volcánico y una extensiva erosión en las áreas del umbral de la Cordillera de Carnegie. El conjunto estratificado es observado en los perfiles los cuales muestran una secuencia normal de sedimentos. Las áreas de no conformidades están restringidas a la parte baja de la secuencia sedimentaria, con una compensación producida por las fallas transformantes en la dirección Este-Oeste (Van Andel et al., 1971). Las partes caóticas cubiertas por sedimentos son limitadas al borde de los flancos relacionados por bloque fallado hundido. (Lyle et al., 2000; Michaud et al., 2001, 2005). Los movimientos de sedimentos colina abajo (Pisias et al., 2000; Lyle et al., 2000a, 2000b) son los principales factores que modifican la estratigrafía de los sedimentos debido al control estructural en las áreas bloques fallados hundidos.

3.9 Asociación de espesor de sedimentos y anomalías de gravedad

Las cargas en la corteza oceánica disturban el balance isostático, lo cual está directamente asociado a las anomalías de gravedad (Watts, 2001). La densidad de las rocas modifica esta desviación; el material con igual masa difiere en peso. Por lo tanto, especial énfasis ha sido colocado en las depresiones del basamento volcánico rugoso. Los materiales que rellenan las depresiones creadas por el desplazamiento del basamento (los cuales son continuos a ambos lados de la cordillera) son las áreas de sedimentos densos y de anomalías de más baja gravedad. Estas áreas pueden estar localizadas en las regiones que bordean a lo largo de la cordillera. Las anomalías de gravedad negativa están relacionadas a la flexura elástica de la litósfera en el Sur de la Cordillera Oeste, con altas anomalías negativas en el domo topográfico en la base del plano abisal adyacente (Feighner y Richards, 1994). Sin embargo, el espesor de sedimentos en las partes más deprimidas de estas áreas están escasas de sedimentos (Johnson et al., 1976), lo cual está relacionado directamente a la erosión debido al flujo de agua del fondo. La Figura 14 muestra el área mas densa en el lado Sur general debido a la alta pendiente, la cual es representada en pequeños espacios en los mapas generales que no dan suficientes detalles para reflejar la dirección general, y la grilla de la NGDC creada no toma en cuenta estos perfiles. La asociación espesor de sedimentos-anomalías de gravedad esta marcada por un área general de sedimentos densos en el sitio sur el cual esta correlacionado con las anomalías negativas de gravedad más altas.

En la Cordillera Este los topes de las colinas son cubiertas de sedimentos como lo indican las exposiciones de corteza expuestas en perfiles sísmicos digitales (Base de datos campaña Nemo 3 2001, (Scripps) líneas rojas en la (Figura 15). Estas áreas fueron obtenidas del nivel del basamento y del

piso marino procesando la base de datos digital. Las anomalías negativas de gravedad son observadas en los flancos. La cobertura de los perfiles de espesor de sedimentos medidos a partir de un registro de reflexión sísmica de canal simple

(1985) y añadido a la (Figura 16b) es demasiado ligero y bastante difícil para hacer una caracterización general. Las áreas densas están localizadas en las terrazas en la cordillera y en la pendiente abajo de los flancos y el plano abisal adyacente (Figura 15b, 16a).

Las anomalías negativas de gravedad del área de la Depresión Central son observadas en los flancos de la Cordillera y en los alrededores del plano abisal. Estas áreas son representadas con altos valores de espesor de sedimentos.

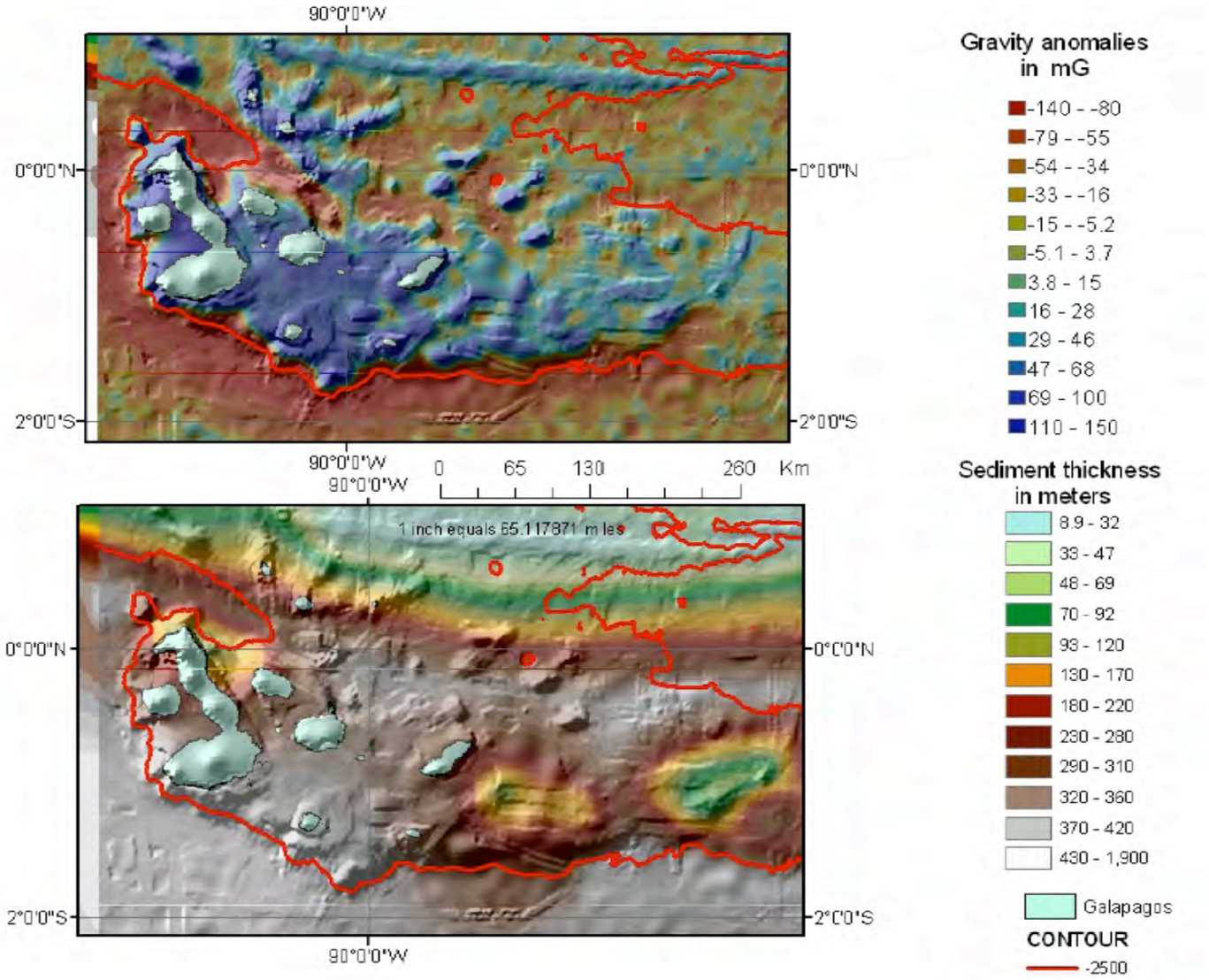


Figura 14. Distribución del espesor de sedimentos y anomalías de gravedad en la Cordillera Oeste. Los sedimentos más densos están localizados en el plano abisal adyacente y los sedimentos más delgados en el tope de las colinas. Una muy pronunciada anomalía negativa de gravedad es observada en la cordillera Suroeste.

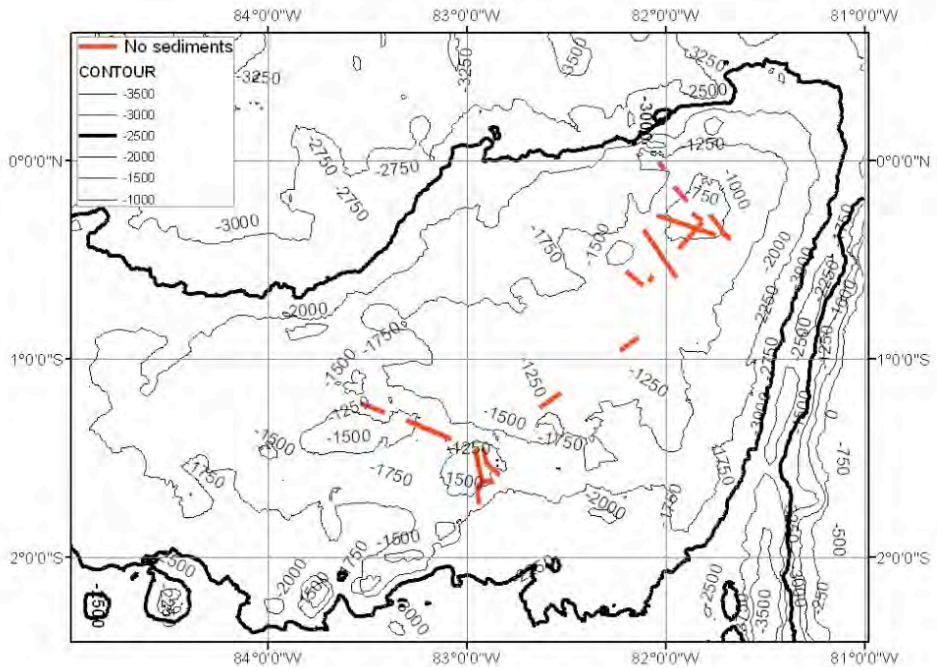


Figura 15. Áreas de no deposición. **(A)** Las líneas rojas representan las áreas sin sedimentos a partir de perfiles sísmicos (Base de datos de la Campaña Nemo 03). La mayoría de las áreas están localizadas en el tope de las colinas. **(B)** Sección sísmica mostrando el no depósito en la pendiente media al Norte de la Cordillera Este.

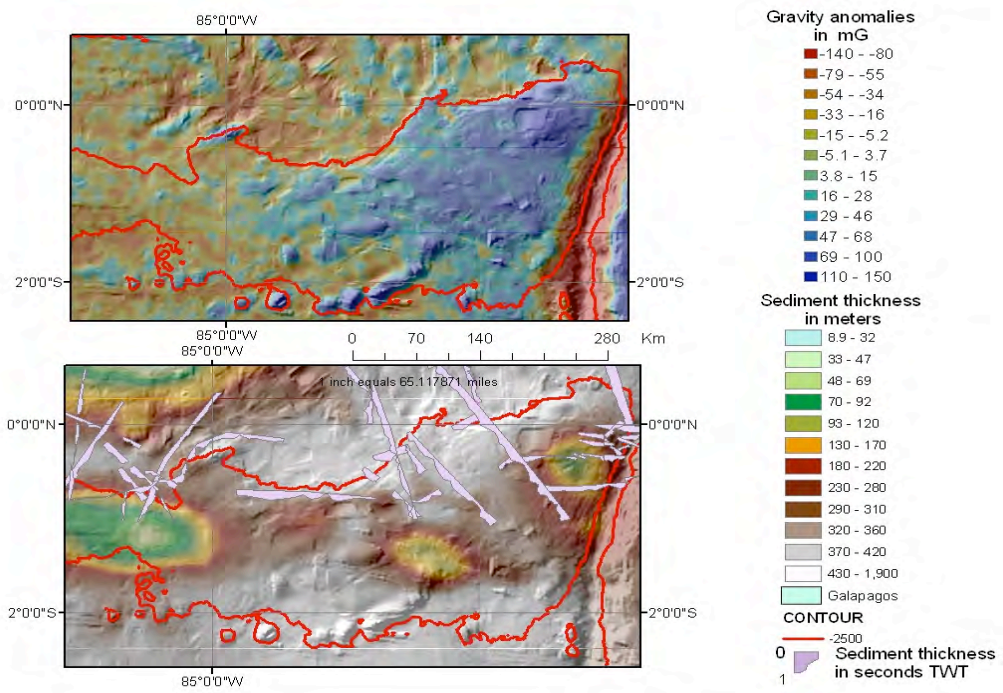


Figura 16. Distribución del espesor de sedimentos y anomalías de gravedad en la Cordillera Este y Depresión Central adyacente. Los sedimentos más densos están localizados en el plano abisal adyacente y los sedimentos más delgados en el tope de las colinas. Los polígonos morados representan el espesor de sedimentos medidos a partir de registros de reflexión sísmica de canal simple (Modificado de Rogan y Langseth, 1986). Una pronunciada anomalía negativa de gravedad es observada en el escarpe abajo de la Cordillera.

4. Factores que controlan los depósitos

4.1 Condiciones generales

La profundidad relativamente somera de la Cordillera de Carnegie (por encima de la Lisoclina y de la profundidad de la compensación de carbonato) es un factor importante que controla la sedimentación (Figura 17). En particular, la acumulación de $CaCO_3$ está basada en la producción (depósitos pelágicos de restos calcáreos) de las aguas superficiales, y la disolución por degradación del carbón orgánico dentro de los sedimentos superficiales. Ambos son importantes para la distribución del $CaCO_3$ en la cordillera [Pisias et al., 2000].

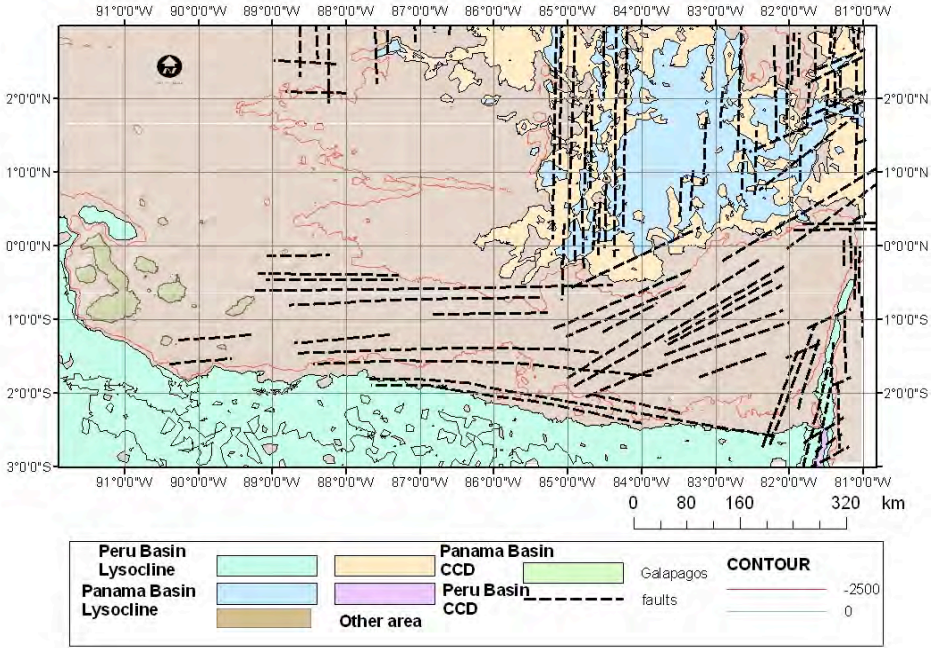


Figura 17. Áreas generalizadas por debajo de la profundidad de compensación del carbonato y profundidad de la Lisoclina de las Cuencas de Panamá y Perú. (Modelos de Fallas modificado de Van Andel et al., 1971).

Los factores que influyen el depósito de los sedimentos biogénicos en el área general alrededor a la Cordillera de Carnegie son:

1. Productividad en las aguas superficiales, lo cual tiene un efecto directo en el suministro de sedimentos pelágicos.
2. Dilución de sedimentos biogénicos por entrada de terrígenos.
3. Disolución submarina asociada con las Aguas del Pacifico Central.
4. La circulación de aguas corrosivas, la cual esta aumentada por la degradación de la materia orgánica.

4.2 Productividad

La concentración promedio de organismos que viven en la superficie oceánica del área de la Cordillera de Carnegie es aproximadamente de 1000 mg C/m^2/d cerca de la cordillera sureste y las áreas en los alrededores de la Islas Galápagos, y 500 mg C/m^2/d cerca del flanco Norte de la Cordillera y el área de la Depresión Central (Dinkelman, 1974). Estos valores demuestran donde la productividad es más alta en el área, basados en la influencia de la corriente SEC. La cordillera está en la región ecuatorial, la cual coincide con la zona de enriquecimiento de sílice. En esta área, el plancton es suficientemente abundante en la superficie, y sus esqueletos se acumulan y alcanzan el piso marino. Las corrientes superficiales están directamente implicadas en el arreglo pelágico en razón de su contenido elevado en nutrientes. Similarmente, la circulación del agua de fondo restrictivamente dentro de la Cuenca de Panamá afecta la productividad local en el flanco Norte de la Cordillera.

4.3 Aporte terrígeno

A lo largo del Margen Continental Ecuatoriano, sedimentos terrígenos diluyen la concentración de esqueletos planctónicos, lo que

reduce significativamente la concentración de $CaCO_3$. Esta variación general es observada a lo largo de la Cordillera Este. Sedimentos terrígenos vienen principalmente de los sistemas deltaicos a tierra formados alrededor de las salidas fluviales ubicadas a lo largo de la plataforma continental. Estos ríos depositan la mayoría de los sedimentos en la Fosa Ecuatoriana. La distribución del cuarzo sedimentario es lineal al respecto de las condiciones del fondo, y sus fuentes son mayormente continentales (Leinen et al., 1986). La distribución general iguala los valores más altos de concentraciones de cuarzo encontrados más cerca del continente (Figura 18), confirmando un aporte realzado de sedimentos terrígenos cerca de la tierra. Los modelos principales de sedimentos no-carbonatados se aparejan con la tasa de flujo de sedimentos terrígenos. El flujo máximo ocurre cerca de la boca de los ríos Guayas, Esmeraldas, y a la esquina de la unión entre la Fosa Ecuador y la Cordillera de Carnegie. Los sedimentos son distribuidos latitudinalmente, de acuerdo con las masas de agua y las fuerzas eólicas. Sedimentos terrígenos y cenizas basálticas originadas desde las Islas Volcánicas de Galápagos fueron encontrados alrededor de la Plataforma Volcánica de Galápagos, y más fragmentos de vidrio silicio de origen volcánico se encontraron en el lado Este de la Cordillera de Carnegie (Roseto et al., 1975).

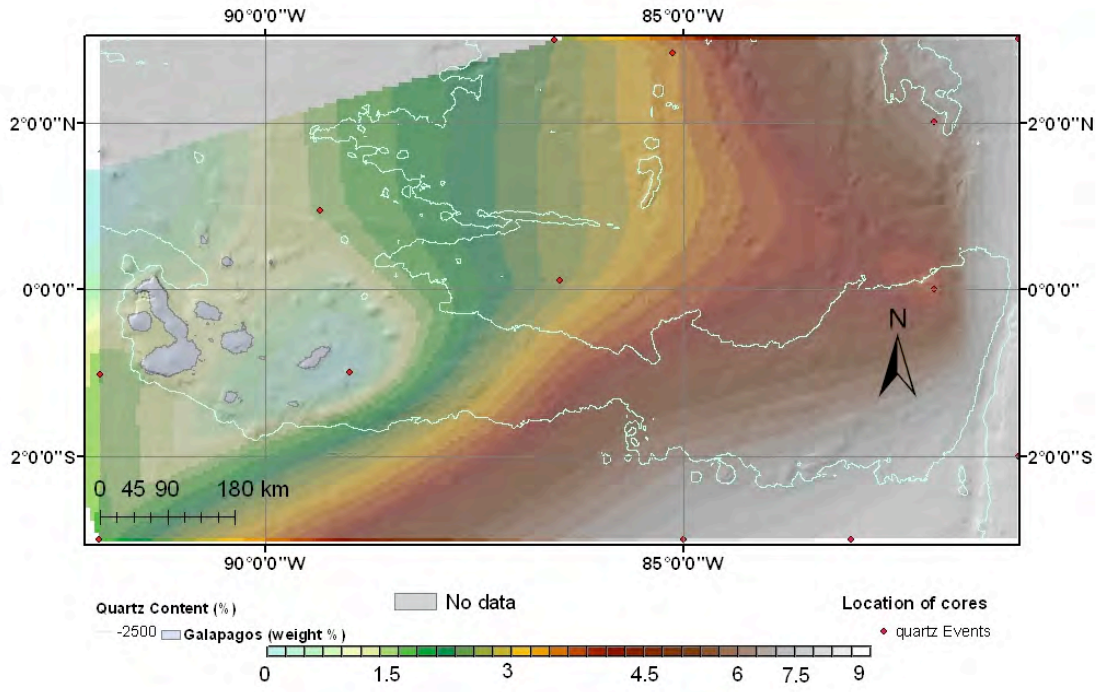


Figura 18. Contenido de cuarzo en el área de la Cordillera de Carnegie. Base de datos de Molina Cruz (1975).

4.4 Disolución Submarina

La química del agua de fondo, los flujos de carbonatos en las aguas superficiales, y el flujo de carbón orgánico han sido todos identificados como variables que controlan la preservación de carbonatos [Archer, 1991]. En la Cordillera de Carnegie, la disolución submarina es consistente con la migración de la Cordillera hacia las condiciones más costeras, mostrando una gran producción de diatomeas en donde la surgencia es más fuerte (Mekik et al., 2002). Aquellas áreas tienen gran contenido orgánico (Lyle, 1992) y son aumentadas por deposición de silico-clásticos debido a la influencia de la tierra. La fragmentación de foraminíferos, la cual es un índice conocido de disolución, es confinada a la pendiente media de los flancos, y a la Cordillera Este (Kowsmann, 1973a). Por lo tanto, la Cordillera Este es más sensible a la disolución. Aunque la Cordillera esta por encima de la Lisoclina, la disolución de carbonatos cambia con la profundidad, creando depresiones circulares en la pendiente media en el área de la Depresión Central (Flüh et al., 2001; Michaud et al., 2005). Estas depresiones circulares tienden a incrementar en tamaño con el aumento de la profundidad. Farrell y Prell (1989) tienen calculado variaciones batimétricas de la preservación de carbonatos para la Lisoclina somera del Pacifico Ecuatorial Central, y una pobre

preservación fue encontrada durante los periodos interglaciares. Fluctuaciones de CCD, relacionadas a la modificación de las aguas profundas que separan los océanos Atlántico y Pacífico (antes del cierre del Istmo de Panamá), son significativas a la disolución, y definieron una ruptura de carbonatos en el Mioceno tardío extendiéndose desde 7.5 a 11 Ma (Lyle et al., 1995). Estos procesos significativos son importantes en la historia de la deposición de los sedimentos de la Cordillera de Carnegie.

4.5 Agua Corrosiva

La circulación de la antigua agua de fondo en la pendiente media de la cordillera Noroeste y flanco Sur del área de la Depresión Central tiene un efecto de disolución sobre la deposición de los carbonatos debido a las propiedades corrosivas del agua. Los flujos de carbón orgánico dentro de las aguas profundas son más altos cerca del continente. Esta agua corrosiva es un factor importante que afecta la composición de los sedimentos. La baja oxigenación de los sedimentos ayuda a preservar el material orgánico. La circulación de las aguas corrosivas dentro de los sedimentos carbonatados que tienen una porosidad heterogénea puede aumentar la disolución (Michaud et al., 2005). Efectivamente, añadiendo CO_2 y acidez sobre el ambiente de deposición hace que el agua vuelva muy corrosiva a la calcita lo que incrementa la disolución de la Calcita. Este efecto es más pronunciado en la pendiente media de la Cordillera Este.

4.6 Corrientes de Fondo

Su existencia fue determinada analizando la distribución de la Temperatura, Salinidad, y Oxígeno disuelto (Laird, 1972), y analizando la entrada de aguas de fondo a la Cuenca de Panamá (Lonsdale, 1977a). A partir de estos análisis, el agua adyacente de la esquina Noreste de la Cordillera de Carnegie tiene las aguas más frías (1.63º C), la salinidad más alta (34.667 ‰), y el contenido de oxígeno más grande (2.75 ml/L) (Laird, 1972). Igualmente, una temperatura potencial de 1.55° C, una salinidad de 34.678 ‰, y velocidades de corrientes de 33.2 cm/s cerca del fondo (Lonsdale, 1977a) fueron medidos en las profundidades menores de la Fosa. El transporte de sedimentos es producido por los flujos de agua de fondo, los cuales crean una capa turbulenta sobre el piso marino rugoso (Lonsdale, 1977a). Este flujo causa sedimentación que ocurre pendiente abajo desde el punto menos profundo dentro de la Cuenca de Panamá.

La dinámica de la capa adyacente a los sedimentos tiene un control significativo sobre los procesos de re-sedimentación. El flujo de gravedad de sedimentos en esta área se mueve hacia la acumulación final de los sedimentos en el área adyacente de la Cordillera Noreste. La interfase agua del mar/sedimento tiene un bajo intercambio con los fluidos adyacentes debido a que ha sido cribada por parte de las corrientes de fondo, dejando formas de deposición submarinas. Esto fue observado en el área de la Depresión Central (Malfait, 1974), y aportó evidencias físicas de transporte lateral cuando está afectando directamente la secuencia de deposición.

El área de la Depresión Central (como resultado de la erosión) tiene una cobertura sedimentaria reducida por debajo de superficies endurecidas (hard grounds) de creta y chert (Malfait y Van Andel, 1980). Procesos similares resultan de una cimentación incipiente, y fueron relacionados con relieve de carst (Malfait y Van Andel, 1980). La circulación profunda ha sido deducida de los contornos y otras formas de capas de fondo, y de la diferencia de profundidad de la compensación de carbonatos entre las Cuencas de Panamá y Perú. Los modelos en esta área son determinados por la disolución en profundidad, erosión, y la velocidad de la corriente que aumenta la disolución mecánica (Berger, 1973). Esta condición ha cambiado el ambiente de los sedimentos que volvió ya erosiva o de no-deposición las áreas más cercanas al umbral y trinchera de la Depresión Central, debido a la introducción de agua del fondo desde el Sur hacia el Norte. Una prueba puede ser observada en los perfiles sísmicos los cuales muestran como las corrientes son capaces de producir no-conformidades y redistribuir sedimentos hacia el área Norte en la Cuenca de Panamá (Malfait, 1974).

Batimetría detallada ayuda a identificar la tendencia de las corrientes, efectos de roce, valles con franjas laterales, y valles longitudinales, los cuales pueden ser analizados en el área en general para predecir el flujo de agua de fondo (Figure 19). Igualmente, perfiles publicados analizados por Malfait (1974) y Lonsdale (1977a) fueron usados para observar como las corrientes están disponibles para producir no conformidades y redistribuir los sedimentos al área Norte de la Cuenca de Panamá. Los montes submarinos y las cadenas de montes submarinos en el lado Sur de la Cordillera (a lo largo con la Cordillera misma) funcionan como una barrera natural la cual interactúa con la circulación fondo-agua, creando efectos específicos en la sedimentación.

Estas formas de las capas de sedimentos muestran que las corrientes de fondo son activas. Su flujo puede producir erosión y desacelerar la tasa de deposición de los sedimentos (Roden, 1987). La erosión en el tope de la meseta submarina Sur de Galápagos, la ausencia de sedimentos en la pendiente (Johnson et al., 1976), y los canales de flujo erosionados al Sur del área de la Depresión Central son todas evidencias físicas de esta tasa desacelerada de la deposición de los sedimentos.

4.7 Tipos de Deposición

La localización geográfica establece diferencias entre los tipos de deposición. Por ejemplo, en la Cordillera Este, sedimentos clásticos y terrígenos son los aportes más importantes (Lyle, 1992; Van Andel, 1973; Lonsdale, 1978). Estos sedimentos silico-clásticos, los cuales diluyen las concentraciones de $CaCO_3$ (Figura 20), son influenciados por el contenido orgánico (Riken, 1993). El tipo básico de deposición silicoclástico es reconocible por su carbón orgánico distintivo y la relación con el carbonato (Figura 21). La relación lineal es interpolada de las relaciones $CaCO_3$ para determinar los tipos básicos de deposición. La Cordillera Oeste y el área de la Depresión Central reflejan un pequeño suministro de sedimentos inorgánicos, principalmente en un área por encima de la Lisoclina con alto contenido de carbonato.

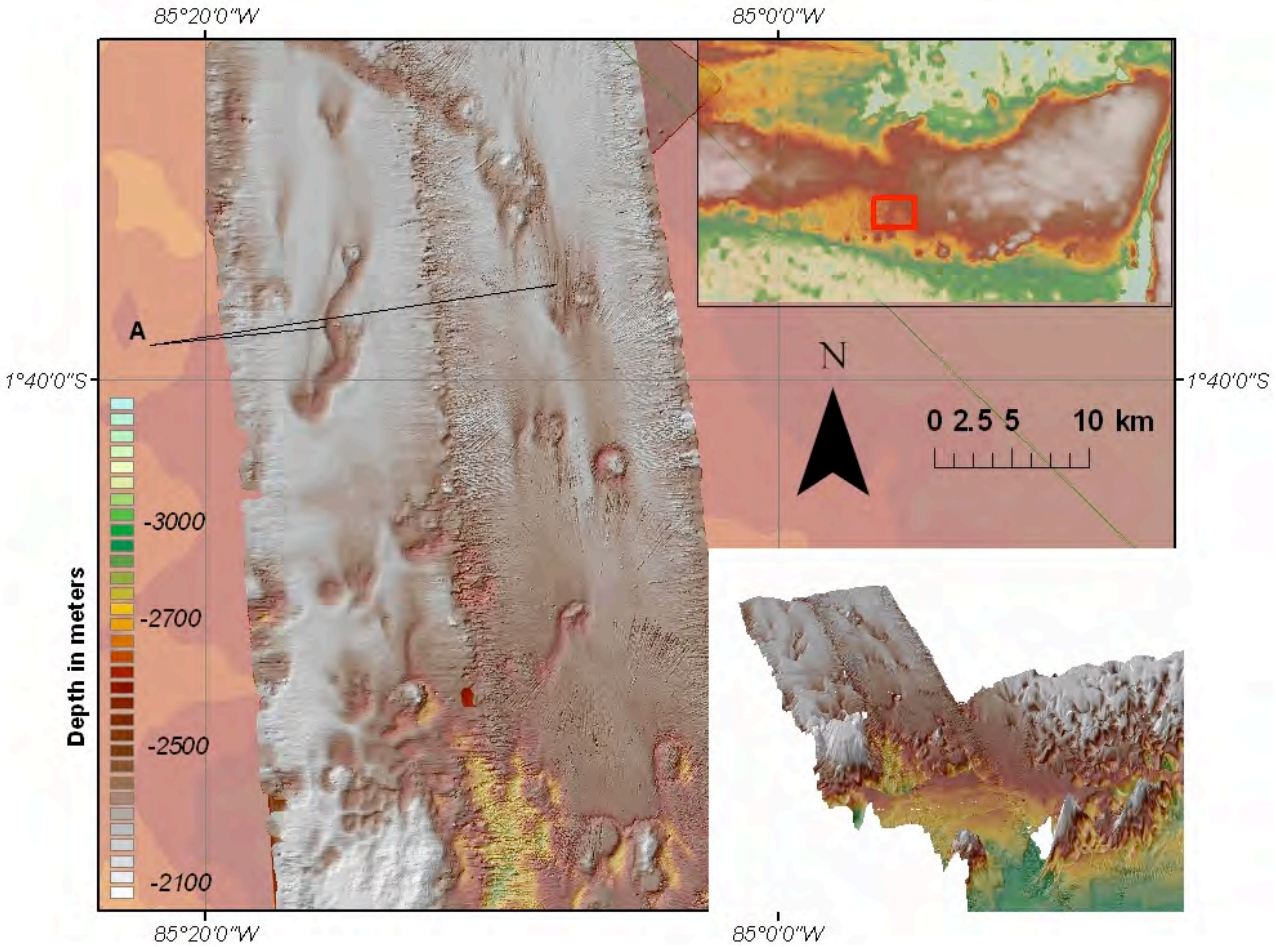


Figure 19. Direcciones Norte-Sur de los valles en el flanco Sur de la Cordillera de Carnegie. Esta área esta interrumpida por valles Norte-Sur sobre los 1.5 Km de ancho, 11.5 Km de largo, y 300 m de alto, que en algunos casos han sido identificados (A) como un producto del basamento irregular, haciendo difícil establecer la influencia de los efectos de las corrientes como la única causa para su formación.

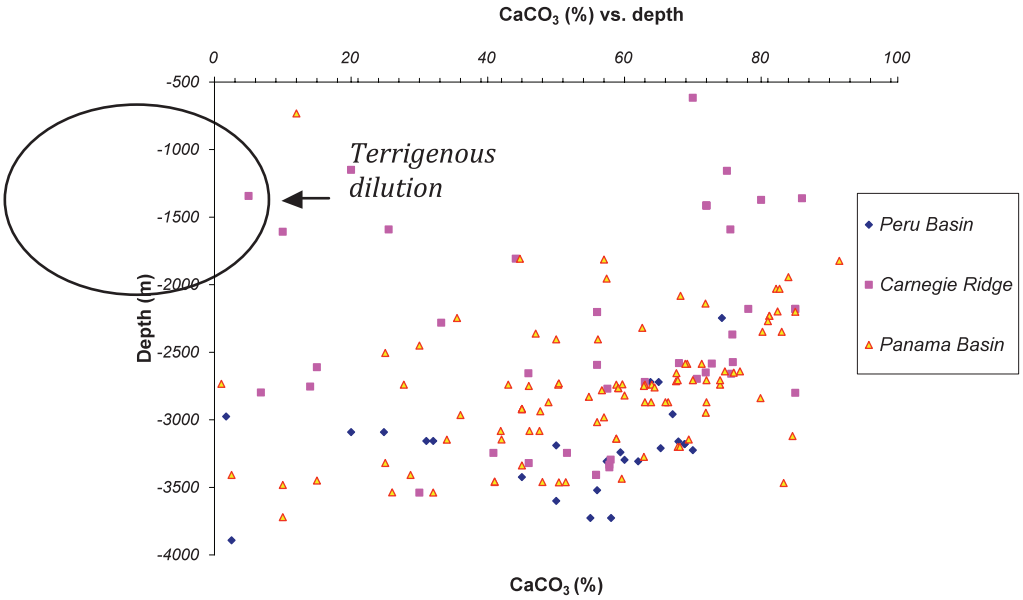


Figura 20. Contenido de Carbonato (%) vs. profundidad para la Cuenca de Panamá, Cuenca de Perú, y Cordillera de Carnegie. La disolución en la Cuenca de Panamá es más somera que en la Cuenca de Perú. La elipse muestra bajos valores de contenido de carbonato afectados por los sedimentos silico-clásticos los cuales diluyen el CaCO3.

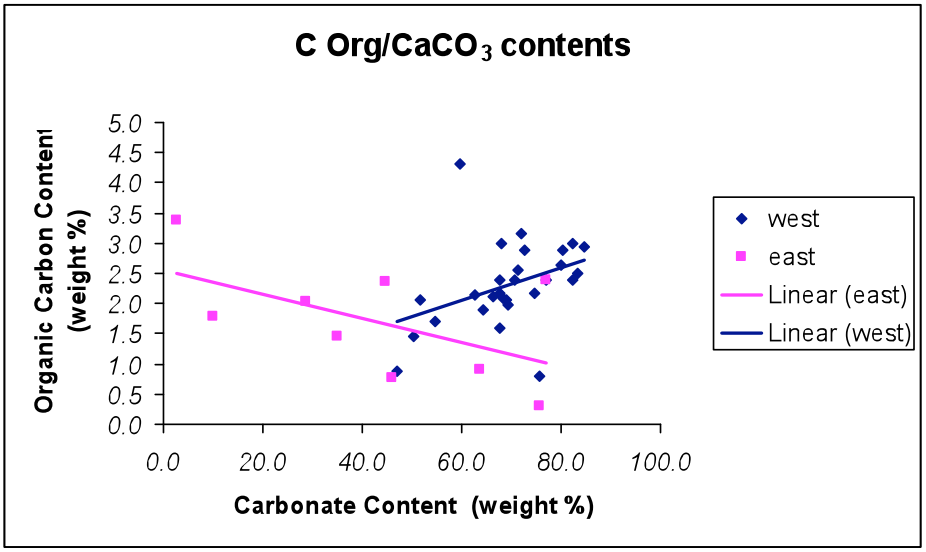


Figura 21. Diagrama de dispersión mostrando una correlación inversa entre los valores de carbonatos y carbón orgánico en la Cordillera Oeste. Esta orientación es encontrada en la deposición de carbonatos. Los puntos azules están mostrando una correlación directa entre el carbonato y el carbón orgánico, indicando deposición silico-clástica en la Cordillera Este.

El área en los alrededores de las Islas Galápagos produce también un aporte importante de sedimentos no carbonatados. Sin embargo, la disminución en carbón orgánico (comparado a cambios más pronunciados en la concentración de $CaCO_3$) ha influenciado el ambiente de deposición del carbonato de la Cordillera Oeste. Como un resultado, los sedimentos pelágicos son más importantes en la Cordillera Oeste. La distribución general de las tasas de sedimentación en la sedimentación reciente es importante cuando se quiere identificar el área total influenciada por una alta deposición. Las áreas con más sedimentos están influenciadas por un transporte lateral, tales como el lado Norte y Central del área de la Depresión Central, y las partes Sur y Oeste de la Cordillera (Figura 22).

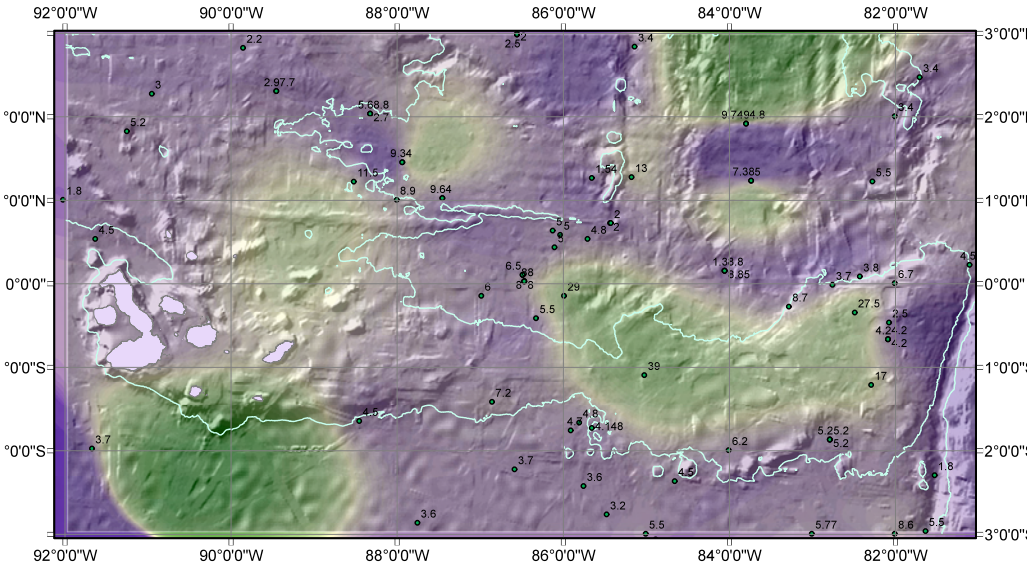


Figura 22. Distribución de la tasa de sedimentación en la Cordillera de Carnegie usando los valores más altos de los núcleos.

Finalmente, la tasa de sedimentación general ha sido evaluada con el propósito de encontrar algunas de las relaciones que existen entre el ambiente de las áreas de deposición (Figura 23). La menor correlación entre los núcleos localizados en la Cuenca de Panamá muestra que el área es dominada por una deposición silico-clástica. La Cordillera de Carnegie y la Cuenca de Perú muestran una pequeña correlación, debido al hecho que algunos núcleos están localizados cerca al Continente. La distribución de la tasa de sedimentos se incrementa en las áreas cercanas a los depósitos calcáreos, pero el contenido de carbonato decrece cuando el núcleo está cercano al continente.

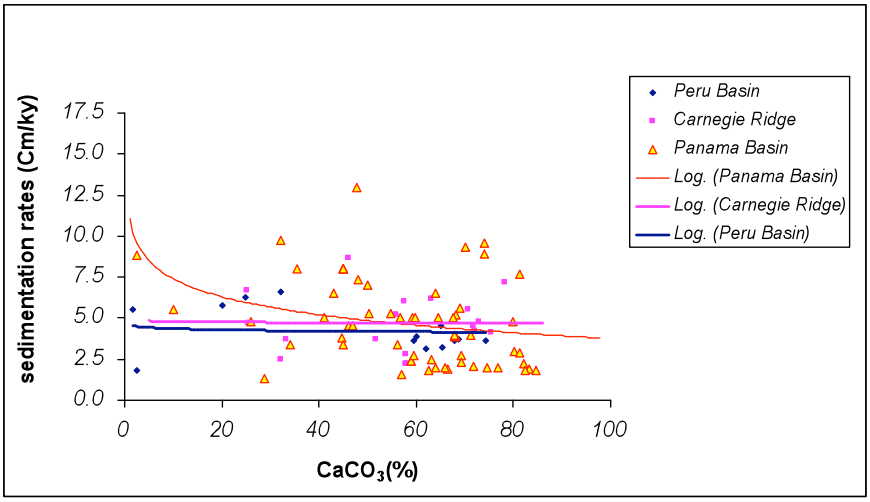


Figura 23. Curvas de orientación para la relación entre tasa de sedimentación y el contenido de carbonato. Altos contenidos de carbonato ilustran la tendencia hacia una deposición de carbonato en la Cuenca de Perú. La Cuenca de Panamá muestra la relación establecida para la deposición silico-clástica (Ricken, 1993).

5. Distribución de Sedimentos

La secuencia de sedimentos varía en edad desde el Holoceno a ~3 Ma en el sitio DSDP (157, Trayecto 16) (Van Andel, 1973), Mioceno a ~11Ma en el ODP (Sitio 1238, Trayecto 202), y Mioceno a ~ 15 Ma en el Sitio 1239 (ODP Trayecto 202) [Mix et al., 2002]. La distribución general de los sedimentos está modificada por una morfología pre-existente (sedimentos denudados en el tope de las colinas y sedimentos cubiertos en las terrazas planas). Las variaciones de sedimento solo aparecen como una compensación en la profundidad del piso marino en los perfiles sísmicos (Van Andel et al., 1971). Existe un bloque fallado siguiendo una orientación este-Oeste, y como un resultado, los flancos fallados hacia

abajo cubiertos por sedimentos describen un fondo de mar caótico con (ondulaciones y deformaciones) (Michaud et al., 2005; Lyle et al., 2000a). Las fallas han formado diferentes estructuras donde el sedimento es depositado. Como un resultado, existen movimientos de los sedimentos y depresiones por encima de las fallas, y terrazas planas por encima de las cuencas adyacentes que han sido desarrolladas sobre los 20 millones de años (lo cual es la edad más antigua de la corteza sobreyaciente de la Cordillera Este). Las secuencias de sedimentos localizadas en las terrazas planas limitadas por bloques de fallas son continuas. Durante su formación, diferentes erosiones y distintas distribuciones de sedimentos han ocurrido. Sedimentos más antiguos depositados en el fondo de la secuencia han cambiado su composición debido al retroceso de la traza del movimiento de la Placa de Nazca, y es observado en el fondo del Sitio ODP 1238 y Sitio 1239 en las secuencias de sedimentos de la Cordillera Este. Los datos colectados por Mix et al. (2003,144,147) permiten concluir que el alto contenido de carbonato, y el bajo carbón orgánico es encontrado en las partes más profundas de los núcleos, tendientes hacia el contenido mas bajo de carbonatos y contenido orgánico mas alto, hasta las partes superiores de los núcleos. Estas orientaciones pueden ser un resultado de la deposición en un ambiente somero y más pelágico millones de años atrás.

Las secciones acústicas en los Sitios ODP 1238 y 1239, y en los perfiles sísmicos de las campañas VENTURA, MELVILLE, NEMO3, y SISTEUR (GéoAzur), contienen reflectores espaciados cercanamente, los cuales están relacionados a altas concentraciones de depósitos calcáreos producidos en las aguas más arribas por un incremento de producción en la zona de productividad (Lyle et al., 2000a, 2000b; Mix et al., 2003).

La distribución de los sedimentos fue también relacionada a las grillas de contenido de carbonatos, ópalo, y carbón orgánico para designar distintas regiones. La colección de sedimentos procedente de diferentes esqueletos de organismos pre-existentes difiere de lugar en lugar y reflejan la influencia de las masas de aguas que fluyen sobre la Cordillera.

Las variaciones de la distribución de sedimentos fueron inferidas en las colinas y pendientes para determinar diferencias deposicionales entre distintas áreas usando la distribución de la tasa de acumulación del conjunto de masa (Figura 24). Los valores más altos fueron encontrados donde el aporte de los depósitos de sedimentos no carbonatados es importante y los depósitos de sedimentos carbonatados son influenciados por alta ocupación pelágica. Esta área es la Cordillera Sureste.

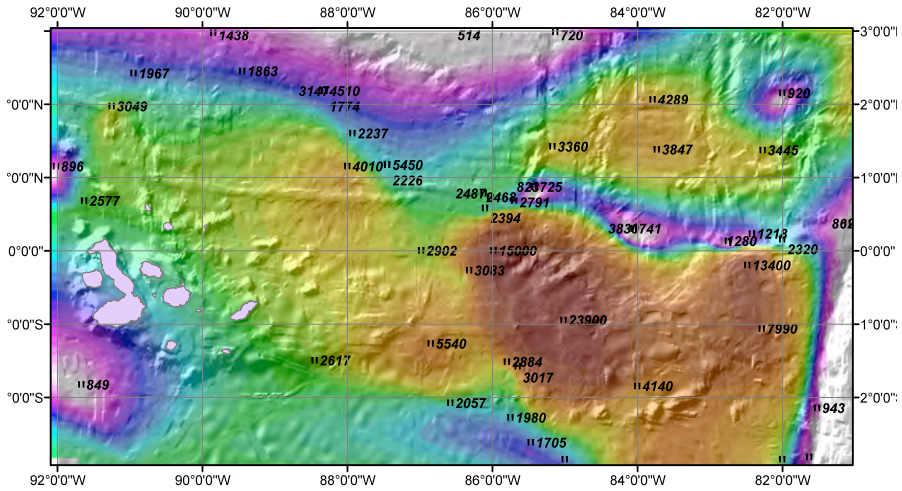


Figura 24. Distribución del conjunto MAR. (Mass Accumaltion Rate - MAR)

Valores más moderados pueden ser encontrados a lo largo del área de la Depresión Central. No hay una buena correlación entre la productividad del agua superficial y los altos valores de la tasa de acumulación del conjunto de masa (MAR) en la Cordillera Oeste. La Cordillera Oeste tiene un bajo aporte de aguas superficiales, y la Cordillera Este y el área de la Depresión Central tienen un alto aporte de sedimentos pelágicos. La ausencia de núcleos alrededor de las Islas Galápagos forza al investigador a generalizar el área con las orientaciones en el Sitio 846 ODP, y ocultar los valores reales existentes alrededor del Oeste de las Islas Galápagos.

Las variaciones en el lado Norte de la Cordillera Este ocurren por disolución debido a las aguas corrosivas que están aumentadas por un alto contenido de carbón orgánico y multiplicado por entradas de agua de fondo. Desviaciones en el conjunto MAR del agua superficial han sido identificadas por Swift (1976) por sus modelos de acumulación de Calcita, sugiriendo un cambio lateral y vertical en la disolución.

Las variaciones en la secuencia de los sedimentos son producidas por disturbancias post-deposicionales, tales como cribado local, erosión en altos topográficos, el posterior transporte de sedimentos pendiente abajo (Swift, 1976), y transporte por flujos de agua de fondo. La dilución por cambios en la química del agua y variaciones de productividad son factores generales los cuales modifican la deposición original. Basados en estos factores generales, la variabilidad espacial de la deposición de los sedimentos cambia de acuerdo con la localización en la Cordillera de Carnegie.

5. 1 Área Oeste

En la Cordillera Oeste, el ambiente de sedimentación de colinas está afectado por la corriente submarina ecuatorial y un alto aporte volcánico. Esta área provee la contribución más importante a la deposición sedimentaria de CaCO3.

Diferentes condiciones deposicionales son observadas como un resultado de las corrientes de fondo locales (el lado Sur en la Depresión Central hasta los 20 cm/sec (Lonsdale, 1977a; Malfait y Van Andel, 1980). El modelo resultante de la interacción flujo-batimetría es importante debido a la topografía y a la forma Este-Oeste de una barrera natural la cual produce un área de no deposición, como es evidente en los espesores de los sedimentos que varían fuertemente (Johnson et al., 1976).

La Cordillera Oeste y la Plataforma Volcánica de Galápagos misma son caracterizadas localmente por sedimentos volcánicos tipo fragmentos erosionados, y sedimentos de las islas. El piso marino adyacente en la Cuenca de Panamá está compuesto de sedimentos pelágicos independiente de la topografía [Pisias et al., 2000]. Una cobertura pelágica es observada en los datos sísmicos y datos aislados de Pisias et al. (2000), y existen trazas de horizontes sísmicos continuos para toda el área.

Usando una sección sísmica de la campaña VENTURE (Pisias et al., 2000), identificamos secuencias de capas sedimentarias que varían entre 0.1 segundos tiempo de trayecto doble (two way travel time, twt) y 0.3 segundos twt de espesor. El espesor de la capa sedimentaria fue determinado a lo largo de la mayoría de la línea, incluyendo las áreas en la colina (Figura 25).

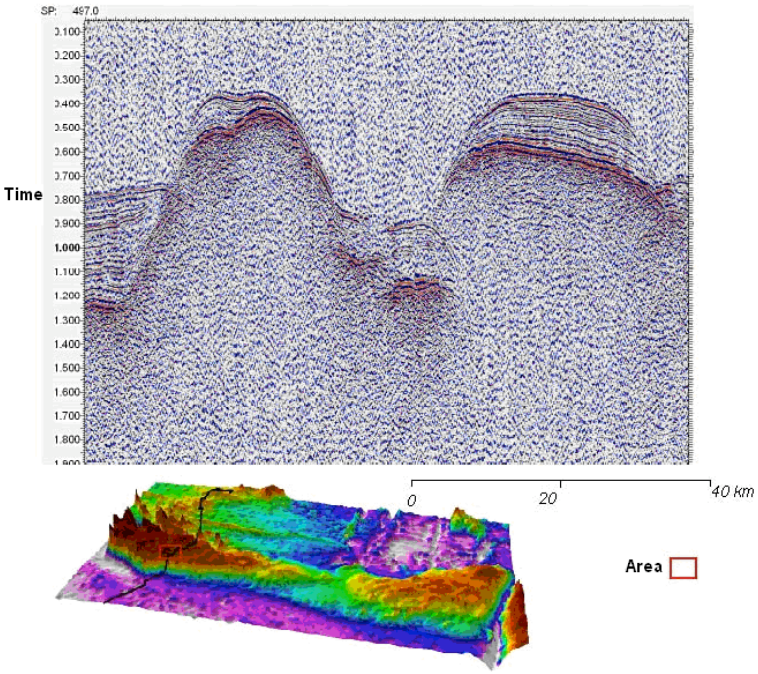


Figura 25. Perfil sísmico de la Cordillera Oeste (Base de datos Ventura Trayecto 3 Scripps Institution of Oceanography). El piso marino es identificado por una línea azul. La cima de la Plataforma Volcánica de Galápagos tiene una cobertura de sedimentos de espesor delgado (100 m) y un basamento irregular.

5.2 Área de la Depresión Central.

El área de la Depresión Central esta delimitada al Norte por la Cuenca de Panamá a 2700 m, y al Sur por la Cuenca de Perú a 2800 m. Una cadena de montes submarinos se eleva hasta los 1633 m (-85.66458º W, -1.0269º S) situada a lo largo del borde Sur. La pendiente en el lado Oeste es más fuerte que en el lado Este. El umbral en el lado Oeste tiene 30 kilómetros de ancho, permitiendo una entrada de agua desde la Cuenca de Perú hasta la Cuenca de Panamá. Este patrón de flujo llega a la erosión de los sedimentos en la Cuenca de Panamá, adyacentes a la boca del umbral. El área es relativamente plana, con una pendiente de 2.5° en la dirección Este-Oeste. La erosión es observada en el basamento acústico en el tope de la Cordillera.

La edad de la corteza varía en el basamento. El lado Norte, que bordea la Cuenca de Panamá, es más joven que los sedimentos depositados en el lado Sur, que bordea la Cuenca de Perú. De acuerdo a las anomalías magnéticas, el extremo Sur de la Cuenca de Panamá tiene 8.9 Ma y la Cuenca de Perú 15.52 Ma. La edad de la Depresión Central está entre 10 y 13 Ma (Meschede y Barckhausen, 2001). En el área de la Depresión Central, los sedimentos carbonatados son afectados por el transporte de los sedimentos. Este transporte es caracterizado por diferentes procesos de denudación (Malfait, 1974) observados en la batimetría multi-canal como efectos de erosión de fondo.

5.3 Área Este

En la Cordillera Este, el ambiente de los sedimentos en los topes de las colinas es afectado por la corriente de agua del Pacifico Central, la cual hace que la zona mínima de oxigeno se profundice hasta 1500-2000 m., y cause que la disolución a media profundidad llegue a ser corrosiva, afectando los sedimentos (Michaud et al., 2005). El aporte de los terrígenos es importante: los sedimentos más finos están localizados en la Cuenca de Panamá adyacente, y sedimentos densos aparecen en los topes de las colinas.

El área de la unión Cordillera-Fosa es definida por estructuras inducidas por fallas tensionales relacionadas con la curvatura hacia abajo de la litosfera paralelamente a la Fosa de Ecuador. La pendiente es inestable, debido a los deslizamientos rotacionales (slumps) que deforman los sedimentos (Collot et al, 2000). Esta área esta compuesta de sedimentos calcáreos, silíceos biogénicos, y silíco-clásticos. El eje somero Cordillera-Fosa controla la distribución de sedimentos por su interacción con la circulación termohalina (Lonsdale, 1978). La profundidad del umbral (profundidad máxima en la cual ocurren flujos directos) actúa como una barrera parcial para la entrada de corriente hacia el Norte en la Cuenca de Panamá (Lonsdale, 1977a). En el área Norte de la unión Cordillera-Fosa, sedimentos recientes están ausentes, y limos calcáreos del Pleistoceno de Carnegie son expuestos, como fue indicado en estudios previos de núcleos por Lonsdale (1978).

El espesor de los sedimentos que cubre el área localizada en el extremo Noreste de la zona más somera es más delgado que el resto de la Cordillera Este. Ellos fueron producidos recientemente como un resultado de la formación de la elevación oceánica exterior (Lonsdale, 1978), causada por la flexión de una litosfera elástica. Este aspecto modifica la distribución regional de los sedimentos del área, y los picos denudados en esta área fueron posiblemente formados por recientes erupciones a lo largo de las fracturas tensionales (Lonsdale, 1978). La tectónica de la región más cercana a la zona de subducción, y el posible aumento de actividad de la corriente a profundidades someras, son directamente factores locales importantes que controlan la distribución de los sedimentos cerca de los picos volcánicos de la Cordillera Este.

La Fosa de Ecuador es somera en la vecindad de la Cordillera de Carnegie, permitiendo el movimiento de materiales erosionados desde las partes altas de la Cordillera para moverse pendiente abajo hasta el Norte, hacia la Cuenca de Panamá. Las corrientes profundas viajan a una velocidad de 33 cm/s (Lonsdale, 1976), y la pendiente de alto ángulo se añade al ambiente erosional. En el flanco Suroeste, la estratigrafía de la secuencia de sedimentos es evidente y las coberturas planas son afectadas en pequeñas áreas por secciones migradas (Figura 26) como un resultado del flujo de agua de fondo.

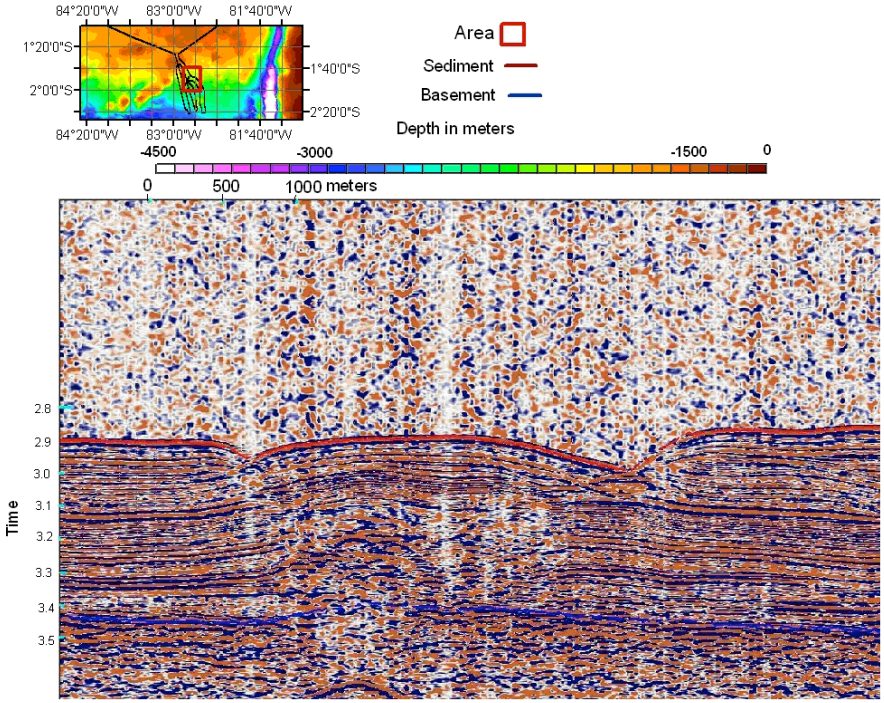


Figura 26. Secciones migradas en el flanco Sureste de la Cordillera Este. La erosión producida por los flujos de agua de fondo pueden ser identificados como el origen de estas formaciones en la secuencia de los sedimentos.

6. Conclusiones: Ambiente de los Depósitos Sedimentarios

Los sedimentos a lo largo de la Cordillera de Carnegie muestran un predominantemente contenido pelágico (carbonatos) en la Cordillera Oeste y en el área de la Depresión Central, mientras que el carbonato, los sedimentos silíceos biogénicos y sílico-clástico son más importantes en la Cordillera Noroeste y en el plano abisal adyacente. El ambiente deposicional, basado en la casi continuidad de la secuencia de los sedimentos está categorizado por el número de diferentes factores, tales como la productividad a lo largo de la Cordillera, inclinación de la pendiente, y la localización de la Isoclina y CCD (Figura 27).

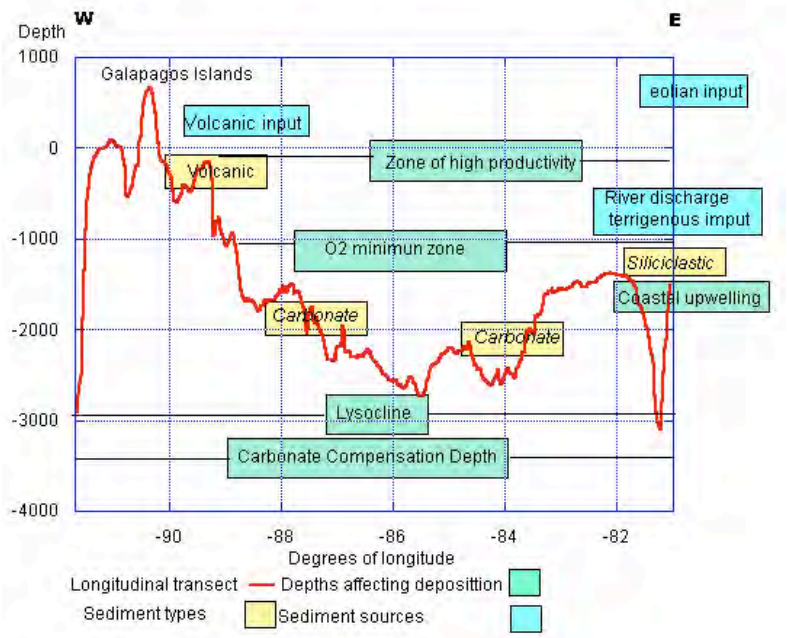


Figura 27. Distribución de fuentes en la Cordillera de Carnegie. Los tipos de fuentes de sedimentos son representados en una transecta longitudinal desde la Fosa de Ecuador hasta la Plataforma Volcánica de Galápagos.

La asociación entre la grilla de distribución de la composición de los sedimentos, el espesor de los sedimentos, y la batimetría ha sido usada para definir el ambiente deposicional en términos de características que reproducen la geometría, la localización, y la energía del área deposicional. La Cordillera de Carnegie está localizada en un área de moderada a rápida acumulación de sedimentos pelágicos. El incremento en la tasa de sedimentación y la disminución del carbón orgánico crea ambientes deposicionales formados por tipos de facies, principalmente identificados como cherts, cretas, o unidades de limos (ooze). Estos tipos de facies están involucrados en la formación de distintos productos deposicionales, basados en la intensidad y la duración (Reinek and Singh, 1980) tales como los sedimentos finos en la pendiente de los flancos Norte del área de la Depresión Central, y el material grueso en los topes de las colinas. El ambiente donde el sedimento es depositado es afectado por el carácter estructural geotectónico. La zona tectónicamente activa está influenciada por las interacciones del Centro de Expansión de Galápagos y el Punto Caliente, la subducción de la Cordillera Este que modifica la cobertura de los sedimentos, y las condiciones oceanográficas del fondo y los procesos climáticos en el área.

La mayoría de los factores físicos en el área de la Depresión Central y en la unión Cordillera-Fosa que son considerados más importantes, son conducidos por las corrientes de fondo. Las no conformidades en la estructura sedimentaria (Lonsdale, 1976), patrones de la distribución del tamaño (Malfait, 1974), y depósitos de corrientes de fondo crean superficies de erosión con re-deposición local.

Los ambientes sedimentarios examinados en este estudio son representados por topes de colinas de cordilleras, áreas de piso marino liso (terrazas planas), canales en el área de la Depresión Central (Van Andel y Malfait, 1980), pendiente lateral (escarpes inclinados), y el plano abisal adyacente a la Cordillera. El área de la Depresión Central es parte de las Colinas de Cordillera. Los ambientes específicos están caracterizados por sus condiciones físicas y procesos deposicionales. La Tabla 3 clasifica los procesos deposicionales influenciando localmente varias partes de la Cordillera. Las diferencias entre estos ambientes están basadas en la susceptibilidad a la erosión (relacionadas al flujo de agua del fondo) y disolución en las pendientes medias.

Tabla 3. Breves definiciones de los procesos deposicionales en el área de la Cordillera de Carnegie, y estimación de las propiedades físicas generales tales como velocidad del fondo y tasa de sedimentación.

Procesos Deposicionales	Transporte y mecanismos de soporte de sedimentos	Pendiente	Tasa de sedimentación	Velocidad del agua al fondo
No-deposicional	Sedimentos acumulados en cavidades, pendiente suave	Inclinada	Baja	15 cm/s [*Van Andel and Malfait*, 1980]
Corriente normal del Cañón	Flujos pendientes abajo, cañones, y canales	Moderada	Baja	33.2 cm/s [*Lonsdale*, 1976]
Corrientes de fondo	Flujos lentos profundos conducidos por circulación termohalina	Pendiente suave	Media	33.2 cm/s [*Lonsdale*, 1976]
Corrientes profundos de superficie	Flujos lentos intermedios de las aguas intermedias del Pacifico Norte	Pendiente suave	Media	15-20 cm/sec [Van Andel et al., 1971]
Marco pelágico	Disposición vertical de granos a través de la columna de agua	Terrazas planas	Alta	0.002-0.005 cm/s tasa de deposición [*Stow*, 1986]

Referencias

Allen, W. H., Standing stock, vertical distribution of planktonic foraminifera in the panama basin, *Marine Micropaleontology*, *9*, 307-330, 1984.

Archer, D. E., Equatorial Pacific calcite preservation cycles: Production or dissolution?, *Paleoceanography*, *6*, 561–572, 1991.

Archer, D., Lyle, M., Rodgers, K., y Froelich, P., What controls opal preservation in tropical deep-sea sediments?, *Paleoceanography*, *8 (1)*, 7-21, 1993.

Barckhausen, U., Ranero, C. R., von Huene, R., Cande, S. C., y Roeser, H. A. , Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models, *J. Geophys. Res.*, *106 (B9)*, 19207-19220, 2001.

Christie, D. M, Duncan, R. A., McBirney, A. R., Richards, M. A., White, W. M., Harpp, K. S., y Fox, C. G., Drowned islands downstream from the Galapagos Hotspot imply extended speciation times, *Nature*, *355*(6357), 246-248, 1992.

Collot, J.-Y., Charvis, P., y Bethoux, N., La Campagne Sisteur, Sismique reflexion et seismique refraction sur la marge d'Equator et de Colombie, Cruise report UMR 6526, Géoscience Azur, Paris, France, 2000.

Collot, J.-Y., Charvis, P., Gusther, M. A., y Operto, S., Exploring the Ecuador- Colombia active margin and interpolate seismogenic zone, *Eos Trans*, *83* (17), 2002.

Detrick, R. S., y Watts, A. B., An analysis of isostasy in the world's oceans, 3, Aseismic Ridges, *J. Geophys. Res.*, *84*, 3637-3653, 1979.

Dinkelman, M. G., Late Quaternary radiolarian paleo-oceanography of the Panama Basin, Eastern Equatorial Pacific, Ph.D. dissertation, Oregon State University, Corvalis, 123 pp., 1974.

Farrell, J. W., y Prell, W. L., Climate change and CaCO3 preservation: an 800,000 year bathymetric reconstruction from the central equatorial Pacific Ocean, *Paleoceanography, 4*, 447-466, 1989.

Feighner, M. A., y Richards, M. A., Lithospheric structure and compensation mechanisms of the Galapagos archipelago, *J. Geophys. Res.*, *99*, 6711-6729, 1994.

Flüh, E., Bailas, R. J., y Charvis, P., shipboard scientific party, South American Lithospheric transects across volcanic ridges (Salieri), Cruise Report SO 159, 258 pp, Research Center for Marine Geosciences Christian Alberechts University in Kiel (GEOMAR), Germany, 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 Planet. Sci. Lett.*, *168*, 3-4, 255-270, 1999.

Hamilton, E., y Bachman, R., Sound velocity and related properties of marine sediments, *J. Acoust. Soc. Am.*, *72*(6), 1982.

Heath, G., R., Moore, T. C. Jr., y Roberts, G. L., Mineralogy of surface sediments from the Panama Basin, Eastern Equatorial Pacific, *Journal of Geology*, *82*, 145-160, 1974.

Johnson, G. L., y Lowrie, A., Cocos y Carnegie Ridges result of the Galapagos "hot spot", *Earth Planet. Sci. Lett.*, *14*, 279 -280, 1972.

Johnson, G. L., Vogt, P. R., Hey, R., Campsie, J., y Lowrie, A., Morphology and structure of the Galapagos Rise, *Marine Geology*, *21*, 81-120, 1976.

Kannapenberger, M., Sedimentation rates y Pacific plate motion calculated using seismic-cross sections of the Neogene equatorial sediment, M. S. Thesis, Boise State University, Boise, Idaho, 95 pp., 2000.

Kowsman, R. O., Surface Sediments of the Panama Basin: Coarse Components. M. S. Thesis, Oregon State University, Corvallis, 73 pp., 1973.

Leinen, M., Scwienk, D., Hetah, G. R., Dauphin, J., y Thiede, J., The Distribution of quartz and biogenic silica in recent deep sea sediments, *Geology*, *14*, 199-203, 1986.

Lisitzin, A.P., Oceanic Sedimentation: Lithology and Geochemistry, *American Geophysical Union*, Washington, D.C, 407 pp., 1996.

Lonsdale, P., y Malfait, B. T., Abyssal dunes of foraminiferal sand on the Carnegie Ridge, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *85*, 1697-1712, 1974.

Lonsdale, P., Abyssal circulation of the southeastern Pacific and some geological implications, *Journal of Geophysical Research*, *81*, 1163-1176, 1976.

Lonsdale, P., Inflow of bottom water to the Panama basin, *Deep Sea Research*, *24*, 1065-1101, 1977.

Lonsdale, P., Clustering of suspension-feeding macrobenthos near abyssal hydrothermal vents at spreading centers, *Deep-Sea Research*, *24*, 857-863, 1977.

Lonsdale, P., y Klitgord, K., Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, *89*, 981–999, 1978.

Loubere, P., A., Multiproxy reconstruction of biological productivity and oceanography in the eastern equatorial Pacific for the past 30,000 years, *Marine Micropaleontology*, *37*, 173-198, 1999.

Lyle, M., The brown-green color change: a marker of the Fe (III) Fe (II) redox boundary., *Limnol., Oceanogr.*, *28*, 1026-1033, 1983.

Lyle, M., Murray, D. W., Finney, B. P., Dymond, J., Robbins, J. M., y Brooksforce, K., The record of late Pleistocene biogenic sedimentation in the Eastern Tropical Pacific Ocean., *Paleoceanography*, 3(1),39-59, 1988.

Lyle, M., Composition maps of surface sediments of the Eastern Tropical Pacific Ocean, *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Initial Reports Part 1(138), Sondra, K. S. Editor, pp. National Science Foundation and Joint Oceanographic Institutions, Inc., College Station, TX, Ocean Drilling Program, 101-115, 1992.

Lyle, M. M., Dadey, K. A., y Farrell, J. W., The late miocene (11-8 MA) Eastern Pacific carbonate crash: Evidence for reorganization of deep-water circulation by the closure of the Panama Gateway, In Pisias, N., Mayer, L. A., y Janecek, T. R., et al.. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Leg 138., Sondra, K. S. Ed., National Science Foundation and Joint Oceanographic, Inc., (College Station, TX, Ocean Drilling Program), 821-838, 1995.

Lyle, M. M., Liberty, L., y Hulett, D., Seismic reflection and subbottom profiler images from the NEMO-3 Cruise, Seismic Reflection Images Volume 2, *BSU CGISS Technical Report 2000-05*, Boise State University, Boise, Idaho, 221 pp., 2000.

Lyle, M., Liberty, L., Mix, A., Pisias, N., Goldfinger, C., Hulett, D., y Janik, A., Site surveys for ODP Leg 201 from the NEMO-3 Cruise in support of Proposal 465-ADD1: Southeast Pacific Paleoceanographic Transects, Volume 1, Site descriptions and maps, *Technical Report 2000-06*, Boise State University, Boise, Idaho, 2000.

Lyle, M., Mix, A., y Pisias, N., Patterns of CaCO3 deposition in the eastern tropical Pacific Ocean for the last 150 kyr: Evidence for a southeast Pacific depositional spike during marine isotope stage (MIS) 2, *Paleoceanography*, *17*(2), 1013, doi:10.1029 /2000PA000538, 2002.

Malfait, B. T., The Carnegie Ridge near 86°W: Structure, Sedimentation and Near Bottom observations, Ph.D. Thesis, Oregon State Univ., Corvallis, 131, 1974.

Mekik, F. A., Loubere, P. W,, y Archer, D. A., Organic carbon flux and organic carbon to calcite flux ratio recorded in deep-sea carbonates: Demostration and a new proxy, *Global Biochemical Cycles*, *16*, doi:10.1029/2001GB001634, 2002.

Meschede, M., y Barckhausen, U., Plate tectonic evolution of the Cocos-Nazca Spreading Center, *Proceedings of the ODP*, Scientific Results Volume 170, Silver, E. A., Kimura, G., Blum, P., y Shipley, T. H. Eds., 2000. Paper is Available at: http://wwwodp.tamu.edu/publications/170_SR/chap_07/chap_07.htm.

Meschede, M., y Barckhausen, U., The relationship of the Cocos and Carnegie ridges: age constraints from paleogeographic reconstructions, *Int. J. Earth Sciences*, *90*, 386-392, 2001.

Michaud, F., Chabert A., Collot J.-Y., Flueh, E., Charvis, P., Bialas G., Gutscher, M. A., y Santana, E., Fields of sub-circular depressions in the Carnegie Ridge sedimentary blanket: possible carbonates dissolution (r/v sonne em120 data from the French-German salieri cruise 22-08/16-09 2001), 2001.

Michaud, F., Chabert, A., Collot, J.-Y., Sallarès, V., Flueh, E., Charvis, P., Bialas, J., Graindorge, D., y Gutscher, M. A., Fields of multi-kilometers scale sub-circular depressions in

the Carnegie ridge sedimentary blanket Ecuador : possible carbonates dissolution, *Marine Geology*, *216*, 205-219, 2005,

Mix, A. C., Tiedemann, R., Blum, P., Abrantes, F., y Benway, H., P*roceedings of the Ocean Drilling Program,* Initial reports, South Pacific Paleoceanographic Transects, 202, Ocean Drilling Program, Texas A&M University, in cooperation with the National Science Foundation and Joint Oceanographic Institutions, Inc., 2003.

Molina-Cruz, A., Paleo-oceanography of the Sub-tropical South–Eastern Pacific during the late quaternary: A study of radiolarian, opal and quartz contents of deep sea sediments, M.S. Thesis, Oregon State University, Corvallis, 179 pp.,1975.

Molina-Cruz, A., Radiolarian assemblages and their relationship to the oceanography of the subtropical south eastern Pacific, *Marine Micropaleontology*, *2*, 315-352, 1977.

Moore, T. C. Jr., Heath, G. R., y Kowsman, R. O., Biogenic sediments of the Panama Basin, *Journal of Geology*, *81*, 458-472, 1973.

Pedersen, T. F., y Calvert, S. E., Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks, AAPG Bull., *74*(4), 454-466, 1990.

Pennington, W., Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of the north-western South America, *Journal of Geophysical Research, 86*(B11), 10753-10770, 1981.

Pisias, N. G., Mayer, L. A., y Mix, A. C., Paleoceanography of the Eastern Equatorial Pacific during the Neogene: synthesis of Leg 138 drilling results. *Proc. ODP,* Sci. Results, 138, Pisias, N.G., Mayer, L. A., Janecek, T. R., Palmer-Julson, A., y van Andel, T. H. Eds., College Station, TX (Ocean Drilling program), 1995..

Pisias, N. G., Mix, A. C., Goldfinger, C., et al., Cruise Report R/V Melville Nemo Expedition, Leg III, Oregon State University, Corvallis, 2000..

Ricken, W., Sedimentation as a Three-Component System, Springer-Verlag. Berlin, Germany, 212 pp., 1993.

Roden Gunnar I., Effects of seamounts and seamount chains on ocean circulation and thermohaline structure. *in Seamounts, Islands and Atolls*, Keating, B., Frye, P., Batiza, R., Boehlert, G. Eds., American. Geophysical. Union, Washington, D.C., United States, 335-354, 1987.

Rogan, M., y Langseth, M. G., Galapagos Spreading System in the Panama Basin Sediment thickness Profiles, Ocean Margin Drilling Program Atlases, *Marine Science International*, *8*, Woods Hole, Boston, Mass, 1985.

Rosato, V., Kulm, L. D., y Derks, P. S., Surface sediments of the Nazca Plate, *Pacific Science*, *29*, 117-130, 1975.

Schulz, H. D., Zabel, M., Marine Geochemistry, Springer, Berlin, Germany, 455 pp., 2000.

Steger, J. M., Collins, C., Chu, P. C., Circulation in the Archipelago de Colon (Galapagos Islands), November, 1993, *Deep Sea Research II*, *45*, 1093-1114, 1998.

Stow, D. A. V., Huc, A.-Y., Bernard, B., Depositional processes of black shale in the deep water, *Marine and Petroleum Geology*, *18*, 491-498, 2001.

Swift, S. A., Holocene accumulation rates of sediment accumulation in the Panama Basin, eastern equatorial Pacific: Pelagic sedimentation and lateral transport, *J. Geol.*, *85*, 301-319, 1976.

Thunell, R. C., Keir, R., y Honjo, S., Calcite dissolution: An in situ study in the Panama Basin. *Science*, *212*, 659-661, 1982.

Van Andel, T. H., Heath, G. R., Malfait, B. T., Henrichs, D. F., y Ewing, J. L., Tectonics of the Panama Basin, Eastern Equatorial Pacific, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *82*, 1489-1508, 1971.

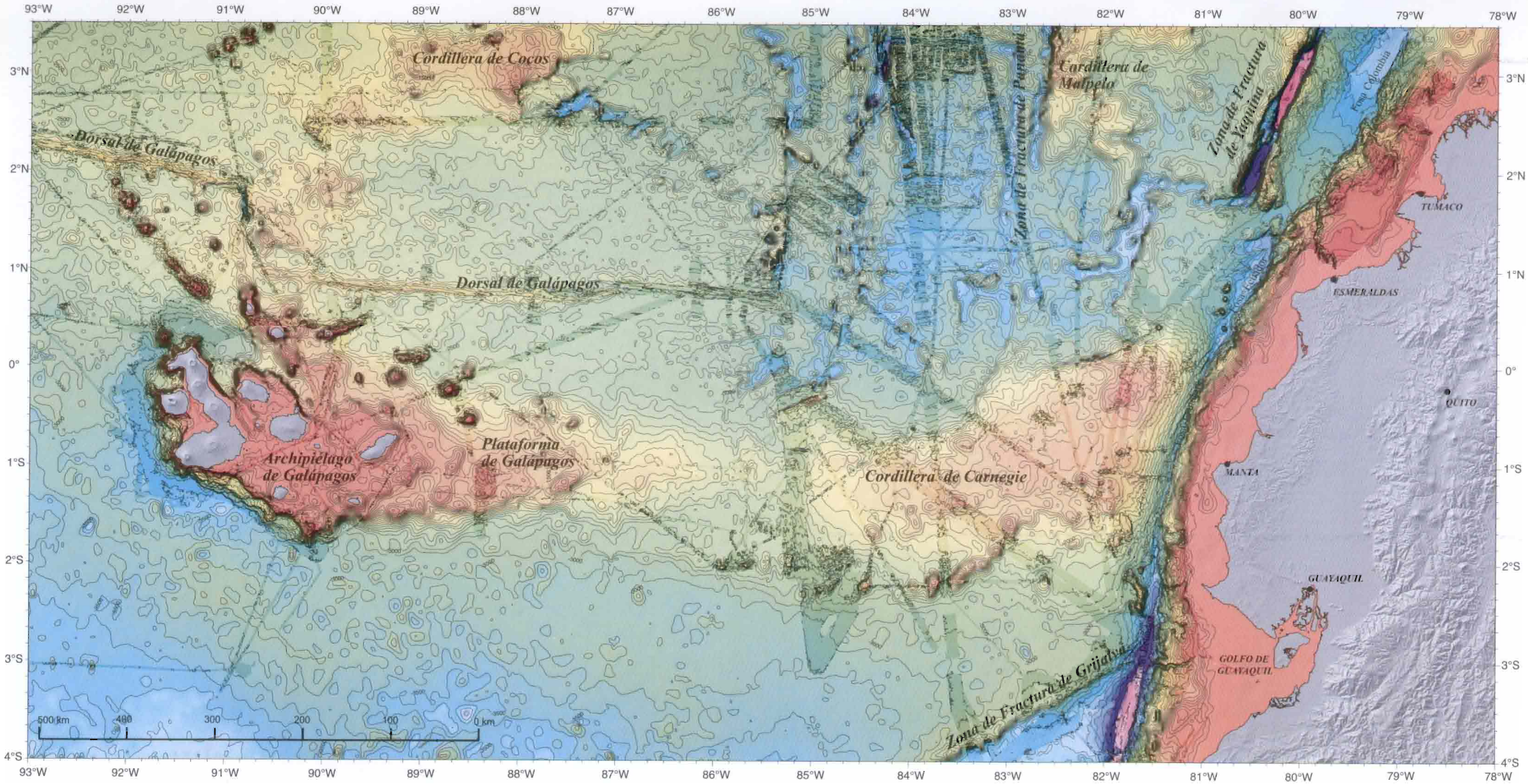
Van Andel, T. H., Heath, G. R., Bennett, R. H., Bukry, D., Charleston, S., y Cronan, D. S., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 16, Washington D.C. (U.S. Government Printing Office), 949 pp., 1973.

Van Andel, T. H., Texture and dispersal sediments in the Panama Basin, *Geology*, *81*, 434-457, 1973.

Watts, A. B., Isostacy and Flexure of the Lithosphere, Cambridge University press, Cambridge, U.K, 458 pp., 2001.

Werner, R., Ackermand, D., Worthington, T. et al., Cruise Report SONNE 144-3 PAGANINI 3, Panama Basin and Galapagos Plume, Christian Albrechts University, Kiel, Germany, 2000..

Wilson, D. S., y Hey, R. N., History of rift propagation and magnetization intensity for the Cocos-Nazca spreading center, *J Geophys. Res*., *100*(B6), 10041-10056, 1995.



REPÚBLICA DEL ECUADOR

Batimetría y Relieve Continental e Insular

Escala 1:1500000 en latitud 0°; Tamaño de la grilla = 200 m; Proyección Mercator, Datum WGS84; Curvas de nivel cada 125 m.

Institut de recherche pour le développement

Origen de los datos :

Batimetría multihaz (franjas y segmentos con mayor resolución) recolectada utilizando el sistema Simrad EM12D del B. I. L'Atalante (IFREMER) durante las campañas: PUGU (1997), AMADEUS (2005), ESMERALDAS (2005); el sistema Atlas Hydrosweep del B. I. Sonne durante la campaña SO-144 PAGANINI (1999) y del B. I. Maurice Ewing durante la campaña EW03-04 (2000); el sistema Simrad EM12D del B. I. Sonne durante las campañas: SO-158 MEGAPRINT (2001), SO-159 SALIERI (2001), SO-162 INGAS (2002); el sistema Simrad EM12S del B. I. Hespérides durante la campaña GALA (1996); y el sistema Seabeam 2100 del B. I. Atlantis durante la campaña AT07L25 (2002) y del B. I. Roger Revelle durante las campañas: GENE01RR (1996) y DRIFT-Leg 4 (2001).

Datos adicionales de batimetría multihaz fueron obtenidos del banco de datos del NGDC (NOAA) y SISMER (IFREMER).

Batimetría monohaz de alta densidad recolectada por el B. I. Antea (IRD) durante la campaña SUBLIME (1997).

Levantamientos hidrográficos recolectados sobre la plataforma continental e insular por el B. A. E. Orion y la L. A. E. Rigel del INOCAR.

Datos adicionales de batimetría satelital de Smith y Sandwell (1997)

Topografía en tierra cortesía de la NASA (Shuttle Radar Topography Mission)

Procesamiento, compilación y edición de los datos batimétricos :

Utilizando el software Caraïbes (IFREMER) y GMT (Wessel, P. y Smith, W. H. F., 1998) por A. Lebot, F. Michaud, J.-Y. Collot y B. Labrousse.

Referencias utilizadas :

Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell, Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, Science, 277, 1957-1962, 1997.

Wessel, P., and W. D. Smith, New, improved version of Generic Mapping Tools Released, EOS Transactions, American Geophysical Union, 79 (47), 579, 1998.

Para referencia bibliográfica :

F. Michaud, J.-Y. Collot, A. Alvarado, E. López y el personal científico y técnico del INOCAR, República del Ecuador, Batimetría y Relieve Continental e Insular, publicación IOA - CVM - 01 - POST. 2006

INSTITUTO GEOGRAFICO MILITAR DEL ECUADOR
AUTORIZACIÓN N° IGM-2006-13-033 DEL 21 DE DICIEMBRE DEL 2006

Ley de la Cartografía Nacional Art. 1 - IV Instituto Geográfico Militar realizará toda actividad cartográfica referente a la elaboración de mapas y levantamiento de cartas oficiales del territorio nacional.

INSTITUTO OCEANOGRÁFICO DE LA ARMADA

INOCAR

AL SERVICIO DE LA INVESTIGACIÓN Y SEGURIDAD MARÍTIMA DEL ECUADOR

AVENIDA 25 DE JULIO BASE NAVAL SUR - TELÉFONO 2481300 - CASILLA 5940 - FAX(593)4-2485186
email:inocar@inocar.mil.ec - sitio web:http://www.inocar.mil.ec

NOTA: NO USAR PARA PROPÓSITOS DE NAVEGACIÓN

EN RAZÓN DE SU CONTENIDO Y ALCANCE CIENTÍFICO EL PRESENTE POSTER NO INCLUYE LOS LIMITES JURISDICCIONALES CON LOS PAISES VECINOS

Este libro presenta algunos de los estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos más recientes efectuados en los dominios marino, insular y continental del Ecuador. Primero se presentan las herramientas y métodos acústicos utilizados para adquirir los datos, que incluyen la batimetría multihaz y la sísmica de reflexión y de refracción aplicados al dominio submarino.

El análisis detallado de la batimetría revela la existencia de enigmáticas depresiones circulares en los flancos de la cordillera submarina de Carnegie, así como el impacto y efectos de la subducción de esta cordillera en la desestabilización de la pendiente continental del margen ecuatoriano, así como en la formación de los cañones submarinos de Esmeraldas y Guayaquil.

Medidas de geodesia espacial continuas permiten cuantificar la convergencia entre las placas de Nazca y de Sudamérica (55-58 mm/año en dirección N83°E), causa principal de la sismicidad y del lento deslizamiento hacia el NE del bloque Nor-Andino. Este deslizamiento se traduce en una subsidencia notable del Golfo de Guayaquil-Tumbes, activa principalmente durante el Pleistoceno Inferior. Un estudio de las terrazas marinas emergidas hasta unos 360 m de altura a lo largo de la costa Ecuatoriana revela un origen que resulta de la interferencia entre la variación del nivel del mar desde hace al menos 330.000 años y el levantamiento del margen a una tasa de entre 0.1 y 0.5 mm/año.

El análisis de los sismos más importantes registrados desde 1988 en el país ha servido para consreñir el campo de esfuerzos regional, desde la fosa hasta la zona de tras-arco. Un estudio de la crisis sísmica de Manta de 2005 ha dado información sobre los mecanismos de ruptura producidos entre 6 y 12 km de profundidad por la subducción de asperezas de la placa subducida. La realización de un experimento original combinando sismómetros submarinos (OBS) y estaciones terrestres ha permitido definir la pendiente (~25°) de la zona de Wadati-Benioff entre la región de Esmeraldas y la Cordillera Occidental. La construcción de modelos térmicos de acuerdo a los datos de flujo de calor y de sísmica proporcionan información sobre la temperatura en los límites de la zona sismogénica de la falla de subducción. Estos modelos sugieren que la segmentación estructural y térmica del margen controla la sismogénesis.

La modelización de datos de sísmica de refracción y gravimetría ha revelado la estructura interna y propiedades elásticas de las rocas de la Cordillera de Carnegie. Un modelo 2D de fusión del manto muestra que la corteza basáltica de la cordillera y las islas Galápagos podría ser el resultado de la ascensión pasiva de un manto heterogéneo y fértil a temperatura normal en lugar del producto de un punto caliente. Este estudio se complementa con una compilación de datos geoquímicos recolectados sobre la placa de Nazca, las islas Galápagos y la Cordillera de Carnegie que permiten determinar el origen geoquímico de estas provincias. Finalmente, la cobertura sedimentaria de la Cordillera de Carnegie se analiza en función de la naturaleza, espesor, ambiente de depósito y su relación con la circulación oceánica regional.

ISBN 978-9978-92-737-3
9 789978 927373

GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA MARINA Y TERRESTRE DEL ECUADOR PSE-001-2009