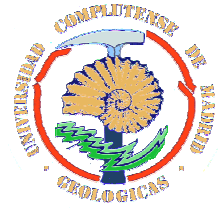




UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Facultad de Ciencias Geológicas

Departamento de Geodinámica



**GEODINÁMICA DEL BORDE SUR
DE LAS
ANTILLAS MAYORES ORIENTALES**

Memoria para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas que presenta

D. José Luis Granja Bruña

Realizada en el Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid,
bajo la dirección del Dr. Andrés Carbó Gorosabel y del Dr. Alfonso Muñoz Martín.

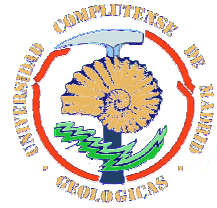
Madrid, 2008.



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Facultad de Ciencias Geológicas

Departamento de Geodinámica



**GEODINÁMICA DEL BORDE SUR
DE LAS
ANTILLAS MAYORES ORIENTALES**

Memoria para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas que presenta

D. José Luis Granja Bruña

Realizada en el Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid,
bajo la dirección del Dr. Andrés Carbó Gorosabel y del Dr. Alfonso Muñoz Martín.

Vº. Bº. de los directores de la Tesis,

D. Andrés Carbó Gorosabel

D. Alfonso Muñoz Martín

El Interesado,

D. José Luis Granja Bruña

Madrid, 2008.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, el más sincero agradecimiento a mis directores de Tesis, los Drs. Andrés Carbó Gorosabel y Alfonso Muñoz Martín. Deseo agradecerles la confianza que depositaron en mí desde un primer momento y la oportunidad que me brindaron de trabajar en el apasionante mundo de las geociencias marinas. Gracias a su gran labor de dirección científica y a su dedicación ha sido posible el desarrollo de la presente Tesis.

I am especially grateful with Dr. Uri S. ten Brink. Your comments and suggestions have contributed enormously to this research. Thank you for you teaching in overall geophysics and especially in seismic and multibeam processing and interpretation. Thanks for being always available to host me at WHOI and to hear my concerns. I have a big debt of gratitude with you.

Thanks to Professor Steve Marshak for his teaching in the sandbox analogue modelling. It was a privilege to work with an outstanding structural geologist and pioneer in the analogue modelling. Thank you very much for your excellent geology text book: *Portrait of the planet*.

Durante el desarrollo del trabajo de investigación he disfrutado de una beca-contrato predoctoral FPU de la Universidad Complutense de Madrid y una beca FPI del Ministerio de Educación y Ciencia. Este trabajo de investigación está enmarcado dentro del proyecto GEOPRICO REN2003-08520-C02.

Agradezco al Departamento de Geodinámica los medios prestados para la realización de la mayor parte de la presente investigación y el buen ambiente de trabajo entre profesores, doctorandos y el personal de administración. Éste ha sido mi segunda casa durante los últimos años.

Estoy especialmente agradecido con la Dr. Pilar Llanes por toda la ayuda prestada tanto durante estos años como en la recta final, que no ha sido poca, así como sus consejos y sus inyecciones de ánimo. Espero poder compensárselo algún día.

Agradezco a María Gómez Ballesteros y a Pedro Herranz su gran labor durante la campaña de barco y por la profesionalidad en el tratamiento de los datos de batimetría multihaz.

Agradezco a Antonio Olaiz, compañero de promoción y de doctorado su ayuda con el procesado de la sismicidad. Hemos compartido muchos buenos ratos juntos tanto en el departamento como fuera, y desde luego espero seguir compartiéndolos.

A María Druet Vélez, compañera de despacho durante los primeros años, quiero agradecerle sus consejos y orientación, sin duda facilitaron mucho mis comienzos. Aunque ahora los caminos se han separado un poco, siguen siendo muy paralelos.

Quiero dar las gracias a los Drs. José Martín Dávila, Manuel Catalán Morollón y Antonio Pazos, del Real Instituto y Observatorio de la Armada, por su profesionalidad y su apoyo tanto durante la planificación y desarrollo de la campaña GEOPRICO como durante estos años de trabajo.

I would like to give thanks to U.S. Geological Survey staff at Woods Hole Center, especially to Claudia Flores. She facilitated very much my stays in Woods Hole and the work in UNIX and LINUX systems. I also give thanks to Jason Chaytor for his comments and suggestions about the morphotectonics in Muertos region. Also thanks to Brian Andrews and Bill Danforth for their teaching in GIS and in CARIS software during the TSUCAR cruise.

Dr. Paul Mann from the University of Texas at Austin provided me many good references, comments and suggestions about the tectonics in the Muertos Boundary. He has contributed much to address unresolved questions which have been developed in this Thesis work.

I am grateful with Marine Seismic Data Center and especially with Dr. Lisa Gahagan (Seismic DB-project Web Master) from Institute for Geophysics (University of Texas at Austin). She does a good work and is always available in managing the seismic profiles.

I am grateful with the scientist chiefs of the EW9501cruise Drs. John B. Diebold and N. W. Driscoll. They allowed me to use and reprocess the unpublished seismic profile 1292 which was very useful in development of this research.

Dr. Nina Kukoswki from GeoForschungsZentrum at Potsdam has provided much valuable comments about how to address and to improve the morphotectonics analysis and the 3D visualization.

Quisiera agradecer a los Drs. Ramón Vegas y Gerardo de Vicente el interés que han mostrado por mi trabajo y sus buenos consejos, muchos de ellos están plasmados en este trabajo de Tesis

Agradezco al Dr. Diego Córdoba Barba la orientación y las referencias que me facilitó para el desarrollo de la metodología sísmica. Por otro lado, su trabajo con sísmica profunda en la zona de estudio ha sido de gran ayuda a la hora de constreñir los modelos gravimétricos.

Juan Álvarez García, compañero del departamento durante los primeros años, le doy las gracias por su orientación y su instrucción en los secretos de informática y el GMT, y por los buenos momentos que hemos pasado.

Quisiera agradecer su profesionalidad al personal de UTM embarcado en la campaña GEOPRICO. Javier Prades (Responsable técnico, acústica), Dulce Afonso (informática), Abel Zahinos, Manuel J. Román (sísmica electrónica), Rafael Bartolomé (procesado sísmica de reflexión), Daniel Tabernero, Ramón Ametller (mecánica). Gracias a ellos se consiguió obtener unos datos geofísicos de muy alta calidad, lo que me ha facilitado mucho mi trabajo.

Agradezco a la dotación del B.I.O. Hespérides su colaboración y profesionalidad en la adquisición de los datos durante la campaña GEOPRICO (2005), y especialmente al comandante y entonces C. F. D. Francisco Jardón Dato.

Agradezco su disponibilidad y cooperación a Dña. Crista von Hillebrandt-Andrade de la Red Sísmica de Puerto Rico, a D. Juan Payero de Jesús del Instituto Sismológico Universitario (UASD) y a Dña. María Calzadilla de la Dirección General de Minería de República Dominicana. Sin duda el apoyo prestado ha tenido mucho que ver en los buenos resultados del proyecto GEOPRICO.

El software libre *Generic Mapping Tools* (GMT) ha sido una de las herramientas indispensables en la realización de esta Tesis Doctoral. También el software libre SAGA GIS ha sido una herramienta muy útil para la generación de modelos digitales del terreno y modelos geotemáticos.

La base de datos de sismicidad *National Earthquake Information Center* realiza una gran labor y ha facilitado los datos de terremotos utilizados para el estudio de la estructura profunda.

Estoy muy agradecido a Alberto, Catalina y Alfredo por su amabilidad y hospitalidad. Ellos han hecho que mis estancias en Woods Hole fueran muy agradables, y desde luego poder charlar un poquito en castellano por esos lares no tiene precio.

Estaré siempre agradecido al geólogo y profesor de ciencias naturales del IES “Dolores Ibárruri” D. Julio Niño Álvarez por su especial modo de transmitir los conocimientos sobre las Ciencias de la Tierra. Aunque no lo supiera su momento, él fue quien condicionó mi elección por las ciencias geológicas.

Por último, y no menos importante ha sido el apoyo incondicional de mi familia y mi gente durante estos años. Les doy mil gracias por aguantar mis cambios de ánimo y ausencias, recluso delante del ordenador, durante días y días, les debo muchos momentos que espero dárselos a no mucho tardar.

A Soraya

A mis padres



I. INTRODUCCIÓN

1

- Encuadre geográfico de la zona de estudio
- Síntesis de la tectónica del Borde de los Muertos
- Objetivos

II. MARCO TECTÓNICO Y ANTECEDENTES

9

II.1 LA PLACA DEL CARIBE.....	11
II.1.1 Localización geográfica.....	11
II.1.2 Fisiografía.....	13
II.1.3 Límites.....	13
II.1.4 Estructura.....	16
II.1.5 Evolución.....	19
II.2 EL BORDE NORTE DE LA PLACA DEL CARIBE.....	23
II.2.1 Tectónica de microplacas.....	23
II.2.2 Evolución.....	25
II.3 EL BORDE NORESTE DE LA PLACA DEL CARIBE.....	27
II.3.1 Fisiografía.....	28
II.3.2 Gravimetría.....	29
II.3.3 Cinemática.....	30
II.3.4 Sismicidad.....	31
II.3.5 Descripción del contexto tectónico por sectores.....	34
• Sector N y NE de la Española-Bahamas	
• Sector S-SE de La Española-S de Puerto Rico	
• Sector del Paso de Mona	
• Sector del Paso de Anegada	
• Sector de la Fosa de Puerto Rico	
II.3.6 Síntesis de la geología de Puerto Rico.....	42
II.3.7 Síntesis de la geología de La Española.....	43
II.3.8 Antecedentes y modelos tectónicos propuestos.....	44



III. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS **55**

III.1 METODOLOGÍA.....	57
III.2 TÉCNICAS ESPERIMENTALES.....	59
III.2.1 Sistemas de Navegación y Posicionamiento.....	60
III.2.2 Batimetría.....	61
• Batimetría Multihaz: Fundamentos	
• Instrumentación: ecosonda multihaz	
III.2.3 Gravimetría.....	63
• Fundamentos	
• Anomalía de Aire Libre	
• Anomalía de Lámina de Bouguer	
• Anomalía de Bouguer Completa: Corrección topográfica y de fondo	
• Instrumentación: gravímetro marino	
III.2.4 Sísmica de reflexión.....	67
• Generalidades	
• Instrumentación, adquisición y pre-procesado	
• Generación de puntos de profundidad común (CDP)	
• Migración	
• Reflexiones múltiples	
• Interpretación	
• Sísmica de ultra-alta resolución (TOPAS)	
III.2.5 Modelos análogos de arena.....	80
• Materiales	
• Modelación de sistemas de cabalgamientos	
III.2.6 Gravimetría y batimetría derivadas de altimetría de satélite.....	86

IV. DESARROLLO EXPERIMENTAL **89**

IV.1 NAVEGACIÓN Y POSICIONAMIENTO.....	91
IV.2 BATIMETRÍA.....	91
IV.2.1 Batimetría multihaz.....	91
• Calibración de la ecosonda multihaz	



• Adquisición de información	
• Procesado	
IV.2.2 Batimetría derivada de altimetría satelital.....	96
IV.3 SÍSMICA DE REFLEXIÓN.....	97
IV.3.1 Origen de los datos.....	97
IV.3.2 Procesado.....	98
• Migración por <i>Memory Stolt f-k</i>	
IV.3.3 Sísmica de ultra-alta resolución (TOPAS).....	101
IV.4 MODELACIÓN ANÁLOGA CON CAJA DE ARENA.....	102
IV.4.1 Montaje del modelo y procedimiento experimental.....	102
IV.5 GRAVIMETRÍA.....	106
IV.5.1 Datos de la campaña embarcada.....	106
• Enlace con las redes terrestres	
• Adquisición y procesado	
IV.5.2 Datos gravimétricos derivados de altimetría satelital.....	110
IV.5.3 Datos de tierra.....	112
IV.5.4 Análisis de coherencia.....	113
IV.5.5 Modelización Gravimétrica en 2+3/4D.....	115
IV.6 SISMICIDAD.....	117
IV.6.1 Análisis de los hipocentros.....	117
IV.6.2 Análisis de mecanismos focales.....	120

V. ANÁLISIS, INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN PARCIAL **123**

V.1 MORFOTECTÓNICA.....	125
V.1.1 Estratigrafía sísmica de la Cuenca de Venezuela.....	130
• Reflectores característicos	
• Facies sísmicas	
V.1.2 Morfología del Borde de los Muertos: Provincias morfotectónicas.....	133
• Surco de los Muertos y Cuenca de Venezuela	
• Provincia Inferior	



• Provincia Media	
• Provincia Superior	
V.1.3 Discusión.....	170
• Régimen extensional en el borde N de la Cuenca de Venezuela y en Surco de los Muertos	
• Aporte sedimentario al Surco de los Muertos	
• Constricciones sobre el origen de la asimetría lateral del cinturón deformado	
• Entrantes en el frente de deformación	
• Perfil de equilibrio de la pendiente insular	
V.2 MODELACIÓN ANÁLOGA CON CAJA DE ARENA.....	181
V.2.1 Geometrías de doble vergencia observadas en otros arcos isla.....	183
• Zona de Subducción de las Nuevas Hébridas (Vanuatu)	
• Sector Oriental del Arco de Sunda	
• Cinturón Deformando Septentrional de Panamá	
V.2.2 Modelos análogos con caja de arena en el NE del Caribe.....	187
a) Desarrollo de un prisma frontal- Sin bloques rígidos	
b) Desarrollo de un prisma oblicuo- Sin bloques rígidos	
c) Convergencia frontal con bloque rígido	
d) Convergencia oblicua con bloque rígido	
e) Colisión de bloques (frontal y oblicua)	
f) Presencia de un obstáculo delante del retro-prisma	
V.2.3 Discusión de los modelos y su relación con el contexto del NE del Caribe.....	198
• Estructura imbricada en el retro-prisma	
• Deformación compartimentada	
• Colisión entre bloques rígidos	
• Rotación de bloques rígidos	
• Efecto de un obstáculo sobre retro-prisma	
• Comportamiento rígido del arco isla	
• Condicionantes mecánicos de la placa que subduce sobre la formación de los retro-prismas	
• Asimetría del Cinturón Deformado de los Muertos	



V.3 ESTRUCTURA PROFUNDA: ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD Y MODELOS GRAVIMÉTRICOS.....	205
V.3.1 Análisis de la distribución espacial de la sismicidad.....	208
• Antecedentes	
• Análisis de la sismicidad reciente (2000-2008)	
V.3.2 Análisis de mapas gravimétricos.....	216
• Mapa de anomalías de Aire Libre	
• Mapa de anomalías de Bouguer	
V.3.3 Elección del emplazamiento de los modelos.....	221
V.3.4 Datos utilizados para constreñir los modelos gravimétricos	222
• Región de la Cuenca de Venezuela	
• Región de la pendiente insular	
V.3.5 Resultados y discusión de los modelos gravimétricos.....	225
• Hipótesis de subducción/ <i>underthrusting</i>	
• Hipótesis de transición de corteza	
• Modelo ajustado	
V.3.6 Sumario de los resultados del estudio de la estructura profunda.....	231

VI. DISCUSIÓN CONJUNTA **235**

VI.1 PAPEL DEL BORDE DE LOS MUERTOS EN RELACIÓN CON LOS MODELOS TECTÓNICOS DEL NE DEL CARIBE.....	237
• Deformación compartimentada (<i>strain partitioning</i>)	
• Arqueamiento cortical (<i>crustal arching</i>)	
• Tectónica de microplacas	
-Límite entre el bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes y la microplaca de La Española en el área de los Muertos	
-Rotación de bloques corticales	
VI.2 ORIGEN DEL SURCO Y DEL CINTURÓN DEFORMADO DE LOS MUERTOS.....	242
• Constricciones sobre la edad del Surco de los Muertos	



VII. CONCLUSIONES **249**

➤ MORFOTECTÓNICA.....	251
➤ MODELACIÓN ANÁLOGA.....	253
➤ ESTRUCTURA PROFUNDA.....	254
➤ RESUMEN DE LAS CONCLUSIONES.....	256

VIII. BIBLIOGRAFÍA **259**

IX. ANEXOS **279**

• ANEXO I.....	281
○ Anexo I.1.....	281
○ Anexo I.2.....	282
○ Anexo I.3.....	287
• ANEXO II.....	289
○ Anexo II.1.....	289
○ Anexo II.2.....	290
○ Anexo II.3.....	291
○ Anexo II.4.....	292
○ Anexo II.5.....	293
○ Anexo II.6.....	294
○ Anexo II.7.....	295
○ Anexo II.8.....	296
○ Anexo II.9.....	297
○ Anexo II.10.....	298
○ Anexo II.11.....	299
• ANEXO III.....	300





I. INTRODUCCIÓN

En el año 2003 comenzó el Proyecto del Plan Nacional de Investigación GEOPRICO, cuyo objetivo era, estudiar la tectónica del borde NE de la placa del Caribe. Como participante en el citado Proyecto, en el año 2004 comencé mi trabajo de investigación sobre la Zona de Subducción de los Muertos. El resultado de estos años de investigación es la Tesis que en este momento presentamos.

El estudio de la tectónica de las zonas de subducción asociadas con arcos isla resulta muy atractivo e interesante por diferentes motivos. Los más destacados están relacionados con el conocimiento de la sismicidad, los procesos magmáticos, los procesos sedimentarios que se desarrollan en cada una de las partes del arco y la estructura resultante del régimen de convergencia. Concretamente, la región NE de la placa del Caribe reúne todos estos aspectos y constituye un lugar idóneo para llevar a cabo proyectos de investigación. Además, hay que añadir que se trata de una región con una gran densidad de población expuesta a numerosos riesgos geológicos, entre ellos, principalmente el riesgo sísmico y de tsunamis.

La expresión “Fosa o Surco de los Muertos” deriva un islote volcánico que se eleva 25 m sobre el nivel del mar, denominado “Caja de Muertos”, por su morfología de ataúd, situado frente a la ciudad de Ponce, en el S de Puerto Rico. Sin embargo, se ha utilizado su nombre para hacer referencia a todo el borde S del arco isla de las Antillas Mayores orientales.

El desarrollo de este trabajo se enmarca dentro de una línea de investigación que comenzó en el marco del Proyecto GEOPRICO (REN2003-08520), sobre los aspectos geodinámicos del borde S de las Antillas Mayores orientales y que continúa actualmente con el Proyecto CARIBENORTE (CTM2006-13666-C02-01/MAR). La región meridional de las Antillas Mayores orientales, y más concretamente el Borde de los Muertos, es un elemento individualizado a través del cual se relacionan dominios/régimenes tectónicos muy diferentes, y que en conjunto configuran una región de especial complejidad tectónica. A todo ello debemos añadir, que en esta zona particular existía un importante déficit de información, si se comparaba con las unidades tectónicas circundantes, ya que en ella no se han desarrollado estudios específicos desde los años 70 y 80.

Los trabajos se iniciaron recopilando, analizando y reprocesando la información disponible, con el fin de conseguir una homogenización y seleccionar aquellos datos previos con calidad suficiente. La campaña para adquisición de nuevos datos, se realizó a bordo del B.I.O. Hespérides, en abril de 2005, en el marco del Proyecto GEOPRICO. A partir de la campaña y hasta el 2008, se ha llevado a cabo toda la fase experimental (Capítulo IV), incluyendo la ejecución en 2007 de modelos analógicos con caja de arena, el análisis de la información, la discusión y la obtención de las conclusiones. Todo el itinerario seguido en nuestro trabajo de investigación, se describe con mayor



detalle en el Capítulo III. Metodología. La figura I.1 resume el desarrollo de los trabajos realizados hasta la redacción de la memoria de la Tesis Doctoral.

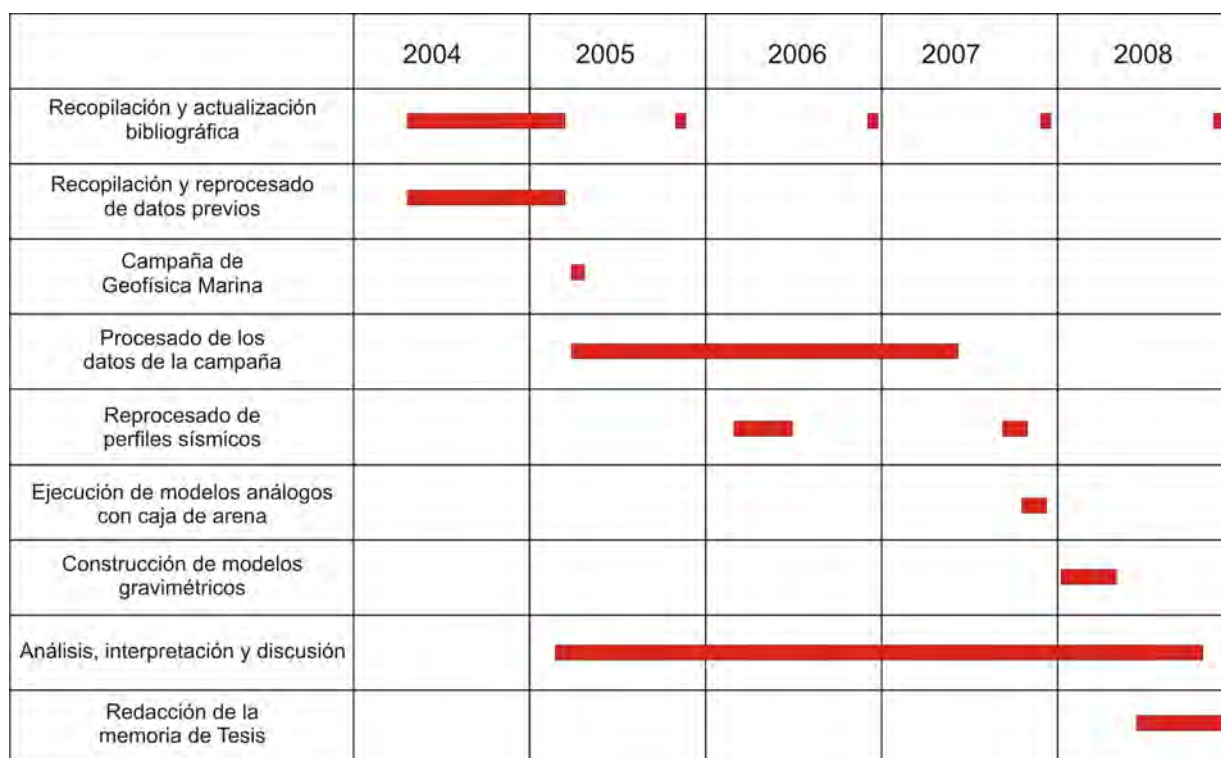


Figura I.1 Cronograma del trabajo de investigación

La mayor parte de la investigación se ha desarrollado en el Departamento de Geodinámica, dentro del Grupo de Geofísica. El nuevo tratamiento de la sísmica de reflexión a la que se ha tenido acceso y la modelización analógica con caja de arena, se llevaron a cabo en la delegación del *U.S. Geological Survey* en Woods Hole (Massachusetts, EE.UU.). Durante la campaña GEOPRICO, como se ha indicado a bordo del B.I.O. Hespérides, también se ha llevado a cabo un tratamiento preliminar de la información adquirida. Además, en esta investigación se ha contado con la colaboración del Instituto Español de Oceanografía (IEO), Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA) y la Unidad de Tecnología Marítima (UTM-CSIC).

• **Encuadre geográfico de la zona de estudio**

La zona de estudio se localiza en el NE del Caribe, desde la isla de La Española hasta las Islas Vírgenes. Aunque el título de la Tesis es muy amplio, concretamente nuestra zona de estudio se sitúa en el Borde de los Muertos (Fig. I.2). El Borde de los Muertos se sitúa al S de la República Dominicana, Puerto Rico y *St. Croix*, concretamente en el retroarco. Incluye la región desde la pendiente insular meridional y la parte septentrional de la Cuenca de Venezuela. Tiene una longitud aproximada de 750 km. Se extiende desde los 71°O en su límite occidental en las inmediaciones de Cresta de Beata hasta los 64.2°O en su límite oriental en las estribaciones de la Cresta de Aves.

A lo largo de la base de la pendiente insular se sitúa la Fosa o Surco de los Muertos. Dicha depresión batimétrica supera los 5 000 m de profundidad y muestra principalmente una orientación E-O. La pendiente insular ocupa desde la plataforma depositada sobre el arco isla hasta el Surco de los Muertos, es muy escalonada y su anchura es muy variable. La mayor parte de la pendiente insular está ocupada por el Cinturón Deformado del los Muertos (Case y Holcombe, 1980).

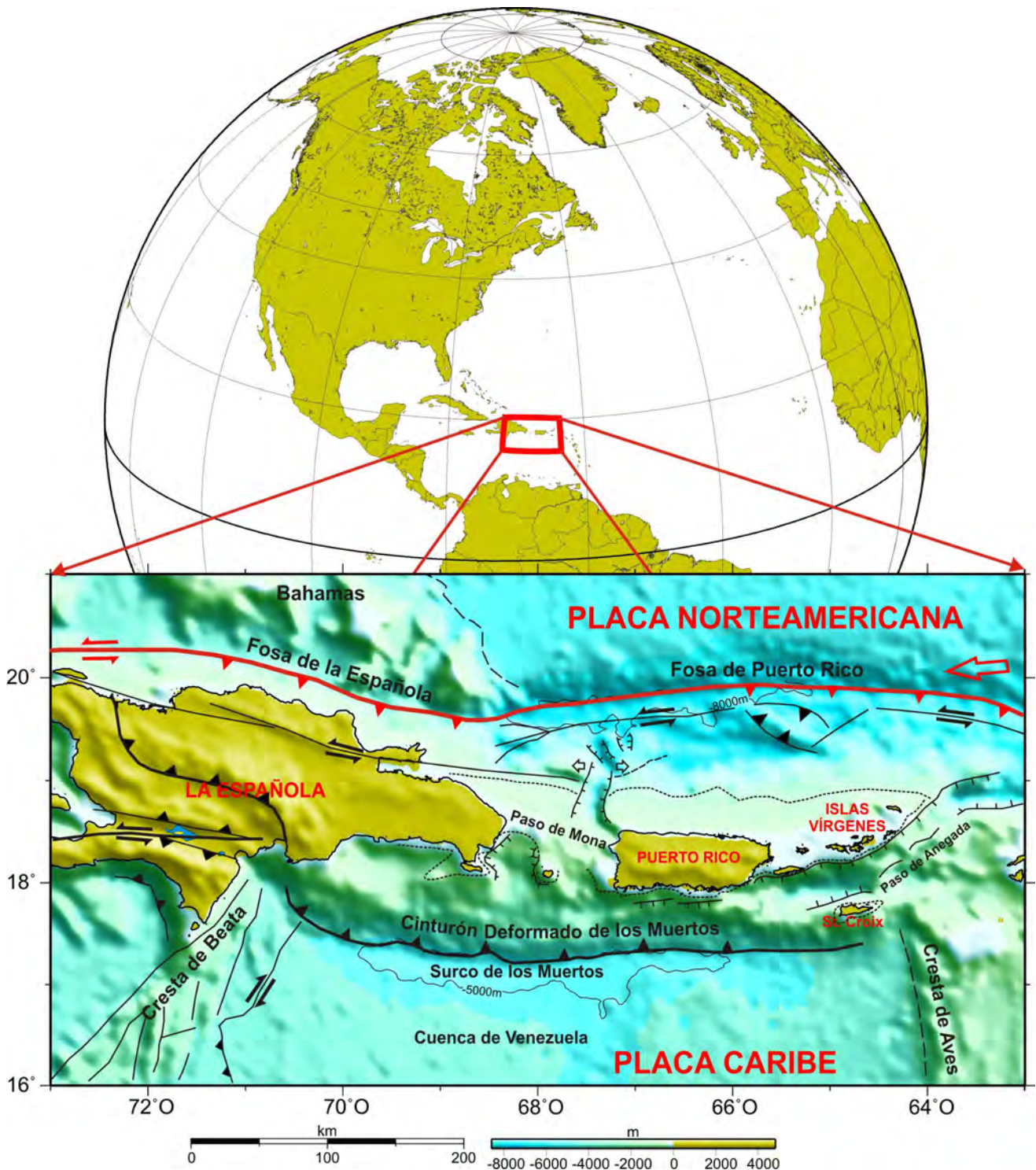


Figura 1.2 Mapa del borde NE del Caribe con la localización del área de investigación y los principales elementos tectónicos.



- **Síntesis de la tectónica del Borde de los Muertos**

En límite NE de la placa del Caribe comprende una compleja y extensa banda de deformación, resultado de la convergencia oblicua con la placa Norteamericana. Dentro de la ancha banda de deformación se ha generado una tectónica de microplacas y bloques tectónicos asociada con regímenes de subducción, colisión y transcurrentes.

A partir de la identificación del Surco de los Muertos y del cinturón de deformación asociado, así como de datos sismológicos, durante los últimos treinta años se ha considerado que este borde constituye una zona de subducción o *underthrusting* (Matthews y Holcombe, 1974; Byrne *et al.*, 1985; Mann *et al.*, 2005, McCann *et al.*, 2007). Según dicha hipótesis el interior de la placa del Caribe, concretamente el *plateau* oceánico que conforma el basamento de la Cuenca de Venezuela, subduce por debajo del arco isla a lo largo de la Fosa de los Muertos (Fig. I.2). Los trabajos previos proponen que este proceso se desarrollaría a lo largo del surco mediante una convergencia oblicua NE-SO, desde la Cresta de Beata en el O hasta el S de *St. Croix*. El resultado de la subducción o *underthrusting* ha dado lugar un surco batimétrico profundo y un prisma de acreción a lo largo de la pendiente insular.

Los primeros trabajos apoyaron esta hipótesis en base a perfiles sísmicos multicanal, los cuales mostraban estructuras compresivas (Matthews y Holcombe, 1974; Ladd *et al.*, 1977), en base a la correlación de las unidades sísmicas submarinas con las unidades geológicas observadas en La Española (Biju-Duval *et al.*, 1982), y también en base a datos sismológicos (Byrne *et al.*, 1985).

Los trabajos posteriores, partiendo de una información sismológica más completa y precisa, de nuevos perfiles sísmicos multicanal, de sónar de barrido lateral (GLORIA *side-scan sonar*) y de datos de velocidades derivadas de GPS, también han apoyado un proceso de subducción activa (Jany, 1989; Masson y Scanlon, 1991; Dillon *et al.*, 1996; Dolan *et al.*, 1998; van Gestel *et al.*, 1998; Driscoll y Diebold, 1998; Mann *et al.*, 2002, 2005; McCann, 2007; Manaker *et al.*, en prensa). La tasa de convergencia estimada es de 3 mm/año (Calais *et al.*, 2002) o 7.7 mm/año (Mann *et al.*, 2002) al S de República Dominicana, disminuyendo hacia el E. Algunos autores llegan a proponer una componente de desgarre lateral izquierdo a lo largo del Borde de los Muertos, indicando una deformación compartimentada (Jansma *et al.*, 2000; Mann *et al.*, 2005).



- **Objetivos**

El principal objetivo de este trabajo de investigación es llevar cabo un estudio geodinámico del Borde de los Muertos y discutir cual es su papel dentro del contexto regional del NE del Caribe. Para alcanzar dicho objetivo se han seguido una metodología y un desarrollo experimental en los cuales se han integrado diferentes fuentes datos y técnicas: datos batimétricos multihaz, perfiles de sísmica de reflexión multicanal, datos gravimétricos y sismicidad instrumental. Los resultados proporcionados por todas estas técnicas han permitido constreñir una serie de modelos análogos y geofísicos para contrastar diferentes hipótesis geodinámicas.

Como objetivos parciales destacan:

- Estudio de la morfoestructura del Borde de los Muertos y su variación lateral.
- Analizar la estructura cortical a lo largo del borde de los Muertos integrando datos geológicos y geofísicos.
- Obtener un modelo geodinámico que explique el origen del borde de los muertos, así como su evolución cinemática y dinámica.





II. MARCO TECTÓNICO Y ANTECEDENTES



II. MARCO TECTÓNICO Y ANTECEDENTES

La zona de estudio se ubica en la región Antillas Mayores orientales, donde destacan principalmente las islas de La Española y Puerto Rico así como una gran cantidad de islas menores entre las que se pueden citar las Islas Vírgenes y *St. Croix* (Fig. II.2). Tanto las Antillas Mayores como las Antillas Menores forman parte del Gran Arco del Caribe (Mann, 1999), el cual es un elemento fisiográfico y tectónico de primer orden que forma parte de la placa del Caribe. Para abordar el marco tectónico en el que se circunscribe nuestra zona de estudio comenzaremos por una descripción del contexto general de la placa del Caribe y más concretamente de su borde N. Por último, nos centraremos en el área objeto de la investigación, el borde NE de la placa del Caribe, realizando una revisión de los antecedentes y los modelos tectónicos propuestos hasta la actualidad.

II.1 LA PLACA DEL CARIBE

II.1.1 Localización geográfica

La placa del Caribe se sitúa aproximadamente entre las longitudes de 60°O y 90°O y entre las latitudes de 10°N y 20°N (Fig. II.2). Dentro del grupo de grandes placas litosféricas presentes en la región, la placa del Caribe es una de las de menor entidad (~ 4 000 000 km²) (Fig. II.1). Presenta una forma aproximadamente rectangular y se extiende desde Centroamérica en su límite occidental hasta las Antillas Menores en su límite oriental, desde el S de Cuba hasta el N de Sudamérica (Fig. II.2).



Figura II.1 Situación de la placa del Caribe respecto a las placas circundantes: Norteamericana (Límites N y NE), Sudamericana (Límites S, E y SE), Cocos (Límite O) y Nazca (Límite SO).



Figura II.2 Marco tectónico esquemático de la placa del Caribe (modificado de Case y Holcombe, 1980; Case et al., 1990; Dolan y Mann, 1998; ten Brink et al., 2004, 2005; Mann et al., 2005) El color del fondo representa la altimetría derivada de datos de satélite iluminada desde el NO e interpolada a 2 minutos (Smith y Sandwell, 1997). Las líneas rojas gruesas indican los bordes principales de la placa del Caribe. Se muestran las isocronas del Centro de Expansión de las Caimán (Rosencrant et al., 1988). El globo en la parte inferior izquierda de la figura muestra la situación geográfica de la placa del Caribe. Nombres en color rojo indican los diferentes bloques, microplacas y placas que se han descrito en la región. **ZFEPG**= Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Garden. **ZFSO**= Zona de Falla Septentrional-Oriente. **ZFMP**= Zona de Falla Motagua-Polochic. **FB**= Falla de Bunce. **SC**= St. Croix. **IV**= Islas Vírgenes.



II.1.2 Fisiografía

Las unidades fisiográficas de la placa del Caribe se pueden clasificar y describir, a grandes rasgos, en los siguientes grupos (Case *et al.*, 1990; Fig. II.2):

a) Áreas emergidas marginales conforman la periferia de la placa y están representadas en; el margen N, principalmente por las Antillas Mayores (La Española, Puerto Rico y Jamaica), en el margen oriental por las Antillas Menores, en el margen meridional por la estribación N-NE del continente sudamericano (Venezuela y Colombia), y en el margen occidental, por el arco de Panamá y parte de la región centroamericana (Costa Rica, Nicaragua, Honduras, El Salvador y Guatemala).

b) Principales depresiones (cuencas y surcos). La principal depresión corresponde al Surco de las Caimán localizado en el extremo NO de la placa del Caribe. En el interior de la placa aparecen extensas cuencas; Cuenca de Colombia en el sector occidental y Cuenca de Venezuela en el sector oriental. La Cuenca de Granada, de menores dimensiones, está localizada en el extremo oriental de la placa.

c) Principales crestas y altos batimétricos: Las cuencas y surcos citados en el apartado b) están separados por crestas y altos batimétricos. Hacia el SO, una zona de gran extensión coincide con el Alto de Nicaragua. Este alto se subdivide en el septentrional, más elevado, denominado Alto Superior, y en el meridional y más profundo denominado Alto Inferior. En el centro de la placa, la Cresta de Beata alineada NE-SO es el elemento fisiográfico que marca la separación entre las grandes cuencas de Colombia y Venezuela. Dicha cresta, que se conecta con la isla de La Española, se ensancha hacia el S ocupando una gran región dentro del interior de la placa. Al S de la Cresta de Beata aparece el Hueco de Aruba (*Aruba Gap*) que permite la comunicación abisal entre las cuencas de Colombia y Venezuela. También al S de la Cresta de Beata, y de la Cuenca de Venezuela aparece la Cresta de *Curaçao* que constituye el límite entre estos dos elementos y el margen septentrional del continente sudamericano. Por último, en el extremo oriental de la placa se identifican dos crestas de mayor rango, la Cresta de Aves alineada N-S, situada al O de la Cuenca de Granada, y la Cresta de Barbados, constituida por el prisma de acreción y situada en la parte externa del arco volcánico de la Antillas Menores.

II.1.3 Límites

Sus límites principales, están indicados básicamente por la mayor concentración de terremotos en su periferia, por la zona de *rift* activo en el Surco de las Caimán y por los procesos de vulcanismo activo calcoalcalino en sus límites oriental (arco volcánico de las Antillas Menores) y occidental (zonas volcánicas de Centroamérica) (Dolan y Mann, 1998). Los límites N y S no siempre aparecen bien constreñidos y son por tanto controvertidos debido a que la distribución de terremotos dibuja una franja ancha y difusa (Fig. II.3).

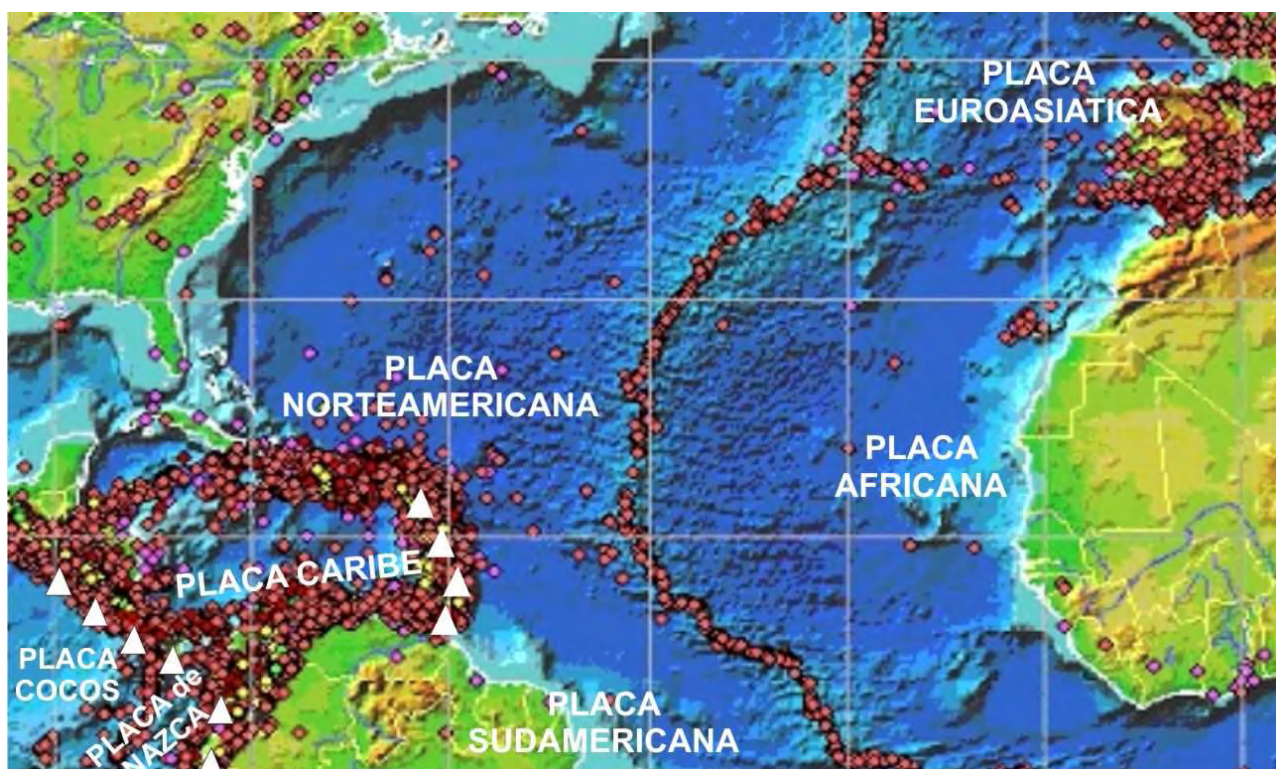


Figura II.3 Sismicidad en el área del Atlántico (círculos rojos y morados) y vulcanismo calcoalcino activo en el Caribe (triángulos blancos). Los colores azules representan la batimetría y los colores verdes-amarillos la topografía.

La placa del Caribe interacciona, con cuatro grandes placas rígidas: la placa Norteamericana en los límites N y NE, la placa Sudamericana en los límites S y SE, la placa de Cocos en el límite O y la placa de Nazca en el límite SO (Fig. II.1, 4). Los datos geológicos, geofísicos y geodésicos indican que la placa del Caribe se está moviendo principalmente hacia el E en relación a las placas Norteamericana y Sudamericana (Fig. II.4).

A partir de velocidades derivadas de GPS (*Global Positioning System*), la placa del Caribe se mueve con respecto a la placa Norteamericana a 18-20 mm/año y con azimuth medio 070° (Mann *et al.*, 2002). Con respecto a la placa Sudamericana, se mueve en la mayor parte del límite a 20 mm/año y con azimuth medio muy variable a lo largo del límite (090°-068°) (Weber *et al.*, 2001). Las tasas de movimiento que predice el modelo geodésico NUVEL-1A para las placas de Cocos y Nazca con respecto a la placa del Caribe están entre 59-74 mm/año en sentido NE-E (DeMets *et al.*, 1994; Fig. II.4).

La concentración de la sismicidad en la periferia de la placa y la casi ausencia de sismicidad intraplaca indica que el movimiento diferencial entre las placas se acomoda principalmente en las zonas de borde placa con un interior “rígido” (Fig. II.3). Los principales límites de la placa del Caribe los podemos clasificar *grosso modo* en (Dolan y Mann, 1998; Fig. II.2):

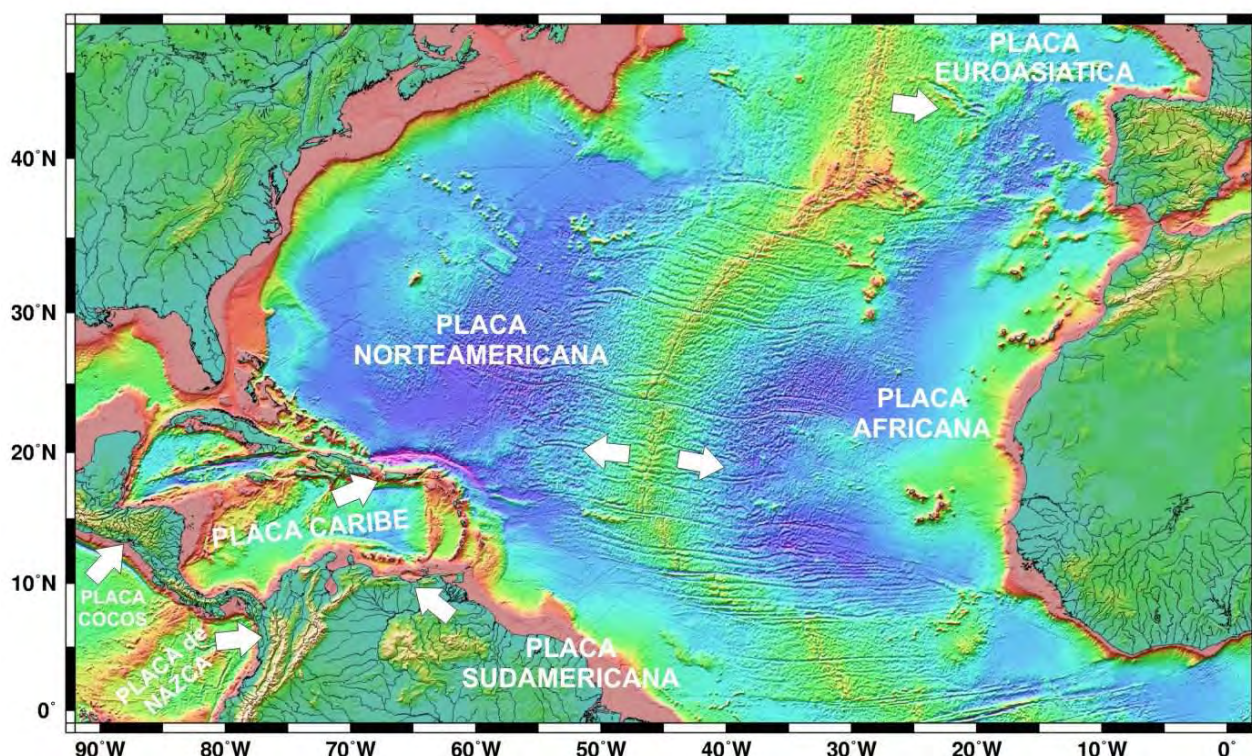


Figura II.4 Representación esquemática de los sentidos de desplazamiento de las placas en la región del Atlántico Norte y Centroamérica respecto al ITRF-97 (basado en DeMets *et al.* (1994) y modificado de Mann *et al.* (2002)). El color de fondo representa la altimetría de satélite.

a) Límites transcurrentes: Constituidos principalmente desgarres lateral izquierdos (e. g., Zona de Falla Septentrional-Oriente (ZFSO)) conjugados con zonas de transpresión (*restraining*; e. g., isla de Jamaica) y transtensión (*releasing*; e. g., Surco de las Caimán) a lo largo del borde N (límite entre las placas del Caribe y Norteamericana) y desgarres lateral derechos junto con zonas transpresivas (transtensivas con menor entidad; e. g., Cuenca de Cariaco) a lo largo del borde S (límite entre las placas del Caribe y Sudamericana). Estas estructuras se sitúan tanto dentro del continente (e. g., en Centroamérica el Sistema de Fallas de Motagua-Polochic (ZFMP); en el borde N de Sudamérica) como en arcos isla (e. g., La Española y Jamaica) y también sobre corteza oceánica (región de las Islas Caimán).

b) Límites convergentes: Definidos por los procesos de subducción de la litosfera oceánica Atlántica que se está consumiendo a lo largo del límite oriental de la placa del Caribe, en la zona de subducción de las Antillas Menores, y de la litosfera oceánica de la placa de Cocos y una porción de la placa de Nazca se están consumiendo a lo largo del borde O de la placa del Caribe en la zona de subducción Centroamericana. En esta clasificación entraría el sector N-NE de La Española donde se produce una convergencia oblicua que ha resultado en una colisión (Dolan *et al.*, 1998; Pérez-Estaún *et al.*, 2007)

c) Límites divergentes: Muy localizados y de menor entidad, asociados principalmente a la zona extensional en el Surco de las Caimán (Rosencrantz *et al.*, 1988; ten Brink *et al.*, 2002).



Concretamente, tanto el límite N como el S presentan un patrón de deformación compartimentada que se resuelve mediante la acomodación a favor de desgarres y cabalgamientos, con menor presencia de fallas normales. Esta compartimentación ha dado lugar a la formación de microplacas y bloques corticales (Fig. II.2). En la zona N se han descrito la microplaca de Gonave y los bloques de La Española y de Puerto Rico-Islas Vírgenes (Byrne *et al.*, 1985. Mann *et al.*, 1995. Jasnma *et al.*, 2000). En la zona S los bloques de Maracaibo, Romeral, Santa Marta y Panamá (Case y Holcombe, 1980).

Los estudios sismológicos realizados en la zona del Caribe muestran que los grandes terremotos ($M_s > 4.5$) tienen lugar más frecuentemente en contextos tectónicos de subducción: las Antillas Menores; y Centroamérica. Las placas litosféricas (*subducted slabs*) alcanzan en estas regiones los 250 Km de profundidad. Estos grandes terremotos son menos frecuentes en límites transcurrentes como al N y S de la Placa Caribe (Mann *et al.*, 1999).

II.1.3.4 Estructura

La placa del Caribe se puede describir genéricamente como constituida por un anillo periférico formado por terrenos de arcos isla “acrecionados” (*accreted*) fundamentalmente durante el intervalo Cretácico-Paleógeno. Este anillo circunda una cuenca marina central cuyo espesor cortical es intermedio entre el característico de los océanos abiertos y el de los continentes (Mann *et al.*, 1990).

Por otra parte desde el punto de vista genético se han diferenciado cuatro clases principales de corteza constitutiva en la placa del Caribe: corteza oceánica, corteza continental, corteza intermedia y corteza de acreción (Case *et al.*, 1990; Fig. II.5).

Generalmente, la corteza oceánica se forma en las dorsales centro-oceánicas y puntos calientes, y, en menor medida, a lo largo de fallas transformantes y en cuencas trasarco (Moores y Twiss, 1995). Tiene altas densidades ($2.85 - 3.0 \text{ g/cm}^3$) y altas velocidades de ondas P ($6.0 - 7.0 \text{ km/s}$) (Case *et al.*, 1990; Moores y Twiss, 1995). En la región del Caribe la corteza oceánica más antigua corresponde al Jurásico Superior (Donnelly *et al.*, 1990). No obstante, el volumen principal de corteza oceánica se encuentra como sustrato de las áreas con batimetría más deprimida que se corresponden con las extensas cuencas interiores (Fig. II.5). La profundidad estimada para la corteza oceánica, mediante sísmica de reflexión y refracción, varía entre 12 y 15 km (Diebold *et al.*, 1999; Mauffret y Leroy, 1997). La “corteza oceánica caribeña” presenta un carácter intermedio y un engrosamiento superior en 3 a 5 km respecto al espesor medio que caracteriza a las principales cortezas oceánicas de edad similar. Dichas características se han explicado por su proceso de formación mediante la emisión masiva de flujos basálticos e intrusión a modo de *sill* entorno a los 80 Ma., y sobre ese basamento se depositaron $>2 \text{ km}$ de sedimentos (e. g., Cuencas de Colombia y Venezuela). Estos rasgos de la corteza oceánica caribeña son similares a los de los *plateau* oceánicos del Pacífico (e. g., Manihiki y Ontong Java), tanto en extensión, como en edad y en geoquímica (Burke *et al.*, 1978). Este argumento, como veremos en el Apartado II.1.5 (Evolución de



la placa del Caribe), enlaza con la hipótesis del origen en la región del Pacífico de la placa del Caribe (Pindell y Barret, 1990).

La corteza continental, se caracteriza por tener una composición de tipo intermedio a silíceo, al menos en su parte superior. Con espesores entre 25 y 45 km, se formó por diferenciación primitiva del manto y múltiples episodios de magmatismo, sedimentación y metamorfismo (Moore y Twiss, 1995). Presenta densidades medias ($2.7\text{--}2.9\text{ g/cm}^3$), y velocidades de las ondas P (5.5 a 7.0 km/seg) (Case *et al.*, 1990). En la región del Caribe la corteza continental sólo se ha observado en el Bloque de Chortís y en el Alto de Nicaragua (ver área 8 en Fig. II.5).

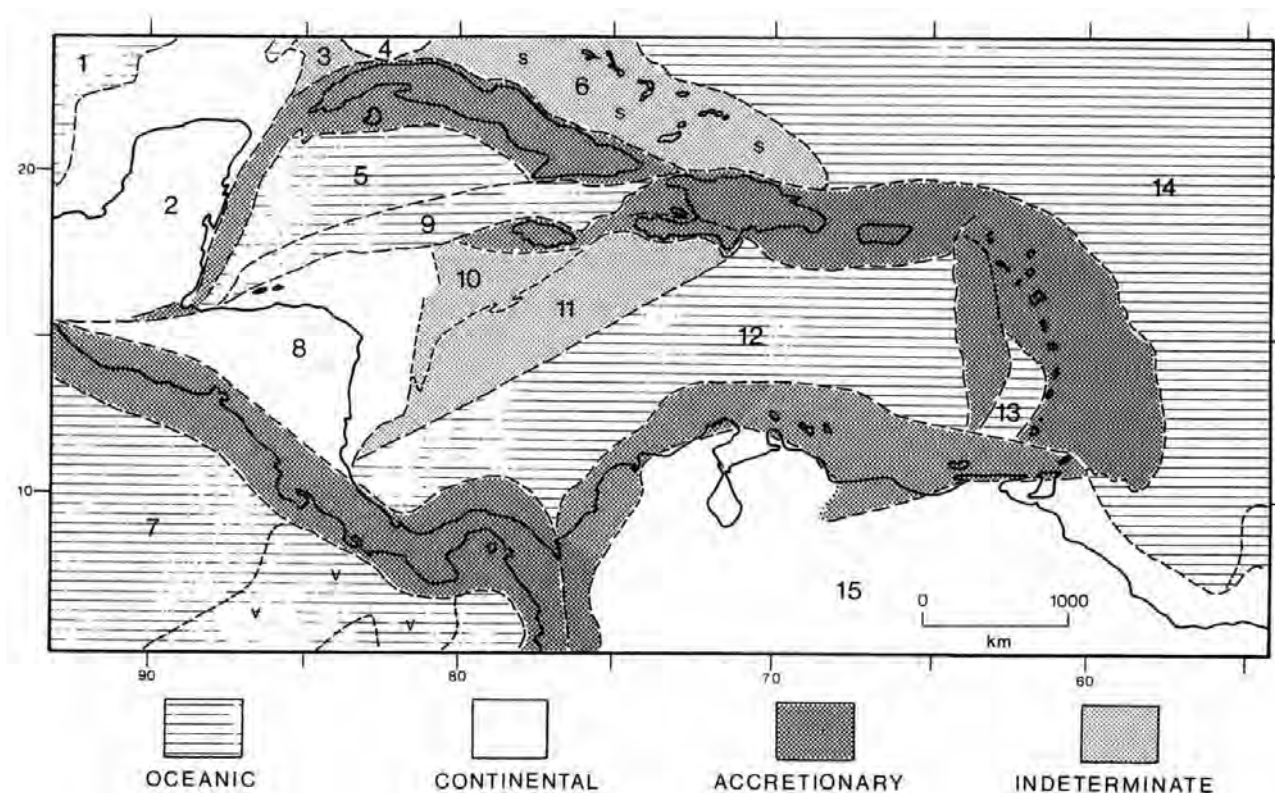


Figura II.5 Tipos de corteza en la región del Caribe (tomado de Case *et al.*, 1990).

La corteza de acreción es la formada por acreción de terrenos de diversos orígenes: ígneos, sedimentarios y metamórficos, cuya estructura interna responde a procesos de subducción/obducción o grandes desplazamientos laterales a lo largo de márgenes activos de placas convergentes o en dirección (Moore y Twiss, 1995). La corteza de acreción se nutre tanto de fragmentos de corteza oceánica como continental y por tanto la corteza resultante presenta las características físicas de ambas; sus espesores son también muy variables, dependiendo del tipo de proceso dominante que haya intervenido en la acreción. La creación de corteza de acreción en el Caribe comprende desde el Jurásico hasta el Holoceno aunque se contemplan dos episodios de acreción principales: Cretácico-Paleoceno y Eoceno-Mioceno (Case *et al.*, 1990). La corteza de acreción está asociada al arco isla de edad Cretácico-Eoceno que forma un cinturón semi-continuo desde Cuba, pasando por las Antillas Menores hasta la costa N de Sudamérica. Debido a que todos



los segmentos del arco generados durante el Cretácico tienen composición geoquímica y litológica similar. Varios autores describen el arco como un cinturón volcánico continuo que rodea la meseta oceánica; Gran Arco del Caribe o Arco *Circum-Caribeño* (Pindell y Barret, 1990; Mann *et al.*, 1995, 1999).

La figura II.6 muestra una sección cortical E-O esquemática de la región del Caribe entorno a la latitud 15°N, en la que se pueden comparar los espesores relativos de los tres tipos de corteza y la composición supuesta de la corteza oceánica engrosada o *plateau*.

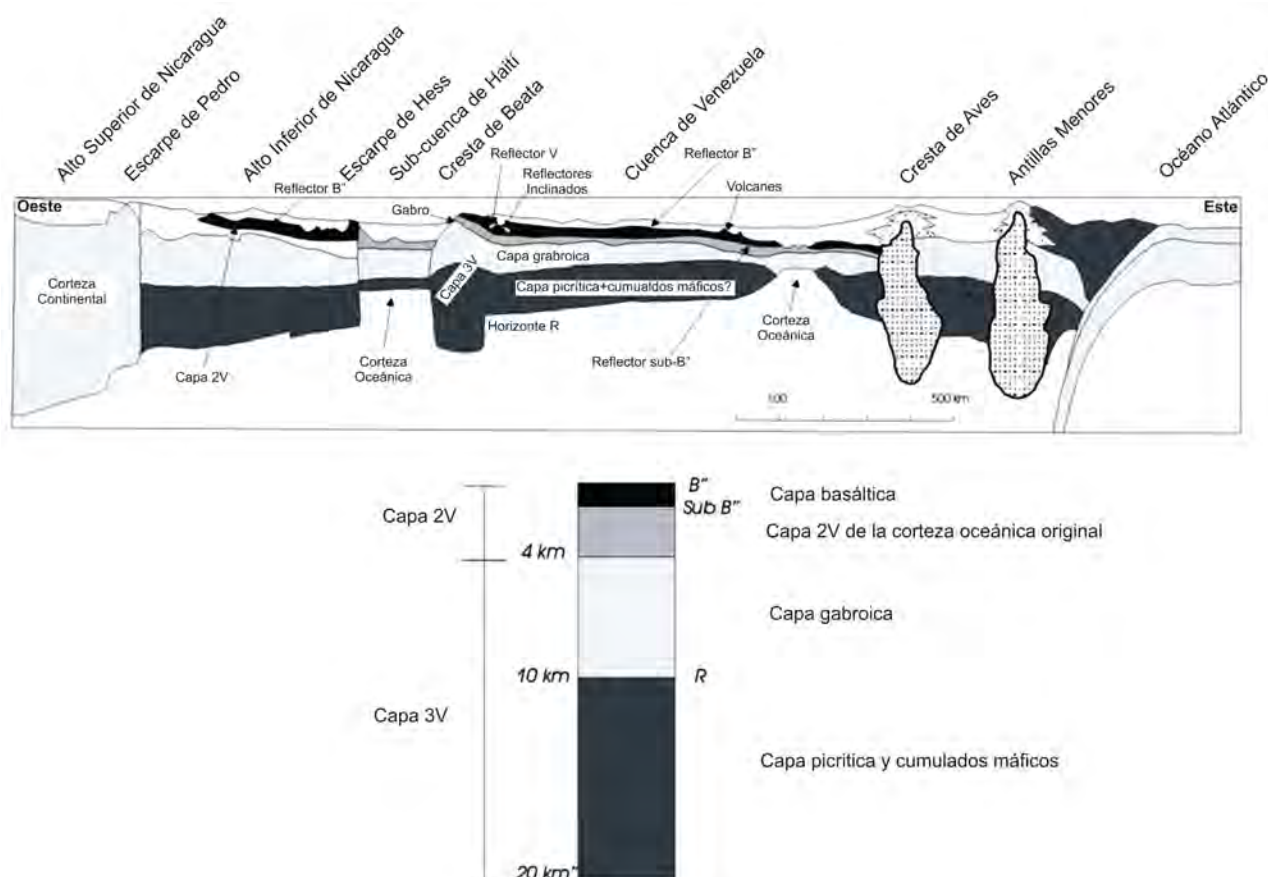


Figura II.6 Sección cortical esquemática E-O de la placa del Caribe (basado en Case *et al.*, 1990; modificado de Mauffret y Leroy, 1997).

La corteza continental está representada en el Alto Superior de Nicaragua, y la corteza de acreción en la Cresta de Aves y en las Antillas Menores (Fig. II.6). El resto sería corteza oceánica tipo plateau (anormalmente engrosada) cuya composición y principales reflectores sísmicos se muestran en la columna adjunta. El reflector B'' se identifica con el techo de los flujos basálticos masivos. Algunos reflectores inclinados y otros reflectores denominados V, se interpretan como *sills* intercalados en un nivel sedimentario que debe existir por debajo de B''. El horizonte Sub-B'' se asimila al techo de la corteza oceánica original. La capa 3V corresponde esencialmente a la parte engrosada por procesos de *underplating*, y en ella se distingue una parte superior grabroica y una parte inferior "picrítica" (*picritic*) y con acumulados máficos, separadas por el reflector R.



II.1.5 Evolución

Para poder situar espacial y temporalmente, al menos de forma aproximada, los acontecimientos tectónicos que se discuten en los Capítulos V y VI, es conveniente dedicar un apartado a la evolución de la placa del Caribe.

Tradicionalmente, y aún en la actualidad, el origen y evolución de la placa del Caribe es un tema muy controvertido (James y James, 2006; Pindell *et al.*, 2006). La controversia viene principalmente porque la placa del Caribe no presenta una fábrica de apertura oceánica (e. g., Atlántico). Se barajan dos modelos evolutivos opuestos: Por un lado está el modelo “autóctono” o “fijista” que propone una formación más o menos *in situ* y por otro lado está el modelo “alóctono” o “movilista” que propone una formación en la región del Pacífico y una deriva hasta su posición actual.

El modelo autóctono propone que la región del Caribe se formó durante un periodo que va desde los 130 Ma. hasta los 80 Ma., al mismo tiempo que Sudamérica se alejaba hacia el SE de Norteamérica (*i. e.*, en el espacio generado) (Frisch *et al.*, 1992). El ascenso de material ígneo entre las dos grandes placas produjo el espesor anómalo de la meseta oceánica caribeña. Según este modelo la placa del Caribe presentaría una afinidad con la litosfera del sector occidental atlántico. Aunque, esta hipótesis tiene menos aceptación en la comunidad científica y ha ido quedando en un segundo plano, en los últimos años aún se siguen realizando investigaciones en esta línea (James y James, 2006)

Actualmente, la mayoría de los autores aceptan, aunque con matices, que la placa del Caribe se generó en la región del Pacífico, posiblemente como litosfera oceánica de la placa de Farallón, durante el proceso de separación de las placas Norte y Sudamericanas, y se ha ido moviendo hacia el E-NE hasta alcanzar su posición actual (Wilson, 1966; Malfait y Dinkelman, 1972; Burke, 1988; Donnelly, 1989; Pindell y Barret, 1990; Mann *et al.*, 1999) (Fig. II.7; 8).

Como evidencias de que la placa del Caribe tiene su origen en la región del Pacífico, se pueden destacar los siguientes aspectos (Pindell y Barret, 1990):

a) La configuración actual de los límites del Surco de las Caimán y las anomalías magnéticas asociadas a la creación de corteza oceánica son conformes con el citado movimiento entre las placas Norteamericana y Caribeña (McDonald y Holcombe, 1978; Ross *et al.*, 1986), e implican una traslación de más de 1 000 km desde el Eoceno. Si se supone un modelo similar de formación para el conjunto de la placa del Caribe, necesariamente sitúan a ésta originalmente en la región del Pacífico oriental.

b) El magmatismo relacionado con la zona de subducción de las Antillas Menores ha funcionado desde el Eoceno y ello implica el desplazamiento de la placa del Caribe hacia el E entre las placas Norte y Sudamericana durante, al menos durante el mismo periodo.



c) En el Caribe coexisten dos conjuntos de rocas con la misma edad, Jurásico-Cretácico Superior/Paleógeno, pero genéticamente incompatibles, como son las secuencias terrígenas o carbonatadas de plataforma y los complejos magmáticos y ultramáficos de arco isla. El modo en el que actualmente el segundo de estos conjuntos se encuentra superpuesto al primero, permite inferir que se trata de una yuxtaposición diacrónica por efectos tectónicos relacionada con la traslación de la placa del Caribe hacia el E.

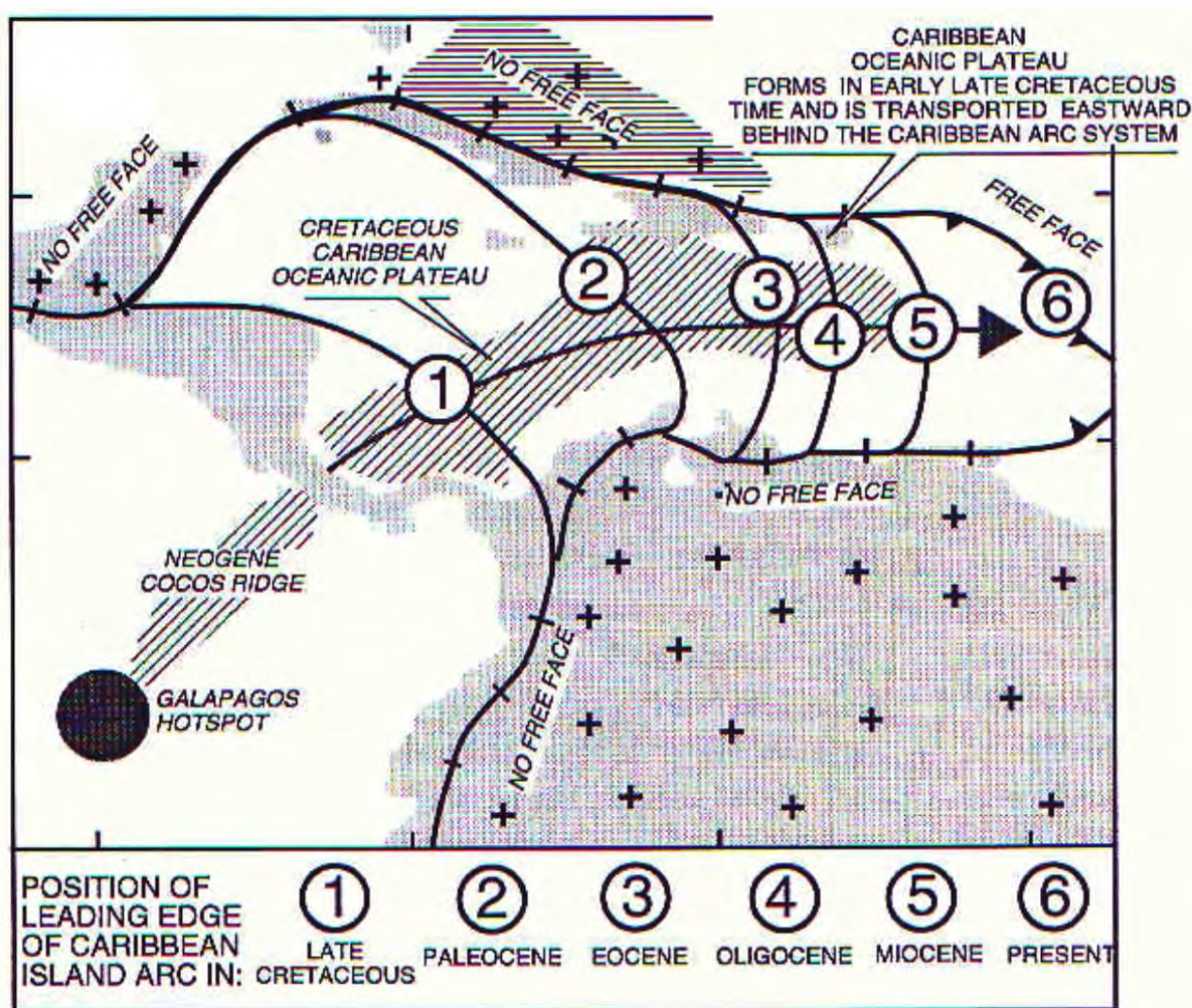
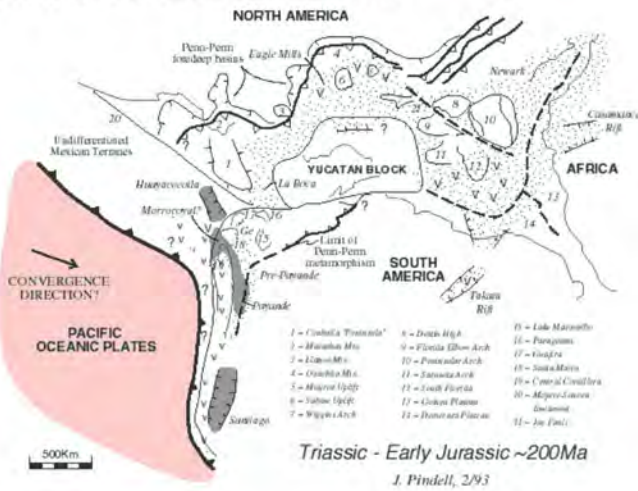


Figura II.7 Esquema del origen y evolución de la placa del Caribe (tomado de Mann et al., 1999). La meseta oceánica caribeña se forma por la deriva hacia el E de una corteza oceánica "normal" desde el Pacífico oriental. Al pasar por punto caliente (hot spot) de las Galápagos es engrosada y, a partir del Cretácico Medio-Superior, atraviesa el estrecho existente entre Norte y Sudamérica. Los números dan las sucesivas posiciones del frente del sistema arco-plateau oceánico, según Pindell y Barrett (1990). Es preciso señalar que las masas continentales de Norte y Sudamérica (con cruces) impiden (no free face) la deriva libre de la placa, que se tiene que canalizar forzosamente hacia el E, única zona donde no encuentra oposición (free face).

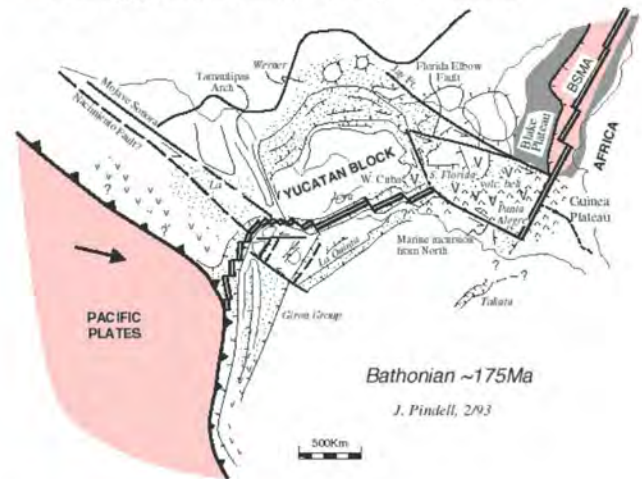
La figura II.8 (A-L) muestra la reconstrucción paleogeográfica más aceptada para la evolución de la placa del Caribe y que refina modelos previos (Pindell y Barret, 1990; Pindell, 1994).



A. Triásico- Liásico ~200 Ma



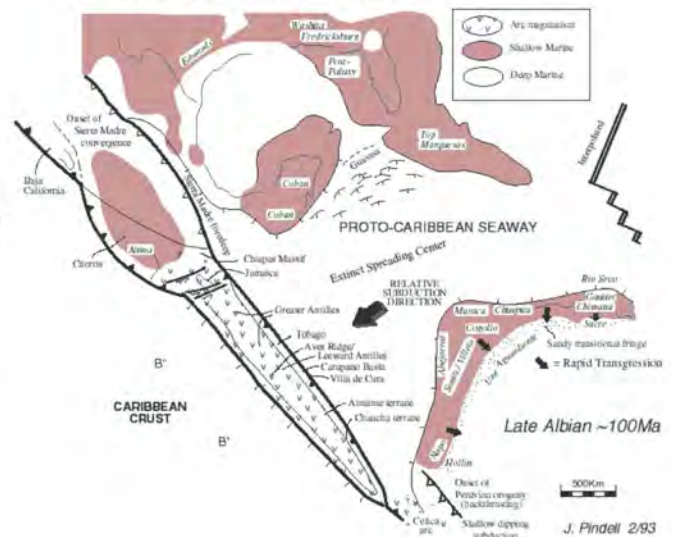
B. Dogger (Bathonienense) ~175 Ma



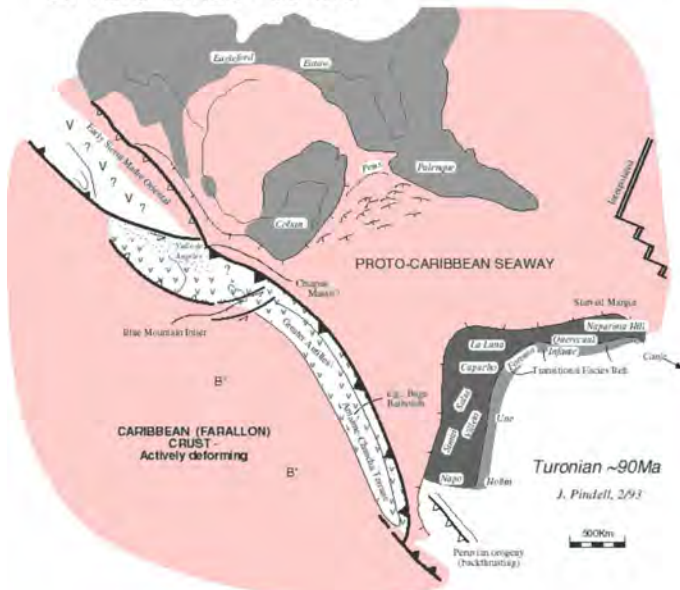
C. Barremiense/Aptiense ~120 Ma



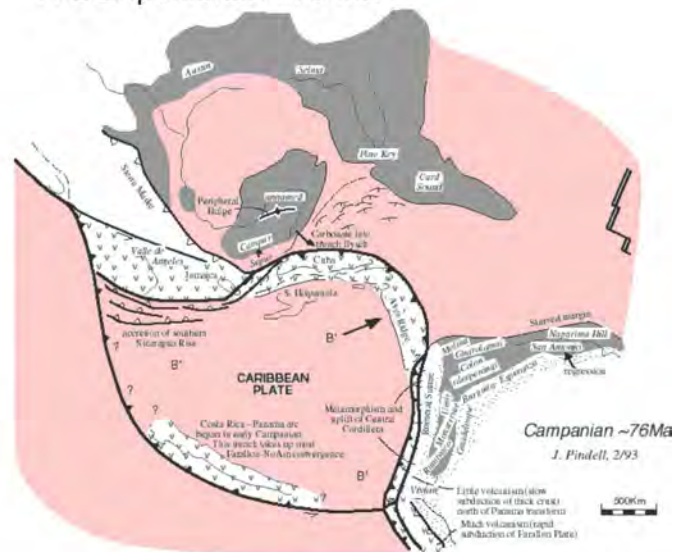
D. Albiense tardío ~100 Ma



E. Turoniense ~90 Ma



F. Campaniense ~76 Ma



(Continúa en la página siguiente)



- 22 -



Inferior, desarrollándose márgenes pasivos en las Bahamas, Yucatán y el N de Sudamérica durante la separación de las dos placas americanas y el ensanchamiento de la cuenca proto-caribeña (Fig. II.8 B-H); 3) Progresión hacia el E, de forma diacrónica desde el Cretácico Superior a la Actualidad, de la orogenia causada por la migración hacia el E de la placa Caribeña y su colisión o transpresión con los márgenes estables (Fig. II.8 E-L); 4) Desarrollo desde el Eoceno hasta la Actualidad de complejas zonas de desgarre en los márgenes N y S de la placa del Caribe como consecuencia del citado desplazamiento hacia el E (Fig. II.8 I-L); 5) Periodo neotectónico de deformación en el conjunto de la placa Caribeña, que resulta de su interacción con las placas Norte y Sudamericana. Esta deformación se debe a los siguientes efectos: a) compresión derivada de la convergencia entre Norte y Sudamérica, b) migración hacia el NE de los terrenos andinos del N de Sudamérica y c) convergencia en el escalón transpresivo de La Española situado a lo largo de la falla transformante de Oriente-Fosa de Puerto Rico (Fig. II.8 L).

II.2 EL BORDE NORTE DE LA PLACA DEL CARIBE

II.2.1 Tectónica de microplacas

La zona límite entre la placa del Caribe y la placa Norteamericana consiste en una franja sismogénica de entre 100 y 250 km de ancho. La deformación se desarrolla principalmente mediante desgarres lateral izquierdos asociados con zonas transtensivas y transpresivas que se extienden unos 2000 km a lo largo del borde N del Mar Caribe (Fig. II.9).

El Surco de las Caimán es el elemento estructural dominante en la parte occidental del límite N de la placa del Caribe (Holcombe y Sharman, 1983) (Fig. II.2, 9). Se trata de una zona deprimida situada entre fallas de desgarre generada por una dorsal oceánica de escasa longitud pero que ha producido corteza oceánica en una banda de 100 km ancho y al menos 1 100 km de largo en dirección E-O. Las anomalías magnéticas indican que este centro de expansión es activo desde el Eoceno Medio y actualmente es la única zona con creación de corteza oceánica en la región del Caribe, con una velocidad media de expansión de 15 mm/año en dirección E-O (Rosencrantz *et al.*, 1986, 1988; Dillon *et al.*, 1996; ten Brink *et al.*, 2002).

Al O del Surco de las Caimán, la banda ancha del límite de placas se constriñe y converge hacia una franja estrecha de desgarres lateral izquierdos (e. g., Sistema de Fallas de Motagua-Polochic) llegando posiblemente a conectar con la zona de subducción de Centroamérica (Fig. II.2, 9). Al E del Centro de Expansión de las Caimán; en Jamaica, La Española, Puerto Rico y las Islas Vírgenes, el límite de placas es se hace más abierto dando una zona sismogénica de unos 250 km de ancho. La anchura de este tramo del límite de placas se refleja en los siguientes aspectos (Dolan y Mann, 1998; Fig. II.9):

a) Una zona de tectónica activa con varias ramas de desgarres lateral izquierdos y fallas de componente inversa. En general, la franja de deformación presenta unos gradientes batimétricos muy acusados y está separando las profundidades abisales del Mar Caribe y las del Océano Atlántico. En



tierra se identifican dos grandes sistemas de desgarres, localizados al N y S de la franja de deformación que ocupan una posición interior en las tierras altas y en las áreas marinas someras. La rama N se conoce como la Zona de Falla Septentrional-Oriente y el ramal S como la Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Garden. También se identifican cinturones de deformación con zonas plegadas y fallas de componente inversa (e. g., Jamaica, Cordilleras Central y Septentrional en La Española).

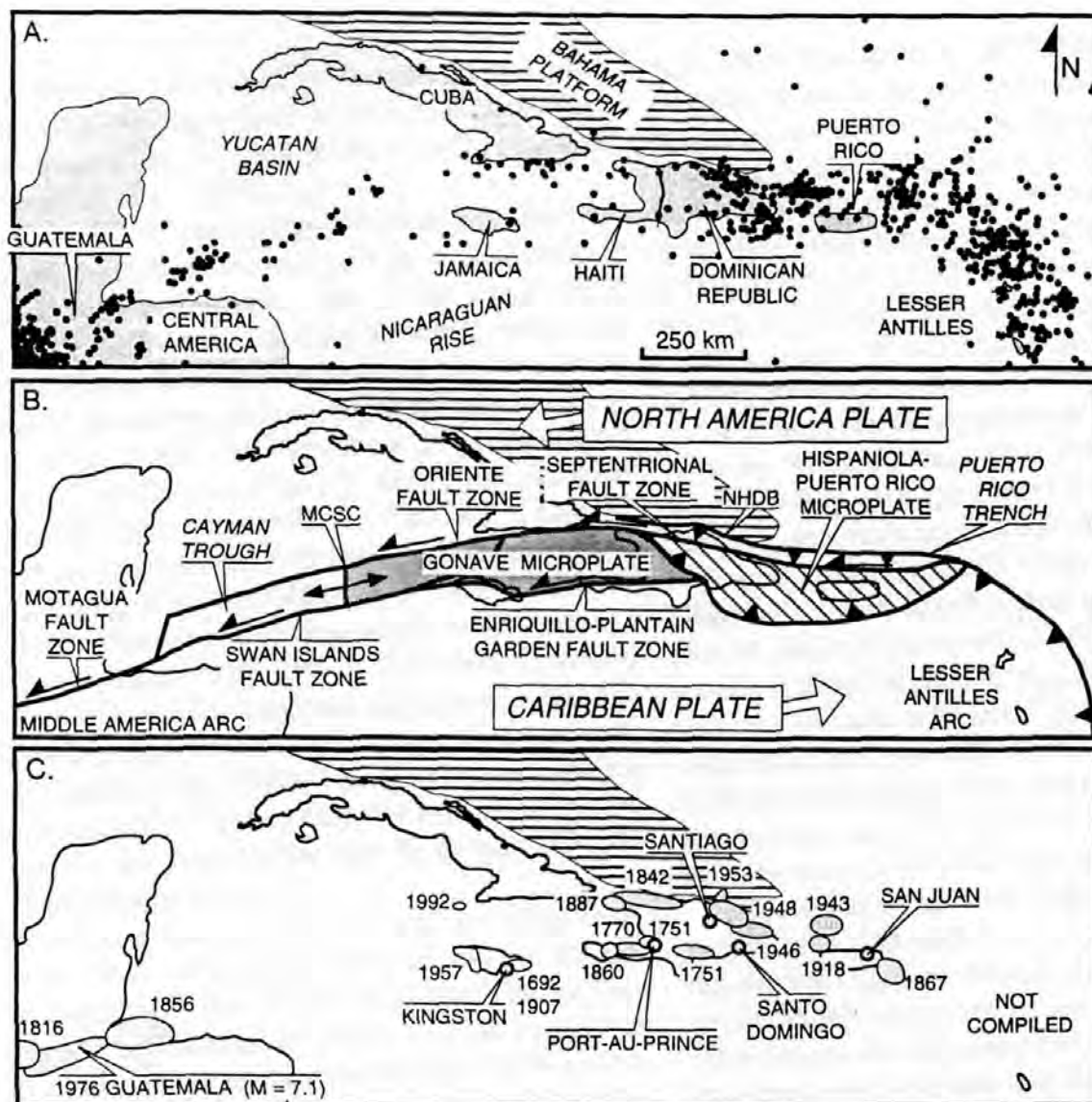


Figura 11.9 A) Sismicidad (1963-1992, $M > 4.5$, fuente International Seismic Commission) del borde N de la placa del Caribe (tomado de Mann et al., 1998). **B)** Mapa tectónico del N del Caribe mostrando las microplacas, las mayores zonas de desgarre y el movimiento de las placa Norteamericana y Caribeña. MCSC, zona de creación de corteza en la dorsal media de las Caimán; NHDB, Cinturón deformado del N de La Española. **C)** Zonas de los sismos históricos sentidos más devastadores en la región septentrional del Caribe.

b) Hay dos bandas de sismicidad, una al N y otra al S. La franja sísmica del N se sitúa sobre la Zona de Falla Septentrional-Oriente y en el contacto en el offshore entre los Bancos de las Bahamas y La Española, pasa a lo largo del N La Española y el S de Cuba. La franja sísmica del S se corresponde con la Zona de Falla Enriquillo-Plantain Garden al O de La Española y con el Cinturón



Deformado de los Muertos al SE de La Española, pasa por el S de La Española y por el centro de Jamaica (Fig. II.2).

Las investigaciones marinas han demostrado que la franja N de desgarres, Zona de Falla Septentrional-Oriente, no se extiende hacia el E del Paso de Mona, sino que es reemplazada, por otro sistema de desgarres lateral izquierdos el antearco de la Fosa de Puerto Rico (e. g., Falla de Bunce (FB)) que alcanza la zona de subducción de las Antillas Menores (ten Brink *et al.*, 2004) (Fig. II.2). La franja de desgarres del S, Zona de Falla Enriquillo-Plantain Garden se termina en la parte central de la isla de La Española (Hernaiz, P. P., 2006), aunque algunos autores proponen una relación de continuidad de estas estructuras con el proceso de convergencia en el Surco de los Muertos (Biju-Duval *et al.*, 1983; Jany, 1990; Heubeck y Mann, 1991; Fig. II.2).

En resumen, el límite actual entre las placas Caribeña y Norteamericana está controlado por un régimen de desgarre que se caracteriza en gran parte por movimientos transcurrentes de carácter sinistro que acomodan el desplazamiento hacia el E de la placa del Caribe respecto de la Norteamericana. El segmento del arco correspondiente a La Española y Puerto Rico se complica por la existencia conjunta de desplazamientos en dirección y subducción (al N y S del arco isla). La presencia al S de Puerto Rico y del sector oriental de La Española de otra zona de subducción y de su correspondiente prisma de acreción (el Surco de Los Muertos) (Byrne *et al.*, 1985; Jany, 1990), les confiere a estas dos islas el carácter de microplaca (Dolan y Mann, 1998).

El modelo de tectónica en microplacas y bloques para la zona N de la placa del Caribe se generalizó a partir de la propuesta de un proceso de doble subducción o subducción opuesta (Byrne *et al.* (1985). Actualmente se acepta la existencia de la microplaca de Gonave (Mann *et al.*, 1991; 1995), la microplaca de La Española (Byrne *et al.*, 1985) y el bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes (Jasnma *et al.*, 2000) (Fig. II.2, 9). Cada microplaca está definida por unos límites activos y presenta un movimiento diferencial significativo tanto en magnitud como en azimuth de desplazamiento dentro del ancho límite entre la placa del Caribe y la Norteamericana (Mann *et al.*, 2002).

II.2.2 Evolución

En el Apartado II.1.5 se han expuesto los trabajos de Pindell y Barret (1990), sobre la evolución paleogeográfica de la placa del Caribe. En el presente apartado hacemos una breve reseña sobre la evolución del marco tectónico para el borde N de la placa del Caribe desde el Cretácico Superior hasta el Holoceno elaborado por Dolan y Mann (1998), el cual presenta especificaciones a tener en cuenta para entender la configuración actual de la tectónica en microplacas para el borde N de la placa del Caribe (Fig. II.10).

Durante el Maastrichtiense (A) se produce la colisión inicial de la proto-placa del Caribe proveniente de la región del Pacífico con las placas Norte y Sudamericana, la colisión tuvo lugar por el movimiento hacia E de esta proto-placa colisionando en la zona de Centroamérica. Entre el



Paleoceno tardío y el Eoceno temprano (B) continúa el movimiento del arco hacia el NE colisionando con los márgenes pasivos del O de Cuba y con el N de Sudamérica. Al final del Eoceno temprano (C), la colisión migra desde el O al centro de Cuba, lo que da lugar a una rotación horaria del margen de colisión y el progreso del arco hacia el NE es interrumpido por la entrada del Banco de las Bahamas en la zona de subducción.

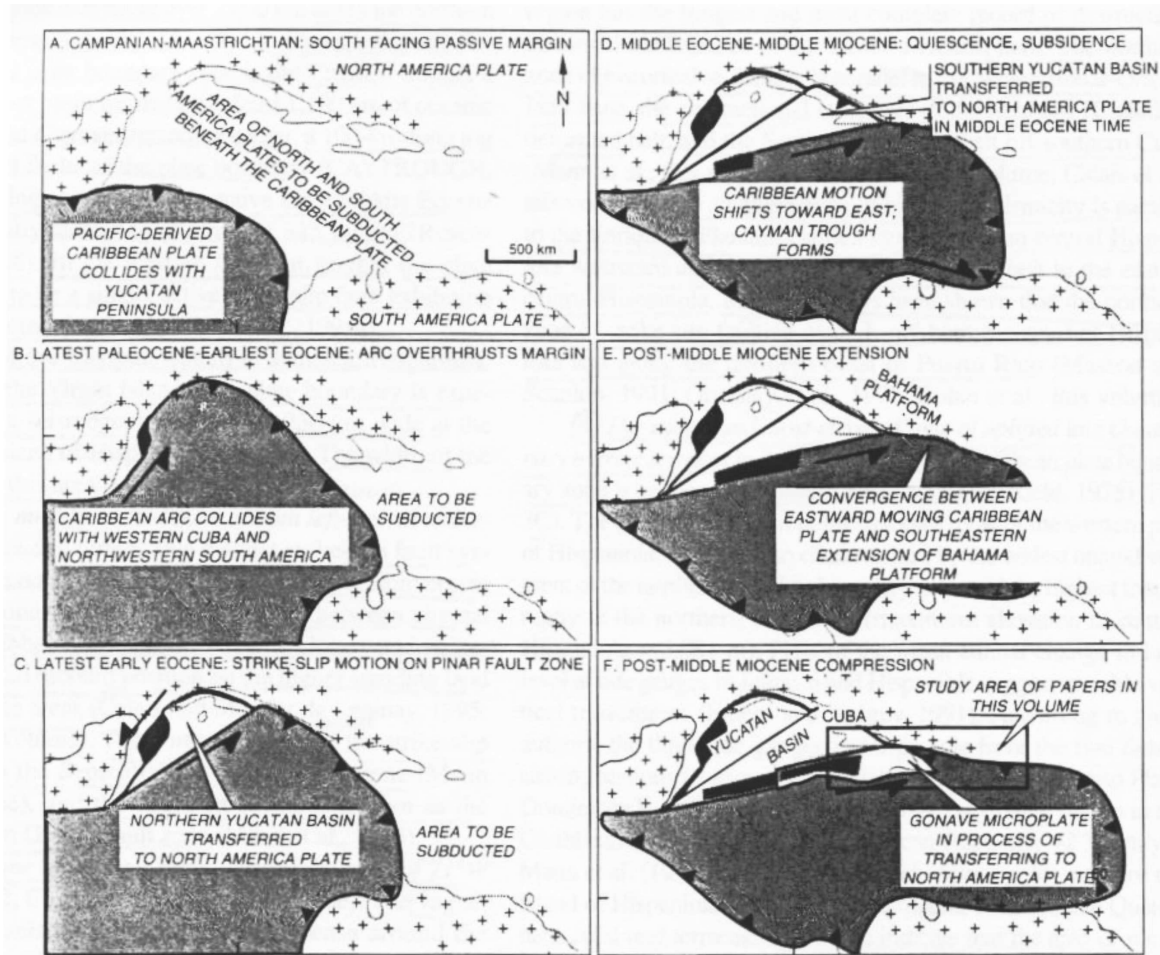


Figura 11.10 Marco tectónico de la Placa Caribe desde el Maastrichtiense hasta el Holoceno (modificado de Pindell y Barret, 1990 y de Mann et al., 1995; tomado de Dolan y Mann, 1998)

Como resultado, la Cuenca de Yucatán pasa de la placa del Caribe a la Norteamericana. Entre el Eoceno Medio y el Mioceno Medio (D), la zona de colisión no puede avanzar más hacia el NE sobre el Banco de las Bahamas, esto da lugar a la formación de la Cuenca de las Caimán debido a que la placa del Caribe rota en sentido horario y sigue su avance en una dirección más hacia el E. Después del Eoceno Medio (E), la colisión oblicua entre la placa del Caribe y el Banco de las Bahamas produce una transpresión tectónica y el levantamiento de La Española. En el N de Sudamérica, la colisión oblicua continúa migrando a lo largo del margen pasivo. Por último, después del Eoceno Medio, (F) la transpresión entre la placa del Caribe y el Banco de las Bahamas da lugar al despegue de la microplaca de Gonave a lo largo de la Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Graden. En Sudamérica se observa una menor transpresión debido a que el movimiento de la placa del Caribe es sub-paralelo al margen pasivo.



Según este modelo el segmento N de la placa del Caribe, desde Cuba hasta las Islas Vírgenes, ha estado inactivo desde la colisión con los Bancos de las Bahamas entre el Paleoceno tardío y Eoceno temprano. Los mayores pulsos de colisión fueron diacrónicos a lo largo del arco: Paleoceno tardío a Eoceno temprano en O de Cuba, Eoceno temprano a medio en la parte central de Cuba, Eoceno hasta la actualidad en La Española y Eoceno tardío a Oligoceno temprano en la zona de Puerto Rico-Islas Vírgenes (Dolan y Mann, 1998).

II.3 EL BORDE NORESTE DE LA PLACA DEL CARIBE

El presente trabajo se ha desarrollado en el borde NE de la placa del Caribe. En esta región se produce una gran interacción de procesos tectónicos en un área relativamente pequeña (Fig. II.11).

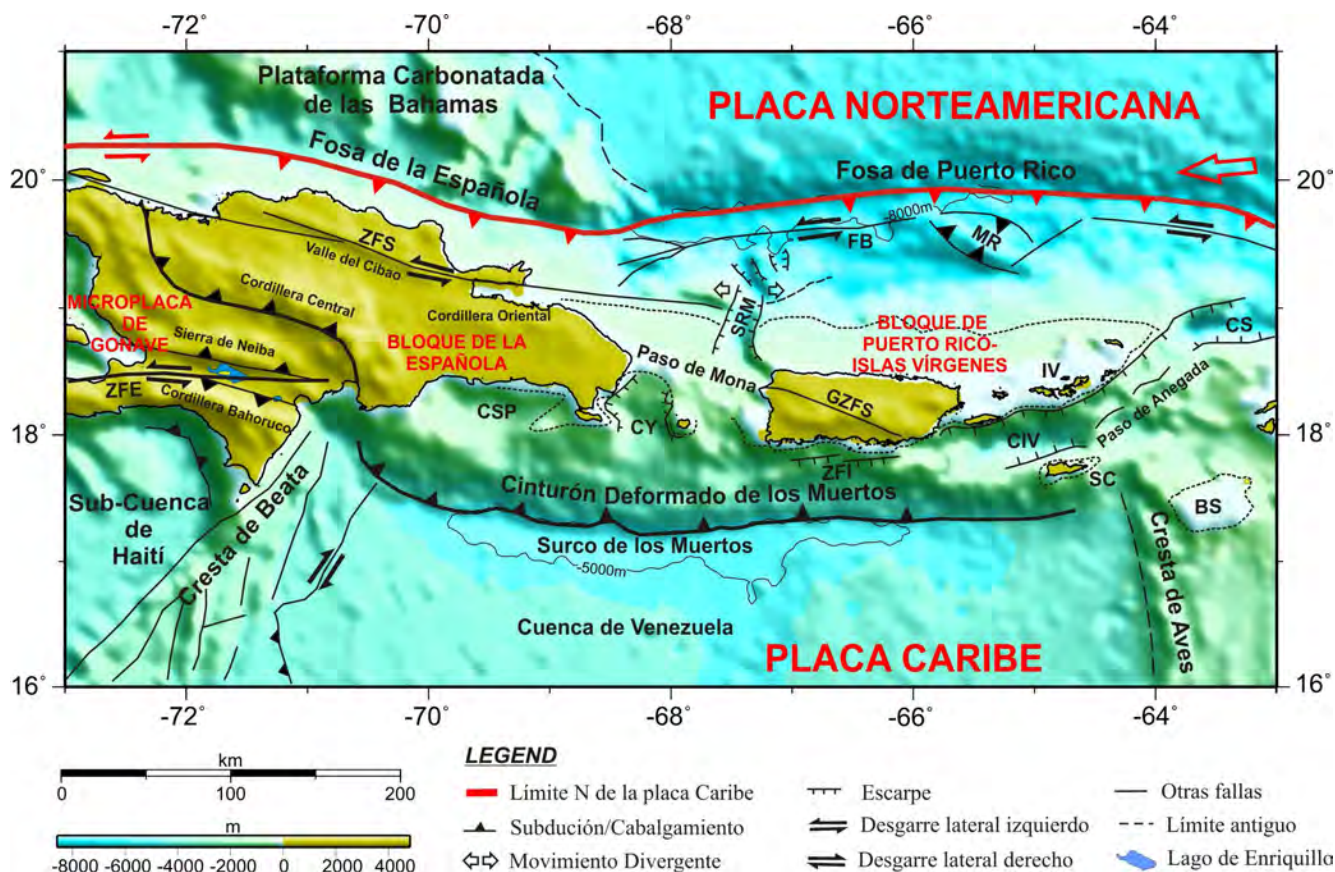


Figura II.11 Marco tectónico del borde NE de la placa del Caribe (modificado de Mann et al., 1999; ten Brink et al., 2004; Mann et al., 2005). El color del fondo representa la altimetría derivada de datos de satélite interpolada a 2 minutos, iluminación desde el NE (Smith y Sandwell, 1997). La flecha roja grande indica el desplazamiento de la placa Norteamericana respecto a la placa del Caribe. Línea de puntos indica el borde de la plataforma carbonatada depositada sobre el arco isla. Las líneas rojas gruesas indican los bordes principales de la placa del Caribe. ZFS= Zona de Falla Septentrional. ZFE= Zona de Falla de Enriquillo. CSP= Cuenca de San Pedro.; CY= Cuenca de Yuma. ZFI= Zona de Falla del Investigador. SRM= Sistema de Rifts de Mona, FB= Falla de Buncce. MR= Main Ridge. CIV= Cuenca de Islas Vírgenes. CS= Cuenca de Sombrero. BS= Banco de Saba. GZFS= Gran Zona de Falla del Sur de Puerto Rico. IV= Islas Vírgenes. SC= St. Croix.

La zona tiene una gran complejidad estructural, la cual continúa en mayor o menor medida sin estar resuelta a pesar del gran número de investigaciones desarrolladas. En este apartado se



describe el marco geológico regional y los diferentes contextos locales a partir de varias fuentes de datos. Finalmente, se realiza una revisión de los antecedentes y los modelos tectónicos.

II.3.1 Fisiografía

La batimetría muestra unos gradientes muy acusados (Fig. II.12). Las altas pendientes en las zonas del arco isla contrastan con zonas completamente planas en las áreas deprimidas de las cuencas e incluso a techo del arco. Este hecho, evidencia la complejidad en este tramo del límite de placas. Como datos de aproximación, citaremos que en la Fosa de Puerto Rico se encuentra el punto de mayor profundidad del Océano Atlántico con -8 340 m y en la cercana isla de La Española, a sólo unos 200 km de distancia hacia el este, la Cordillera Central supera los 3 000 m de altura (Fig. II.11). En una región de extensión relativamente pequeña, tenemos diferencias en cota de más de 11 000 m.

En la figura II.13 se identifican con un número los elementos fisiográficos más destacables en la zona: Como peculiaridades fisiográficas podemos señalar:

- El Sistema de *Rift* de Mona (1), que consta de un *rift* principal más somero a unos -5.000 m y dos *rifts* menores situados a mayor profundidad alcanzando los 8 000 m.

- La Fosa de Puerto Rico (2), se trata de una fosa inusualmente ancha y profunda, sin un eje muy definido y de fondo plano.

- c) Los bancos carbonatados de las Bahamas (3) se caracterizan por un techo completamente plano, muy someros llegando a emerger en algún caso. Están surcados por profundos canales dando escarpes y taludes con desniveles de -4.000 m;

- d) Una plataforma carbonatada depositada sobre el arco-isla desde el E de La Española hasta las Islas Vírgenes. En la costa N de Puerto Rico la plataforma presenta un basculamiento uniforme hacia el N de unos 4° y alcanza el beril de -4 000 m.

- e) Complejos sistemas de cuencas y crestas en la placa Norteamericana (5) resultado de la subducción y la flexión de la placa.

- f) Presencia de relieves submarinos en el antearco de la Fosa de Puerto Rico (6). El *Main Ridge* que se eleva 2 000 m sobre la zona circundante (ten Brink *et al.*, 2004).

- g) El paso desde la Fosa de Puerto Rico a la Fosa de La Española (7) se produce bruscamente mediante un salto de 4 000 m.

- h) Grandes cicatrices de deslizamientos submarinos originando zonas de fuertes escarpes batimétricos (8) (Schawb *et al.*, 1991; ten Brink *et al.*, 2004).

- i) Alineación NE-SO de la Cresta de Beata (9) que separa las Cuencas de Colombia y Venezuela.

- j) El Surco de los Muertos que termina bruscamente hacia el O en las inmediaciones de la Cresta de Beata (Fig. II.12).

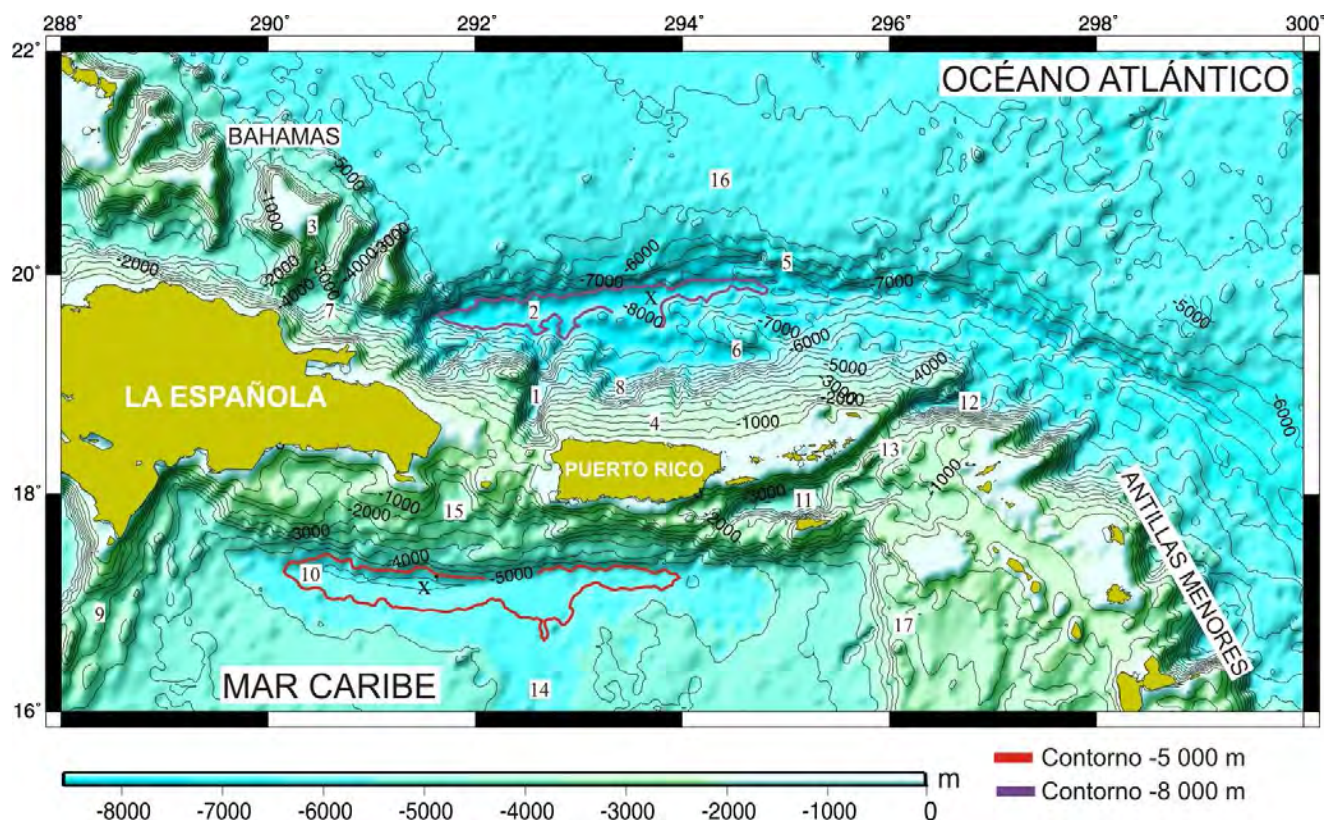


Figura II.12 Mapa batimétrico con datos de satélite interpolados a 2 minutos (Smith y Sandwell, 1997). Contornos cada 500 metros. Contorno de -8 000 m en la Fosa de Puerto Rico y contorno de -5 000 m en la Surco de los Muertos. X marca la zona de mayor profundidad de la Fosa de Puerto Rico -8.340 m. X' marca la zona de mayor profundidad en el Surco de los Muertos -5 550. 1) Sistema de Rift de Mona. 2) La Fosa de Puerto Rico. 3) Bancos de las Bahamas. 4) Plataforma carbonatada depositada sobre el arco-isla desde el E de La Española hasta las Islas Vírgenes. 5) Sistemas de cuencas y crestas en la placa Norteamericana. 6) Main Ridge. 7) Fosa de La Española. 8) Grandes cicatrices de deslizamientos submarinos. 9) Cresta de Beata. 10) Surco de los Muertos. 11) Cuenca de las Islas Vírgenes. 12) Cuenca de Sombrero. 13) Paso de Anegada. 14) Cuenca de Venezuela. 15) Cuenca de Yuma. 16) Llanura abisal Atlántica. 17) Cresta de Aves.

II.3.2 Gravimetría

Las anomalías gravimétricas de la zona también son muy acusadas, en la zona del antearco de la Fosa de Puerto Rico se da la mayor anomalía de Aire Libre de la Tierra con un valor de -380 mGal.

Por definición, las anomalías de aire libre registran el gradiente vertical de gravedad por lo que imitan con bastante fidelidad la batimetría y los gradientes batimétricos, pero este máximo curiosamente no coincide con la mayor profundidad de la fosa. El origen de esta anomalía se ha atribuido a la subsidencia y a un engrosamiento anormal de la corteza en el área, pero todavía sigue generando controversia (ten Brink, 2005; Fig. II.13). Se pueden observar las máximas anomalías en el Surco de los Muertos (-100 mGal), en la Fosa de La Española (-240 mGal) y en la Cuenca de Sombrero (-240 mGal) y anomalías positivas los bancos de las Bahamas (+150 mGal), y el arco de islas (+200 mGal).

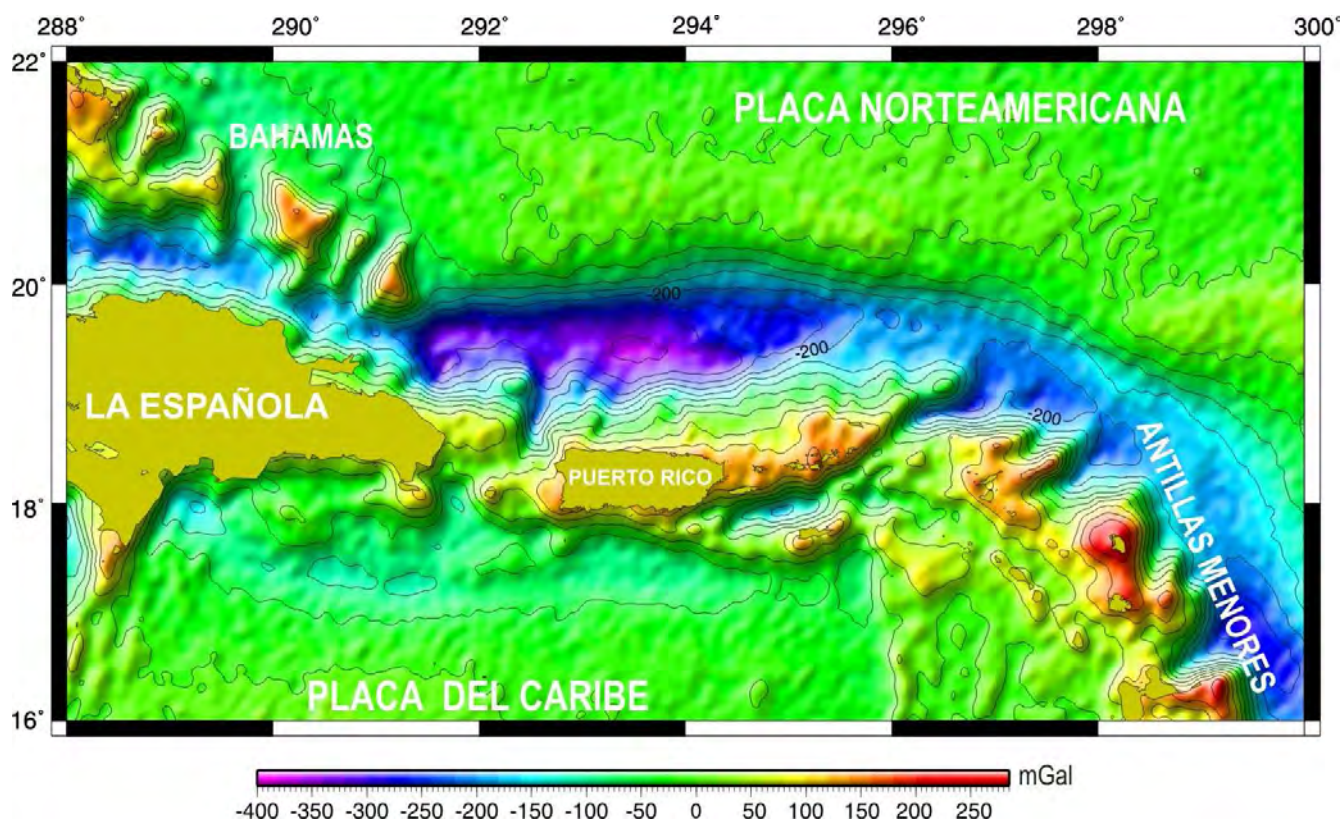


Figura II.13 Mapa gravimétrico de anomalía de Aire Libre con datos derivados de satélite interpolados a 2 minutos, contornos cada 50 mGal (Sandwell y Smith, 1997).

II.3.3 Cinemática

Esta zona ha sido muy estudiada desde el punto de vista geodésico. Los datos de GPS se han registrado desde el año 1986 hasta el 2007 (Mann *et al.*, 2002; Manaker *et al.*, en prensa), y la red de estaciones de registro se ha mejorado hasta tener una buena distribución y cobertura (Fig. II.14).

Los datos geodésicos han aportado mucha información sobre la cinemática actual y la neotectónica de la zona (Jansma *et al.*, 2000; Calais *et al.*, 2002; Mann *et al.*, 2002). Si consideramos fija la placa Norteamericana el interior rígido de la placa del Caribe se mueve con una velocidad de 18-20 mm/año en dirección 070°, y coherentemente con ella se mueve la isla de Puerto Rico, St. Croix (CRO1), las Antillas Menores y la zona que queda al S de la Zona de Falla de Enriquillo (Sierra de Bahoruco). Según estos datos la Falla de Enriquillo podría constituir un límite de placas principal (Calais *et al.*, 2002) (Fig. II.11, 14).

La Española sufre un retraso en su desplazamiento hacia el E con respecto a la placa del Caribe, probablemente debido a la colisión con los Bancos de las Bahamas con el NE de la isla. La parte central y septentrional de La Española dan variaciones significativas tanto en azimuth como en tasa de movimiento. De N a S aumenta la tasa de movimiento y aumenta la componente de dirección E, es decir, los vectores sufren un aumento en su módulo y su orientación varía hacia el E. Con respecto a la placa Norteamericana se mueve con una velocidades y sentidos muy variables,



dependiendo del punto de medida, entre 4 y 17 mm/año en sentidos desde 080° hasta 000° . Esta variación tanto en la magnitud del movimiento como en la dirección nos indica que se trata de una microplaca con la deformación distribuida, en la cual de S a N se produce una disminución en la magnitud del desplazamiento y una desviación en la dirección en sentido antihorario (Fig. II.15). Estas diferencias en los movimientos son acomodadas en el Paso de Mona donde se está produciendo un proceso de *rifting* E-O desde el Neógeno, con una tasa de apertura de 5 mm/año. (Jansma *et al.*, 2000) (Fig. II.11, 14).

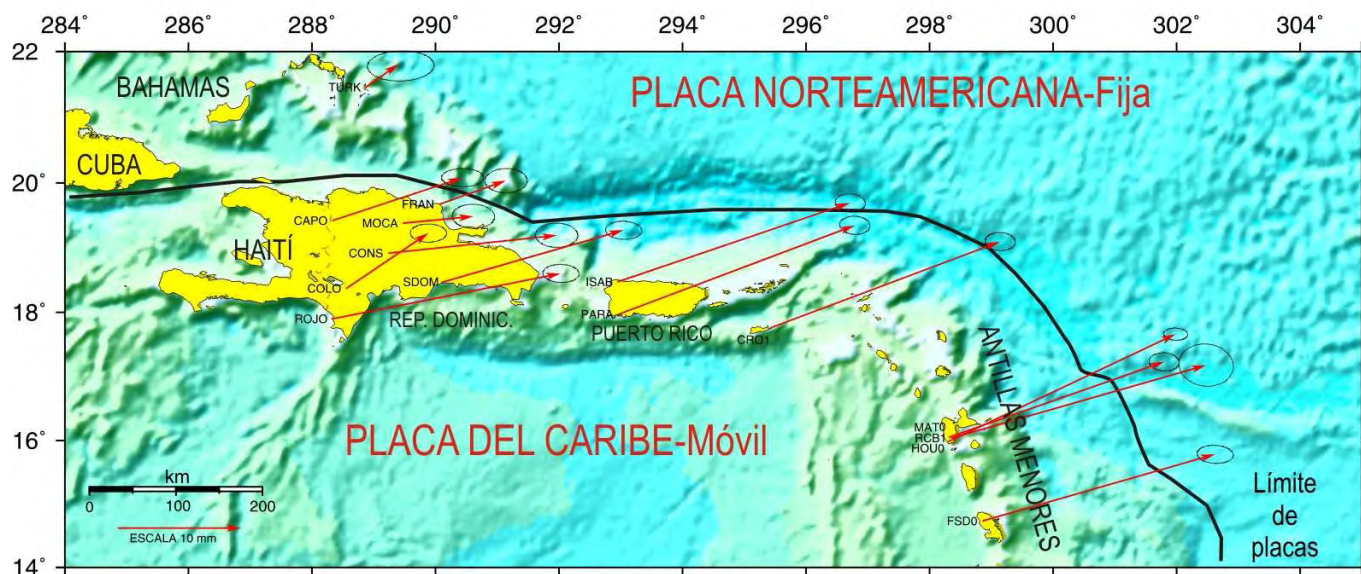


Figura II.14 Mapa de tasa de movimiento relativo y azimuth derivado de GPS (modificado de DeMets *et al.* (2000) y Mann *et al.* (2002)). Se considera fija la placa Norteamericana. Las flechas indican el azimuth y la magnitud del movimiento en milímetros, ver escala. Las elipses nos dan el grado de incertidumbre en 2D con un 95% de confianza.

II.3.4 Sismicidad

La región NE de la placa del Caribe es una zona tectónicamente muy activa donde se han producido grandes terremotos destructivos, documentados con registro histórico ($M_s \sim 7.3$ en el Paso de Mona, $M_s \sim 7.3$ en las Islas Vírgenes; Reid y Taber, 1919) y con registro instrumental ($M_s = 7.6$ en el Paso de Mona (1943), $M_s = 8.1$ en la costa NE de La Española (1946), Dolan y Wald, 1998).

La sismicidad, no presenta una distribución homogénea. La mayor concentración se produce en las zonas de borde y sin apenas eventos intraplaca (Engdahl y Villaseñor, 2002; Fig. II.15). Las máximas profundidades focales superan los 250 km en la zona de subducción de las Antillas Menores, pero también aparecen eventos profundos y aislados en el área de Puerto Rico y La Española. Sin embargo el grueso de los eventos no superan los 70 km de profundidad focal (Fig. II.15a, b).

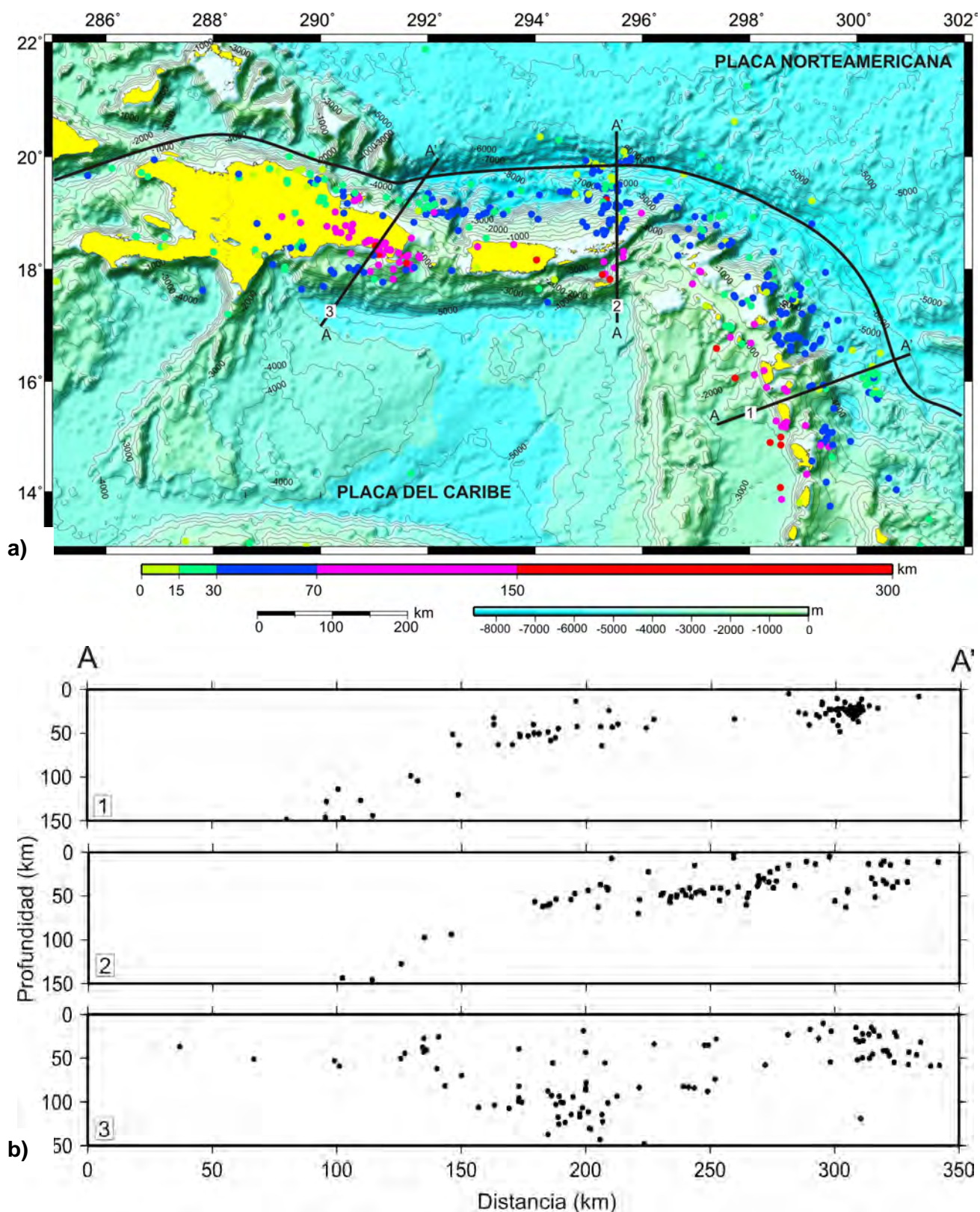


Figura II.15 a) Mapa de sismicidad de la parte NE y E de la placa del Caribe. $M_s > 4.5$ (Engdahl y Villaseñor, 2002). Batimetría satelital interpolada a 2 minutos (Smith y Sandwell, 1998). La línea negra indica el límite de placas. **b)** Secciones de sismicidad. $M_s > 4.5$. Representados los eventos de la figura II.15a situados a 50 km a cada lado del perfil.

En el área de las Antillas Menores, se observa un aumento de la profundidad focal hacia el O definiéndonos una zona de *Wadati-Benioff* buzando hacia el O que estaría representando la



subducción de la litosfera oceánica atlántica debajo del arco isla. Hacia la región de Puerto Rico y La Española la distribución de la sismicidad ya no conserva este patrón generando una distribución más caótica. Varios autores identificaron el bloque (*slab*) de litosfera atlántica que subduce hacia el S en la Fosa de Puerto Rico, pero pierde definición hacia la Fosa de La Española (McCann y Sykes, 1984; Dolan *et al.*, 1998; Fig. II.15b).

La distribución en planta de la sismicidad, permite observar varias zonas de enjambres: en el la zona NE de Puerto Rico, donde se ha propuesto una falla litosférica vertical (*tear fault*; ten Brink *et al.*, 2005); en el Cañón de Mona, donde está relacionado con la apertura del *rift*, y uno muy profundo, en el E de La Española (70-150 km). Buena parte de los sismos más superficiales se asocian claramente con las grandes zonas de fallas de desgarre que se identifican en el N y S La Española (Fig. II.15a).

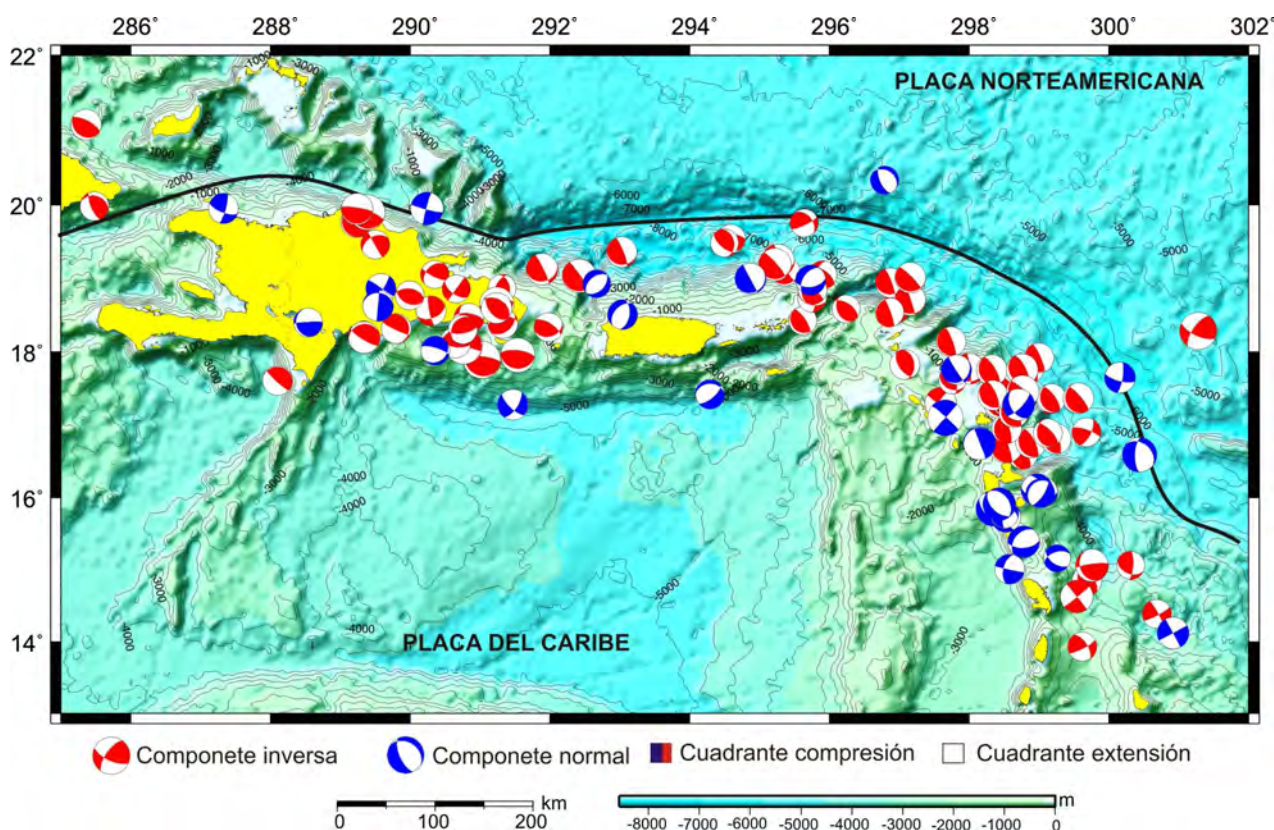


Figura II.16 Mecanismos focales del catálogo sísmico CMT (Centroid Moment Tensor) Universidad de Harvard. $M_s > 4.5$ (Dziewonski y Woodhouse, 1983)

En general, los terremotos generados en la interfase de las zonas de subducción, se caracterizan por un mecanismo de falla inverso, donde un plano auxiliar es aproximadamente paralelo a la tendencia de la fosa, con bajo buzamiento y otro con fuerte buzamiento hacia fuera de la fosa, dicha situación es la que se observa en el la zona de subducción de las Antillas Menores (Fig. II.16). Sin embargo este patrón no se mantiene en el NE de la placa del Caribe, evidenciando una mayor complejidad tectónica de la zona.



Los mecanismos focales sobre los límites de desgarre, se caracterizan por planos auxiliares subverticales. En el límite N de la placa del Caribe, son coherentes con mecanismos poco profundos de desgarre lateral izquierdo, asociados a las zonas de Falla Septentrional-Oriente y Enriquillo-Plantain Garden (Mann *et al.*, 1999) (Fig. II.16).

II.3.5 Descripción del contexto tectónico por sectores

A pesar de ser áreas separadas sólo por unos cientos de km o incluso menos, presentan unos contextos tectónicos muy diferentes, como se deduce de la información bibliográfica. Para una mejor aproximación a las características locales, describiremos someramente el contexto por sectores (ver sectores A-E en Fig. II.18).

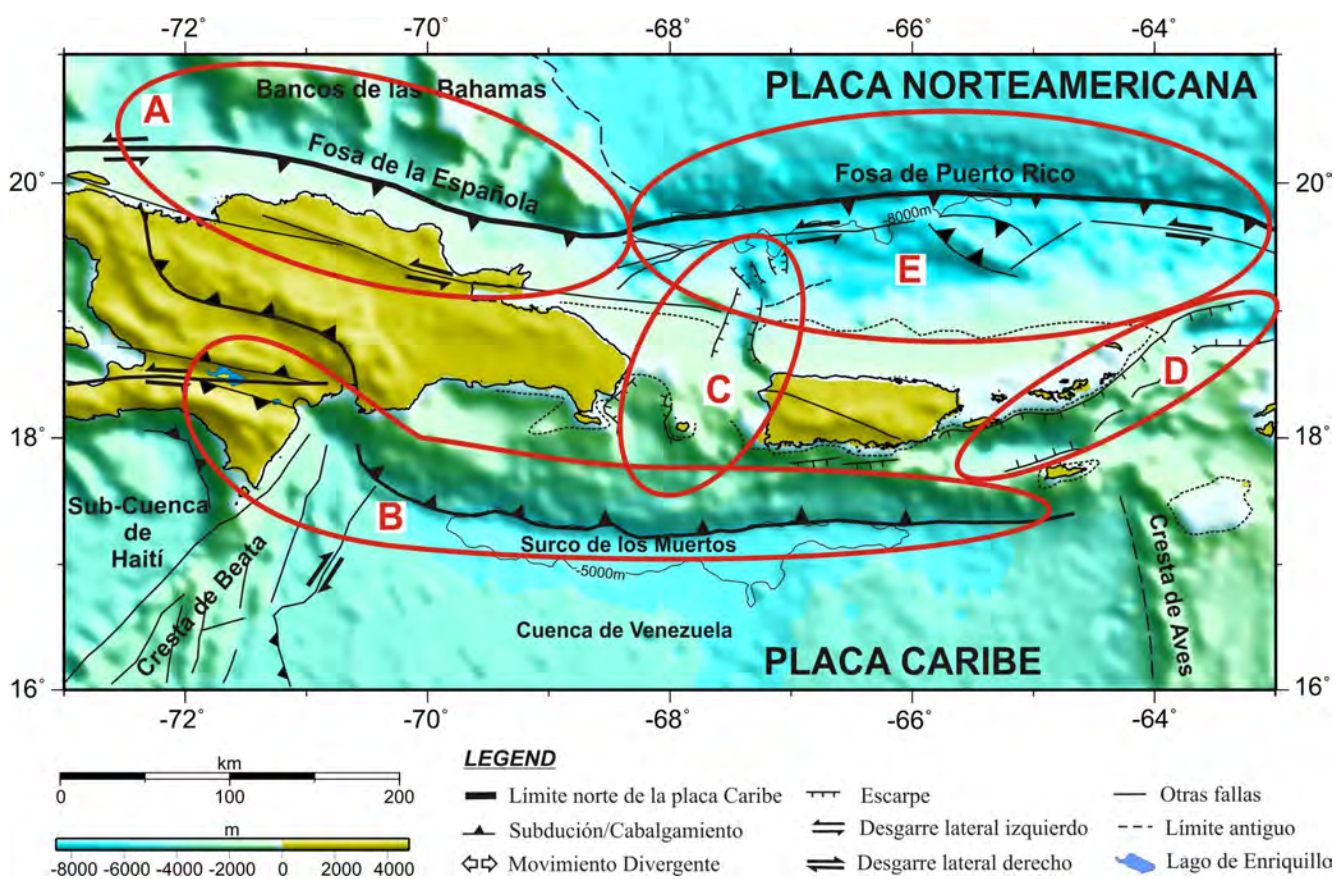


Figura II.17 Localización de los diferentes sectores del borde NE de la placa del Caribe que se describen en el Apartado II.3.5. Ver figura II.12 para interpretación.

- **Sector N y NE de La Española – Bahamas (A)**

En el NE de La Española se produce un giro hacia el NO del límite de placas principal con tendencia E-O. Este cambio de orientación en la traza del límite coincide con la entrada de los Bancos de las Bahamas en la zona de subducción como resultado del desplazamiento relativo de la placa del Caribe hacia el E respecto a la placa Norteamericana (Fig. II.17). Los Bancos de las



Bahamas, están formados por materiales carbonatados que se depositaron sobre la corteza oceánica de la placa Norteamericana en un ambiente de margen pasivo, dando un espesor cortical estimado de 22 a 27 km (Dolan *et al.*, 1998), (Fig. II.18). Los grandes bancos forman mesetas submarinas extensas, muy someras y que en ocasiones llegan a emerger. Los bancos separados entre ellos por profundos canales o surcos que provocan desniveles de hasta 4 000 m con la llanura abisal Atlántica (Fig. II.12). Como resultado del movimiento de placas, los bancos están en colisión con la región NE de la isla de La Española en un segmento de más de 350 km. En esta zona se produce una ralentización o interrupción del proceso de subducción ya que los bancos se comportan rígidamente funcionando como una aspereza tectónica originando un margen de colisión (Pérez-Estaún *et al.*, 2007). Desde su comienzo la colisión ha podido condicionar todas las características estructurales, sismológicas y sedimentológicas del margen N de la placa del Caribe (Dolan *et al.*, 1998).

La Fosa de La Española es mucho más estrecha, sinuosa y somera (-4 000 m) que la de Puerto Rico (-8.300 m). Al sur de la fosa existe un cinturón de deformación estrecho que conforma la pendiente insular y donde se observa una deformación compresiva con desarrollo de plegamientos y cabalgamientos (Dillon *et al.*, 1996; Dolan *et al.*, 1998). Desde la Fosa de La Española hacia el interior de la isla, se produce una acomodación compartimentada de la deformación. Dicha acomodación se resuelve mediante desgarres lateral izquierdos, sub-paralelos a la franja de colisión con los bancos (Zona de Falla Septentrional) que acomodan el movimiento paralelo al margen y mediante fallas inversas que acomodan el movimiento perpendicular al margen (e. g., Falla Norte; Mann *et al.*, 1998; Dolan *et al.*, 1998) (Fig. II.18). Todos estos procesos tectónicos se manifiestan en el interior de La Española como estructuras transpresivas (*restraining bends*, e. g. Cordillera Central) y transtensivas (*releasing bends*) (Mann *et al.*, 2004; Hernaiz, P. P., 2006; Pérez Estaún *et al.*, 2007).

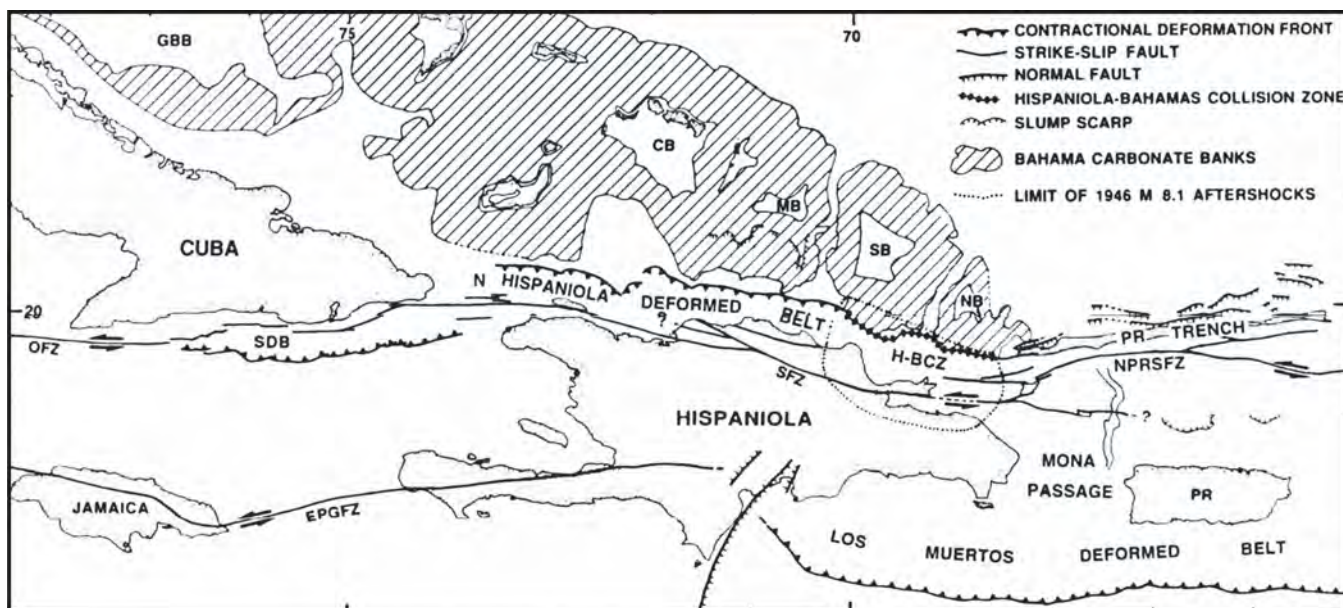


Figura II.19 Esquema tectónico del límite septentrional de la placa del Caribe (tomado de Dolan *et al.*, 1998). **OFZ**= Zona de Falla de Oriente. **EPGFZ**= Zona de Falla de Enriquillo. **SFZ**= Zona de la Falla Septentrional. **H-BCZ**= Zona de colisión de La Española-Bahamas. **PR**= Puerto Rico. **GBB**= Banco de las Bahamas. **CB**= Banco de Caicos. **MB**= Banco de Mouchoir. **SB**= Banco de Silver. **NB**= Banco de Navidad.



- **Sector del S-SE de La Española-S de Puerto Rico (B)**

Esta zona también se caracteriza principalmente por la interacción de dos procesos tectónicos: en la parte oriental tenemos el sistema de fallas de desgarre lateral izquierdo de Enriquillo-*Plantain Garden*; y en la parte oriental, tenemos el Surco de los Muertos y el Cinturón Deformado de los Muertos (Fig. II.11, 17). La intersección de la Cresta de Beata, alineada SO-NE, con el Cinturón Deformado (E-O) provoca un cambio en el régimen tectónico de la zona (Hernaiz, P. P., 2006). Este cinturón se curva hacia el N y parece desaparecer, siendo relevado posiblemente por el sistema de fallas en desgarre de Enriquillo (Biju-Duval *et al.*, 1983). El relevo de un régimen tectónico a otro se produce en la zona de influencia de la Cresta de Beata, la cual actuaría como un cuerpo rígido que impide la subducción por el S y se “indenta” hacia el NE (Mauffret y Leroy, 1999; Hernaiz, P. P., 2006). La Cresta de Beata, constituye un vestigio estructural de antiguos límites de placa. Actualmente se comporta como un cuerpo asísmico y rígido frente a la deformación, aunque también se ha propuesto una *tear fault* asociada (Discroll y Diebold, 1998, 1999).

El Sistema de Falla de Enriquillo funciona como un desgarre lateral izquierdo que deja entre las distintas ramas una zona deprimida donde se forman cuencas endorreicas (e. g., Lago de Enriquillo) y a los lados zonas elevadas (e. g., Sierra de Neiba al N y Sierra de Batoruco al S), la tasa de desplazamiento estimada desde datos de GPS está entorno a 8 mm/año (Fig. II.11; Mann *et al.*, 1998, 2002)

El Surco de los Muertos, supera los -5 550 m justo al S del Paso de Mona (Granja *et al.*, 2006), en su parte O termina en el área de influencia de la Cresta de Beata y hacia el E termina en las inmediaciones de la Cresta de Aves (Fig. II.11). Dicho surco, según la bibliografía, se ha definido como una zona de subducción con un plano de *Wadati-Benioff* muy tendido, buzando unos 10° hacia el N (Ladd *et al.*, 1977 y Byrne *et al.*, 1985). La máxima convergencia estimada se produce en el O, llegando a ser de 3 mm/año (Calais *et al.*, 2002) o 7 mm/año (Mann *et al.*, 2002). La convergencia disminuye desde el O hasta los 65°O, donde desaparece (Masson y Scanlon, 1991). Hay un cinturón de deformación compresivo asociado donde se observan pliegues y cabalgamientos (Cinturón Deformado de los Muertos; Case y Holcombe, 1980; Ladd *et al.*, 1977).

- **Sector del Paso de Mona (C)**

La plataforma carbonatada que corona la mayor parte del arco isla está limitada en su parte sumergida por el beril -1 000 m, excepto en la pendiente insular septentrional de Puerto Rico que está basculada, y se muestra muy fallada y deformada, con un arqueamiento N-S (van Gestel *et al.*, 1998). Interceptando transversalmente esta plataforma, existen varios valles tipo *riffts*: Mona, Yuma y Cabo Rojo. (Fig. II.19a, b)



En la pendiente N del arco isla aparece el Sistema de *Rift* de Mona con una tasa acumulada de apertura E-O de 5mm/año (Jansma *et al.*, 2000) y actividad al menos desde hace 1.2 Ma. (Fig. II.20b; Larue y Ryan, 1990). El sistema de *rifts* está compuesto por tres depresiones o valles principales situados a diferentes profundidades (de S a N: 5 000 m, 7 800 m y 8 150 m) y sin aparente comunicación entre ellos (ten Brink *et al.*, 2004). Ésta sería la principal estructura que acomodaría el desplazamiento diferencial entre La Española y Puerto Rico observado desde datos de GPS (Jansma *et al.*, 2000).

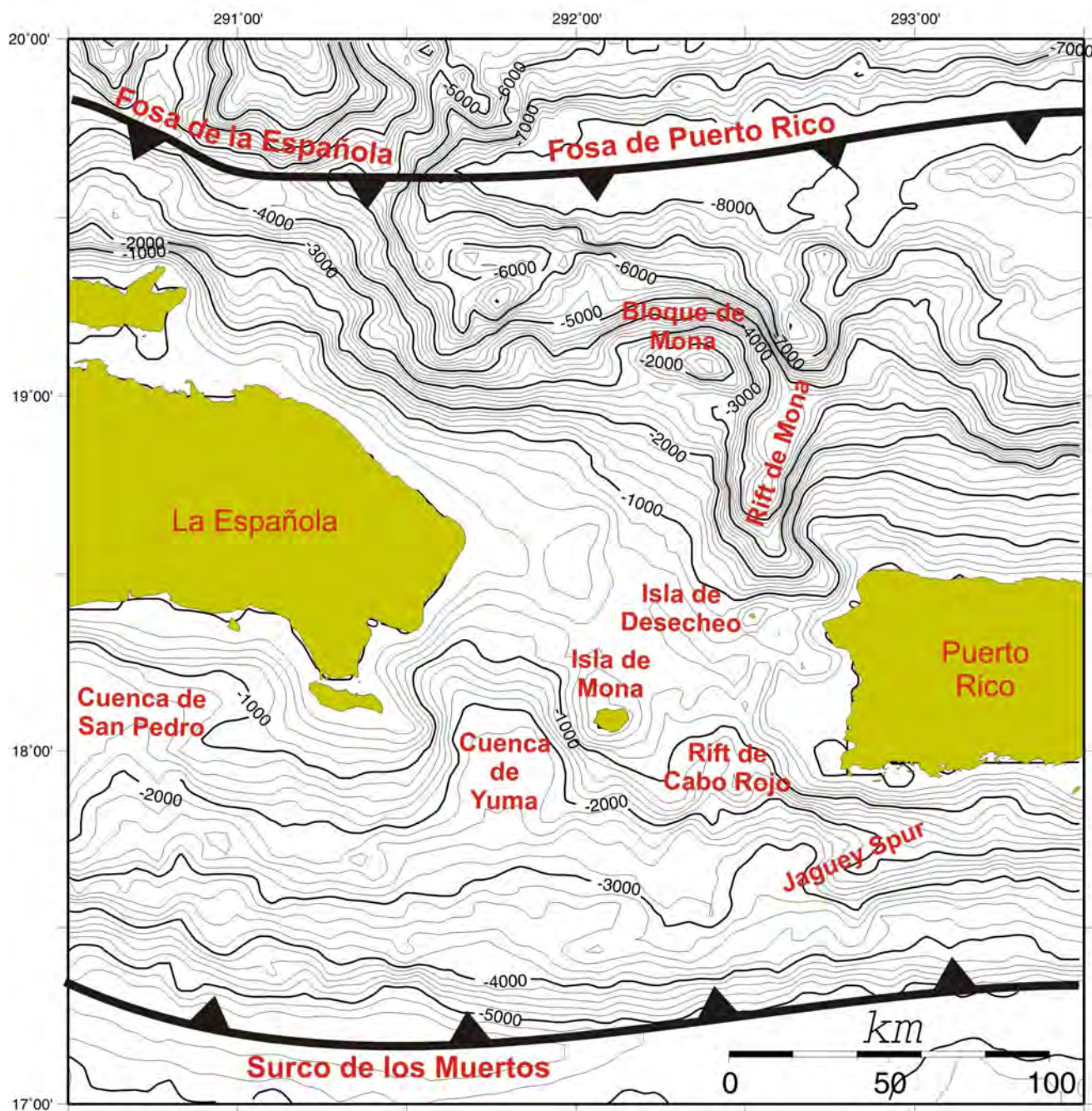


Figura II.19 a) Principales elementos fisiográficos del Paso de Mona. Mapa batimétrico con datos de satélite interpolado a 1 minuto del entrono del Paso de Mona (Smith y Sandwell, 1997).

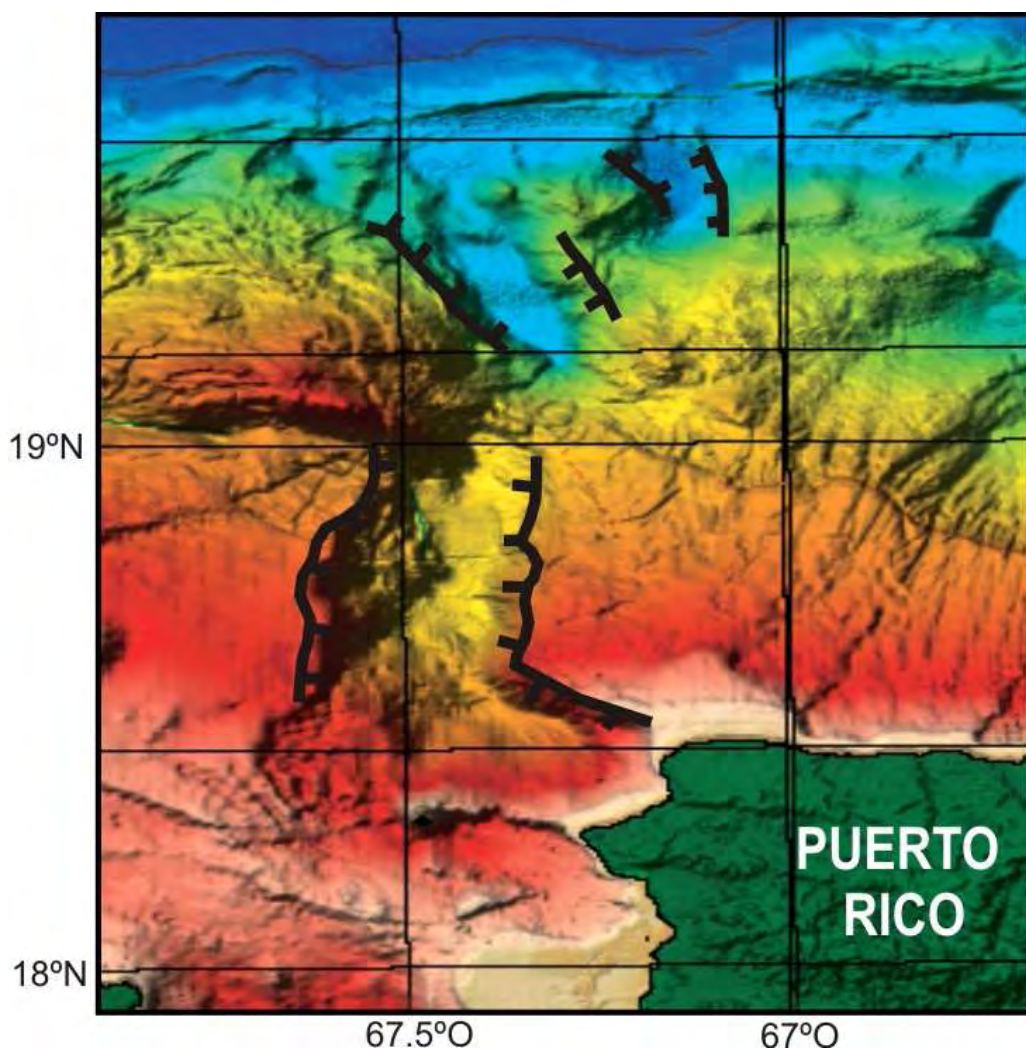


Figura II.19 b) Mapa Batimétrico multihaz interpolado a 150 m en código de color del Sistema de Rift de Mona, ten Brink et al. (2004). Los trazos indican las distintas ramas de rift. La isla de Puerto Rico en color verde oscuro. Datos cortesía de Uri ten Brink (USGS)

- **Sector del Paso de Anegada (D)**

El Paso de Anegada se sitúa al SE-E de la isla de Puerto Rico, entre las Islas Vírgenes y St. Croix (Fig. II.11, 17, 20). Está constituido por una alternancia de cuencas profundas y crestas que fueron probablemente formadas por una combinación de movimientos normales y de desgarre (transtensión) (Jany et al., 1990) (Fig. II.20).

El paso de Anegada, se caracteriza *grosso modo* por un surco alineado NE-SO, conecta dos depresiones mayores alineadas E-O, la Cuenca de las Islas Vírgenes en el SO y la Cuenca de Sombrero al NE. Varias reconstrucciones y análisis tectónicos, proponen que este surco posiblemente sea un límite cortical que comunica el Borde de los Muertos con la Fosa de Puerto Rico (Jany et al., 1990; Masson y Scanlon, 1991). Sin embargo, los últimos mapas batimétricos de la Fosa de Puerto Rico muestran que la estructura de Anegada termina en la Cuenca de Sombrero y no continua hasta la Fosa de Puerto Rico (ten Brink et al., 2004).

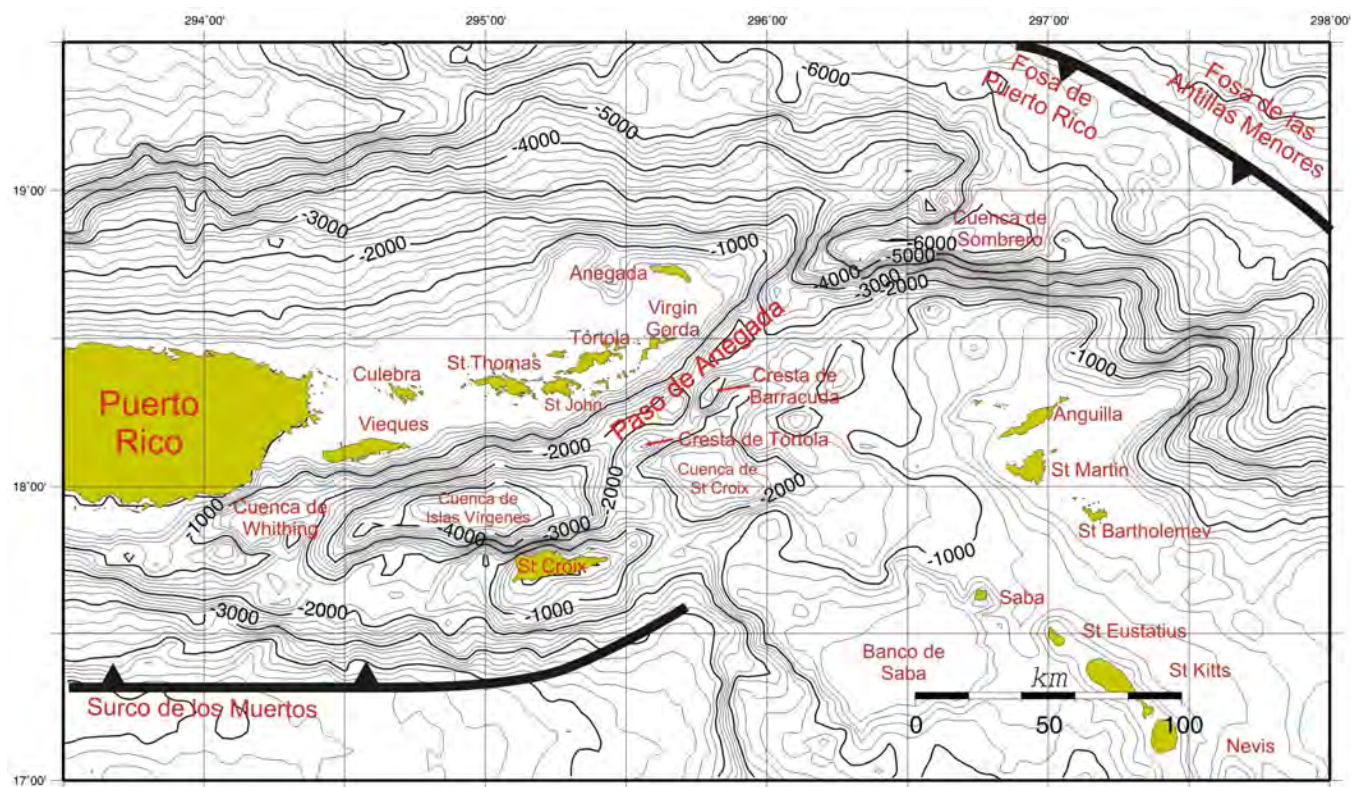


Figura II.20 Mapa batimétrico con datos de satélite interpolado a 1 minuto del entorno del Paso de Anegada (Smith y Sandwell, 1997). Indicadas las zonas de subducción al N y S del arco isla.

- **Sector de la Fosa de Puerto Rico (E)**

La Fosa de Puerto Rico es la parte más profunda del Océano Atlántico (-8 340 m). Aquí se la placa Norteamericana subduce por debajo de la placa del Caribe. Se trata de una fosa oceánica atípica, en la cual se produce una subducción muy oblicua al eje de la fosa (10° - 20°) con una gran componente de desgarre lateral izquierda (ten Brink y Lin, 2004). Además de esta inusual profundidad del fondo oceánico también posee, como se ha citado anteriormente, la mayor anomalía de Aire Libre de la Tierra (-350 mGal), localizado este mínimo 50 km al S del eje de la fosa, y sobre el antearco (Fig. II.17, 21) (ten Brink, 2005).

La presencia de una plataforma carbonatada en la costa N de Puerto Rico, basculada uniformemente hacia la fosa, da idea de la intensidad de las fuerzas verticales que actúan en la zona (Fig. II.11). Esta plataforma comenzó a depositarse horizontalmente en el Oligoceno tardío, sobre unos depósitos de arco volcánico formados desde el Cretácico al Terciario temprano. Por lo tanto, hace unos 3.5 Ma. la plataforma se basculó uniformemente 4° hacia la fosa en un tramo de 250 km, con un intervalo temporal estimado entre 14 y 40 mil años (ten Brink, 2005). Actualmente, el borde N de la plataforma está sumergido a -4 000 m y el borde S, reconstruido en la isla de Puerto Rico, a +1.300 m.

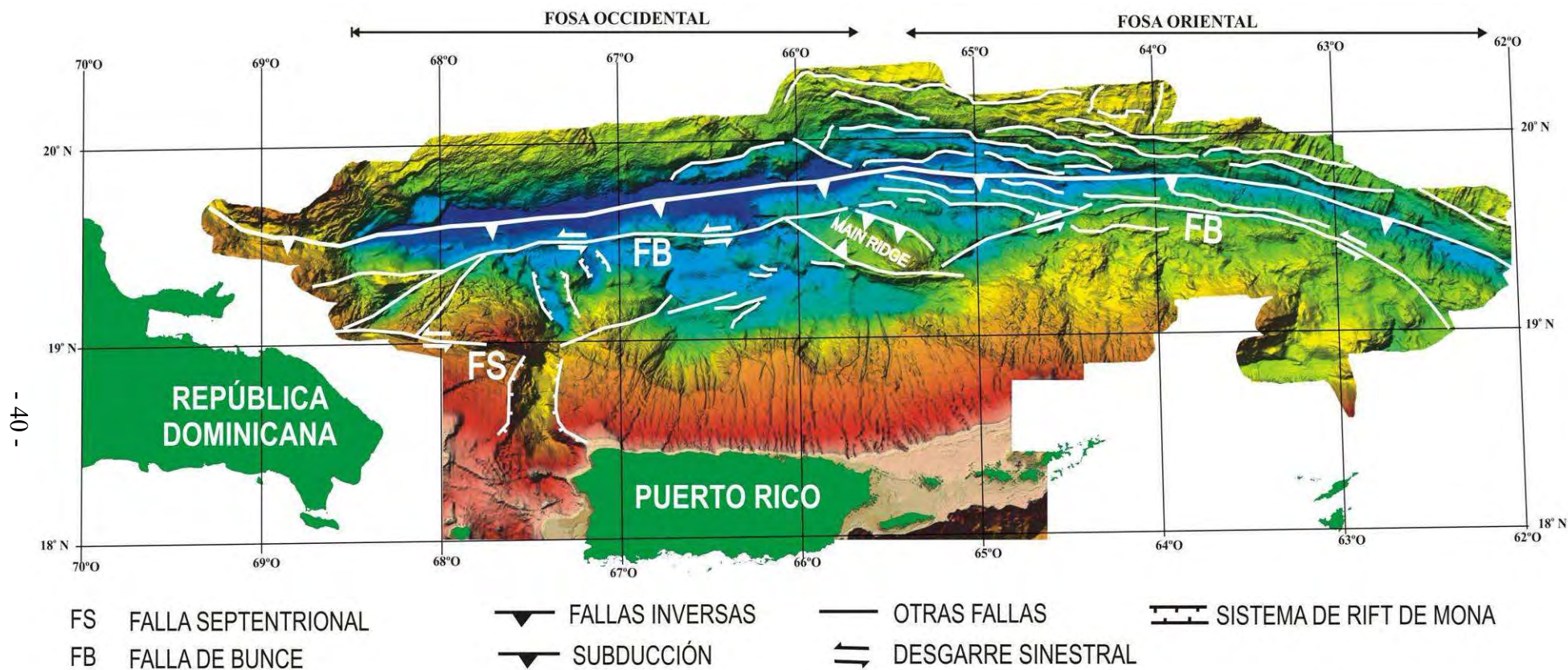


Figura II.21 Mapa batimétrico multihaz de la Fosa de Puerto Rico (ten Brink et al., 2004). Interpretación de las principales estructuras. Datos cortesía de Uri ten Brink (USGS).





La fosa, en concreto, se puede dividir en dos partes en torno a los 65°O-66°O (Fig. II.21). La parte occidental, más profunda es muy llana y está asociada a una convergencia más oblicua. Se observan pocos rasgos de deformación y está cubierta por sedimentos pelágicos (ten Brink *et al.*, 2004). Los perfiles sísmicos muestran que debajo de los sedimentos hay bloques corticales de la placa Norteamericana basculados hacia el S. Este basculamiento puede ser el responsable de la anchura extrema de la fosa en esta zona (ten Brink, 2005). Este sector de inusual profundidad se extiende hacia el S y cubre partes del antearco. El fondo de la fosa se estrecha hacia el O y se hace bruscamente más somera hasta los 4.700 m pasando a la Fosa de La Española, donde la convergencia es menos oblicua generando un margen de colisión (Pérez-Estaún *et al.*, 2007).

La parte oriental, de la fosa, es menos profunda y más sinuosa (Fig. II.21). Bajo el relleno sedimentario las líneas sísmicas muestran bloques de la placa Norteamericana con techo horizontal, a diferencia de los bloques basculados de la parte occidental a los que se ha hecho referencia anteriormente (Larue y Ryan, 1998, ten Brink, 2005). La pared N está cortada por una serie de fallas normales con salto vertical de hasta 1.500 m que dan lugar a la creación de cuencas estrechas y alargadas, dentro de la placa Norteamericana. Su génesis está relacionada con la flexión de la Placa Norteamericana al entrar en la zona de subducción (*bending*). La deformación secciona los alineamientos de colinas abisales que se originaron presumiblemente en las dorsales centro-atlánticas (ten Brink, 2005).

En la zona del antearco se identifica la Falla de Bunce (ten Brink *et al.*, 2004) con ~535 km de longitud que corta los relieves que conforman el pie del prisma de acreción (Fig. II.11, 21). Se ha interpretado como un desgarre lateral izquierdo que funciona junto a la subducción oblicua (deformación compartimentada).

Los datos de sísmica de reflexión muestran que la falla penetra solo a través de los sedimentos “acrecionados” (*accreted*), sin llegar a la interfase de subducción situada a 5 km de profundidad (ten Brink y Lin, 2004). La Falla de Bunce termina en el borde O de la fosa en varias ramas. Esta falla parece ser el único desgarre activo a lo largo de la zona de subducción oblicua. Su proximidad a la fosa sugiere que el deslizamiento a lo largo de la interfase de subducción es en efecto oblicuo, lo que está de acuerdo con medidas de GPS y mecanismos focales. La Falla de Bunce es desviada hacia el S a unos 65°O, quizás porque su sección está perturbada por la subducción oblicua del *Main Ridge* (Fig. II.11, 21). La subducción del *Main Ridge* (cresta) se interpreta como la que ha generado fallas de desgarre con tendencia SO y fallas inversas con buzamientos opuestos a ambos lados de la cresta (ten Brink, 2005). Mecanismos de terremotos y perfiles sísmicos transversales indican que estas fallas inversas son activas (ten Brink y Lin, 2004).



II.3.6 Síntesis de la geología de de Puerto Rico

La isla de Puerto Rico forma parte de un arco-isla complejo con un basamento de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias las cuales van desde el Jurásico al Terciario Inferior. Estas rocas representan una de las mayores secuencias preservadas de arco oceánico en el mundo.

Este basamento está intruido por rocas plutónicas félsicas, y todo ello está cubierto por rocas sedimentarias y sedimentos desde el Oligoceno en adelante (Lidiak y Larue, 1998) (Fig. II.22). En la cartografía de la isla se observa que el tercio N esta cubierto por los depósitos de una plataforma sedimentaria post-volcánica sin apenas deformación (Moussa *et al.*, 1986) formada por carbonatos y otros materiales detríticos, y en el centro y S de la isla aparecen los materiales ígneos. Las rocas del basamento fueron deformadas durante el periodo Eoceno tardío-Oligoceno temprano por fallas de desgarre lateral izquierdo orientadas E-O a NO-SE (Dolan *et al.*, 1991; Bawiec, 2001).

La isla está dividida en tres provincias volcánicas (Jolly *et al.*, 1998), se paradas por sistemas de desgarre lateral izquierdos y a su vez intruidas por los materiales plutónicos. Las rocas plutónicas se pueden subdividir en dos grupos en base a sus relaciones con las rocas volcánicas asociadas (Smith *et al.*, 1998). El primer grupo comprende pequeños *stocks*, los cuales tienen afinidades con las rocas volcánicas circundantes de similar edad. El segundo grupo consiste en grandes cuerpos batolíticos (200 km²) de granodiorita-cuarzomonzonita-gabro sin relación con la actividad volcánica.

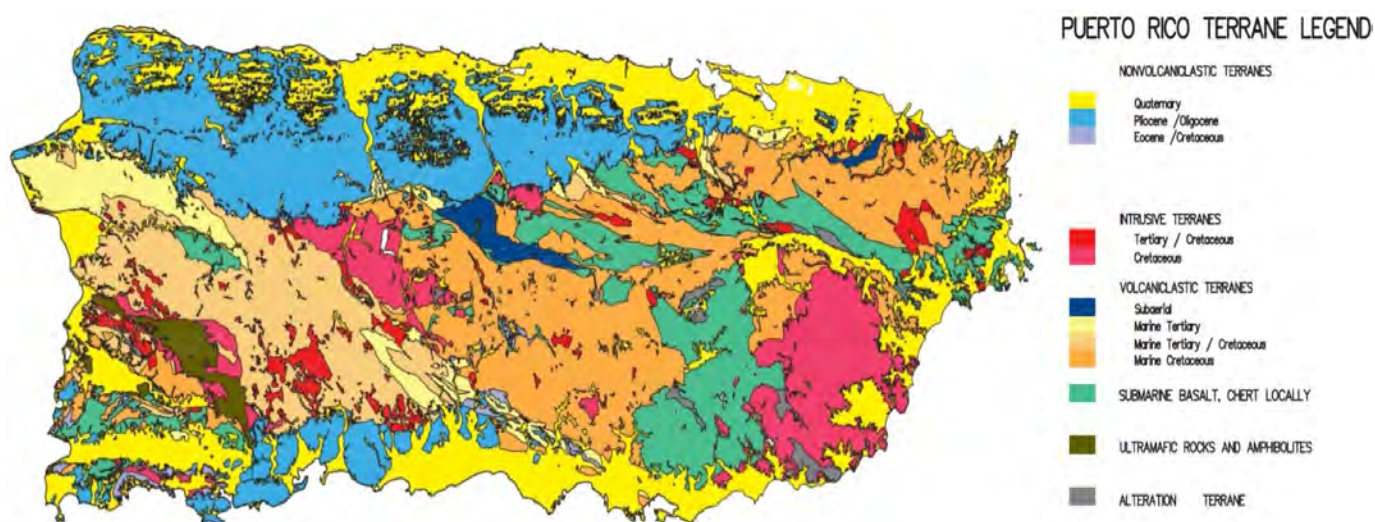


Figura II.22 Mapa pseudo-geológico de Puerto Rico (tomado del Bawiec, 2001; USGS Open-File Report 98-38)



II.3.7 Síntesis de la geología de La Española

De entre todas las islas del Caribe, La Española presenta el registro geológico más completo, desde el Jurásico Superior hasta el presente (Fig. II.23). La geología de la isla es el resultado del proceso de convergencia oblicua entre las placas Norteamericana y Caribe (Pérez-Estaún *et al.*, 2007). La Española está constituida por varios dominios geo-estructurales separados por fallas de desgarre que están en íntima relación con los sistemas montañosos de la isla. Dichos dominios están constituidos por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias del periodo Jurásico-Cretácico formadas en contexto intra-oceánico y de arco isla. Estas rocas aparecen cubiertas por rocas principalmente sedimentarias del periodo Eoceno-Actualidad, que post-datan la actividad del arco isla y registran un periodo de colisión (transpresivo). Concretamente la República Dominicana contiene rocas de arco-isla, del antearco y del trasarco, junto con rocas metamórficas de alta presión y otras unidades de colisión. Los complejos de alta presión con eclogitas, esquistos azules y mezclas ofiolíticas que afloran en la parte septentrional de la isla forman parte de la cuña de colisión extrusiva formada entre las placas Norteamericana y del Caribe (Pérez-Estaún *et al.*, 2007).

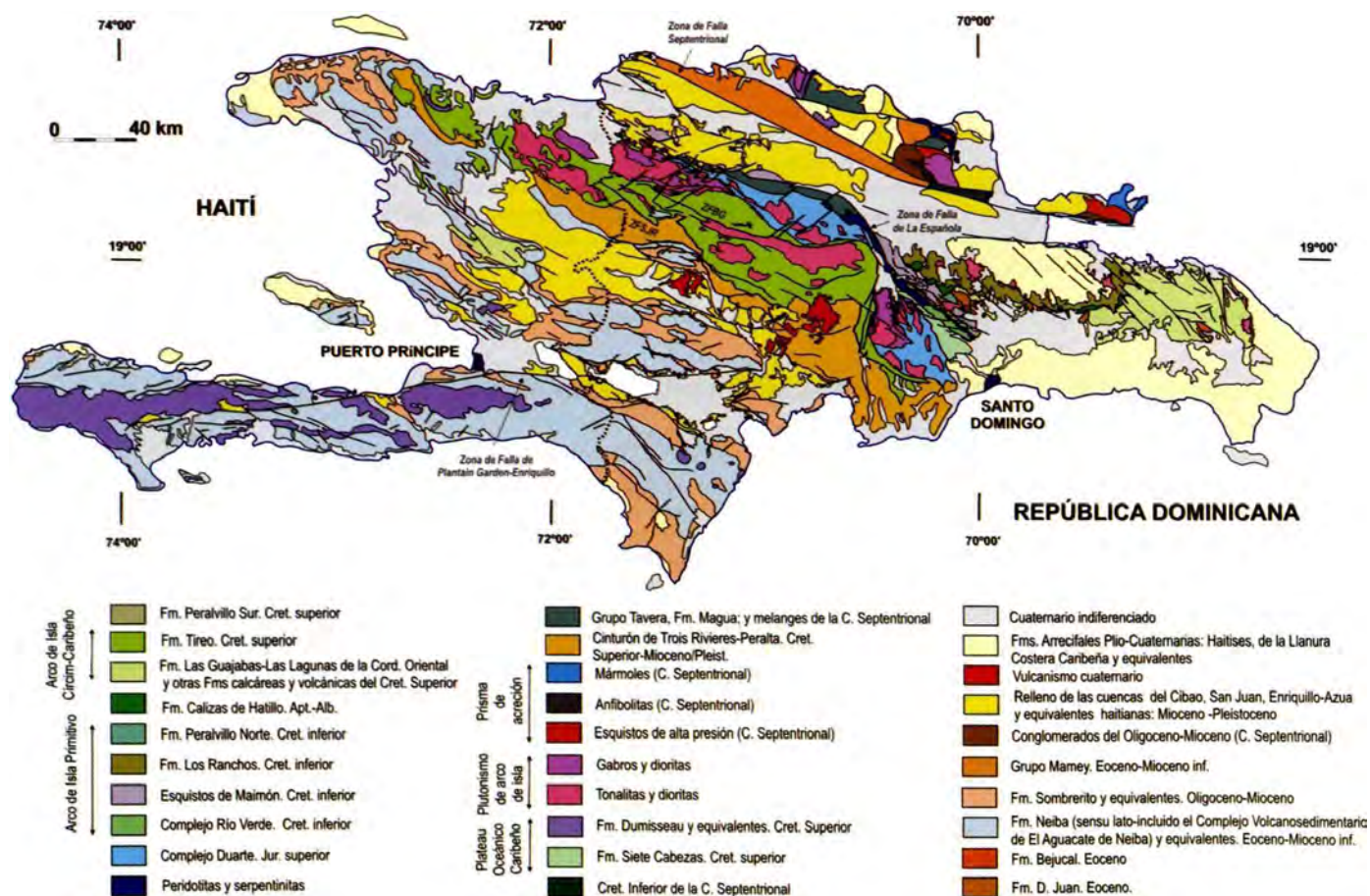


Figura II.23 Mapa geológico esquemático de la isla de La Española actualizado con las cartografías del proyecto SYSMIN (tomado de Pérez-Estaún *et al.*, 2007 y modificado de Lewis y Draper, 1990).



II.3.8 Antecedentes y revisión de modelos tectónicos

La zona del NE de la placa del Caribe se ha estudiado ampliamente desde mediados del XX, lo que nos da una idea del interés y expectación que ha despertado. A pesar del gran volumen de trabajo, aún hoy sigue dando lugar a controversias sobre aspectos tan fundamentales como el contexto tectónico general, la evolución geodinámica y la estructura cortical. Este hecho ha generado cambios y revisiones constantes en los modelos tectónicos. El gran interés que suscita como hemos descrito en el apartado anterior, se debe a determinadas peculiaridades como su elevada sismicidad, profundas fosas o extremas anomalías gravimétricas.

El contexto tectónico del borde NE de la placa del Caribe se ha explicado mediante diversos de modelos con una interacción geodinámica de multitud de procesos: subducción opuesta (Byrne *et al.*, 1985, Dillon *et al.*, 1996; Dolan *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 2002); deformación compartimentada (Calais *et al.*, 2002; Mann *et al.*, 2004; Hernaiz, P. P., 2006); arqueamiento cortical (van Gestel *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 2005); fallas litosféricas (Diebold *et al.*, 1999; ten Brink, 2005) y tectónica de microplacas (Byrne *et al.*, 1985; Mann *et al.*, 1996, Jansma *et al.*, 2000). Asociado al modelo de microplacas se han descrito modelos rotación de bloques corticales (Reid *et al.*, 1991; Masson y Scanlon, 1991; Larue y Ryan, 1998) y de escape tectónico (Vogt *et al.*, 1976; Jany *et al.*, 1990). Algunos modelos reemplazan o excluyen los anteriores y otros simplemente son complementarios entre si.

En este apartado, se realiza una síntesis de los trabajos más significativos en orden cronológico y que más han aportado al conocimiento y entendimiento actual de la geodinámica de la zona. De forma singular, daremos especial relevancia, a lo modelos tectónicos propuestos para nuestra zona de estudio (Borde de los Muertos).

En los primeros estudios realizaron una descripción física de grandes valles originados por la actividad de fallas en las Antillas Mayores (e. g., el Valle del Cibao en La Española, ubicado entre dos ramas de la Falla Septentrional). En este trabajo se citan varios terremotos en el Cañón de Mona y en las Islas Vírgenes asociados con tsunamis. (Taber, S., 1922).

Los trabajos pioneros desde el punto de vista de la geofísica marina, realizados en la zona NE del Caribe fueron llevados a cabo por Ewing y Worzel (1954), Worzel y Ewing (1954), Shubert y Worzel (1956) y Officer *et al.* (1957). A partir de la adquisición y procesado de datos gravimétricos y sísmicos, fueron pioneros al realizar los primeros modelos corticales. Como aspecto destacable, en sus modelos ya consideraron un mínimo de -100 mGal en el Surco de los Muertos.

Talwani *et al.* (1959a) realizaron un modelo cortical 2D transversal al límite de placas por la isla de Puerto Rico (Fig. II.24). En este estudio correlacionan la velocidad de las ondas sísmicas con



la densidad a partir de curvas de relaciones empíricas (Nafe y Drake, 1963). Determinaron la variación en la profundidad del Moho y de espesor de corteza a lo largo de toda la sección, observando las distintas naturalezas que presentan la región atlántica y la caribeña. Como aspecto destacable, en la fecha de la publicación, la teoría de la Tectónica de Placas estaba en sus inicios.

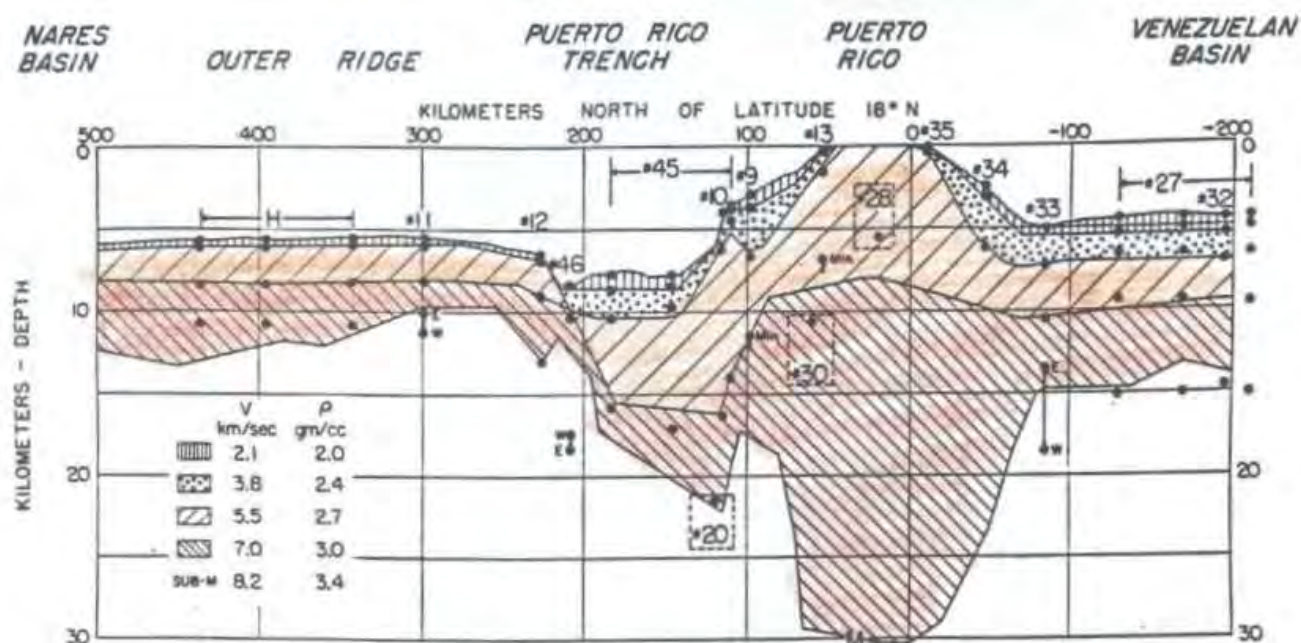


Figura II.24 Modelo cortical transversal al arco isla tomado de Talwani et al. (1959a).

Bunce y Fahlquist (1962) y Sykes y Ewing (1965) realizaron investigaciones geofísicas en amplias zonas de la Fosa de Puerto Rico y en la placa Norteamericana. Propusieron un proceso de subducción oblicua entre la placa Norteamericana y la placa del Caribe a lo largo de la Fosa de Puerto Rico.

Edgar et al. (1971), Ludwig et al. (1975) y posteriormente Burke et al. (1978) utilizan el término *bouyant ocean floor* cuando se refieren al engrosamiento y flotabilidad positiva que tiene la corteza de la placa del Caribe. Esta característica le va a dar un comportamiento tectónico peculiar, ya que se comportará de forma más rígida frente a la deformación tectónica y ofrecerá una mayor resistencia a la subducción. Como consecuencia la placa del Caribe tendería a comportarse como una placa superior frente a la placa Norteamericana (corteza oceánica "normal" y edad jurásica).

Matthews y Holcombe (1974) a partir de perfiles sísmicos de reflexión en el área del Surco de los Muertos proponen un proceso de *underthrusting* de la placa del Caribe por debajo de las Antillas Mayores (Fig. II.25). Proponen que la isla de La Española representa un límite complejo entre las placas de Norteamérica y Caribe, uniendo las zonas de la Fosa de Puerto Rico y el Surco de las Caimán.

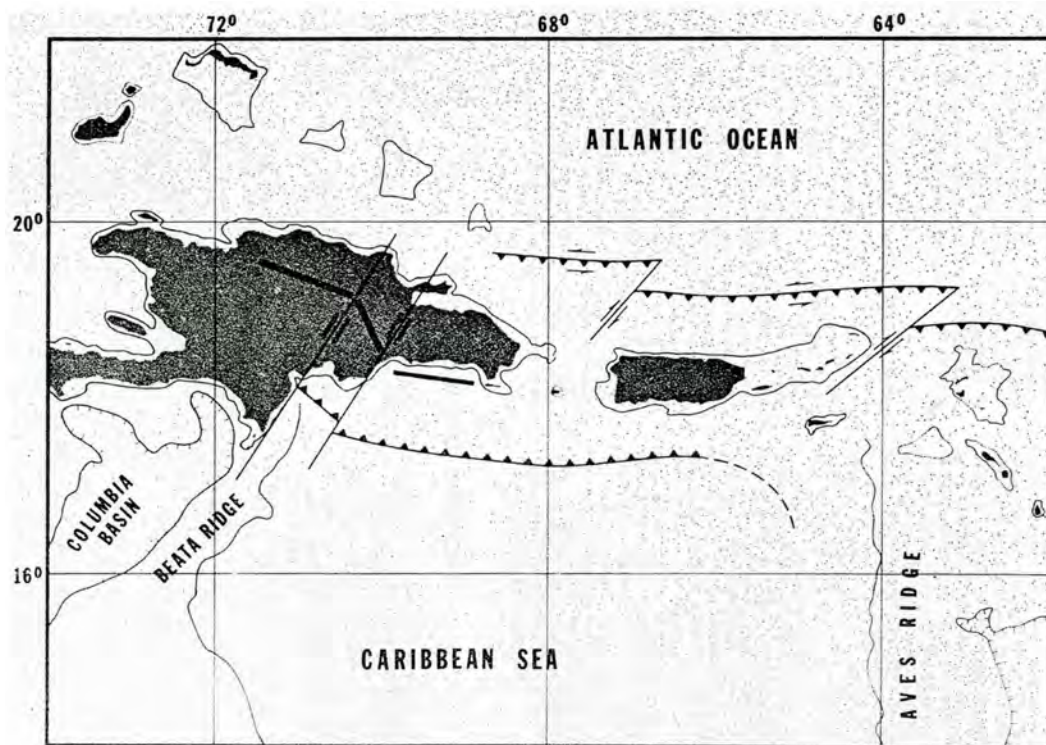


Figura II.25 Modelo tectónico para el NE del Caribe, propuesto por Matthews y Holcombe (1974)

Vogt *et al.* (1976) proponen un modelo de “escape tectónico” de Puerto Rico con respecto a La Española (Fig. II.26). La colisión de los Bancos de las Bahamas por el NE y la Cresta de Beata por el S impiden que la isla de La Española se mueva a la par que isla de Puerto Rico y queda retrasada. Esta diferencia de movimientos se acomodaría en el Paso de Mona.

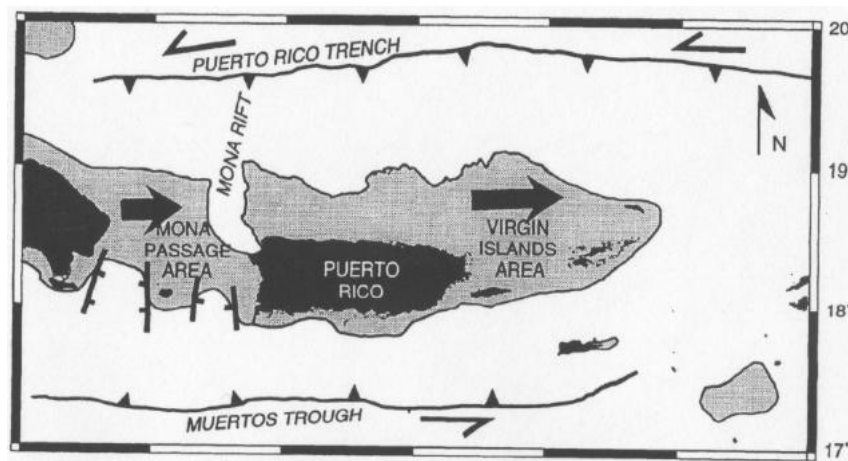


Figura II.26 Modelo geodinámico de Vogt *et al.* (1976) y Jany *et al.* (1990), modificados por Van Gestel *et al.* (1999). La parte sombreada corresponde a la plataforma carbonatada depositada encima del arco islas. Las flechas indican las direcciones y tasas relativas de movimiento.

Ladd *et al.* (1981), a partir de los rasgos de deformación observados en perfiles sísmicos de reflexión en el sureste de La Española proponen un modelo para el origen de la estructura en *basin-and-range* que presenta la isla. Sugieren que la isla es el resultado de una compresión por el N debido a los Bancos de las Bahamas y por el S de la Cresta de Beata (Fig. II.27).

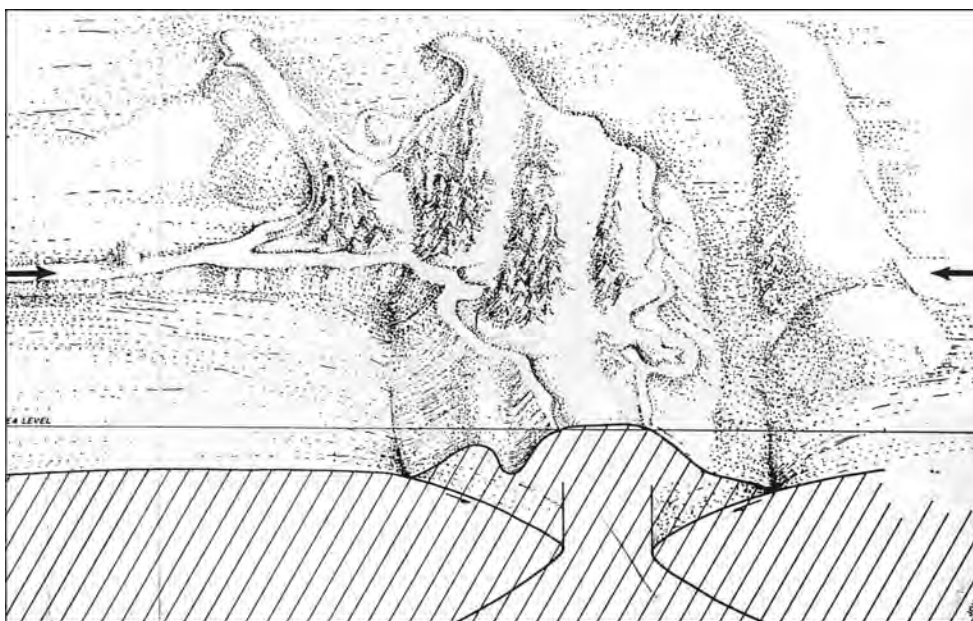


Figura II.27 Modelo interpretativo observado desde el E, la corteza oceánica de la placa Norteamericana aparece a la derecha y la de la placa del Caribe a la izquierda, ambas metiéndose debajo de la isla de La Española. Las flechas indican la convergencia desde el S de la Cresta de Beata (izquierda) y de las Bahamas desde el N (derecha).

McCann y Sykes (1984) proponen un modelo que intenta resolver la extremada anchura y profundidad que muestra la Fosa de Puerto Rico. Según los autores, dicha fosa habría sufrido un proceso de erosión tectónica producida por la subducción oblicua de montes submarinos enraizados en la placa Norteamericana (e. g., *Main Ridge* o el Banco de Navidad (Fig. II.18, 21). La subducción de esas elevaciones y su migración hacia el O por el movimiento relativo de la placa Norteamericana podría dejar las áreas del borde por las que pasaron sin soporte dando lugar a la subsidencia en el región de la fosa y el antearco.

El proceso de subducción activa en el Surco de los Muertos fue propuesto por Byrne *et al.* (1985). La placa del Caribe en su movimiento relativo hacia el N subduce por debajo de la isla de Puerto Rico (Fig. II.28). Apoyan sus modelos principalmente en la deformación compresiva observada en el Cinturón de Deformado de los Muertos y la continuación de los reflectores de la Cuenca de Venezuela debajo de la pendiente insular hasta unos 40 km (Ladd *et al.*, 1977). Aportan datos sismológicos que sugieren la subducción por lo menos en la parte occidental del surco. Basándose en terremotos históricos y estudiando el terremoto $M_s=6.7$ de 1984 de la Cuenca de San Pedro, dedujeron que estos eventos no tienen relación con la subducción al N de la isla. El más reciente presenta una componente inversa con un plano nodal buzando 10° hacia el N y una profundidad focal de 32 km. Interpretan que el Surco de los Muertos es un límite de placas activo. A partir de este trabajo cuando se comienza a hablar de un límite de placas anómalamente ancho al norte de la placa del Caribe y una posible tectónica de microplacas (Fig. II.28).

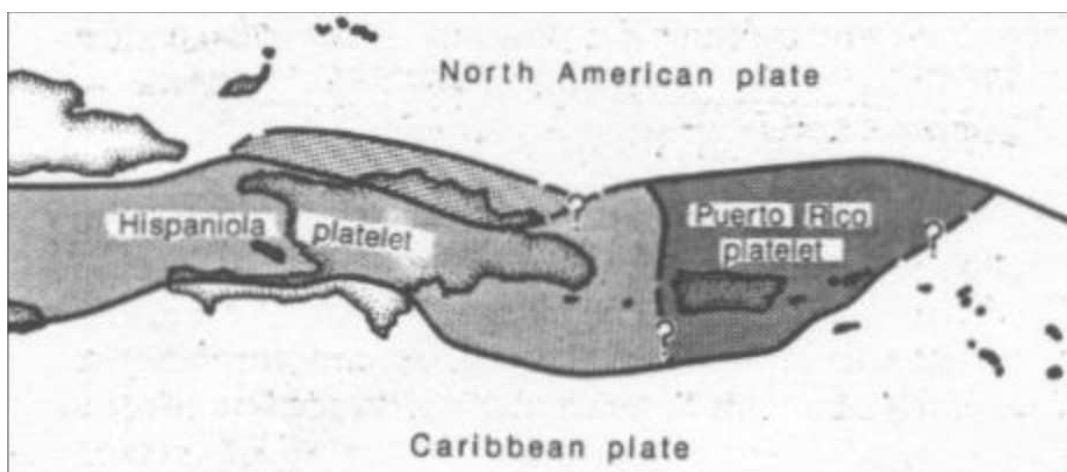


Figura II.28 Modelo tectónico de microplacas para el NE del Caribe propuesto por Byrne et al. (1985).

Masson y Scanlon (1991) a partir de nuevos datos de sísmica, batimetría y reflectividad proponen que el límite de placas entre la placa del Caribe y la placa Norteamericana sería una banda de 100 a 250 Km de ancho con deformación difusa con predominio en desgarres lateral izquierdos. Sugieren que en la zona de la Fosa de Puerto Rico se produce una convergencia oblicua y movimientos de desgarre en dirección E-O. Proponen que el Surco de los Muertos es el resultado del movimiento de compresión de la placa del Caribe hacia el N. Dicho movimiento compresivo disminuye hacia el E y pasa a ser un movimiento de extensión en el Paso de Anegada (Fig. II.29). A partir de sus observaciones, y junto con los datos de paleomagnetismo que establecieron una rotación antihoraria de 25° de la isla de Puerto Rico entre 10 y 4.5 Ma. sobre un eje vertical ubicado al SE de la isla (Reid et al., 1991), plantean un modelo que intenta explicar el resultado de la rotación. La rotación implicaría una divergencia en la zona de las Islas Vírgenes (Paso de Anegada) y en el NO de Puerto Rico (Paso de Mona) y a su vez convergencia al NE (Fosa de Puerto Rico) y al SO de Puerto Rico (Surco de los Muertos).

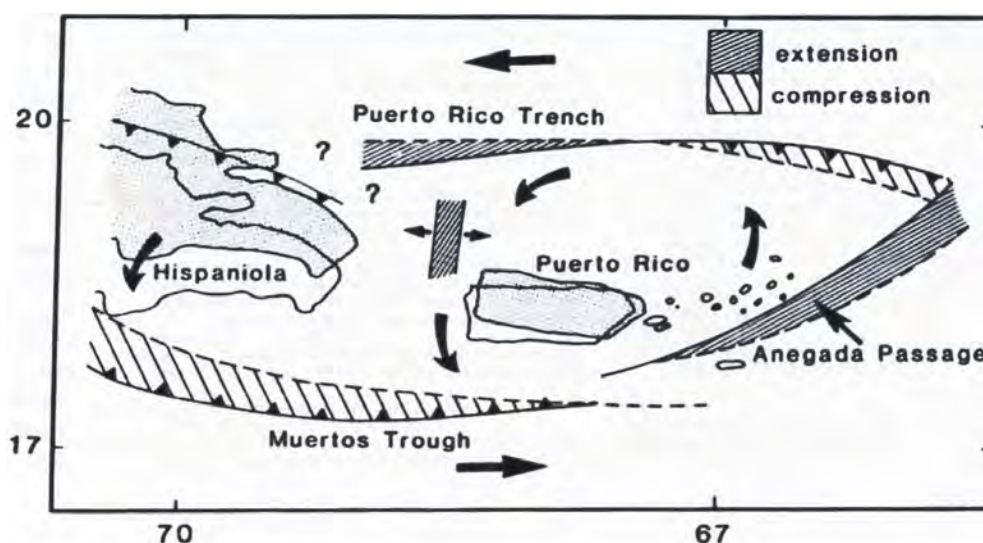


Figura II.29 Modelo de Masson y Scanlon (1991). Rotación antihoraria de toda la esquina noreste de la placa del Caribe formando dos cuadrantes de compresión y otros dos de extensión.



Dillon *et al.* (1996) proponen un modelo tectónico de arqueamiento y acortamiento N-S en el arco isla (Fig. II.30). El arqueamiento es asimétrico y afecta a la plataforma carbonatada desde la zona de La Española a la zona de las Islas Vírgenes, y en la isla de Puerto Rico aflora el núcleo del arco, ya que se trata de la zona más erosionada y más elevada. Los autores sugieren como posible mecanismo de formación del arqueamiento un proceso de convergencia cortical N-S durante más de 2 Ma. relacionado con la subducción en la Fosa de Puerto Rico y en el Surco de los Muertos. En esta subducción bipolar la placa del Caribe en el Surco de los Muertos tendría menor ángulo y en la zona de contacto en profundidad ejercería una carga sobre la placa Norteamericana provocando que esta aumente su ángulo de subducción, como consecuencia se produce un desajuste isostático que causa la subsidencia de la fosa.

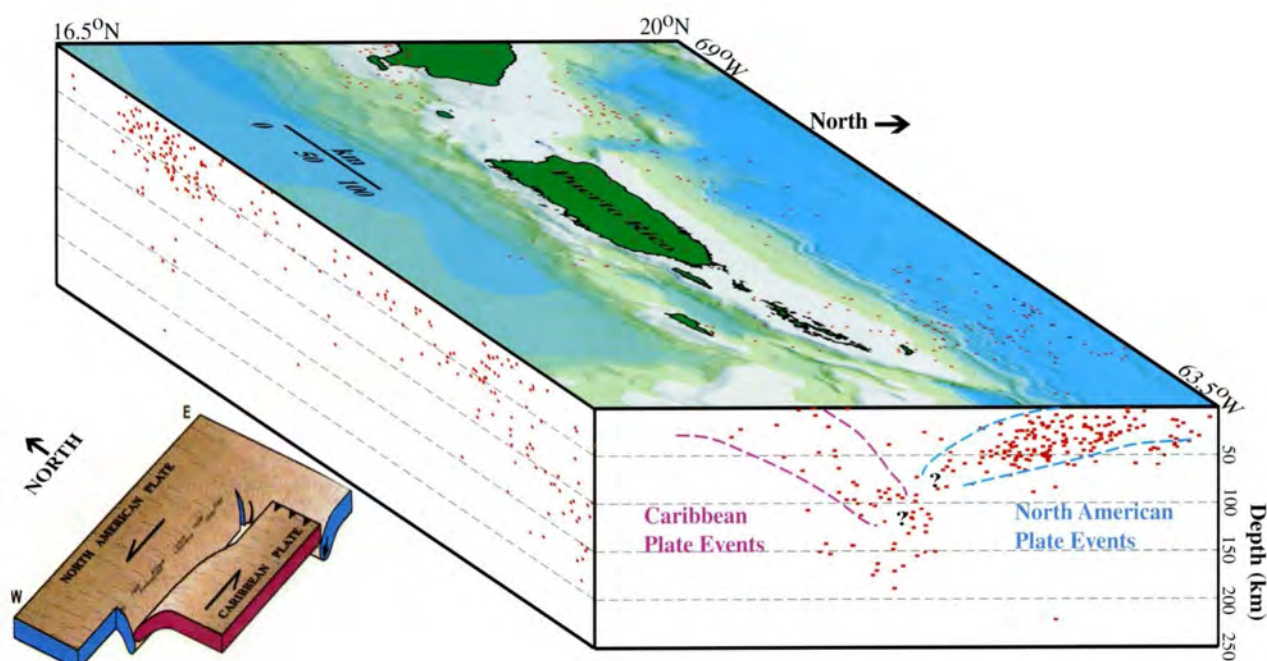


Figura II.30 Bloque 3D con la batimetría y la distribución en profundidad de los terremotos y las litosferas de las placas Norteamericana y Caribe debajo del arco. El diagrama más pequeño muestra la interacción en profundidad de las dos placas dentro de un régimen tectónico de desgarre (tomado del USGS Fact Sheet FS-141-00, Dillon y Nealon, 2001).

Dolan *et al.* (1998) en la misma línea de investigación que Dillon *et al.*, (1996) propusieron un modelo tridimensional para el borde N de la placa del Caribe en el cual se produce una colisión en el manto superior de las litosferas caribeña y norteamericana con vergencia opuesta (Fig. II.31). Ellos sugirieron una que el proceso de colisión es activo entre la litosfera caribeña inclinada hacia el N y la litosfera norteamericana inclinada hacia el S, al menos desde el centro de Puerto Rico hasta el centro del La Española. Este choque en el manto superior generó una mayor inclinación de la litosfera norteamericana como resultado de la carga de la litosfera caribeña.

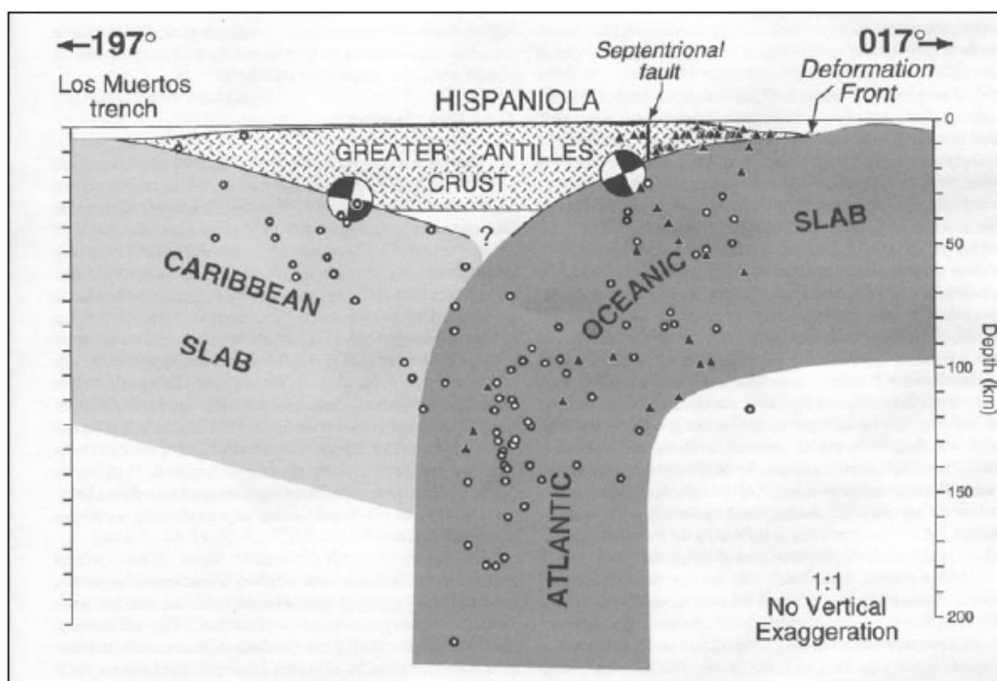


Figura II.31 Sección cortical actual de La Española según una dirección NNE-SSO, deducida a partir de los datos de sismicidad por Dolan y Wald (1998) y Dolan et al. (1998)

Larue y Ryan (1998), en la línea de Dillon *et al.*, 1996 y Masson y Scanlon (1991), proponen un acortamiento N-S actual entre la placa Norteamericana y la Caribe. Reafirman la rotación antihoraria de 25° entre los 11 y los 4.5 Ma. (Reid *et al.*, 1991), pero sólo del Bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes asociado a un régimen extensional transtensivo en la Fosa de Puerto Rico. Los indicios de extensión en la parte occidental de la Fosa de Puerto Rico se corresponden con una falla normal lítrica (Falla de Latitud 19° N) a la que se asociaría un *roll-back* causante de la subsidencia de la fosa (Fig. II.32).

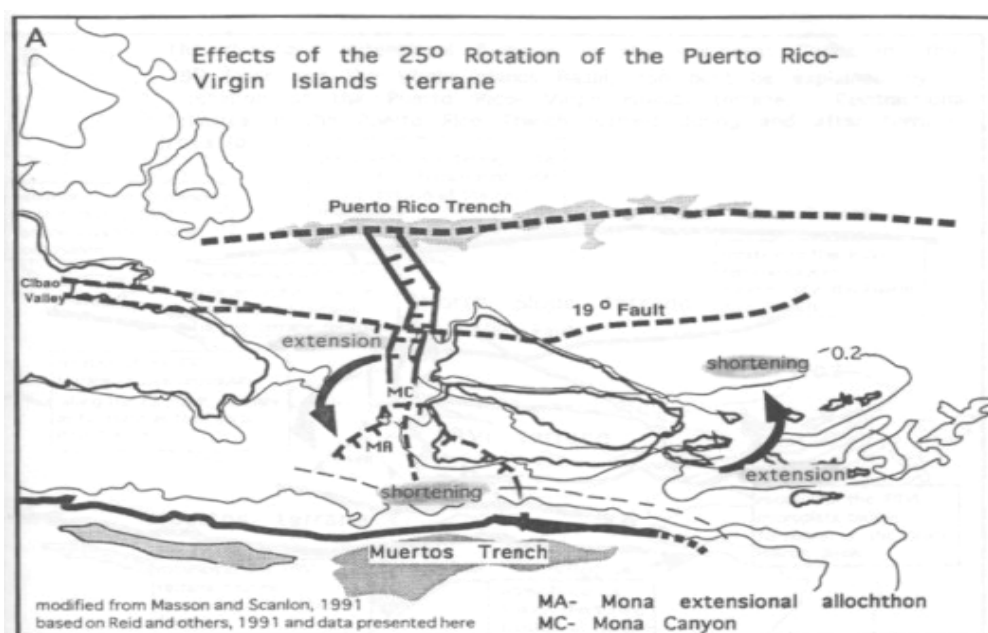


Figura II.32 Modelo de Larue y Ryan (1998). Rotación antihoraria de 25° del Bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes. Con cuatro cuadrantes: dos de extensión y dos de compresión.



van Gestel *et al.* (1998), en la línea de trabajo de Dillon *et al.* (1996), mediante estudios sísmicos de reflexión en la plataforma carbonatada confirman que el área de Puerto Rico-Islas Vírgenes presenta un arqueamiento con tendencia E-O producido por un acortamiento N-S. El origen del arco se debe a la interacción en profundidad de las dos placas. La placa del Caribe subduce desde el S con menor buzamiento que la placa Norteamericana por el N, de este modo las placas interaccionan en profundidad y la placa del Caribe carga sobre la Norteamericana que se flexiona más, provocando la subsidencia de 4 km de la Fosa de Puerto Rico (Fig. II.33).

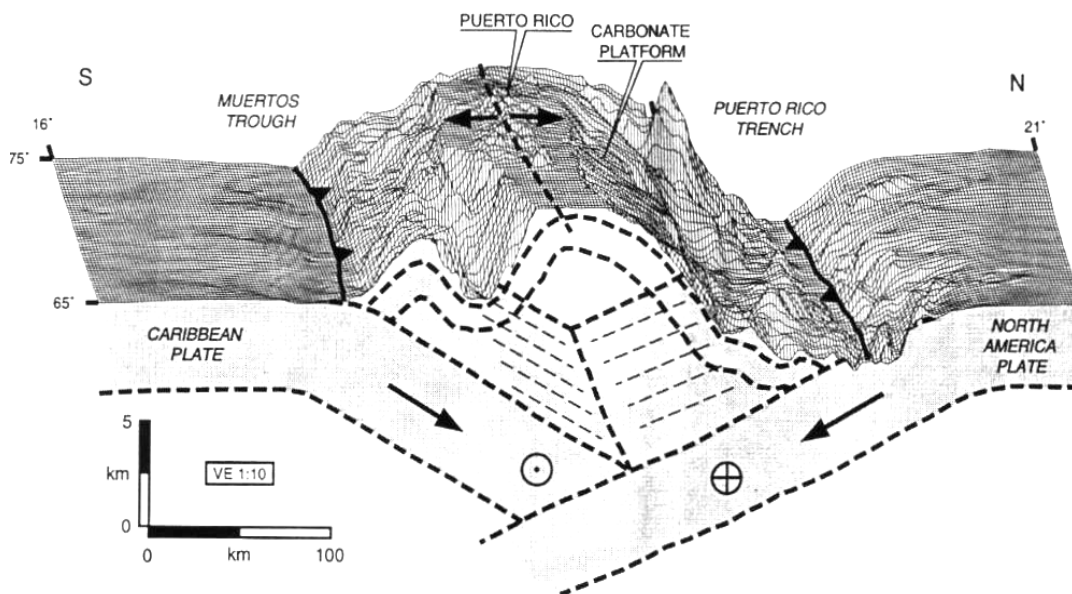


Figura II.33 Modelo de arqueamiento cortical propuesto por van Gestel *et al.* (1998). Acortamiento N-S, arqueamiento asimétrico e interacción en profundidad de las placas que subducen en régimen transpresivo lateral izquierdo.

Jansma *et al.* (2000), a partir de datos de GPS, determinan para el Bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes un comportamiento rígido y un movimiento independiente, y de esta manera se acomoda gran parte de la deformación en la zona de la fosa. Los datos de GPS descartan una rotación antihoraria actual de 25° del Bloque Puerto Rico-Islas Vírgenes (Masson y Scanlon, 1991) y tampoco son consecuentes con la idea del escape tectónico de dicho bloque hacia el E (Vogt *et al.*, 1976; Jany *et al.*, 1990). Los datos de GPS son consistentes con movimientos de transpresión lateral izquierdo en la Surco de los Muertos y en la Fosa de Puerto Rico, transtensión lateral izquierdo en el Paso de Anegada y apertura E-O de unos 5 mm/año en el *Rift* de Mona. Esta tasa de apertura implica una edad para el *rift* de 2-3 Ma. lo cual se corrobora con datos geofísicos marinos (van Gestel *et al.*, 1998).

Mann *et al.* (2002) a partir de datos de GPS y observaciones geológicas de superficie estiman una tasa de desplazamiento de la placa del Caribe en relación a la placa Norteamericana de $18-20 \pm 3$ mm/año con azimuth medio 070°. Esto implica que en el borde N, se produce una colisión oblicua en la zona de contacto de La Española con los Bancos de las Bahamas. Los modelos elásticos para esta zona favorecen una deformación compartimentada (Calais *et al.*, 2002), con un deslizamiento



oblicuo en la zonas exteriores como fallas inversas de bajo ángulo (e. g., Falla Norte de La Española, Surco de los Muertos) y desgarrres subverticales en las zonas interiores del límite (e. g., Falla Septentrional, Falla de Enriquillo) (Fig. II.34).

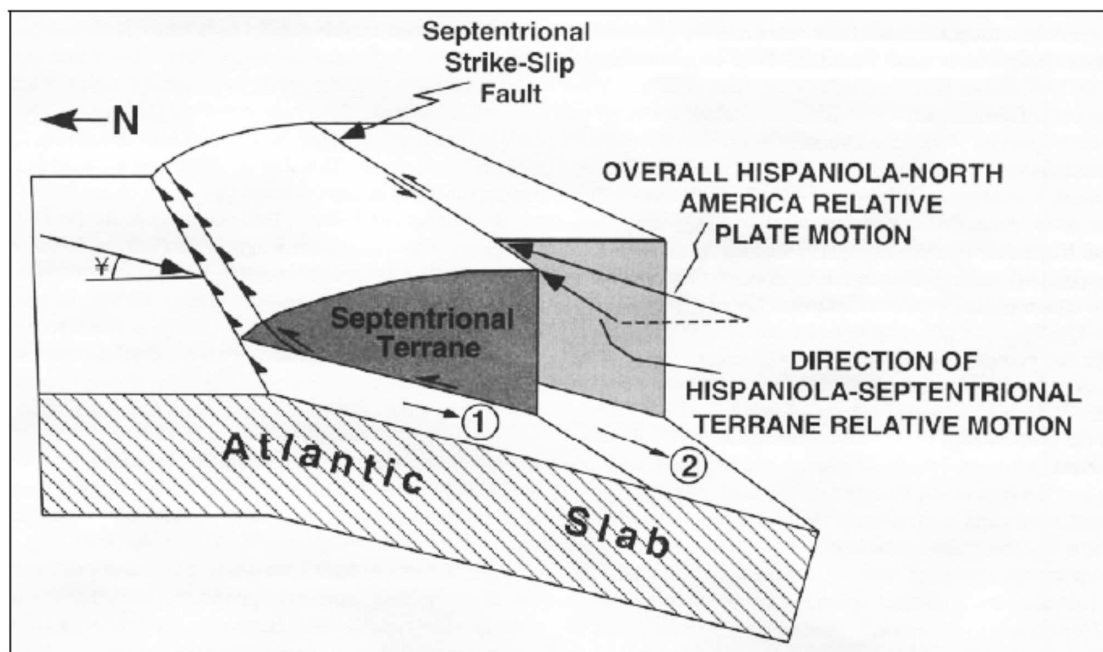


Figura II.34 Modelo cinemático propuesto por Mann et al. (1998) para el límite actual entre las placas caribeña y atlántica en el segmento correspondiente a La Española. El N° 1 indica la dirección de movimiento del fragmento de la isla comprendida entre la zona de subducción y la falla Septentrional respecto a la lámina que subduce (Atlantic Slab). El N° 2 indica la dirección de movimiento del resto de la isla respecto a la lámina que subduce. ¥, marca el ángulo entre el vector de movimiento y la normal al frente de deformación del N de La Española

Mann et al. (2005) partiendo de datos geología de superficie y perfiles sísmicos en la plataforma carbonatada reafirma el modelo de arqueamiento cortical alineado E-O en respuesta a una compresión N-S (Fig. II.35), propuesto previamente por Dillon et al. (1996) y van Gestel et al. (1998).

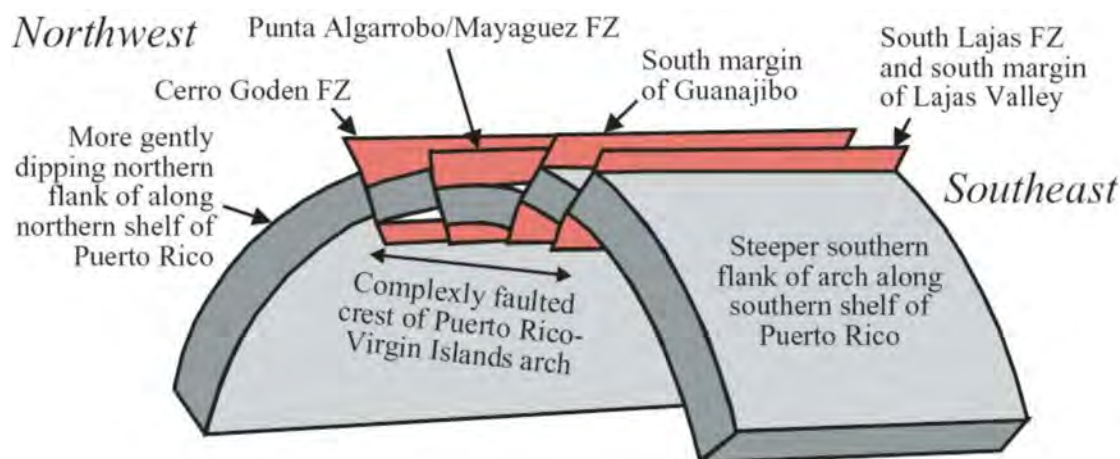


Figura II.35 Modelo de arqueamiento cortical asimétrico para el arco isla (tomado de Mann et al., 2005).



ten Brink (2005) presenta un modelo alternativo para intentar explicar la gran profundidad de la Fosa de Puerto Rico, su extrema anomalía de gravedad y la presencia de la plataforma carbonatada basculada uniformemente 4° hacia la fosa (Fig. II.36). Para ello parte de la existencia de una falla vertical en la litosfera Norteamericana (*tear fault*), la cual daría lugar a un aumento en el ángulo de subducción y con ello a la subsidencia de la placa, favoreciendo la formación de una fosa profunda y ancha, el basculamiento uniforme de la plataforma carbonatada hacia la fosa y el levantamiento de la isla. El autor deduce la existencia de la *tear fault* a partir de observaciones sísmicas, morfológicas y gravimétricas, y la sitúan en la fosa a unos 64.5°O y orientada SO-NE. Los esfuerzos necesarios para el desarrollo de esta falla vertical se podrían deber al aumento de curvatura en la traza de la fosa siguiendo la rotación antihoraria del bloque de Puerto Rico y las Islas Vírgenes o/y también por la subducción de un gran monte submarino (*Main Ridge*).

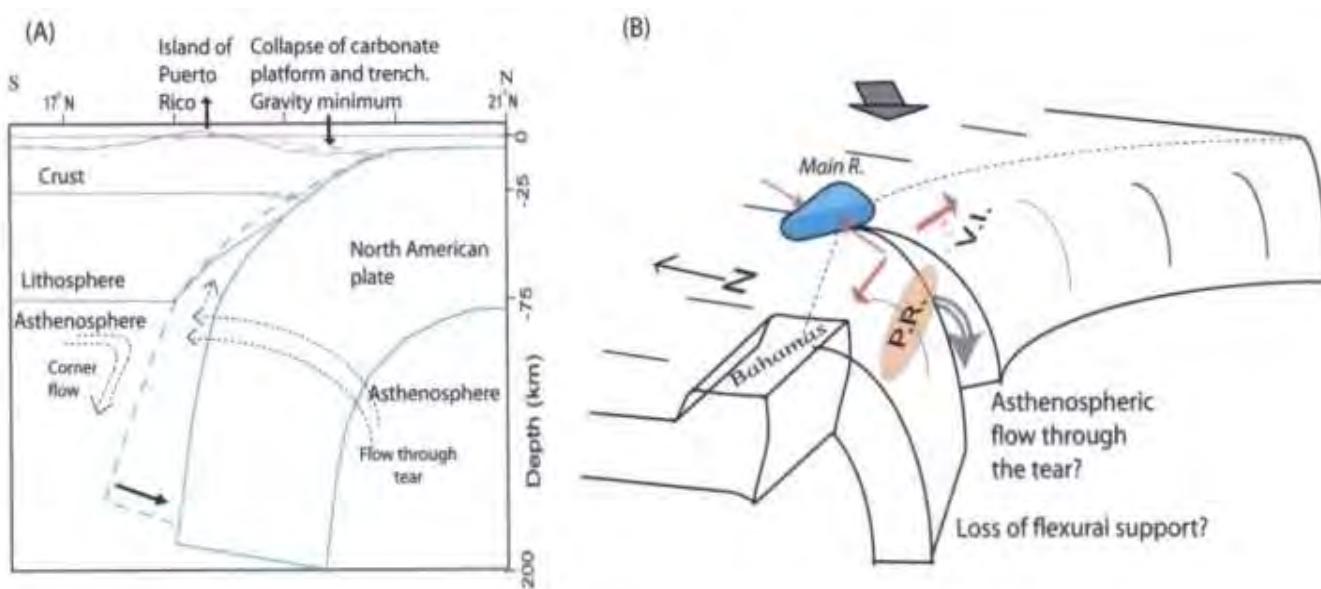


Figura II.36 Propuesta de ten Brink (2005) **A)** Sección litosférica donde se muestra el aumento en el ángulo de subducción de la placa Norteamericana. **B)** Diagrama mostrando la formación de la *tear fault* vertical, debido a la subducción de un monte submarino (azul) y al aumento del ángulo de curvatura de la fosa.

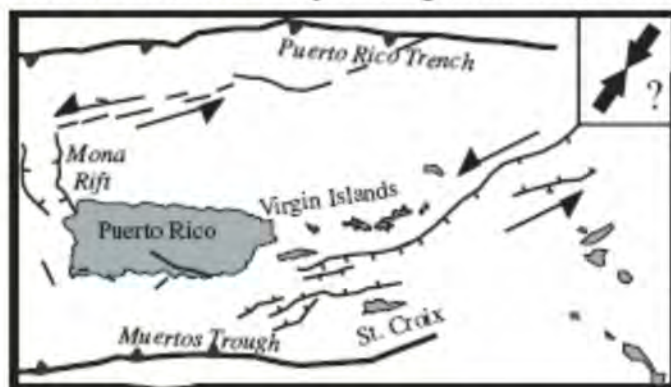
Mann *et al.* (2005) hacen una revisión de los modelos geodinámicos propuestos para el Paso de Anegada: Desgarre lateral izquierdo (Mann y Burke, 1984), desgarre lateral derecho con desarrollo de cuencas *pull-apart* (Jany *et al.*, 1990; Stephan *et al.*, 1986; Masson y Scanlon, 1991), y *rifting* SE-NO (Speed y Larue, 1991; Feuillet *et al.*, 2002) (Fig. II.37). La amplia variedad de modelos, radica en la dificultad de constreñir la cinemática, debido a la falta de grandes terremotos en los años recientes y los correspondientes estudios de mecanismos focales, la baja tasa de apertura (<5 mm/año; Jansma *et al.*, 2000), y también la falta de estudios directos en planos de fallas estriados en rocas neógenas.

Hernaiz, P. P. (2006) partiendo de una cartografía geológica sistemática en el sector meridional de la República Dominicana, propone un modelo en el cual la estructura cortical del sector central de La Española no se resuelve mediante la subducción del *plateau* oceánico caribeño



por debajo del basamento del arco isla. Según el autor existe un tránsito gradual entre el basamento del plateau caribeño y el basamento del arco. Este hecho descartaría para esta zona un proceso de subducción del *plateau* por debajo del arco isla al menos en el sector meridional de República Dominicana.

A. Left-lateral strike-slip faulting (Mann and Burke, 1984)



B. Right-lateral strike-slip with pull-aparts (Jany et al., 1990)



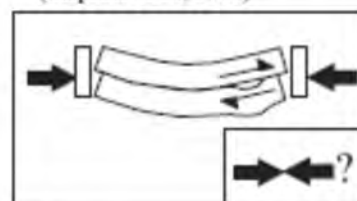
C. SE-NW rift opening (Speed and Larue, 1991; Feuillet et al., 2002)



1) Tectonic escape (Jany et al., 1990)



2) EW shortening and bending (Stephan et al., 1986)



3) CCW microplate rotation (Masson and Scanlon, 1991)



Figura II.37 Modelos geodinámicos propuestos para el Paso de Anegada (tomado de Mann et al., 2005). A) Desgarre lateral izquierdo (Mann y Burke, 1984. B) Desgarre lateral derecho y pull-apart (Jany et al., 1990) y sus variante: Escape Tectónico, Jany et al. (1990); Arqueamiento y plegamiento E-O, Stephan et al. (1986) y Rotación antihoraria de microplacas, Masson y Scanlon (1991). C) Apertura SE-NO de un rift, Speed y Larue (1991) y Feuillet et al. (2002).



III. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS



III. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS

III.1 METODOLOGÍA

El Método Científico está constituido por el conjunto de procedimientos que permiten llegar desde la formulación de una pregunta hasta el desarrollo de una teoría. La pregunta que da comienzo a nuestra investigación es:

**¿Cuál es la geodinámica del Borde de los Muertos,
en el contexto del NE de la Placa Caribe?**

El área geográfica conocida como Caribe, ha generado un interés constante en innumerables campos científicos, interés que se remonta a la época del Descubrimiento. Sin embargo, es a partir de la mitad del siglo XX, coincidiendo con el rápido desarrollo de las técnicas de prospección en geofísica marina, cuando se producen los avances más significativos en el conocimiento de su tectónica. El extremo NE de la placa del Caribe es desde el punto de vista tectónico probablemente una de las zonas más complejas de la región del Caribe. En este área se desarrolla la transición entre un régimen de subducción (Antillas Menores) a uno de colisión/transcurrente (Antillas Mayores).

El Borde de los Muertos, en el contexto tectónico al que nos estamos refiriendo, desempeña, a nuestro parecer, un papel importante. Este borde es uno de los elementos que vinculan los dominios tectónicos de subducción y de colisión/de desgarre. A todo ello hay que añadir que precisamente sobre el citado borde, ignoramos porque motivo, existe un importante déficit de información y no ha sido objeto de investigación con campañas geofísicas desde los años ochenta. Este papel importante, en un contexto bastante complejo y todavía no claramente establecido, es el motivo por el que planteamos la pregunta que da inicio a nuestra investigación.

Para el NE de la placa del Caribe, no se ha conseguido un modelo tectónico integrador (Fig. III.1). A medida que progresan las investigaciones los modelos van evolucionado y cambiando. En esta investigación hemos seleccionado los modelos que a nuestro parecer tienen más aceptación en la comunidad científica. Hasta el momento, existe una propuesta de modelo básico que tomaremos como hipótesis principal, dado que la mayor parte de los modelos propuestos, son derivaciones de ella o validos para esta propuesta.

El modelo básico es el de doble subducción o subducción opuesta (Byrne *et al.*, 1985, Dillon *et al.*, 1996; Dolan *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 2002). Como se ha descrito en el Capítulo II, este modelo se fundamenta en información sísmológica y en la existencia de estructuras de compresivas, observables tanto al N del arco de islas (antearco), como al S en el Cinturón Deformado de los Muertos (retroarco) y en la “sobre-subsidencia” localizada en la Fosa de Puerto Rico.

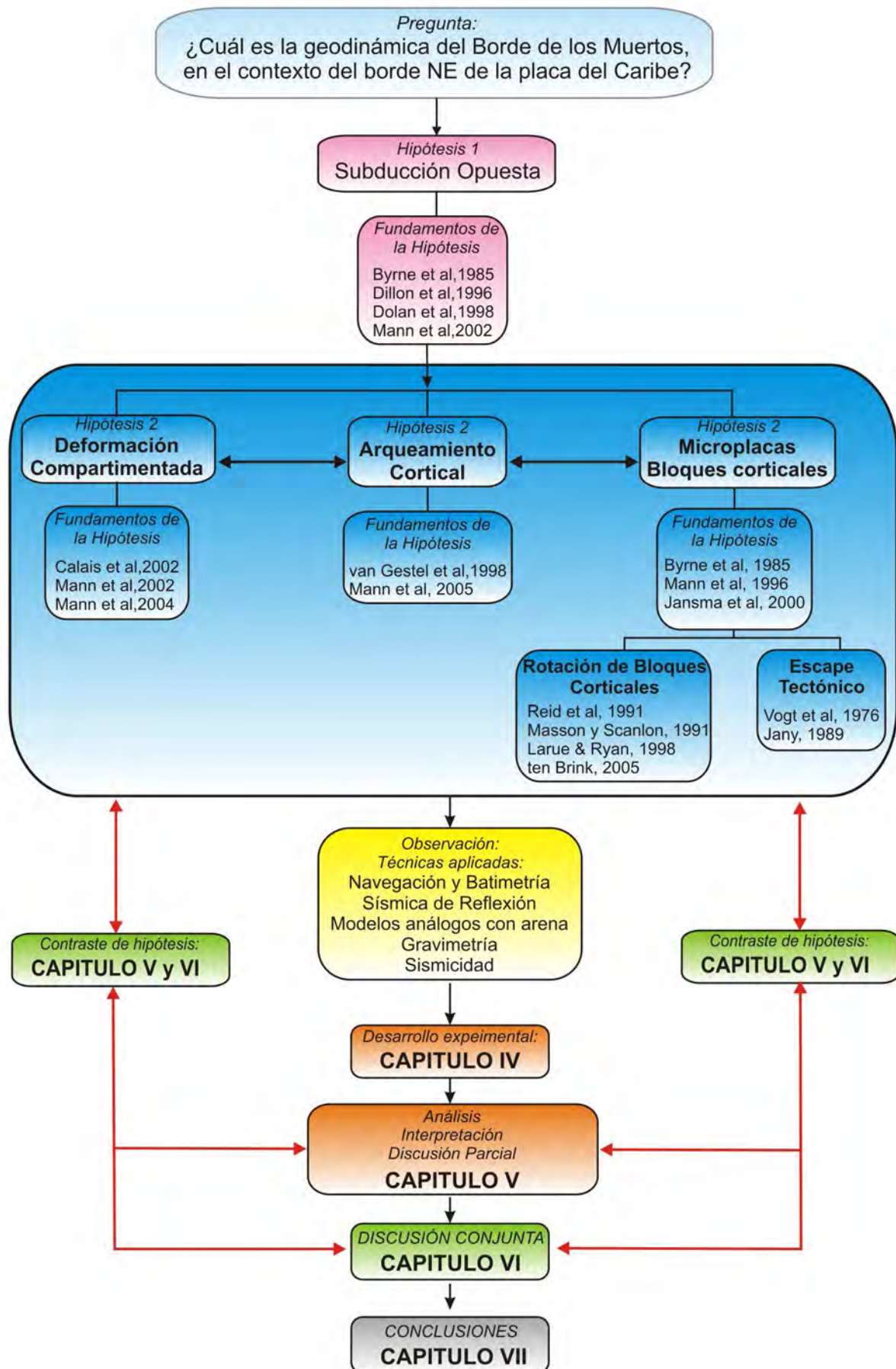


Figura III.1 Esquema metodológico seguido en la investigación. Las referencias pueden ser consultadas en el Capítulo II.



A partir de esta hipótesis que hemos denominado principal, existen otras propuestas de modelo local, en parte complementarias y no siempre excluyentes entre sí. En esta investigación hemos seleccionado tres modelos locales por sus implicaciones sobre el área de estudio, que tomaremos como hipótesis secundarias: deformación compartimentada (Calais *et al.*, 2002; Mann *et al.*, 2004); arqueamiento cortical (van Gestel *et al.*, 1998); y tectónica de microplacas o bloques corticales (Byrne *et al.*, 1985; Mann *et al.*, 1996, Jansma *et al.*, 2000) de la que pueden derivar desarrollos como la rotación de bloques corticales (Reid *et al.*, 1991; Masson y Scanlon, 1991; Larue y Ryan, 1998) o el escape tectónico (Vogt *et al.*, 1976; Jany *et al.*, 1990).

En principio, son hipótesis regionales para el NE del Caribe, pero su formulación tiene implicaciones sobre nuestro área de investigación, el Borde de los Muertos. Por lo tanto debemos considerarlas y evaluarlas a la luz de la nueva información adquirida.

Una vez formulada pregunta y las hipótesis de partida, mediante las técnicas que a continuación se describen, la investigación entra en el desarrollo experimental (Capítulo IV). Posteriormente pasamos al análisis, la interpretación, discusión de los resultados y contraste con las hipótesis previas (Capítulos V y VI). Finalmente, el Capítulo VII exponemos las conclusiones de nuestro trabajo de investigación.

En la figura III.1 se expresa gráficamente el esquema metodológico seguido en la presente investigación.

III.2 TÉCNICAS ESPERIMENTALES

En este apartado se hace una descripción de las distintas técnicas utilizadas centrándonos en los aspectos más importantes llevados a cabo en el desarrollo experimental (Capítulo IV).

La obtención de parte de la nueva información, se realizó en el año 2005, a bordo del Barco de Investigación Oceanográfica “Hespérides”, en el contexto del Proyecto del Plan Nacional de Investigación GEOPRICO (REN2003-08520) (Carbó *et al.*, 2005).

De las diferentes técnicas desarrolladas en la campaña, para la presente investigación se han utilizado:

- Sistemas de navegación y posicionamiento
- Batimetría multihaz
- Gravimetría

El resto de la información proviene de otras técnicas utilizadas en la fase experimental:

- Perfiles de sísmica de reflexión multicanal facilitados por *Marine Seismic Data Center* (Shipley *et al.*, 2005).
- Modelación análoga con cajas de arena (poco frecuente en el estudio de medios marinos).



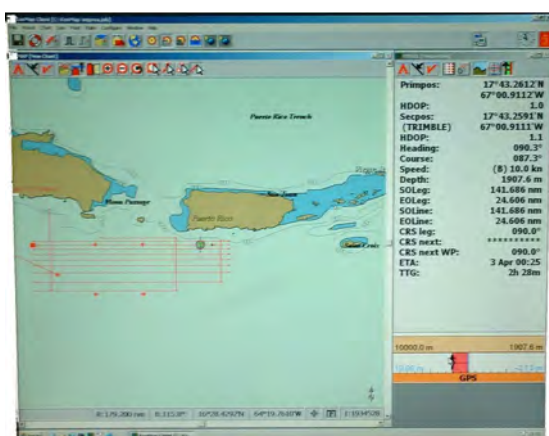
De forma complementaria, se han utilizado otras fuentes de datos: Sismicidad (*National Earthquake Information Center*, NEIC), datos de elevación y gravimétricos de tierra (Puerto Rico y República Dominicana) y derivados de altimetría satelital (Smith y Sandwell, 1997; Sandwell y Smith, 1997)

III.2.1 Sistemas de navegación y posicionamiento

Una de las características esenciales en las investigaciones marinas, es la geo-referenciación. El posicionamiento en tiempo y espacio de toda la información adquirida, hace que sean comparables los diversos experimentos y permita la repetitividad. El B.I.O. Hespérides, barco con el que se han desarrollado las campañas de mar de la presente investigación, utiliza el sistema de navegación *Konmap* (Foto. III.1). Dicho sistema combina los datos que le llegan de los diferentes sensores y genera una representación geo-referenciada de su posición, que una vez determinada en espacio y tiempo, es emitida cada segundo vía telegrama y recibida en los diferentes sistemas e instrumentos de adquisición embarcados.

EL sistema GPS (*Global Positioning System*) operando en modo autónomo sólo ofrece una precisión de 25 m, por lo tanto es necesario disponer de correcciones diferenciales de validez local.

El B.I.O. Hespérides utiliza los sistemas de GPS diferencial: *Seapath 200L* y *Ashtech 3DF*. Estos sistemas GPS proporcionan simultáneamente, la información del cabeceo, velocidad, posición y tiempo. A dichos sistemas se le insertan correcciones diferenciales, de forma continuada, cada segundo, utilizando una red de estaciones de referencia emplazadas en tierra, que transmiten sus correcciones diferenciales a través de un satélite de comunicaciones geoestacionario (Fig. III.2). Con estas correcciones y de manera general, la precisión en el posicionamiento de los datos adquiridos de menos de 3m (Prades *et al.*, 2005. Informe Técnico UTM He105).



Fotografía III.1 Monitor del sistema Konmap para visualizar la navegación.



Fotografía III.2 Parte del array de antenas de telecomunicaciones del B.I.O. Hespérides.



III.2.2 Batimetría

- **Batimetría Multihaz: Fundamentos**

Las ecosondas son instrumentos de investigación oceanográfica empleados para obtener datos batimétricos de alta resolución, y simultáneamente, valores de reflectividad acústica del fondo oceánico. Basan su funcionamiento en la emisión de un número variable de pulsos acústicos polarizados, que al alcanzar el fondo marino son devueltos hacia la superficie y recibidos por los transductores situados en el barco (Fig. III.2; Foto. III.3).



Figura III.2 Haz de pulsos acústicos iluminando un sector del fondo oceánico.



Fotografía III.3 La flecha blanca indica la localización de los transductores de la ecosonda multihaz (B.I.O. Hespérides).

A partir de la medida del tiempo de viaje empleado por los haces acústicos en recorrer la distancia que separa el barco del fondo del mar y de la velocidad de propagación del sonido en el agua, se obtiene la profundidad a la que se encuentra el fondo marino, en la franja iluminada por los haces de pulsos acústicos emitidos, a medida que el barco avanza. Siguiendo derrotas paralelas, se consigue la cobertura total del área prospectada, siempre que las franjas sean contiguas y se produzca un cierto grado de solapamiento (Fig. III.3).

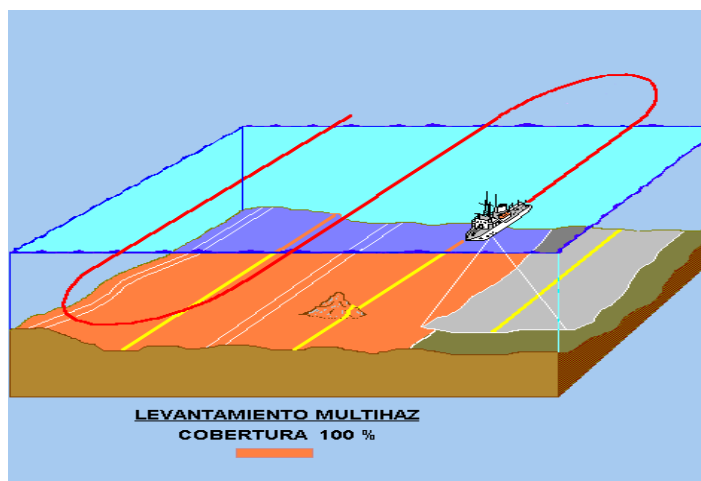


Figura III.3 Procedimiento de adquisición de datos con la ecosonda multihaz. La línea roja indica la derrota del barco. Las líneas amarillas indican la proyección del haz central. El área gris muestra la cobertura y el solape con el área previamente prospectada (naranja).

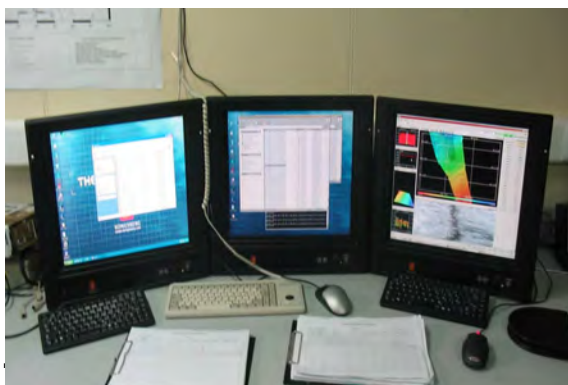


- **Instrumentación: ecosonda multihaz**

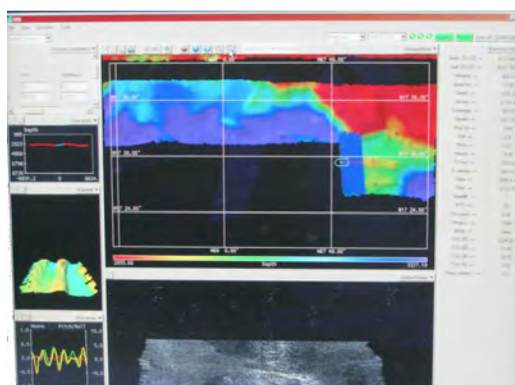
Para la obtención de los datos de nuestra investigación, el B.I.O. Hespérides operó con la ecosonda multihaz EM-120. La Ecosonda multihaz EM-120 tiene capacidad oceánica y está diseñada para operar en aguas profundas de hasta 11 000 metros de profundidad. Opera a una frecuencia de emisión de 13 kHz, presenta un rango una cobertura de ~3.5 veces la profundidad del agua, una resolución vertical entre 10 y 40 cm y una resolución horizontal de 0.5-1% de la profundidad del agua. Va montada fija en el casco del barco (Foto. III.3) y dispone de dos transductores montados en forma de cruz, uno para recepción y el otro para transmisión. La EM-120 es un sistema completo que incluye desde los transductores hasta la el procesado final de los datos y su impresión final. El control, por parte del operador, de la longitud del pulso permite mantener una resolución adecuada a la profundidad existente en el área de medida.

La ecosonda multihaz opera con el programa SYS que permite la visualización y control en tiempo real (Foto. III.4; 5). Los datos correspondientes a cada ciclo de medida incluyen: posición del barco, orientación e inclinación de la plataforma, así como distancia transversal, profundidad e intensidad del eco recibido en cada uno de los canales.

El calibrado de las ecosondas, previo a cada campaña, es un elemento esencial para asegurar la calidad de los datos. Con ello es posible poner de manifiesto errores en el sistema tales como el balanceo, la inclinación, compensación de cabeceo, retrasos de tiempo, determinando así las correcciones numéricas pertinentes. Para ello, al comienzo de las campañas se selecciona por un lado una zona que tenga un fondo regular y plano, y por otro una zona con fuertes gradientes. La realización de estas calibraciones sigue unas reglas estrictas de protocolo.



Fotografía III.4 Estación de trabajo con un tríptico de monitores para el control de la multihaz por el operador de guardia desde el laboratorio.



Fotografía III.5 Monitor principal donde se representa en tiempo real la batimetría pre-procesada y la reflectividad del fondo.



III.2.3 Gravimetría

- **Fundamentos**

El método gravimétrico detecta, analiza e interpreta las variaciones de la aceleración de la gravedad (g), producidas por heterogeneidades en la distribución de densidad en el interior de la tierra. La diferencia, positiva o negativa, entre la g leída (g_{obs}) instrumentalmente en un punto de coordenadas conocidas y la g teórica (g_{ϕ}), calculada para un punto con esas mismas coordenadas, pero situado sobre el elipsoide, constituye lo que se denomina “anomalía gravimétrica”, sin ningún sobrenombre.

Para el cálculo de la gravedad teórica, o "normal" (g_{ϕ}), se ha utilizado el *Geodetic Reference System* de 1967 (GRS 1967), que define la g_{ϕ} , a cualquier latitud (ϕ), sobre la superficie del elipsoide.

$$g_{\phi} = 978031.846(1 + 0.005278895 \sin^2 \phi + 0.000002342 \sin^4 \phi) mGal$$

Antes de proceder a calcular por diferencias, las anomalías gravimétricas, tanto la g_{obs} como la g_{ϕ} calculada, deben ser corregidas, para que sus valores sean efectivamente comparables y respondan únicamente a efectos debidos a variaciones de densidad. La g_{obs} , debe ser corregida de cuatro efectos: transformación de valores relativos a valores de gravedad absoluta; deriva instrumental; marea terrestre y efecto *Eötvös*.

La transformación en valores absolutos de gravedad, se realiza mediante el enlace, de los valores relativos leídos, con los vértices que forman parte de las redes, en las que los servicios especializados de cada país, han establecido los valores absolutos de g .

El efecto gravitatorio que se genera por la variación de las posiciones relativas entre la Tierra, el Sol y la Luna (marea terrestre) debe calcularse para la posición, fecha y hora de la medida, para posteriormente eliminarlo, formulas propuestas por Longman (1959).

La repetición de lecturas en un mismo punto, permite calcular la curva de deriva instrumental y a partir de ella, descontar este efecto.



Cuando las observaciones se obtienen sobre una plataforma móvil, las lecturas deben ser corregidas por la variación que en g produce la aceleración derivada del movimiento de dicha plataforma (corrección de *Eötvös*).

$$\delta g = 7.508V \cos \phi \sin \alpha + 0.0416V^2$$

V , la velocidad del vehículo en nudos,

ϕ , la latitud en grados y

α , el azimut en grados.

La g_ϕ , teórica, calculada sobre el elipsoide con la formula GRS1967, debe corregirse para obtener su valor en el mismo punto de lectura. Este proceso se realiza en dos fases: Aire Libre y Lámina de Bouguer.

- **Anomalía de Aire Libre**

Se trata de calcular y descontar el efecto de gradiente del campo gravitatorio terrestre, entre el elipsoide y el punto de lectura, sin considerar ningún tipo de material entre dichos puntos.

$$\frac{\partial g}{\partial R} = \frac{\partial}{\partial R} \left(-k \frac{M}{R^2} \right) = 2k \frac{M}{R^3} = -\frac{2}{R} g$$

Para latitudes medias, se acepta como valor promedio del gradiente:

$$0,3086 \text{ mGal/m}$$

La denominada anomalía de Aire Libre (*AAL*), se calcula según la relación:

$$AAL = g_{obs} - (g_\phi - (0,3086 \times Cota))$$

o bien en su formulación más clásica:

$$AAL = g_{obs} - g_\phi + (0,3086 \times Cota)$$

- **Anomalía de Lámina de Bouguer**

La anomalía de Bouguer (*AB*), incorpora a la anomalía de Aire Libre la corrección debida al efecto de una lámina de material, lateralmente infinita, con espesor igual a la distancia entre los dos puntos considerados para la corrección de Aire Libre (*Cota*).

El efecto gravitatorio para la corrección de Lámina de Bouguer (*CB*) es:

$$CB = 2\pi G \delta \times Cota$$



G constante de gravitación ($6.67 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ s}^{-2}$)

δ densidad media del material (g/cm^3)

La anomalía de Bouguer (AB) resulta de aplicar

$$AB = g_{obs} - (g_{\phi} - (0,3086 \times Cota) + CB)$$

o en su formulación más clásica:

$$AB = g_{obs} - g_{\phi} + CAL - CB$$

Una vez conocida la anomalía de Bouguer, deberemos hacer sobre este valor, una nueva corrección, pues la lámina regular supuesta para la corrección, en realidad es morfológicamente irregular.

- **Anomalía de Bouguer completa: Correcciones topográfica y de fondo**

Para su cálculo, deben corregirse las heterogeneidades morfológicas, en el entorno de cada punto de lectura, sobre la lámina regular considerada en la corrección de Bouguer.

Las formas normales de cálculo de estas correcciones, se basan en la “discretización” de la superficie, según formas tridimensionales regulares, en el entorno de cada punto de observación. Estas formas están definidas en altura, por las variaciones de cota, entre la superficie real y la cara superior de la lámina de Bouguer. La corrección se define por la suma de los efectos gravitatorios que cada una de estas formas ejerce sobre el punto de lectura (Naggy, 1966).

En fondo oceánico, la idea general es la misma pero con sensibles variaciones. La lectura se realiza en la superficie y las variaciones morfológicas contempladas son las del fondo oceánico, con respecto a la cara inferior de la lámina de Bouguer. Además y para mayor complejidad, los efectos gravitatorios computados, son la suma de efectos de las formas del fondo, sobre el punto de lectura que se encuentra en la superficie del mar.

En áreas oceánicas, es recomendable el uso de la anomalía de Bouguer, pues la anomalía de Aire Libre, está excesivamente influenciada por la batimetría. Bien es verdad que al referirnos a anomalía de Bouguer, lo hacemos pensando en la corrección de fondo (Carbó *et al.*, 2003; Llanes, 2006). Sin esta corrección, los efectos laterales que pueden ser de gran importancia, no se tienen en cuenta y eso en áreas de batimetría no plana y con importantes variaciones laterales, puede ser determinante.

La interpretación, de las anomalías gravimétricas calculadas, una vez realizadas las correcciones necesarias, nos permite conocer la distribución de densidades en el interior de la Tierra y si disponemos de otros datos geológicos y geofísicos, además de tener en cuenta las leyes geológicas, podemos transferir la disposición de densidades a su estructuración geológica.



La figura III.5 muestra los efectos de las distintas correcciones y cálculos de anomalías gravimétricas.

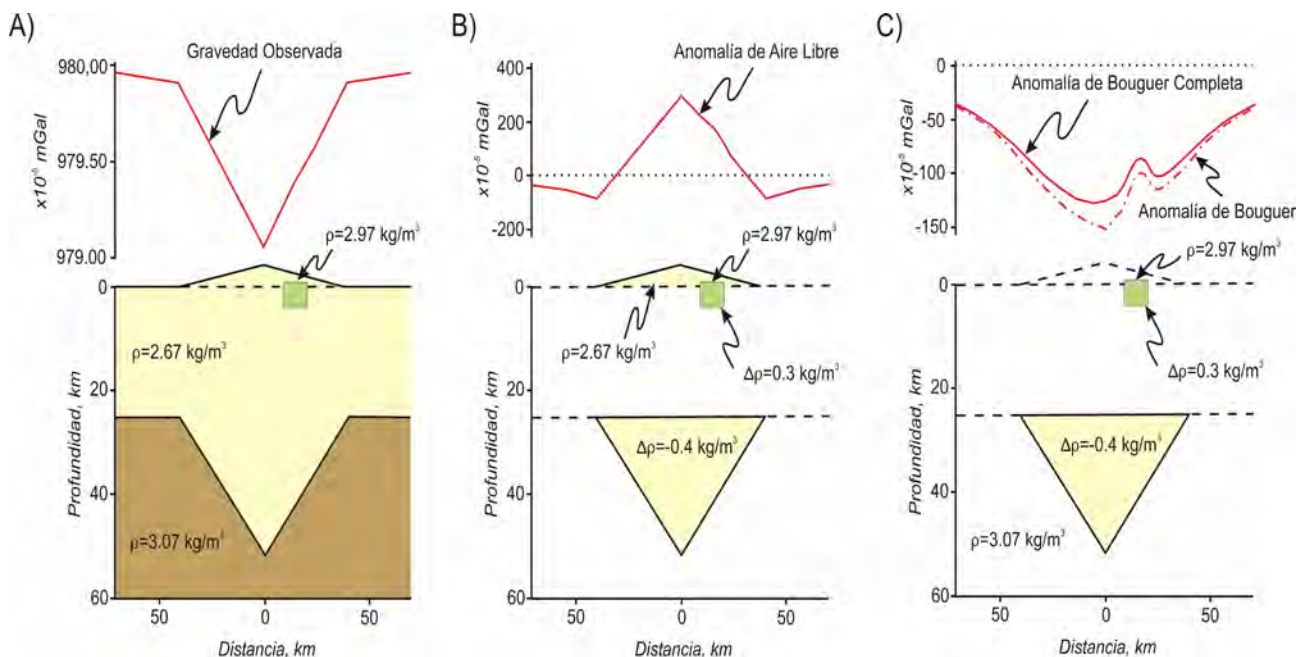


Figura III.5 A) Sección de corteza para describir las diferentes correcciones a la gravedad observada. La masa de sección rectangular representa una variación de densidad de acuerdo con la geología de la corteza superior. **B)** La misma sección de corteza después de restar la gravedad teórica a la observada y de aplicar la corrección de Aire Libre.. La anomalía de Aire Libre está fuertemente influenciada por el relieve; aunque la corrección de Aire Libre tiene en cuenta la variación en la cota de medida, no considera el efecto de la masa adicional del edificio topográfico. **C)** Anomalías de Bouguer y Bouguer Completa sobre la misma sección cortical; la anomalía de Bouguer refleja las masas anómalas, y en este caso incluye una componente negativa de gran longitud de onda causada por la raíz que compensa isostáticamente la topografía y una componente positiva de corta longitud de onda causada por el cuerpo de mayor densidad situado en la corteza superior (modificado de Blakely, 1995; Druet, M., en preparación).

- **Instrumentación: gravímetro marino**

Las lecturas gravimétricas, están realizadas, con el equipo que embarca el B.I.O. Hespérides. Este barco oceanográfico, está dotado con un gravímetro marino *Bell Aerospace TEXTRON BGM-3* (actualmente *Lockheed Martin Federal Systems* (Foto. III.6a). El sensor del sistema se encuentra montado en una plataforma giro-estabilizada situada en el local de gravimetría, próximo al centro de gravedad del buque. Está calibrado de fábrica, pero es conveniente una comprobación periódica para ajustar las posibles derivas, de ahí la necesidad del enlace con las redes terrestres. Los principales elementos del sistema son:

a) Un sensor que consta de un *rack* con los dispositivos electrónicos de alimentación, de acondicionamiento de señal y baterías de emergencia. El sensor de gravedad genera un tren de pulsos, cuya frecuencia es proporcional a la gravedad en el rango del instrumento, y una señal de



referencia para contarlos. Estos datos se introducen en el ordenador donde son almacenados con una señal que indica el *status* de funcionamiento.

b) Una plataforma estabilizada cuya función es aislar el sensor de gravedad de los movimientos del buque, minimizando las posibles influencias de los movimientos del buque y asegurando en todo momento la alineación del sensor con la vertical.

c) Un sistema de adquisición de datos, compuesto por un PC encargado del preprocesado de la señal que le llega del sensor, así como del almacenamiento y distribución por la red de estos datos, para permitir el tratamiento en el laboratorio (Foto. III.6b).



Fotografía III.6 a) Foto del gravímetro marino Bell Aerospace TEXTRON BGM-3.



Fotografía III.6 b) Foto del puesto de guardia de la adquisición de datos gravimétricos en el laboratorio del BIO Hespérides

III.2.4 Sísmica de reflexión

De acuerdo con los trabajos llevados a cabo con los datos sísmicos en el desarrollo experimental (Capítulo IV), en este apartado sólo se abordarán los aspectos técnicos, que a nuestro entender, son más significativos para justificar en nuestro trabajo el uso de esta técnica de investigación.

- **Generalidades**

El método sísmico se basa en el estudio de: los tiempos de propagación; la frecuencia y la forma de onda; y las amplitudes de las ondas sísmicas (pulsos). Las ondas sísmicas son provocadas por fuentes artificiales y se detectan por sensores específicos, situados a distancias variables de las citadas fuentes.

Los tiempos de viaje de las ondas reflejadas/refractadas dependen de las propiedades elásticas de las rocas y de la geometría de las diferentes unidades litológicas afectadas. Los



espesores de cada una de ellas y los contrastes de impedancia acústica, se ponen de manifiesto en los registros obtenidos en los sensores. Estos registros permiten deducir, tanto la distribución de velocidades, como la geometría en la zona del interior de la tierra afectada por el paso del tren de ondas generado.

La energía al propagarse, se refleja, se refracta o se difracta, cuando incide sobre discontinuidades que separan unidades litológicas, con distinta impedancia acústica. El trabajo con uno u otro tipo de señales, da lugar a la sismica de reflexión o a la sismica de refracción (Fig. III.6).

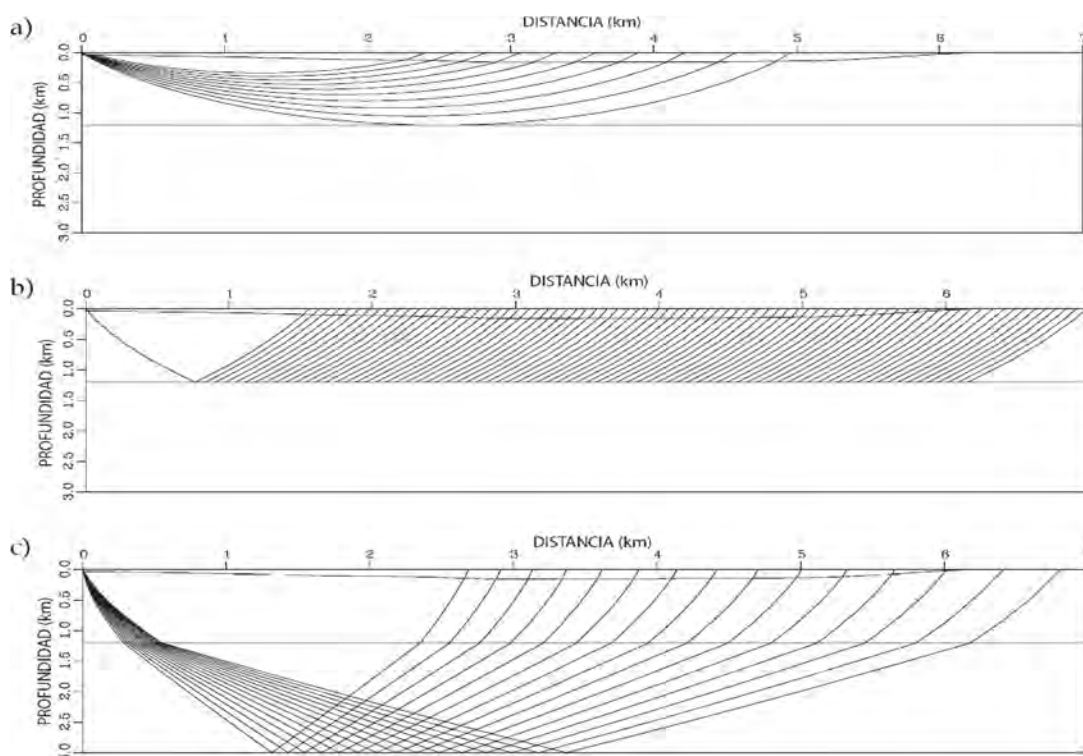


Figura III.6 Esquema de los diferentes tipos de trayectorias de ondas sísmicas al propagarse e interactuar con las discontinuidades por el interior de la Tierra (tomado de Agudo, L. M., 2003). **a)** Trayectorias de ondas refractadas o diving waves. **b)** Trayectorias de ondas refractadas con un ángulo crítico o head waves. **c)** Trayectorias de ondas reflejadas.

La sismica de reflexión proporciona imágenes de gran resolución estructural para la parte superior de la corteza. Sin embargo, a medida que el frente de ondas profundiza, la energía se atenúa y las ondas reflejadas regresan a la superficie con muy poca energía, confundándose con el ruido lo que dificulta la interpretación de las estructuras en profundidad (Fig. III.7). Para resolver la estructura de la corteza inferior y el manto superior, lo cual no es el objetivo de la presente investigación, se utiliza la sismica de gran ángulo, donde los frentes de onda inciden en un amplio rango de ángulos en las discontinuidades y permiten realizar un análisis de la distribución de velocidades en profundidad.



El método sísmico de reflexión se puede aplicar tanto en medios marinos como terrestres, aunque su realización, es sustancialmente diferente. En esta memoria se desarrolla fundamentalmente lo referente al medio marino, dado que la información utilizada en la fase experimental (Capítulo IV), es de este tipo.

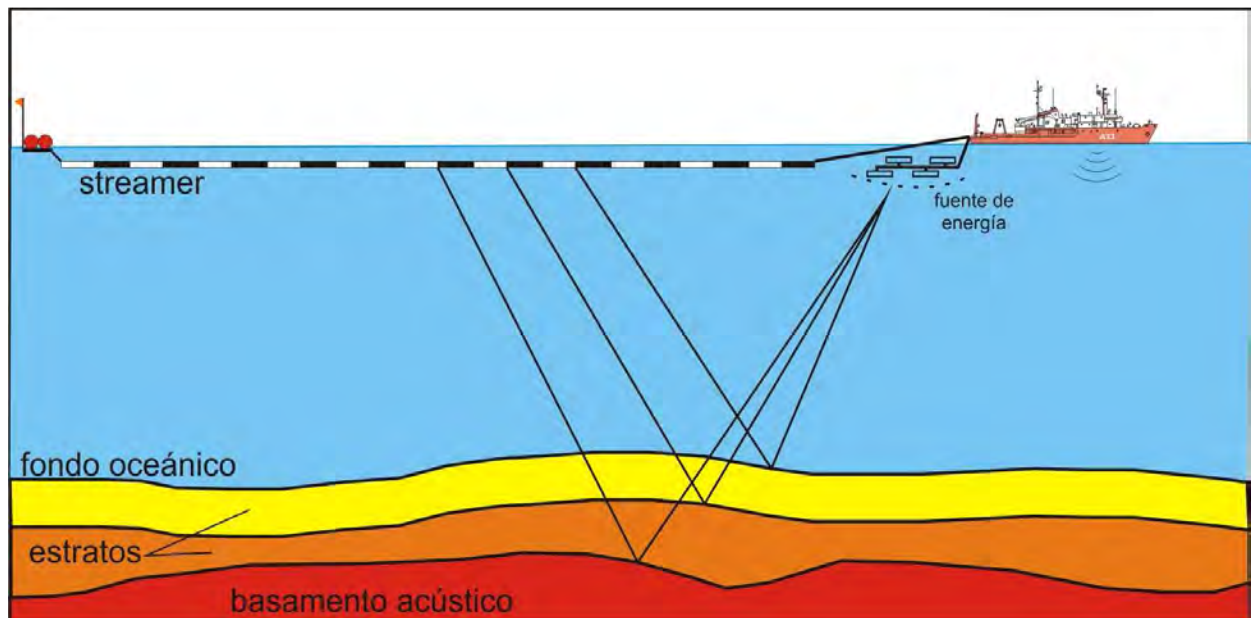
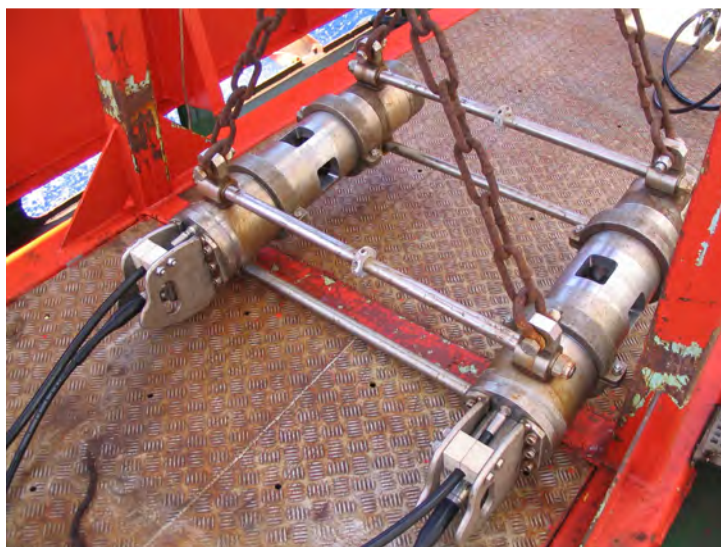


Figura III.7 Esquema de los dispositivos de generación, propagación y registro de las señales sísmicas en medio marino según el método de sísmica de reflexión multicanal.

La utilización extensiva de la sísmica de reflexión marina se produce en los años 60, impulsada fundamentalmente por la exploración petrolera. A pesar de la hostilidad del medio, la sísmica de reflexión marina es del orden de un 80% mas barata que la sísmica terrestre, de ahí su masiva utilización en la prospección de hidrocarburos. Una de las grandes ventajas de la sísmica de reflexión marina es la posibilidad de realizar adquisición de datos en continuo a lo largo de perfiles previamente determinados.

- **Instrumentación, adquisición y pre-procesado**

El experimento de sísmica de reflexión, de acuerdo con lo anteriormente expresado, consiste, inicialmente, en la generación de un frente de ondas desde una fuente acústica remolcada por un buque oceanográfico. En los últimos años se utilizan como fuentes acústicas los conocidos cañones de aire comprimido (*airgun*) (Foto. III.7). Sin embargo se han utilizado y se siguen utilizando, pero son menos habituales, diferentes métodos que van desde explosiones controladas, pasando por inyección de vapor de agua (*vaporchoc*, *steam gun*), generación de una diferencia de potencial eléctrico elevada (*sparker*). Los cañones de aire comprimido son los más utilizados por su inocuidad y eficacia.



Fotografía III.7 Grupo de cañones de aire comprimido arriados.

En el uso de cañones de aire (*airgun*) se ha pasado de la utilización de un único cañón, a usar ristas de cañones sincronizados (*array*), que permiten no sólo aumentar la cantidad de energía sino conseguir un pulso “estrecho” (*quasi* Delta de Dirac) que garantiza la utilización de los nodos principales de la energía liberada. El diseño de estas ristas depende del tipo de experimento a realizar, pero de manera genérica estos se disponen en la popa de buque a una cierta distancia (5-10 m) para evitar el ruido de cavitación (Bartolomé, 2002) (Fig. III.8). Al objeto de mejorar el contenido de frecuencias se suelen utilizar cañones con distintas cámaras que proporcionan diferentes capacidades de aire comprimido. Con la sincronización de los distintos cañones se consigue una interferencia constructiva de la señal que nos permita una mayor energía y por tanto penetración en el subsuelo (Fig. III.8)

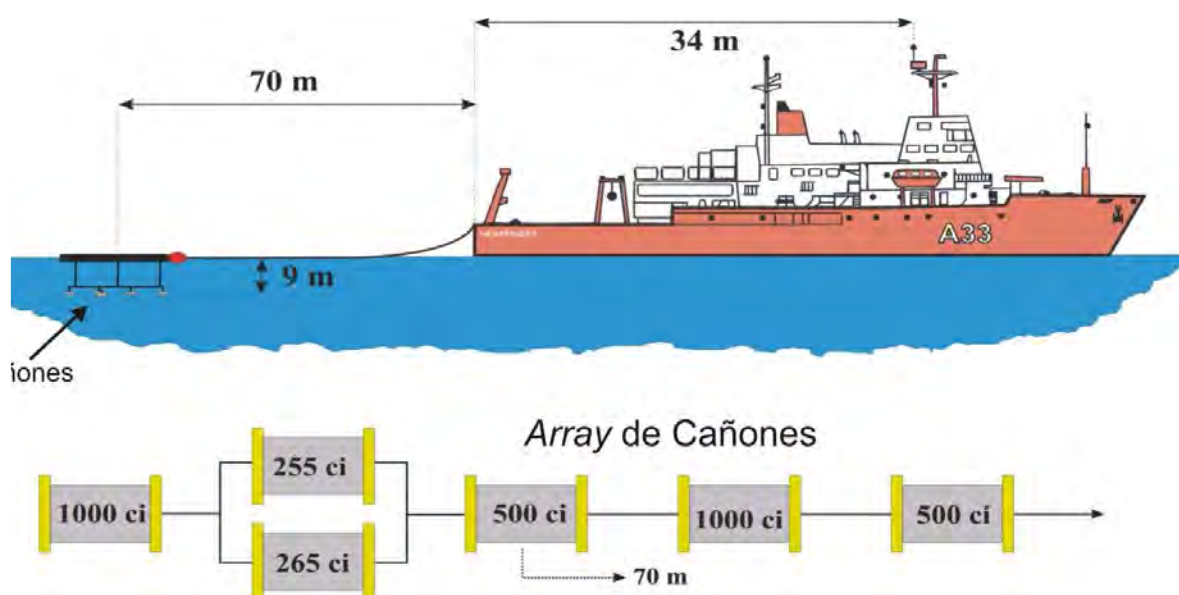


Figura III.8 En la parte superior se muestra un esquema con la disposición de los cañones de aire comprimido. La parte inferior muestra la configuración de los cañones y sus respectivas capacidades (ci = cubic inches). Figura cortesía de Antonio Pazos.



La sísmica de reflexión, requiere un exhaustivo control del tiempo y de la posición de disparo, debido a que cualquier mínimo error en el control de estos parámetros puede dar lugar a la inutilización de los datos adquiridos. En la figura III.10, se muestra un esquema de un sistema de control de hora y posición de disparo.



Figura III.10 Esquema de un sistema para el control y posición de disparo (tomado de Agudo, L. M., 2003).

El otro elemento básico en la adquisición de sísmica de reflexión marina es el cable registrador conocido como *streamer* (Fig. III.9).

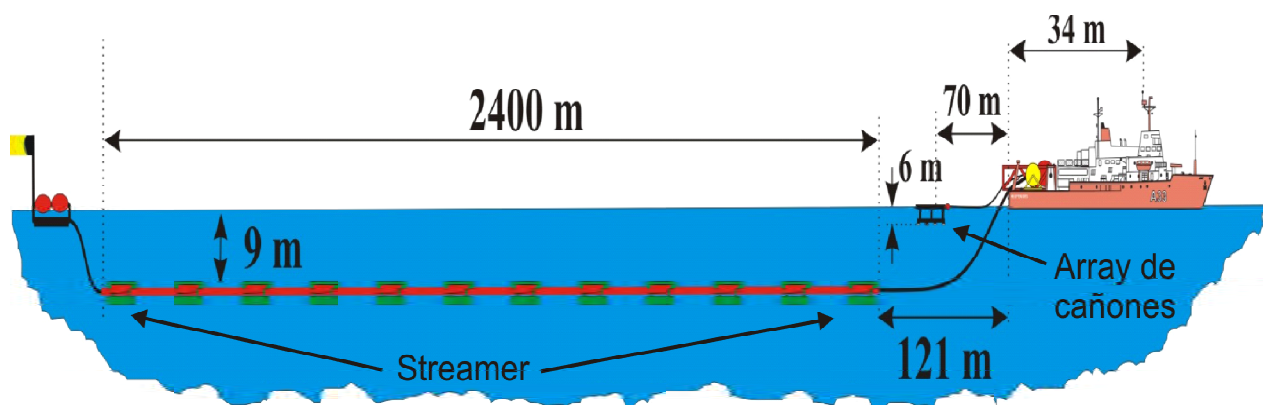


Figura III.9 Esquema del dispositivo de adquisición de sísmica de reflexión marina. El streamer y el array de cañones largados por la popa del barco. El streamer para mantener la horizontalidad porta unos estabilizadores indicados con color verde (birds) que funcionan automática y/o interactivamente. Figura cortesía de Antonio Pazos.



El *streamer* consiste en una serie de grupos de hidrófonos (canales) convenientemente espaciados que registran la señal acústica procedente del suelo y subsuelo marino. Tanto el número de canales como el espaciado pueden ser variables dependiendo de los objetivos a alcanzar. Al objeto de evitar ruidos superficiales, oleaje, motor, vibraciones del cable de arrastre, el cable registrador se emplaza entre 5 y 10 m por debajo de la superficie del mar (Fig. III.9).

Mientras que en tierra se usan como detectores geófonos que registran variaciones en el movimiento del terreno que transforman en impulsos eléctricos, en mar el hidrófono registra variaciones de la presión del agua. La variación de presión resulta de la excitación del medio acuoso, debido a la inyección de energía acústica, liberada por los cañones de aire u otro método que produzca un frente de ondas. Estas variaciones de presión se convierten en pulsos eléctricos que a través de pre-amplificadores y filtros específicos proporcionan el registro de un evento sísmico. Un registro sísmico completo, registra la energía liberada por un disparo (o varios) y la que una vez reflejada en las distintas interfases, caracterizadas por variaciones de impedancia acústica, se recibe en la ristra de hidrófonos (*streamer*). Así pues, la señal registrada por el sensor es una superposición de la energía liberada por el cañón de aire y la devuelta por el subsuelo.

Las señales analógicas registradas en los hidrófonos son preamplificadas y filtradas, para posteriormente pasar a un A/D (Convertidor Analógico-Digital) al objeto de obtener la señal “discretizada” a intervalos regulares de tiempo (normalmente entre 4 y 8 ms). Estos datos generalmente están multiplexados (datos secuenciales en tiempo). Finalmente, se almacenan los registros digitales en un soporte magnético o digital. El posterior procesamiento en la computadora permite extraer la información significativa y representar visualmente los datos para efectuar una interpretación geológica.

La representación de la variación de presión en función del tiempo se le denomina *representación espacio-temporal*, y representa la evolución de la energía (reflejada/refractada por el subsuelo) en función del tiempo. Mientras que la representación de las amplitudes en función de su ciclicidad (de su repetición), se denomina *representación en función de la frecuencia*, o espectro de amplitudes.

El tratamiento correcto de estas series de datos temporales es lo que conformará una imagen del subsuelo marino. Los eventos registrados consisten en señales coherentes (señales sísmicas) y ruido que también puede ser coherente.

Una vez aplicados los oportunos filtros para realzar la relación señal/ruido, y después de eliminar trazas erróneas, se analizan los datos en el dominio temporal y en el de frecuencias. Para ello es necesario aplicar una *transformada de Fourier* al objeto de pasar del dominio de tiempos al dominio de frecuencias, y aplicar una *convolución* (que en el dominio de frecuencias es una simple multiplicación) o filtro lineal, entendiendo, para ello, que la Tierra actúa de filtro para las ondas sísmicas.



El registro sísmico obtenido, será el sumatorio de las sucesivas convoluciones entre el disparo (o pulso sísmico) y la respuesta del impulso de la tierra (distintas capas) a través de la cual se propaga el frente de ondas. Para medir similitudes entre dos conjuntos de datos, se utiliza la *autocorrelación* que permite conocer la repetición de una secuencia determinada de amplitudes dentro de un mismo sismograma (respuesta combinada del terreno estratificado y del sistema de registro a un pulso sísmico).

- **Generación de puntos de profundidad común (CDP)**

En sísmica de reflexión marina normalmente se utilizan métodos de cobertura múltiple o sistemas multicanal (varias trazas reflejadas en un mismo punto de profundidad común) (Yilmaz, 1988). El significado del punto de profundidad común o CDP (*Common Depth Point*) se basa en registrar en los hidrófonos las reflexiones de diferentes disparos que corresponden a un mismo punto del subsuelo. Las reflexiones pertenecerán, pues, al mismo punto del subsuelo o de profundidad común (CDP) aunque vengan de disparos realizados desde diferentes ángulos dentro del perfil. El motivo de generar el CDP en la sísmica multicanal es el de sumar (*stack*), convenientemente corregidas, todas las señales que pertenecen a un CDP (y que corresponde al mismo punto físico del terreno) con la intención aumentar la relación señal/ruido. No obstante, para poder sumar las trazas correctamente es necesario corregir previamente los tiempos de llegada de las reflexiones debidos a las variaciones de distancia entre los pares disparos-hidrófonos. Esta corrección se denomina NMO (*Normal Moveout*), y para aplicarla es necesario conocer la velocidad del medio en que se propagan. Si colocamos las trazas que forman un CDP veremos que guardan una forma hiperbólica.

Una vez seleccionada la velocidad para corregir las trazas se pueden sumar las amplitudes de todas ellas obteniendo una única traza para cada CDP con la consiguiente amplificación de la señal y reducción del ruido aleatorio. De este modo, tendremos una imagen cuyas coordenadas son el tiempo de viaje doble en ordenadas y la distancia en abscisas. Este método es adecuado para un modelo de capas plano-paralelas, pero la realidad estructural del subsuelo es bien distinta, observándose desde planos inclinados, fallas, anticlinales, etc., por lo que tendremos efectos como difracciones propias o adyacentes a nuestro perfil (Bartolomé, 2002).

- **Migración**

Una operación fundamental en el procesado de registros sísmicos, es la migración. Mediante la migración se corrigen los reflectores inclinados hacia su verdadera posición y se colapsan difracciones, dando como resultado una mayor definición en los perfiles como es en el caso de planos de falla. Es frecuente que los reflectores inclinados aparezcan desplazados de su localización real, generando superficies cóncavas o convexas (Fig. III.12a), e incluso que den variaciones respecto al tamaño real (Fig. III.12b). No es necesaria la existencia de estructuras complejas para



garantizar la utilización de la migración de una sección apilada (*stacked*), sino que se puede aplicar simplemente para eliminar interrupciones en la continuidad de un reflector debido por ejemplo a difracciones. En este sentido, migrado sería sinónimo de “correctamente posicionado” (Hatton *et al.*, 1988), o mejor dicho, “reposicionado”, ya que para posicionarlo exactamente se debería conocer $v(x, y, z)$ en todos los puntos de nuestra sección sísmica.

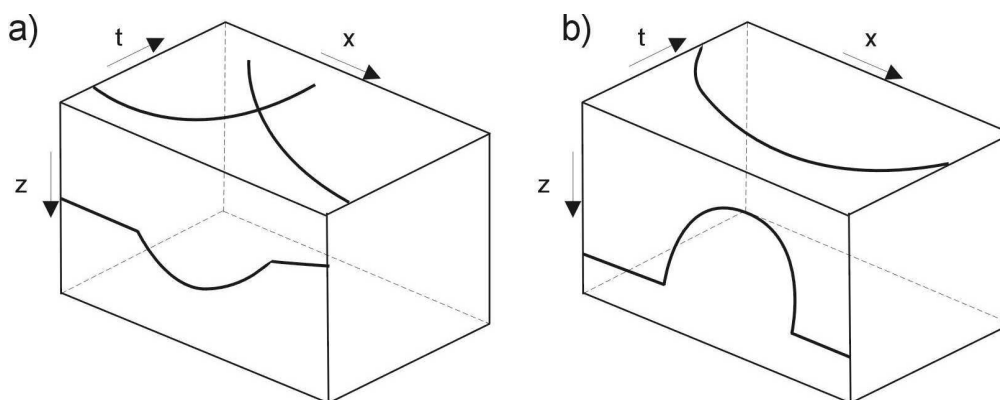


Figura III.12 a) Registro de tip “bow tie” obtenido en la superficie de la tierra (plano $x-t$ = distancia-tiempo) originado por una estructura sinclinal en el plano $x-z$ (distancia-profundidad). **b)** Variación de tamaño. Mayor tamaño de registro en el plano $x-t$ de un elemento de menor tamaño en el plano $x-z$ (modificado de Stolt *et al.*, 1986; tomado de Bartolomé, 2002).

Los datos registrados en sísmica pertenecen al plano distancia-tiempo ($x-t$), mientras que la sección geológica se puede describir en función de la distancia (x) y de la profundidad (z). Para un modelo unidimensional del subsuelo con velocidad constante (v) puede pasarse del sistema de referencia $x-t$ al $x-z$ simplemente con la transformación $t=2z/v$, siendo t el tiempo doble de recorrido, pero para un modelo de velocidad que varía lateralmente no existe una relación biunívoca entre t y z . La migración en 2-D es un proceso matemático por el que, a partir de una superficie bidimensional ($x, t, z = 0$) se cartografía la superficie ($x, t = 0, z$) como se ve en la figura III.13.

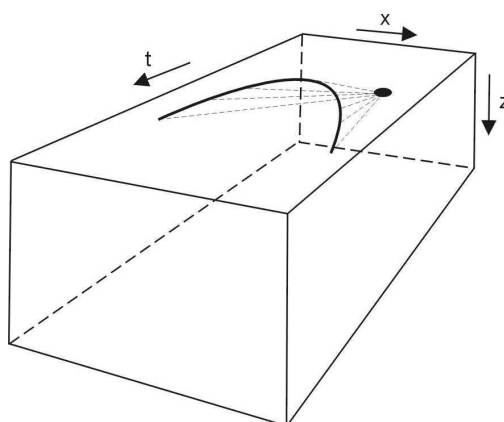


Figura III.13 Ejemplo de funcionamiento de la migración para una fuente puntual en el subsuelo (plano $x-z$). El proceso de migración cartografía la respuesta hiperbólica registrada en la superficie (plano $x-t$) y la devuelve al plano $x-z$. (modificado de Stolt y Benson, 1986; tomado de Bartolomé, 2002).



Las razones por las que se migran las secciones sísmicas son muchas (Fig. III.14), pero se pueden enumerar las más importantes (Yilmaz, 1988; Bartolomé, 2002):

1. La migración muestra los reflectores inclinados en su verdadera posición.
2. Puede eliminar los efectos de curvatura del reflector.
3. Puede colapsar y focalizar difracciones provenientes de fallas y otras discontinuidades.
4. La migración en profundidad puede eliminar distorsiones debido a variaciones laterales de la velocidad.
5. Mejora la continuidad, coherencia y resolución de los reflectores.
6. Recupera la estratigrafía colapsando difracciones y delineando fallas.

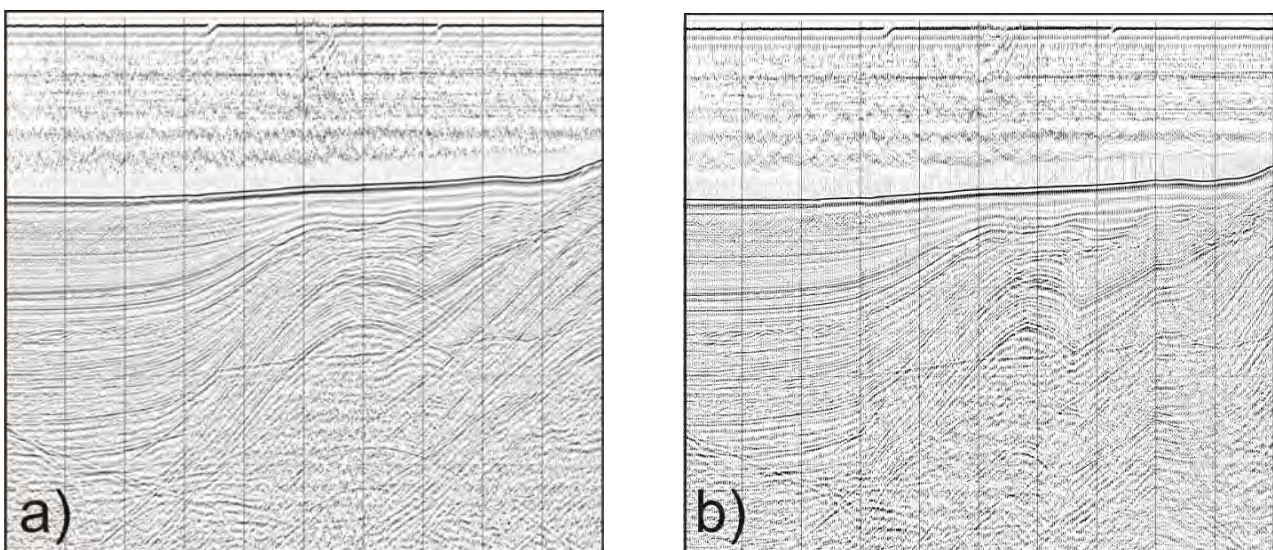


Figura III.14 Ejemplo de la mejora del proceso de migración sobre un perfil sísmico en la región NE del Caribe. **a)** Sección apilada/sumada (*stacked*). **b)** Sección apilada/sumada y migrada (*post-stacking migrated*).

El principal objetivo de la migración es obtener una sección sumada (*stacked*) que represente una sección geológica en la misma dirección de la línea sísmica. Idealmente, se desearía obtener una sección del subsuelo en profundidad. Sin embargo, la sección migrada es comúnmente mostrada en tiempo doble de recorrido (*time migration*).

Una de las razones es la falta de control de las velocidades en sísmica de reflexión para realizar una buena conversión de tiempo a profundidad. Otra razón es que a la hora de realizar las interpretaciones se prefiere muchas veces tener tanto la sección sumada como la migrada en doble tiempo para compararlas, ya que el proceso de migración si no se ha realizado correctamente puede llevar a interpretaciones erróneas (Fig. III.15).

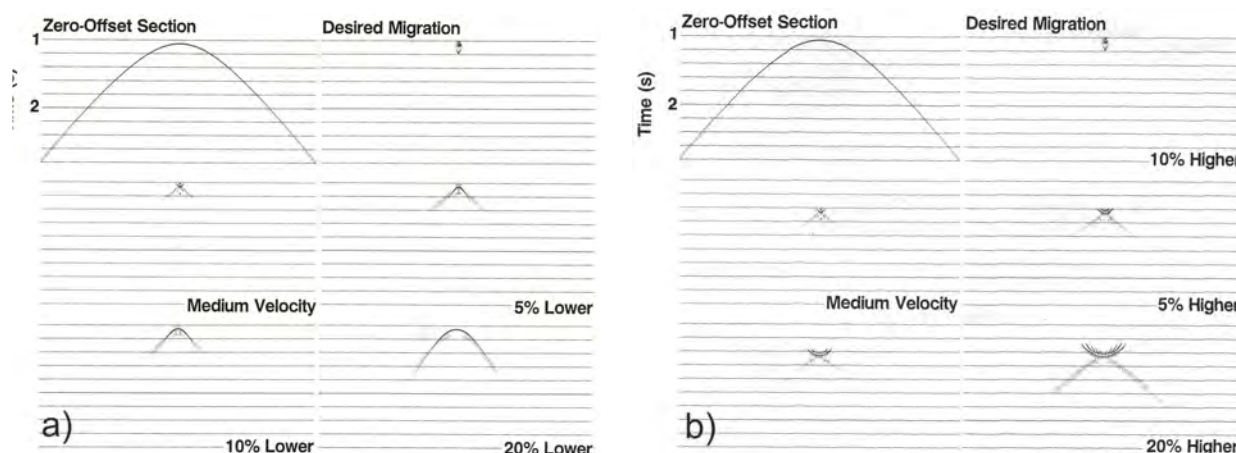


Figura III.15 Ejemplos de los efectos del proceso de migración con diferentes velocidades de migración (tomado de Yilmaz, 1988). **a)** Velocidades de migración inferiores a las del medio (*undermigration*). **b)** Velocidades de migración superiores a las del medio dan lugar al efecto “smiles” (*overmigration*).

En general cuando los gradientes laterales de velocidad son muy altos la migración temporal no produce un buen resultado en la imagen final ya que se obtienen “sobremigraciones”, lo que gráficamente serían reflectores en forma de sonrisa (*smile*). Debemos aplicar entonces la migración en profundidad (*depth migration*). El típico caso para la migración en profundidad sería el de diapiros de sales o topografía irregular del fondo oceánico, casos en los que el carácter de las estructuras es tridimensional. En realidad, una sección sísmica es la respuesta de una superficie 3-D en un plano 2-D. De hecho, un análisis 2-D no debería ser válido para este tipo de estructuras.

Existen muchos métodos para realizar el proceso de migración tanto antes de la suma de trazas (*pre-stack migration*) como después (*post-stack migration*) (Yilmaz, 1988). Muchos de ellos han quedado en desuso y la utilización de unos u otros depende de muchos factores pero principalmente de la calidad de los datos adquiridos, la estructura del subsuelo y los objetivos a alcanzar.

- **Reflexiones múltiples**

Una vez aplicadas esta serie de correcciones mencionadas, se está en disposición de mejorar la señal, eliminando las reflexiones múltiples. Las más frecuentes que se producen en superficies con alto coeficiente de reflexión, y con amplitudes comparables a las de reflexiones primarias: reflexiones fantasmas y reverberaciones de la lámina de agua. La reverberación de la lámina de agua es la más energética y procede de la discontinuidad aire-agua donde parte de la energía retorna a la superficie y parte de nuevo al fondo marino produciendo una segunda reflexión que es captada por los sensores. Estos efectos no siempre son fáciles de detectar ya que la señal (múltiple) llega al sensor con un tiempo doble, o triple respecto de las primeras llegadas, y con una amplitud y frecuencia.



- **Interpretación**

La interpretación se realiza con el conjunto de sismogramas sumados (*stack*), un sismograma por CDP, identificando y asociando los trenes de ondas (reflectores sísmicos) provenientes de las respectivas discontinuidades del subsuelo y las facies sísmicas (Fig. III.16) con la estructura geológica en profundidad (véase McQuillin, 1984).

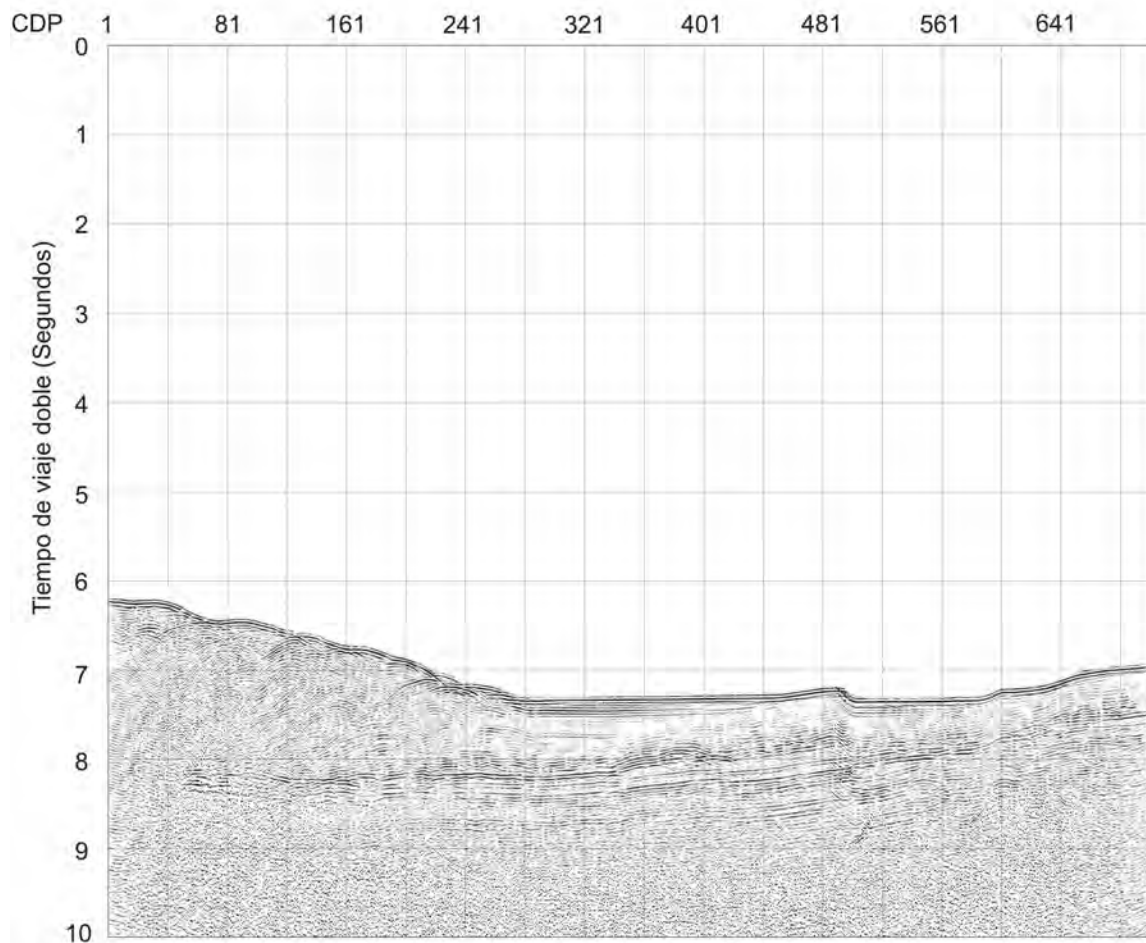


Figura III.16 Ejemplo de sección sumada (*stacked*). Cada sismograma se corresponde con un CDP. En el eje de abcisas se representa la distancia del receptor a la fuente y en el eje de ordenadas representa el tiempo de viaje doble entre la fuente y el receptor.

- **Sísmica de reflexión de ultra-alta resolución (TOPAS)**

Este método sísmico permite obtener registros del subsuelo marino de forma continua y con una alta resolución. La aplicación principal de este perfilador es la realización de perfiles sísmicos de muy alta resolución de las capas sedimentarias superficiales, así como la detección de elementos enterrados en el fondo marino.

Este sistema se basa en la aplicación del efecto paramétrico para la emisión y recepción de señales sísmicas de alta frecuencia. La sonda paramétrica genera ondas acústicas de baja



frecuencia relativa a través de la interacción no lineal de dos haces de sonido de alta frecuencia, en los primeros metros de la columna de agua (efecto paramétrico; Fig. III.17). La interacción entre estos dos haces acústicos da lugar a dos frecuencias secundarias que son la suma y la diferencia, respectivamente, de las frecuencias primarias generadas por el emisor. La señal resultante tiene una banda de frecuencias relativamente amplia y un perfil de haces estrecho (próximo a las señales de alta frecuencia transmitidas por los transductores) sin lóbulos laterales, que aumenta la resolución del sistema. Todo esto hace que la resolución espacial en los perfiles de sedimento sea muy elevada. Los haces estrechos también dan como resultado unos niveles de reverberación bajo y, por tanto, mayor capacidad de penetración de la señal.

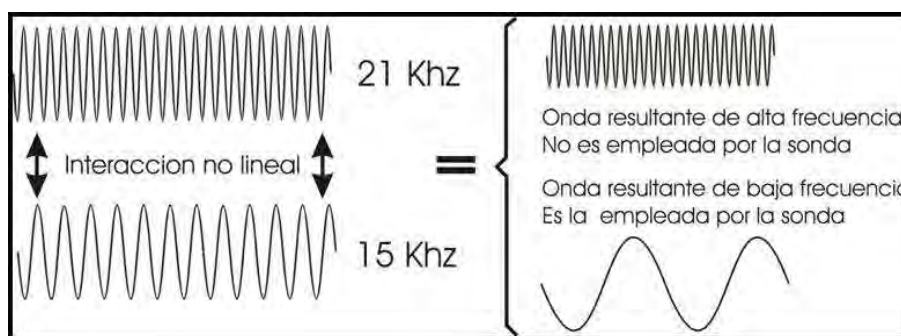


Figura III.17 Esquema que muestra la generación del efecto paramétrico.

El perfilador consta de un único transductor de pequeño tamaño para emisión y recepción (Fig. III.18). Se puede operar con distintos tipos de pulsos en función de lo que se quiera obtener: alta resolución o mayor penetración (dentro del rango del sistema considerado como sísmica de alta resolución). La sonda está estabilizada electrónicamente para los movimientos de cabeceo, balanceo y bamboleo del buque.

La resolución espacial del sistema es su habilidad para distinguir objetos próximos entre sí, en ángulo y/o espacio. La resolución espacial viene dada por dos parámetros:

- La resolución angular viene dada por la geometría del *array* de transductores.
- La resolución de alcance viene dada por el ancho de banda de la señal.

La tasa de emisión está relacionada con la velocidad del buque, cuanto mayor sea la tasa (o menor la velocidad del buque) mayor será la definición horizontal del perfil.

En la campaña GEOPRICO se utilizó el perfilador paramétrico TOPAS PS18 (*Topographic Parametric Seismic System; Konsberg-Simrad*) instalado en el BIO Hespérides (Fig. III.18). Dicho perfilador puede variar el modo de emisión y propagación de trenes ondas (*burst, ricker, chirp*), según el objetivo a conseguir.

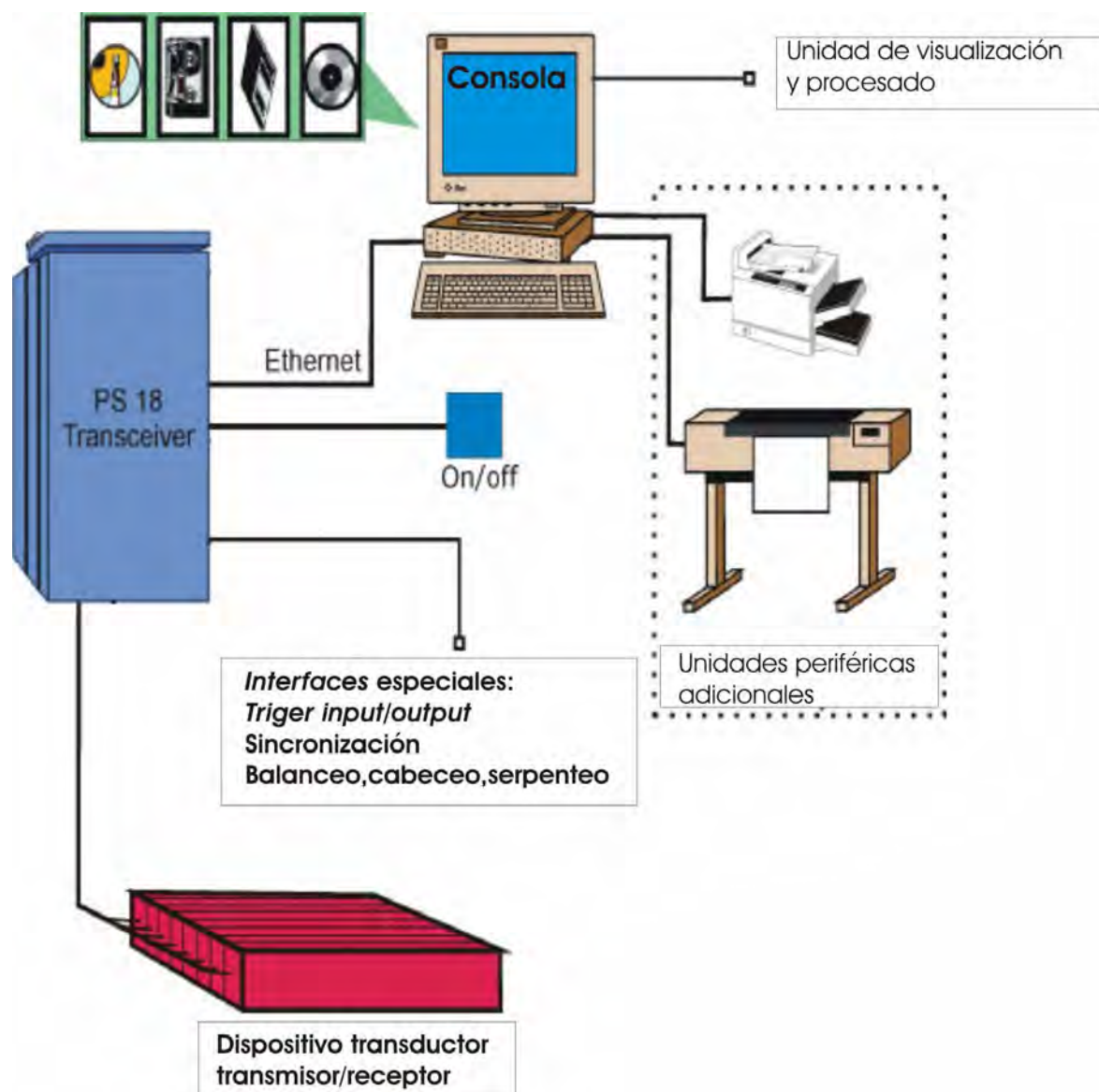
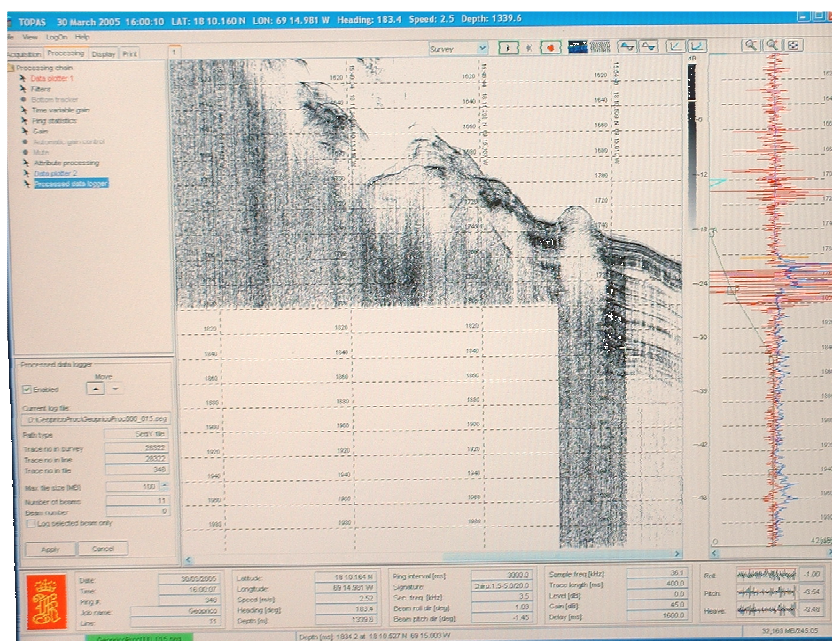


Figura III.18 Esquema de la disposición del Topas PS18 (modificado del Konsberg Simrad TOPAS PS 018 sub-bottom Profiler Manual 2004).

En la campaña se utilizó principalmente el modo *chirp* con unas frecuencias primarias centradas en 18 y 15 kHz. Las frecuencias secundarias resultantes son la suma (33 kHz), y la diferencia ~3,5 kHz es la que se utiliza para prospección. Con esta configuración, y una cadencia de disparo de 5 segundos, se obtuvo una resolución vertical de 0.2 milisegundos. Para esta frecuencia secundaria el ancho de haz está entre 4° y 6°, teniendo una resolución sobre 0.3 m y una capacidad de penetración según las propiedades acústicas del sedimento de 150 m.

El sistema aplica un filtro de paso alto de 1 kHz y los datos se graban en dos formatos: por una parte los datos brutos en formato *.raw y por otra la señal procesada se graba en formato sísmico *.seg-y (preprocesado). Además, la señal procesada se imprime en papel térmico con una anchura de traza de 400 milisegundos en una impresora Dowty 120 (Foto. III.8). Para nuestra investigación hemos utilizado la señal procesada impresa en papel térmico.



Fotografía III.8 Monitor de control del TOPAS PS 18. La parte que se imprime aparece en el centro del monitor.

III.2.5 Modelos análogos de arena

En general la modelación análoga es una simplificación de la naturaleza (Koyi, H., 1997). Este método nos permite modelar e investigar las estructuras debidas a la deformación de los materiales de la corteza, cuyas propiedades *in situ* son poco conocidas. La falta de conocimiento de los materiales “reales” es una de las mayores limitaciones en cualquier tipo de modelación. Sin embargo, a diferencia de sus homólogos naturales, en las etapas iniciales (no deformadas) de los modelos análogos se pueden estudiar fácilmente y compararlas con las etapas tardías (deformadas). Esta comparación es esencial para entender la evolución de las estructuras resultantes. La modelación análoga es una técnica relativamente simple y barata, que es muy útil siempre y cuando se conozcan bien sus limitaciones.

Con respecto a nuestra investigación, numerosos investigadores han usado modelos análogos para simular el desarrollo de los sistemas de cabalgamientos (cinturones deformados) con materiales no cohesivos tanto isótropos como anisótropos (e. g., Boyer y Elliott 1982; Davis *et al.*, 1983; Dahlen, 1984, 1990; Davis y von Huene 1987; Calassou *et al.*, 1993; Mitra, 1997; Macedo y Marshak, 1999; Domínguez *et al.*, 2000; McClay *et al.*, 2000; Marques y Cobbold, 2002; McClay *et al.*, 2004). Se han desarrollado muchos diseños experimentales e investigado sistemáticamente los parámetros más determinantes (e. g., variaciones en el espesor inicial de las capas, variaciones en la fricción del detachment, introducción anisotropías en las capas, variaciones en la geometría del contrafuerte, ausencia de contrafuerte, variaciones en la geometría del antepaís, utilización de “indentores”, variaciones en la dirección y tasa de la convergencia).



Los modelos de caja de arena pueden ser más o menos sofisticados. Los más avanzados usan motores para proporcionar tasas de deformación controlada, paquetes de arena estratificada son sub-capas de colores, en la cual, sustratos de silicona que funcionan como materiales plásticos apropiados a escala del modelo (Marques y Cobbold, 2002; McClay *et al.*, 2004). Tales modelos proporcionan imágenes en sección en las cuales se puede observar el desarrollo de las fallas y también pueden representar el comportamiento plástico de la corteza más profunda.

- **Materiales**

En la mayoría de los modelos análogos se utiliza la arena como material de aproximación reológica a la corteza superior, pero a la escala de una mesa. A esta escala la resistencia cortical es comparable a la cohesión de un agregado granular cumpliéndose la predicción de la Teoría de *Mohr-Coulomb*. Por lo tanto el uso de este material es un buen análogo para simular la deformación frágil que tiene lugar en la corteza superior (Hubbert, 1937, 1951; Sandford, 1959; Byerlee, 1978; Krantz, 1991).

La arena cuarcítica utilizada en los modelos tiene un comportamiento reológico *Navier-Coulomb* con un ángulo de fricción de 30°-36° similar a muchas de las rocas sedimentarias en la corteza superior, aunque depende mucho del empaquetado, distribución y tamaño de grano, (McClay, 1990; Calassou *et al.*, 1993; Marques y Cobbold, 2002). Este comportamiento implica una resistencia pre-rotura alta y una resistencia post-rotura baja (Mandl *et al.*, 1977; Lohrmann *et al.*, 2003). La arena no tiene cohesión pero sometida a bajas tasas de esfuerzo muestra una baja cohesión debido a la rugosidad de la superficie de los granos (McClay, 1990). La arena se humedece sensiblemente con agua (arena/agua $\approx 1\text{cm}^3/2000\text{cm}^3$) para facilitar la observación de las estructuras que se forman (Marshak y Wilkerson, 1992). El efecto de capilaridad de la película de agua sobre los granos de arena crea una presión de poros negativa que permite obtener una pequeña cohesión sin modificar pendiente de la superficie de rotura (Terzaghi y Peck, 1948; Lambe y Whitman, 1979). El cribado y esparcimiento de la arena durante la preparación del modelo tiene una gran influencia en los parámetros internos de la misma, ya que se producen variaciones en la densidad de empaquetado que condiciona la resistencia de cizalla de material (Krant, 1991).

Por otro lado, como superficie de *detachment* entre la arena y la base, se suelen utilizar láminas de materiales con menor coeficiente de fricción que la arena, como el papel de arena industrial, el acetato o el *mylar*. El papel de arena industrial presenta un coeficiente de fricción 0.55 y el acetato 0.37. El material utilizado en nuestros experimentos es el *mylar*, el cual se trata de un plástico de poliéster muy flexible, no deformable y con un coeficiente de fricción de 0.47, (McClay *et al.*, 2004; Hoth *et al.*, 2007; Agarwal y Agrawal 2002).



- **Modelación de sistemas de cabalgamientos**

Los primeros trabajos modelaron un prisma de cabalgamientos imbricados tirando de una capa de arena hacia un apoyo rígido (contrafuerte a modo de pared de madera o plástico) (Davis *et al.*, 1983). En estos trabajos la capa de arena está depositada sobre una lámina de plástico de la cual se tira por una ranura en la base del contrafuerte resultando en la construcción de un prisma monovergente (vergencia hacia el antepaís) (Fig. III.19). Para producir un prisma de doble vergencia, se tira de la lámina de plástico por una ranura de salida situada en la base de la caja de arena, luego no hay un contrafuerte físico y rígido. En vez de eso, la arena que se queda quieta actúa ensimisma como un contrafuerte, y a medida que el prisma se engrosa, la carga gravitacional endurece la arena del prisma por lo tanto la posición efectiva del contrafuerte se mueve hacia el antepaís (Marshak y Wilkerson, 1992; McCaly *et al.*, 2004) (Fig. III.20, 21, 22).

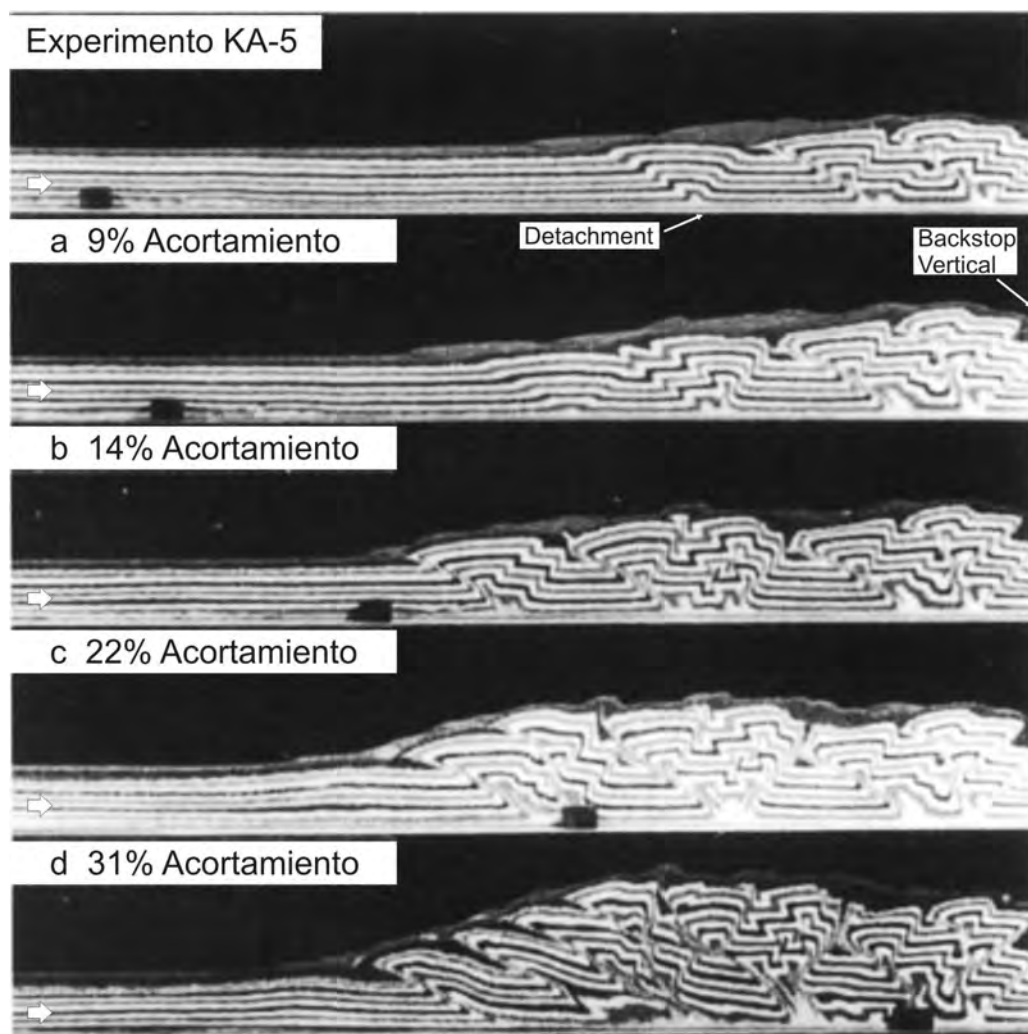
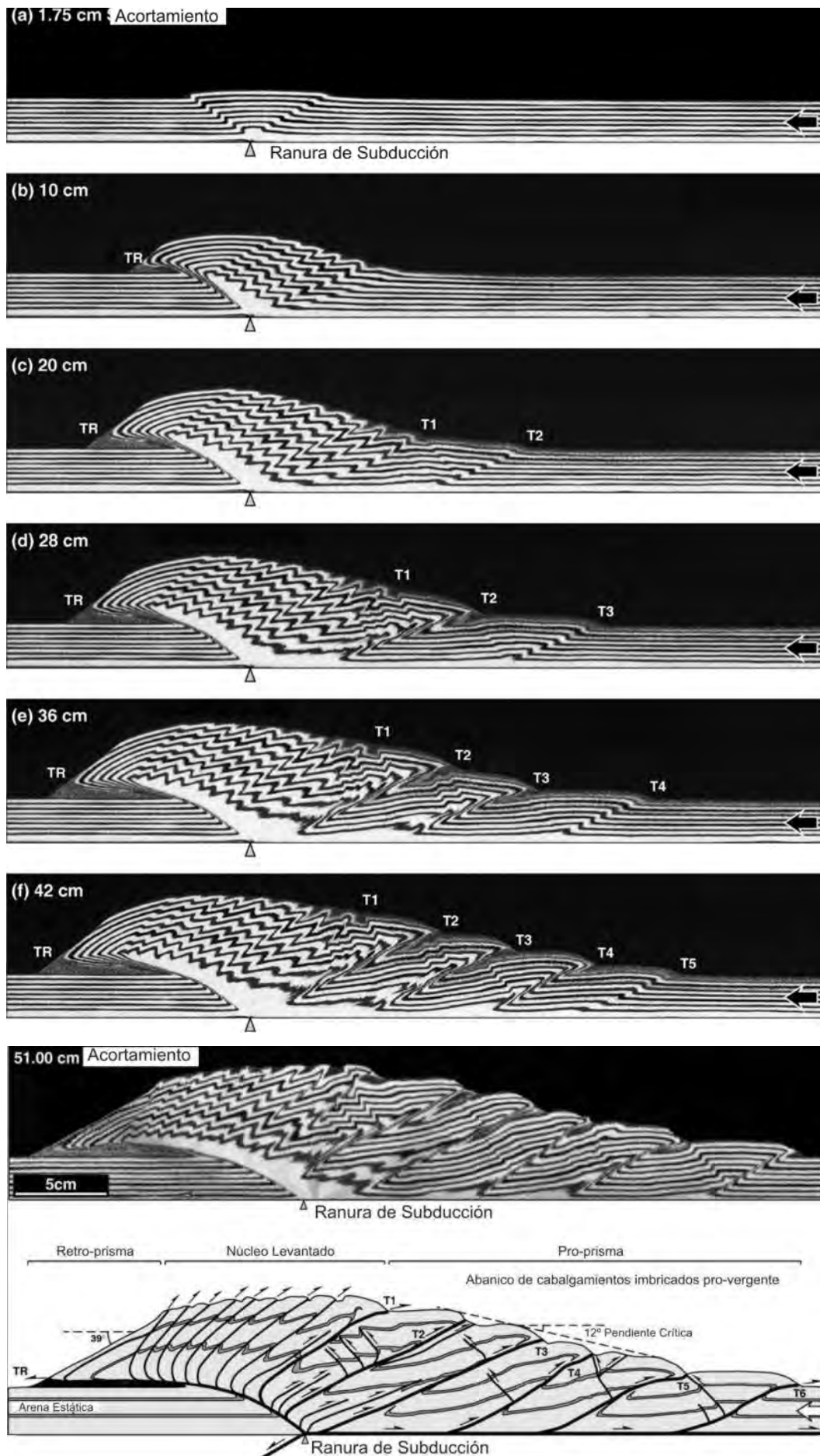


Figura III.19 Sección transversal de un modelo de prisma monovergente hacia el antepaís formado con un paquete de arena en capas de colores contra un contrafuerte vertical (backstop) (Modificado de Agarwal y Agrawal, 2002). La secuencia de fotografías (a-g) muestra la evolución y el desarrollo sucesivo de los cabalgamientos pro-vergentes en el prisma.



(Continúa en la página siguiente)



Figura III.20 Sección transversal de un modelo de prisma con doble vergencia formado con un paquete de arena en capas de colores e interpretación (modificado de McClay et al., 2004). La secuencia de fotografías muestra la evolución de un cabalgamiento con doble vergencia con el desarrollo progresivo de un retro-cabalgamiento (TR) y el desarrollo sucesivo de los cabalgamientos pro-vergentes de T1 a T6 en el pro-prisma. Obsérvese la asimetría del prisma

Concretamente, en nuestra modelación no se pretende simular modelos escalados, en el sentido de considerar la arena como una aproximación reológica a la corteza (McClay, 1990). El objetivo es conseguir representaciones cinemáticas que nos permitan observar en planta (Fig. III.20), los movimientos relativos entre los diferentes componentes del sistema modelado, la geometría general del cinturón de pliegues y cabalgamientos y del desarrollo del acortamiento mediante estructuras de doble vergencia. Esta simplificación permite diseñar los diferentes sistemas experimentales en poco tiempo y examinar las consecuencias de configuraciones cinemáticas muy variadas.

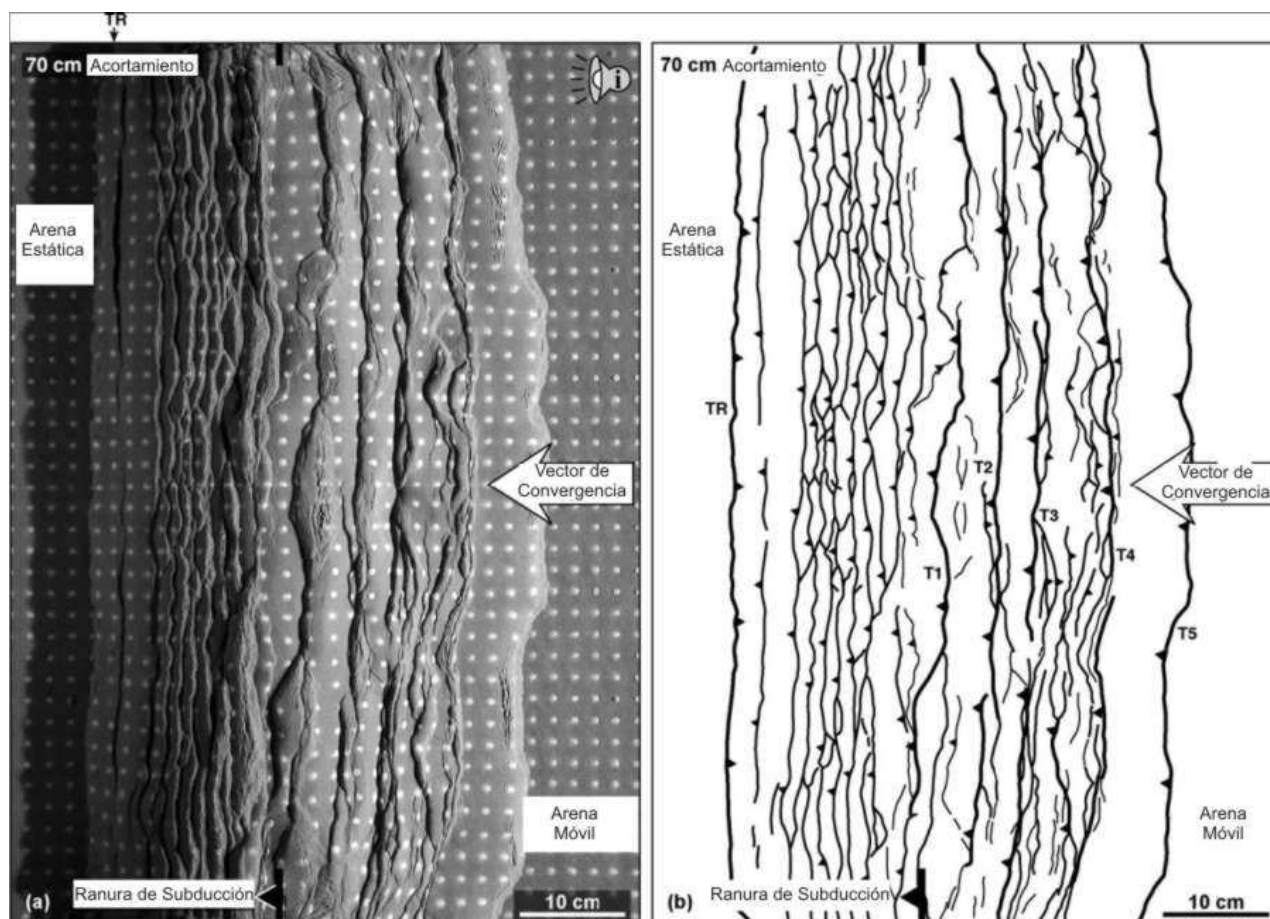


Figura III.21 Vista en planta de un modelo de convergencia ortogonal con el desarrollo de un prisma de doble vergencia (modificado de McClay et al., 2004). **a)** Fotografía tomada con 70 cm de acortamiento (subducción de la lámina de mylar). El retro-prisma se desarrolla en la parte izquierda del modelo y está caracterizado por numerosos cabalgamientos, poco espaciados y con vergencia hacia el antepaís que están cabalgando a su vez al retro-cabalgamiento (TR). El pro-prisma se desarrolla en la parte derecha y consiste en un abanico de cinco cabalgamientos imbricados vergentes hacia el antepaís y un retro-cabalgamiento de menor entidad. El sistema muestra una marcada asimetría con un pro-prisma dos veces más grande que el retro-prisma. La secuencia de



nucleación de los cabalgamientos se indica T1 a T5 en el tiempo. **b)** Interpretación de (a) mostrando el cabalgamiento principal retro-vergente, el levantamiento de l núcleo central sobre la ranura de subducción y el pro-prisma formado por cinco cabalgamientos imbricados pro-vergentes T1–T5.

Nuestros modelos han generado una geometría de prisma de doble vergencia, la cual puede ser entendida en el contexto de la teoría de *Crítical-Taper* (Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984, 1990; Malavielle *et al.*, 1984) (Fig. III.20, 21, 22). Dicha teoría da una explicación coherente para la geometría y propagación de las láminas de cabalgamientos en los sistemas imbricados (e. g., prismas de acreción, cinturones de pliegues y cabalgamientos de antepaís). La teoría establece que el prisma se forma con el material depositado sobre un sustrato no deformable y de menor coeficiente de fricción. La geometría del prisma refleja conjuntamente la resistencia del material que forma el prisma y la resistencia del *detachment*. Según esta teoría los cabalgamientos se propagan secuencialmente hasta alcanzar un perfil crítico de modo que la sucesiva deformación implica el transporte del prisma entero a lo largo del *detachment* basal (Fig. III.22). En general, los sistemas de láminas imbricadas que se forman son principalmente vergentes hacia el antepaís y sus equivalentes naturales son los prismas de acreción y los cinturones de pliegues y cabalgamientos (e. g., Andes, borde meridional de la placa del Caribe) (Fig. III.21).

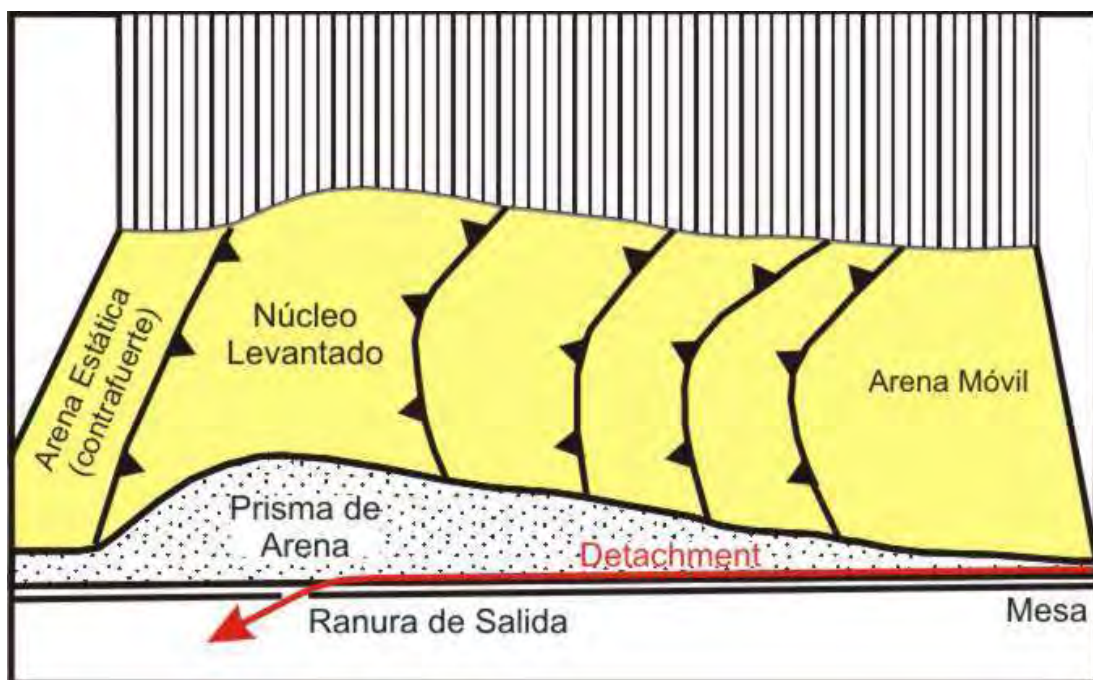


Figura III.22 Esquema en perspectiva que muestra la sección transversal y en planta de un prisma de arena de doble vergencia generado sin utilización de un contrafuerte (modificado de Marshak y Wilkerson, 1992). El prisma de arena tiene una estructura imbricada que se forma cuando se arrastra la lámina de mylar (*detachment*) situada entre la arena y la mesa a través de una ranura de salida (línea roja). La flecha indica la dirección de movimiento de la lámina de mylar. Las líneas con triángulos indican la intersección las trazas de los cabalgamientos con la superficie del prisma.



III.2.6 Gravimetría y batimetría derivadas de altimetría de satélite

Los levantamientos batimétricos de alta resolución, realizados con ecosonda multihaz y cobertura del 100%, son sin duda el mejor método para obtener una precisa imagen de los fondos oceánicos. Sin embargo, la cartografía batimétrica multihaz está limitada geográficamente por el elevado coste y lentitud de estas campañas. Son por tanto excepcionales las áreas oceánicas con levantamiento sistemático. La realización de estudios geofísicos y geológicos regionales, precisa frecuentemente, de información sobre áreas muy extensas, y esto solo se puede conseguir gracias a la altimetría satelital.

El fundamento de la batimetría derivada de la altimetría satelital radica en (Sandwell y Smith, 1997; Smith y Sandwell, 1997):

1. Considerar la superficie oceánica como una superficie equipotencial del campo gravitatorio terrestre. Este campo gravitatorio terrestre como consecuencia de la acción conjunta de la atracción gravitatoria y del movimiento de rotación de la Tierra, se adapta a un elipsoide de revolución de dos ejes (el diámetro polar es 43 km menor que el ecuatorial), considerando una distribución lateral de masas homogénea.

2. Detectar las pequeñas variaciones de forma (undulaciones), positivas o negativas que afectan al elipsoide teórico. Estas undulaciones se deben a la variación que producen heterogeneidades de densidad (positivas o negativas) en el campo gravitatorio terrestre, y que se localizan en extensas regiones terrestres. Esta nueva morfología, con tenues variaciones sobre el elipsoide, es lo que se conoce como geoide.

3. El estudio de las variaciones detectadas, permite calcular el efecto gravitatorio que las ha generado, y por último a partir de estos efectos gravitatorios, se puede deducir, la morfología que da origen a dicho efecto.

La información se adquiere por un radar-altímetro que va montado a bordo de un satélite orbital (e. g., SEASAT). El satélite mide la elevación del nivel del mar en la trayectoria de la órbita del satélite, a su vez, el radar-altímetro, al pasar por estaciones fijas, de localización y elevación definidas, referencia todas las medidas a un mismo nivel estándar (Fig. III.23).

El geoide, para cada posición, se obtiene utilizando la siguiente expresión (Tapley *et al.*, 1982):

$$N = h - (H + hc)$$

N altura del geoide

h altura del satélite sobre el elipsoide de referencia

H altura entre el satélite y el nivel del mar

hc componente oceanográfica

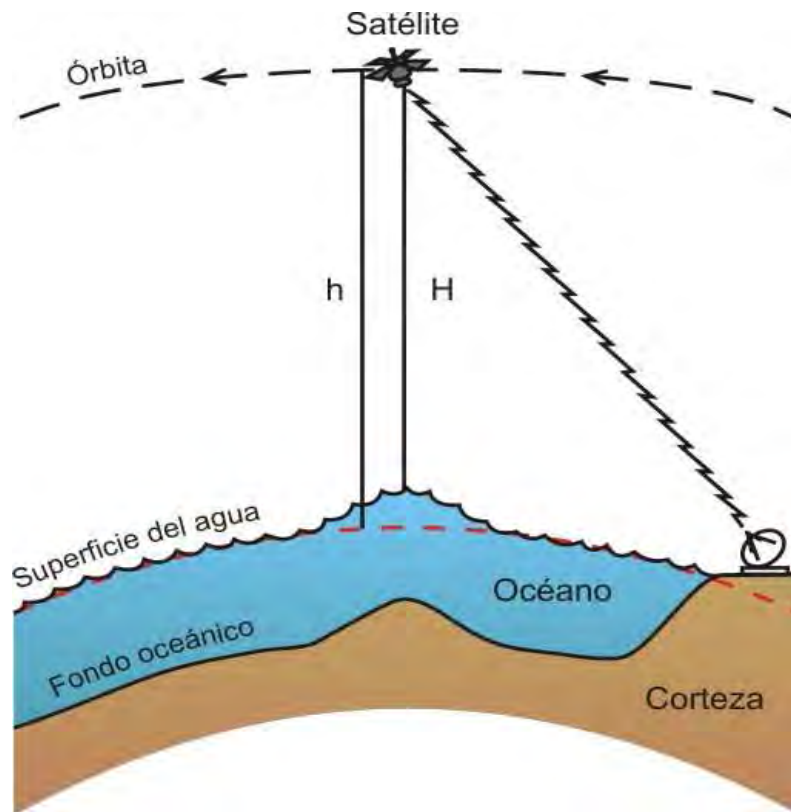


Figura III.23 Esquema del método de la altimetría espacial. 'H' es la altura del satélite respecto del nivel del mar, medida por el tiempo de viaje de un pulso radar entre ambos, y 'h' es la altura del satélite respecto del elipsoide de referencia (trazo rojo discontinuo). Se asume que las variaciones en la altura de la superficie del mar respecto del elipsoide de referencia son iguales a las variaciones de altura del geoide (modificado de Sandwell y Smith, 1997; tomado de Druet, M., en preparación)

El refuerzo del campo gravitatorio debido a un relieve positivo en el fondo del mar, provoca alejamientos locales de corta longitud de onda en la superficie equipotencial o lo que se traduce como elevaciones locales del nivel medio del mar. A partir de la pendiente detectada en el geoide, se obtiene el gradiente vertical de gravedad, y por integración la anomalía de Aire Libre. Posibles variaciones se corrigen pasando varias veces por el mismo punto.

En sentido contrario, una vez conocido el refuerzo del campo gravitatorio que da origen a este tipo de undulaciones de corta longitud de onda, podemos calcular la geometría del fondo oceánico que es causa de la desviación.





IV. DESARROLLO EXPERIMENTAL



IV. DESARROLLO EXPERIMENTAL

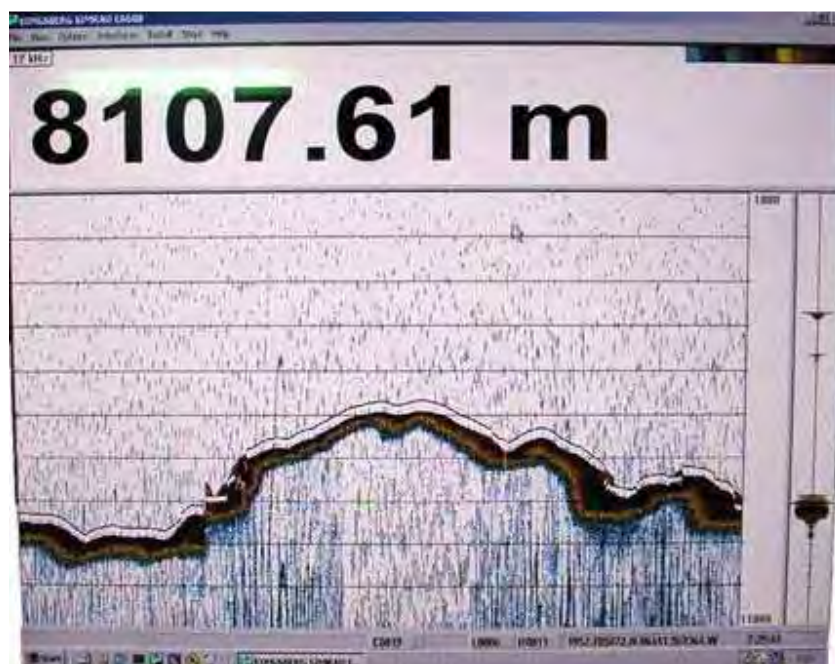
IV.1 NAVEGACIÓN Y POSICIONAMIENTO

Los datos de navegación y posicionamiento proporcionados por el sistema GPS diferencial del B.I.O. Hespérides se extraen y procesan durante la campaña en los formatos adecuados, lo que facilita el posterior tratamiento de los datos geofísicos. Con las correcciones diferenciales y de manera general, la precisión en el posicionamiento de los datos adquiridos es menor de 3 m. Este sistema, por tanto, ha permitido geo-referenciar todas las observaciones con un alto grado de precisión.

IV.2 BATIMETRÍA

IV.2.1 Batimetría multihaz

En la campaña GEOPRICO, el B.I.O. Hespérides operó con tres tipos de ecosondas. La ecosonda monohaz EA-600 (Foto. IV.1), y las ecosondas multihaz EM-120 y EM-1002. La ecosonda multihaz EM-1002 está diseñada para trabajar en aguas someras y durante la campaña GEOPRICO sólo se utilizó en el área de las Islas Vírgenes donde la profundidad llega a ser de sólo unas decenas de metros (Fig. IV.1). Sin embargo, en la zona de estudio de la presente investigación, sólo se ha utilizado la ecosonda multihaz EM-120, cuyas características técnicas se han tratado en el Capítulo III.



Fotografía IV.1 Registro en el monitor de la ecosonda monohaz a lo largo de una línea de navegación en la Fosa de Puerto Rico.



• Calibración de la ecosonda multihaz

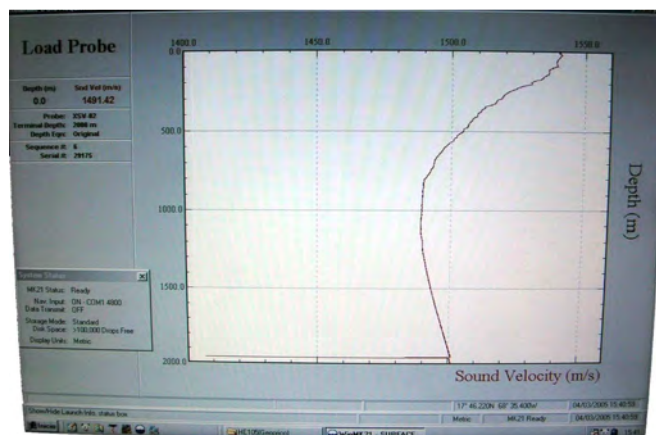
El calibrado de las ecosondas, previo a cada campaña, es un elemento esencial para asegurar la calidad de los datos. Con ello es posible poner de manifiesto errores en el sistema tales como el balanceo, la inclinación, compensación de cabeceo, retrasos de tiempo, determinando así las correcciones numéricas pertinentes. Para ello, al comienzo de las campañas se selecciona por un lado una zona que tenga un fondo regular y plano, y por otro una zona con fuertes gradientes. La realización de estas calibraciones sigue unas reglas estrictas de protocolo.

Es necesario, además, tener un buen control del perfil de la velocidad del sonido en el agua, ya que a partir de este parámetro la ecosonda va a transformar el tiempo en profundidad. Por este motivo, durante la campaña, a intervalos regulares de tiempo, se lanzan sonadores de velocidad XBT (*expendable bathythermograph*) y sonadores SV-02 que miden directamente la velocidad del sonido en el agua. Ambos proporcionan el perfil de variación de la velocidad de sonido en la columna de agua hasta varios cientos de metros (Foto. IV.2, 3). Posteriormente, los valores de velocidad del sonido en el agua se convierten a profundidades teniendo implementado los valores de salinidad obtenidos con la sonda XCTD, medida de temperatura, conductividad y salinidad. Los perfiles de velocidad de sonido que se obtienen son transmitidos a la sonda multihaz, que los aplica automáticamente para realizar la reducción de sus medidas.

En la campaña GEOPRICO se seleccionó una zona situada en el *Rift* de Mona, que presenta un fondo regular y plano, con fuertes gradientes en los flancos y de la que se tiene un conocimiento bastante preciso de su batimetría (Fig. IV.1). Para realizar la calibración, se ejecutaron perfiles transversales y longitudinales a dicha estructura.



Fotografía IV.2 Lanzamiento del sensor XBT (batitermógrafo desechable).



Fotografía IV.3 Gráfico del XBT, en el eje horizontal velocidad del sonido en la columna de agua (m/s) y en eje vertical profundidad (m).



- **Adquisición de información.**

Como se ha referido en el Capítulo III, la ecosonda produce una emisión de múltiples haces acústicos que hace posible cubrir una franja de fondo oceánico de anchura variable. La anchura de la franja que se barre con la ecosonda depende del ángulo de apertura de los haces y de la profundidad a la que se encuentra el fondo.

En el levantamiento sistemático multihaz realizado en la zona que ocupa esta investigación, el barco navegó siguiendo 9 líneas paralelas E-O (líneas normales). Durante la campaña, ha sido necesario calcular el espaciado entre líneas de navegación para obtener un solape adecuado de los haces entre líneas adyacentes. Además se realizaron dos líneas transversales (líneas de control) para comprobar la calidad del levantamiento. Con todo ello se consiguió ejecutar un barrido con una cobertura del fondo oceánico del 100% evitando realizar interpolaciones por falta de datos en el área prospectada (ver área recuadrada en rojo y líneas de navegación en Fig. IV.1). El número de puntos utilizados (*soundings*) fue de 3 865 410 proporcionando una densidad media de 170 puntos/km².

Para su visualización y control en tiempo real de los datos adquiridos se empleó el programa SYS. Los datos correspondientes a cada ciclo de medida incluyen: posición del barco, orientación e inclinación de la plataforma, así como distancia transversal, profundidad e intensidad del eco recibido en cada uno de los canales. La información correspondiente a los últimos ciclos de medida fue procesada automáticamente, lo que permitió visualizar la batimetría del fondo de forma preliminar a medida que se iba cubriendo el área de estudio.

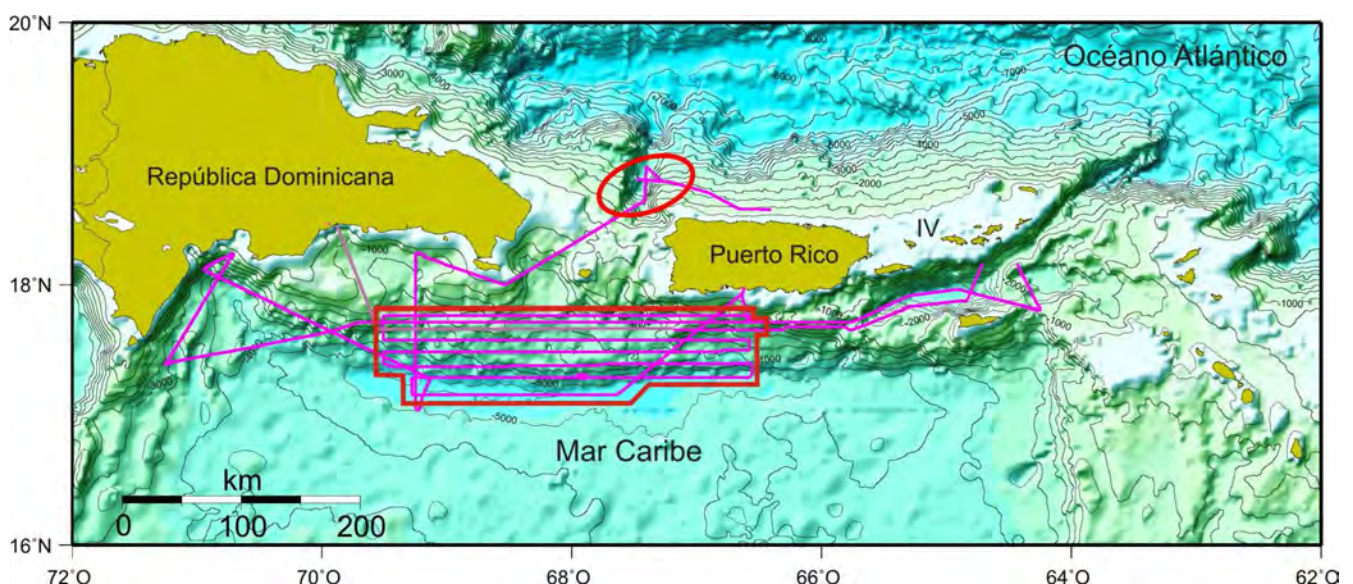


Figura IV.1 Mapa de líneas de navegación de la campaña GEOPRICO en color morado. El color de fondo y los contornos, muestran la altimetría derivada de satélite (Smith y Sandwell, 1997). El círculo rojo muestra la zona de calibración (Rift de Mona). IV= Islas Vírgenes. La zona recuadrada con color rojo es la zona del levantamiento sistemático de multihaz. Las líneas E-O son las líneas normales y las transversales son las líneas de control.



- **Procesado**

El procesado de los datos batimétricos utilizados en este trabajo se realizó con el programa *Neptune*, de *Simrad*. La secuencia detallada del proceso ha sido descrita por Muñoz *et al.* (1998). Ésta se puede sintetizar en los siguientes pasos principales (Fig. IV.2):

1. Inspección interactiva de los datos de posición procedentes de los sistemas de navegación que llegan a la ecosonda. Se aplican una serie de criterios de calidad a los datos, que especifican cuales se van a procesar y cuáles van a ser desechados. La mejora de la precisión de los sistemas de posicionamiento en los últimos años ha relativizado la importancia de este primer paso. Como resultado de este proceso inicial, quedan eliminadas las partes de los ficheros de navegación tales como los giros del buque o errores en los ficheros de los sistemas de navegación. Finalmente, se integran los datos de posición con los de profundidad obteniendo archivos *.xyz de formato ASCII, en los que 'x' e 'y' representan la localización geográfica de la medida y 'z' es la profundidad.

2. Procesado de los errores sistemáticos independientes de la posición, tales como los debidos a una mala calibración de la elevación, a las mareas y al movimiento del barco. La mayoría de estos errores pueden ser compensados de forma casi automática mediante la introducción de ficheros de marea, tiempos, balanceo, etc. También se eliminan aquellos datos procedentes de haces poco fiables debido, por ejemplo, al mal estado de la mar o a su posición externa en el conjunto de haces (esto suele producir una alta desviación estándar, nunca deseable). A continuación se aplica un análisis estadístico, con objeto de terminar de limpiar y filtrar los datos, dando como resultado ficheros *.xyz definitivos que pueden ser exportados para ser empleados en otras aplicaciones.

3. Construcción de modelos digitales del terreno (MDT) con el software especializado para los datos de la ecosonda multihaz denominado *IRAP-CFloor*, de *Smedvig AS.*, o con otros programas como GMT (*Generic Mapping Tools*; Wessel y Smith, 1995), *Surfer* y *Global Mapper*. En este punto, se realizan cálculos de paso de malla, filtrado y suavizado de los datos.

4. De los MDT se pueden extraer mapas preliminares de isolíneas o contornos. La elaboración de estos mapas son una buena herramienta ya que nos ponen de manifiesto algunos errores que no han sido eliminados durante el procesado. A la vista de estos errores se realizan nuevamente procesados no automáticos y se vuelven a representar los datos. Este proceso iterativo se prolonga hasta que la calidad de los resultados permite considerarlos definitivos. Con los resultados definitivos, se generan otros modos de visualización del MDT: mapas de isobatas, diagramas tridimensionales, los mapas de gradientes, cálculos de volúmenes, mapas de profundidades sombreados y mapas en código de color.

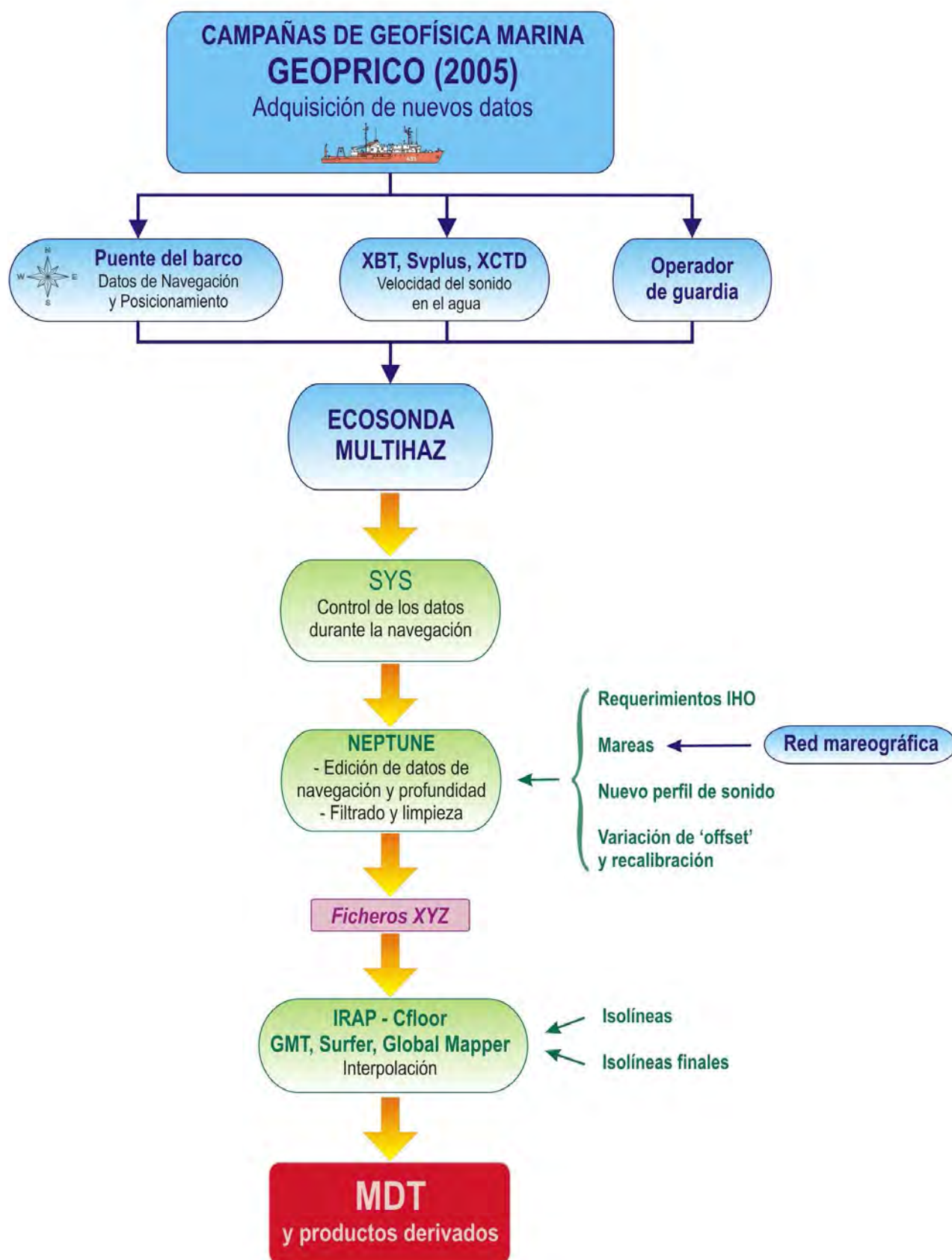


Figura IV.2 Procedimiento seguido para la adquisición y el procesado de los datos batimétricos hasta la elaboración del MDT y productos derivados (modificado de Druet, M., en preparación)



IV.2.2 Batimetría derivada de altimetría satelital

Para llevar a cabo estudios regionales es necesario tener información de áreas muy extensas, y esto se puede conseguir gracias a la altimetría satelital (Fig. IV.3). Los datos batimétricos derivados de este método no son válidos para la navegación, pero son de gran utilidad para estudios geofísicos y geodinámicos del fondo oceánico, si bien son de menor detalle que los obtenidos desde barco. Estos datos nos permiten orlar las zonas de levantamiento multihaz y extrapolar nuestras interpretaciones en áreas mucho más extensas.

Los datos batimétricos obtenidos por altimetría satelital y empleados en este trabajo, proceden de los satélites *ERS-1*, *Geosat* y *Topex-Poseidon* y se obtuvieron de la base de datos mundial, del *NOAA Geosciences Laboratory* y la *Scripps Institution of Oceanography* (Sandwell y Smith, 1997).

Se han utilizado valores de profundidad del fondo oceánico regularizados en mallas de 2x2 minutos y de 1x1 minuto, cubriendo, la totalidad de la zona de estudio con datos batimétricos multihaz y toda la región NE del Caribe (Fig. IV.3).

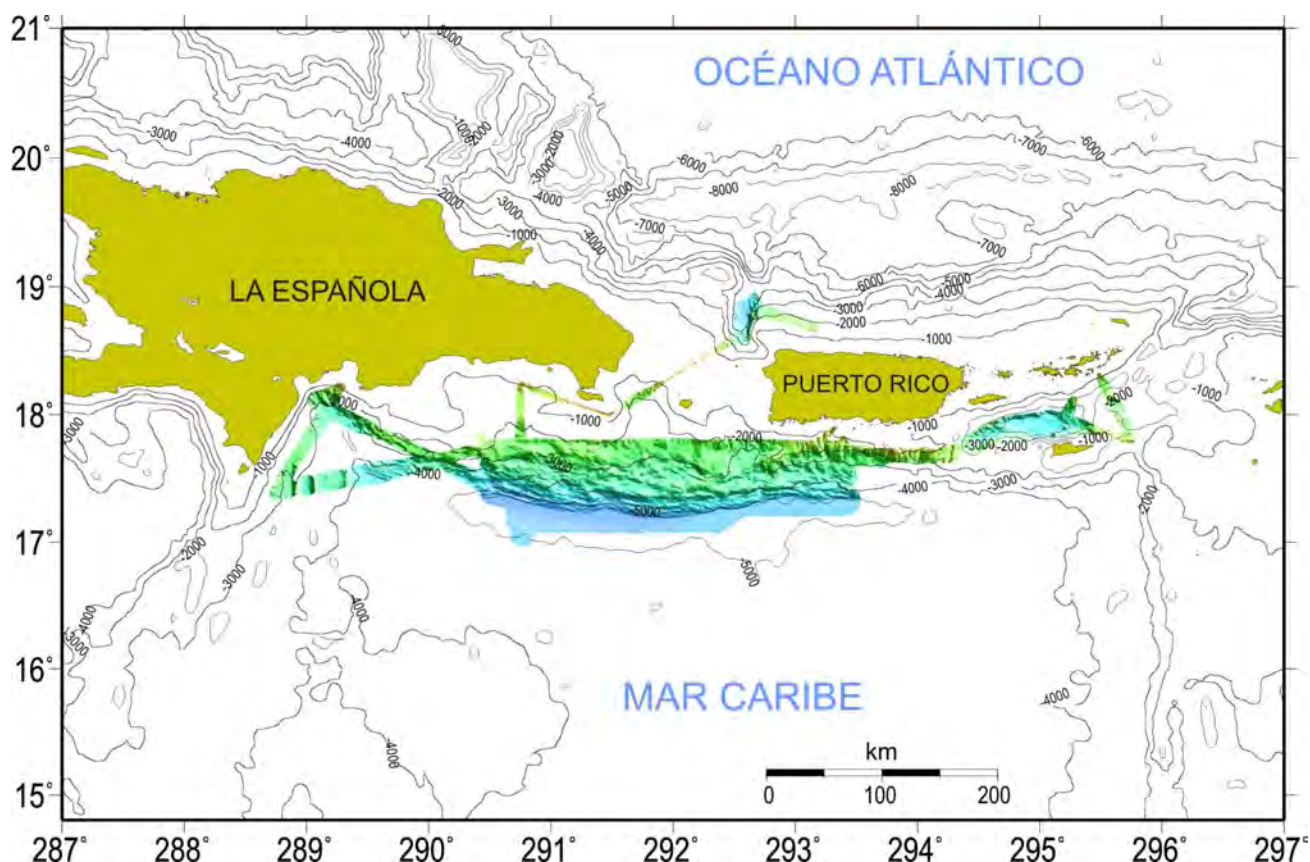


Figura IV.3 Mapa batimétrico del NE de la placa del Caribe. Áreas emergidas en amarillo. La zona coloreada muestra un MDT con los datos del levantamiento sistemático multihaz realizado en la campaña GEOPRICO. Las isobatas muestran la altimetría satelital interpolada a 1 minuto (Smith y Sandwell, 1997).



IV.3 SÍSMICA DE REFLEXIÓN

IV.3.1 Origen de los datos

La mayor parte de los datos sísmicos del presente trabajo han sido facilitados por el *Marine Seismic Data Center* perteneciente a la *University of Texas at Austin*, (Shipley *et al*, 2005). Además se ha utilizado el perfil sísmico multicanal P66 procesado cortesía del Dr. Uri ten Brink (USGS) y un perfil de sísmica de ultra-alta resolución (TOPAS) adquirido en la campaña GEOPRICO (Tabla IV.1 y Fig. IV.4).

Los perfiles sísmicos disponibles en nuestra zona de investigación, provenientes de *Marine Seismic Data Center*, fueron adquiridos en tres campañas geofísicas: IG1503; IG2408 y EW9501 (Tabla IV.1).

Campaña (año)	IG1503 (1975)	IG2408 (1977)	EW9501 (1995)	GEOPRICO (2005)	PELICAN (2006)
Perfiles	vb-1nb, vb-1nc, vb-2na, vb-2nb, vb-4na y vb-4nb.	sd-5b	1292	TOPAS	P66

Tabla IV.1 Campañas y perfiles utilizados en la investigación. Ver localización en figura. IV.4.

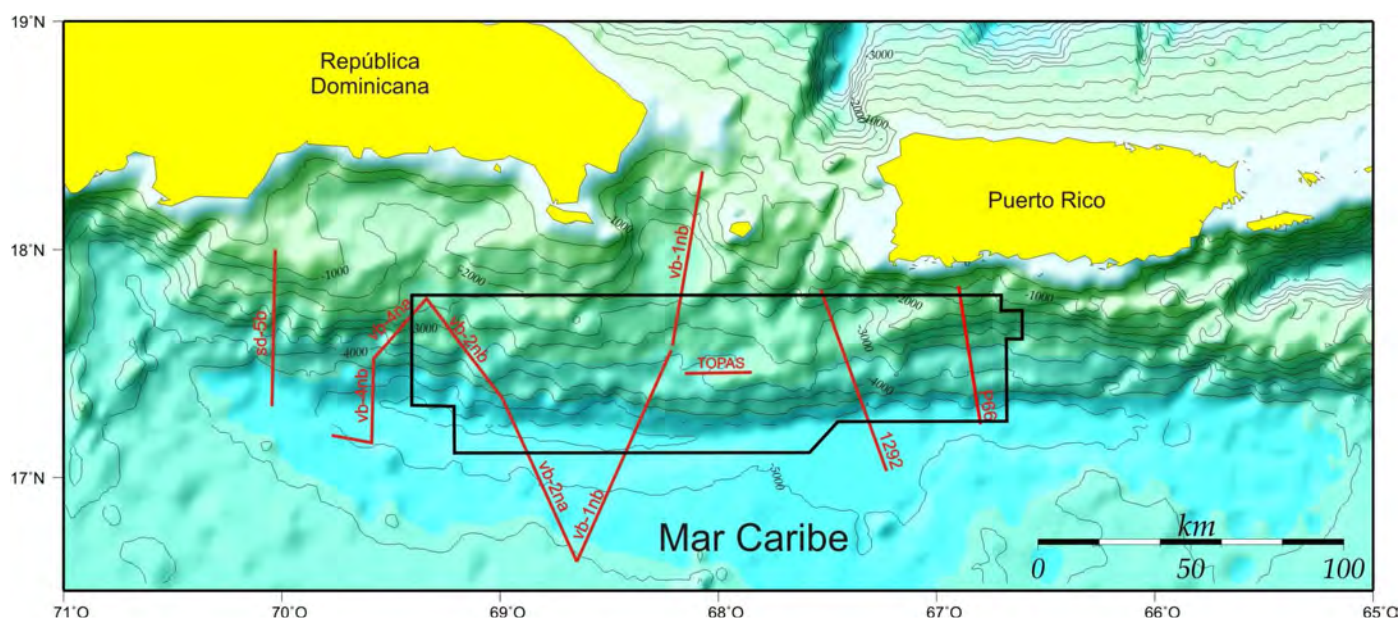


Figura IV.4 Mapa de isobatas con la localización de los perfiles de sísmica de reflexión multicanal y de TOPAS. El recuadro indica la zona del levantamiento multihaz. Las isobatas y el color de fondo sombreado muestran la altimetría satelital interpolada a 1 minuto (Smith y Sandwell, 1997).



IV.3.2 Procesado

Al tratarse de datos sísmicos adquiridos en campañas separadas en más de 30 años, tanto las técnicas de adquisición como de posicionamiento han evolucionado significativamente, lo que ha implicado variaciones a la hora de realizar el tratamiento de los perfiles. El procesado se ha realizado en las dependencias del *U.S. Geological Survey* en su centro asociado a *Woods Hole Oceanographic Institution* (EE.UU.). El tratamiento de los datos ha sido llevado a cabo en estaciones de trabajo (*work stations*) bajo entornos *Unix* y *Linux*. El programa específico para el procesado de la sísmica de reflexión ha sido el paquete de software comercial *ProMAX* de *Landmark Graphics Corporation* (versión 7.0) (Fig. IV.5). Además, para la generación de las imágenes de las distintas secciones, se ha utilizado el programa específico *cgm2img.exe*.

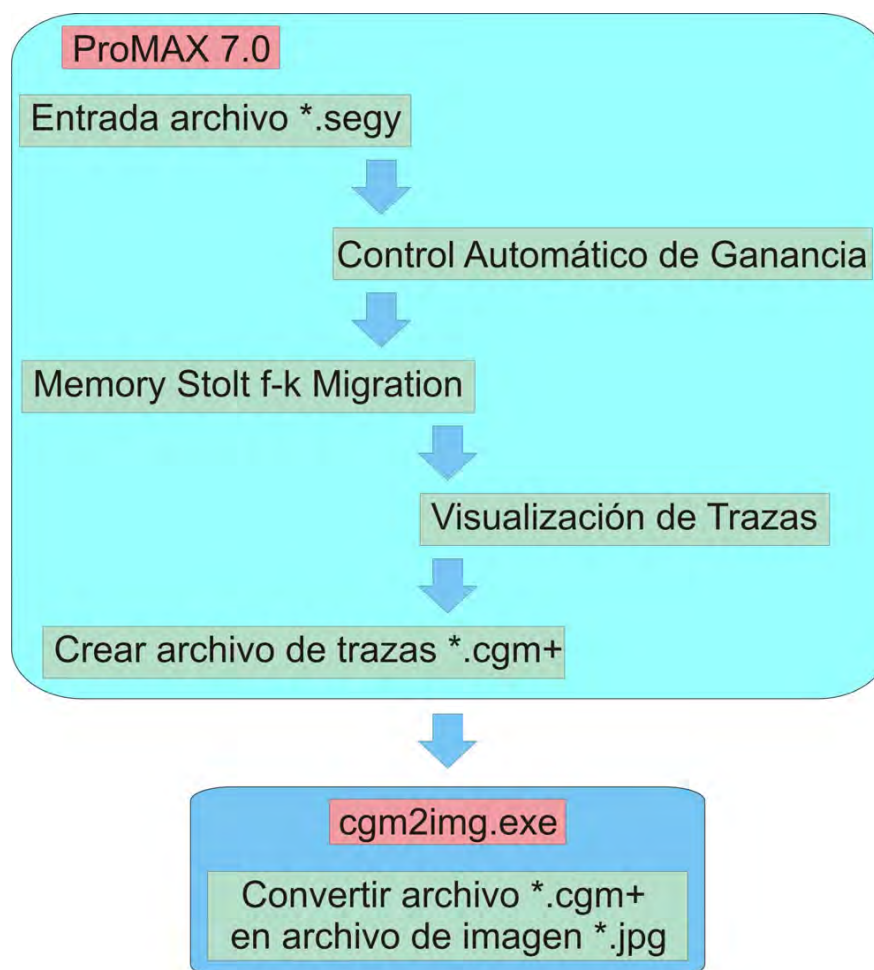


Figura IV.5 Síntesis del flujo de procesado realizado a los perfiles de sísmica de reflexión objeto de la investigación. Detalles del procesado en Anexos I.1 y I.2.

Los archivos de los perfiles sísmicos de reflexión facilitados por el *Marine Seismic Data Center* (MSDC) presentaban un procesado elemental. Este procesado consistía en la aplicación de



filtros para mejorar la relación señal/ruido (*mute*), *normal moveout* (NMO), generación de *common depth points* (CDP) y suma o apilamiento de trazas (*stacking*). En el Anexo I.1 se muestra un ejemplo de la información aportada por MSDC sobre el procesamiento preliminar de los perfiles sísmicos y los parámetros de adquisición. A partir de la información de adquisición y preprocesado, nuestro trabajo se centró básicamente en la re-edición y en un proceso detallado de migración *post-stacking* de los perfiles (Fig. IV.5) La secuencia completa del procesamiento y el historial se muestran respectivamente en los Anexos I.2 y I.3.

En total se procesaron 8 perfiles completos. El resultado del procesamiento fue una notable mejora en las secciones sísmicas ya que se redujo la relación señal/ruido, se colapsaron la mayor parte de difracciones y se corrigieron las posiciones de los reflectores inclinados a sus posiciones originales.

- **Migración por *Memory Stolt f-k***

Existen muchos métodos para realizar el proceso de migración tanto antes de la suma de trazas (*pre-stack migration*) como después (*post-stack migration*) (Yilmaz, 1988). Muchos de ellos han quedado en desuso y la utilización de unos u otros depende de muchos factores pero principalmente de la calidad de los datos adquiridos, la estructura del subsuelo y los objetivos a alcanzar.

En nuestro trabajo, partiendo de los perfiles sumados (*stacked*), hemos utilizado el método de migración *Memory Stolt f-k* (*post-stacking*) implementado en el paquete de software *ProMAX 7.0*. Se decidió utilizar este método porque permite obtener resultados de buena calidad y a su vez procesar una gran cantidad de información en un tiempo relativamente corto, evitando así prolongaciones innecesarias de tiempo en el tratamiento de los datos (Fig. IV.6).

Mediante el método de migración “frecuencia-número de onda (*f-k*)” de *Stolt* se convierte la sección de tiempo en una sección aproximada de velocidad constante, utilizando el algoritmo de velocidad constante de *Stolt* (Fig. VI.7; *Stolt et al.*, 1978). Esta conversión es esencialmente un estiramiento en el eje vertical (tiempo o frecuencia). Una vez que la sección es migrada en el dominio estirado (frecuencia), se convierte otra vez al dominio original (tiempo). El dominio del estiramiento viene definido por el factor de estiramiento W . El rango teórico de W está entre 0 y 2. Cuando $W = 1$ corresponde con el algoritmo exacto de velocidad constante de *Stolt*. En un medio de velocidad constante, $W < 1$ implica migración por defecto (*undermigration*) para buzamientos fuertes, mientras $W > 1$ implica migración en exceso (*overmigration*) para buzamientos fuertes. La experiencia ha demostrado que el método de migración *Stolt* genera resultados aceptables en medios con variaciones de velocidad dentro de los límites del tiempo de migración.

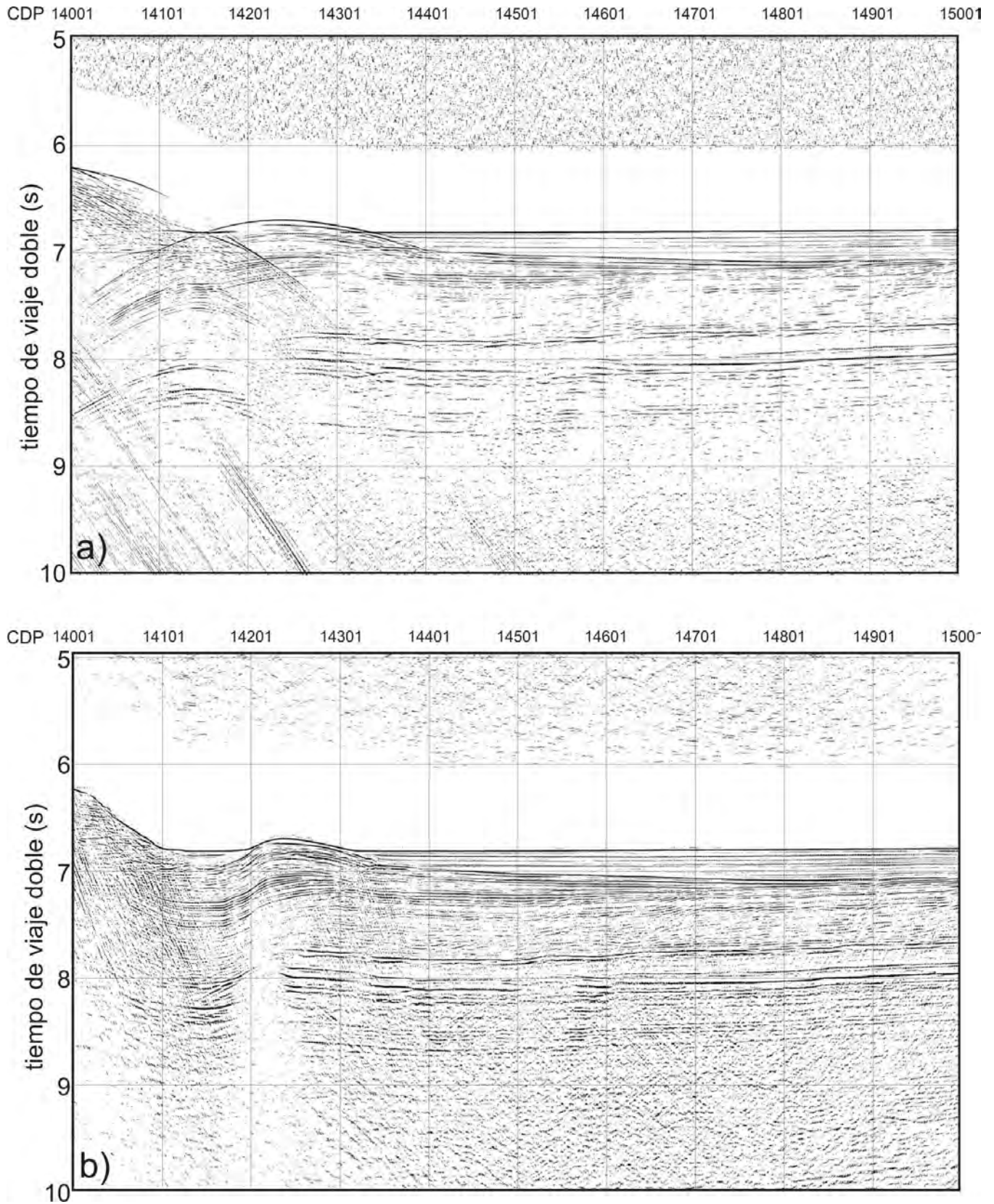


Figura IV.6 Ejemplo del resultado de la migración sobre un perfil sísmico procesado (stacked) en el presente trabajo (Perfil 1292, campaña EW9501). Sector del frente de deformación del Borde de los Muertos). **a)** Sección apilada/sumada (stacked). **b)** Sección apilada/sumada y migrada (post-stacking migrated).

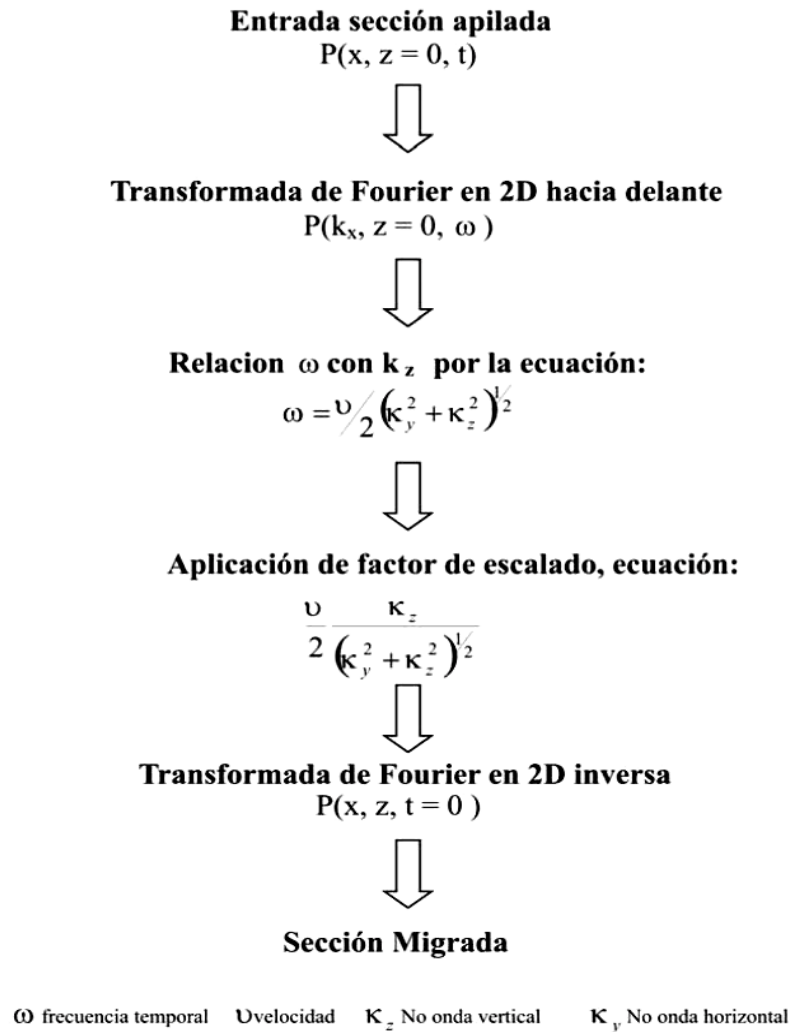


Figura IV.7 Esquema de la secuencia de procesamiento seguida mediante el método de migración Stolt f-k implementado en ProMAX 7.0.

IV.3.3 Sísmica de ultra-alta resolución (TOPAS)

Durante la campaña GEOPRICO se adquirieron perfiles de ultra-alta resolución de forma continua. El sistema de adquisición TOPAS está diseñado para trabajar en áreas sedimentarias y con gradientes batimétricos muy bajos ($<3^\circ$). Durante la campaña el sistema de adquisición prioritario fue la sonda multihaz, lo que determinó el área de investigación y la disposición de las líneas de navegación. Este hecho condiciona la adquisición óptima de los datos sísmicos de ultra-alta resolución y solamente en zonas muy localizadas, como pequeñas cuencas de pendiente, se han podido aprovechar dichos perfiles sísmicos. En nuestra investigación, después de evaluar la calidad de la información adquirida, hemos utilizado la señal procesada impresa en papel térmico. Aunque la información aprovechable es mayor, para la presente investigación solamente hemos utilizado un sector interesante de dichos perfiles sísmicos que hemos escaneado posteriormente e interpretado sin ningún procesamiento de señal posterior.



IV.4 MODELACIÓN ANÁLOGA CON CAJA DE ARENA

IV.4.1 Montaje del modelo y procedimiento experimental

En este Apartado se describe el sistema o montaje del modelo simple de caja de arena utilizado en este trabajo para la simulación de diferentes situaciones geológicas para el Borde de los Muertos. La construcción de la caja de arena y los distintos experimentos se llevaron a cabo en las instalaciones del *U. S. Geological Survey* en Woods Hole (EE. UU.) (Foto. IV.4).



Fotografía IV.4 Caja de arena donde se desarrollaron los experimentos de la presente investigación en las instalaciones del U.S. Geological Survey en Woods Hole (EE.UU.). También se muestran el utillaje y los elementos necesarios para los diferentes diseños experimentales.

Los modelos de caja de arena pueden ser contruidos con diversos grados de sofisticación. Los más avanzados usan servo-motores para proporcionar tasas de deformación constantes en una capa de arena en la cual, además se simula una estratificación mediante una alternancia de sub-capas de arena con diferentes colores y/o se utilizan sustratos de silicona que funcionan como materiales plásticos apropiados a escala del modelo (Marques y Cobbold, 2002; McClay *et al.*, 2004). Estos modelos proporcionan imágenes en corte/perfil en las cuales se puede observar el desarrollo de las fallas y también pueden representar el comportamiento plástico de la corteza más profunda.

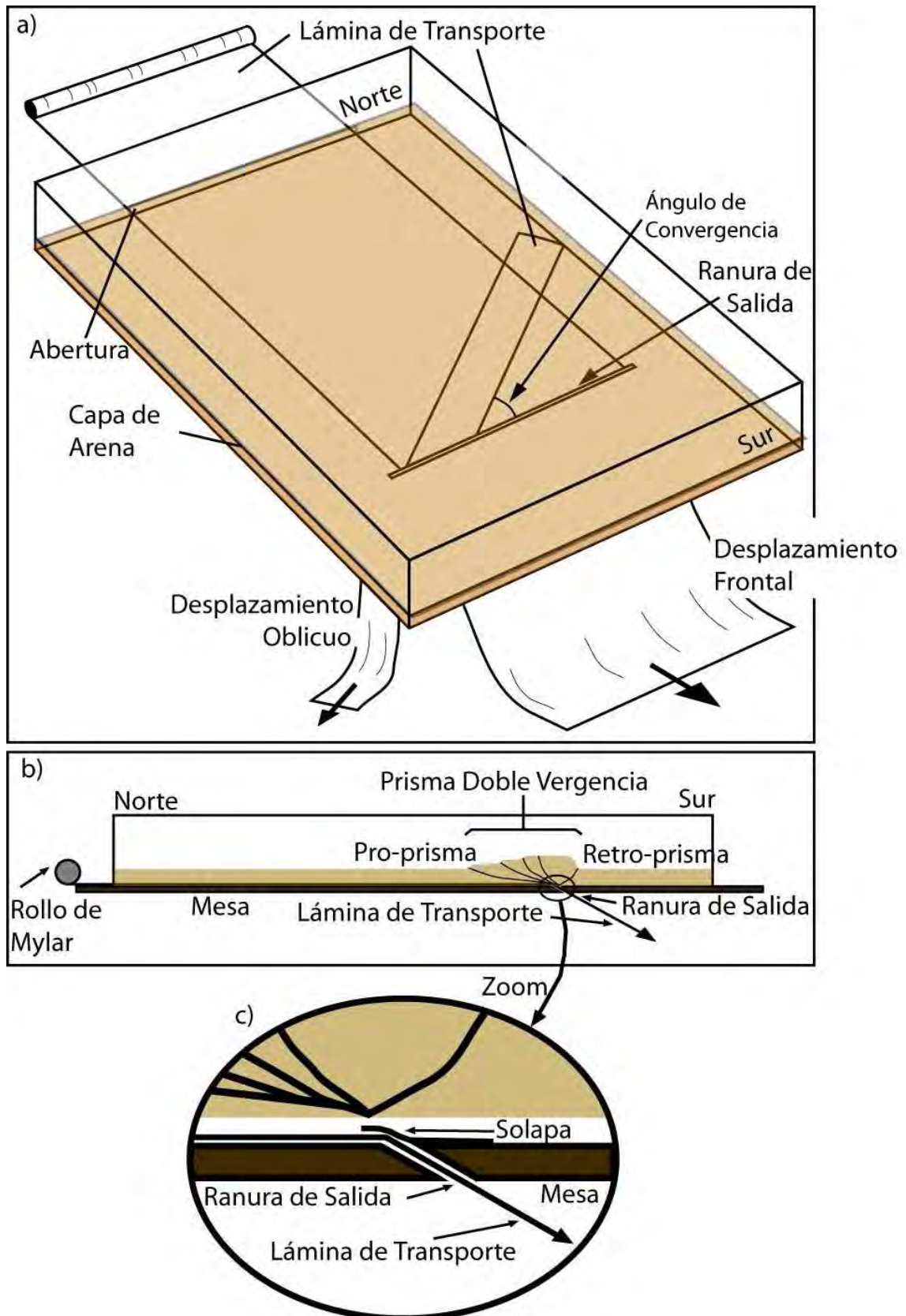


Figura. IV.8 Diagrama esquemático del aparato de modelización simple utilizado. **a)** Vista oblicua mostrando la posición de la ranura de salida y la configuración de las hojas de mylar para simular la convergencia frontal y oblicua, así como el ángulo de convergencia. **b)** Vista en sección mostrando la posición de la ranura de salida. **c)** Detalle de la ranura de salida y la colocación de la solapa. También se muestra la posición del pro-prisma y el retro-prisma. El Norte y Sur se han usado para hacer fácil la referencia con el contexto del NE del Caribe.



En nuestro trabajo se usó un modelo muy simple de caja de arena sin un sustrato de material plástico (e. g., silicona). El material utilizado fue únicamente arena de playa de composición cuarcítica (coeficiente de fricción ~ 0.55). El principal objetivo fue ganar percepción en la distribución general de la deformación, la posición de las fallas, y la cinemática de las fallas en el prisma de arena visto en planta (Fig. IV.8; Foto. IV.4).

En las simulaciones no se pretendió que los modelos estuvieran escalados, en el sentido de que la arena puede ser considerada una aproximación reológica a la corteza (como factor de escala se puede asumir $\sim 10^{-6}$, 1cm del modelo equivale 10 km). Como Más bien, se pretendió que los modelos fueran simplemente representaciones cinemáticas, ilustrando los movimientos relativos entre los diferentes componentes del sistema modelado. La simplicidad del modelo hizo posible diseñar diferentes sistemas experimentales en poco tiempo, lo cual permitió examinar las consecuencias de configuraciones cinemáticas muy variadas. A pesar de la simplicidad, el aparato experimental produjo diversos resultados muy parecidos a los producidos con aparatos mucho más sofisticados.

El aparato experimental de caja de arena consiste en un tablero de madera (120 x 90 cm) rodeado por paredes de plexiglás de 25 cm de alto (Fig. IV.8). A una distancia de 46 cm de un extremo S de la caja, se realizó un corte en la base de madera produciendo una ranura pasante de 60 cm de largo. Esta ranura pasante o de escape es paralela a los extremos N y S de la caja, y representa la singularidad cinemática de los modelos numéricos en cinturones de deformación de Willet *et al.* (1993) o la zona de subducción en los modelos análogos con caja de arena de McClay *et al.* (2004).

Para facilitar la comparación con los rasgos tectónicos de la región del NE del Caribe, el extremo más cercano a la ranura es el borde S de la caja y al otro extremo es el borde N.

El primer paso fue colocar una hoja de *mylar* (hoja de poliéster muy fina y flexible con un coeficiente de fricción 0.47) de 65 cm de largo por 3 cm de ancho sobre la ranura de escape, y la pegamos a la base de madera por el borde S, quedando a modo de solapa y así se evitó que la arena se colase por la ranura. Además se colocó una hoja transportadora de *mylar* a lo largo del suelo de la caja, por debajo de la solapa de *mylar* y a través de la ranura, que funciona como superficie de despegue (*detachment*).

Todo este dispositivo de la solapa y la hoja transportadora se enterró con capas de arena tamizada (malla 18). Esta arena se allanó para lograr una superficie plana y un espesor uniforme (de 2 a 3 cm de espesor, según los distintos experimentos).



En la ejecución de los experimentos, la arena se humedeció ligeramente con agua para producir algo de cohesión, con el fin de resaltar mejor las trazas de las fallas y cabalgamientos. Con el borde de una regla se hicieron incisiones equidistantes para producir una malla visible en la superficie de la arena. Esta malla permitió estimar la cantidad del acortamiento en la dirección perpendicular a la ranura y la cantidad del movimiento lateral paralelo a la ranura. Para una mejor visualización de las estructuras formadas utilizó una fuente de iluminación que se orientó según la mejor conveniencia.

Para generar deformación en la capa de arena se tirón de la hoja de *mylar* hacia el S a través de la ranura de salida desde debajo de la caja. En los modelos de convergencia frontal el vector de desplazamiento es perpendicular a la ranura de salida. La hoja de transporte usada tenía 200 cm y se pasó a través de la abertura a lo largo de la base de la pared de plexiglás en el extremo N del a caja. La arena situada sobre la hoja de transporte se movió perpendicularmente hacia la ranura y al encontrarse con la arena estática se generó un prisma de arena de doble vergencia justo sobre la ranura. Para modelos de convergencia oblicua se usó una hoja transportadora más estrecha (30 cm de ancho), y orientada con un determinado ángulo respecto a la ranura de escape. El ángulo considerado es el menor entre la traza de la ranura de escape y el vector de convergencia. Con este dispositivo se pudieron simular modelos de convergencia oblicua moderada (ángulo de 60°) y de convergencia muy oblicua (ángulo de 30°).

En un número determinado de experimentos se simularon las consecuencias de tener bloques corticales con comportamiento relativamente rígido en la parte axial del prisma de doble vergencia. Los bloques consistieron simplemente en cajas de cartón o plástico rellenas de arena. Las cajas se colocaron en el techo de la solapa de *mylar* cubriendo la ranura de escape y se rodearon por la capa de arena al igual que todo el dispositivo. El bloque que representa La Española tiene unas dimensiones de 17x8 cm y el bloque que representa Puerto Rico tiene unas dimensiones de 16x6 cm. Tales dimensiones son muy parecidas a las del arco isla en la región de estudio.

Finalmente, con el fin de investigar las consecuencias de un posible desplazamiento diferencial del contrafuerte, simplemente se colocó un bloque rígido sobre la hoja de transporte y lo desplazamos hasta chocar con los otros bloques rígidos colocados sobre la ranura, así se generó un prisma de cabalgamientos mono-vergente en el retroarco. En este experimento, además se añadió otro bloque rígido en el antepaís del retro-prisma para simular la interacción con obstáculos (e. g., montes submarinos). El resultado es estos experimentos se trata en el Apartado V.2.



IV.5 GRAVIMETRÍA

IV.5.1 Datos de la campaña embarcada

La nueva información gravimétrica se obtuvo en la campaña GEOPRICO (2005) a bordo del B.I.O. Hespérides.

- **Enlace con las redes terrestres**

El gravímetro marino embarcado lee variaciones relativas de la componente vertical de la gravedad, por lo que es necesario transformar las lecturas obtenidas en valores de gravedad absoluta, mediante el enlace con un punto terrestre de gravedad absoluta conocida. Homogeneizar los valores obtenidos en mar con los terrestres, permite que se puedan usar conjuntamente grupos de datos correspondientes a tierra y a mar, de distintas procedencias, años y campañas oceanográficas.

En el muelle de atraque en San Juan de Puerto Rico, La Pinilla (*U. S. Coast Guards*), y en la vertical de la posición del gravímetro marino, se abrió una base, mediante enlace con la base gravimétrica absoluta de la red fija de Puerto Rico, localizada en el Capitolio de San Juan. El método es el de repetición de itinerarios y el gravímetro utilizado fue un gravímetro terrestre *Worden Master* con precisión de ± 0.01 mGal. Posteriormente se realizaron las correcciones debidas a la diferencia de cota entre el muelle y la ubicación del gravímetro en el barco, se calculó una diferencia de -2.38 mGal, entre la gravedad absoluta en esta posición y la leída en el momento al que se refieren las reducciones. Esta constante calculada, es la de transformación utilizada para el levantamiento. En las fotografías IV.5a y 5b, se muestran la base establecida en el muelle y la base fija terrestre.



Fotografía IV.5 Fotos del procedimiento de enlace del gravímetro marino con las redes terrestres mediante el gravímetro portátil Worden. **a)** Medición con gravímetro portátil en el muelle La Pinilla. **b)** Medición con el gravímetro portátil en la base gravimétrica absoluta en el Capitolio de San Juan de Puerto Rico.



- **Adquisición y procesado**

Durante la campaña de mar, el barco navega siguiendo una serie de derrotas o líneas de navegación, denominadas “líneas normales”, en las cuales se obtiene una lectura gravimétrica cada ~10 segundos (Fig. IV.9). También se realizan una serie de líneas transversales a las normales, denominadas “líneas de control” y que sirven para realizar los controles de cruces y estimar el error del levantamiento.

Toda la información llega a la unidad central de tratamiento de datos a través de tres canales independientes: gravímetro marino situado en el centro de gravedad del barco, instrumentos de navegación y posicionamiento localizados en el puente del barco, y el operador de guardia ubicado en el laboratorio (Fig. IV.10).

El operador de guardia es el encargado de controlar el correcto funcionamiento del gravímetro, así como las variaciones de rumbo, velocidad o cualquier otra circunstancia que pueda afectar a la correcta toma de los datos; dichas variaciones son comunicadas al personal de guardia desde el puente de navegación del barco.

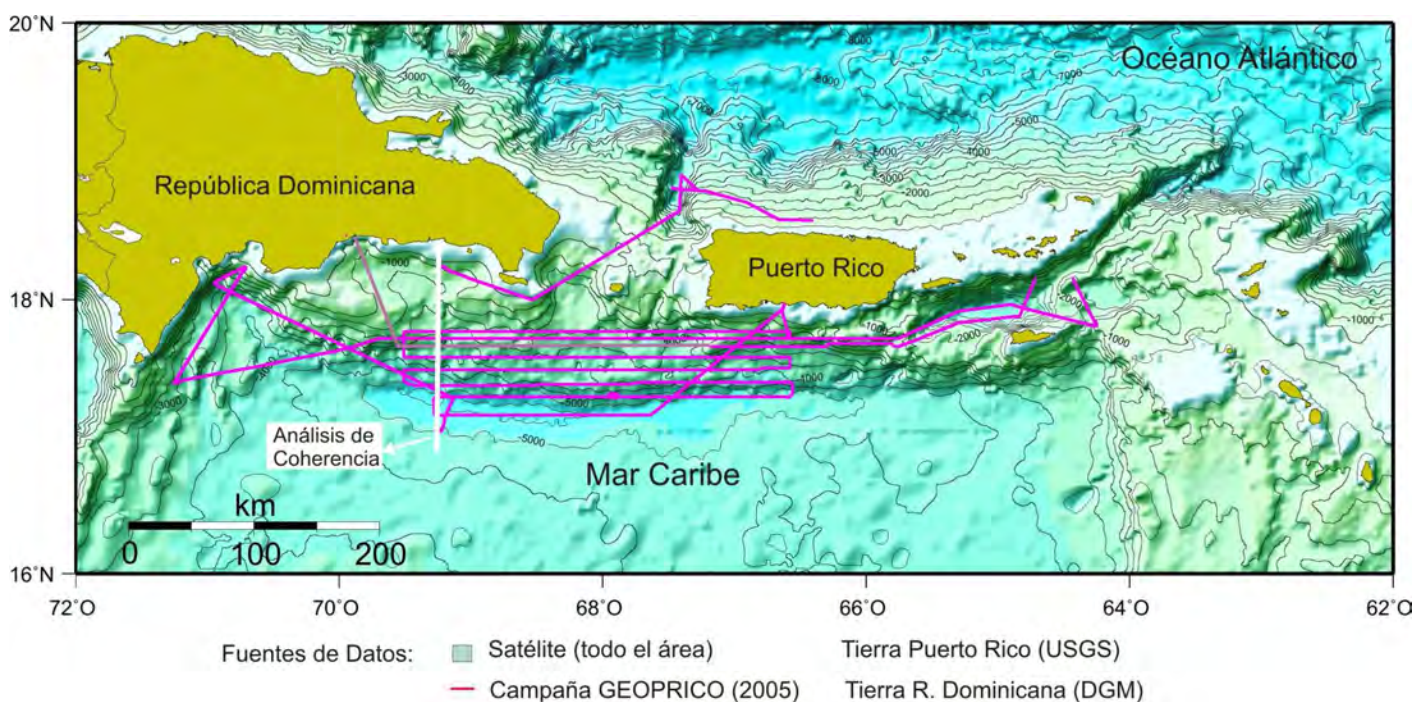


Figura IV.9 Mapa mostrando las fuentes de datos gravimétricos. La etiqueta marca la línea sobre la que se ha llevado a cabo el análisis de coherencia entre los datos de barco y de satélite

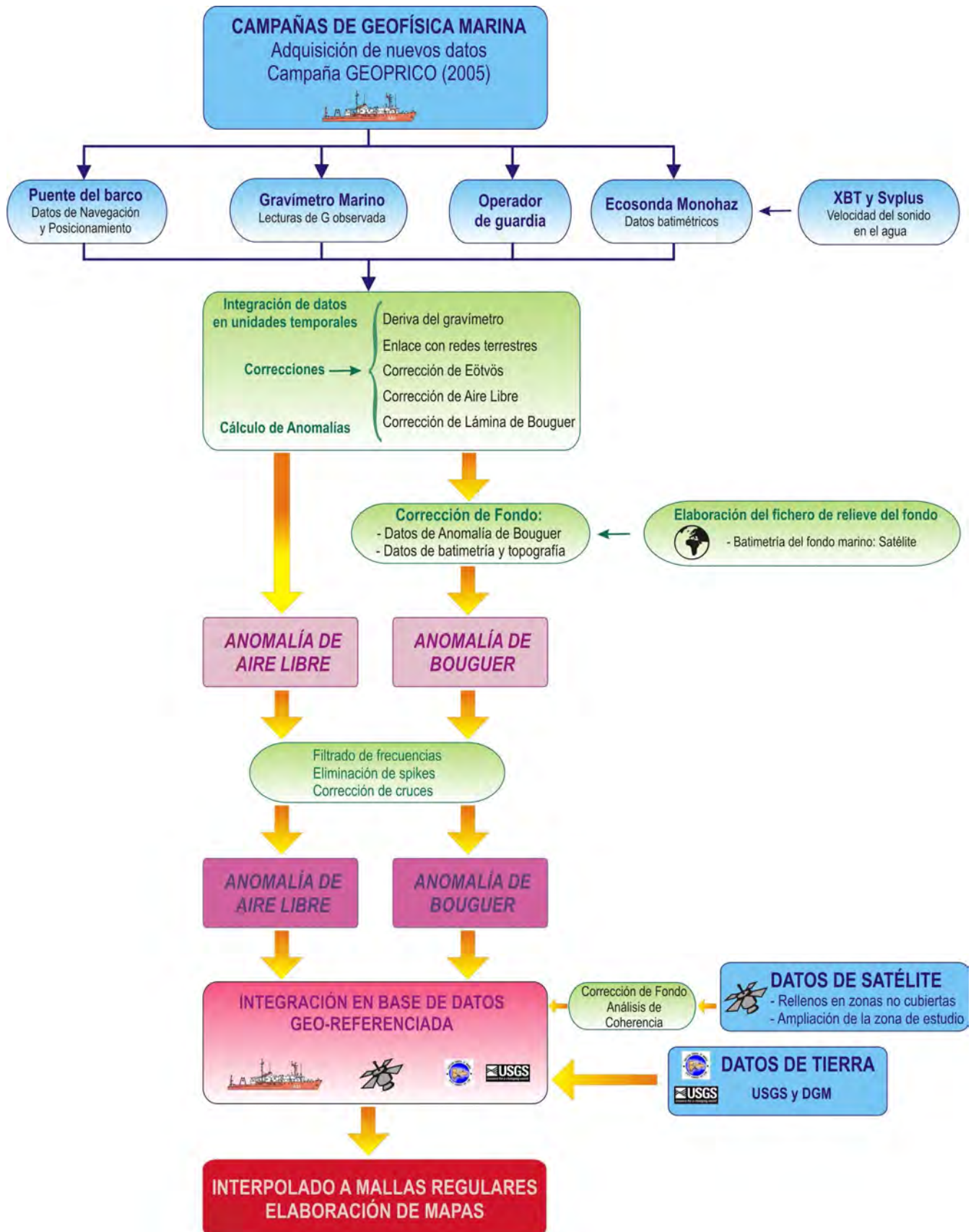


Fig. IV.10 Síntesis del procedimiento seguido en la adquisición y el procesado de los datos gravimétricos hasta la elaboración de los mapas (modificado de Llanes, P., 2006; Druet, M., en preparación).



La información adquirida se fragmenta en unidades de tamaño apropiado para su fácil manejo, supervisión y corrección, denominadas ‘unidades temporales de adquisición de datos’ que, en nuestro caso, coinciden con la duración de las guardias, 3 horas. De este modo, el periodo máximo de posible pérdida de información es de 3 horas.

Con la información así almacenada se sigue un procedimiento con distintas etapas (Fig. IV.10), según el programa Lanzada (Carbó *et al.*, 1998) diseñado para obtener las anomalías gravimétricas de cada línea, desechando la información fuera de ellas. El programa compone un fichero de puntos de observación, para cada línea, con las lecturas del gravímetro, posición geográfica, profundidad (haz central de la ecosonda multihaz), rumbo y velocidad reales, lectura transformada a gravedad absoluta, gravedad normal (GRS67), correcciones de marea terrestre, y Eötvös, y por último las anomalías de Aire Libre y de Bouguer calculadas. Esta última como primera aproximación pues posteriormente deberá sufrir la corrección de fondo (Fig. IV.11).

Para la corrección de fondo, se ha utilizado el programa Lanzada F (Carbó *et al.*, 2003) con “discretización” del fondo según prismas de 2 km y una zona de afectación para cada punto de 22 km de radio. Para orlar el modelo digital de elevación del fondo marino se han utilizado los datos de elevación derivados de altimetría satelital (Sandwell y Smith, 1997)

Posteriormente, las líneas de navegación así procesadas, se integran en una base de datos geo-referenciada mediante el sistema *OASISMontaj*, donde se corrigen mediante filtrado las lecturas anómalas (*spikes*). Además, por aplicación de un filtro de paso bajo, se eliminan las señales con longitud de onda inferior a 1000 m.

Finalmente, el conjunto de puntos con anomalía calculada y distribución sensiblemente homogénea son los que figuran en la tabla IV.2. El área cubierta depende del grado de interpolación, si bien se han usado interpolaciones de 2 y 4 minutos para los mapas realizados procurando un solape adecuado entre líneas de navegación.

Registros utilizados (anomalía de Bouger, posición, batimetría)	88400
Kilómetros navegados	~4000

Tabla IV.2 Resumen de los datos gravimétricos de barco.

Para la realización de mapas, se interpola por *kriging* o *minimun curvture*, tomando un tamaño de malla y espaciado de interpolación adecuado en función de la distancia entre las líneas de navegación seguidas durante la adquisición de los datos y a las características del área de estudio.



De este modo, se obtuvieron finalmente mallas regulares para los valores de anomalía de Aire Libre y de Bouguer en el área de estudio. En la figura IV.11 se muestra el mapa de anomalías de Bouguer sin corrección de fondo.

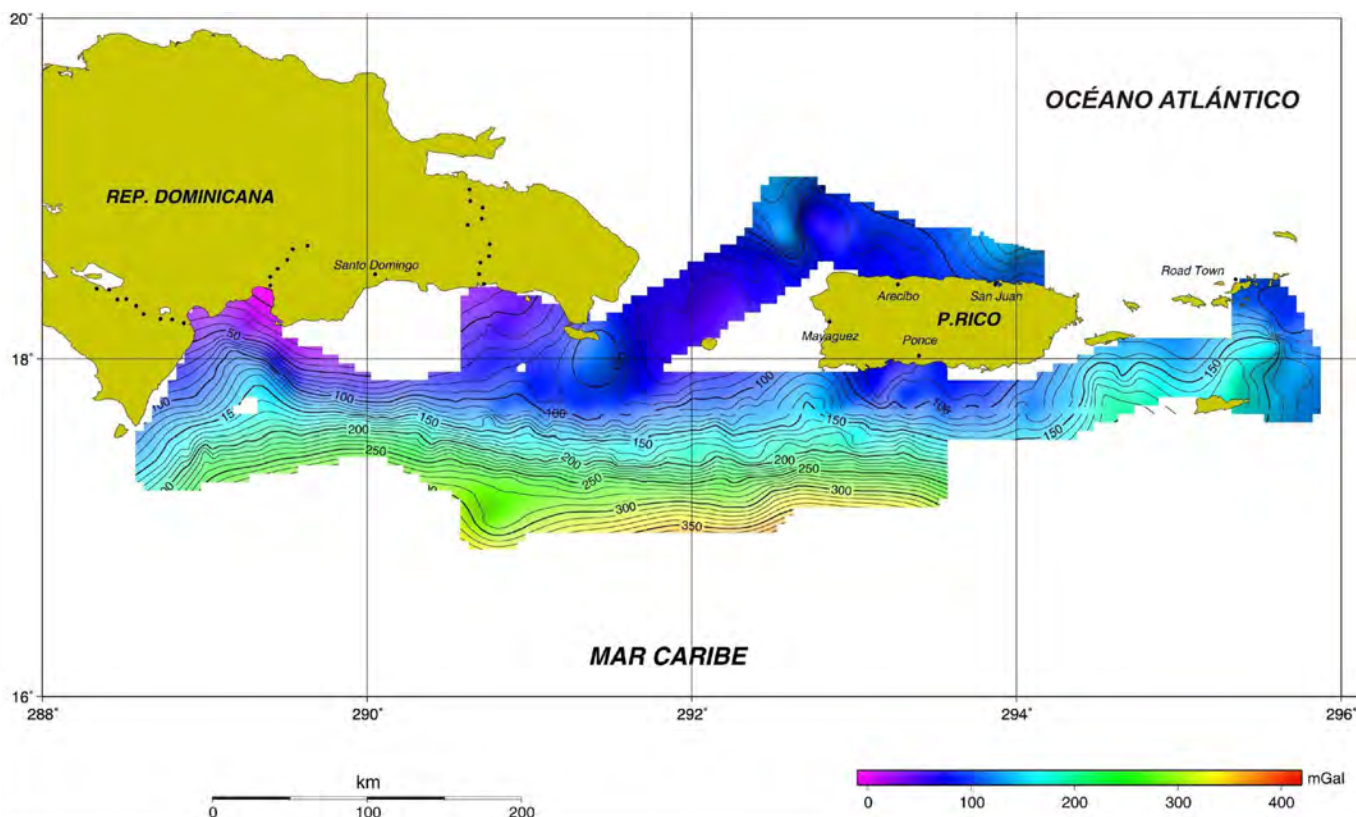


Figura IV.11 Mapa de anomalías de Bouguer interpolado a 4 minutos y generado a partir de los datos de la campaña GEOPRICO (2005) utilizados en la presente investigación.

IV.5.2 Datos gravimétricos derivados de altimetría satelital

Los datos de gravimetría satelital son adquiridos por un radar-altímetro que va montado a bordo de un satélite orbital. El satélite mide la elevación del nivel del mar con mucha precisión en la trayectoria la órbita del satélite. El radar-altímetro al pasar por estaciones fijas (*i. e.*, localización y elevación definidas) referencia todas las medidas a un mismo nivel estándar. Los datos del nivel del mar se correlacionan con las alturas del Geoide, el cual representa la desviación de la aceleración de la gravedad respecto al elipsoide de referencia.

La pendiente del geoide en una localización dada se usa para calcular el gradiente vertical de gravedad, el cual es integrado para calcular la anomalía de Aire Libre para ese punto. Las posibles variaciones se corrigen pasando varias veces por el mismo punto.



En estudios de geología y geofísica marina, se acepta comúnmente la utilización de la altura del geoide para el cálculo de anomalías gravimétricas (Sandwell, 1984). Los datos de satélite dan mucha menor resolución (1 dato cada ~1852 m) que los adquiridos en barco (1 dato cada ~50 m) pero ofrecen una mayor cobertura, lo cual es interesante para orlar las áreas de levantamientos gravimétricos con barco y poder elaborar mapas regionales (Fig. IV.12). Es posible encontrar de libre distribución valores de anomalía de Aire Libre regularizados en una malla de 2x2 minutos e incluso recientemente a 1x1 minuto, para todas las áreas oceánicas de la Tierra. Los datos que hemos utilizado proceden de los satélites ERS-1, *Geosat* y *Topex-Poseidon* (Sandwell y Smith, 1997).

Dichos datos están introducidos en la base de datos mundial del Laboratorio de Geociencias del NOAA y la Institución Oceanográfica de Scripps. http://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html

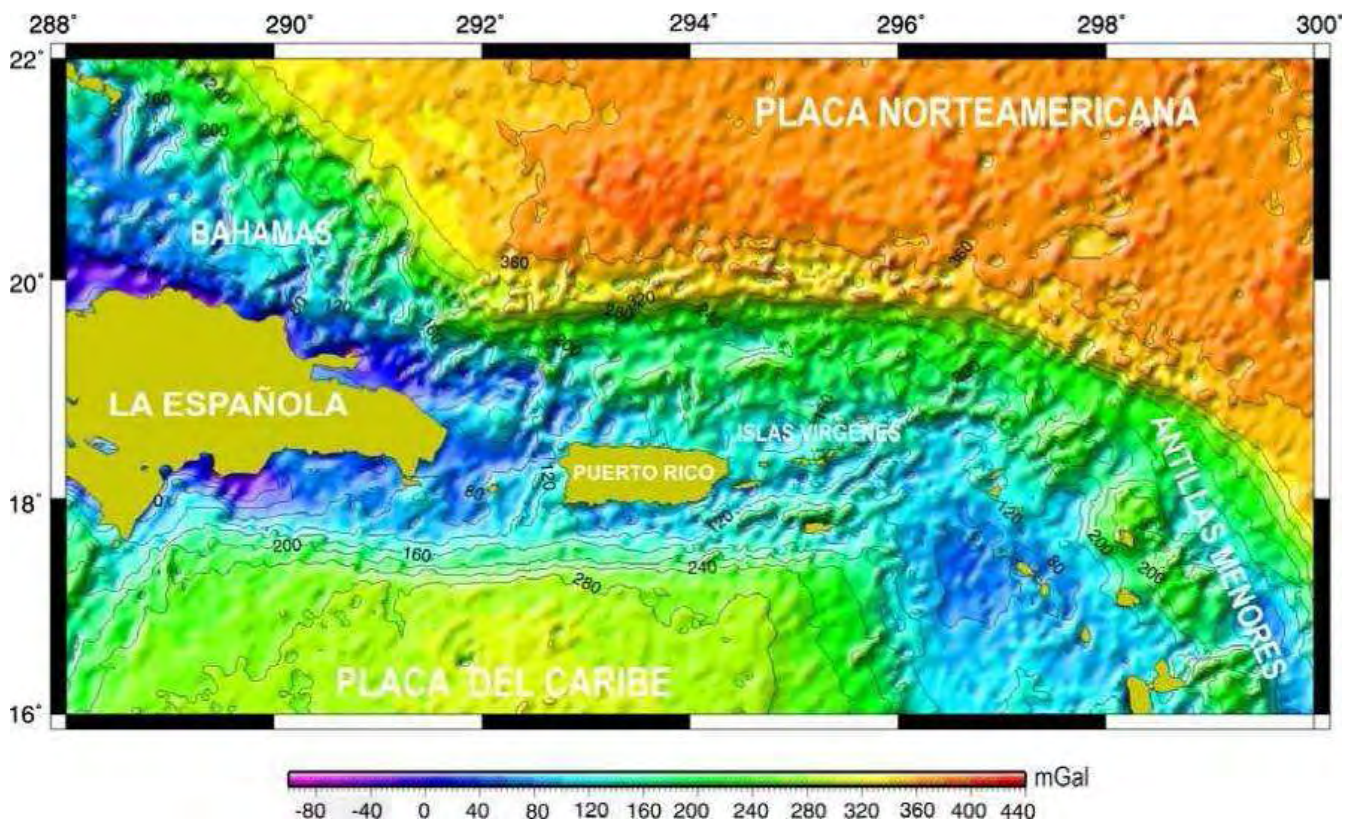


Figura IV.12 Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer con datos de satélite de la región del NE del Caribe (Sandwell y Smith, 1997)

A partir de los datos de anomalía de Aire Libre (AAL) y de batimetría obtenidos con satélite, se ha calculado la anomalía de Bouguer (AB) a través de la sustracción del efecto gravimétrico que tendría una lámina de densidad constante y de altura igual a la de la lámina de agua para cada punto a calcular, lo que permite minimizar el efecto que el relieve del fondo tiene sobre la anomalía gravimétrica. Al calcular la anomalía de Bouguer se utiliza una densidad de reducción de 2.67 g/cm^3



en la lámina de agua la densidad real es de 1.03 g/cm^3 , por lo que si queremos homogeneizar los datos la densidad a utilizar para la Corrección de Bouguer será la diferencia entre ambas, es decir, 1.64 g/cm^3 . De este modo, se tiene que para los datos de satélite:

$$AB = AAL + (2\pi\delta G \cdot h) + CF \quad (mGal)$$

siendo,

G , la constante de gravitación ($6,67 \cdot 10^{-8} \text{ cm g s}^{-2}$)

δ , la densidad (1.64 g/cm^3)

h , el espesor en metros de la lámina de agua en cada punto.

CF , corrección de fondo

Con el conjunto de anomalías de Bouguer calculadas y posicionadas, se realiza el mapa de Anomalía de Bouguer para una extensa región, en la que se emplaza la zona investigada. Esta imagen, proporciona una visión de conjunto enormemente útil (Fig. IV.12).

IV.5.3 Datos de tierra

En esta investigación se han incluido los datos gravimétricos de tierra en las islas de Puerto Rico y de República Dominicana (Fig. IV. 10). Estos datos aportan un criterio de calidad sobre el levantamiento gravimétrico marino y de altimetría satelital para la región y además nos permiten cubrir las áreas emergidas evitando usar la interpolación de los datos de satélite o dejar espacios en blanco. Los datos de Puerto Rico cubren la totalidad de la isla y han sido facilitados por el U. S. Geological Survey mediante el *Open-File Report 98-38* (Bawiec, 2001; Tabla IV.3 y Fig. IV.13).

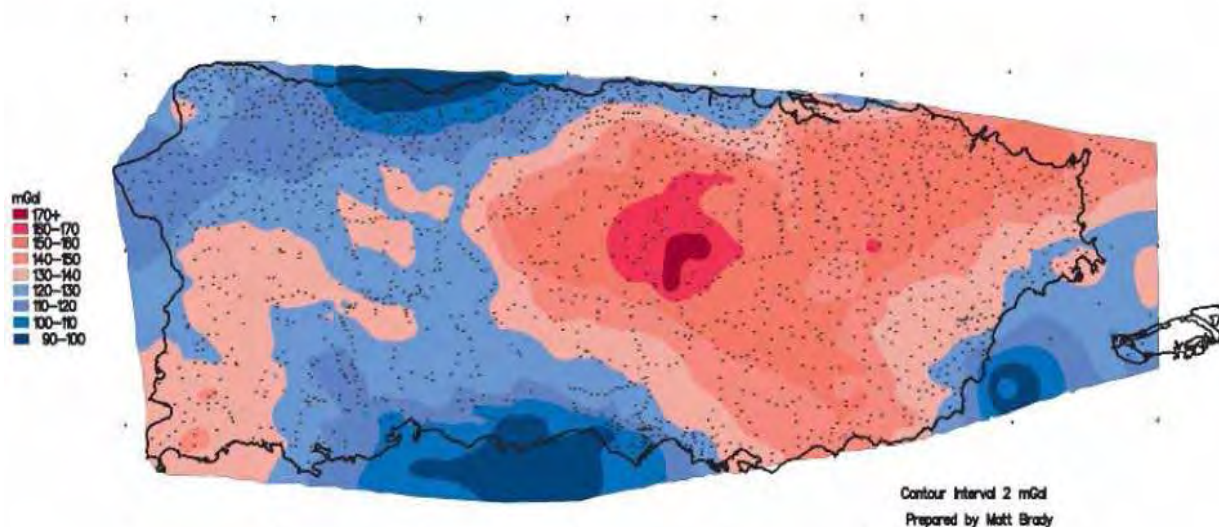


Figura IV.13 Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de Puerto Rico (tomado de Bawiec et al. (2001). La línea negra indica la costa. Los puntos negros corresponden con las estaciones de medida.



Puntos de medida	4000
Área cubierta (Km ²)	9104
Densidad (ptos/ Km ²)	~0.45

Tabla IV.3 Resumen de los datos gravimétricos facilitados por el U. S. Geological Survey.

La Dirección General de Minería (DGM) de la República Dominicana, ha facilitado directamente el mapa de anomalías de Bouguer del cual hemos digitalizado y extraído los datos (Fig. IV.14).

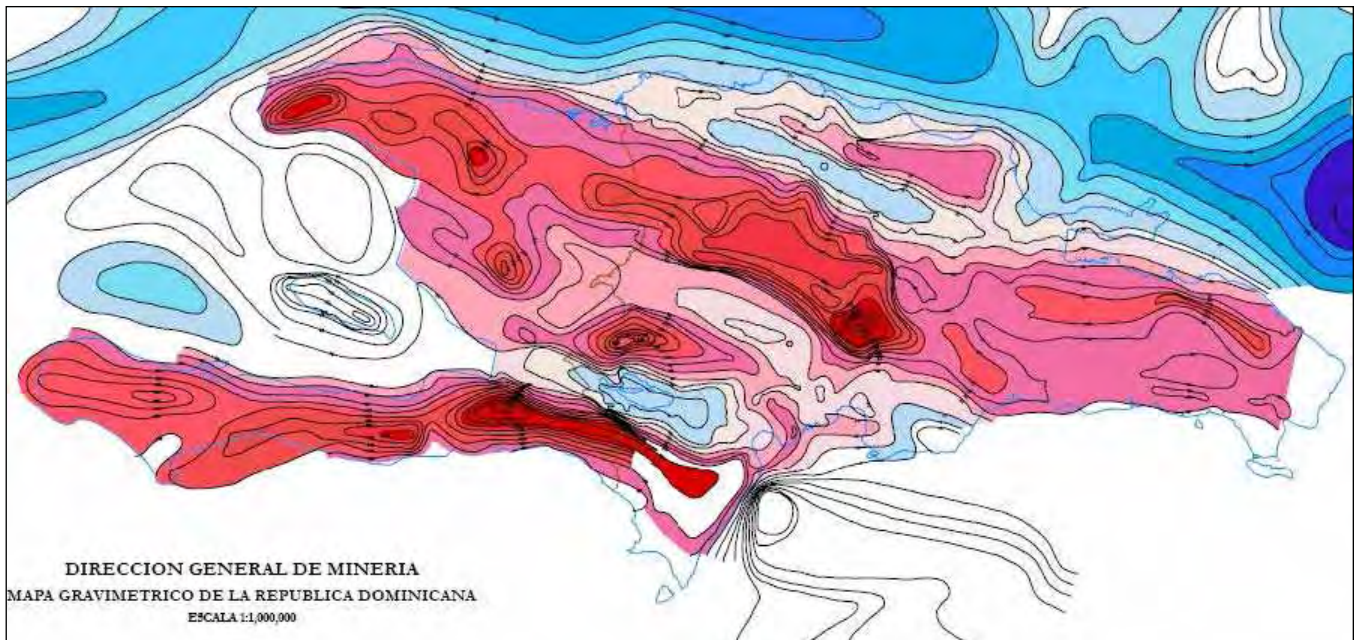


Figura IV.14 Mapa de anomalía de Bouguer en La Española y de anomalía de Aire Libre en mar (cedido por la Dirección General de Minería). Colores rojos más intensos anomalía más positiva. Colores azules más intensos anomalía más negativa. La línea azul muestra la costa.

IV.5.4 Análisis de coherencia

Nuestros mapas se han realizado mediante la interpolación de datos gravimétricos provenientes de distintas fuentes (Fig. IV.10). Datos de tierra, de barco y de satélite. Con el fin de conocer la precisión y limitaciones tanto de los datos derivados de altimetría satelital, como de los datos adquiridos en las campañas de barco, se ha realizado un análisis de coherencia entre ambas fuentes de datos a partir de un análisis espectral. Mediante este análisis se calcula la precisión y la



existencia de una frecuencia de corte que marca el límite inferior de la precisión de los datos de satélite. Para ello se ha seleccionado un perfil representativo de la campaña de barco (Fig. IV.9). A lo largo de esta línea seleccionada se ha calculado el espectro cruzado de los valores de anomalía de aire libre obtenidos de los datos de barco y de los datos de satélite. El intervalo de muestreo es diferente en cada caso, el barco cada ~ 50 m y el satélite cada 2 minutos (~ 3704 m). Se ha elegido un mismo intervalo de muestreo para el análisis y ha sido el mayor que corresponde con los datos de satélite (Fig. IV.15).

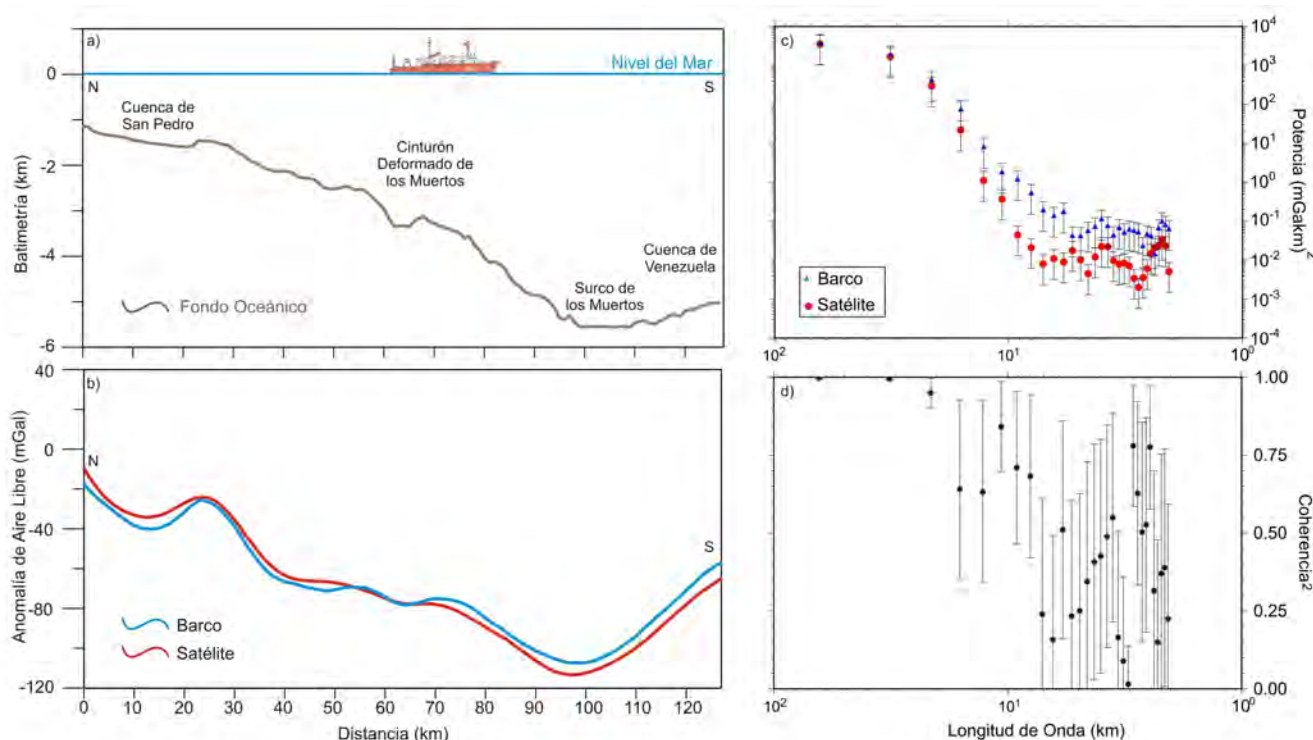


Figura IV.15 Análisis de la coherencia de los valores de Anomalía de Aire Libre calculados con datos de barco y con altimetría satelital. Intervalo de muestreo cada 3500 m, “remuestreado” a 1000 m. **a)** Batimetría de la línea de la figura, localizada en la **b)** Gráfica con los valores de Anomalía de Aire Libre obtenidos desde barco y desde satélite para la línea indicada en la Figura IV.14. **c)** Comparación entre el espectro de potencia de los datos de barco y satélite a lo largo de la línea seleccionada. **d)** Análisis de la coherencia entre datos de barco y satélite a lo largo de la línea.

El análisis espectral se ha llevado a cabo mediante la aplicación del método de Welch (1967). Dicho método consiste en el ensamblaje de la media de múltiples ventanas que se solapan tomando la estimación del error estándar de Bendat y Piersol (1986) y utilizando el procedimiento de Wessel y Smith (1995). Finalmente nosotros hemos representado los valores de espectro para las dos fuentes de datos y los valores de coherencia entre ellas (Fig. IV.10). Los valores de potencia son equivalentes en ambos tipos de datos hasta los 20 km de longitud de onda (Fig. IV.15c). La coherencia tiene unos valores cercanos a 1 para las longitudes de onda $>$ de 20 km, mientras que para las <15 km hay una coherencia muy baja entre los dos tipos de datos, lo que también sugieren



los valores de potencia (Fig. IV.15c, 15d). Estos resultados están en acuerdo con la resolución de los datos de satélite de 22-30 km establecida en trabajos previos (Yale *et al.*, 1995; Llanes, 2006). El espectro también indica que los datos de satélite muestran mucha dispersión por debajo de los 12 km de longitud de onda, luego por debajo de este valor sólo los datos de barco dan una señal adecuada.

Debido al carácter regional de la zona de estudio es posible utilizar ambos tipos de datos para obtener mapas gravimétricos, pero considerado que en las zonas cubiertas exclusivamente por los datos de satélite sólo se pueden interpretar anomalías con longitud de onda sea superior a 15 km. Los resultados del análisis espectral de la coherencia indican que para estudios de mayor resolución (*i. e.*, anomalías con longitud de onda <15 km) la utilización de gravimetría marina es fundamental.

IV.5.5 Modelización Gravimétrica en 2+3/4D

En el presente trabajo de investigación se llevaron a cabo varios modelos geoestructurales a transversales al Borde de los Muertos, uno en la región de República Dominicana y otro en el área de Puerto Rico.

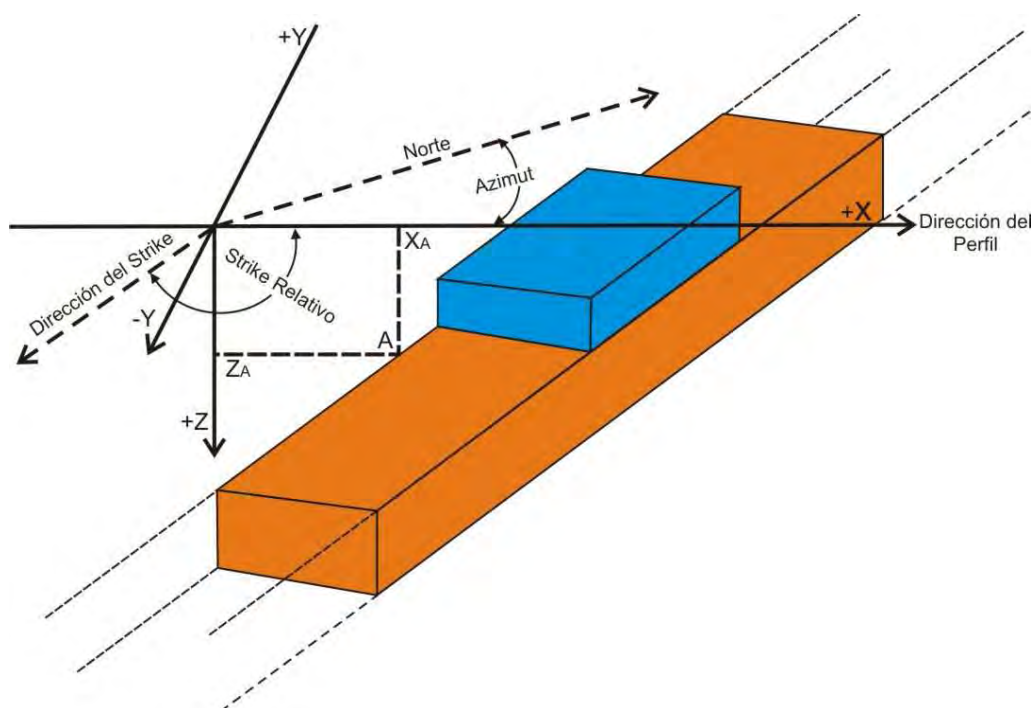


Figura IV.16 Parámetros utilizados en la modelización 2+3/4D. Esta modelización incluye la posibilidad de truncar individualmente los cuerpos, lateralmente y a distintas distancias según los ejes $+Y$ y $-Y$ (modificado de GMSYS User's Guide, 2000; Llanes, P., 2006).



La modelización gravimétrica consiste en crear un modelo geoestructural hipotético y calcular la respuesta gravimétrica que dicho modelo supondría. Los modelos gravimétricos no aportan soluciones únicas, ya que varios modelos geológicos distintos pueden producir la misma respuesta gravimétrica. En la modelización gravimétrica en 2D se asume que los cuerpos tienen dos dimensiones (X = distancia, Z = profundidad) y no se consideran cambios en la dirección perpendicular al modelo. Por esto, los bloques y las superficies creadas en un modelo, se extenderán hasta el infinito en la dirección Y (distancia). Un modelo 2D se puede visualizar como una serie de prismas tabulares de extensión infinita en Y , mientras que la modelización en 2+3/4 D permite truncar estos prismas a las distancias elegidas en los sentidos del eje $+Y$ y del eje $-Y$. Más allá de los prismas truncados se situarán nuevos prismas de la misma sección pero con densidades diferentes. Además, la modelización 2+3/4 D, permite especificar a qué distancia se situarán los extremos de cada prisma individualmente, pudiendo estar estos situados asimétricamente respecto a la dirección X en que se está realizando el modelo. En la figura IV.17 se ha ilustrado un ejemplo de cómo se podrían disponer varios bloques en un modelo 2+3/4 D.

El cálculo de la respuesta gravimétrica a los modelos geoestructurales planteados se ha basado en los métodos de Talwani *et al.* (1959b) y Talwani y Heirtzler (1964), y los algoritmos descritos por Won y Bevis (1987). En este trabajo hemos utilizado la versión comercial 4.6 de la aplicación informática GM-SYS. Para elaborar los modelos gravimétricos en 2+3/4 D, se ha comparado la anomalía gravimétrica teórica calculada para un modelo geológico, con la anomalía gravimétrica observada en ese perfil, y se ha modificado el modelo geoestructural hasta que el error entre ambas anomalías era mínimo. Los valores de anomalía observada se situaron a cota 0 m (en el mar) y a sus respectivas cotas en tierra.

Para la realización de los modelos geoestructurales se extrajeron perfiles de la anomalía de Bouguer de una malla con un espaciado de 1 km mediante el software comercial OASISmotaj. Los valores proceden de las siguientes fuentes:

- En República Dominicana se utilizaron los datos de levantamientos gravimétricos en tierra facilitados por la Dirección General de Minería.

- En Puerto Rico se utilizaron los datos de los levantamientos gravimétricos en tierra facilitados por el U. S. Geological Survey.

- En mar se utilizaron los nuevos datos de barco (Fig. IV.9).

- En el resto de la región se utilizaron los datos gravimétricos de altimetría satelital.

A la hora de integrar todos los datos en una misma malla se ha dado prioridad a los datos de tierra y barco frente a los derivados de satélite.



Además de los valores de anomalía gravimétrica de Bouguer, para construir los modelos geoestructurales se extrajeron los datos de altimetría con un intervalo de 1 km, también procedentes de varias fuentes:

- Nuevos datos de batimetría multihaz adquiridos durante la campaña GEOPRICO (Fig. IV.1). Modelo de República Dominicana.
- Malla de datos de elevación derivados de altimetría satelital interpolada a 1 minuto (Smith y Sandwell, 1997). En ambos modelos.

A la hora de integrar todos los datos en una misma malla se ha dado prioridad a los datos de tierra y barco frente a los derivados de satélite.

IV.6 SISMICIDAD

IV.6.1 Análisis de los hipocentros

El estudio de la sismicidad en nuestra zona de estudio se llevó a cabo mediante la evaluación las diferentes bases de datos y catálogos de acceso público. En un primer análisis se usaron conjuntamente los datos todas las bases de datos disponibles para la región. Sin embargo, observamos que debido a las variaciones en los modelos corticales utilizados por las distintas instituciones para la relocalización, existen diferencias significativas en la relocalización absoluta de los mismos eventos. Este hecho da lugar a la repetición del dato de relocalización de un mismo terremoto. Todo ello contribuye a crear en sección cortical una nube difusa de sismicidad debajo del arco isla sin ningún tipo de patrón (Fig. IV.17).

Por otro lado, se intentó seleccionar para eventos repetidos la relocalización más precisa posible entre los diferentes bancos de datos, pero los distintos catálogos no siempre proporcionan el rango de error en la localización, con lo cual resulta dificultoso decantarse por uno u otro. Finalmente, todo ello desembocó, en la decisión analizar cada base de datos por separado y utilizar, a nuestro juicio, la más adecuada y fiable para alcanzar nuestros objetivos.

En la región de estudio operan la Red Sísmica de Puerto Rico conjuntamente con el Instituto Sismológico Universitario-Universidad Autónoma de S. Domingo. Dichas instituciones disponen un catálogo actualizado de la sismicidad de la zona. Concretamente la Red Sísmica de Puerto Rico (<http://redsismica.uprm.edu>) mantiene un banco de información desde el año 1986 hasta el presente, tanto de los eventos locales como de telesismos. Esta base de datos ofrece una gran cantidad de información tanto de su propia red de registro como de otras instrucciones. La mayoría de los datos corresponden a eventos locales de magnitud inferior a 3.5, que son registrados en su propia red de estaciones y buena parte del resto aparecen también en las otras bases de datos. Dicha red presenta una clara limitación en cuanto a su distribución debido a la situación de las islas, lo que conlleva a disminuir la precisión en la localización absoluta. Junto con esta limitación y que para nuestros



objetivos sólo utilizamos los eventos con una magnitud superior a 3.5, hemos preferido utilizar otras bases de datos.

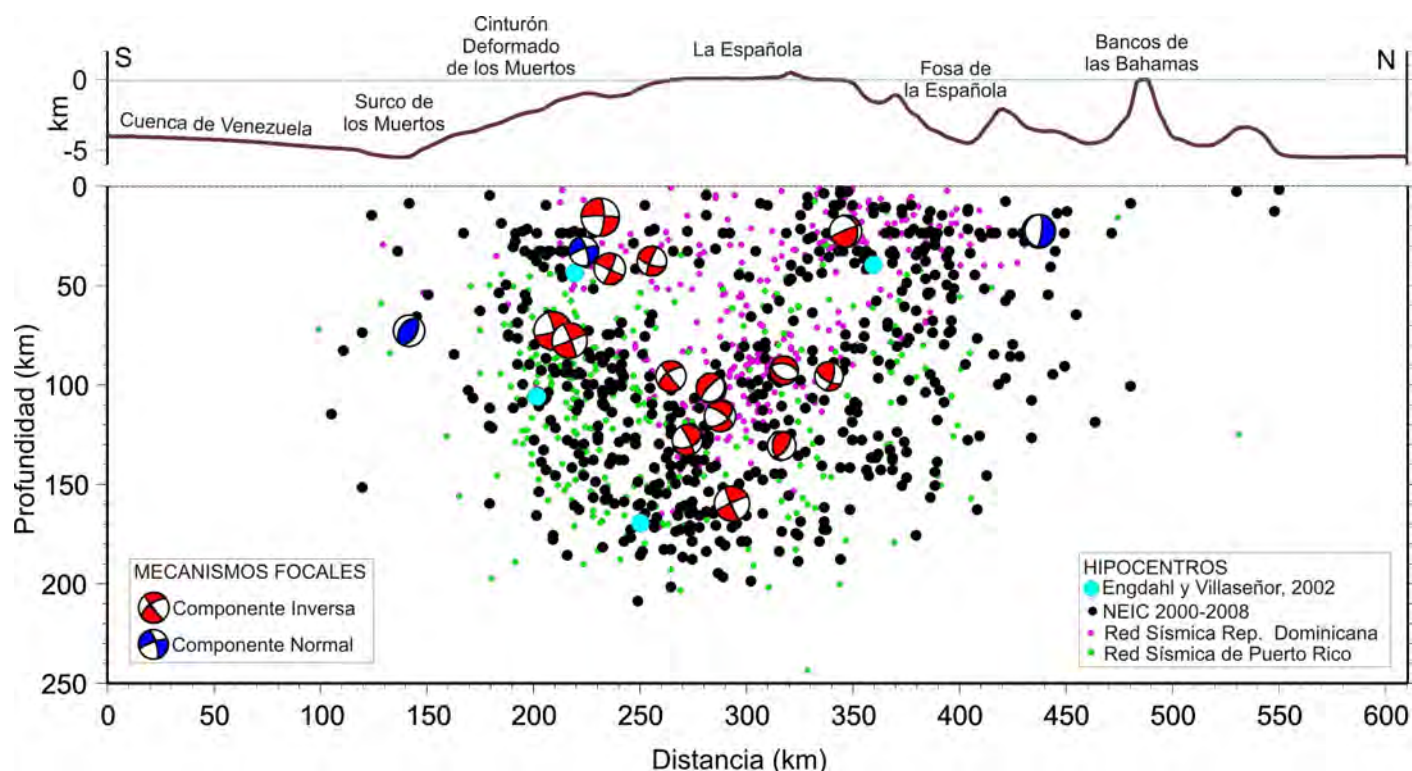


Figura IV.17 Sección cortical de sismicidad S-N con los datos de diferentes catálogos atravesando parte oriental de la isla de La Española. Hipocentros y los mecanismos focales localizados a 70 km y 100 km respectivamente a cada lado del meridiano 69°O. El Catálogo NEIC $M > 3.5$. El Centennial Catalog de Engdahl y Villaseñor (2002) con $M > 5.5$. Los datos de la Red Sísmica de Puerto Rico y de República Dominicana están filtrados según: $RMS < 1.5$, error horizontal < 10 km y error vertical < 20 km. Los mecanismos focales están proyectados en sección y su tamaño es proporcional a la magnitud del evento. En la parte superior se muestra la batimetría extraída de los datos de satélite.

El *Centennial Catalog* (<http://earthquake.usgs.gov/research/data/centennial.php>; Engdahl y Villaseñor, 2002) contiene las localizaciones globales y magnitudes de los terremotos registrados instrumentalmente. Está actualizado hasta 2002 pero para los eventos a partir de 1964 solo contiene los de magnitud superior 5.5. En nuestra zona de estudio presenta un escaso número de eventos para nuestros objetivos.

Los datos de hipocentros utilizados en nuestra investigación pertenecen a la base de datos del *National Earthquake Information Center* (NEIC; <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>), perteneciente al *U.S. Geological Survey*. Dicho centro fue creado en 1925 y desde entonces ha mantenido la publicación de diferentes catálogos y boletines sísmicos con diferentes escalas temporales. La precisión máxima en la localización absoluta de los eventos con un intervalo de confianza del 90% ofrecida por esta base de datos, está en unas decenas de grado para la



localización epicentral y en menos de 25 km para la localización hipocentral. Dicha base de datos proporciona la información en diferentes formatos y permite filtrados preliminares en función de la localización, profundidad, magnitud e intensidad. Las magnitudes las proporciona en diferentes escalas: Ms (magnitud de ondas superficiales), MI (magnitud local), mb (magnitud de ondas de volumen) y Md (magnitud de duración).

De dicha base de datos hemos seleccionado los eventos de la región comprendida entre las latitudes de 15°N y 22°N y las longitudes de 60°O y 80°O, cubriendo ampliamente nuestra zona de estudio. Dicha región contiene 13 356 datos, con una ventana temporal entre febrero del año 1973 y abril de 2008. Hemos seleccionado solamente los eventos a partir del año 2000 para garantizar una relocalización más fiable y con magnitudes por encima de 3.5 para representar solamente los eventos más significativos. Además hemos suprimido manualmente la mayor parte de los eventos cuyas profundidades son 10 km y 33 km, los cuales están muy condicionadas por el modelo cortical utilizado para la relocalización (Fig. IV.18). De este modo hemos obtenido una población relativamente reducida de 2424 eventos, pero de este modo se garantiza una mayor precisión en la localización absoluta.

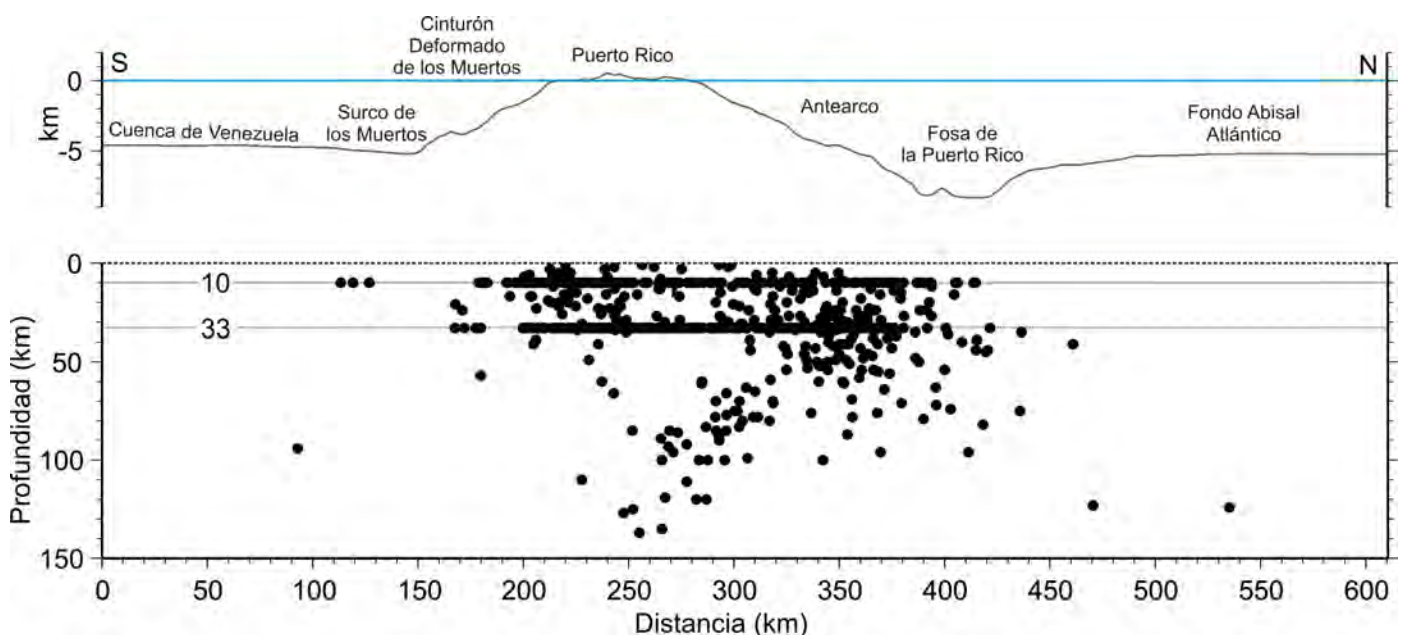


Figura IV.18 Sección cortical de sismicidad S-N con los datos del catálogo NEIC atravesando la parte occidental de la isla de Puerto Rico. Hipocentros con $M > 3.5$ y localizados a 70 km a cada lado del meridiano 67°O. En la parte superior se muestra la batimetría extraída de los datos de satélite. Se han indicado las profundidades de 10 y 33 km asignadas por el modelo de corteza utilizado para la localización. La mayor parte de los eventos localizados en estas profundidades han sido descartados para nuestro estudio.



IV.6.2 Análisis de mecanismos focales

Para la realización de este trabajo se ha realizado una recopilación de los datos de mecanismos focales disponibles en el catálogo de Harvard (www.seismology.harvard.edu). El uso de dicho catálogo garantiza un mínimo de calidad y homogeneidad recogiendo los mecanismos focales recalculados mediante el método del tensor de momento sísmico (*Centroid Moment Tensor*, Dziewonski *et al.*, 1981), desde el año 1976 a escala planetaria a partir de magnitudes (m_b) mayores de 5.0.

De dicha base de datos hemos seleccionado los mecanismos de la región comprendida entre las latitudes de 15°N y 21°N y las longitudes de 58°O y 75°O, cubriendo ampliamente nuestra zona de estudio. Dicha región contiene 118 mecanismos focales hasta el 20 de julio de 2008.

De manera similar a los indicadores de calidad en las localizaciones de hipocentros, y de los mecanismos focales de terremotos a partir de la polaridad de la onda P , existen otros parámetros para valorar la “calidad” de las determinaciones del método del tensor momento sísmico. Frohlich y Davis (1999) proponen dos estadísticas para estimar la calidad de las soluciones:

1. Error relativo (E_{rel}). Medida del tamaño relativo de M y sus errores estándar U .

$$E_{rel} = \sqrt{\frac{U : U}{M : M}}$$

Es el “momento escalar” de U , normalizado por el momento escalar de M . En muchos casos, E_{rel} es un número entre 0 y 1 y el valor medio del E_{rel} en para el catálogo de Harvard es de 0.126.

2. Desviación (ϵ) del mecanismo de doble par de fuerzas. El tensor simétrico M tiene sólo dos autovalores independientes $E1$ y $E2$; el tercer valor $E3$ puede ser $-\text{abs}(E1 + E2)$. Si un terremoto es del tipo doble par de fuerzas, la condición es que $E1 = -E2$, pero esta condición no se impone en el procedimiento de inversión. Considerando en valores absolutos los autovalores, E_{max} el mayor, y E_{min} el menor, la relación ϵ es una medida de la desviación del tensor momento del mecanismo de doble par de fuerzas:

$$\epsilon = \left| \frac{E_{min}}{E_{max}} \right|$$

El valor de ϵ puede variar entre 0 (doble par) y 0.5 (*vector dipolar linear*), en el cual las orientaciones de los ejes P , T y B son indeterminadas.

Nosotros hemos filtrado los mecanismos focales utilizando el método de desviación del doble par de fuerzas en el cálculo del tensor momento sísmico. Para ello, de los diferentes formatos que facilita el catálogo de Harvard hemos utilizado el formato completo que proporciona dicha base e datos (*full format*; Tabla IV.4).



A partir de esta información utilizamos método de desviación del doble par de fuerzas en el cálculo del tensor momento sísmico mediante el programa 2DC (Olaiz, 2006), que además permite paralelamente homogeneizar los datos de los distintos catálogos. El programa utiliza los tres valores de los vectores directores (Fig. IV.18; *eigenvalue*= E_i) según el procedimiento descrito arriba y calcula la desviación (ϵ) del mecanismo de doble par de fuerzas. Los valores de ϵ entre 0 y 0.5 los convierte a porcentaje ($200 \times \epsilon$). Este porcentaje se resta a 100 para obtener la desviación respecto al doble par de fuerzas.

Event name: 060677A

Region name: DOMINICAN REPUBLIC REG.

Date (y/m/d): 1977/6/6

Information on data used in inversion

Wave nsta nrec cutoff

Body 5 12 45

Mantle 0 0 0

Surface 0 0 0

Timing and location information

hr	min	sec	lat	lon	depth	mb	Ms
MLI	6	38	46.10	19.39	-69.48	49.0	4.9 4.2
CMT	6	38	54.40	18.87	-70.42	69.9	
Error			1.10	0.08	0.17	6.0	

Assumed half duration: 1.5

Mechanism information

Exponent for moment tensor: 24 units: dyne-cm

Mrr	Mtt	Mpp	Mrt	Mrp	Mtp
CMT	-0.251	-1.038	1.289	-0.164	0.257 -0.480
Error	0.069	0.123	0.165	0.062	0.078 0.090

Mw = 5.3 Scalar Moment = 1.29e+24

Fault plane: strike=34 dip=78 slip=2

Fault plane: strike=304 dip=88 slip=168

Eigenvector: **eigenvalue: 1.43** plunge: 10 azimuth: 258

Eigenvector: **eigenvalue: -0.28** plunge: 78 azimuth: 117

Eigenvector: **eigenvalue: -1.15** plunge: 7 azimuth: 350

Tabla IV.4 Ejemplo de la información facilitada por el catálogo de Harvard en full format para cada terremoto.

Nosotros hemos seleccionado aquellos mecanismos focales con un porcentaje de ajuste $\geq 75\%$, de modo que los mecanismos con porcentaje de ajuste menor son descartados. Se evaluó utilizar porcentajes de ajuste superiores al 75% pero se reducía drásticamente el número de los mecanismos utilizables. Al final del proceso hemos obtenido un total de 67 mecanismos que cumplían la condición del filtro aplicado y son los que hemos usado en nuestro trabajo, ya que hemos priorizado la calidad de los mecanismos focales frente a la cantidad.





V. ANÁLISIS, INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN PARCIAL



V. ANÁLISIS, INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN PARCIAL

El presente Capítulo se ha dividido en tres Apartados que corresponden con diferentes aproximaciones al estudio geodinámico del Borde de los Muertos. Los apartados son: V.1 Morfotectónica, V.2 Modelación análoga y V.3 Estructura profunda. En cada apartado se desarrolla un análisis e interpretación de los datos obtenidos a partir de las técnicas y el desarrollo experimental descritos en los Capítulos III y IV. Al final de cada Apartado, se realiza una discusión parcial sobre los aspectos más relevantes derivados del análisis y la interpretación. La discusión general e integradora de todos los resultados, que aborda el contexto regional, se desarrolla en el Capítulo VI.

V.1 MORFOTECTÓNICA

La morfotectónica trata del estudio de las evidencias superficiales debidas a la actividad tectónica a corto y a largo plazo. Dichas evidencias dependen principalmente de la relación dinámica existente entre los procesos sedimentarios y de deformación (Underwood y Moore, 1995; Smoot *et al.*, 2001; Kukoswki *et al.*, 2001). Los estudios morfotectónicos en medios oceánicos, ya sean en zonas de borde de placas activos o zonas intraplaca, están muy condicionados por los procesos sedimentarios. Los medios oceánicos son las zonas topográficamente más deprimidas donde se produce la acumulación de sedimentos y la formación de cuencas o cubetas sedimentarias. Por lo tanto la evidencias de la deformación quedan frecuente enterradas o difuminadas por los procesos y depósitos sedimentarios. De este hecho viene la necesidad de una utilización conjunta de diferentes fuentes de datos; principalmente los datos de batimetría multihaz y los datos sísmicos de reflexión (véanse Capítulos III y IV).

Los procesos sedimentarios dominantes en ambientes oceánicos son: la sedimentación pelágica (decantación vertical de los detritos en suspensión), la re-movilización lenta de las capas sedimentarias del lecho marino por las corrientes de fondo y la sedimentación por flujos gravitacionales. En los bordes de placas los procesos sedimentarios que cobran más importancia son los flujos gravitacionales. Dentro de los flujos gravitacionales se engloban: los deslizamientos submarinos, flujos de derrubios, flujos granulares y las corrientes de turbidez. En el caso de procesos sedimentarios mixtos donde aparecen una mezcla de facies sedimentarias procedentes de fuentes diferentes se denomina sedimentación hemipelágica (Middleton y Hampton, 1976; Stow y Lovell, 1979; Gorsline, 1984;).

En el caso concreto que nos ocupa, los procesos de deformación dominantes en el Borde de los Muertos, están relacionados principalmente con el proceso de acreción y construcción de un cinturón deformado o prisma de acreción (Matthews y Holcombe, 1974; Ladd *et al.*, 1977; Jany, 1989). Sin embargo, los procesos de carácter extensional son importantes en la parte alta de la



pendiente insular, donde aparece una plataforma carbonatada tapizando el arco isla (van Gestel *et al.*, 1998, Mann *et al.*, 2005). En casos concretos de contextos de convergencia muy oblicua ($>45^\circ$), como también se ha propuesto para el Borde de los Muertos (van Gestel *et al.*, 1998; Jansma *et al.*, 2000), se suele manifestar una partición de la deformación mediante sistemas de desgarre y cabalgamientos (McClay *et al.*, 2004). Dicha partición de la deformación también se ha observado en buena parte del borde NE de la placa del Caribe: en la isla de La Española (Mann *et al.*, 2002, 2004; Pérez Estaún *et al.*, 2002; Hernaiz, P. P., 2006;) y en la Fosa de Puerto Rico (ten Brink *et al.*, 2004; ten Brink y Lin, 2004) (Fig. V.1).

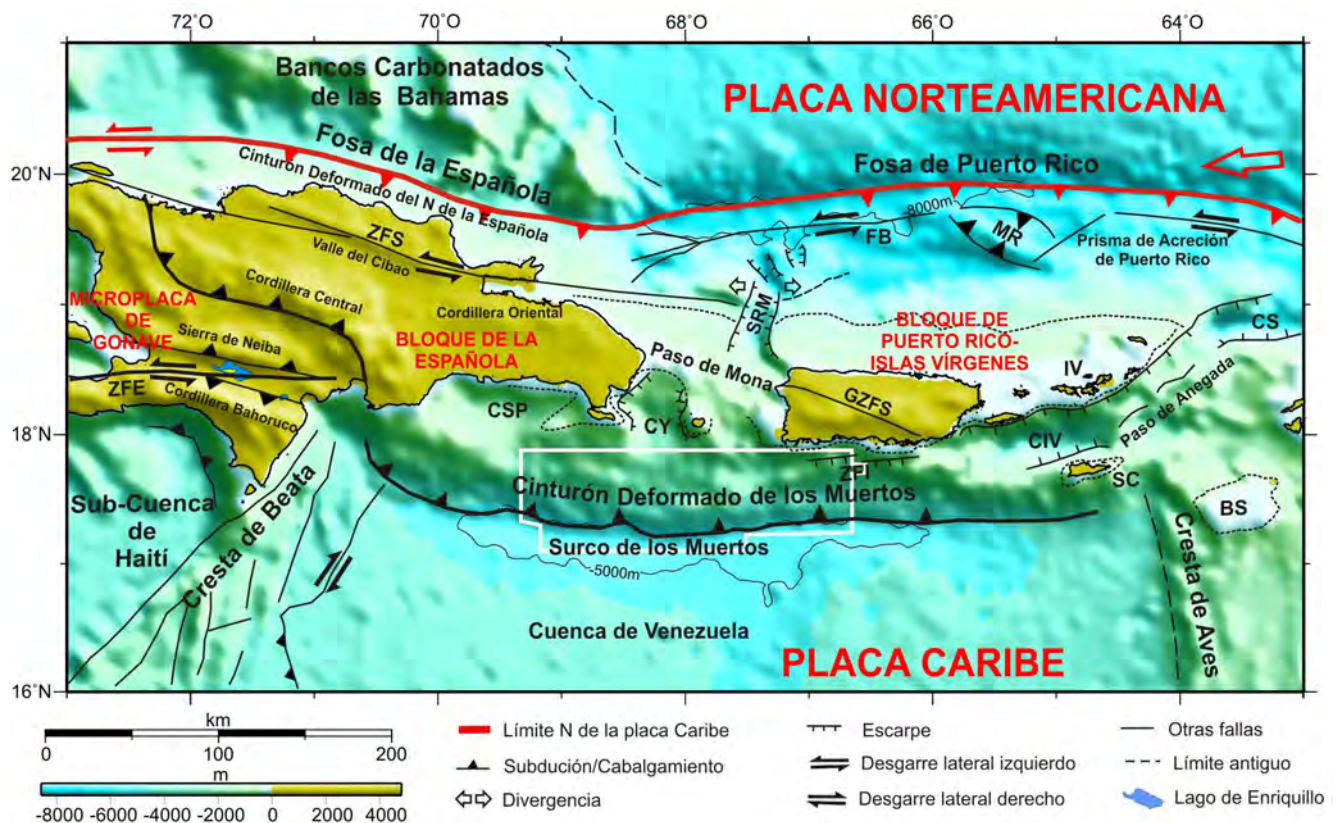


Figura V.1 Marco tectónico del borde NE de la placa del Caribe. El color del fondo representa la elevación (Smith y Sandwell, 1997). La flecha roja grande indica el desplazamiento de la placa Norteamericana respecto a la placa del Caribe. La línea de puntos delimita el límite norte en la zona de Puerto Rico de la plataforma carbonatada que está depositada sobre el arco de islas. **ZFS**= Zona de Falla Septentrional, **ZFE**= Zona de Falla de Enriquillo, **CSP**= Cuenca de San Pedro, **CY**= Cuenca de Yuma, **ZFI**= Zona de Falla del Investigador, **SRM**= Sistema de Rift de Mona, **FB**= Falla de Bunce, **MR**= Main Ridge, **CIB**= Cuenca de Islas Vírgenes, **CS**= Cuenca de Sombrero, **BS**= Banco de Saba, **GZFS**= Gran Zona de Falla del Sur de Puerto Rico. **IV**= Islas Vírgenes. **SC**= St. Croix. La zona recuadrada en blanco corresponde con la región del levantamiento multihaz.

Los perfiles sísmicos realizados transversalmente en los márgenes convergentes, tanto en cinturones de pliegues y cabalgamientos en ambientes continentales, como en zonas de subducción (e. g., Barbados, Westbrook *et al.*, 1988; Cascadia, Davis y Hyndman, 1989; Makran, Kopp *et al.*, 2000; Costa Rica, Shipley *et al.*, 1992) proporcionan una idea del proceso de deformación que los ha construido. Las secciones sísmicas muestran que, una parte o la totalidad de los sedimentos que se encuentran sobre la región del antepaís o la placa que subduce y en el relleno sedimentario de la cuenca de antepaís o fosa oceánica, son apilados de múltiples modos (e. g., *frontal accretion*,



offscraping, underplating) formando un cinturón deformado o prisma de acreción con una estructura imbricada de láminas de cabalgamiento (Scholl *et al.*, 1980, von Huene y Scholl, 1991; Moores y Twiss, 1995).

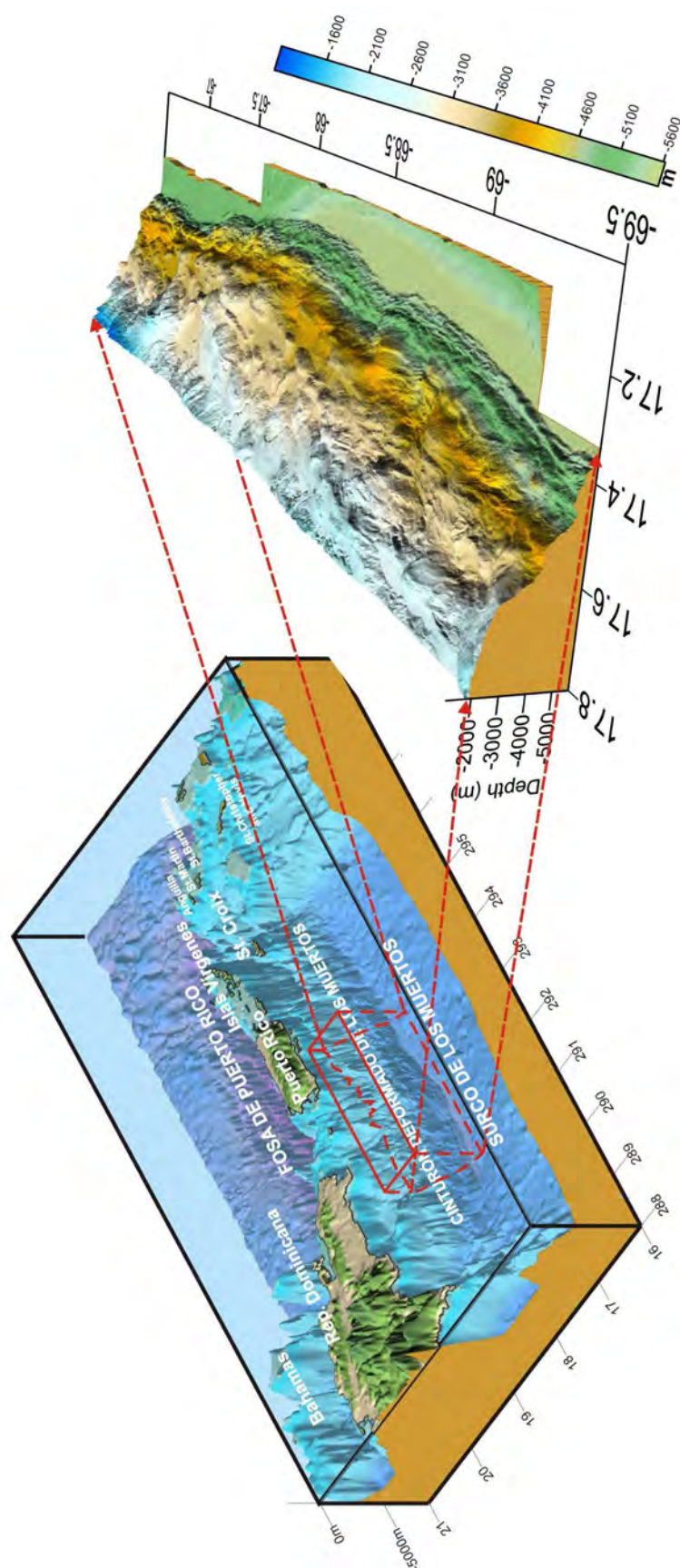


Figura V.2 Los bloques diagrama muestran modelos digitales de elevación del NE del Caribe a diferentes escalas. El bloque de la izquierda representa la integración de los datos de elevación derivados de satélite (interpolados a 2 minutos; Smith y Sandwell, 1997) con la batimetría multi-haz (zona recuadrada en color rojo). El bloque diagrama de la derecha representa la batimetría multi-haz en código de color interpolada a 150 e iluminada desde el NO.



Desde el punto de vista morfológico, el Surco o Fosa de los Muertos es una depresión batimétrica alargada y estrecha localizada al pié de la pendiente insular meridional de las Antillas Mayores orientales (Case y Holcombe, 1980) (Fig. V.1, 2). En la bibliografía que versa sobre el borde NE de la placa del Caribe se han usado indistintamente los términos surco (*trough*) y fosa (*trench*) para referirse a la depresión oceánica de los Muertos, tanto en contextos de subducción (Biju-Duval *et al.*, 1983; Byrne *et al.*, 1985; Dillon *et al.*, 1996; Dolan *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 2002) como de *underthrusting* (Matthews y Holcombe, 1974; Case y Holcombe, 1980; Forsthoof y Holcombe, 1983) del *plateau* caribeño debajo del arco isla.

Nosotros, en el presente trabajo de investigación, preferimos el usar la expresión Surco de los Muertos (*Muertos Trough*) como se describió originalmente, en lugar de la expresión Fosa de los Muertos (*Muertos Trench*). El principal motivo es que el término fosa se usa frecuentemente asociado a contextos de subducción (Kearey, 2001; Allaby, 2008), y en el Borde de los Muertos el proceso de subducción es muy controvertido. Ladd *et al.* (1977) observaron mediante perfiles sísmicos de reflexión que los horizontes reflectivos de la Cuenca de Venezuela, se podían identificar debajo del relleno sedimentario del Surco de los Muertos y que continuaban debajo de la pendiente insular formada principalmente por el cinturón deformado. Del mismo modo, en la presente investigación usaremos la expresión “Cinturón Deformado de los Muertos” en lugar de “Prisma de Acreción de los Muertos”, para evitar hacer alusión a un proceso de subducción (Kearey, 2001; Allaby, 2008).

El cinturón deformado está constituido por los materiales de la Cuenca de Venezuela y los provenientes del arco isla. En el contexto tectónico de la región NE del Caribe, el Borde de los Muertos es el resultado de la convergencia entre las placas Norteamericana y del Caribe (Fig. V.1). La tasa actual de convergencia entre dichas placas, estimada a partir de datos de GPS, es de 18-20 mm/año con un azimut medio de 070° (Mann *et al.*, 2002; ver Fig. II.14 en Capítulo II). El Borde de los Muertos, situado en la región trasera del arco (retroarco, trasarco), se puede considerar como un límite secundario, debido a que el margen principal entre las placas Norteamericana y del Caribe se sitúa en la Fosa de Puerto Rico (Bird *et al.*, 2003; ten Brink, 2005). En dicha fosa se produce una convergencia muy oblicua con el desarrollo de grandes sistemas de desgarre lateral izquierdo y una componente de subducción muy pequeña de la placa Norteamericana debajo de la placa del Caribe.

El objetivo de este Apartado es llevar a cabo un análisis detallado, una interpretación y una discusión desde el punto de vista morfoestructural del Borde de los Muertos (Fig. V.1). La investigación se desarrolla a lo largo del Borde de los Muertos pero principalmente se centra en la zona de levantamiento sistemático con batimetría multihaz de la campaña GEOPRICO (Carbó *et al.*, 2005). Dicho levantamiento cubre un área de ~23000 km², aportando información de las regiones de pendiente insular al S del Paso de Mona, al SO de Puerto Rico y al SE de República Dominicana y una pequeña parte del Surco de los Muertos y la Cuenca de Venezuela (Fig. V.1, 3).

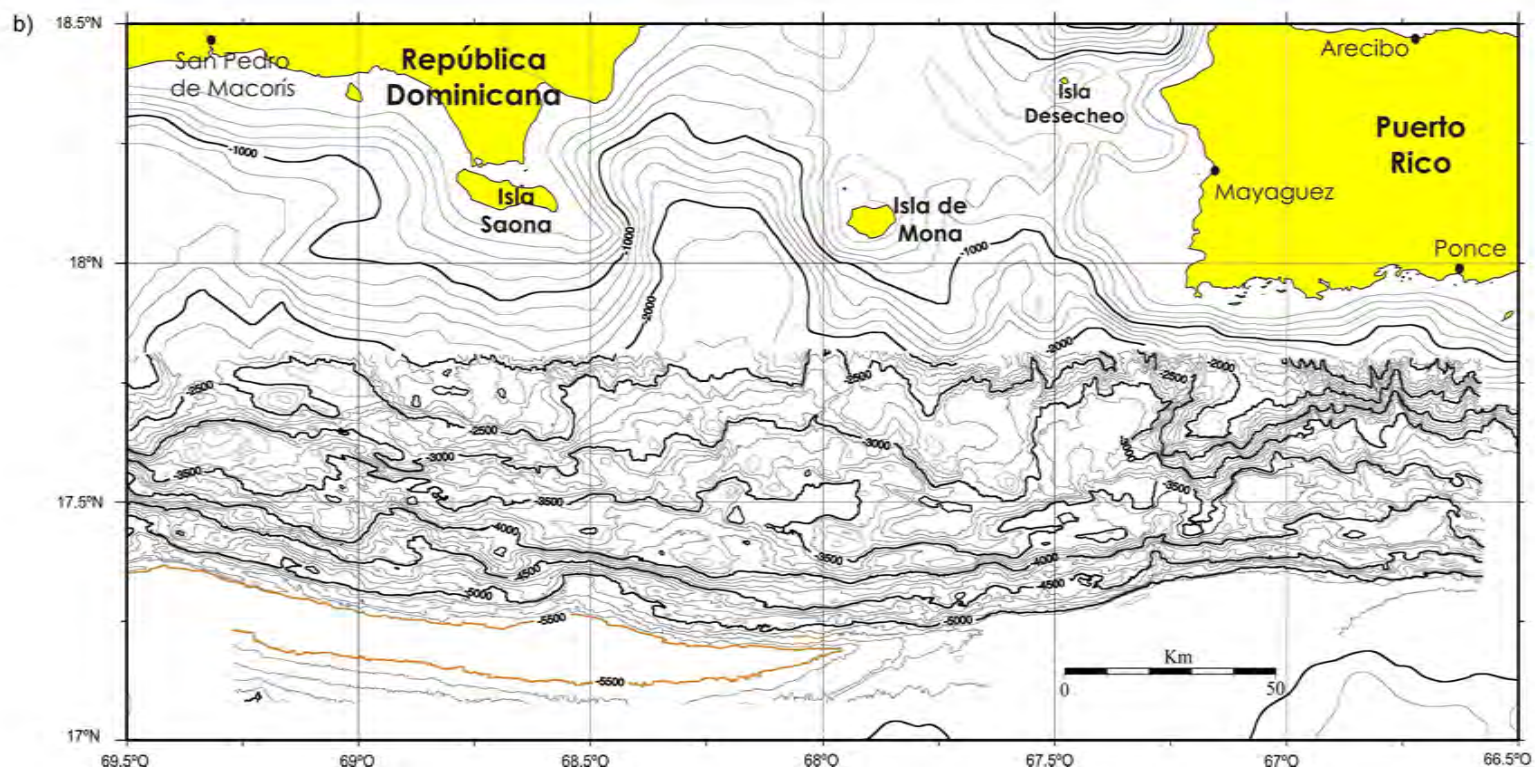
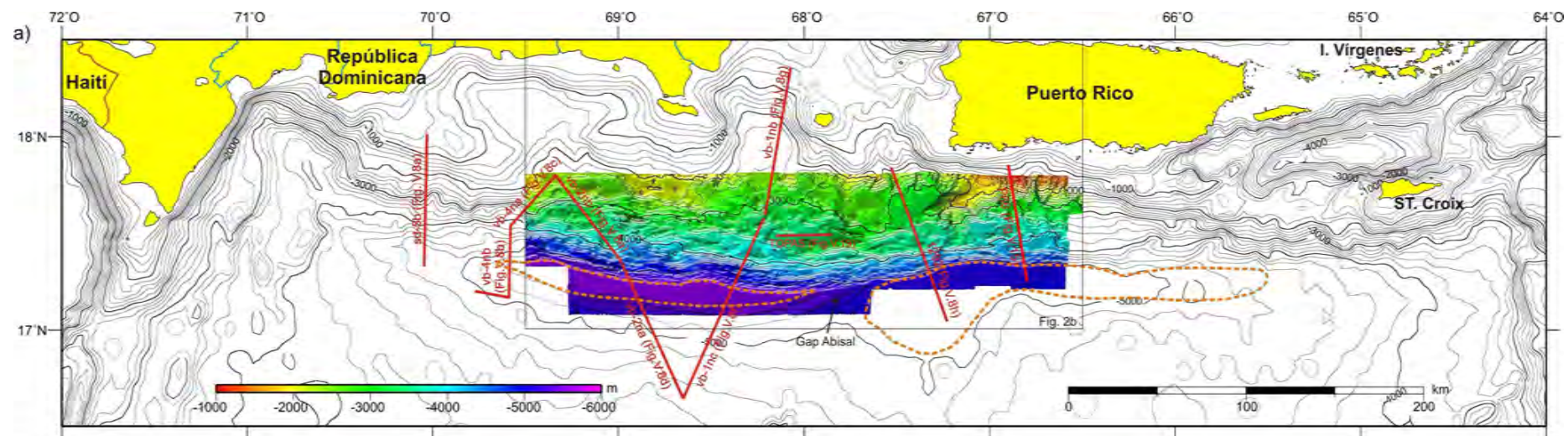




Figura V.3 a) Mapa de isobatas de la región del meridional de las Antillas Mayores orientales. La zona coloreada muestra la batimetría multihaz (~23 000 km²). Los datos multihaz están interpolados a 150 m y la equidistancia es de 200 m. Las isobatas del resto de la región muestran la elevación derivada de datos de satélite interpolada a 1 minuto (Smith y Sandwell, 1997). La equidistancia es de 500 m. El cuadro marca la localización de la figura 3b. Las líneas rojas muestran la localización de los perfiles sísmicos de reflexión mostrados en la figura 10. Perfiles de la campaña IG1503: vb-2na, vb-2nb, vb-1nb, vb-1nc, vb-4na y vb-4nb. Perfil de la campaña IG2408: sd-5b. Perfil de la campaña EW9501: 1292. Perfil de la campaña Pelican: P66. Perfil de la campaña GEOPRICO: TOPAS (ultra-alta resolución en la figura 19). La línea discontinua de color naranja indica la extensión de los niveles turbidíticos horizontales del surco (Matthews y Holcombe, 1974; Forsthoof y Holcombe, 1983; Presente Investigación). **b)** Mapa batimétrico multihaz de detalle Ver localización en la figura 3a. La región con las isobatas más juntas muestra de la zona del levantamiento batimétrico multihaz de la campaña GEOPRICO. Los datos están interpolados a 150 m y la equidistancia es de 100 m. La región con las isobatas orlando la batimetría multihaz muestra datos de satélite. Equidistancia 200 m. La isobata -5 500 m de color naranja indica de forma aproximada la extensión del relleno turbidítico del en esa región del surco.

La mayoría de los perfiles sísmicos de reflexión multicanal se localizan en la región del levantamiento multihaz, aunque se han utilizado varios localizados al O de esta zona, que muestran una información muy valiosa sobre la continuidad lateral de la estructura del borde (Fig. V.3a). Los perfiles sísmicos aportan información desde la parte alta de la pendiente insular, pasando por el Cinturón Deformado de los Muertos, el Surco de los Muertos y alcanzan buena parte de la vertiente septentrional de la Cuenca de Venezuela.

V.1.1 Estratigrafía sísmica de la Cuenca de Venezuela

La región de la Cuenca de Venezuela ha sido estudiada ampliamente mediante métodos sísmicos, pero también cuenta con varios sondeos profundos del programa *Deep Sea Drilling Project* (DSDP; Edgar *et al.*, 1971, 1973; Diebold *et al.*, 1981; Driscoll y Diebold, 1999; Mauffret y Leroy, 1999). Por lo tanto, las facies sísmicas de la parte superior de la corteza están relativamente bien estudiadas. Dichas facies han sido correlacionadas con las litologías y sus respectivas edades a partir de la información de los sondeos profundos. Las facies sísmicas presentan gran continuidad por toda la región de la Cuenca de Venezuela y por lo tanto nos van a servir como nivel de referencia para calibrar la interpretación de nuestros perfiles sísmicos en el Borde de los Muertos.

• Reflectores característicos

Dentro de la Cuenca de Venezuela se han identificado clásicamente dos reflectores sísmicos principales que tienen gran continuidad lateral: el reflector B" más profundo y por encima el reflector A" (Ewing *et al.*, 1967, 1968). Los materiales que aparecen por encima del reflector B" se han denominado como los *Carib beds*, y se definieron originalmente como un 1 segundo (tiempo de viaje doble, *twtt* en adelante) de sedimentos cubriendo un nivel de basaltos del Coniaciense (Edgar *et al.*, 1971, 1973) (Fig. V.4a).

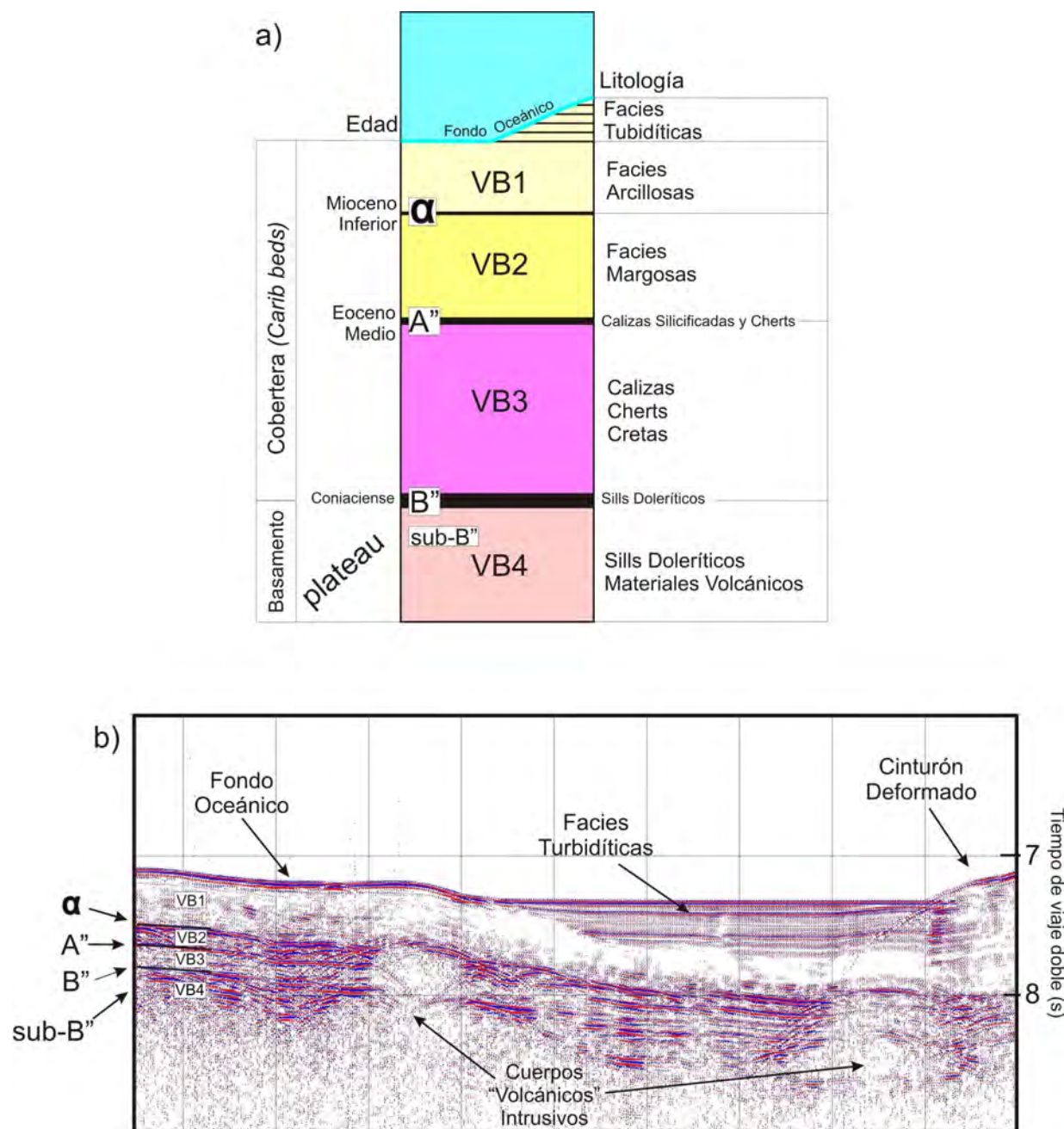


Figura V.4 a) Estratigrafía sísmica característica de la Cuenca de Venezuela. Se especifican las litologías, las relaciones de yacencia y las edades de los reflectores, así como el basamento y la cobertera (Carib beds). El espesor de las unidades sísmicas es relativo. **b)** Interpretación esquemática de la estratigrafía sísmica en el Borde de los Muertos. Sector del perfil sísmico multicanal vb-2na a su paso por el Surco de los Muertos. Ver la localización en figura V.3a.

Los *Carib beds* muestran unos niveles reflectantes sub-paralelos de fuertes amplitudes con gran continuidad en la región de la Cuenca de Venezuela (Fig. V.4b). El horizonte sísmico B" es el nivel reflectante más profundo que se ha identificado en los sondeos del programa DSDP (*legs* 146/149). Dicho horizonte ha sido correlacionado con *sills* de doleritas interestratificados con calizas del Coniaciense (Cretácico Superior) y se ha interpretado como el techo del *plateau* caribeño (*i. e.*, techo del basamento). Desde el punto de vista sísmico este reflector marca el cambio neto en las



velocidades de propagación, siendo inferiores a 5 km/s en los materiales suprayacentes (*Carib beds*) y superiores en los materiales infrayacentes. Más localmente y con menor continuidad se han documentado reflectores infrayacentes al reflector B", que se denominan como sub-B" y comprenden la Unidad Sísmica VB4 (Ladd y Watkins, 1980) (Fig. V.4a, b). Estos reflectores sub-B son concordantes o localmente discordantes con el reflector B" y también se les ha atribuido un origen intrusivo de tipo *sill*. Sobre el reflector B" y dentro de los *Carib beds* aparece el reflector A" que se corresponde con un nivel interestratificado de calizas silíceas y *cherts* del Eoceno Medio (Fig. V.4a). El reflector A", se muestra como una reflexión de fuerte amplitud, es algo discontinuo y en promedio se sitúa a unos 0.5 segundos (*twtt*) debajo del fondo oceánico (Fig. 4b). Otro horizonte reflectante característico de los *Carib beds* identificable en gran parte de la Cuenca de Venezuela, y que se ha documentado en trabajos posteriores, es el reflector α . Este reflector, se sitúa por encima del reflector A", y ha sido correlacionado mediante las perforaciones profundas (DSDP) con cambios litológicos de facies margosas más profundas hacia más arcillosas con una edad estimada en el Mioceno Inferior.

- **Facies sísmicas**

Entre los citados reflectores se han definido diferentes facies o unidades sísmicas que muestran gran continuidad en toda la región de la Cuenca de Venezuela. Desde abajo hacia arriba son las siguientes:

La Unidad Sísmica VB3 está comprendida entre los reflectores A" y B", y muestra unas amplitudes medias con un espesor variable entre 0.3 a 0.5 segundos (*twtt*). Los materiales que constituyen dicha unidad son principalmente calizas, *cherts* y cretas.

Encima, aparecen unas facies más margosas que constituyen la Unidad Sísmica VB2. Esta unidad está comprendida entre los reflectores α y A" y muestra un espesor medio entre 0.1 y 0.2 segundos (*twtt*). La configuración de reflectores es más caótica e hiperbólica (Fig. V.4b) y las amplitudes son medias o fuertes, aunque localmente muestra facies transparentes. En general su aspecto indica una deposición en ambientes de fuertes corrientes de profundidad (Matthews y Holcombe, 1985). El espesor medio en la Cuenca de Venezuela presenta fuertes variaciones en las inmediaciones de los montes y crestas submarinos.

La Unidad Sísmica VB1 es la más superficial y está constituida principalmente por arcillas. Esta unidad muestra un aspecto transparente hacia su parte alta y un espesor variable entre 0.2 y 0.3 segundos (*twtt*).

En la mayor parte del Surco de los Muertos aparecen unidades sísmicas características de facies de turbiditas. Estas unidades presentan un espesor muy variable y dan una geometría de prisma sedimentario asociado al relleno del surco. Los reflectores son de fuertes amplitudes y con poco espaciado. En la parte central del surco dichos reflectores se disponen horizontales y son progresivamente deformados hacia los bordes. Las turbiditas del Surco de los Muertos, depositadas



sobre materiales post- α (Mioceno Inferior), se han datado desde el Plioceno al Pleistoceno (Jany, 1989).

Resulta interesante destacar la presencia de “volcanes” que aparecen en muchos de los perfiles sísmicos de la Cuenca de Venezuela (Fig. V.4b). Dichos “volcanes” no siempre alcanzan el fondo marino originando montes submarinos (conos o crestas), sino que aparecen en continuidad desde el basamento acústico y están distorsionando y/o modificando la continuidad normal de los *Carib beds*. Estos volcanes se ponen de manifiesto en los perfiles sísmicos como zonas de morfologías diversas (e. g., secciones cónicas y dómicas), en cuyo interior aparecen reflexiones isótropas como en el basamento acústico. Los datos geomagnéticos indican un origen volcánico y las relaciones de corte con las series sedimentarias de los *Carib beds* sugieren un origen intrusivo para tales edificios (Jany, 1989; Driscoll y Diebold, 1999).

V.1.2. Morfología del Borde de los Muertos: Provincias morfotectónicas

Nuestra investigación se centra principalmente en la región cubierta por la batimetría multihaz, que es la zona central del Borde de los Muertos (Fig. V.3). Sin embargo, hemos extrapolado lateralmente nuestra interpretación a través del borde S de las Antillas Mayores orientales debido a la mayor cobertura que nos ofrecen los perfiles sísmicos.

En base a los criterios morfológicos, sedimentarios y de deformación establecidos a partir de los datos de batimetría multihaz y de sísmica de reflexión multicanal se ha dividido la zona de estudio en cinco provincias morfotectónicas. Dichas provincias muestran gran variación en su desarrollo lateral por lo que su continuidad resulta, a veces, dificultosa de establecer fuera de la región del levantamiento batimétrico multihaz y de los perfiles sísmicos, ya que los datos de satélite no ofrecen la resolución suficiente. Desde el S hacia el N, las provincias morfotectónicas son las siguientes (Fig. V.5a, b): Cuenca de Venezuela; Surco de los Muertos; Provincia Inferior; Provincia Media y Provincia Superior. En dicha clasificación los términos inferior, medio y superior hacen referencia a la posición de las provincias respecto a su localización en la pendiente insular regional, y no al mayor o menor grado pendiente. Si bien la Provincia Media desde el punto de vista de la pendiente, implica una disminución de la pendiente con respecto a las otras provincias.

En la tabla V.1 se muestran las pendientes promedio de las diferentes provincias y del borde en general. La interpretación morfotectónica de la zona de batimetría multihaz y las secciones corticales “tipo” para la parte central del Borde de los Muertos se muestran en las figuras V.5b y V.6 respectivamente.



Localización del Perfil Batimétrico N-S	Pendientes medias (°)			
	Perfil Insular	Provincia Inferior	Provincia Media	Provincia Superior
-69,35	3,5	7,1	6,6	4,0
-69,10	2,3	4,1	1,9	5,7
-68,70	2,6	4,8	3,8	5,7
-68,50	2,7	4,4	2,6	12,8
-68,20	2,2	5,1	2,1	8,5
-67,85	2,2	5,3	2,1	9,9
-67,60	2,9	6,4	2,4	6,4
-67,35	2,1	8,3	3,0	
-67,22	2,8	9,3	7,0	4,4
-67,05	3,3	8,2	1,3	6,3
-66,80	3,5	5,1	2,9	6,8

Tabla V.1 Pendientes promedias de las diferentes provincias morfotectónicas y del perfil insular general, obtenidas de la batimetría multihaz. Localización de los perfiles en la figura V.5a

• Surco de los Muertos y Cuenca de Venezuela

El Surco de los Muertos se localiza a lo largo de la base de la pendiente insular meridional de República Dominicana, Puerto Rico y St. Croix, y marca el límite septentrional de la Cuenca de Venezuela (Fig. V.1). Tiene una longitud aproximada de 750 km y se extiende desde los 71°O en su límite occidental, en las inmediaciones de Cresta de Beata, hasta los 64.2°O, en su límite oriental en las estribaciones de la Cresta de Aves (Fig. V.1, 3a). El surco muestra, en su mayor parte, una orientación E-O, con una ligera curvatura convexa hacia el S. Entre los 64°O y los 67.8°O presenta una pendiente de la zona axial hacia el O (Fig. V.7a). Entre los 67.8°O y los 69.8°O aparece una zona más deprimida, limitada lateralmente por gradientes batimétricos mayores, donde se da la mayor profundidad del surco (-5 580 m) (ver área elíptica en Fig. V.5a). Desde los 69.3°O hacia el O, la pendiente de la zona axial se invierte y el surco se hace más somero y estrecho, hasta alcanzar los 70.8°O donde desaparece (Fig. V.3a, 7a). Además, en este último tramo occidental, desde los 70°O hasta los 70.8°O el surco experimenta un giro significativo en su orientación hacia el NNO. Desde el punto de vista fisiográfico el surco es fácilmente identificable a lo largo de la ruptura de pendiente entre la vertiente septentrional de la Cuenca de Venezuela y la pendiente insular. Sin embargo, desde el punto de vista sedimentario, entendido como la extensión ocupada por del relleno turbidítico horizontal, muestra una anchura muy variable (ver extensión de turbiditas en la figura V.3a).

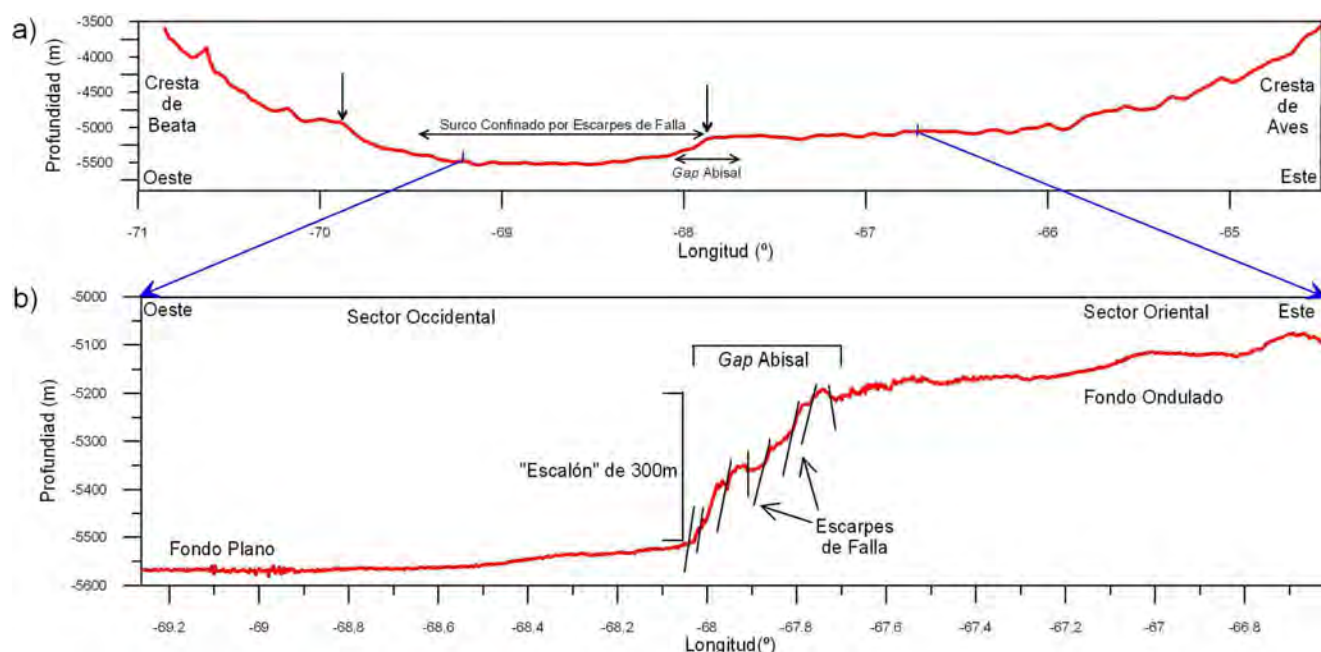


Figura V.7 a) Perfil batimétrico a lo largo de la zona axial del Surco de los Muertos extraído de la topografía derivada de datos de satélite interpolada a 1 minuto (Smith y Sandwell, 1997). Las flechas delimitan la zona más profunda del surco. **b)** Perfil batimétrico a lo largo del Surco de los Muertos extraído de la batimetría multihaz interpolada a 150 m. Localización en la figura V.5a. Las flechas azules indican la región de correspondencia entre perfiles.

Las secciones sísmicas, tanto del presente trabajo, como de los estudios de Matthews y Holcombe (1974) y Forsthoof y Holcombe (1983), permiten cartografiar el área con presencia de sedimentos turbidíticos en el surco (Fig. V.3a). En función de esta cartografía, el surco se puede dividir en dos sectores separados por un *gap* abisal (Forsthoof y Holcombe, 1983), asociado con un “escalón” batimétrico entorno a los 67.8°O y los 68°O (Fig. V.3b, 7a). De este modo, el sector occidental se encuentra delimitado por la isobata -5 500 m y presenta un relleno turbidítico más estrecho y alargado. Por el contrario, el sector oriental es más somero, está delimitado *grosso modo* por la isobata de -5 200 m (Fig. V.3a) y el área que cubren las turbiditas es notablemente más ancha e irregular. Las variaciones laterales en el área ocupada por relleno turbidítico, la orientación del surco en el extremo occidental, y los cambios en los gradientes batimétricos de la parte axial, sugieren una gran variación morfoestructural a lo largo del borde.

La Provincia del Surco de los Muertos limita al N con los sedimentos deformados del cinturón de deformación (Fig. V.5a). En nuestro caso la identificación del frente de deformación no siempre es sencilla desde los mapas batimétricos, ya que en los perfiles sísmicos se observa una progradación de la deformación compresiva hacia el relleno del surco mediante cabalgamientos frontales incipientes. Algunos de estos cabalgamientos ciegos llegan a deformar el fondo oceánico a modo de crestas anticlinales. Un ejemplo que ilustra este hecho, tanto con datos sísmicos como batimétricos, se muestra en las figuras V.14 y V.16 (descritas con más detalle más adelante). Esta cresta es paralela al frente de deformación y es el resultado de la progradación del cinturón de pliegues y cabalgamientos hacia la Cuenca de Venezuela (antepaís) mediante la superficie de *detachment*.

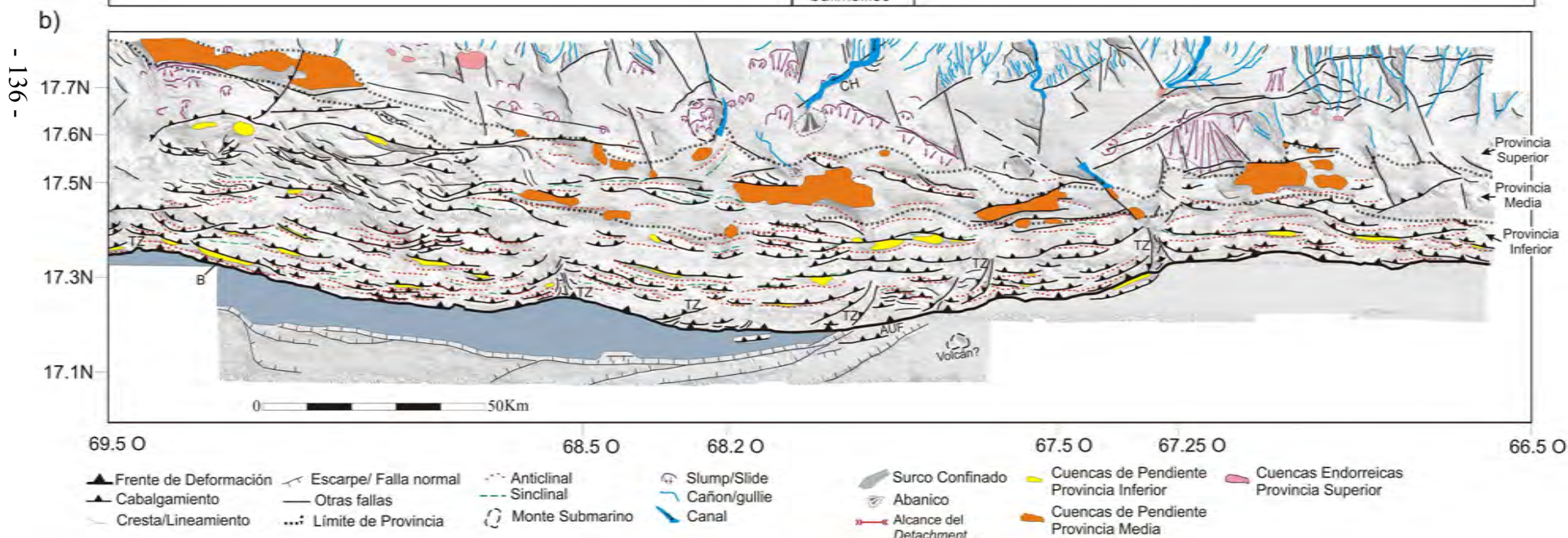
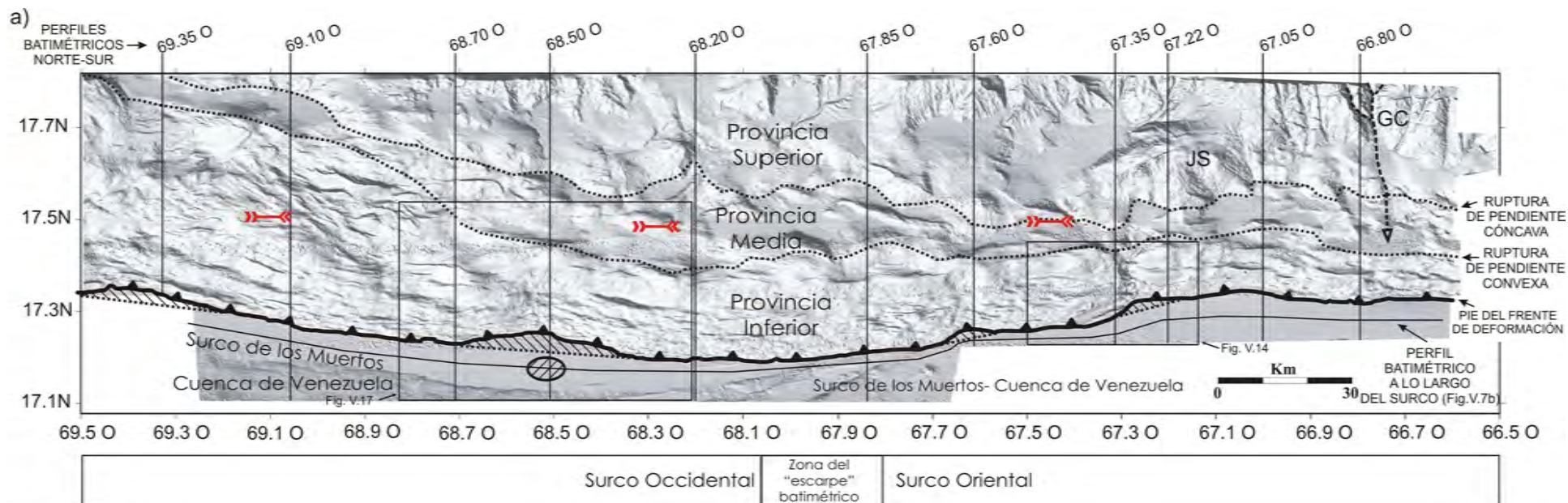




Figura V.5 a) División de las diferentes provincias morfotectónicas para el Borde de los Muertos en la región de la batimetría multihaz. Ver en Anexo IV esta figura agrandada y la localización en la figura V.3. Modelo digital de elevación en tonos de gris con una iluminación desde el SO. Interpolación a 150 m. Las líneas de puntos muestran los límites de las diferentes provincias. La línea gruesa con triángulos indica el frente de deformación (triángulos sobre el bloque de techo). Las líneas continuas N-S muestran la localización de los perfiles batimétricos de las figuras V.10a y V.10b. La línea continua E-O muestra la localización del perfil batimétrico de la figura 7b. El área elíptica rallada indica la zona de mayor profundidad. El recuadro de la parte inferior indica los dos sectores del surco y la zona del “escalón” batimétrico de 300 m. **GC**= Sistema de Cañones de Guayanilla **JS**= Jaguey Spur. Las áreas con trama de rallas en el frente de deformación indican los entrantes (recesses). **b)** Interpretación morfotectónica de la zona de multihaz. **TZ**= Zona Transfer. **CH**= Canal de Mona. **AUF**= Área de cabalgamiento de fallas normales. **B**= Cuenca de pendiente referenciada en el texto.

El *detachment* o superficie de despegue separa los materiales del cinturón deformado (reflectores muy inclinados) de los materiales sub-horizontales de la Cuenca de Venezuela (Fig. V.8).

De todo ello, se deduce que serían indispensables perfiles sísmicos seriados a lo largo de todo el borde para poder cartografiar lateralmente la separación entre los reflectores deformados y los no deformados. En este trabajo como en la mayor parte de la bibliografía se ha tomado como frente de deformación la base de la pendiente insular, que se corresponde *grosso modo* con la parte frontal del *detachment* (Fig. V.5a, b).

En el área del levantamiento batimétrico multihaz, el surco muestra una cuenca sedimentaria alargada y con un fondo muy plano (pendientes entre 0° y 1°) (Fig. V.9a). Esta cuenca se ha originado entre la pendiente insular y la suave pendiente topográfica de la Cuenca de Venezuela (Fig. V.3a; 8d, f). En esta región los perfiles sísmicos muestran que el surco está relleno por un prisma de turbiditas, caracterizado por reflectores poco espaciados y con geometrías horizontales suaves (Fig. V.8d, f). Este prisma sedimentario es discordante con los *Carib beds* de la Cuenca de Venezuela (*onlap* o contacto mecánico). Las muestras recogidas del lecho marino (*core samples*) indican que los sedimentos en el área del surco son principalmente pelágicos interestratificados con niveles turbidíticos y en el área de la Cuenca de Venezuela son fangos pelágicos de composición principalmente carbonatada (Forsthoef y Holcombe, 1983).

La Provincia definida como Cuenca de Venezuela se sitúa al S del Surco de Los Muertos y está constituida sólo por los *Carib beds* buzando ligeramente hacia el N (Fig. V.5a, 8b). Hacia el S se extiende hasta las estribaciones septentrionales del continente suramericano, fuera de nuestra región de estudio. El límite con el Surco de los Muertos se establece mediante el contacto discordante o mecánico entre los reflectores horizontales del relleno turbidítico del surco y los *Carib beds* buzando suavemente hacia el N. Este límite resulta difícil de establecer en el área oriental del surco, ya que el relleno turbidítico horizontal se hace notablemente más ancho y se extiende más hacia el S a modo de *onlap* sobre los *Carib beds* de la Cuenca de Venezuela (Fig. V.3a, 6, 8h). Nuestros datos sísmicos y de batimétrica multihaz no ofrecen suficiente cobertura en esta región oriental para constreñir con precisión este límite.

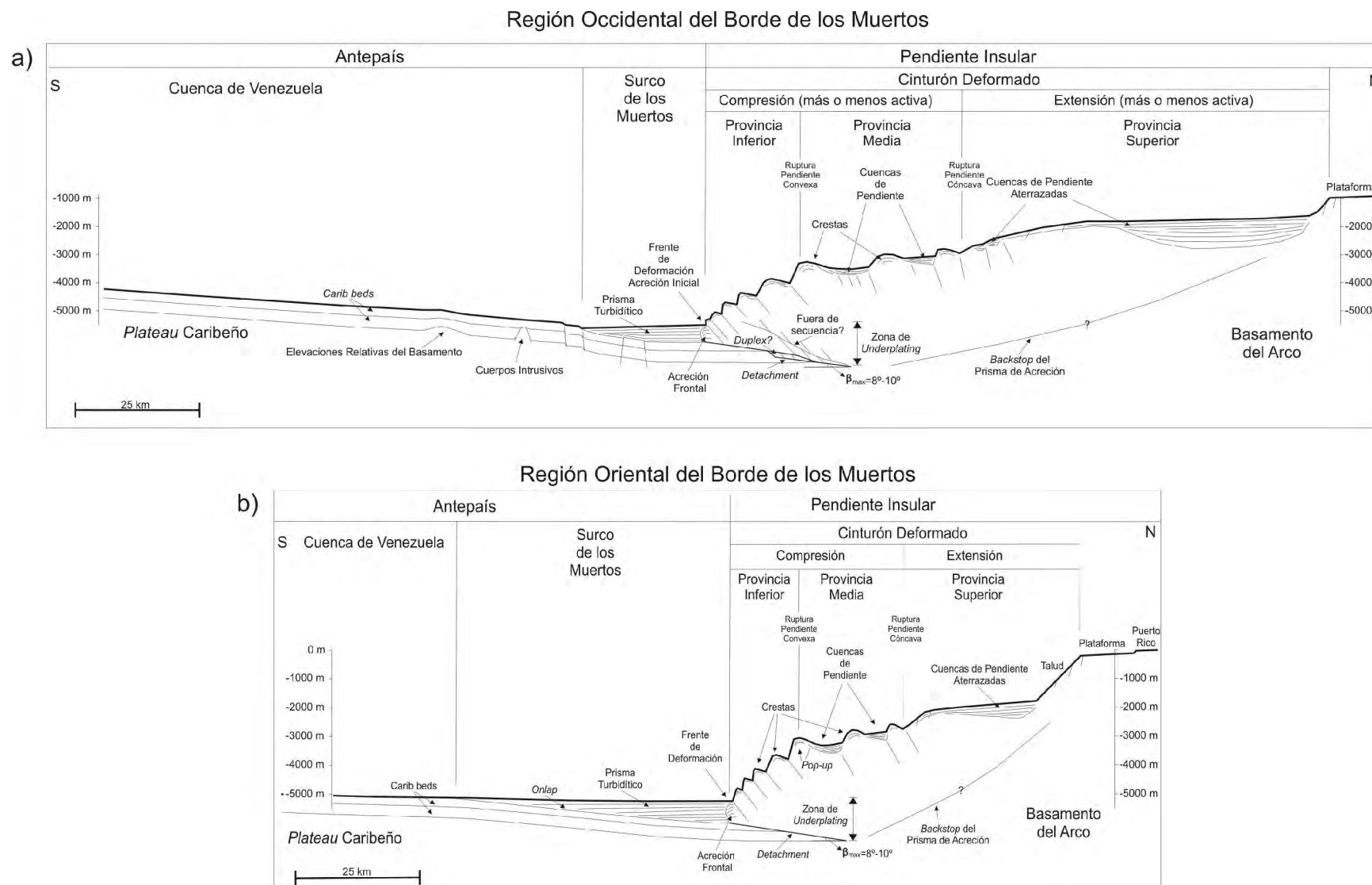


Figura V.6 Comparación de los cortes esquemáticos “tipo” a escala que resume la estructura transversal del Borde de los Muertos en la región multihaz. **a)** Corte tipo para la parte occidental del borde. **b)** Corte tipo para la parte oriental del borde. β_{max} indica el ángulo del detachment restituído a profundidad (V_p de 2500 m/s; Yuan et al, 1994).





En la parte central del surco, entre los 67.8°O y los 69.6°O, aparecen una serie de escarpes batimétricos sub-paralelos al borde de deformación que confinan el relleno turbidítico del mismo y que constituyen el límite con la Provincia del Surco de los Muertos (Fig. V.5b, 6; 8d, f). En las zonas del surco al O de los 69.6°O y en el *gap* abisal localizado entre los 67.7°O y los 68.1°O (Fig. V.3a, 7a), los perfiles sísmicos muestran un surco morfológico sin relleno o con escaso relleno turbidítico. En estas zonas los materiales del cinturón deformado llegan a situarse directamente por encima de los reflectores de la Cuenca de Venezuela (Fig. V.8a, b).

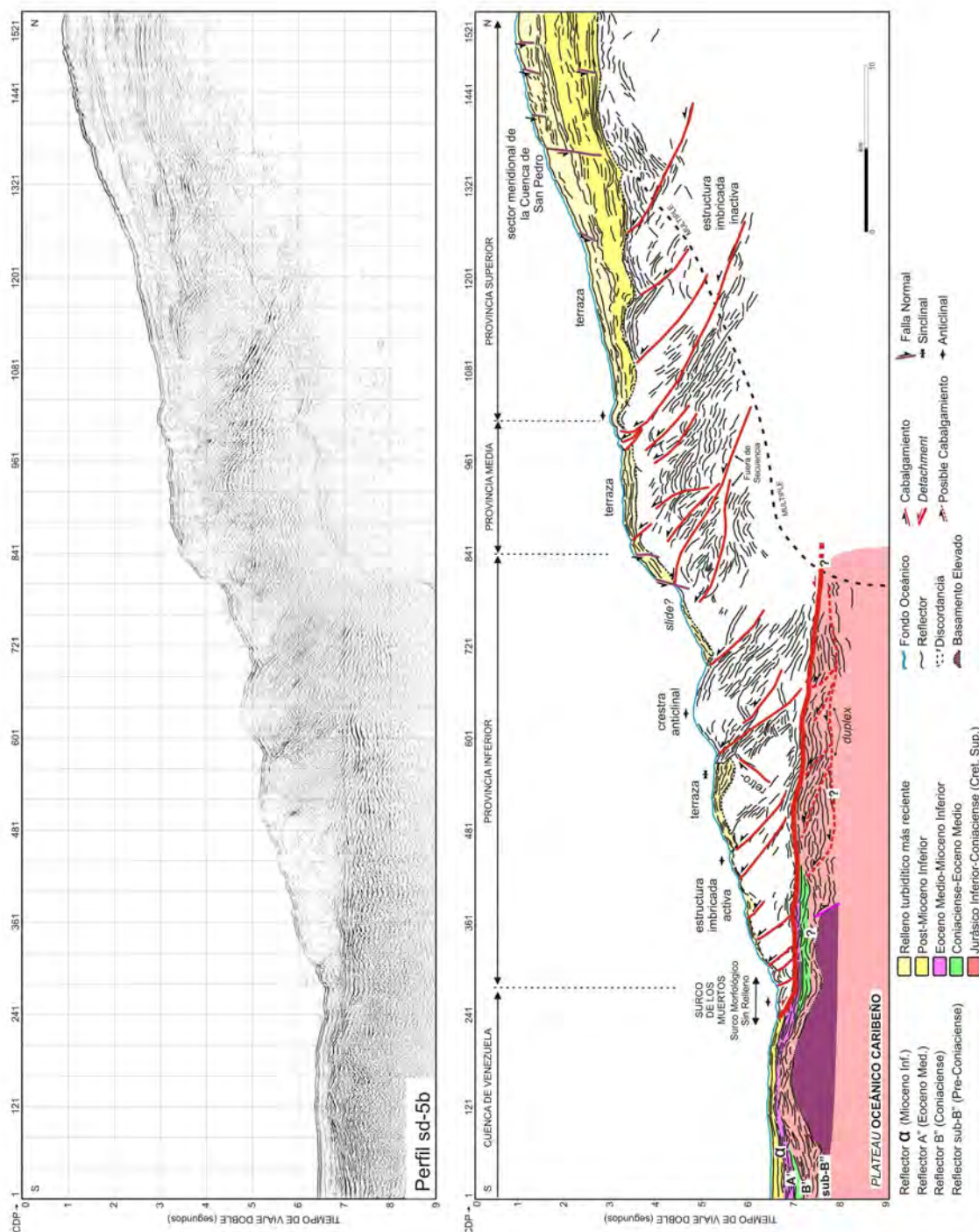


Figura V.8 a) En la parte superior se muestra la sección sísmica multicanal migrada sd-5b. Ver figura V.3a para la localización. En la parte inferior se muestra la interpretación. Ver Anexo II.2.

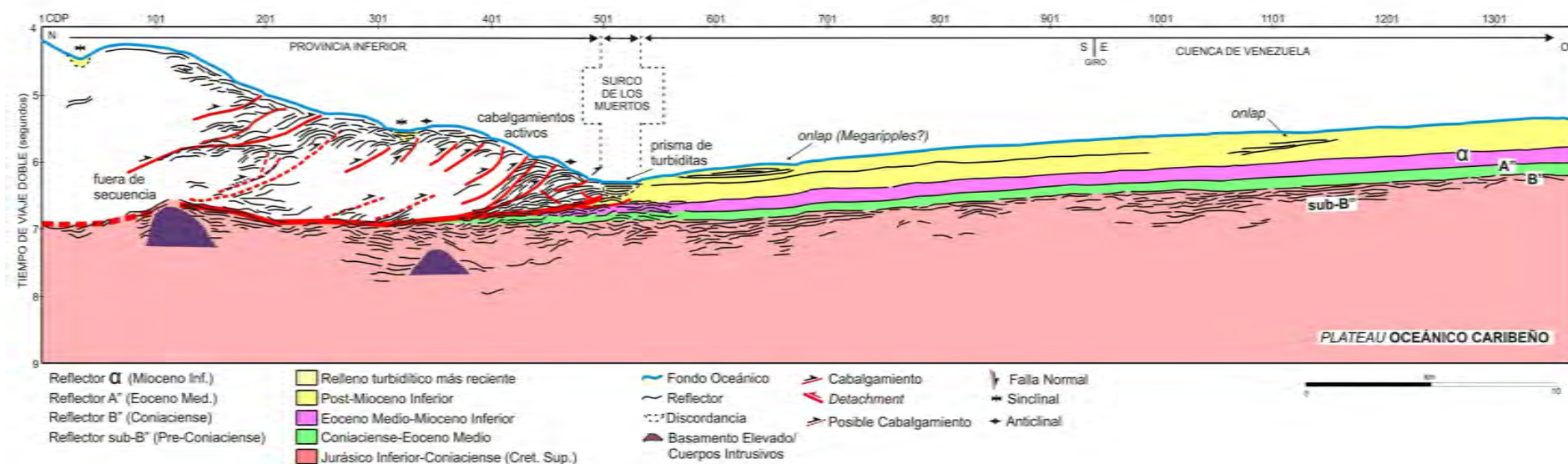
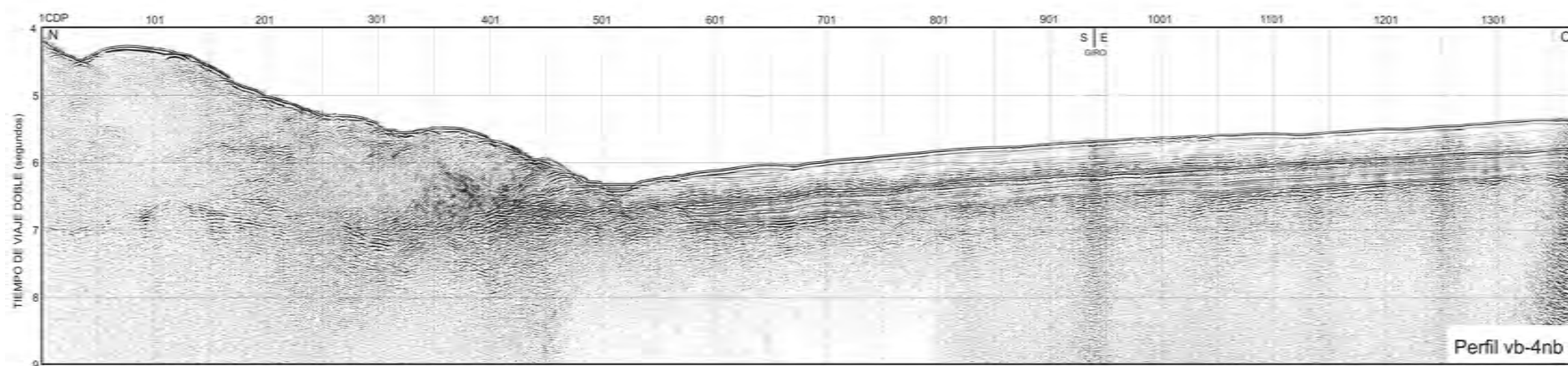


Figura V.8 b) En la parte superior se muestra la sección sísmica multicanal migrada vb-4nb. Ver figura V.3a para la localización. En la parte inferior se muestra la interpretación. Ver Anexo II.3.



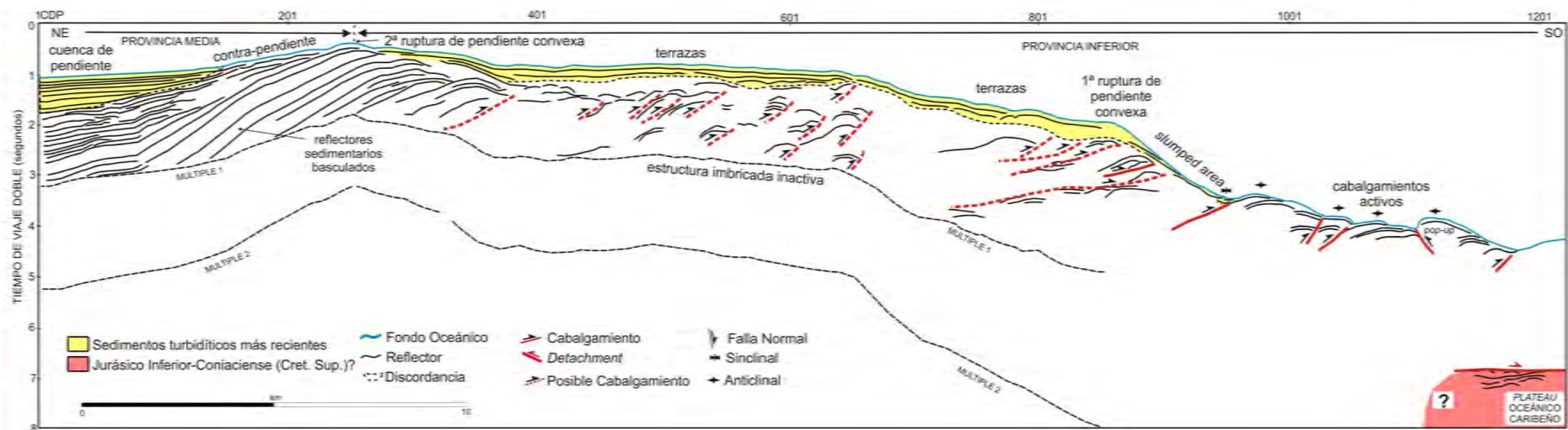
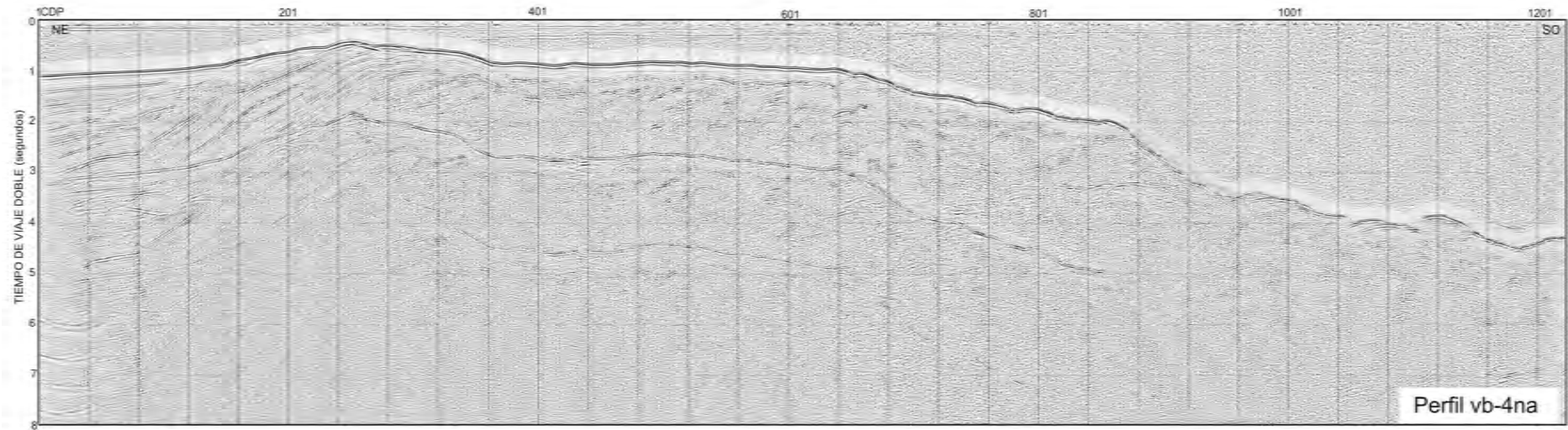


Figura V.8 c) En la parte superior se muestra la sección sísmica multicanal migrada vb-4na de la campaña IG1503. Ver figura V.3a para la localización. En la parte inferior se muestra la interpretación. Ver Anexo II.4.

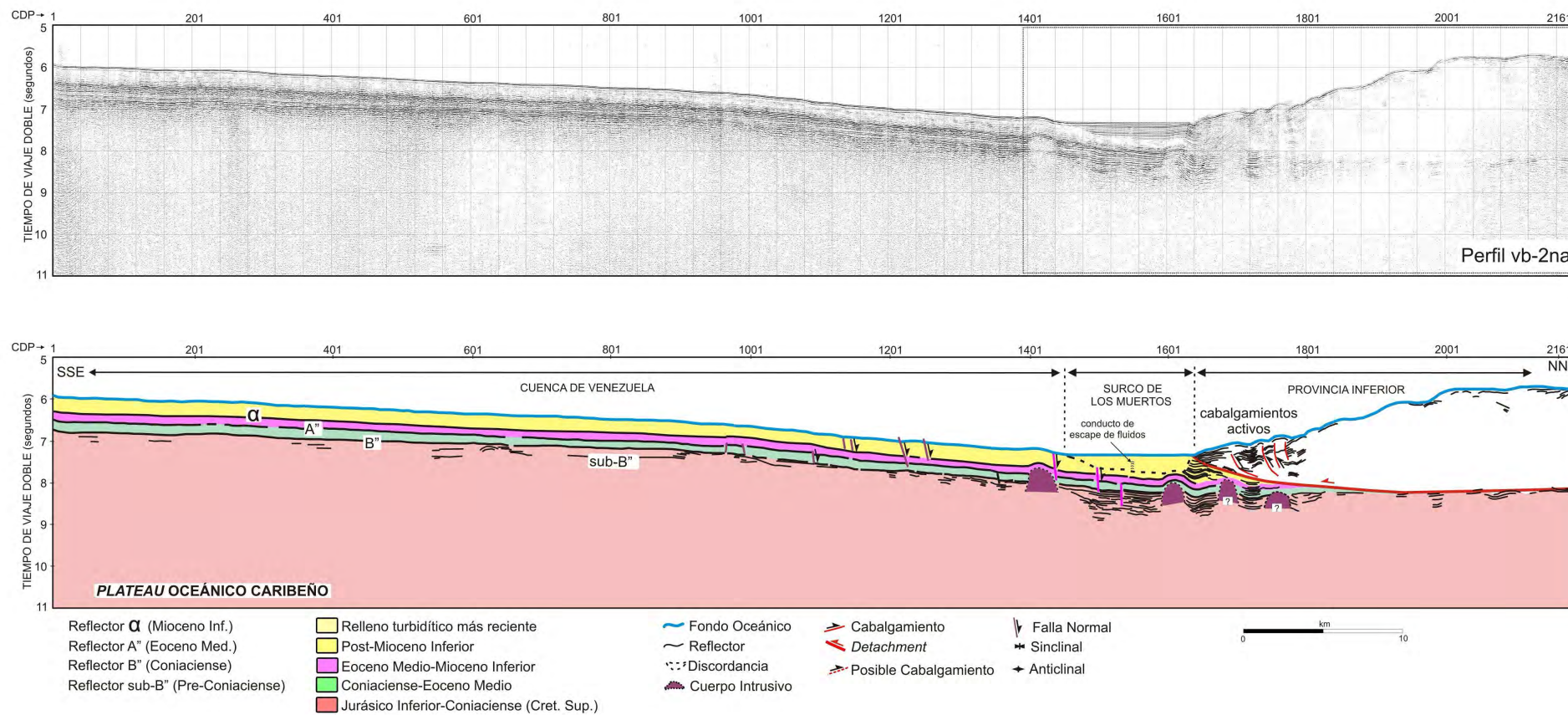


Figura V.8 d) En la parte superior se muestra la sección sísmica multicanal migrada vb-2na. Ver figura V.3a para la localización. El recuadro marca el solape con la batimetría multihaz. En la parte inferior se muestra la interpretación. Ver Anexo II.5.



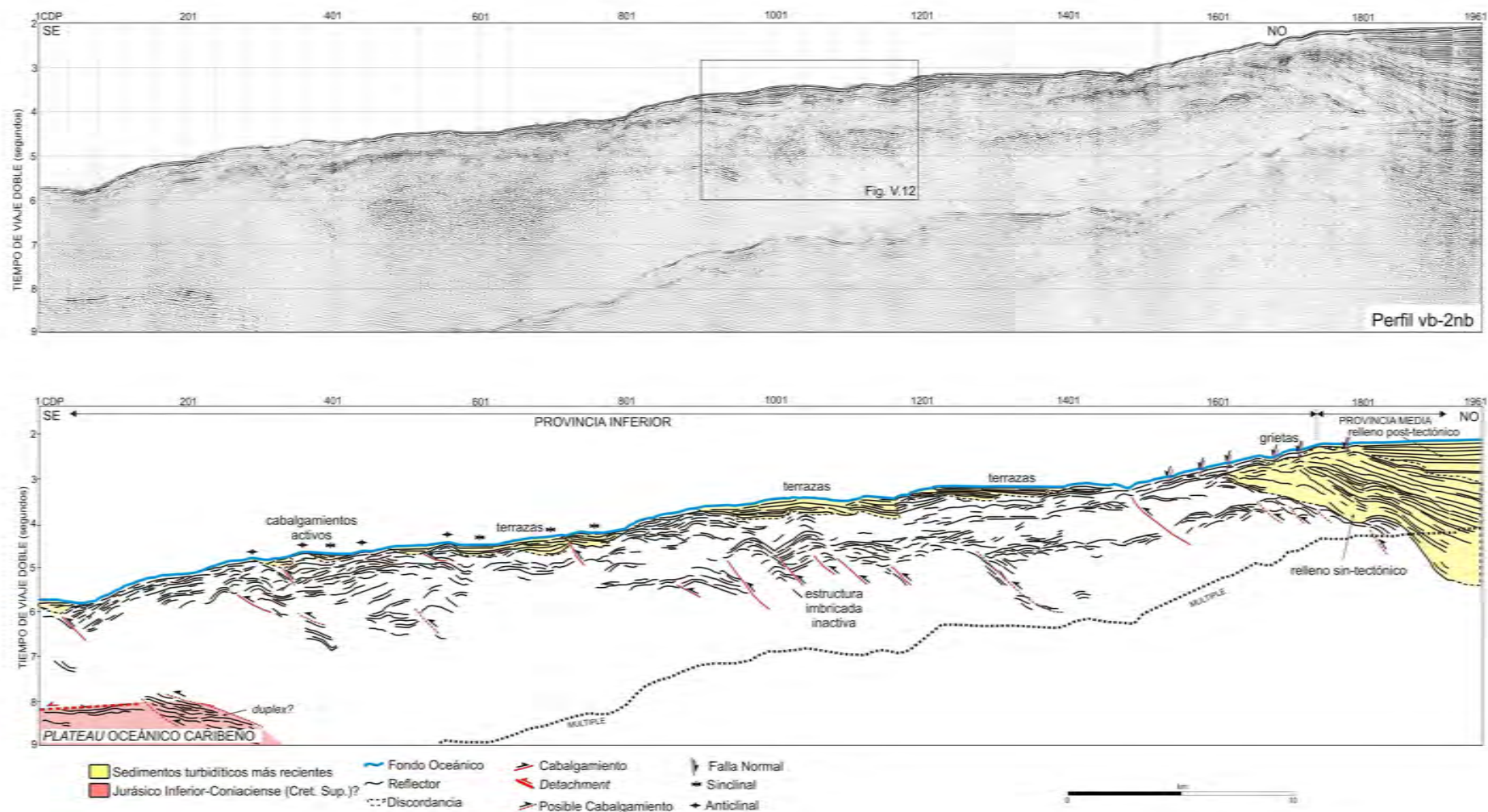


Figura V.8 e) En la parte superior se muestra la sección sísmica multicanal migrada vb-2nb. Ver figura V.3a para la localización. En la parte inferior se muestra la interpretación. Ver Anexo II.6.

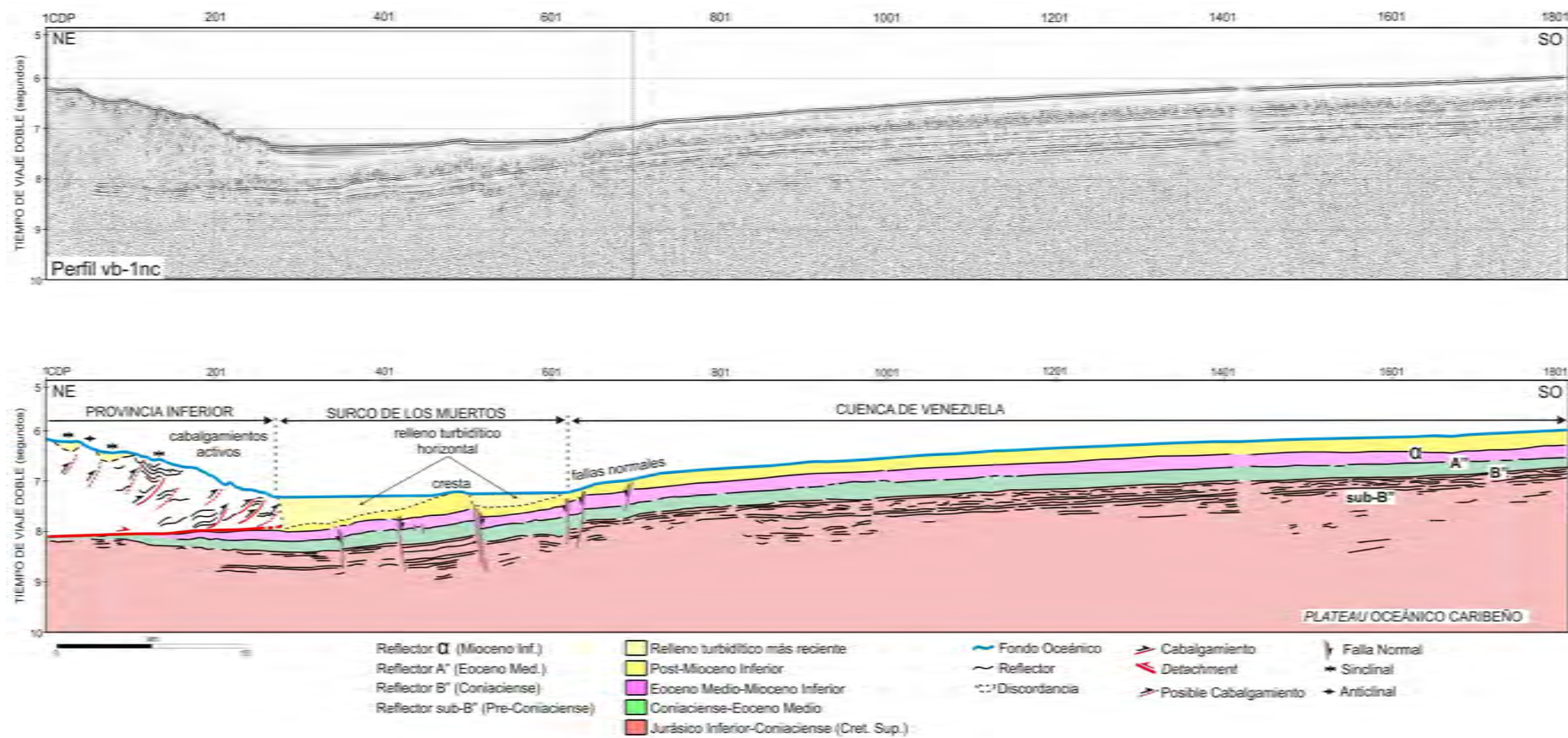


Figura V.8 f) En la parte superior se muestra la sección sísmica multicanal migrada vb-1nc. Ver figura V.3a para la localización. El recuadro marca el solape con la batimetría multihaz. En la parte inferior se muestra la interpretación. Ver Anexo II.7.



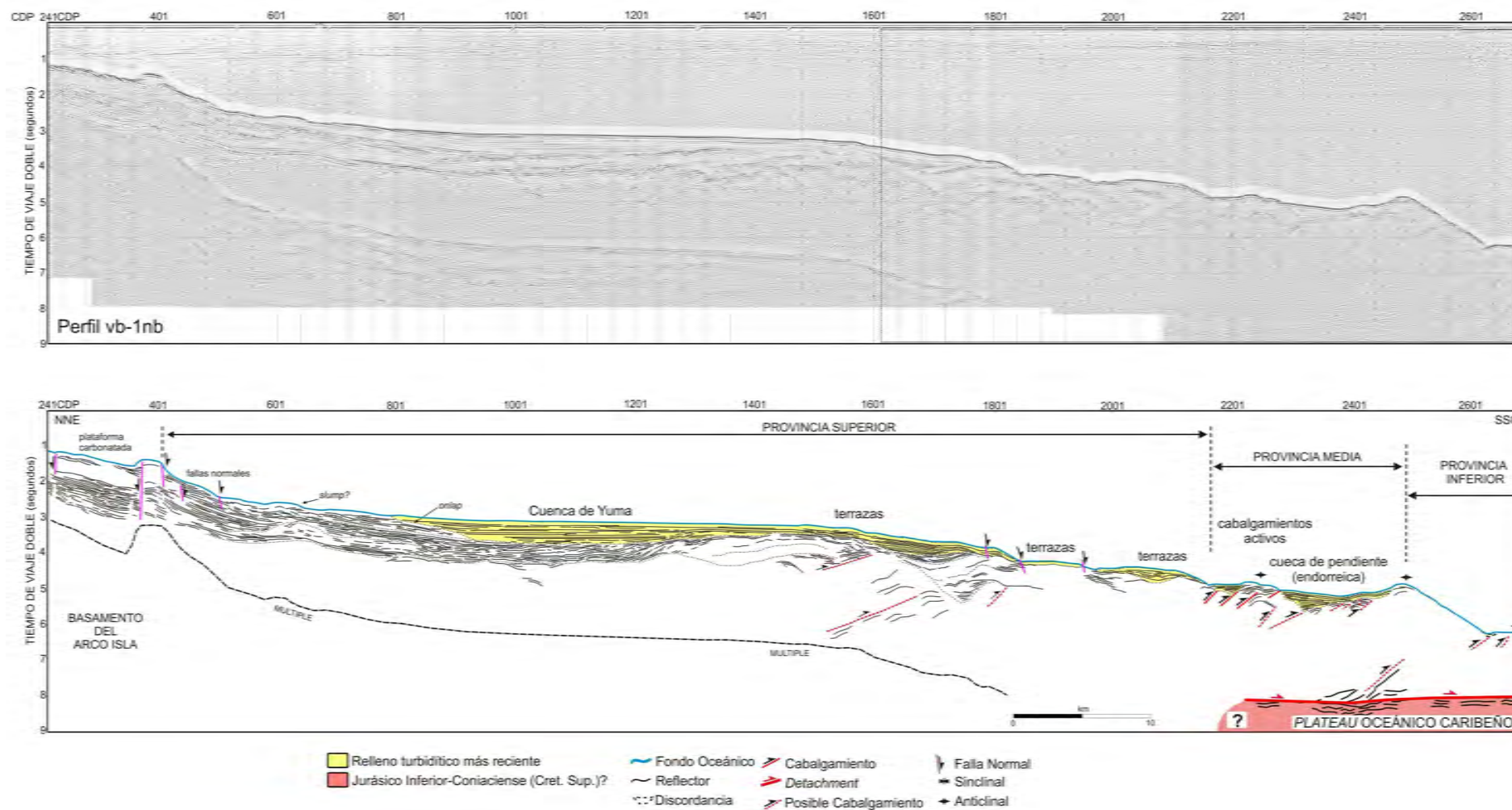


Figura V.8 g) En la parte superior se muestra la sección sísmica multicanal migrada vb-1nb. Ver figura V.3a para la localización. El recuadro marca el solape con la batimetría multihaz. En la parte inferior se muestra la interpretación. Ver Anexo II.8.

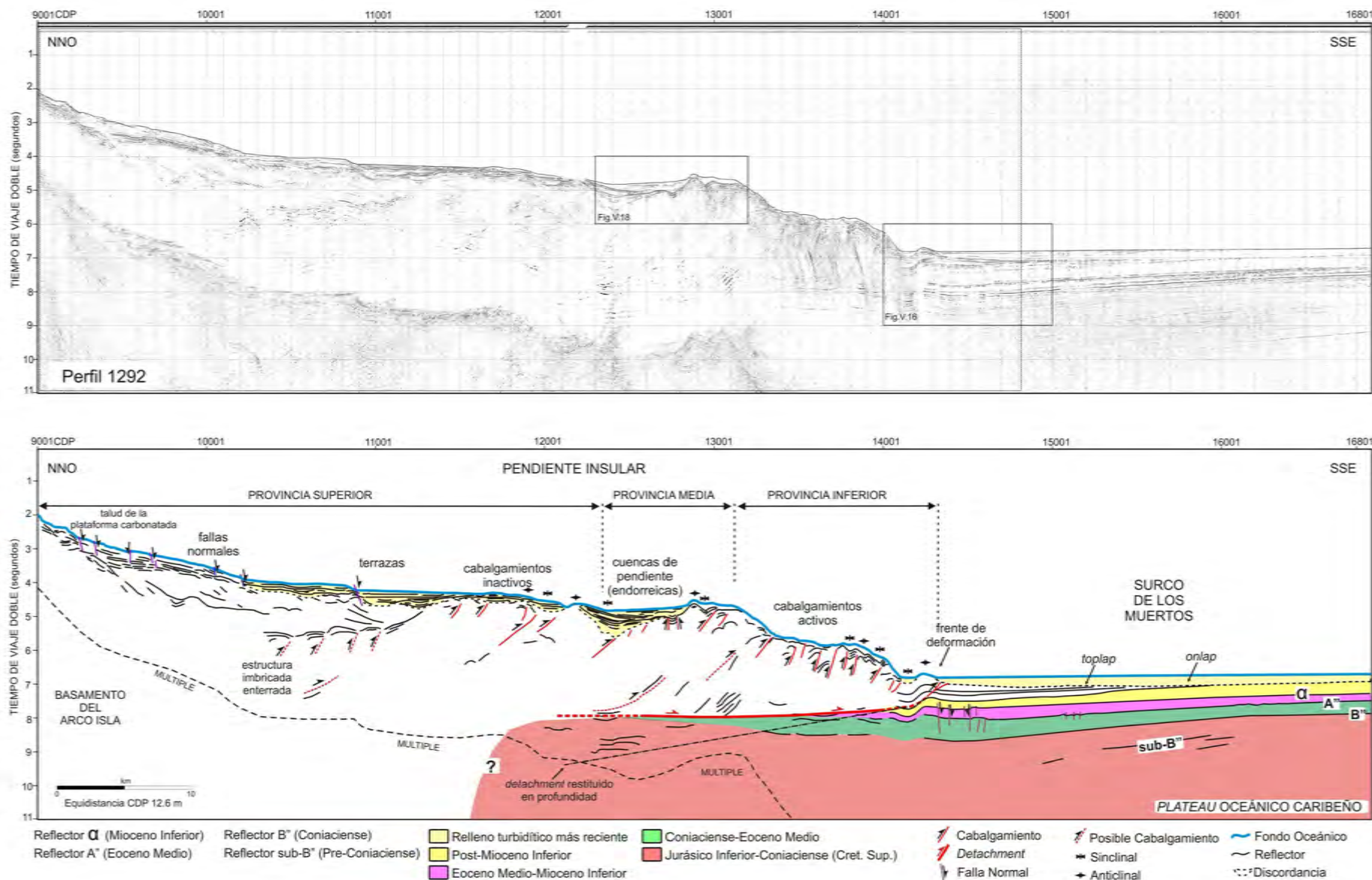


Figura V.8 h) En la parte superior se muestra la sección sísmica multicanal migrada 1292. Ver figura V.3a para la localización. El recuadro marca el solape con la batimetría multihaz. En la parte inferior se muestra la interpretación. Ver Anexo II.9.





Entre 67.8°O y los 69.3°O, la batimetría multihaz muestra en la pared externa del surco una serie de escarpes sub-parallel al borde (Fig. V.5b). Estos escarpes, como se deduce de los perfiles sísmicos, corresponden a fallas normales y confinan el surco (Fig. V.8d, f). Estas fallas parecen ser activas ya que deforman los niveles turbidíticos más superficiales. Más hacia el O los perfiles sísmicos muestran un surco morfológico pero sin prisma sedimentario (Fig. V.8a) o muy poco desarrollado (Fig. V.8b), y la ausencia de las citadas fallas normales en la pared externa.

Los escarpes en la pared externa han dado lugar a un sector de surco en el que se ha formado una cuenca aislada estructuralmente (Fig. 3a; 8d, f). En esta zona la anchura del surco confinado está determinada por la disposición de los escarpes de falla al S y la morfología del frente de deformación. Los escarpes son sub-parallel a dicho frente, sin embargo, en su desarrollo hacia el E y a partir de los 65.5°O, giran progresivamente hacia el NNE e intersectan la zona axial del surco, desapareciendo por debajo del frente de deformación (AUF en Fig. V.5b). En su desarrollo hacia el O, no disponemos de datos batimétricos multihaz, pero posiblemente, por la morfología de los contornos batimétricos satelitales y la información de los perfiles sísmicos, se orientarán progresivamente hacia el NO y desaparecerán debajo del frente de deformación antes de los 69.6°O (Fig. V.3a, 8b).

En el perfil batimétrico longitudinal realizado en el surco se localizan escalones batimétricos en el área comprendida entre 68°O y 67.8°O (Fig. V.7b). El conjunto de estos escalones produce un desnivel acumulado de 300 m. Este desnivel marca la separación entre un sector oriental del surco con fondo ondulado y profundidades medias de 5 220 m y un sector occidental con fondo muy plano y profundidades medias de 5 550 m.

En buena parte del área estudiada, las fallas normales se disponen parallelas o sub-parallelas al cinturón de deformación, con gran continuidad lateral y buzamiento hacia el N. Dichas fallas sólo se observan en las cercanías del Borde de los Muertos, y afectan principalmente a los *Carib beds*. Sin embargo, las de mayor entidad, localizadas en las zonas del surco, parecen afectar al techo del basamento indicado por el reflector B" (Fig. V.8d, f). Por debajo de la superficie de *detachment* del prisma deformado los perfiles sísmicos ofrecen poca información y no se observan las citadas fallas normales, pero no se puede descartar su presencia.

Localmente aparecen pequeñas crestas emergiendo del relleno sedimentario del surco que producen morfologías suaves y tienen poca continuidad lateral (Fig. V.5b). El perfil sísmico vb-1nc corta una de estas crestas (Fig. V.8f), localizada a 9.7 km de la base de la pendiente insular, que se ha interpretado como el resultado de una falla normal que buza hacia el S y que afecta al techo del basamento. Entre esta falla normal buzando hacia el S y las fallas normales buzando hacia el N aparece una *graben* relleno por los sedimentos turbidíticos.

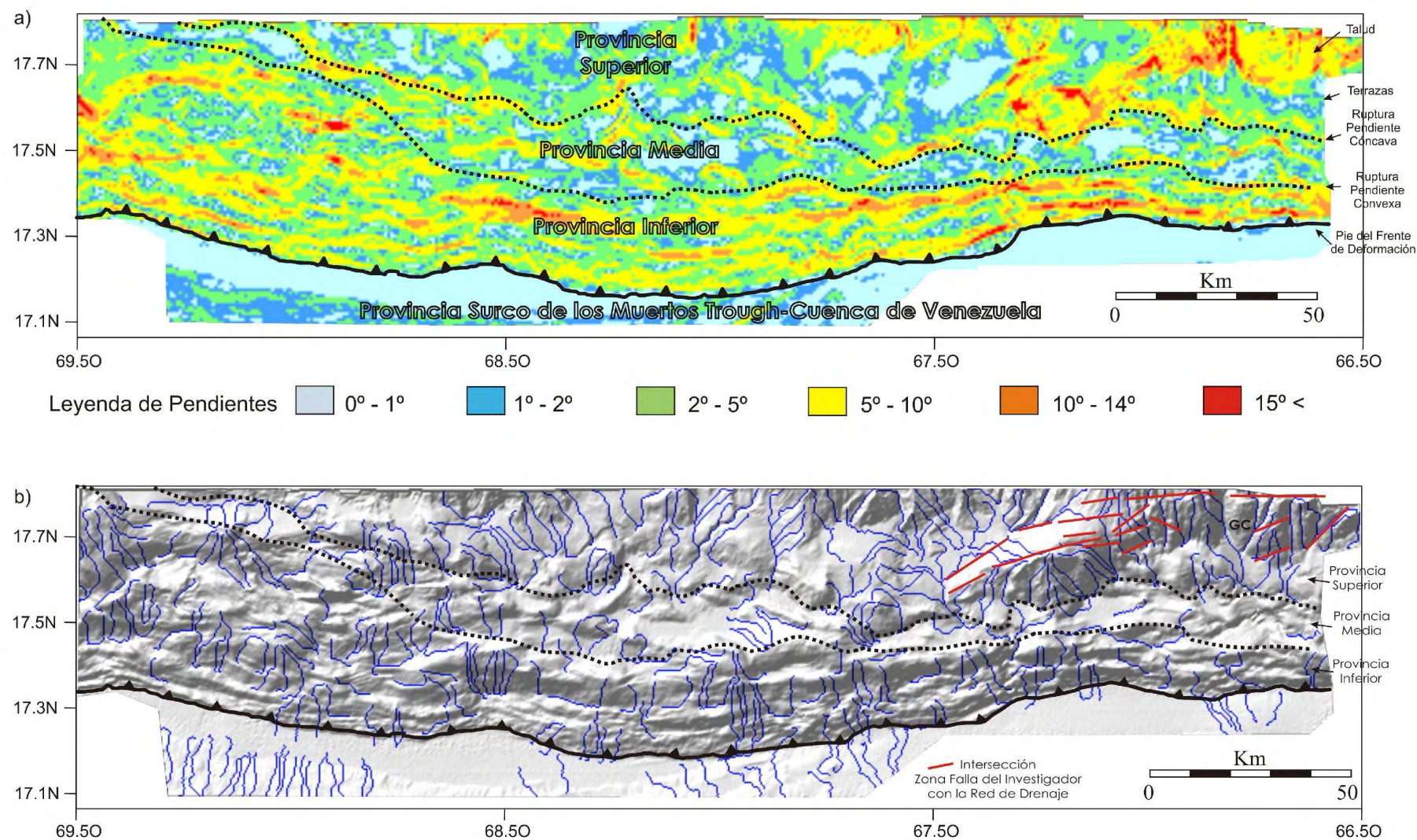


Figura V.9 a) Mapa de pendientes elaborado a partir de los datos multihaz interpolados a 150 m. Los rangos de pendiente se han establecido mediante un análisis estadístico con el fin de resaltar los rasgos fisiográficos de la región. **b)** Mapa de red de drenaje a partir de la batimetría multihaz interpolada a 150 m. En el fondo un modelo digital con los datos multihaz en tonos de gris iluminado desde el NO. Se indica la Zona de Falla del Investigador para facilitar la observación del efecto sobre las líneas de drenaje. GC= Sistema de Cañones de Guayanilla.





En el perfil sísmico 1292 (Fig. V.8h), transversal al borde oriental del surco, y en perfiles situados más al S (Driscoll y Diebold, 1999), no aparecen escarpes de fallas normales en el antepaís. En profundidad debajo del Surco de los Muertos se observan algunas fallas normales de poca entidad cortando sólo a los niveles más profundos de los *Carib beds*. El relleno turbidítico más reciente se extiende hacia el S, y está depositado por encima de unidades previas de relleno turbidítico menos extensas. Los datos batimétricos muestran una suave pendiente ($<1^\circ$) desde el pie del frente de deformación hasta unos 15 km hacia el S (Fig. V.3b). Sin embargo, en áreas localizadas más hacia el E y mediante sonar de barrido lateral, se ha documentado un escarpe de falla en la parte externa del surco (Masson y Scanlon, 1991), equivalente a los observados en nuestra investigación.

- **Provincia Inferior**

Esta provincia ocupa la parte baja de la pendiente insular, desde el pie del frente de deformación hasta la ruptura de pendiente convexa (Fig. V.5a, 6). La ruptura de pendiente convexa esta *grosso modo* indicada por la isobata -4 000 m excepto en la parte occidental, donde el cinturón de deformación se hace más ancho y alcanza una segunda de ruptura de pendiente convexa en torno a los -3 000 m (Fig. V.8c).

La Provincia Inferior muestra un mayor desarrollo en la parte occidental, con una anchura de 45 km, y se hace más estrecha hacia el E, alcanzando 14 km de anchura en la terminación oriental de la zona con cobertura multihaz. La variación lateral en el desarrollo del cinturón deformado también fue observada por Masson y Scanlon (1991) mediante sonar de barrido lateral. Estos autores documentaron que el cinturón deformado desaparecía a los 65°O , fuera de nuestro levantamiento al S de St. Croix. Sin embargo, el Surco de los Muertos morfológicamente continúa hacia el E hasta las inmediaciones de la Cresta de Aves, aunque no muestre un cinturón deformado asociado (Fig. V.1).

La Provincia Inferior presenta una pendiente regional muy escalonada (Fig. 11, 9a,) con gradientes entre 4° y 9° , y localmente $>20^\circ$ asociados a crestas anticlinales. Estas crestas presentan unas trazas de escasa continuidad lateral (< 30 km) y una orientación general E-O, paralela al frente de deformación (Fig. V.5b). Las trazas muestran relevos entre ellas, y bandas de orientación oblicua, que sugieren la presencia de zonas de transferencia. Los perfiles batimétricos N-S muestran una clara vergencia hacia el S (Fig. V.10a, b).

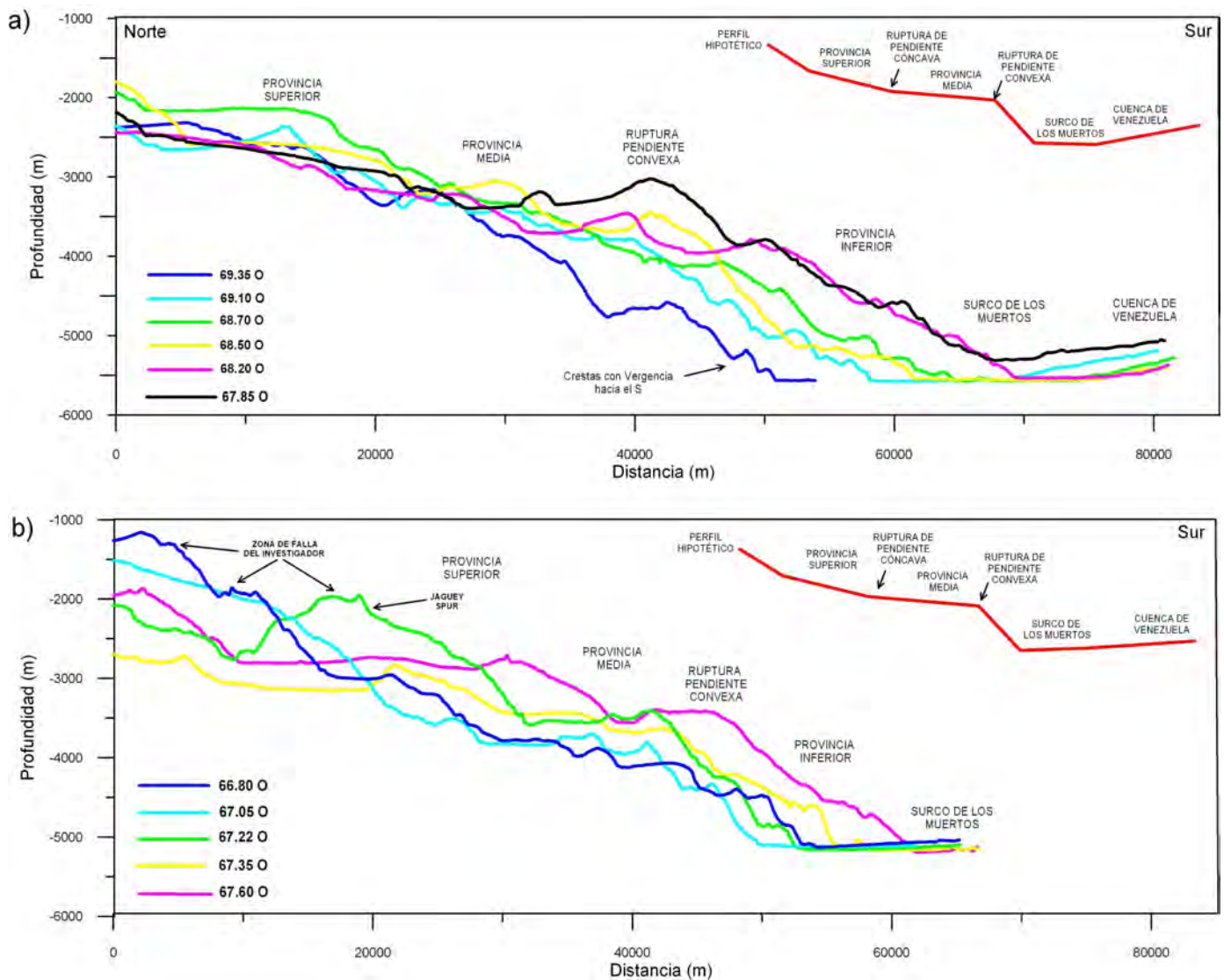


Figura V.10 Perfiles batimétricos N-S seriados a lo largo del Borde de los Muertos. Localización en la figura V.5a **a)** Sector occidental del levantamiento multihaz. Surco es más profundo y confinado por escarpes batimétricos. Se ha indicado el perfil teórico promedio y la vergencia hacia el S que presentan las crestas. **b)** Sector oriental. Surco más somero y no confinado. Localización de la Zona de Falla del Investigador y el Jagüey Spur.

El espaciado entre crestas es más estrecho cerca del pie del frente de deformación (1-2 km) llegando a alcanzar los 4 km hacia las partes más altas de la provincia (Fig. V.5b). Este aumento del espaciado está en relación con el aumento relativo de tamaño y de continuidad de las crestas anticlinales.

La integración de la batimetría multihaz y los datos sísmicos indica que estas crestas son el resultado de una estructura imbricada de láminas de cabalgamiento con vergencia hacia el S, que constituye un prisma de deformación de piel fina (*thin-skin tectonics*, Fig. V.11).

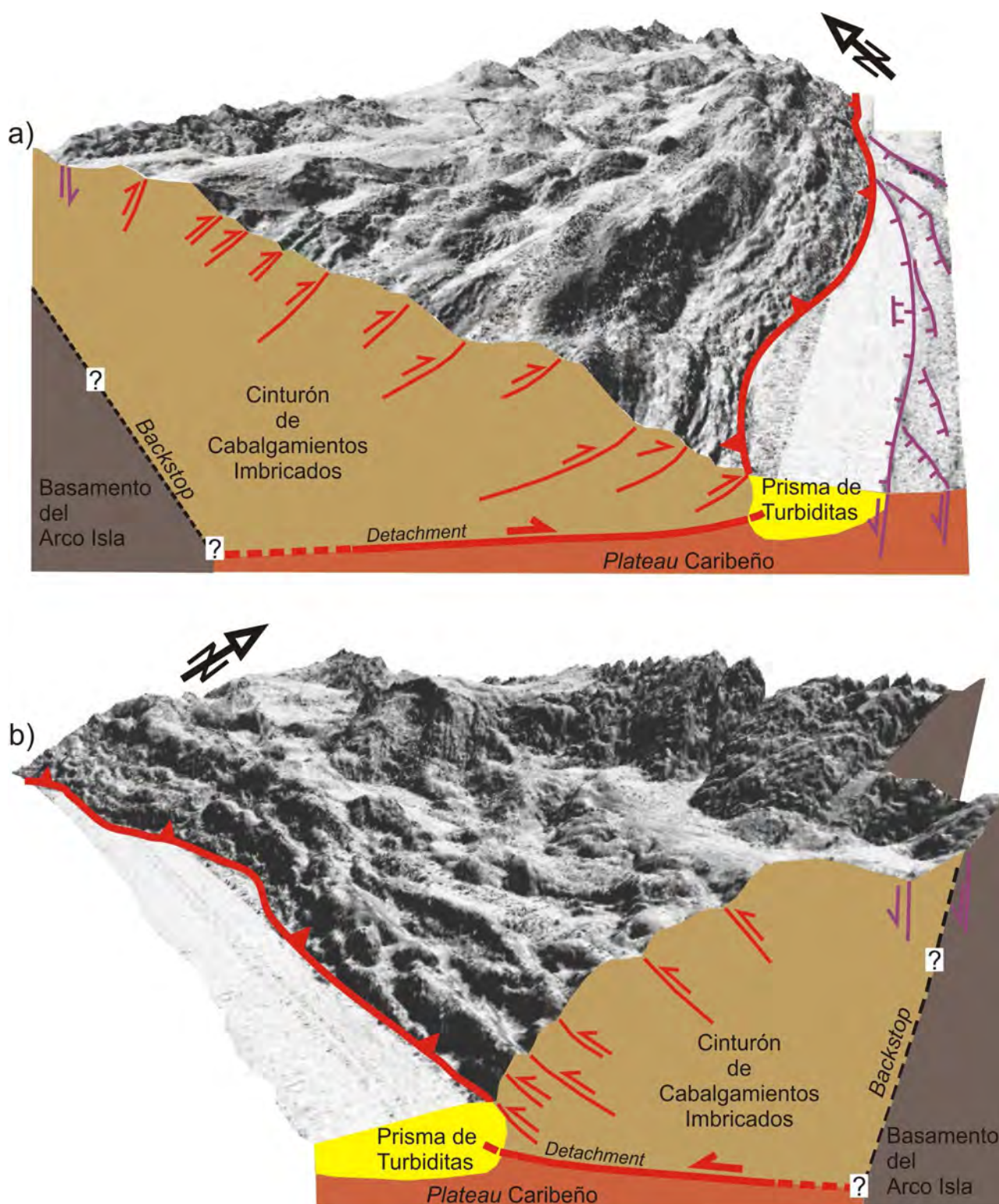


Figura V.11 Bloques diagrama mostrando una perspectiva del Borde de los Muertos. Modelo digital multihaz. Iluminación desde el NO. La simbología es equivalente a las figuras V.5 y V.8. Frente de deformación. Fallas normales. Interpretación de la estructura transversal deducida a partir de las secciones sísmicas. **a)** Vista desde el O del sector occidental. Surco más profundo y confinado. **b)** Vista desde el E del sector oriental. Surco más somero y no confinado (no morfológico).

Entre las distintas láminas imbricadas, se forman surcos o depresiones alargados que constituyen las cuencas de pendiente (Fig. V.8a, e). La cuenca más desarrollada alcanza unas



dimensiones de 25 x 2.5 km (B en Fig. V.5b). Los perfiles sísmicos muestran la estructura interna y la profundidad de dichas cuencas de pendiente, con un desarrollo muy variable y profundidades máximas de ~0.4 segundos (*twtt*) (~400 m para una $V_p = 2\text{ km/s}$; Yuan *et al.*, 1994) (Fig. V.12).

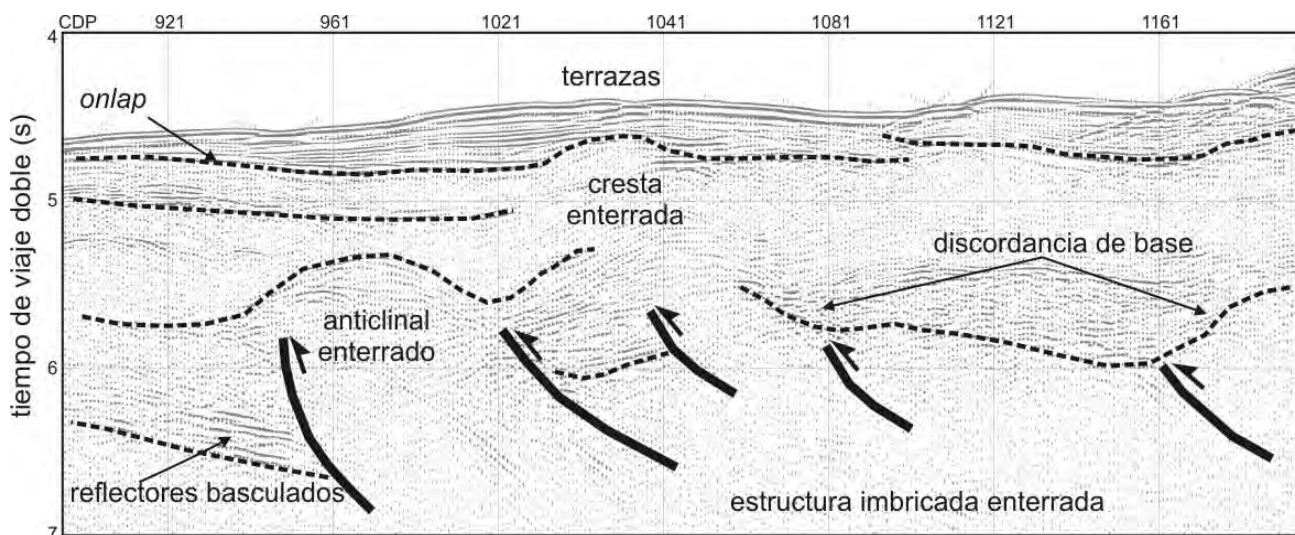


Figura V.12 Interpretación de la imagen ampliada de un sector del perfil sísmico vb-2nb en la Provincia Inferior. Ver la figura V.8e para la localización.

Estos tipos de cuencas que aparecen entre las láminas de cabalgamiento imbricadas durante el proceso de acreción y construcción del cinturón deformado, se denominan *trench slope basins* o *syn-tectonic interfold basins*, y sus equivalentes en ambientes continentales son las *piggy-back basins* (Charvet y Ogawa, 1994; Underwood y Moore, 1995) (Fig. V.13).

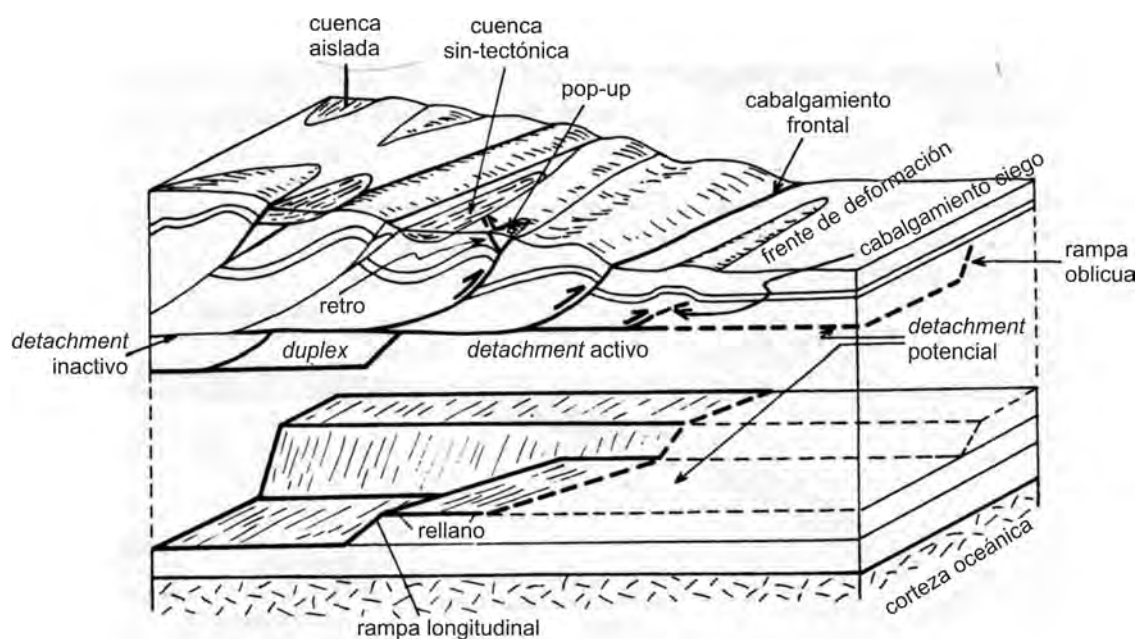


Figura V.13 Diagrama esquemático que muestra el sistema de pliegues y cabalgamientos imbricado y su expresión superficial; así las variaciones posibles en la geometría del detachment (modificado de Masclé *et al.*, 1986)



A raíz de la variada nomenclatura, en el presente trabajo de investigación utilizamos la expresión “cuenca de pendiente” (*slope basin*) en lugar de “cuenca de la pendiente de fosa” (*trench slope basin*) para evitar hacer referencias a la existencia de una fosa y un consiguiente proceso de subducción. En este trabajo diferenciamos las cuencas de pendiente en dos tipos: cerradas o endorreicas; y en terrazas. La expresión “terrazas” la utilizamos cuando las cuencas están colmatadas y tapizan las crestas

Debido al movimiento diferencial de las hojas de cabalgamiento durante el proceso de acreción estas cuencas se caracterizan por rellenos sedimentarios basculados, donde los reflectores sedimentarios más profundos muestran buzamientos altos hacia el arco y los más superficiales se disponen sub-horizontalmente e incluso basculados hacia el surco (Fig. V.8e, 12). La estructura imbricada de la Provincia Inferior da lugar a un fondo oceánico muy escalonado, donde se forman frecuentemente cuencas de pendiente aisladas. Dichas cuencas aisladas o endorreicas (*immature slope basins*; Underwood y Moore, 1995) sólo reciben aporte sedimentario de tipo pelágico y flujos locales desde las crestas circundantes (Fig. V.5b, 8b).

Los perfiles sísmicos multicanal muestran que los reflectores de la Cuenca de Venezuela continúan por debajo del prisma sedimentario en el Surco de los Muertos y bajo el cinturón de pliegues y cabalgamientos (Fig. V.8). Dichos perfiles también muestran información sobre la estructura más superficial del sistema de láminas imbricadas. Sin embargo, en las zonas internas del cinturón deformado, las secciones sísmicas proporcionan escasa información y pocas reflexiones coherentes. Este hecho probablemente sea debido a la extrema deformación del cinturón, que ha dado lugar a una *melange* tectónica.

En las secciones sísmicas se pueden inferir planos de cabalgamiento imbricados asociados con las cuencas de pendiente (Fig. 8). Esos planos de falla generalmente tienen marcada vergencia hacia el S y son sintéticos con el plano de cabalgamiento principal (*detachment*). Por analogía con otros complejos de acreción, ya sean prismas de acreción sumergidos o cinturones de pliegues y cabalgamientos (e. g., Barbados. Westbrook *et al.*, 1988; Makran, Kukowski *et al.*, 2001; Kopp *et al.*, 2000), la parte baja de la pendiente (*i. e.*, nuestra Provincia Inferior) se interpreta como un complejo de acreción más activo. Dicho complejo está formado por un conjunto de sedimentos pelágicos, hemi-pelágicos y turbidíticos, que son delaminados del bloque inferior y apilados en el bloque superior, dando lugar a una secuencia imbricada de láminas de cabalgamiento (Fig. V.5b, 11).

La continuidad de los horizontes sedimentarios de la Cuenca de Venezuela por debajo de la pendiente insular, medidos transversalmente al borde, es variable. Alcanza los 27-28 km en la parte occidental (Fig. V.8a), y disminuye ligeramente hacia el E, donde los reflectores se continúan 25 km debajo del prisma deformado (Fig. V.8h, ver comparativa en Fig. V.6). Estas cifras indican un acortamiento mínimo transversal acumulado de 25 km en el cinturón deformado de Los Muertos.

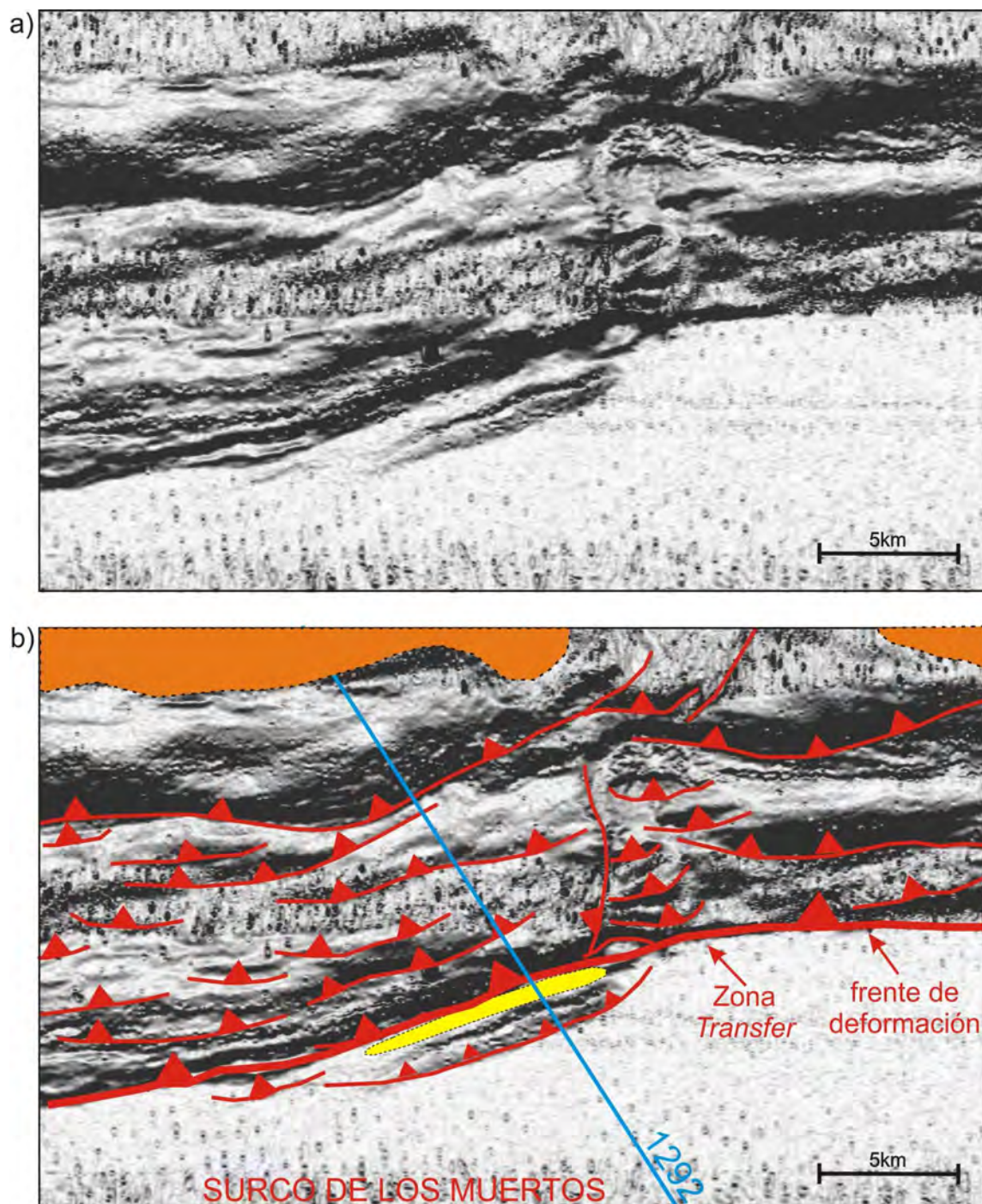


Figura V.14 Detalle de la Provincia Inferior, del frente de deformación y de un pliegue de propagación de falla. Ver localización en figura 5a. **a)** Modelo digital con datos multihaz interpolados a 50 m. Los sombreados muestran un mapa de pendientes en escala de grises donde blanco indica 0° y negro $>30^\circ$. **b)** Interpretación. Localización del perfil sísmico 1292.

El límite entre los reflectores de la Cuenca de Venezuela y los materiales del cinturón deformado lo constituye la superficie de *detachment* o *decollement*. Los materiales del cinturón deformado, situados en el bloque superior, muestran una gran deformación con reflectores inclinados, mientras que los materiales de la Cuenca de Venezuela, situados en el bloque inferior presentan reflectores sub-horizontales. En las secciones sísmicas en tiempos dobles (*twtt*) aparece como un nivel bastante horizontal, pero mediante la conversión a profundidades de los reflectores de



la Cuenca de Venezuela debajo del cinturón deformado (Vp estimada de 2500 m/s; Ladd *et al.*, 1977; Yuan *et al.*, 1994), el ángulo del *detachment* estaría buzando entre 8° y 10° hacia el N (Fig. V.8h, 15).

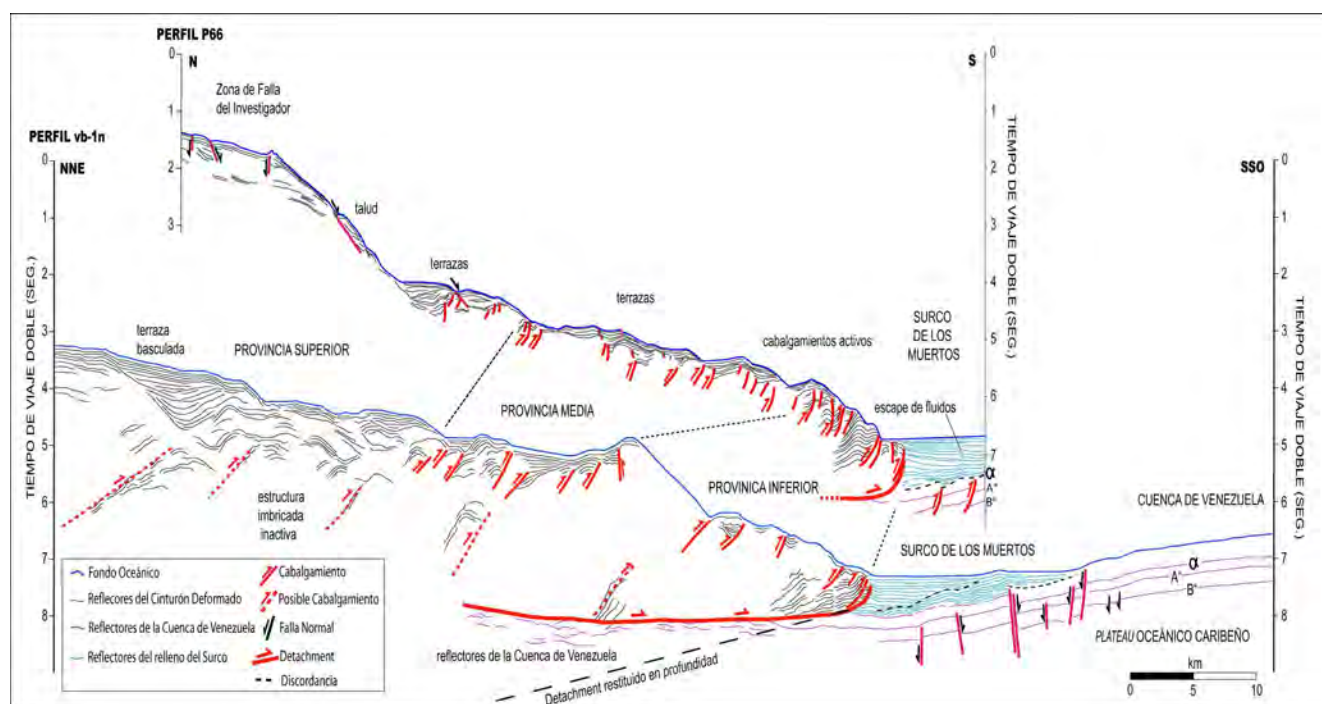


Figura V.15 Interpretación de dos perfiles sísmicos multicanal migrados con la misma escala que permiten observar la variación lateral del cinturón deformado. Ver la figura 3a para la localización. En la parte superior se muestra la interpretación del perfil sísmico multicanal migrado P66 de la campaña Pelican 2006, cortesía del Dr. ten Brink (USGS). En la parte inferior se muestra la interpretación del perfiles vb-1nc+1nb en la zona de solape con la batimetría multihaz. Ver Anexo II.10

El *detachment*, comienza en el prisma turbidítico del surco y a techo de los *Carib beds* (Fig. V.8b, f, h), y se prolonga en profundidad hacia el N por debajo del prisma deformado, delaminando frontalmente a dichas unidades. Los últimos reflectores de la Cuenca de Venezuela que se identifican debajo del cinturón de deformación se pueden corresponder con el reflector B" o incluso sub-B". Dichos reflectores marcan el techo del *plateau* caribeño (basamento) y por tanto son niveles más competentes que los *Carib beds*. La interfase entre este nivel más competente del basamento y los *Carib beds* constituye, probablemente, la superficie de despegue (*detachment*).

En el perfil sd-5 se observan estructuras de tipo *duplex* por debajo del nivel de *detachment* que afectan incluso al techo del basamento (B" y sub-B") (Fig. V.8a, 13). Este tipo de estructuras indican una alta tasa de acortamiento frontal en el techo del basamento del *plateau* caribeño.

El *detachment* se propaga hacia el relleno turbidítico horizontal del surco a modo de cabalgamientos ciegos, con el desarrollo de pliegues de propagación asociados (*fault-propagation-fold*) (Fig. V.16). Estas evidencias de deformación recientes, junto con la propagación del *detachment*, indican que se está produciendo una propagación hacia el S, tanto del cinturón de pliegues y cabalgamientos como del surco, y por tanto consideramos que el proceso de acreción es activo.

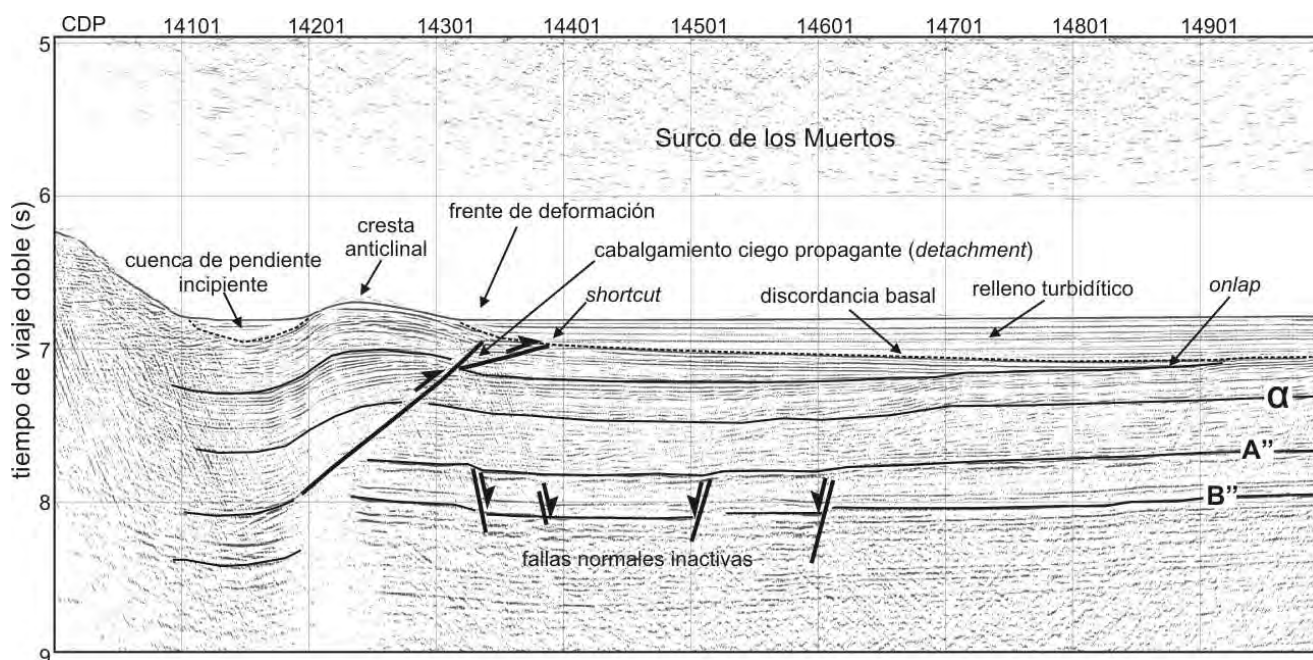


Figura V.16 Interpretación de la imagen ampliada de un sector del perfil sísmico de reflexión 1292 en la zona del frente de deformación. Ver figura 10h para localización. Correlación con la figura V.14.

En la batimetría multihaz observan varias zonas *transfer* con una tendencia ortogonal o ligeramente oblicua respecto a la tendencia E-O que muestra el frente de deformación (TZ en Fig. V.5b). Estas zonas de fallas comienzan justo en el pie del frente de deformación y solo se identifican en la parte baja de la pendiente insular. Las de mayor entidad están asociadas con entrantes (*recesses*) en el pie del frente de deformación (Marshak, 2004) (ver las áreas con trama de rayas en Fig. V.5a). Estos entrantes implican un retraso del pie del frente de deformación en la dirección del transporte. El receso más significativo muestra un retraso del pie del frente de deformación de unos 6 km (Fig. V.17). En las zonas transfer las láminas de cabalgamiento convergen y se truncan unas con otras (interferencia de rampas laterales y oblicuas) (Fig. V.14, 17). Estas zonas de transferencia producen pequeñas segmentaciones en la fábrica E-O del cinturón de pliegues y cabalgamientos con tendencia E-O (Fig. V.5b).

Los perfiles sísmicos de la región más occidental, muestran varios cuerpos que distorsionan la continuidad "normal" de los *Carib beds*, y algunos de ellos llegan a deformar el fondo marino. En la región de la Cuenca de Venezuela se han documentado gran cantidad de montes submarinos y cuerpos intrusivos a partir de perfiles de sísmica de reflexión multicanal y datos geomagnéticos, que se han interpretado como de origen volcánico (Jany, 1989; Driscoll y Diebold, 1999; Mauffret y Leroy, 1999). En el perfil sísmico sd-5b aparece una zona donde el basamento está elevado de unos 15 km de ancho (Fig. V.8a). En el perfil vb-2na aparece un cuerpo de 2.5 km de ancho cerca del surco que llega a deformar ligeramente el fondo oceánico y tiene carácter intrusivo (Fig. V.8d). En los perfiles vb-4nb y vb-2na (Fig. V.8b, d), también se observan varios cuerpos intrusivos debajo del prisma turbidítico, incluso debajo del cinturón deformado. Por otro lado en los perfiles P66 y vb-2na



aparecen pequeñas zonas verticales donde los reflectores horizontales turbidíticos muestran pequeñas interrupciones (Fig. V.8d, 15). Dichas interrupciones se pueden interpretar como conductos verticales de escape de fluidos.

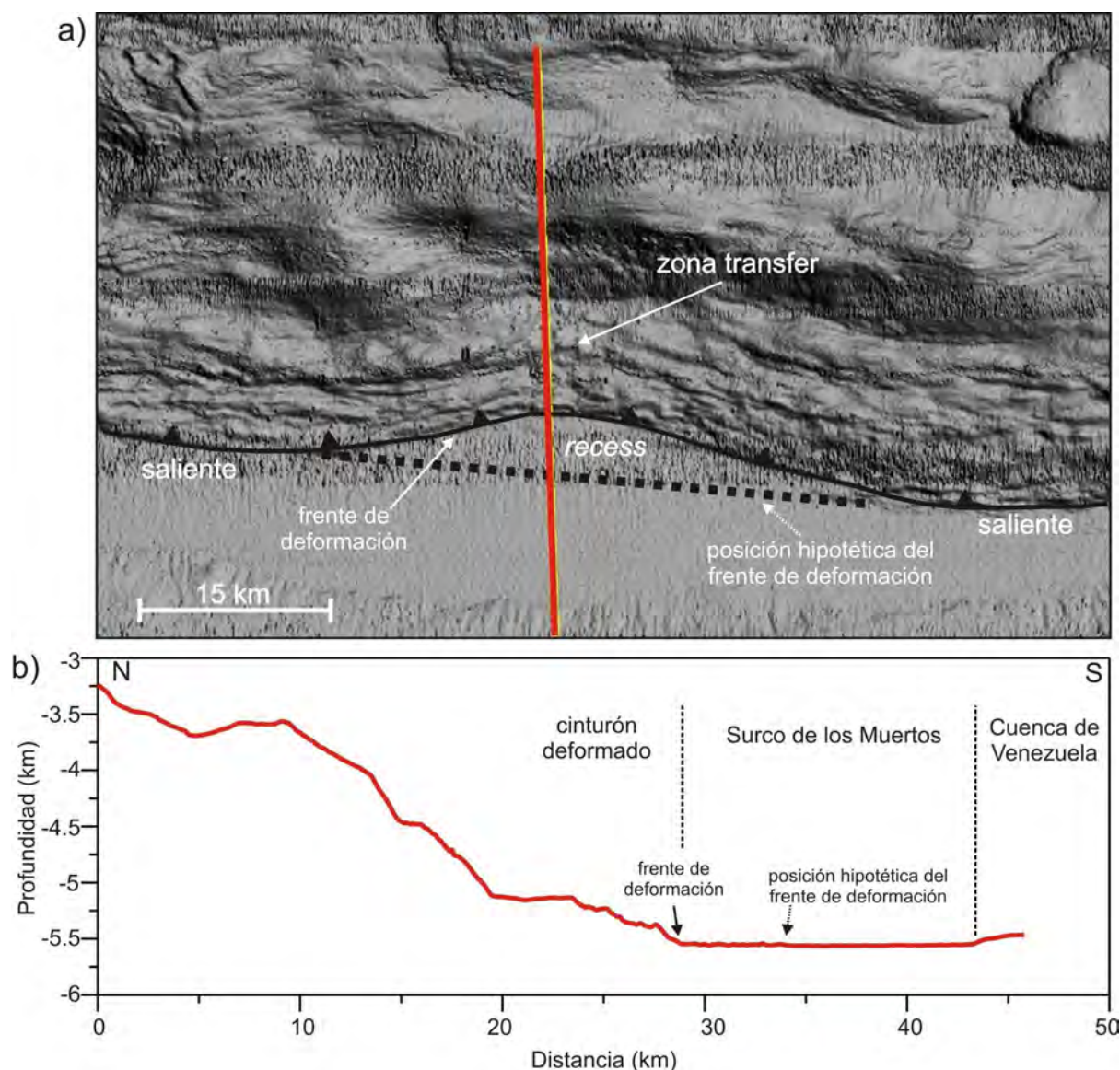


Figura V.17 Detalle de un entrante (recess). Ver la localización en figura V.5a. **a)** Entrante visto en la batimetría multihaz interpolada a 50 m. Iluminación desde el NE. La línea roja indica la localización del perfil batimétrico transversal a receso mostrado en la figura inferior. **b)** Perfil batimétrico indicado en la figura superior

• Provincia Media

Esta provincia se extiende desde la zona ruptura de pendiente cóncava hasta la zona ruptura de pendiente convexa (Fig. V.5a, 6; 10a, b). El límite con la Provincia Superior, no siempre queda bien constreñido debido a que en las partes más altas de la pendiente insular los procesos sedimentarios cobran mayor relevancia que los de acreción, suavizando sustancialmente el perfil morfoestructural. Como se deduce de la figura V.5a, tanto la ruptura de pendiente cóncava como la pendiente convexa son más someras en la parte occidental, donde el cinturón deformado es más



ancho. Para definir la ruptura de pendiente cóncava han resultado útiles criterios tales como la presencia de extensas terrazas, de movimientos gravitacionales y de fallas normales; todos ellos característicos del dominio morfoestructural de la Provincia Superior.

La Provincia Media se caracteriza por una fábrica imbricada al igual que la Provincia Inferior (Fig. V.6, 11). Sin embargo, aquí la estructura imbricada aparece enterrada en buena parte por cuencas de pendiente, más potentes y extensas. Este hecho puede indicar por un lado que la estructura imbricada es menos activa y por tanto la acreción menos importante, y por otro lado que los procesos sedimentarios cobran mayor importancia. El perfil morfológico sigue dando una pendiente escalonada pero más suavizada, con la presencia de crestas más redondeadas y extensas cuencas de pendiente (Fig. V.5b, 6). Por regla general las crestas que se identifican en esta provincia muestran una morfología más suave debido a la delgada capa de sedimentos que las cubren (Fig. V.18), pero localmente pueden alcanzar pendientes de 7° (Fig. V.9a). Las cuencas de pendiente tienen una forma en planta más amplia e irregular a diferencia de las formas muy alargadas de las cuencas de la Provincia Inferior, las cuales están asociadas con un menor espaciado entre láminas imbricadas activas (Fig. V.5b). De este hecho se deduce que el tamaño de las cuencas está muy condicionado principalmente por el espacio generado entre las láminas de cabalgamiento activas y también de su localización respecto al aporte turbidítico (Fig. V.8b).

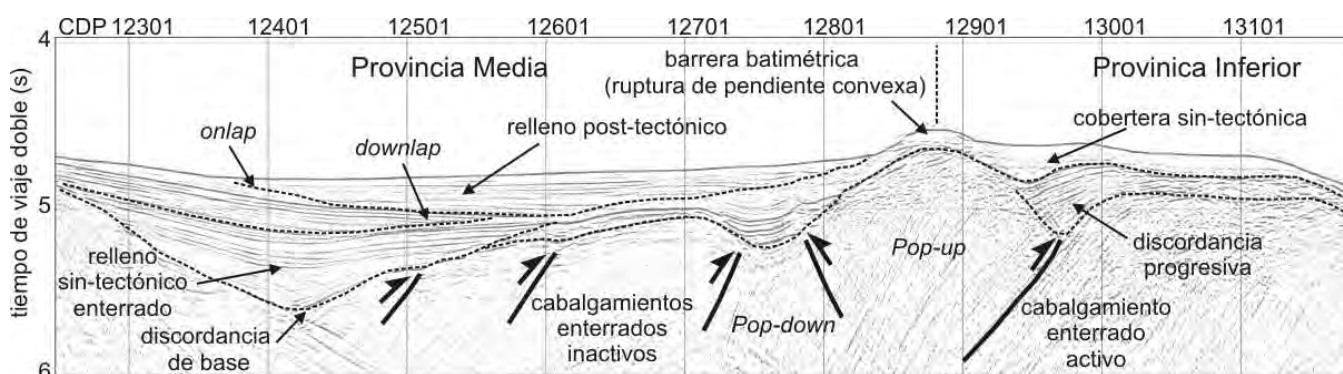


Figura V.18 Interpretación de un sector ampliado del perfil sísmico 1292 en la Provincias Media e Inferior. Ver figura V.8h para localización.

Las cuencas de esta provincia debido a su localización en la pendiente y a su mayor tamaño deben jugar un papel importante atrapando los flujos turbidíticos canalizados desde las áreas fuentes situadas en la parte alta de la pendiente y en áreas emergidas (Forsthoof y Holcombe, 1983). La mayoría de las cuencas presentan directa o indirectamente conexión con la red de drenaje de la parte alta de la pendiente que a su vez está conectada con la plataforma y las islas (Fig. V.9b). Las evidencias de flujos canalizados en la Provincia Media no se pueden establecer únicamente mediante la batimetría multihaz por falta de resolución vertical. Sin embargo, se puede inferir mediante la integración de los datos multihaz y los perfiles de sísmica de ultra-alta resolución (Fig. V.19). El espesor de las cuencas es muy variable alcanzando en promedio varios cientos de metros.



Como una excepción a estos valores se puede citar la cuenca de pendiente situada en la esquina NO del área cubierta por la batimetría multihaz y observable en los perfiles vb-2nb y vb-4na. Dicha cuenca muestra más de 2 segundos (*twtt*) de horizontes sedimentarios (~2000 m a partir de una $V_p = 2$ km/s; Yuan et al., 1994) (Fig. V.5b; 10c, e). Ladd *et al.* (1977) identificaron erróneamente dicha cuenca como la Cuenca de San Pedro que está situada más hacia el NNO y todavía es de mayor entidad (Fig. V.1).

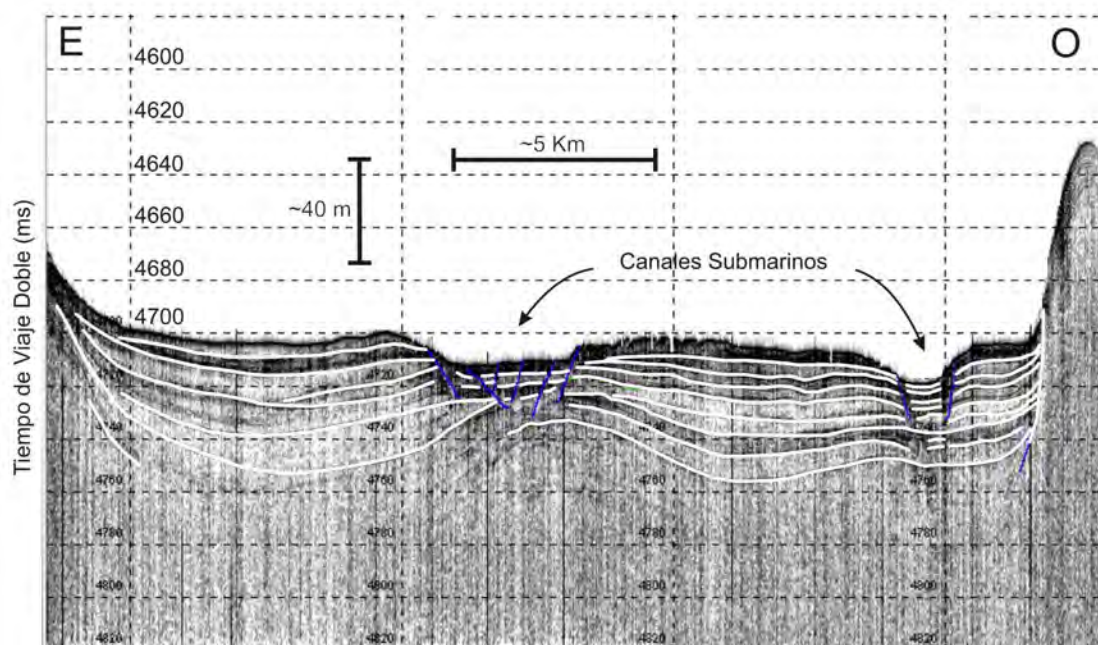


Figura V.19 Interpretación de perfil sísmico de ultra-alta resolución (TOPAS) de una cuenca de pendiente localizada en la Provincia Media. Ver la localización en la figura V.3a. Escalas vertical y horizontal aproximadas. En esta figura el Este (E) y el Oeste (O) están invertidos. Se identifican las marcas de las corrientes de turbidez y las secuencias de relleno de cuenca y de canal.

Estas cuencas muestran una sección basal asimétrica característica de las cuencas formadas sobre estructuras imbricadas, con la pared N o interna con mayor pendiente, y la pared S o externa con pendiente más suave (Fig. 8g) (Moore y Karig, 1976; Sholl *et al.*, 1980; Charvet y Ogawa, 1994). Los reflectores sedimentarios más profundos también muestran discordancias progresivas (*i. e.*, formación sin-tectónica), pero generalmente están cubiertos por niveles horizontales post-tectónicos (Fig. V.18, 20). Los reflectores más profundos están basculados y progresivamente los más superficiales más horizontales. Una buena parte de las cuencas de pendiente dan lugar a morfologías de terraza indicando que para esos casos la tasa de sedimentación supera sustancialmente la tasa de deformación. Los reflectores más superficiales de las terrazas se disponen horizontalmente o ligeramente inclinados hacia el S redefiniendo el perfil de pendiente. De este modo se originan formas muy suaves y continuas que entierran buena parte de las crestas de la estructura imbricada.

La presencia de la estructura imbricada en profundidad compuesta por bloques limitados por cabalgamientos se manifiesta en la batimetría multihaz mediante pendientes escalonadas con



crestas y surcos (Fig. V.11). En general, la estructura imbricada se puede interpretar como el proceso de raspado (*offscraping*) y apilamiento de los sedimentos del antepaís en el frente de deformación en respuesta a la compresión (Scholl *et al.*, 1980). Este proceso se está produciendo en la Provincia Inferior pero en etapas más tempranas del proceso de construcción del cinturón deformado. Las cuencas de pendiente se comienzan a formar en la base de la pared interna donde los sedimentos se van acumulando en los surcos formados entre láminas de cabalgamiento adyacentes y van incrementando su tamaño hacia las partes altas de la pendiente (Fig. V.5b, 15).

Moore y Karig (1976) y Sholl *et al.*, (1980) explican este aumento de tamaño de las cuencas a medida que se sube en la pendiente insular como el resultado de la acreción de más material en la base del prisma dando lugar al levantamiento y rotación de las hojas de cabalgamiento junto con los sedimentos depositados en las cuencas de pendiente (Fig. V.20). El continuo proceso de la acreción y la consecuente rotación de los bloques imbricados dan lugar a planos de cabalgamiento más verticales. Los planos más verticales ya no son mecánicamente tan favorables bajo el régimen de compresión y dejan de ser activos, quedando enterrados por los sedimentos de pendiente.

Sin embargo, a nuestro parecer este mecanismo no tiene en cuenta la presencia de cabalgamientos fuera de secuencia, los cuales trastocan toda la fábrica imbricada previa (Fig. V.8a). Dichos cabalgamientos fuera de secuencia tienen buzamientos más bajos e indican que el proceso de acreción sigue siendo más o menos efectivo en las partes altas del complejo de acreción (e. g., Barbados; Westbrook *et al.*, 1988).

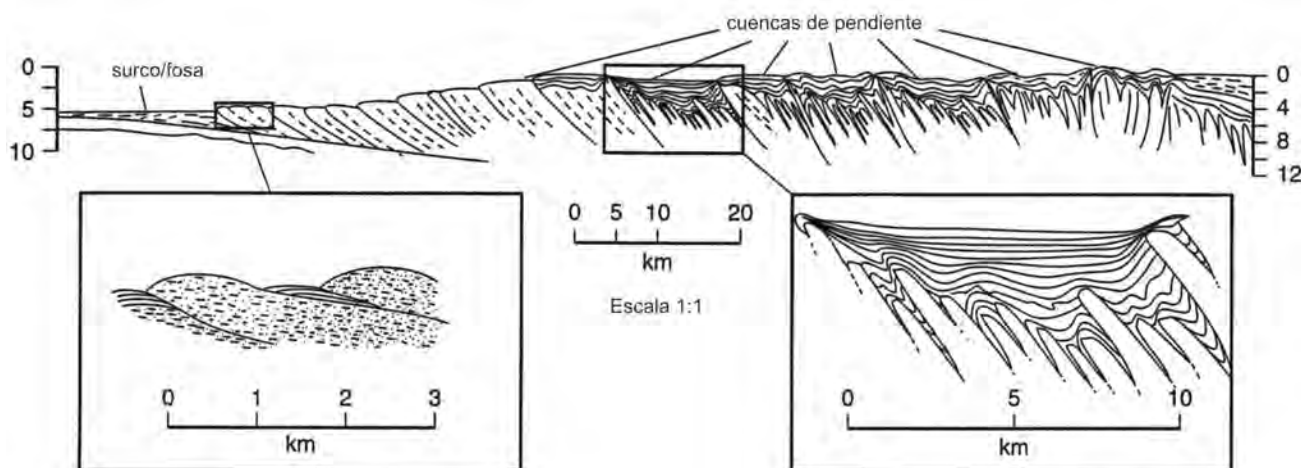


Figura V.20 Diagrama esquemático de un modelo de formación de las cuencas de pendiente en la base de la Provincia Inferior y su evolución en la Provincia Media (modificado de Moore *et al.*, 1980).

La mayoría de los lineamientos estructurales, asociados principalmente con las crestas anticlinales de la estructura imbricada, mantienen cierto paralelismo con la alineación E-O de la fábrica de la Provincia Inferior, indicando que responden al mismo vector de compresión. Sin embargo, localmente aparecen alineaciones estructurales asociadas también con la estructura imbricada con un azimut 110° (entre 65.5°O y 68°O), lo que implica una diferencia de 20° respecto a la orientación general 090° (Fig. V.5b). Esta variación en la orientación podría tener relación con cambios en la dirección de compresión en etapas primarias del proceso de acreción. Actualmente



estas estructuras presentan poca actividad jugando un papel menor en la acomodación de la deformación compresiva.

Cabe señalar la zona transfer con tendencia N-S localizada en 67.30°O y 17.3°N, la cual se origina al pie del cabalgamiento principal (Fig. V.14). En esta zona se produce la segmentación de toda la fábrica imbricada de la Provincia Inferior y alcanza la Provincia Media aunque aquí aparece cubierta por los sedimentos de pendiente.

- **Provincia Superior**

Esta provincia ocupa la parte alta de la pendiente insular, desde la ruptura de pendiente cóncava por el S hasta el borde de la plataforma carbonatada en su límite N, fuera ya de nuestra región del levantamiento batimétrico (Ver extensión de la plataforma en Fig. V.1; Fig. V.5a, 6). La Provincia Superior se caracteriza por la presencia del talud de la plataforma y extensas áreas de terrazas con pendientes suaves (Fig. V.9a). En esta provincia los procesos sedimentarios cobran mayor relevancia generando unas pendientes más continuas, a diferencia de pendientes escalonadas que aparecen en las otras provincias.

La Provincia Superior presenta una marcada escorrentía que fluye principalmente hacia el S, al contrario que en las Provincias Media e Inferior, donde la pendiente escalonada da lugar en algunos casos a regiones de escorrentía local hacia el N y formación de zonas endorreicas. La mayor relevancia de los procesos sedimentarios se observa en los mayores tamaños de las cuencas de pendiente y terrazas, y en las numerosas evidencias de flujos gravitacionales y movimientos en masa (Fig. V.21). Los movimientos en masa tipo *slump* o *slide* son frecuentes en amplias regiones y están asociados principalmente con áreas de fuertes gradientes batimétricos (talud, crestas y montes submarinos) y/o con zonas de falla (Fig. V.22, 26). La inestabilidad necesaria para generar movimientos gravitacionales en el caso de montes submarinos estaría principalmente controlada por la presencia de materiales de menor cohesión, como en el monte submarino situado dentro del cinturón deformado en 68.2°O y 17.6°N (Fig. 5b, 22b). La cartografía de las áreas de movimientos gravitacionales se basa fundamentalmente en la identificación de grietas y escarpes de cabecera. Si el material deslizado no presenta cohesión las zonas de depósito no siempre son identificables. Los sucesivos movimientos gravitacionales y las corrientes de fondo redistribuyen el material movilizado.

Por otro lado, las terrazas ocupan extensas regiones; parten del pie del talud con suaves pendientes hacia el S (0.5°-5°) y finalizan en un escarpe estructural o en una suave ruptura de pendiente convexa (Fig. 8g, h; 9a). El espesor máximo de dichas terrazas alcanza 1 segundo (*twtt*) (~1000 m para una V_p de propagación de 2 Km/s). En estas terrazas se observan los niveles sedimentarios superficiales en posición horizontal o sub-horizontal (con un suave buzamiento hacia el S), que están enterrando depósitos sin-tectónicos previos, evidencias de una estructura imbricada



(i. e., basamento imbricado) y también basamento acústico (i. e., basamento del arco isla?). La estructura imbricada no parece activa y correspondería a etapas primarias de acreción. Este hecho da una buena idea de la extensión que ocupa el cinturón de compresivo. De estas observaciones junto con la localización del *detachment* descrita en el Apartado 3.1 se puede inferir la posición del respaldo (*backstop*, *buttress*) contra el que se construyó el cinturón deformado, que estaría constituido por las rocas del basamento del arco isla, el equivalente en cadenas de montañas sería el núcleo del orógeno (Fig. 6, 11).

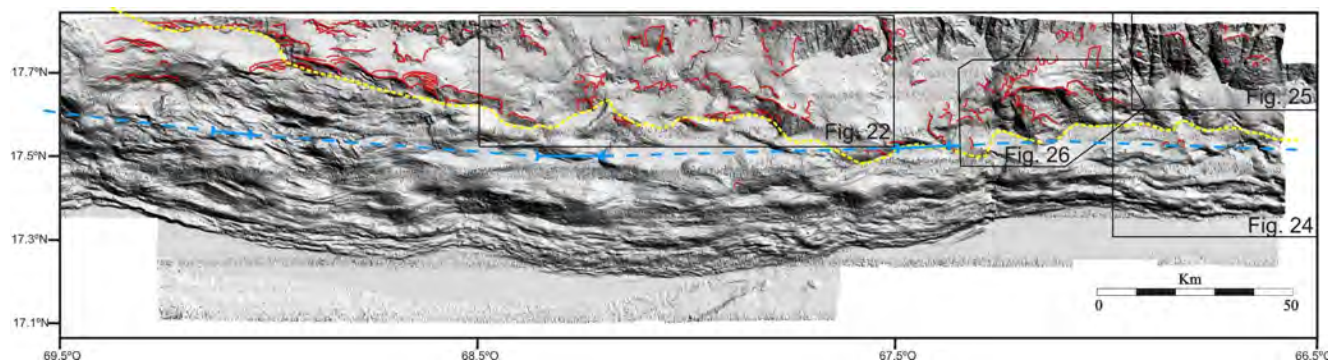


Figura 21. Cartografía de las áreas con evidencias movimientos gravitacionales en la región del levantamiento batimétrico multihaz. Ver en el Anexo IV está la figura agrandada. Las líneas rojas indican las grietas y escarpes de cabecera. La línea amarilla discontinua indica la separación entre las Provincias Superior y Media. La línea azul indica el alcance del *detachment* debajo del cinturón deformado. Ver Anexo II.11

Fuera de la región del levantamiento multihaz, el perfil sísmico vb-1nb nos permite observar una sección longitudinal la Cuenca de Yuma (Fig. V.8g). Dicha cuenca se ha formado en la parte alta del arco isla como resultado de la apertura E-O de un *rift* (*Rift* de Yuma: Case y Holcombe, 1980).

Entre los flancos del *Rift* de Yuma se ha desarrollado una cuenca muy extensa y con un depósito sedimentario que supera los 1000 m de espesor (Fig. V.8g). Los horizontes sedimentarios no muestran ninguna evidencia de deformación reciente en el *rift*, como también documentaron Grindlay *et al.* (1997) y Dolan *et al.* (1998) mediante perfiles de reflexión transversales a la estructura. Esta cuenca forma una extensa terraza en la parte alta del arco isla, fuera de la influencia del cinturón deformado. Sin embargo, la sección de la cuenca es similar a las terrazas y cuencas de pendiente observadas en el cinturón deformado, aunque no se observa ninguna evidencia de que esté enterrando una estructura imbricada. Su formación no parece estar relacionada con el proceso de acreción y construcción del cinturón de pliegues y cabalgamientos.

La Provincia Superior presenta la estructura enterrada o muy suavizada. Los depósitos sedimentarios en general son más potentes y entierran en buena parte la estructura imbricada y el basamento del arco isla. Las lineaciones estructurales identificadas en esta provincia presentan orientaciones muy variables. Generalmente son muy oblicuas e incluso ortogonales a la fábrica estructural E-O del cinturón deformado activo (Fig. V.5b).

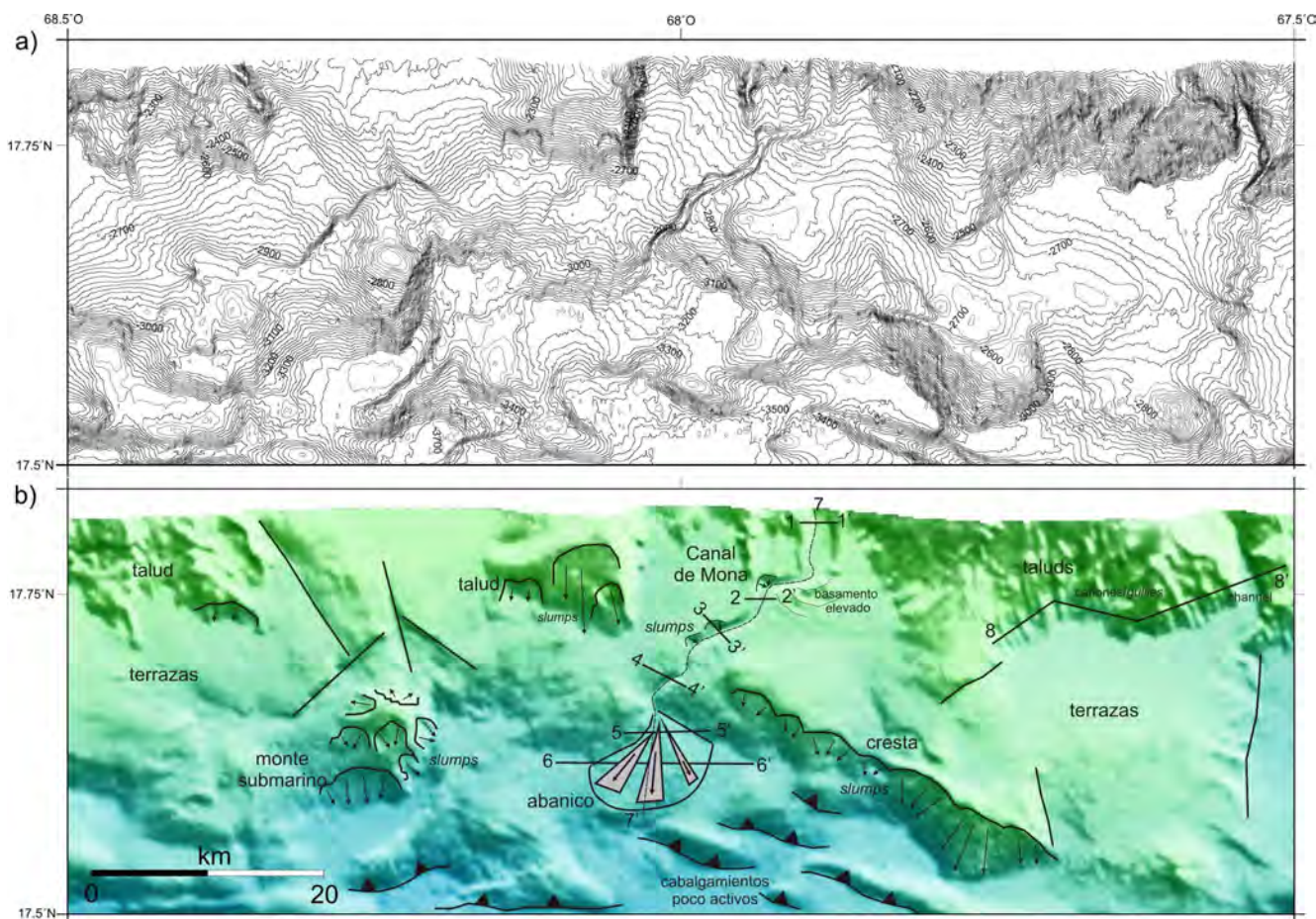


Figura V.22 Mapas batimétricos multihaz. Ver la localización en la figura V.21. Interpolación a 150m. **a)** Mapa de isobatas del sector central de la Provincia Superior. Equidistancia 25 m. **b)** Modelo digital iluminado desde el NE. Interpretación morfotectónica esquemática. Se han indicado las zonas de deslizamientos relacionadas con el talud, un monte submarino y una cresta. Los números indican la localización de los perfiles batimétricos que se muestran en la figura V.23.

Las lineaciones muestran mayor continuidad y dan, frecuentemente, escarpes rectos, los cuales se asocian a fallas normales, que cortan los materiales del talud y la plataforma (Fig. V.8g, h). Por tanto, en esta provincia predomina un régimen tectónico extensional. Dicho régimen debe estar en relación con las fallas normales identificadas en la parte alta del arco isla asociadas a la plataforma carbonatada (van Gestel *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 2005). Sin embargo, en la región meridional de la Provincia Superior también se identifica una estructura imbricada totalmente enterrada por las cuencas de pendiente. Esta estructura imbricada, por su localización elevada en la pendiente insular, ya no debe ser muy efectiva en la acomodación de la deformación compresiva. Este hecho indica que la Provincia Superior, al menos la parte meridional, se corresponde con una etapa temprana del proceso de acreción en el Borde de los Muertos, inactiva actualmente.

En esta provincia las áreas de talud dan las mayores pendientes con valores entre 4° y 7° alcanzando localmente >15° en los cañones (Fig. V.9a). En la presente investigación utilizamos la expresión “talud” para referirnos a la región de alta pendiente comprendida entre el borde de la plataforma carbonatada y las terrazas. En la región estudiada con la batimetría multihaz, el talud



sólo aparece en la parte oriental y en algunas áreas centrales. Este hecho puede ser debido a estar localizado más arriba en la pendiente insular o simplemente que no existe.

El talud está surcado por una densa red de drenaje compuesta por *gullies* y cañones con sección en “V” (Fig. V.9b, 23). En la confluencia de varios cañones se forman canalizaciones de mayor entidad, con secciones de valle más profundas y anchas. Estos valles se forman por la canalización de las corrientes de turbidez que transportan material desde la plataforma carbonatada y desde las áreas emergidas (e. g., La Española y Puerto Rico). En nuestra investigación usamos la expresión “cañón” cuando nos referimos a valles escarpados que aparecen en el talud con unas pendientes de fondo de valle $>4.5^\circ$ (Allaby, 2008). Por otro lado hablamos de “canal” cuando nos referimos valles localizados en la parte baja del talud y las terrazas, que suelen mostrar secciones más anchas, de fondo plano y unas pendientes de fondo de valle más suaves.

La mayoría de los valles son muy escarpados en la región del talud y pierden definición en profundidad. Desembocan en las cuencas de pendiente y terrazas localizadas al pié del talud y pocos alcanzan la Provincia Media (Fig. V.5b, 9b).

Hemos seleccionado una región representativa de la Provincia Superior para un análisis más detallado de la red de drenaje (Fig. V.22, 23).

La batimetría multihaz muestra un gran canal submarino fluyendo por la pendiente insular desde la Isla de Mona. Dicho canal fue identificado previamente mediante sonar de barrido lateral por Masson y Scanlon (1991). Nosotros nos referimos a dicho canal como “Canal de Mona” (CH en Fig. V.5b; Fig. V.22b). Este canal fluye hacia el S en la región del talud y al entrar en una zona de terraza cambia hacia el SO. El cambio de orientación en el curso está posiblemente condicionado por la interacción con bloques elevados del basamento o relieves relictos. Los perfiles batimétricos transversales al canal muestran un valle ancho y escarpado que alcanza los 100m de incisión y refleja una sección en forma de “V” (perfiles 1-4 en la Fig. V.23). Estas características evidencian que el proceso de erosión es activo a lo largo del canal (Underwood, 1991; Kukowski *et al.*, 2001). Este presenta una sinuosidad muy suave ($1.09 = \text{longitud del canal en línea recta} / \text{longitud real medida sobre el } \textit{thalweg}$), condicionada por los numerosos deslizamientos y colapsos que presentan los flancos (Fig. 22b). Concretamente, los perfiles 1 y 3 muestran que los procesos de *slump* en los flancos son muy importantes modificando significativamente la sección del canal. El Canal de Mona desaparece bruscamente cuando abandona la terraza, desembocando en un abanico bien desarrollado, el cual ocupa un área $>40 \text{ km}^2$.

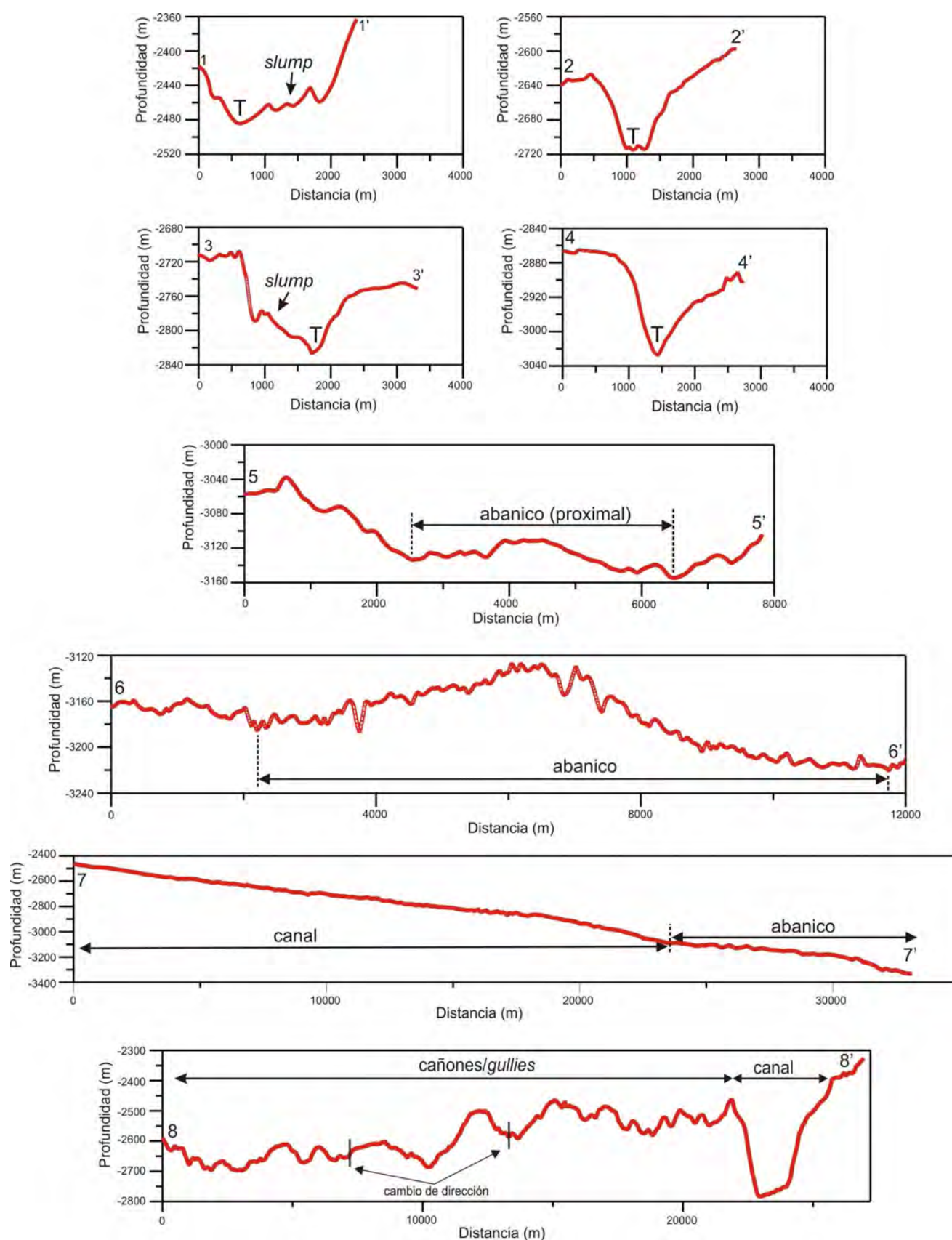


Figura V.23 Perfiles batimétricos. Ver la localización en figura V.22b. Los perfiles del 1 al 7 están realizados en el Canal de Mona. T= Thalweg. Se han indicado las zonas de deslizamientos asociada al flanco del canal (Slump). Se han indicado las zonas de canal y abanico.



Los perfiles batimétricos transversales al abanico muestran una “clásica” sección convexa con una densa red de canales distributarios. Varios canales incisivos con sección en “V” podrían indicar las líneas de flujo más activas (perfiles 5 y 6). El perfil 7 realizado a lo largo del *thalweg* del canal y por la zona central del abanico muestra una pendiente muy suave ($\sim 1.7^\circ$). En dicho perfil se identifica una suave ruptura de pendiente cóncava que nos separa la zona de canal donde la erosión es activa de la zona de abanico donde domina la sedimentación. El perfil 8 nos permite comparar los dos procesos dominantes en el talud: erosión y sedimentación. La sección en “V” de los cañones y los *gullies* indica un proceso de erosión activa, mientras que la sección en “U” del canal indica una sedimentación. El canal del perfil 8 muestra un valle profundo y ancho que se difumina cuando abandona el talud y entra en la zona de terraza. Aquí no aparece ningún abanico; la sedimentación se produce a lo largo del fondo del valle.

Además del Canal de Mona, como ejemplo significativo de los sistemas canalizados de la zona de estudio, cabe señalar el Cañón de Guayanilla (la expresión rigurosa sería sistema de cañones), localizado en la pendiente insular de Puerto Rico (GC en Fig. V.5a, 25). Este cañón tiene conexión con los ríos de la vertiente S de Puerto Rico, y además muestra un área extensa de captación desde el borde de la plataforma y a lo largo del talud. Todo ello contribuye a una gran capacidad de transporte. Sin embargo, a pesar de que en la batimetría multihaz aparezca como la canalización más desarrollada de la región, sólo alcanza las terrazas de Provincia Superior (Fig. V.9b). Por otro lado, en las imágenes de sonar de barrido lateral (GLORIA *side-scan*: Fig. V.24), los depósitos turbidíticos (alta reflectividad) asociados a este sistema canalizado muestran continuidad a lo largo de la pendiente insular, pudiendo alcanzar el Surco de los Muertos (Masson y Scanlon, 1991). Las áreas más claras indican depósitos de turbiditas; con alto contenido en terrígenos provenientes de la plataforma y de Puerto Rico.

Debido al considerable tamaño que presentan los canales y cañones analizados, junto con algunas otras canalizaciones de menor entidad, deben jugar un papel muy importante en el transporte de la carga turbidítica y aporte de sedimentos a las cuencas de pendiente e incluso al propio surco (Fig. V.5b).

En la pendiente insular de Puerto Rico se observa una zona de falla que da marcados escarpes transversales a la pendiente del talud (Fig. V.25). En la parte oriental la zona de falla presenta una orientación E-O, y varía a NE-SO en su prolongación hacia el O (Fig. V.5b). La rama de falla principal muestra unas trazas muy rectas en su intersección con los valles, lo cual define planos verticales o sub-verticales. Por otro lado, los diferentes escalones y rellanos que se producen en la región del talud indican una cierta componente vertical y de extensión N-S. Nosotros hemos interpretado que esta zona de falla está marcando la terminación occidental de la Zona de Falla del Investigador (*Investigator Fault, Surveyor Fault*; Garrison, 1969, 1972; Case y Holcombe, 1980; Mann *et al.*, 2005) (ZFI en Fig.1).

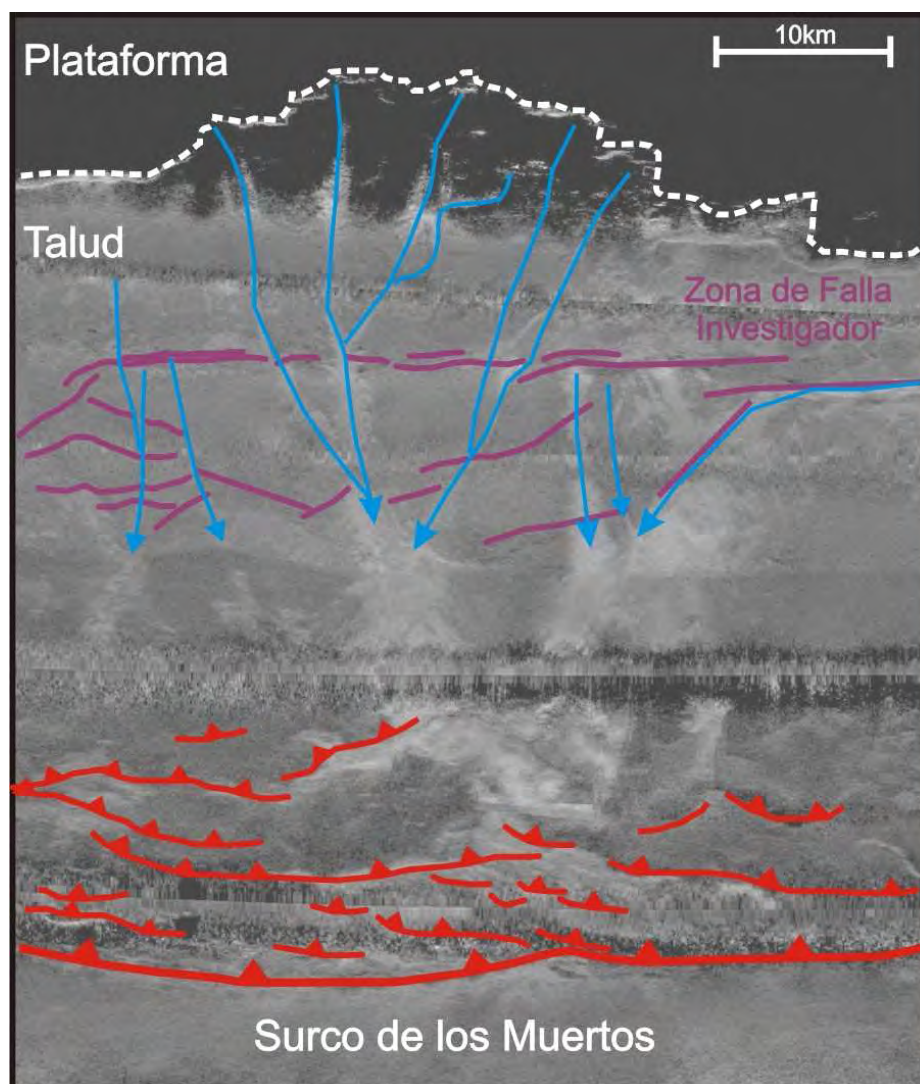


Figura V.24 Modelo de sonar de barrido lateral GLORIA (side-scan sonar) (modificado Masson y Scanlon, 1991; cortesía de Dr. U. S. ten Brink y Dr. K. Scanlon (USGS)). Ver localización en figura 21. Las líneas de color azul indican la localización de cañones y canales. Se ha realizado una interpretación tectónica del cinturón deformado y de la Zona de Falla del Investigador.

Algunos investigadores han considerado la Zona de Falla del Investigador como una falla de desgarre que acomoda el desplazamiento lateral izquierdo resultante de una subducción oblicua en el Surco de los Muertos (van Gestel *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 2005). Este hecho implicaría que dicha falla actúa transfiriendo la convergencia desde el Surco de los Muertos a la zona transtensiva del Paso de Anegada (Masson y Scanlon, 1991; van Gestel *et al.*, 1998). Sin embargo, en la batimetría multihaz no se observa ninguna evidencia de desplazamiento lateral a lo largo de la falla. Los valles de los cañones son continuos a lo largo del talud y los que presentan deflexiones son debidas a los rellanos que se han formado a favor de la componente de extensión N-S en las fallas normales (Fig. 9b, 15, 25). La actividad de dicha falla es difícil de establecer. En los rellanos formados en la traza de la falla principal se han formado pequeñas cuencas. Las cuencas no llegan a colmatar el rellano lo que puede indicar que la falla tiene cierta actividad.

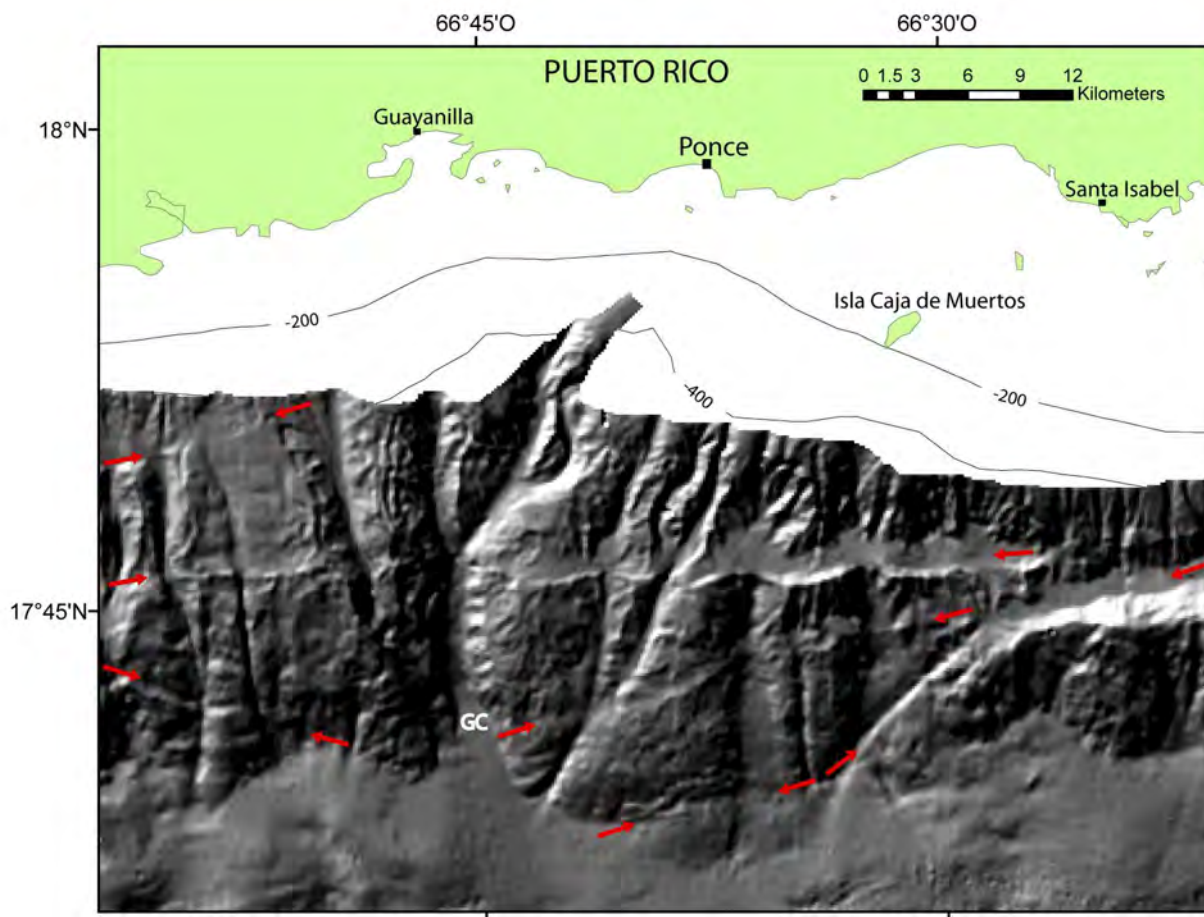


Figura V.25 Modelo digital de batimetría multihaz iluminado desde el NO (datos cortesía de U. ten Brink, USGS). Interpolación 150 m. Ver localización en figura V.21. Las flechas rojas indican la dirección de las trazas de falla pertenecientes a la Zona de Falla del Investigador. **GC**= Cañón de Guayanilla.

En los datos batimétricos multihaz se identifica el alto batimétrico conocido como *Jagüey Spur* (Case y Holcombe, 1980) (JS en Fig. V.5a). Este alto batimétrico o monte submarino se localiza en la pendiente insular del SO de Puerto Rico, y no presenta relación con nuestra clasificación morfotectónica de provincias. Aunque mantendría mayor afinidad con la Provincia Superior ya que se observa un régimen tectónico extensional y movimientos gravitacionales. Además, este alto batimétrico muestra marcadas anomalías de Bouguer y geomagnéticas lo que incluso lo diferencia aún más de la Provincia Superior (Granja *et al.*, 2008; Catalán *et al.*, 2008). El *Jagüey Spur* presenta una extensa terraza en el flanco N y en la parte alta, por donde atraviesan varias ramas de la Falla del Investigador. Dichas fallas probablemente han sido la causa de los enormes deslizamientos que se pueden observar en el flanco S del *Jagüey Spur* (Fig. V.26). La cabecera principal de los deslizamientos se identifica mediante una serie de marcados escarpes semicirculares. El material deslizado ocupa una región de $>300 \text{ km}^2$ y presenta a su vez deslizamientos menores generados por la inestabilidad de la pendiente.

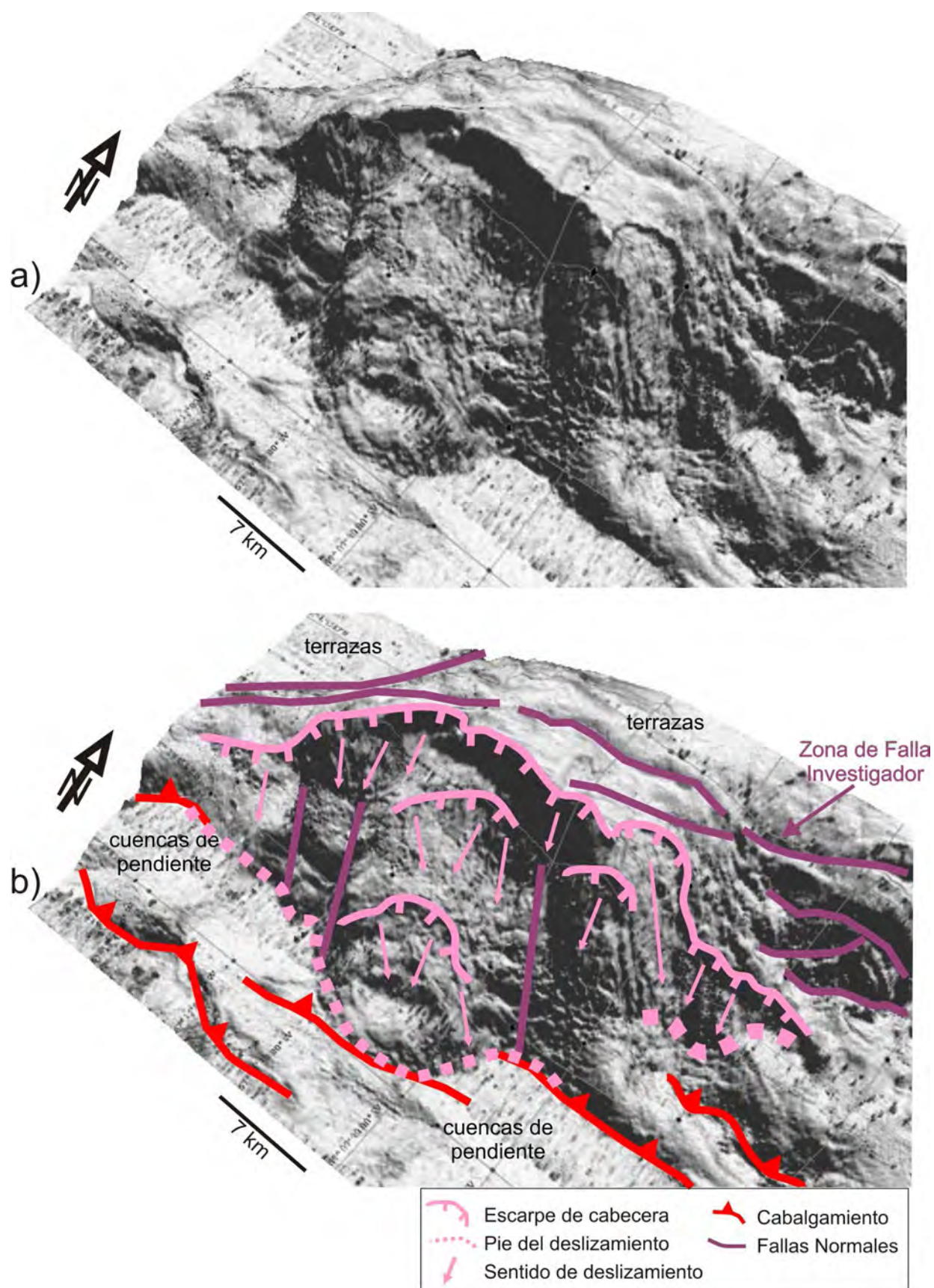


Figura V.26. a) Modelo digital de batimetría multihaz en perspectiva 3D visto desde el SE. Iluminado desde el NO. Interpolación 50 m. Ver localización en figura V.21. **b)** Interpretación morfotectónica de la región del Jaguey Spur.



V.1.3 Discusión

El estudio morfotectónico indica que el Borde de los Muertos está formado principalmente por cinturón deformado compresivo con una tectónica de piel fina (*thin-skin tectonics*). Este cinturón está constituido un prisma deformado muy asimétrico lateralmente y con una estructura imbricada de láminas de cabalgamiento con vergencia preferente hacia el S. Estas láminas de cabalgamiento se han generado a partir de un *detachment* basal. Este *detachment* delamina los materiales sedimentarios del antepaís (e. g., *Carib beds*, prisma turbidítico) y los apila en el cinturón deformado. Las evidencias de deformación recientes, junto con la propagación del *detachment*, indican que se está produciendo una propagación hacia el S, tanto del cinturón de pliegues y cabalgamientos como del propio surco, y por tanto consideramos que el proceso de acreción es activo.

Durante la formación del Cinturón Deformado de los Muertos, como mínimo se ha producido un acortamiento en la horizontal de 25 km en la mayor parte del borde, aunque el desarrollo lateral del cinturón imbricado es muy asimétrico.

A pesar de que la fábrica estructural parece clara, quedan varios aspectos que pueden llevar a discusión.

- **Régimen extensional en el borde N de la Cuenca de Venezuela y Surco de los Muertos**

En el borde N de la Cuenca de Venezuela y debajo del prisma turbidítico del Surco de los Muertos se observan fallas normales (Fig. V.5b). Estas fallas se pueden cartografiar a lo largo de 200 km en la parte central de Borde de los Muertos, muestran una tendencia sub-paralela al frente de deformación y están asociadas a la zona de máxima profundidad en el Surco de los Muertos. Lateralmente hacia el O y el E, dichas fallas se curvan progresivamente hacia el N y desaparecen debajo del cinturón de deformación. La fallas normales sólo se localizan en las inmediaciones del surco, a una distancia máxima del frente de deformación de <30 km y cobran mayor entidad cerca del frente de deformación (Fig. V.8d, f). Tanto nuestros perfiles sísmicos como los estudios sistemáticos con sísmica multicanal realizados en la Cuenca de Venezuela, confirman que no aparecen fallas normales similares en la región central de la cuenca (Driscoll y Diebold, 1999). Por lo tanto, estas fallas normales están relacionadas con el proceso de deformación que se desarrolla en el Borde de los Muertos.

A partir de trabajos previos con sísmica monocal y sin el beneficio de la batimetría multihaz, se ha intentado explicar el origen de las fallas normales como resultado de un proceso de subsidencia local (Forsthoff y Holcombe, 1983). Los citados autores proponen que los escarpes batimétricos en la pared S del surco funcionan como barreras topográficas para los flujos de



turbiditas provenientes de la pendiente insular. Tales barreras evitarían la dispersión de las turbiditas hacia la Cuenca de Venezuela y la acumulación en la zona del surco confinado. De este modo, en esta zona habría una mayor concentración de terrígenos y un consiguiente mayor volumen del prisma turbidítico del surco. Tal acumulación podría resultar en un mayor efecto de subsidencia, y de ahí la mayor profundidad observada en la zona.

Desde nuestro punto de vista esta hipótesis requiere una existencia previa de los escarpes batimétricos (*i. e.*, fallas normales), los cuales funcionasen como barreras para las corrientes de turbidez. Por lo tanto esta teoría no explica el origen del régimen extensional. Además, los perfiles sísmicos muestran un mayor espesor del prisma sedimentario del surco en el sector oriental donde el surco es más somero y sin fallas normales; no en el sector occidental donde el surco es más profundo (Fig. V.8d, h). De este modo la acumulación de sedimento, y por consiguiente el mayor efecto de subsidencia no explica la génesis de este régimen extensional localizado en las inmediaciones del Surco de los Muertos. Sin embargo, la mayor profundidad que presenta el surco en esta zona indica un efecto local de subsidencia, posiblemente favorecido por las fallas normales pero no por la mayor acumulación de turbiditas.

En principio en función de la orientación que muestren las estructuras en el antepaís/pared externa se podrían discriminar las estructuras preexistentes de las estructuras neo-formadas asociadas al proceso de deformación del borde. Esencialmente, las estructuras relacionadas con la actividad en el margen deberían ser paralelas o sub-paralelas al frente de deformación, mientras que las estructuras preexistentes no tienen porque tener una orientación paralela o sub-paralela con el borde (Lallemand *et al.*, 1986). Por lo tanto, la orientación sub-paralela al frente de deformación y la localización sólo en las proximidades del borde que muestran las fallas normales observadas, indica un origen relacionado con el proceso de compresión en el borde, y no heredadas de una fábrica tectónica previa del *plateau* caribeño.

La fábrica tectónica del *plateau* caribeño es un tema controvertido. A partir de estudios geomagnéticos se interpretado diferentes isocronas orientadas sub-paralelamente a la Cresta de Beata (NNE-SSO) (Donelly, 1973; Donelly *et al.*, 1990). Trabajos posteriores, ya considerando el interior de la placa del Caribe como un plateau, han atribuido dichas anomalías geomagnéticas (no del todo definidas) con lineaciones estructurales y fallas, sin relación con una fábrica oceánica (Driscoll y Diebold, 1999). De un modo u otro la posible fábrica que presenta el *plateau* caribeño en la región de la Cuenca de Venezuela (NNE-SSO) es transversal al Borde de los Muertos (E-O).

Generalmente, en contextos de subducción, las fallas normales que aparecen en las paredes externas de las fosas se suelen explicar mediante el modelo de “hoja de sierra” (*Horst and Graben chain-saw model*; Hilde, 1983). Tales fallas se han documentado en muchas placas que subducen (corteza oceánica) a unas distancias entre 50-60 km desde el frente de deformación y se han interpretado como el resultado de la reactivación de la fabrica oceánica sometida al régimen



extensional causado por la flexión litosférica (*elastic bending*) de la placa que subduce (Charvet y Ogawa, 1994; Ranero *et al.*, 2005). La flexión de la placa se mantiene principalmente por la rigidez que ésta experimenta frente al tirón de la palca que subduce (*slab pull*), y no por la sobrecarga litostática de la placa cabalgante (Bodine y Watts, 1979).

El *plateau* oceánico caribeño de Cuenca de Venezuela presenta un suave abombamiento con unos flancos muy tendidos y con un eje ~E-O, (Driscoll y Diebold, 1999). El abombamiento se podría deber a la componente de compresión que sufre la palca del Caribe por el N mediante la placa Norteamericana y por el S mediante la placa Sudamericana. El hecho de que el abombamiento sea muy suave se puede explicar por el espesor anómalamente alto de la corteza del *plateau* caribeño lo cual dificultaría la flexión (Burke *et al.*, 1978). En la máxima curvatura se produce en la región central de la cuenca generando la máxima flexión y por tanto el mayor régimen extensional (Bodine y Watts, 1979). Sin embargo, en dicha región sólo se han identificado varias fallas normales inactivas de poca entidad afectando al techo del *plateau* (*i. e.*, reflector B"). Al contrario de lo que cabía esperar, en lugar de manifestarse el régimen extensional en la región central (máxima flexión), aparece en las zonas de los bordes N y S (presente investigación, Ladd y Watkins, 1978).

De todo esto se deduce que el efecto de *slab pull* en la cuenca de Venezuela, tanto generado en el borde S (borde de Venezuela) como en el Borde de los Muertos, o no funciona actualmente o es muy poco efectivo.

El abombamiento es generalizado en toda la Cuenca de Venezuela, pero la localización de dichas fallas normales sólo aparece en la parte central del Borde de los Muertos, asociada con el mayor desarrollo del cinturón deformado (45 km de ancho). A medida que el cinturón deformado se estrecha lateralmente hacia el E y el O, las fallas normales desaparecen gradualmente debajo del cinturón. El abombamiento del *plateau* se observa en toda la Cuenca de Venezuela. En caso de que dichas fallas normales estuvieran relacionadas con un posible efecto del *slab pull* en el Borde de los Muertos (*i. e.*, subducción), estas deberían aparecer a lo largo de todo el Borde de los Muertos, no sólo localmente.

Todas estas observaciones y deducciones implican que dicho régimen extensional no es resultado de la flexión litosférica del *plateau* caribeño causado por el *slab pull*, sino más bien el resultado de la sobrecarga litostática local por un mayor desarrollo del cinturón deformado. Dicha carga litostática resulta en un efecto local de subsidencia y en la formación de una zona confinada en la parte central del Surco de los Muertos con una máxima profundidad. Además de dicho factor litostático habría que tener en cuenta posibles variaciones de la estructura de la Cuenca de Venezuela a lo largo del borde que favorezcan dicho régimen extensional.



- **Aporte sedimentario al Surco de los Muertos**

El Surco de los Muertos, exceptuando las zonas de escalones batimétricos, muestra un fondo muy suavizado, con ligeras ondulaciones, que da extensas planicies (Fig. V.3a). Este hecho se puede deber por un lado a una tasa de sedimentación importante que inhiba en buena parte la tasa de deformación del borde, y por otro a la redistribución de los sedimentos por las corrientes oceánicas de fondo, las cuales nivelan la morfología.

Los perfiles sísmicos muestran un prisma turbidítico con mayores espesores en la parte oriental donde el surco no está confinado. El perfil sísmico localizado en la parte oriental del surco donde éste muestra un prisma sedimentario con un espesor máximo de 1.25 segundos (*twtt*) (medido en las unidades supra-A", y considerando el espesor del intervalo A"-α constate). Por otro lado los perfiles sísmicos localizados en la parte occidental donde el surco está confinado muestran espesores máximos entre 0.83 y 0.87 segundos (*twtt*). ¿A qué se pueden deber tales diferencias?

Las muestras de fondo oceánico recogidas en el área del surco indican que en la parte del surco confinado aparecen facies de sedimentos pelágicos interestratificadas con terrígenos, mientras que las muestras tomadas en la parte oriental son facies principalmente bioclásticas con aumento del contenido en terrígenos hacia el O (Forsthoff y Holcombe, 1983).

Desde el punto de vista batimétrico, los aportes turbidíticos al surco deben provenir principalmente desde la pendiente insular y desde la Cuenca de Venezuela. Aunque no se puede descartar que el surco pueda funcionar como un eje de transporte, debido a que muestra presenta gradientes hacia la parte confinada. (Fig. V.7). Luego las diferencias de composición de las turbiditas del surco deben estar condicionadas por la mayor o menor influencia de unas áreas fuentes u otras, y también por la redistribución mediante las corrientes oceánicas a lo largo del surco.

El aporte turbidítico desde la Cuenca de Venezuela debe ser relativamente menor. No aparecen áreas fuentes emergidas, presenta unos gradientes muy suaves hacia el surco y en la batimetría multihaz no se observan importantes sistemas canalizados. El aporte debe ser principalmente de composición arcillosa o margosa, debido al carácter pelágico de los niveles superiores de los *Carib beds*.

El aporte turbidítico al surco desde la pendiente insular debe ser el más importante, debido a que las áreas fuentes son las zonas emergidas y la plataforma carbonatada, pero con diferencias significativas a lo largo del borde.

-La pendiente insular al S del Paso de Mona y de República Dominicana muestra un mayor desarrollo del cinturón de deformación (>35 km de ancho). Este mayor desarrollo implica una región



con una pendiente escalonada más ancha, con crestas y surcos donde se forman las cuencas de pendiente. Estas cuencas funcionan como trampas para los flujos turbidíticos provenientes de la parte superior dando lugar a que una menor cantidad de sedimento pueda alcanzar el Surco de los Muertos. Aparecen cuencas de pendiente con gran desarrollo (e. g., Cuenca de San Pedro, Cuenca de Yuma). Además las líneas de flujo canalizadas no presentan gran continuidad hacia las partes bajas, se difuminan a lo largo de la pendiente desembocando en las cuencas y terrazas sin alcanzar directamente el área del surco (Fig. V.9b). Las facies de las turbiditas cuaternarias en la región del surco al S del Paso de Mona y de República Dominicana son principalmente sedimentos pelágicos interestratificadas con terrígenos (Forsthoff y Holcombe, 1983), lo cual indica un aporte desde la Cuenca de Venezuela y localmente desde la parte baja de la pendiente insular.

-La pendiente insular de Puerto Rico es más estrecha y existe una menor separación entre la isla y el surco, además el cinturón de deformación está significativamente menos desarrollado (<25 km de ancho). Por lo tanto, la región con pendiente escalonada es más estrecha, (i. e., con menos cuencas y terrazas). Aquí se observa un talud con una red de drenaje muy densa y con canalizaciones de gran entidad (e. g., Cañón de Guayanilla) contadas con los ríos de la vertiente S de Puerto Rico. Estos factores facilitan que una mayor cantidad de sedimentos turbidíticos puedan alcanzar el surco y generar un mayor espesor del prisma sedimentario. Además, en esta región, el surco no está confinado por escarpes estructurales en la pared externa (*foreland*), de modo que los sedimentos turbidíticos lo colmatan y se extienden más hacia el S depositándose sobre una región más amplia de la Cuenca de Venezuela. Las facies de las turbiditas cuaternarias son principalmente bioclásticas con contenidos menores de terrígenos (Forsthoff y Holcombe, 1983), lo cual indica al aporte “directo” desde las áreas fuente emergidas y de plataforma.

A todo ello no se puede descartar la redistribución de los sedimentos a lo largo del eje del surco. El surco muestra en su mayor parte un suave gradiente del E hacia el O, hasta alcanzar la zona confinada (Fig. V.7a). Sin embargo, siendo esta parte la zona de recepción principal no es la que acumula las mayores potencias sedimentarias (i. e., depocentro). Luego el transporte a lo largo del surco de E hacia O no debe ser muy efectivo o el sedimento se deposita antes de llegar a la zona confinada. El transporte axial podría ser más efectivo en los extremos del surco donde los gradientes batimétricos son mayores y se han identificado megariples (comunicación personal U. S. ten Brink). Los aportes desde la parte O del surco deben ser significativos debido al mayor gradiente del eje del surco en esta región y que los principales ríos del SO de la Rep. Dominicana (e. g., Yaque del Sur) desembocan en las Bahías de Azua y Ocoa. Los datos batimétricos de satélite muestran una aparente comunicación batimétrica de dichas bahías con el surco, pero sería necesaria una batimetría multihaz que ofrezca una mayor resolución para confirmar dicha canalización de flujos hacia el surco. Por otro lado nuestros perfiles sísmicos localizados cerca de esta región muestran un surco morfológico, sin apenas relleno turbidítico e incluso sin relleno (Fig. V.8a, b). Luego ese aporte



sedimentario se debe depositar en las zonas más occidentales sin alcanzar la zona del surco confinado. Tales zonas pueden estar relacionadas con la estructura de crestas y surcos que se ha descrito en la parte septentrional del flanco oriental de la Cresta de Beata (Ladd *et al.*, 1981; Jany, 1989).

- **Constricciones sobre el origen de la asimetría lateral del cinturón deformado**

En nuestra clasificación morfotectónica, el Cinturón Deformado de los Muertos presenta en la parte occidental de nuestra zona de batimetría multihaz una anchura de 45-40 km, que disminuye gradualmente hacia el E llegando a valores de <25 km en el extremo oriental (Fig. V.5b).

Con el fin de simular las variaciones en el desarrollo de los cinturones de cabalgamientos, varios autores han utilizado modelos análogos con caja de arena a partir de los cuales se deduce que el tamaño y la forma del prisma de acreción depende de múltiples factores (Marshak y Wilkerson, 1992; Calassou *et al.*, 1993; McClay *et al.*, 2004): volumen de sedimento apilado, cabalgamiento de “escalones”, fricción del *detachment* y geometría del *backstop*,

-La variación lateral del volumen de sedimento que es apilado influye significativamente en la anchura del prisma deformado, de modo que a más volumen mayor desarrollo del prisma. En el Borde de los Muertos, los *Carib beds* muestran un espesor muy constante, las principales variaciones de sedimento en el antepaís vienen del prisma turbidítico. Los perfiles sísmicos muestran mayor volumen sedimentario en la parte occidental del surco donde el cinturón deformado es más estrecho. Luego el volumen de sedimento susceptible de ser apilado no parece ser un factor determinante para el desarrollo asimétrico del Cinturón Deformado de los Muertos.

-La existencia de “escalones” situados en el basamento del antepaís da lugar a diferencias significativas en el desarrollo del prisma deformado a ambos lados del “escalón” (Calassou *et al.*, 1993). Generalmente la parte más somera del escalón presenta menor espesor de material susceptible de ser apilado y el cinturón deformado da menor espaciado entre los planos de cabalgamiento y menor desarrollo tamaño. En la zona de influencia del “escalón” se forma una zona *transfer*. En el área del Surco de los Muertos aparece un “escalón” batimétrico de 300 m que nos separa el surco en un sector oriental más somero y otro occidental más profundo. Dicho “escalón” presenta continuidad hacia debajo del cinturón deformado. Sin embargo, en la zona de influencia del escalón no se observan cambios sustanciales en la fábrica del cinturón deformado. Solamente se observan pequeñas zonas *transfer* oblicuas que apenas trastocan la estructura imbricada. No existen variaciones en la anchura del prisma deformado, ni en la estructura imbricada y tampoco del perfil insular en ambos lados del “escalón”. Por lo tanto el cabalgamiento de dicho “escalón” batimétrico no parece tener mucha influencia sobre el desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos.

-Las variaciones en la fricción del *detachment* a lo largo del borde originan diferencias en la anchura del cinturón deformado. Una mayor fricción da lugar a la formación de un prisma más



estrecho y viceversa. En el Borde de los Muertos, los perfiles sísmicos muestran que el *detachment* se ha desarrollado muy homogéneamente a lo largo del frente de deformación. Mantiene un ángulo similar y lamina los mismos materiales. Por otro lado la Cuenca de Venezuela, y más concretamente los *Carib beds* muestran unas características muy similares a lo largo del borde. Por lo tanto es de esperar que el *detachment* no presente diferencias significativas en el grado de fricción a lo largo del Borde de los Muertos. Las únicas diferencias significativas en relación al grado de fricción del *detachment* vendrían de la presencia de montes submarinos y elevaciones relativas del basamento, pero como hemos observado en la batimetría multihaz tienen una influencia muy localizada sobre el cinturón deformado.

-Un vector de convergencia oblicua también puede dar lugar a la generación de cinturones de deformación con una marcada asimetría (Marshak, 2004). Suponiendo un frente de deformación E-O (e. g., Borde de los Muertos), una convergencia hacia el NO resulta en una pequeña componente de cizalla lateral izquierda que acumula material hacia el O. El exceso de volumen en el O da lugar a un prisma más ancho, como observamos en el Cinturón Deformado de los Muertos. Este hecho descartaría la convergencia (oblicua) hacia el NE que han propuesto para el Borde de los Muertos diversos autores a partir de velocidades derivadas de GPS (Jansma et al, 2000). Por otro lado la componente de cizalla lateral izquierda debería resultar en la formación de desgarres lateral izquierdos sub-paralelos al frente de deformación. Nuestros datos no muestran la existencia de estructuras de desgarre y sugieren que en el Borde de los Muertos se está produciendo una compresión N-S. Por lo tanto, se podría descartar que la convergencia oblicua como causa del desarrollo asimétrico del Cinturón Deformado de los Muertos.

-Otra posible causa para la generación de cinturones deformados con un desarrollo lateral asimétrico es la geometría y la localización del *backstop* (Calassou et al, 1993). Nuestros datos sísmicos no muestran información directa sobre la localización y la geometría del *backstop* (i. e., basamento del arco isla), pero podemos hacer ciertas inferencias y constricciones a partir de la geometría del *detachment* y de la anchura del cinturón deformado (Fig. V.6). A lo largo del borde, el *detachment* muestra una geometría muy constante (inclinado entre 8° y 10° hacia el N), y el alcance debajo del cinturón deformado también varía pocos kilómetros. Sin embargo, la anchura del prisma deformado varía mucho. Si unimos la parte más interna del *detachment* con la zona más trasera donde se observan evidencias de una estructura imbricada se obtiene una estimación de la inclinación y localización del *backstop*. El cinturón deformado al S de Puerto Rico es mas estrecho que en la región del S del Paso de Mona y de República Dominicana. Por lo tanto, en el S de Puerto Rico el *backstop* es más corto e inclinado, y desarrolla un cinturón deformado más estrecho (Fig. V.11). Al S del Paso de Mona y de República Dominicana el *backstop* es más largo y menos inclinado, y desarrolla un cinturón deformado más ancho. Existe mucha controversia en la bibliografía sobre la geometría de los *backstops* (Silver et al., 1985, 1986; Brandon, 1986). A partir de nuestro análisis geométrico e interpretación, un *backstop* vertical o inclinado hacia N implicaría que el *detachment* debería tener mucha mayor continuidad debajo del cinturón deformado, pero ninguno de



los perfiles sísmicos muestran esta situación. Tales variaciones en la geometría del *backstop* pueden estar en relación con la tectónica de bloques que se ha documentado en el arco isla a partir de datos derivados de GPS (Jansma et al, 2000; Mann et al, 2002). Sin embargo, la variación progresiva en la anchura del cinturón deformado implica también una variación progresiva de la inclinación del *backstop*. Una fuerte variación en la inclinación del *backstop* resultaría en el desarrollo de una zona *transfer* (Calassou et al., 1993).

Las variaciones en las condiciones geológicas de la región del antepaís no parecen ser determinantes para la asimetría del Cinturón Deformado de los Muertos. Por lo tanto, la variación en la geometría del *backstop* parece ser la causa de dicha asimetría, aunque se necesita más investigación al respecto.

- **Entrantes en el frente de deformación**

A lo largo del frente de deformación y también de la parte baja de la Provincia Inferior se observan varios entrantes (*recesses*) asociados a zonas *transfer* (*recess*; Marshak, 2004). En los entrantes la traza del frente de deformación se curva hacia dentro, dando una forma simétrica convexa hacia el N. La forma convexa se continúa en la parte baja de la pendiente desarrollando una zona *transfer*. El origen más común para la formación de entrantes en los frentes de deformación se asocia la influencia de relieves positivos del basamento que son cabalgados por el cinturón de deformación (Marshak, 2004; Domínguez *et al.*, 2000). En nuestro caso dichos relieves positivos del basamento estarían asociados principalmente con montes submarinos y crestas así como partes topográficamente más elevadas del *plateau* caribeño.

En los estudios sistemáticos con métodos sísmicos llevados a cabo en la Cuenca de Venezuela se han observado gran cantidad de montes submarinos y crestas de origen volcánico, tanto emergidas en el fondo oceánico como enterradas por los *Carib beds* (Driscoll y Diebold, 1999). A partir de datos geomagnéticos también se ha documentado un monte submarino debajo del cinturón deformado en las inmediaciones de la Cresta de Beata (Mauffret y Leroy, 1999). En nuestros perfiles sísmicos hemos observado cuerpos intrusivos y zonas elevadas del *plateau* en las inmediaciones del Borde de los Muertos (Fig. v.8a, d), e incluso ya debajo del cinturón deformado (Fig. v.8b). Por lo tanto, es necesario considerar la posible influencia de esos cuerpos sobre el desarrollo del cinturón deformado. La progradación del Cinturón de Deformado de los Muertos hacia el S se vería alterada por la presencia de dichos cuerpos, provocando la geometría de entrantes y salientes observada.

Tomando como referencia el receso con mayor entidad, localizado en 68.55°O (Fig. V.17), se observa solamente en la base de la Provincia Inferior indicando por lo tanto un efecto muy localizado sobre el frente de deformación. Tiene una forma convexa hacia el N y muy simétrica indicando de alguna manera que un vector de convergencia ortogonal respecto al frente de deformación. Esta



observación descarta la convergencia oblicua hacia el NE propuesta por otros autores para el Borde de los Muertos (van Gestel *et al.*, 1998; Jansma *et al.*, 2000).

Por otro lado, si se asume que dichos entrantes son causados por cuerpos volcánicos o intrusivos al igual que los que aparecen en toda la Cuenca de Venezuela, ni los datos gravimétricos ni geomagnéticos (Granja *et al.*, 2008; Catalán *et al.*, 2008) adquiridos sistemáticamente en el Borde de los Muertos durante la campaña GEOPRICO muestran anomalías localizadas sobre las zonas de receso. El tamaño que presentan algunos entrantes implicaría cuerpos causativos de un tamaño significativo que de alguna manera deberían dar anomalías locales en los campos potenciales.

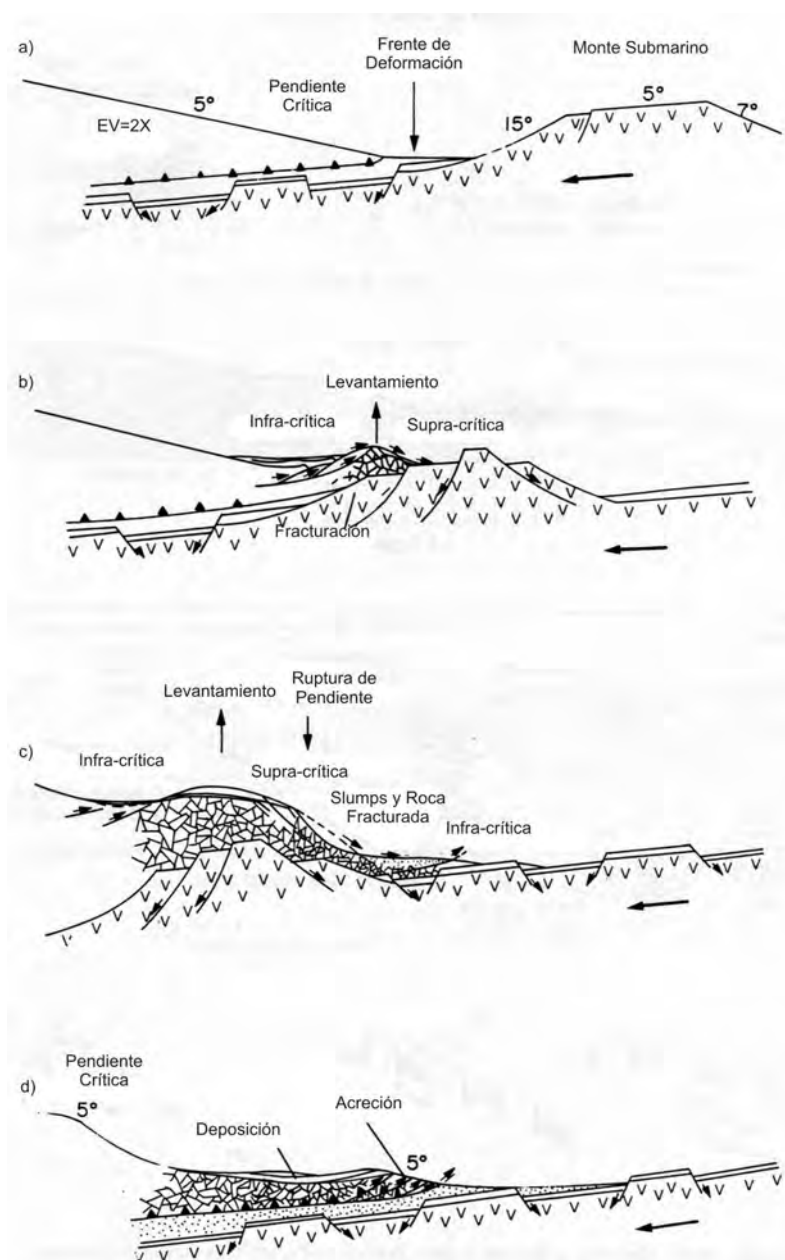


Figura V.27. Diagrama esquemático mostrando la evolución del efecto de la erosión tectónica sobre la estructura de un prisma de acreción en una zona de subducción (a-d) (modificado de von Huene y Lallemand, 1990). La erosión tectónica (frontal y basal) se produce por el cabalgamiento/subducción de monte submarino de acuerdo con la Teoría de Mohr-Coulomb. Escala vertical doble. Comparar las similitudes entre el perfil topográfico de la figura V.17b y el perfil d) de la presente figura.



El efecto que pueden causar dichos montes submarinos o elevaciones topográficas del basamento sobre cinturón de deformación es doble. Por un lado sobre de dichos cuerpos no se acumula o se acumula relativamente menos sedimento susceptible de ser apilado, luego en estas áreas se aporta menos volumen de material al prisma de deformado. Por otro lado estos cuerpos funcionan como asperezas y pueden sustraer (*i. e.*, raspar) material del cinturón deformado mediante el proceso de “erosión tectónica” (Scholl *et al.*, 1980). Estos dos efectos sumados producen el colapso del prisma deformado en su área de influencia dando un perfil topográfico transversal característico (Fig. V.27). Podemos observar las evidentes similitudes entre los perfiles topográficos de la figura V.17b (nuestros datos) y la figura V.27d (von Huene y Lallemand, 1990), que dan idea del proceso tectónico formativo.

Todas estas observaciones indican que la mayor parte de los entrantes y las zonas transfer asociadas, sino todos, que se observan en el frente de deformación de los Muertos están asociados con el cabalgamiento de variaciones topográficas locales del *plateau* caribeño (*i. e.*, montes, crestas).

- **Perfil de equilibrio de la pendiente insular**

La pendiente de los cinturones de pliegues y cabalgamientos/prismas de acreción refleja los continuos ajustes de espesor y anchura del prisma deformado que se producen durante su formación. El prisma mantiene su perfil de equilibrio (*critical taper*) establecido de acuerdo con la Teoría de *Mohr-Coulomb* en función de los materiales implicados (Davis *et al.*, 1983, Dahlem *et al.*, 1990). Los sedimentos incorporados al cinturón de deformación se deforman hasta que la pendiente del prisma alcanza su geometría o pendiente de equilibrio. En este punto el prisma crece (*i. e.*, prograda) hacia el antepaís de forma estable a lo largo del despegue basal (*i. e.*, *detachment*) y generando nuevos cabalgamientos en la parte frontal (*i. e.*, frente de deformación). La tasa de deformación y los parámetros hidrológicos (*i. e.*, presión de poros) tienen mucha influencia sobre la resistencia del prisma de acreción y por lo tanto determinan la pendiente de equilibrio. Por ejemplo, una baja permeabilidad y rápida convergencia dan lugar a presiones de poro que exceden la presión litostática formando prismas con pendientes bajas, mientras que en el caso contrario se originan prismas de pendientes abruptas.

En el Borde de los Muertos, la estructura imbricada activa se manifiesta principalmente en las Provincias Media e Inferior, luego según la Teoría del *Mohr-Coulomb* el proceso de acreción sigue siendo efectivo. En estas provincias se produce la mayor parte de la acomodación de la compresión y la construcción del cinturón de pliegues y cabalgamientos activa, pero dicho grado de actividad puede variar lateralmente. Donde la acreción sea menos efectiva el prisma debe tener una pendiente regional muy cercana a la pendiente de equilibrio. En las zonas donde el proceso de acreción es más evidente el prisma está reajustando su perfil regional.



Por otro lado, la manifestación de un régimen tectónico extensional (*i. e.*, fallas normales) en la parte alta de la pendiente al menos en parte también se podría explicar desde el punto de vista de la Teoría del *Critical Taper Wedge*. A medida que continúa la construcción del cinturón deformado, los planos de cabalgamiento se vuelven más verticales y se forman nuevos cabalgamientos en la parte baja de la pendiente y el prisma deformado progresa, así se consigue rebajar el perfil morfológico. En algún punto de este proceso, la pendiente morfológica se hace demasiado empinada para que el prisma deformado continúe creciendo de forma estable y regulando su perfil morfológico. Entonces, se manifiestan dos procesos para alcanzar el perfil de equilibrio: movimientos gravitacionales y desarrollo de fallas normales. Nuestros datos muestran que ambos procesos son dominantes en la parte alta de la pendiente.



V.2 MODELACIÓN ANÁLOGA CON CAJA DE ARENA

Como se ha citado en los capítulos anteriores, en el NE de la placa del Caribe se han observado dos sistemas de cabalgamientos con doble vergencia o vergencia opuesta (Ladd *et al.*, 1977; Dillon *et al.*, 1996; Dolan *et al.*, 1998; ten Brink, 2005). Un sistema desarrollado a lo largo de la parte N del arco isla (Cinturón Deformado Septentrional de La Española-Prisma de Acreción de Puerto Rico) y otro a lo largo de la parte S de las Antillas Mayores orientales (Cinturón Deformado de los Muertos) (Fig. V.27). Este sistema de vergencia opuesta se desarrolla en un contexto donde la convergencia relativa entre las placas del Caribe y Norteamericana es muy oblicua. Además, este sistema esta asociado con profundas fosas y surcos, y donde se produce la colisión de la corteza engrosada de los Bancos de las Bahamas con el extremo N-NE de La Española (Fig. V.27, 28).

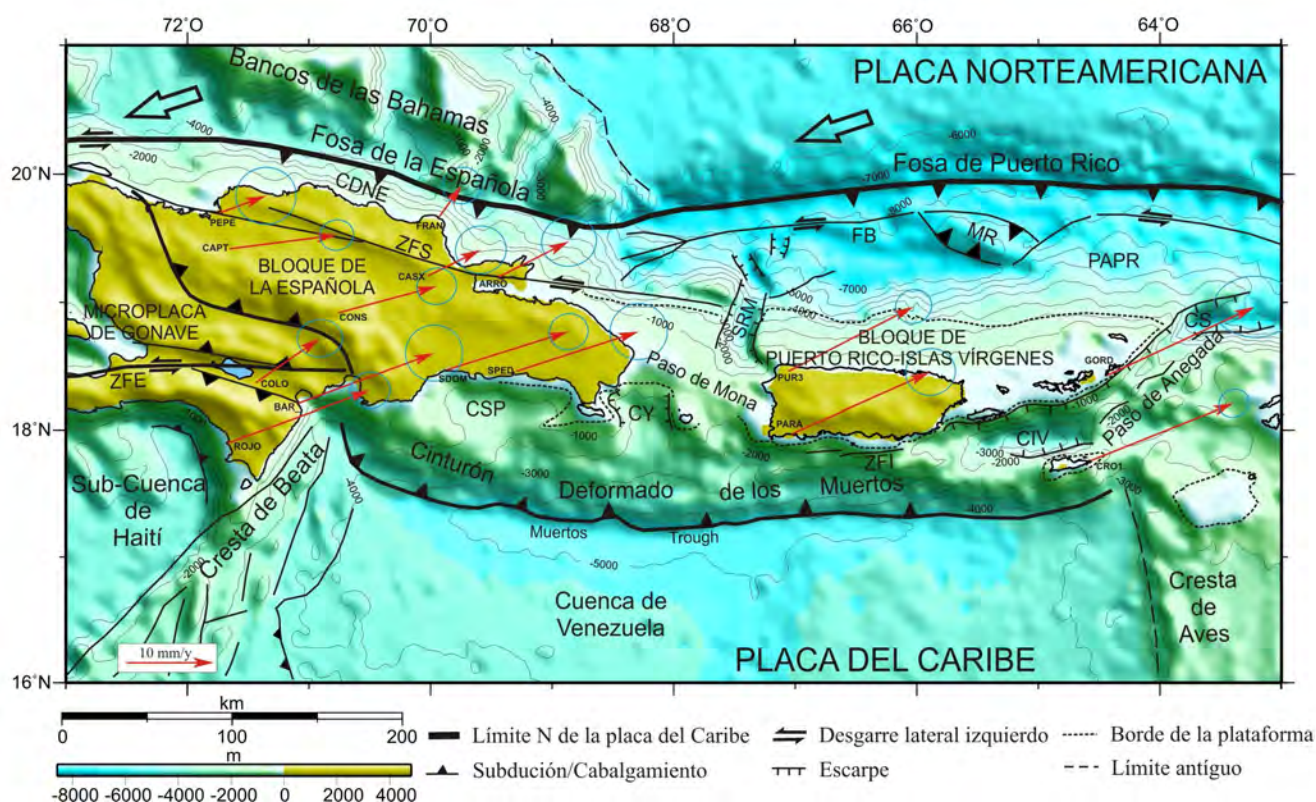


Figura V.27 Marco tectónico esquemático del borde NE de la placa del Caribe. El color del fondo y las isobatas representan la elevación derivada de datos de satélite interpolada a 2 minutos e iluminada desde el NE (Smith y Sandwell, 1997). Las flechas negras indican el desplazamiento de la placa Norteamericana respecto a la placa del Caribe. Las flechas rojas indican las velocidades de GPS con respecto a la placa Norteamericana. La elipse representa el error del cada vector en 2D, con un 95% de confianza (Manaker *et al.*, en prensa). CRO1= Estación GPS; ZFS= Zona de Falla Septentrional; ZFE= Zona de Falla de Enriquillo; CSP= Cuenca de San Pedro; CY= Cuenca de Yuma; ZFI= Zona de Falla del Investigador; SRM= Sistema de Rift de Mona; FB= Falla de Bunce; MR= Main Ridge; CIB= Cuenca de Islas Vírgenes; CS= Cuenca de Sombrero.

Generalmente el desarrollo de geometrías de prisma cortical con doble vergencia se ha asociado a la convergencia en los márgenes de subducción tipo "Chileno" y en las zonas de colisión continente-continente (Willet *et al.*, 1993; Kay *et al.*, 2005). El concepto de doble vergencia o vergencia opuesta se refiere a que la dirección de transporte en un cinturón de cabalgamientos de



un lado de una cordillera es la contraria a la del otro lado, como consecuencia de la *transferencia* de esfuerzos a través de la corteza. En general los orógenos de doble vergencia constan de un pro-prisma consistente en un sistema de cabalgamientos sobre la placa que subduce (*i. e.*, placa inferior), un retro-prisma que prograda hacia el antepaís consistente en sistema de cabalgamientos sobre la placa que cabalga (*i. e.*, placa superior), y una región central levantada entre los dos prismas (Willet *et al.*, 1993).

Sin embargo, existen ejemplos de arcos isla que también aparecen bordeados por sistemas de cabalgamientos con vergencia opuesta, entre otros el caso del NE del Caribe (Fig. V.28). Algunos de estos arcos se han descrito como prismas de doble vergencia; con un prisma de acreción en el papel del pro-prisma y un cinturón de cabalgamientos en el papel de retro-prisma (Silver y Reed, 1988). Otros autores han interpretado la existencia de las dos zonas compresivas; una en el antearco y otra en el retroarco, como consecuencia de la existencia de zonas de subducción a ambos lados del arco (NE del Caribe; Byrne *et al.*, 1985). Esta configuración de doble vergencia también se ha propuesto como el resultado de un cambio incipiente en la polaridad de la subducción debido a que la zona de subducción principal se atasca por la entrada de una corteza de alta flotabilidad (*bouyant crust*) (Dewey y Bird, 1970), o debido a la convergencia del flujo mantélico debajo del arco (Conrad *et al.*, 2004).

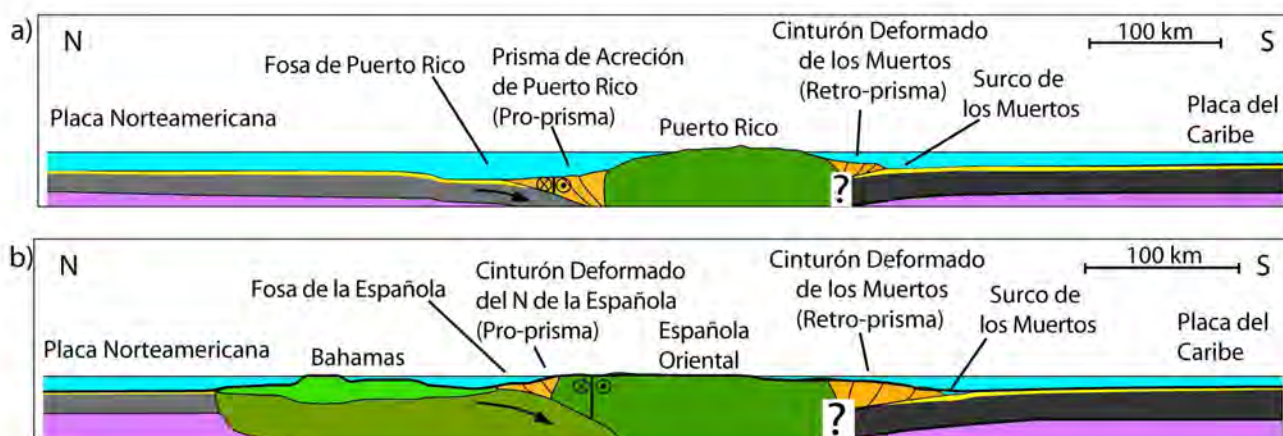


Figura V.28 Diagramas esquemáticos de dos secciones corticales N-S en el NE del Caribe a partir de la información obtenida de los antecedentes (Capítulo II) y del estudio morfotectónico de la presente investigación. La elevación se ha extraído de los datos de satélite interpolados a 2 minutos (Smith y Sandwell, 1997). **a)** Sección cortical N-S a través de Puerto Rico en los 66.5°O. **b)** Sección cortical N-S a través de la parte oriental de La Española en los 69.5°O. En esta sección, se identifica en el N, la colisión de los Bancos de las Bahamas con la el arco isla.

Cabe señalar que los modelos de arena, ayudan a entender el desarrollo de los sistemas de cabalgamientos de doble vergencia en contextos de arco isla, pero limitados a las interacciones a nivel cortical (Willet *et al.*, 1993; McClay *et al.*, 2004), sin considerar el flujo mantélico como mecanismo conductor (Dewey y Bird, 1970; Conrad *et al.*, 2004)



V.2.1 Geometrías de doble vergencia observadas en otros arcos isla

En general las regiones de trasarco o retroarco de la mayoría del de los arcos oceánicos y continentales están caracterizadas por un régimen tectónico extensional (e. g., Marina, Bonin; Moores y Twiss, 1995). Sin embargo, como hemos citado previamente, existen excepciones significativas con estructuras compresivas desarrolladas en las regiones de retroarco (e. g., Los Andes, Las Rocosas). En el caso de arcos isla también existen varios ejemplos a lo largo del mundo que, al igual que el NE del Caribe, muestran geometrías de cabalgamiento de doble vergencia.

- **Zona de Subducción de las Nuevas Hébridas (Vanuatu)**

Dentro de la zona de subducción de las Nuevas Hébridas se ha documentado un pequeño segmento que muestra una deformación compresiva con doble vergencia (Fig. V.29a, b). Este segmento tiene una longitud de 250 km de largo. En su parte occidental aparece la Zona de Subducción de Vanuatu donde se produce la convergencia de la Cresta *d'Entrecasteaux* en su movimiento hacia el E contra el arco. En la parte oriental (*i. e.*, región del retroarco) se han observado sistemas de cabalgamientos con vergencia opuesta a la zona de subducción y también se han relocalizado grandes terremotos con componente inversa (Lagabrielle *et al.*, 2003). Los análisis de los levantamientos rápidos de las playas, arrecifes y acantilados en las islas más orientales del grupo de Vanuatu muestran que el sistema de cabalgamientos del retro-arco está progradando hacia el E y que la mayor parte de la convergencia en el área se está produciendo en el retroarco, no en el antearco. El mecanismo focal y el levantamiento co-sísmico del terremoto Mw 7.5 de 1999 indican que los cabalgamientos en el cinturón de deformación del retroarco alcanzan al menos unos 16-18 km de profundidad (Lagabrielle *et al.*, 2003).

- **Sector Oriental del Arco de Sunda**

En la región de retroarco de la Fosa de Java y del Surco de Timor aparecen de forma intermitentemente (20-30km) cabalgamientos con vergencia opuesta a la zona de subducción (*i. e.*, retro-cabalgamientos) (Fig. V.30a; Silver *et al.*, 1983). Estos cabalgamientos se observan a lo largo de un tramo de 500 km en la parte N del arco (retroarco), concretamente detrás de las islas de Sumbawa y de Flores, y detrás de la línea de volcanes activos (Silver *et al.*, 1986b). Los mecanismos focales en la región presentan una componente inversa y una profundidad focal máxima de 26 km (McCaffrey, 1988).

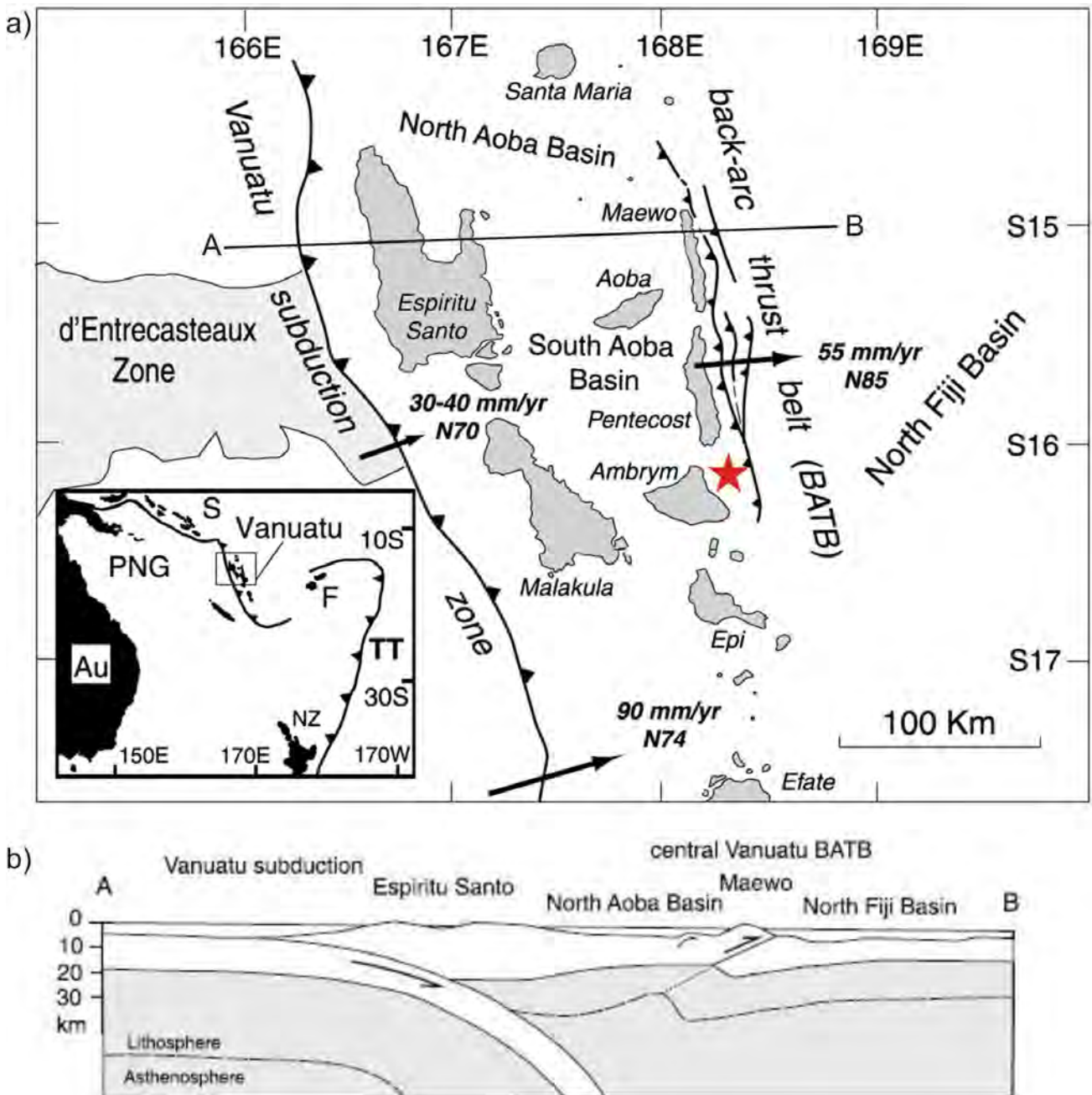


Figura V.29 a) Localización y contexto tectónico de la Zona de Subducción de Vanuatu (tomado de Lagabrielle *et al.*, 2003). **Au**= Australia. **F**= Fiji. **NZ**= Nueva Zelanda. **PNG**=Papua Nueva Guinea, **S**= Islas Salomón, **TT** = Fosa de Tonga. La estrella roja muestra la localización del terremoto Mw 7.5 de 1999 con un mecanismo de componente inversa casi pura. **b)** Sección cortical simplificada (AB) a través del margen de doble vergencia.

La zona de cabalgamientos de retroarco no se extiende hacia el O de Java donde la corteza del arco pasa a tener un carácter continental. El retro-cabalgamiento del N de la isla de Flores hacia el E está separado por un hueco del retro-cabalgamiento de las islas de Alor y Wetar (Fig. V. 30a). El retro-cabalgamiento de Savu situado al S de la isla de Flores se ha desarrollado en parte en el antearco y coincide con el citado hueco (Silver *et al.*, 1983). Los retro-cabalgamientos de Alor y Wetar están situados en el N del Surco de Timor donde la parte de carácter continental de la placa Australiana está colisionando o intentando subducir debajo del arco isla. En esta región no hay actividad volcánica y las medidas con GPS indican que la mayor parte de la convergencia entre



placas se produce en la región del retroarco (Genrich *et al.*, 1996). Los retro-cabalgamientos son discontinuos y a menudo están orientados paralelamente con la pendiente insular local de las islas; sin relación con el vector de convergencia general entre placas (Breen *et al.*, 1989). No se han identificado fallas de desgarre en el cinturón deformado del retroarco; los únicos desgarres están asociados con movimientos relativos entre los bloques constituyentes del arco isla (Breen *et al.*, 1989). Los ejes-P de los terremotos asociados al retroarco también muestran en la región del retro-cabalgamiento de Flores una orientación perpendicular a la Fosa de Java-Surco de Timor y están confinados a la corteza (McCaffrey, 1988). Los retro-cabalgamientos coinciden principalmente con los segmentos donde la placa que subduce por el S presenta una topografía elevada, pero también con segmentos del Roo Rise que presenta una topografía abisal profunda, suave y plana (Fig. V.30a).

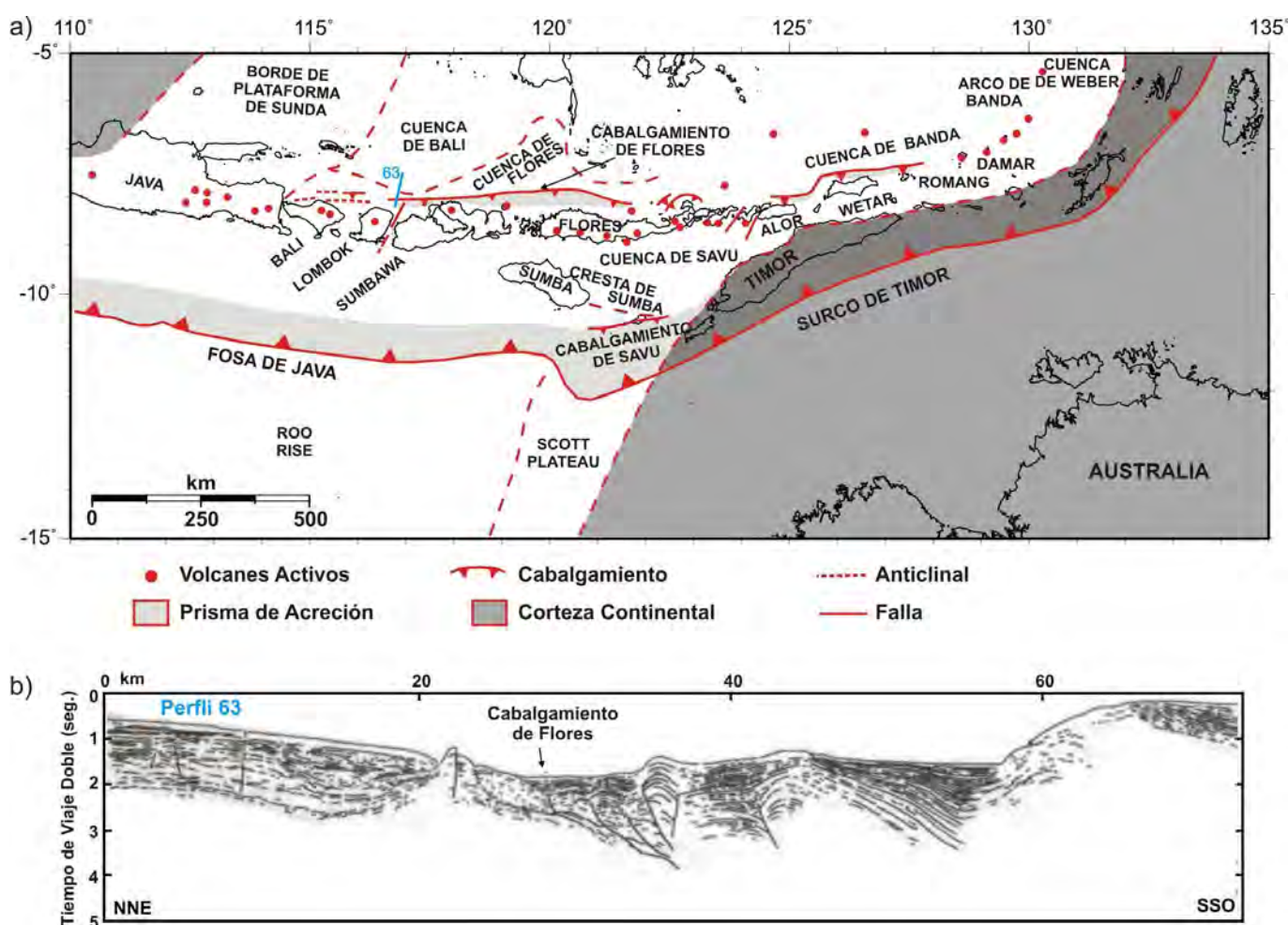


Figura V.30 a) Localización y contexto tectónico del prisma de vergencia doble en la zona oriental del Arco de Sunda (modificado de Silver *et al.*, 1983). **b)** Perfil sísmico de reflexión mostrando el área del cabalgamiento de retroarco de Flores. Ver la localización en color azul en la figura V.30a.



• Cinturón Deformando Septentrional de Panamá

Este cinturón deformando consiste en un cinturón de pliegues y cabalgamientos situado en el *offshore* al N de Panamá y E de Costa Rica (Fig. V.31a; Silver *et al.*, 1995). La forma del cinturón sigue generalmente la curvatura convexa hacia el N del Arco de Panamá, pero en su borde occidental se extiende hacia tierra. Aunque, el Arco de Panamá no es un arco isla *sensu stricto* nos sirve como ejemplo porque guarda muchas similitudes con el contexto del NE del Caribe (e. g., presencia de un *plateau* oceánico). El cinturón incluye cabalgamientos con vergencia hacia el S y hacia el N, y una gran cuenca interna, la Cuenca San Blas (Reed y Silver, 1995) (ver Perfil 66 en Fig. V.31a).

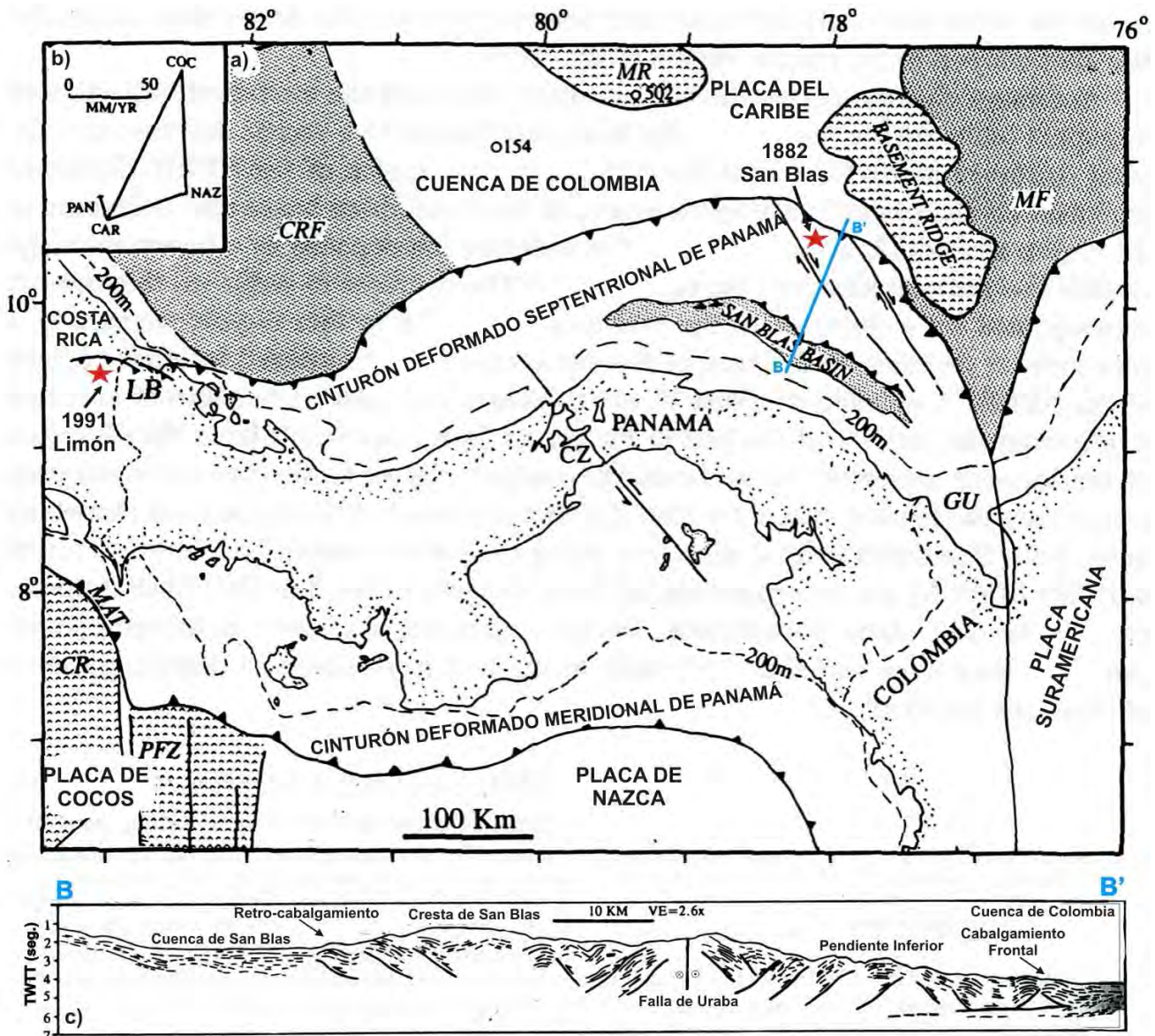


Figura V.31 a) Localización y contexto tectónico del offshore de Panamá (modificado de Silver *et al.*, 1995). Las estrellas rojas indican la localización de los terremotos del Limón y de San Blas. CR-Cresta de Cocos, CRF-Abanicos de Costa Rica, CZ-Zona de del Canal, GU-Golfo de Uraba, LB-Cuenca del Limón, MAT-Fosa de Centroamérica, MF-Abanico del Magdalena, MR-Mono Rise, PFZ-Zona de Fractura de Panamá. **b)** Diagrama de vectores de los movimientos relativos entre las placas del Caribe (CAR), Nazca (NAZ) y Cocos (COC) y el Arco de Panamá (PAN) (modificado de Silver *et al.*, 1990). **c)** Perfil sísmico de reflexión transversal al Cinturón Deformado Septentrional de Panamá (BB'). Ver localización en figura V.31a



La subducción hacia el N de las placas de Cocos y Nazca ocurre al S de Panamá más al O de 80°O (Moore y Sender, 1995) y coincide con la existencia de volcanes activos en el arco. El fondo oceánico que subduce allí tiene relieves significativos que van desde zonas de fractura hasta crestas de menor entidad. No está claro si la subducción también ocurre al E de 80°O (Westbrook *et al.*, 1995). La subducción hacia el N de la Cresta de Cocos debajo de América Central parece afectar al borde occidental del cinturón de deformación septentrional de Panamá y los ejes-P del terremoto de Limón en 1991 de M_w 7.7 también siguen el mismo patrón de la curvatura del arco. Los movimientos relativos entre las placas de Nazca y del Caribe pueden ser totalmente absorbidas a lo largo del Cinturón Deformando Septentrional de Panamá, pero no hay ninguna indicación de una zona de subducción inclinada hacia el S bajo América Central (Suárez *et al.*, 1995). En 1882 tuvo lugar un terremoto devastador con un tsunami asociado en la parte oriental del cinturón deformando del N de Panamá indicando que el cinturón entero presenta actividad (Mendoza y Nishenko, 1989). A pesar de que la convergencia es muy oblicua sólo aparecen unos pequeños desgarres con escaso desplazamiento.

V.2.2 Modelos análogos con cajas de arena en el NE del Caribe

Los modelos análogos con cajas de arena, como ya se ha comentado en los Capítulos III y IV, pueden aportar información sobre el desarrollo de los sistemas de cabalgamientos con doble vergencia en el NE del Caribe (Fig. V.27). Nuestro interés se centra en el desarrollo del Cinturón Deformado de los Muertos (retro-prisma) (Fig. V.32).

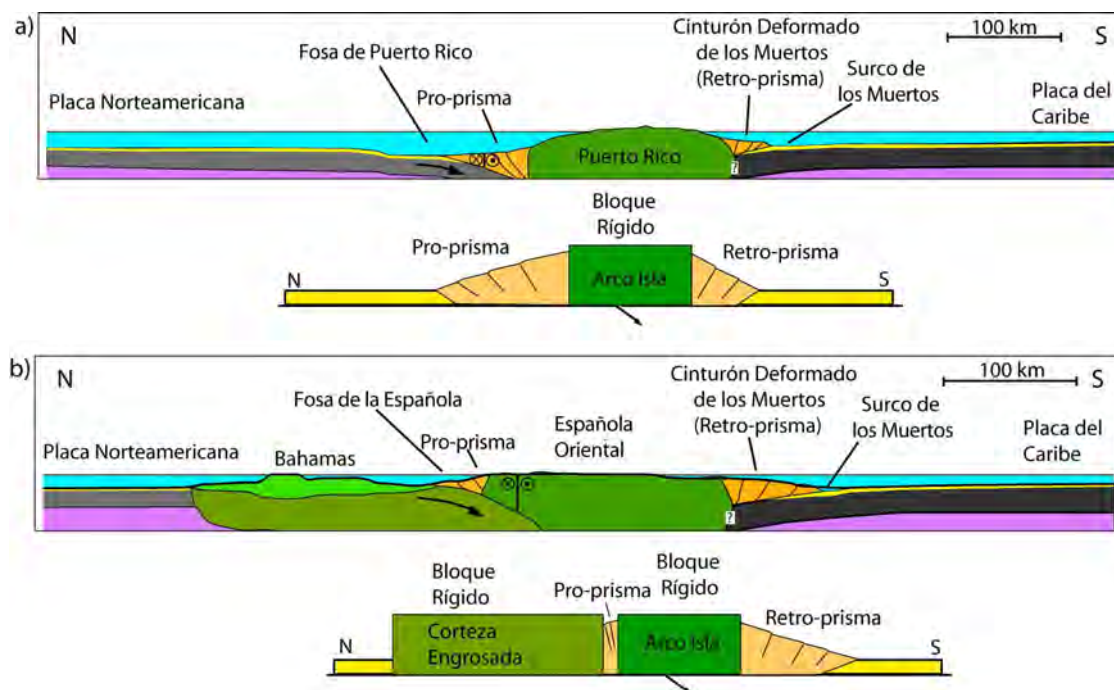


Figura V.32 Diagramas esquemáticos de dos secciones corticales N-S en el NE del Caribe y sus equivalentes en el diseño del modelo experimental con caja de arena. La elevación proviene de los datos de satélite interpolados a 2 minutos (Smith y Sandwell, 1997). **a)** Sección cortical N-S a través de Puerto Rico. **b)** Sección cortical N-S a través de la parte oriental de La Española. Colisión de los Bancos de las Bahamas con la el arco isla. En ese caso el interés se centra principalmente en el desarrollo del retro-prisma.



En los siguientes apartados describiremos los resultados obtenidos a partir de la modelación análoga con arena en función de diferentes configuraciones cinemáticas.

a) Desarrollo de un prisma frontal- Sin bloques rígidos

El prisma frontal se formó mediante un vector de convergencia perpendicular a la ranura de salida (RS en Fig. V.33). Para simular dicho prisma frontal se tiró de la lámina de transporte lentamente hacia el S a través de la ranura de salida (Fig. V.33; ver Fig. IV.8 en Capítulo IV). La arena situada en la parte S del la ranura no se movió, de modo que actuó como un contrafuerte efectivo impidiendo que la arena situada sobre la lámina de transporte no se moviera hacia el S y sobrepasase del ranura de escape/salida. Como consecuencia de que el sistema conserva su volumen constante, la arena generó un prisma a lo largo de toda la ranura. El prisma generado presentó doble vergencia y una asimetría neta, como también observaron anteriores investigadores en sus modelaciones (ver Fig. III.20 en Capítulo III; McClay *et al.*, 2004; Storti *et al.*, 2001). La convergencia continuada generó una sucesión de cabalgamientos paralelos a la ranura de salida en el N dando lugar a un pro-prisma relativamente ancho con una suave pendiente de equilibrio (*crítica taper*) hacia el N. En el S de la ranura sólo se desarrolló un único cabalgamiento, y un retro-prisma relativamente estrecho. Este único cabalgamiento da lugar a un escarpe acentuado que limita el retro-prisma. En este escarpe se produjeron constantes movimientos gravitacionales a modo de deslizamientos y desmoronamientos durante el desarrollo del experimento evidenciando una pendiente muy inestable (*overcritical taper*).

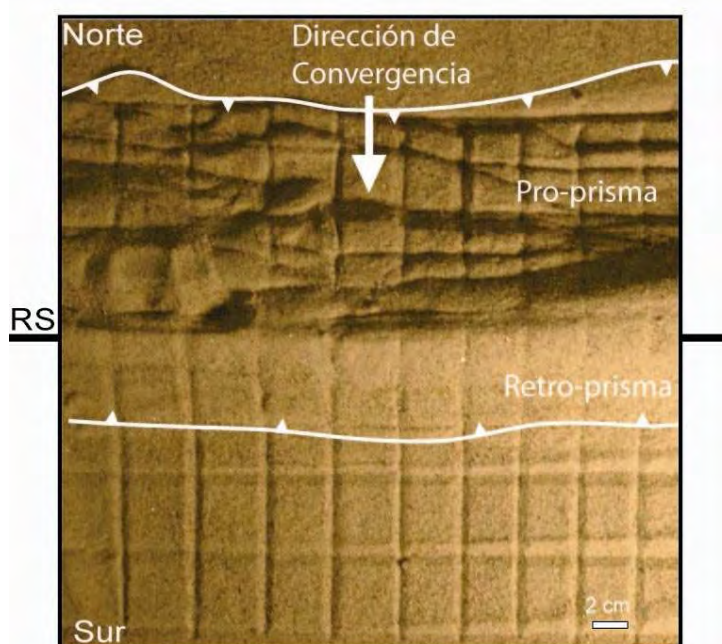


Figura V.33 Foto interpretada del modelo de caja de arena visto en planta donde se muestra desarrollo de un prisma frontal en una zona de subducción. RS= Ranura de Salida.



b) Desarrollo de un prisma oblicuo- Sin bloques rígidos

Para generar un prisma oblicuo orientamos el vector de convergencia a 35° respecto a la ranura de salida. El desplazamiento de la lámina de transporte hacia el S generó a una transpresión con una componente lateral izquierda (Fig. V.34). Cabe destacar que al igual que el caso de la convergencia frontal, el prisma desarrollado inicialmente con doble vergencia se formó paralelo a la ranura de salida, pero en este caso ha generado a una estructura en flor positiva, véase McClay *et al.* (2004) (Fig. V.35). La distorsión de las líneas de la malla de superficie permite observar el desarrollo de una cizalla lateral izquierda penetrativa a través del prisma en la parte N de la ranura (antearco). Como consecuencia de esta cizalla, la arena se movió progresivamente hacia el extremo O de la ranura de salida.

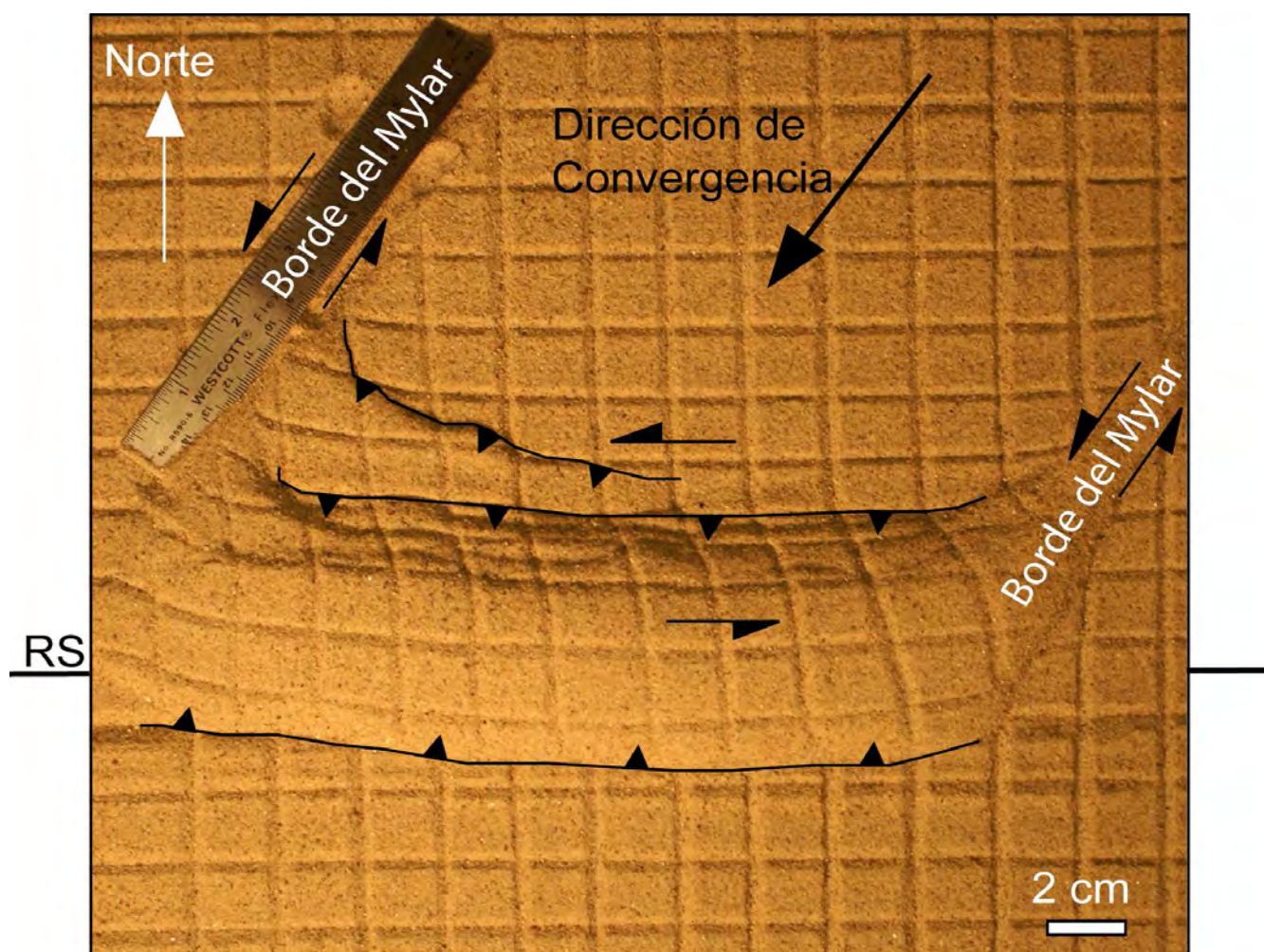


Figura V.34 Foto interpretadas de un modelo de caja de arena visto en planta donde se muestra desarrollo de un prisma en una zona de subducción. (Ver Fig. IV.8 en Capítulo IV). La forma y el tamaño del prisma de doble vergencia refleja la oblicuidad y duración de la convergencia .RS= Ranura de Salida. Esta figura refleja una etapa temprana de una convergencia oblicua a 35° . La distorsión de la malla de referencia indica que tan pronto como se inicia la convergencia se inicia una componente de cizalla paralela a la ranura en el pro-prisma

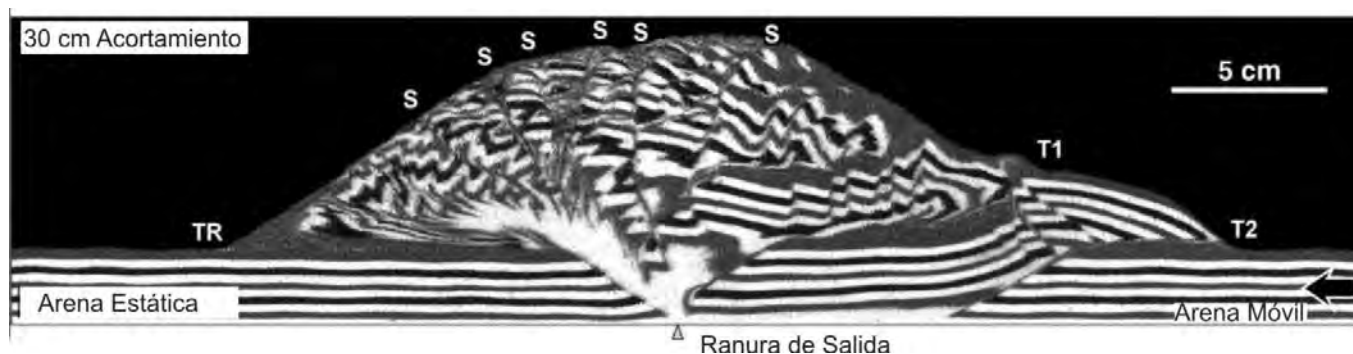
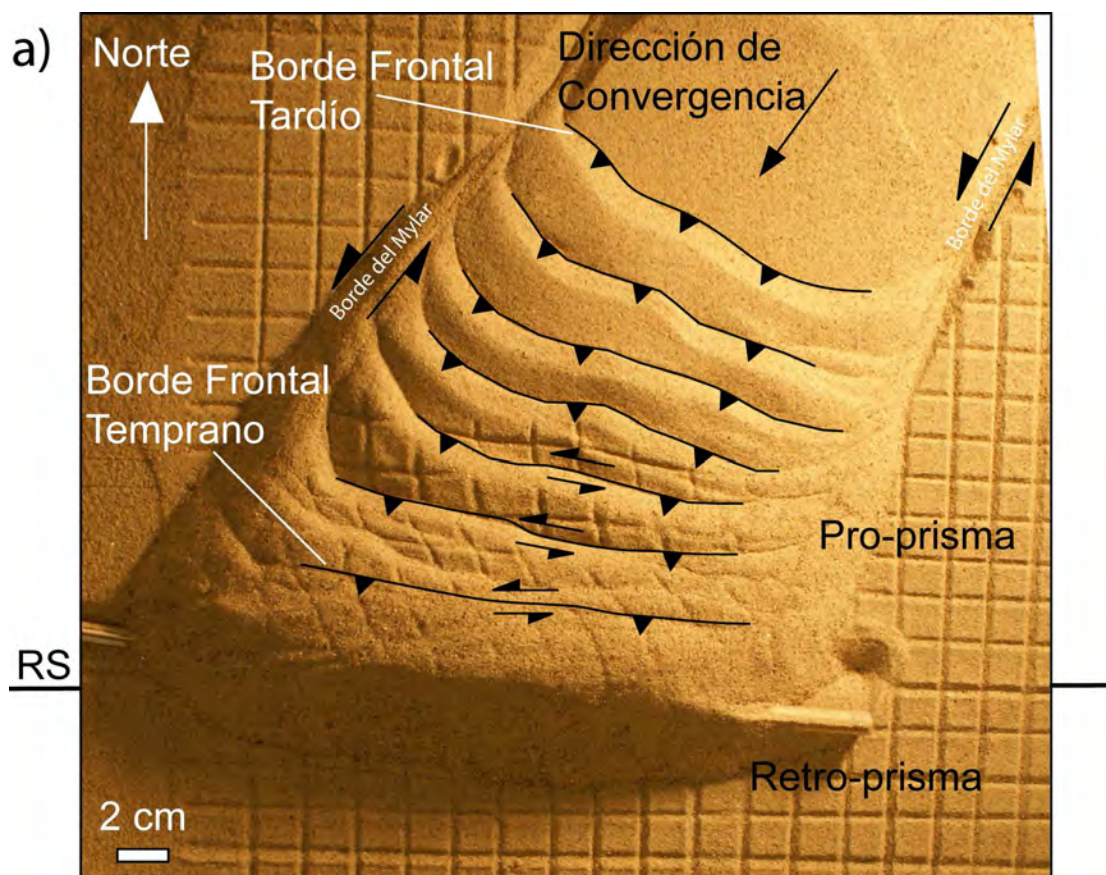


Figura V.35 Foto de la sección transversal interpretada de la geometría interna de un prisma de doble vergencia generado en modelos de arena mediante convergencia oblicua 30° . 30 cm de acortamiento (modificado de McClay et al., 2004). T1 y T2 (Thrust)= Cabalgamientos secuenciales pro-vergentes. TR= cabalgamiento principal retro-vergente cubierto por material caído. S (Strike-slip)= desgarres.

El exceso de volumen de arena causó un incremento en la anchura le prisma de cabalgamientos en la parte O respecto a la parte E. El prisma creció con cada cabalgamiento sucesivo y la parte frontal del pro-prisma rotó progresivamente en sentido horario (Fig. V.36a, b; 37) hasta que el borde frontal (frente de deformación) se dispuso totalmente perpendicular a la dirección de convergencia. En este punto, el mayor crecimiento el pro-prisma ya ignora la orientación original de la ranura de salida y crece en la dirección de convergencia. Este fenómeno no ocurrió en el lado del retro-prisma, debido a que la componente de cizalla lateral izquierda no se transfirió a través de la ranura de salida.



(Continúa en la página siguiente)

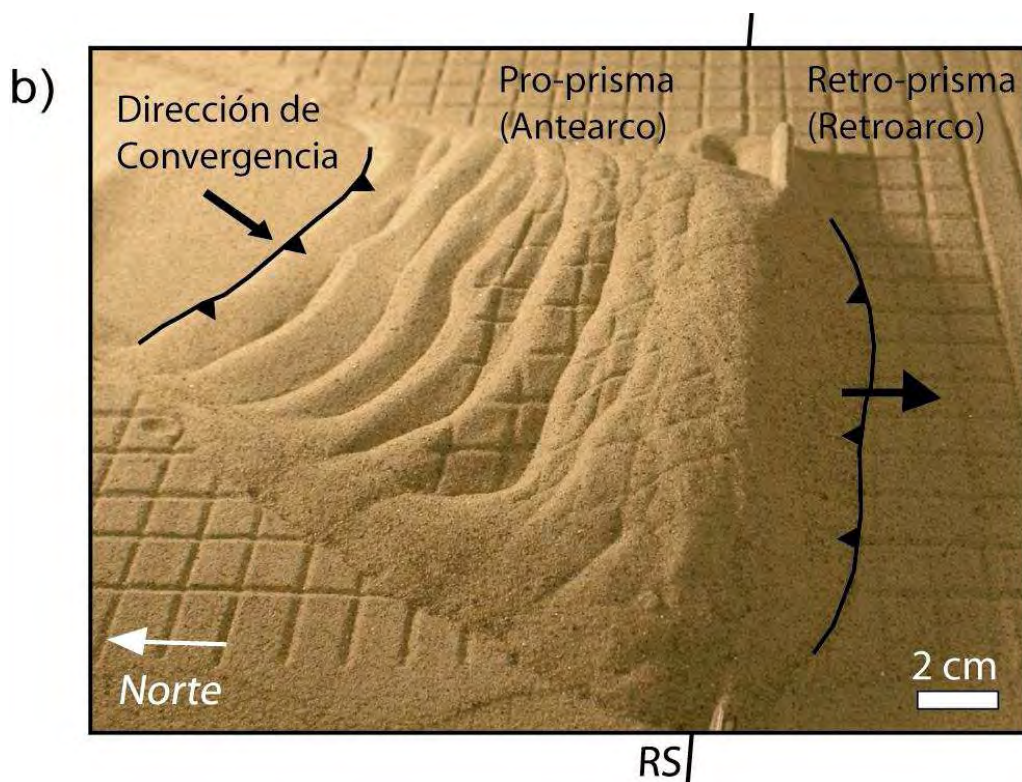


Figura V.36 Fotos interpretadas de un modelo de caja de arena donde se muestra desarrollo de un prisma en una zona de subducción. **a)** Igual que la figura V.34, pero en una etapa tardía. Destacar que el borde frontal del pro-prisma (frente de deformación del antearco) pasa a desarrollarse y evolucionar de forma independiente respecto a la orientación de la ranura (RS), y los cabalgamientos pierden el paralelismo con la ranura de salida y se ponen perpendiculares a la dirección de convergencia. **b)** Igual que **a)** pero en vista oblicua.

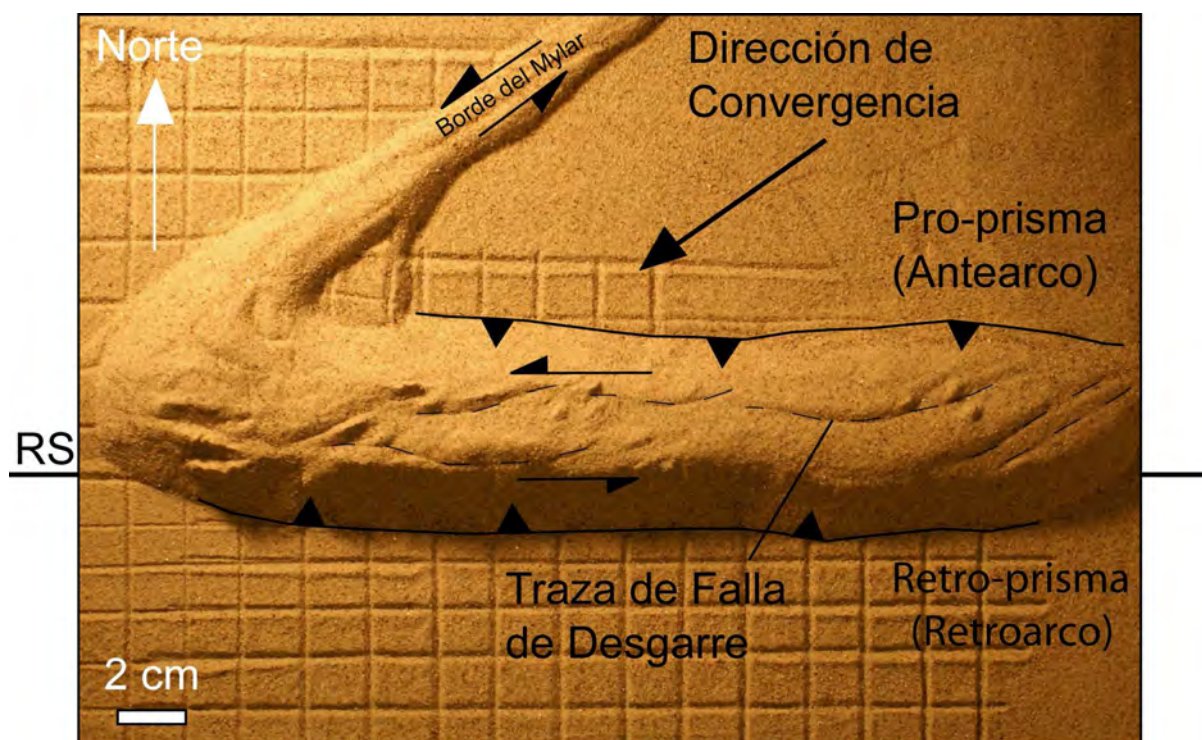


Figura V.37 Fotos interpretadas de los modelos de caja de arena igual que las figuras V.34 y V.36, pero aquí el ángulo de convergencia es más oblicuo (56°), el prisma de doble vergencia es una estructura en flor positiva y casi simétrica en relación a la ranura de salida. Observaciones similares fueron puestas de manifiesto por McClay et al. (2004).



c) Convergencia frontal con bloque rígido

En un arco isla maduro (*mature*) la formación de plutones y rocas metamórficas (e. g., La Española y Puerto Rico) da lugar a la consolidación general del cinturón de corteza respecto a los sedimentos no consolidados o parcialmente litificados de un prisma de acreción.

La existencia de un arco maduro se ha simulado situando una caja de cartón rellena de arena (bloque rígido) en el techo de la solapa de *mylar* sobre la ranura de subducción. Una vez colocada la caja de cartón, se rodeó por la misma capa de arena y se procedió a tirar de la hoja de transporte perpendicularmente a la ranura de escape. El pro-prisma se desarrolló en la parte frontal del bloque rígido (cara N o cara de antearco), mostrando una forma y una pendiente de equilibrio (*critical taper*) similares a los casos en los que no utilizamos bloque (Fig. V.38b). En este caso la cara de antearco del bloque jugó el papel de contrafuerte. Sin embargo y al contrario que en las ejecuciones sin un bloque rígido que actúe de contrafuerte, con la deformación progresiva se llegó finalmente al desarrollo de un retro-prisma consistente en diferentes láminas imbricadas. El borde frontal de este sistema de cabalgamientos del retro-prisma se propagó más lejos hacia la región del retroarco que cuando no había bloque rígido en el experimento (Fig. V.38a, b).

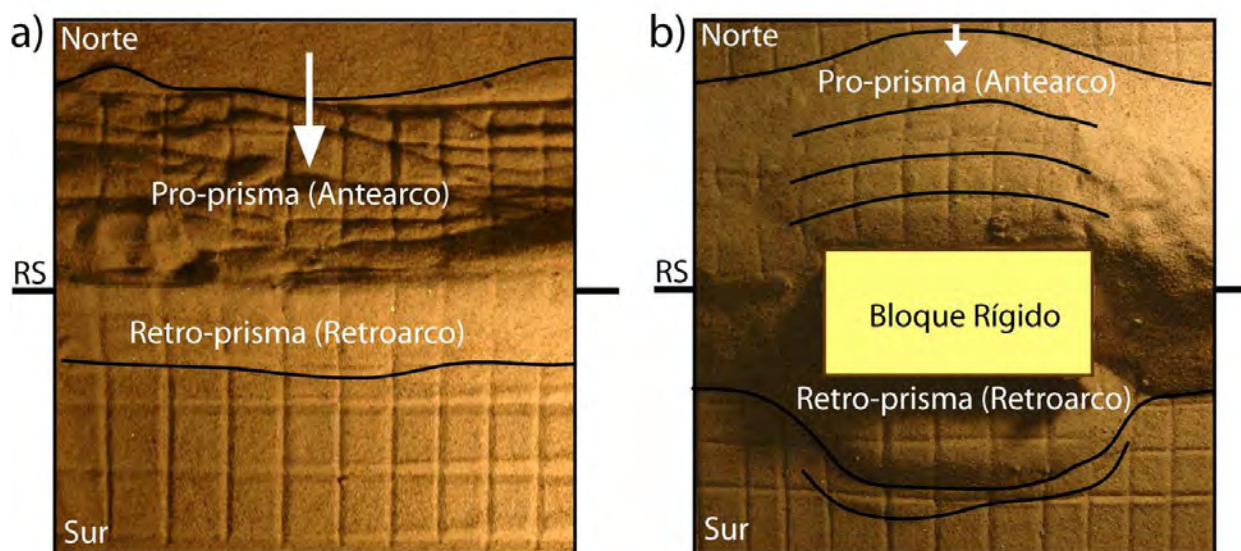


Figura V.38 Comparación de la deformación producida en prismas de doble vergencia en modelos con y sin un bloque rígido. RS=Ranura de Salida. **a)** Vista en planta del un prisma de doble vergencia frontal consistente sólo en arena. (La flecha indica la dirección de convergencia). El retro-prisma no muestra evidencias de imbricación. **b)** Vista oblicua de un prisma de doble vergencia formado durante la convergencia frontal en presencia de un bloque rígido (rectángulo amarillo). El retro-prisma muestra evidencias de imbricación. (La flecha indica la dirección de convergencia).

Aunque el retro-prisma continuó siendo más estrecho que el pro-prisma como en los experimentos sin bloque. El desarrollo de un retro-prisma más ancho se debe al ligero



desplazamiento (traslación) del bloque rígido hacia el retroarco (hacia el S) cuando se alcanza un mayor crecimiento del pro-prisma. Este mayor volumen del pro-prisma se alcanza en las etapas tardías de la convergencia y empuja al bloque rígido hacia la región del retroarco. Mediante este proceso la cara de retroarco del bloque rígido (cara S) actuó como un contrafuerte rígido para el retro-prisma.

d) Convergencia oblicua con bloque rígido

El montaje para este experimento es idéntico que en caso c), excepto en que la hoja de transporte se movió oblicuamente, en un ángulo moderado (30°) respecto a la ranura de subducción (Fig. V.39b, 40b). En este caso, al igual que en el caso de convergencia oblicua sin bloque rígido, se observó una cierta componente de cizalla lateral izquierda que afectó al pro-prisma y la arena fue transportada hacia el extremo O del bloque. Como en caso b), las sucesivas láminas de cabalgamiento se hicieron más anchas en el extremo O del pro-prisma. Entonces a medida que creció el pro-prisma, su borde frontal rotó en sentido horario hasta que se puso perpendicular a la dirección de transporte. En la región del retroarco creció un retro-prisma de cabalgamientos imbricados. La dirección de transporte en este retro-prisma de cabalgamientos fue generalmente perpendicular a la cara del bloque rígido.

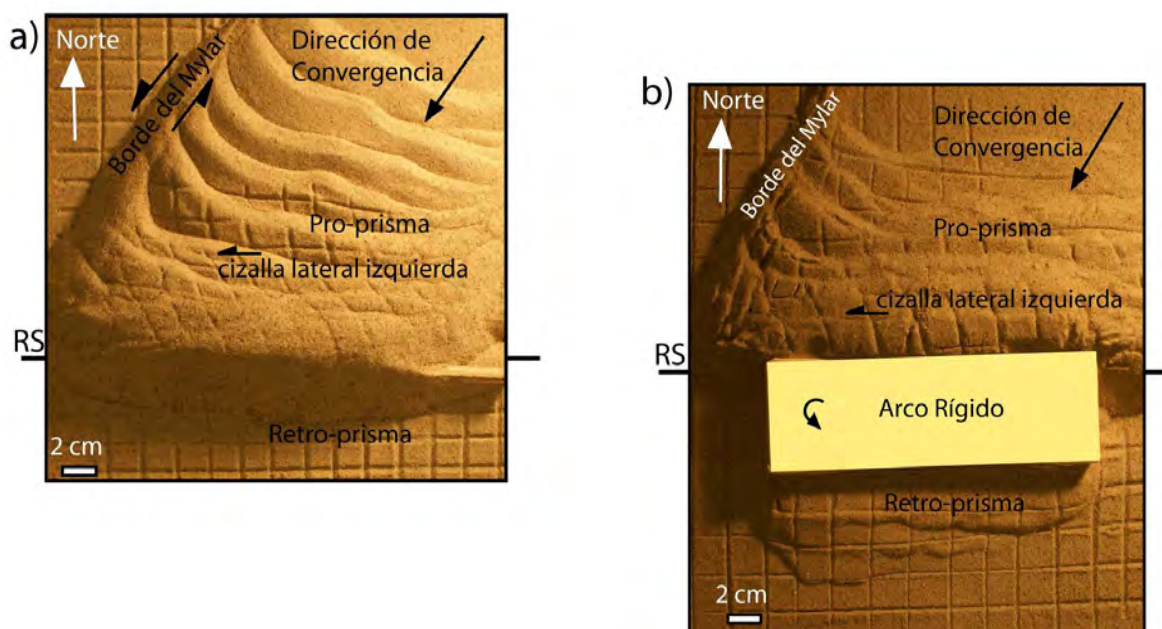


Figura V.39 Comparación de la deformación producida en prismas de doble vergencia en modelos con y sin un bloque rígido. RS=Ranura de Salida. **a)** Vista en planta del un prisma de doble vergencia consistente solamente en arena formado mediante convergencia oblicua. El retro-prisma no muestra evidencias de imbricación. **b)** Vista oblicua de un prisma de doble vergencia durante la convergencia oblicua en presencia de un bloque rígido. Debido a la acumulación de masa en el extremo O del bloque se produce una ligera rotación antihoraria del bloque. Se observan evidencias de imbricación en el retro-prisma y la anchura del retro-prisma disminuye ligeramente hacia el E.



Cabe señalar que durante la etapa más tardía de convergencia, el exceso de volumen de arena acumulada por la cizalla lateral izquierda en el margen O del pro-prisma empujó ligeramente el bloque hacia el S. Este empuje dio lugar a una pequeña rotación del bloque en sentido antihorario y por consiguiente el retro-prisma se hizo más ancho hacia el O (Fig. V.39b, 40b). No se observan procesos de cizalla lateral izquierda en el retro-prisma, lo que sugiere que la componente lateral izquierda de deformación fue asimilada totalmente en la deformación del pro-prisma. Por lo tanto, la deformación del retro-prisma fue debida solamente al empuje del bloque rígido hacia el retro-arco. La rotación se produce debido a las variaciones en la tasa de empuje a lo largo del borde de choque. Las dimensiones del retro-prisma son muy sensibles a la cantidad de rotación.

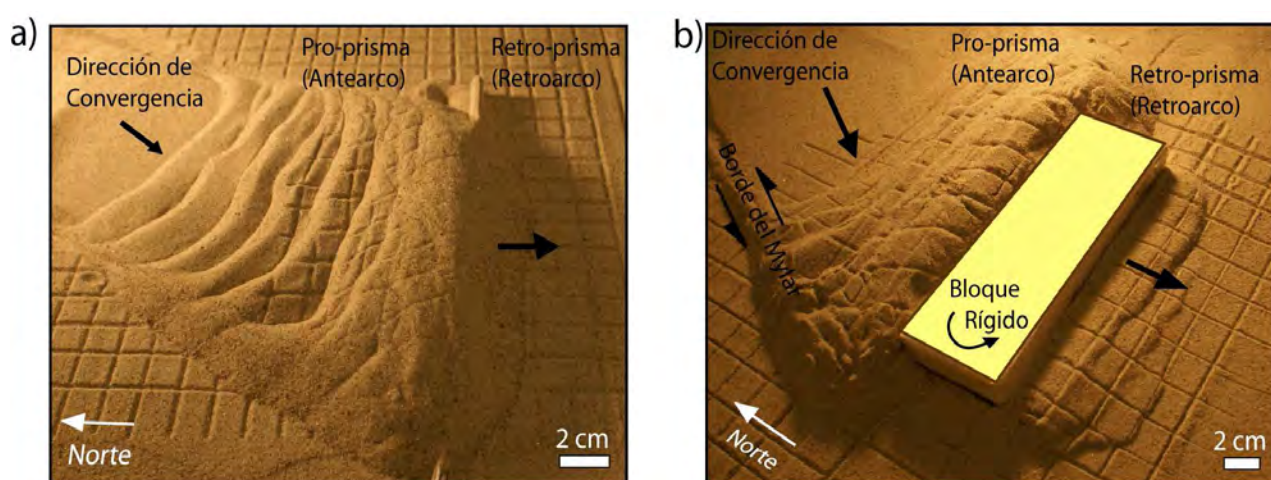


Figura V.40 Comparación de la deformación producida en prismas de doble vergencia en modelos con y sin un bloque rígido. RS=Ranura de Salida. **a)** Igual que figura V.39a pero en vista oblicua. **b)** Igual que figura V.39b pero en vista oblicua.

e) Colisión de bloques (frontal y oblicua)

En el borde NE de la placa del Caribe se produce una transición desde una subducción oblicua en el E (desde las Islas Vírgenes, a lo largo de Puerto Rico y de La Española oriental), a un borde de colisión en el O (desde la parte central de La Española hacia el O) (Fig. V.27). Este borde de colisión resulta del choque del arco isla caribeño contra la Plataforma Carbonatada de las Bahamas. Para simular esta situación, se colocaron dos bloques rígidos estrechos representando los bloques tectónicos constituyentes del arco caribeño (e. g., Microplaca de La Española y Bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes) sobre la solapa de *mylar* en la ranura de subducción. También se colocó sobre la hoja de transporte un bloque rígido extenso que representa la Plataforma de las Bahamas colisionando con el N-NE de La Española. Al tirar de la hoja de transporte hacia el S el bloque de las Bahamas colisionó con el bloque occidental del arco (Fig. V.32b, 41a, 42).

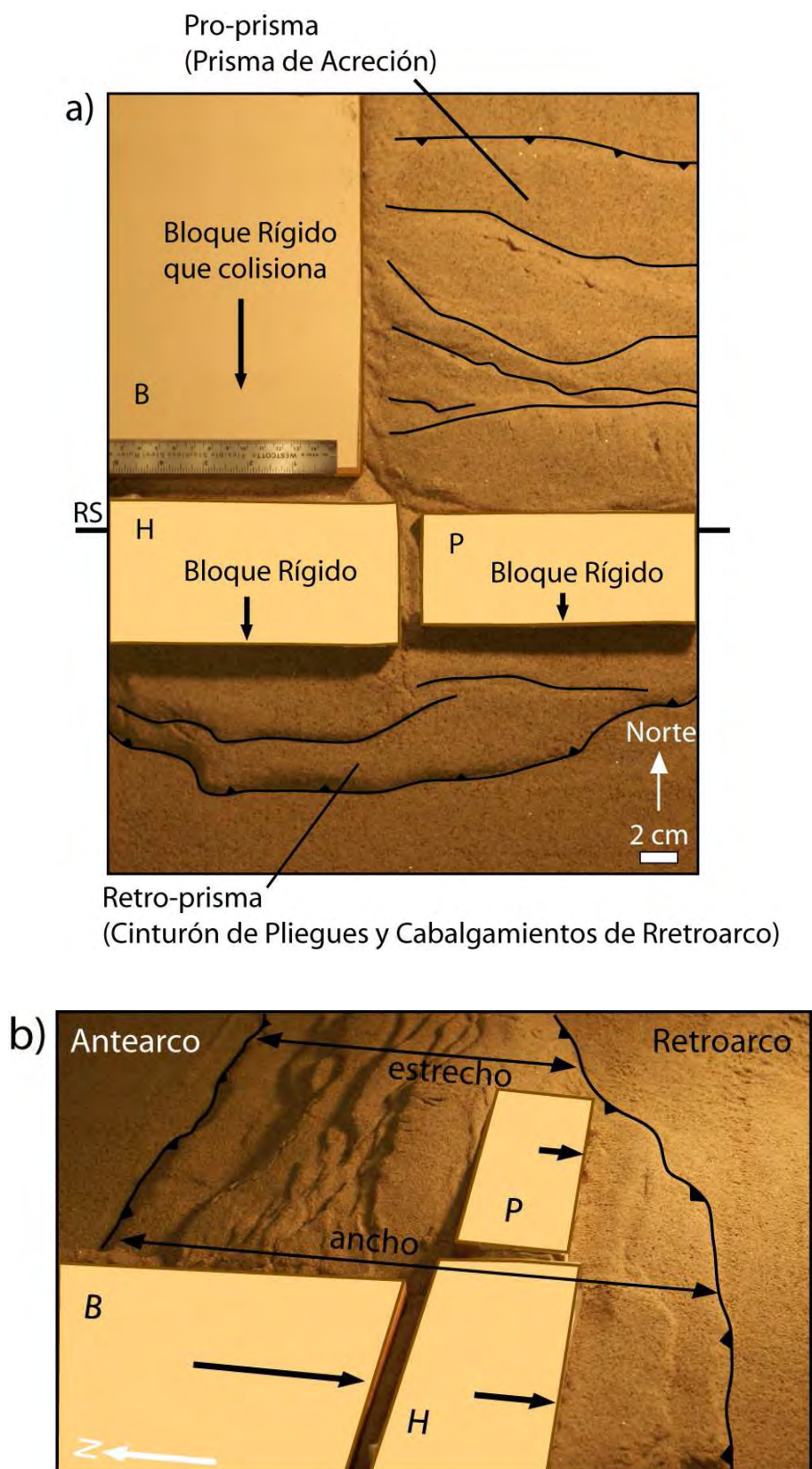


Figura V.41. Colisión de un bloque rígido con el pro-prisma. **a)** En este modelo, el bloque H (Española) y el bloque P (Puerto Rico) representan bloques rígidos dentro del prisma de doble vergencia. La colisión frontal de un bloque rígido (bloque B = Bahamas) con el bloque H, causa que el bloque H se mueva hacia el retro-arco en relación al bloque P. Las flechas indican la dirección del desplazamiento son proporcionales a la magnitud del desplazamiento. **b)** Vista oblicua del modelo mostrado en **a)**, resaltando el aumento en anchura a lo largo del margen del retro-prisma debido a la colisión parcial en el pro-prisma.



En los casos donde la lámina de transporte se movió perpendicularmente a la ranura de subducción (*i. e.*, convergencia frontal), la colisión dio lugar a un cambio sustancial en el carácter del retro-prisma a lo largo del margen. Específicamente, el retro-prisma desarrolló mayor anchura y espesor en la parte O, donde el bloque del arco fue “impactado” por el bloque de las Bahamas, que donde no hubo colisión (parte oriental del arco) (Fig. V.41a, b). La colisión dio lugar a un ligero desplazamiento de los bloques en colisión hacia el S. Entre la parte del retro-prisma que estuvo implicada en la colisión y la parte no implicada se desarrolló una zona *transfer* (Calassou *et al.*, 1993). El cabalgamiento frontal del retro-prisma continuó hacia el E donde se encuentra el bloque que no estuvo implicado en la colisión (P).

En los casos donde la lámina de transporte se movió oblicuamente la ranura de subducción (*i. e.*, convergencia oblicua), la colisión dio lugar a la rotación del bloque de arco occidental (La Española), y esto causó incluso más ensanchamiento del retro-prisma al S del bloque rotante y una apertura entre los bloques del arco (Fig. V.42).

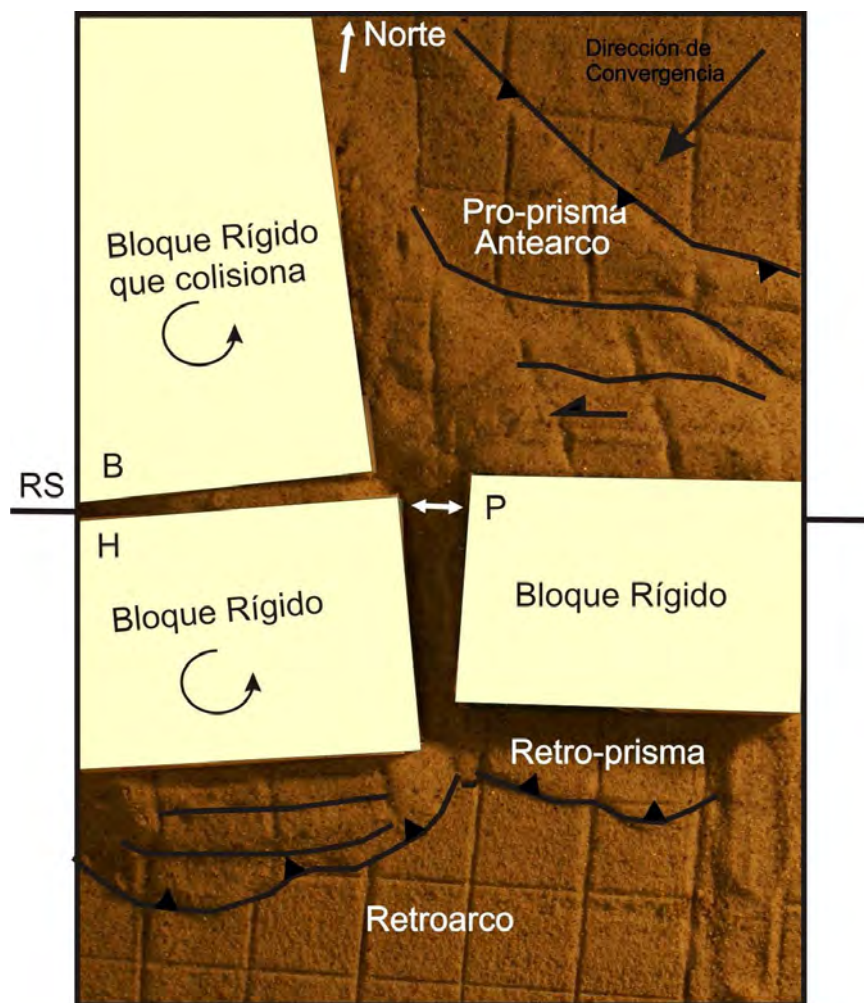


Figura V.42. Colisión de un bloque rígido con el pro-prisma. Igual que la figura V.36a pero la convergencia es oblicua. Se produce la rotación del bloque que choca (H) y una mayor rotación del bloque H, con lo cual da lugar a la formación de dos sectores muy diferenciados de retro-prisma. Se produce una apertura entre los bloques “H” y “P”.



f) Presencia de un obstáculo delante del retro-prisma

En la región del NE del Caribe, la Cresta de Beata actúa como bloque rígido (obstáculo) en la región del antepaís del sistema de cabalgamientos de los Muertos (retro-prisma). El crecimiento del cinturón de cabalgamientos de los Muertos se simuló con la presencia de la Cresta de Beata. Un bloque rígido se colocó delante de un retro-prisma de cabalgamientos producido por el empuje de otro bloque rígido en el *hinterland* a través de la capa de arena (Española). El efecto de la Cresta de Beata se simuló sobre la propagación del retro-prisma, al diseño experimental del caso e), se le añadió otro bloque rígido representando la Cresta de Beata. Este bloque rígido se colocó en el antepaís del retro-prisma, en el extremo occidental según el contexto tectónico regional. Cuando el prisma de cabalgamientos alcanzó el obstáculo, las trazas de los cabalgamientos pre-existentes se doblaron de modo oroclinal (Marshak, 2004), y se generaron nuevos cabalgamientos con una curvatura orientada hacia el punto de colisión (Fig. V.43). El resultado fue una curva "syntaxial" en el prisma de cabalgamientos (c. f., Paulsen y Marshak, 1999).

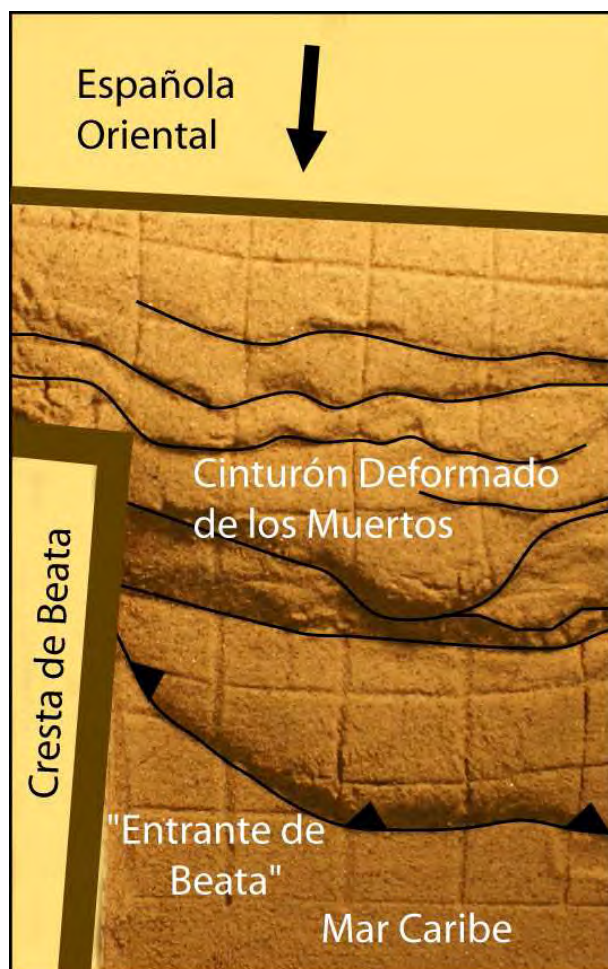


Figura V.43 Colisión de un bloque rígido con el pro-prisma. En el modelo de caja de arena, la Cresta de Beata puede ser representada como un obstáculo que aparece en el antepaís del Cinturón de Cabalgamientos de los Muertos. Como resultado las trazas de los cabalgamientos del cinturón se curvan en el borde de la cresta.



V.2.3 Discusión de los modelos y su relación con el contexto del NE del Caribe

- **Estructura imbricada en el retro-prisma**

En el diseño experimental de los modelos, la deformación se produjo tirando de la lámina de *mylar* a través de una ranura de subducción, con lo cual se consiguió el desarrollo de prismas de doble vergencia. En los casos donde el modelo incluía sólo arena se desarrolló un retro-prisma estrecho y sin una estructura de cabalgamientos imbricados; sólo se formó único cabalgamiento (Fig. V.33, 34, 36, 37). Sin embargo, cuando se incluyeron bloques rígidos en el diseño experimental el retro-prisma que se desarrolló fue más ancho y con retro-cabalgamientos imbricados. Aunque en este último caso, se mantuvo la asimetría acusada del prisma, de modo que el retro-prisma siguió siendo mucho más estrecho que el pro-prisma (Fig. V.38, 39, 40). Por lo tanto del desarrollo de un sistema imbricado en el retro-prisma se debe a la inclusión de dichos bloques rígidos sobre la ranura de salida.

Estas observaciones, ponen de manifiesto el papel que juegan los bloques rígidos en el desarrollo del modelo. Los bloques rígidos (*i. e.*, basamento del arco isla) ofrecen una mayor resistencia a la deformación con respecto a la arena (*i. e.*, principalmente rocas sedimentarias y sedimentos), lo cual permite la transferencia de los esfuerzos compresivos a la región del retroarco.

Si se aplica este caso al NE del Caribe, el arco inactivo que constituye las Antillas Mayores orientales se comportaría de un modo más competente frente a la deformación compresiva que los sedimentos que están siendo incorporados a ambos prismas deformados. Por lo tanto el proceso de subducción que tiene lugar en la Fosa de Puerto Rico, donde la placa Norteamericana subduce por debajo del arco isla, produce esfuerzos compresivos que se transmiten a través del arco isla “rígido” contribuyendo a la formación de un sistema imbricado en la zona del retroarco, el Cinturón Deformado de los Muertos. Estas observaciones, consideramos que también son aplicables a los ejemplos de otros arcos isla descritos en el Apartado V.2.1.

- **Deformación compartimentada**

En los diseños experimentales donde se simuló una convergencia oblicua, tanto con bloques rígidos como con arena, únicamente, el retro-prisma se desarrolló mediante cabalgamientos frontales y no se observó el desarrollo de estructuras con componente de desgarre (Fig. V.36c-36f). La componente de desgarre sólo se desarrolló en el antearco.

Para el caso del NE del Caribe, en la Fosa de Puerto Rico se produce la subducción muy oblicua de la placa Norteamericana debajo del arco isla (Fig. V.27). En la zona del antearco, junto con el sistema imbricado el prisma de acreción se han desarrollados grandes sistemas de desgarres (*e. g.*, Falla de Bunce) generando una deformación compartimentada. Este hecho encaja con la



observación de la cizalla lateral izquierda observada en el pro-prisma de los modelos de arena. Para el caso del retroarco, la deformación en el Cinturón Deformado de los Muertos se produce mediante cabalgamientos frontales y ausencia de desgarres (Apartado V.1), lo cual también encaja con las observaciones en los modelos. Este hecho sugiere, que la componente de desgarre se acomoda en el antearco y que el que el cinturón de pliegues y cabalgamientos de retroarco se produce solamente por el pequeño desplazamiento del bloque rígido del arco hacia el S.

- **Colisión entre bloques rígidos**

La colisión de un bloque rígido “B” contra una parte del arco (rígido) empuja relativamente ese sector de arco más hacia la región del retroarco (hacia el S). Como consecuencia de este choque detrás de ese sector de arco en colisión se desarrolla de un retro-prisma más ancho y grueso que en el sector sin colisión. En el caso de la convergencia frontal, el paso del retro-prisma más desarrollado al más estrecho se produce de forma gradual, con el desarrollo de una zona *transfer* en la parte más alta del prisma (Fig. V.41a, 41b). En el caso de la convergencia oblicua, se produce una rotación de los bloques en colisión, y el paso del retro-prisma más desarrollado al más estrecho se produce netamente mediante una zona *transfer* que divide el retro-prisma en dos partes (Fig. V.42).

Para el caso del NE del Caribe, el desarrollo de un prisma más ancho en S de La Española que en S de Puerto Rico se puede explicar mediante la colisión de la Plataforma de las Bahamas con La Española. Del mismo modo, la colisión de la Cresta *d'Entrecasteaux* con la zona de subducción de Vanuatu, es probablemente el motivo del desarrollo del retro-prisma de Vanuatu y la colisión de la corteza continental de Australia a lo largo del Surco de Timor, puede ser la responsable en buena parte de la formación del Cabalgamiento de Flores (Fig. V.29, 30).

Los modelos de caja de arena para simular sistemas imbricados mono-vergentes, realizados con la utilización de un contrafuerte rígido, muestran que el aporte de sedimento y el incremento de la fricción del *detachment* pueden también desarrollar zonas con variaciones netas en el tamaño del prisma separadas por una zona *transfer* (Calassou *et al.*, 1993; Marshak, 2004).

En el Borde de los Muertos los materiales que están siendo delaminados (*offscraped*) y apilados (*accreted*) son los *Carib beds* y el relleno turbidítico del Surco de los Muertos. El espesor los *Carib beds* no varía sustancialmente a lo largo del borde, pero el prisma sedimentario turbidítico del Surco de los Muertos, como ya se ha citado Apartado V.1, tiene mucho más espesor al S de Puerto Rico. Este hecho parece indicar que las variaciones de anchura a lo largo del Cinturón Deformado de los Muertos no tienen mucha relación con el espesor del material que se esta “acrecionando”.

Por otro lado, en la mayoría de los perfiles sísmicos se observa, a lo largo del Borde de los Muertos que el *detachment* activo sigue una pauta muy similar. La parte frontal del *detachment* comienza en la base del prisma turbidítico y se prolonga hacia debajo de la pendiente insular, con bajo buzamiento (8°-10°), raspando y laminando los *Carib beds*, desde los más niveles más superficiales hasta el reflector B” (techo del *plateau* caribeño). Debido a la homogeneidad litológica y



estratigráfica que presentan los *Carib beds*, tampoco es de esperar variaciones significativas en el la fricción del *detachment* a lo largo del borde, que puedan tener influencia sobre la anchura regional del retro-prisma.

Por lo tanto las grandes diferencias de anchura observadas del retro-prisma en el Borde de los Muertos no parecen estar condicionadas por variaciones en los materiales que están siendo apilados o en la variación del grado de fricción del *detachment*. Estas diferencias de anchura del Cinturón Deformado de los Muertos deben estar relacionadas con la colisión de la Plataforma de las Bahamas (corteza engrosada) contra la parte occidental del arco.

En relación con las zonas *transfer* observadas en los modelos de arena, en el Cinturón Deformado de los Muertos también se han observado en la Provincia Inferior. Como se ha discutido en el Apartado V.1, la localización de las zonas transfer, principalmente en la parte baja de la pendiente, puede estar asociada a variaciones locales en la profundidad del basamento en relación a intrusiones volcánicas en la cuenca de Venezuela que ya han quedado debajo del retro-prisma. Sin embargo, la zona *transfer* localizada en 67.25°O tiene una mayor entidad y alcanza la Provincia Media. Dicha zona *transfer* está alineada N-S con la costa occidental de la Isla de Puerto Rico y si podría estar relacionada con el movimiento diferencial de los bloques rígidos del arco durante la colisión con la Plataforma de las Bahamas.

- **Rotación de bloques rígidos**

En las etapas más evolucionadas del desarrollo experimental con convergencia oblicua se produce la rotación del bloque rígido occidental produciendo un mayor desarrollo aún del retro-prisma en el extremo occidental (Fig. V.39b, 42). Esta rotación genera aún mayores cambios significativos en la anchura del retro-prisma y en la orientación del cabalgamiento frontal y de la estructura imbricada. Estos cambios también han sido observados en los retro-prismas de Wetar, Alor, Norte de Panamá y los Muertos.

En el Cinturón Deformado de los Muertos se observa un sistema imbricado parcialmente enterrado en la parte media y superior de la pendiente insular, al S del Paso de Mona. En la batimetría multihaz se observa que dicho sistema imbricado muestra una lineaciones estructurales rotadas entre 20° y 40° en sentido horario respecto a la trazas del la estructura imbricada actual en la parte inferior de la pendiente (Fig. V.5 en Apartado V.1). Este sistema imbricado corresponde con etapas tempranas de la formación del cinturón deformado y actualmente es relativamente inactivo. Este hecho puede indicar que desde que comenzó a funcionar el Borde de los Muertos en la zona de retroarco como consecuencia del choque de la Plataforma de las Bahamas, se ha producido una rotación antihoraria de los bloques rígidos del arco. Las posibles variaciones del vector de convergencia según el resultado de los modelos de arena no afectarían al retro-prisma. Hay que tener en cuenta que dicho choque se produjo de O a E de forma diacrónica (desde el Eoceno) a lo



largo del margen N del arco, y actualmente sólo se produce en la parte N-NE de La Española (Mann, 1999; Escuder Viruete y Pérez-Estaún, 2006).

- **Efecto de un obstáculo sobre la progradación del retro-prisma**

La colocación de un bloque rígido a modo de obstáculo en el antepaís del retro-prisma ha dado lugar a una curvatura pronunciada en la orientación de la estructura (Fig. V.43). Este hecho se puede observar en la curvatura que sufre la estructura imbricada del Cinturón Deformado de los Muertos en su extremo occidental. La estructura imbricada se curva hacia el NE e incluso se llega a alinear N-S. Aquí la Cresta de Beata actúa como un obstáculo para el movimiento hacia el S del bloque de La Española y por consiguiente para la migración del Cinturón Deformado de los Muertos hacia S (Fig. V.27).

- **Comportamiento rígido del arco isla**

En los diseños experimentales con modelos de arena se han incluido necesariamente bloques rígidos para que la deformación en el retro-prisma fuese similar a la que se observa en los retro-prismas asociados en los diferentes arcos isla analizados. Estos bloques rígidos que simulan el comportamiento mecánico del arco transfieren los esfuerzos compresivos desde el antearco hacia el retroarco. Además, la existencia de un arco rígido implica que no hay una transferencia de material desde el antearco hacia el arco y ni hacia el retroarco (Willet *et al.*, 1993).

El basamento de los arcos isla está compuesto principalmente por corteza oceánica y rocas básicas y ultra-básicas (Holbrook *et al.*, 1999). Dentro de los arcos isla la deformación se produce principalmente mediante una tectónica de bloques discretos no mediante una deformación continua a través de la placa superior. El arco isla de las Antillas Mayores orientales dejó de ser un arco volcánico activo en el Eoceno coincidiendo más o menos con el choque con la Plataforma de las Bahamas (Mann, 1999). Su basamento está constituido por rocas magmáticas, metamórficas y sedimentarias de edad jurásica y cretácica formadas en un contexto intraoceánico y de arco isla (Pérez-Estaún *et al.*, 2007). Estos materiales aparecen cubiertas por rocas sedimentarias de edad eocena a la actualidad, que posdatan la actividad del arco isla y registran el periodo de colisión transpresivo.

- **Condicionantes mecánicos de la placa que subduce (placa inferior) sobre la formación de los retro-prismas**

Las condiciones mecánicas necesarias para el desarrollo de los retro-prismas en contextos de arcos isla y por extensión en contextos de márgenes convergentes tipo “Chilenos” todavía no están muy claras (Moore y Twiss, 1995). Los modelos numéricos indican que se pueden generar prismas



de doble vergencia mediante un incremento de la flotabilidad (*bouyancy*) de la litosfera que subduce (Beaumont *et al.*, 1996). Un incremento en la flotabilidad de la zona de subducción puede ser causado por la entrada de un margen continental en la fosa o simplemente por una rotura y desgaje del *slab* “subducido”.

Algunos de los retro-prismas asociados a arcos isla se han desarrollado en las áreas de entrada en la zona de subducción de crestas asísmicas (e. g., La Cresta *d'Entrecasteaux* cerca de Vanuatu, Fig. V.30), corteza engrosada (e. g., Plataforma de las Bahamas en el N de La Española, Fig. V.27) e incluso un margen continental (e. g., corteza continental australiana en el Surco de Timor, Fig. V.29). El incremento de la flotabilidad de la litosfera que subduce da lugar a una mayor resistencia a la subducción. Esta mayor resistencia produce un mayor estado de esfuerzos compresivos que puede alcanzar mejor la zona del retroarco. Por lo tanto estas litosferas engrosadas deben jugar un papel importante en el desarrollo de los sistemas de retro-cabalgamientos en las regiones de retro-arco.

Por otro lado, algunos sistemas de retro-cabalgamientos en el retroarco también se han desarrollado en zonas donde la litosfera que subduce muestra un fondo oceánico suave y profundo. Luego esta litosfera no está engrosada ni tiene alta flotabilidad relativa. La litosfera que subduce en la Fosa de Java al E del *Roo Rise* muestra una topografía suave y profunda (Fig. V.29). En el Cinturón Deformado Septentrional de Panamá al E de los 80°O está localizado al N de un límite de placas donde no hay cabalgamientos en el antearco (Fig. V.31). Para el caso concreto de la Fosa de Puerto Rico, la litosfera que subduce es inusualmente profunda (Fig. V.27). Aquí la convergencia entre las placas Norteamericana y del Caribe se produce de forma muy oblicua, el choque de la Plataforma de las Bahamas ha sido progresivo a lo largo del borde (Mann *et al.*, 2002), y actualmente ya no están en colisión. Sin embargo, estas regiones del retro-prisma que no están enfrentadas con esas litosferas de alta flotabilidad o con crestas asísmicas, sino en las cuales la litosfera que subduce se muestra muy profunda y suave, son zonas activas como evidencian los terremotos documentados en Flores (1992, M7.9; Beckers y Lay, 1995) y en San Blas (1882 y el Limón 1991; Mendoza y Nishenko, 1989). El Cinturón Deformado de los Muertos también es activo como indican sus cabalgamientos deformando el fondo marino al S de Puerto Rico.

Una posible explicación para estas observaciones es que los esfuerzos compresivos que se transmiten desde la región del antearco donde se produce la subducción o colisión de esa litosfera flotante/cresta asísmica a la región del retro-arco abarquen una región mucho más extensa que la región que está directamente implicada en el choque. Las observaciones en los arcos isla de las Nuevas Hébridas y Tonga muestran el efecto de la entrada de estas litosferas flotantes que se extienden a lo largo de 500 km en el arco isla (Geist *et al.*, 1993). El basamento de arco isla en la Antillas Mayores orientales mantiene su rigidez a lo largo del margen con sólo un movimiento diferencial menor entre diferentes bloques del arco en el Paso de Mona (Fig. V.27). En el citado paso se produce la acomodación del movimiento diferencial entre los bloques corticales de La Española y



Puerto Rico-Islas Vírgenes (Jansma *et al.*, 2000), pero algunos de los esfuerzos compresivos debidos al choque de la Plataforma de las Bahamas se deben transmitir hasta Puerto Rico.

- **Asimetría del Cinturón Deformado de los Muertos**

La discusión de los resultados obtenidos del estudio morfotectónico, ha evidenciado que las variaciones en la geología del antepaís no parecen ser muy determinantes para la asimetría del Cinturón Deformado de los Muertos, y que la variación en la geometría del *backstop* (*i. e.*, parte interna del arco isla) parece ser la causa principal.

En la ejecución de los modelos análogos se ha visto que la presencia de un único bloque rígido o también la colisión de bloques en el antearco, generó una variación en la anchura del cinturón deformado (retro-prisma). En el caso de los modelos análogos, el papel de *backstop* vertical recae sobre el bloque que funciona como el núcleo rígido del arco isla. Una mínima rotación o traslación de dicho bloque rígido hacia el retroarco produce variaciones muy significativas en la anchura del retro-prisma (*i. e.*, Cinturón Deformado de los Muertos). El retro-prisma formado fue más ancho en el O que en E como ocurre en el Borde de los Muertos. El bloque rígido que rota o se traslada ligeramente hacia el S correspondería con la microplaca de La Española. Debido a que dicho desplazamiento es mínimo no se forman zonas *transfer* entre la microplaca de La Española y el Bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes.

Las velocidades derivadas de GPS apoyan un desplazamiento relativo del bloque de La Española hacia el S respecto al de Puerto Rico-Islas Vírgenes.

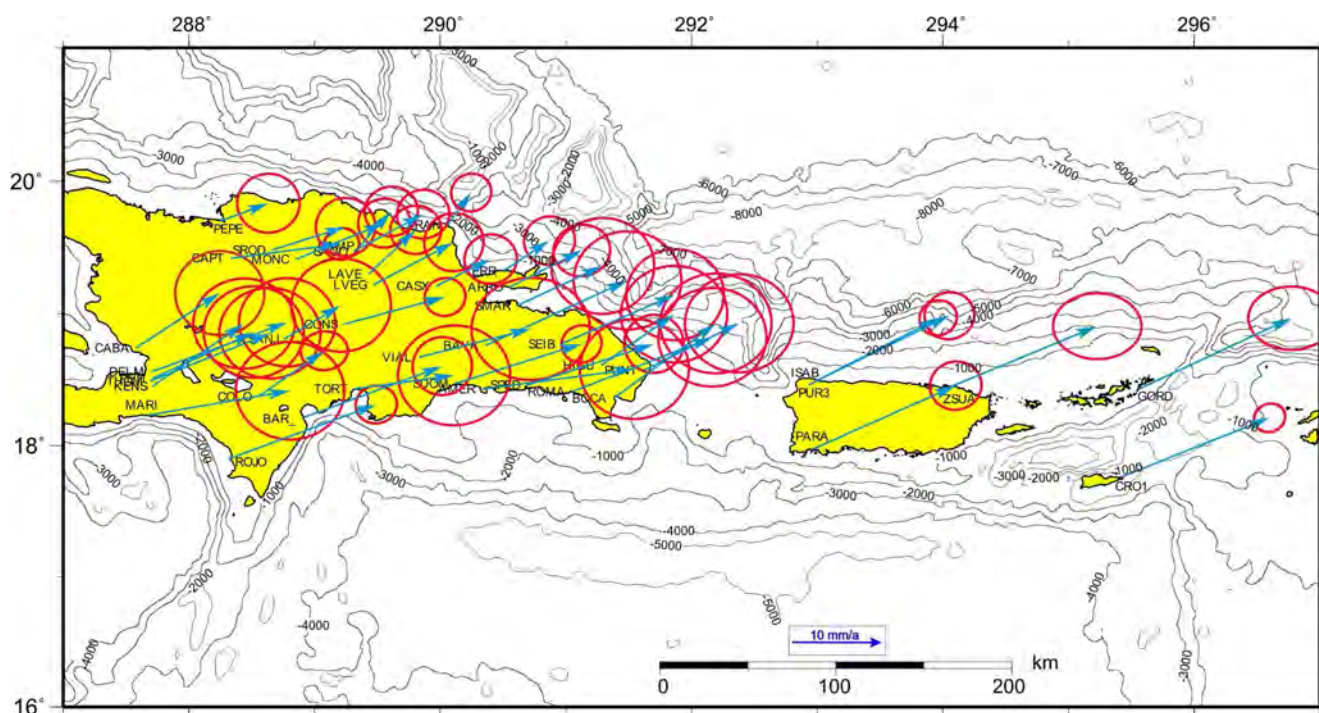


Figura V.44 Mapa de velocidades derivadas de GPS (datos cortesía de E. Calais. Manaker *et al.*, en prensa) respecto a la placa Norteamericana, para el NE del Caribe. Las flechas azules indican el azimut. El tamaño de la flecha es y las elipses es proporcional al módulo de la velocidad (ver leyenda). Las elipses muestran el intervalo de error en 2D con el 95% de confianza.



La región occidental de Puerto Rico y *St. Croix*, junto con el interior estable de placa del Caribe se mueven con la misma tasa y dirección con respecto a la placa Norteamericana, dentro del error de las medidas (Jansma *et al.*, 2000). Usando las medidas más fiables (Error ± 1.2 mm/a, Manaker *et al.*, en prensa), la tasa de movimiento del S de República Dominicana (Santo Domingo, SDOM, Fig. V.27) en relación a la región occidental de Puerto Rico (PUR3 y PARA, Fig. V.27) es ~ 2.9 mm/a en azimuth 180° (Fig. V.44). Si además incluimos 3 estaciones de República Dominicana con errores un poco mayores (SPED, CONS, VIAL) localizadas entre las regiones de la Cordillera Central y Punta Cana (*i. e.*, fuera de las fallas más activas), las diferencias en las tasas de movimiento van de 2.4 a 4.25 mm/a en azimuth 180° . Si Puerto Rico se mueve a la vez que el interior de la placa del Caribe, la parte SE de República Dominicana se mueve relativamente más hacia el S (*i. e.*, 180°) que la región de Puerto Rico.

Por lo tanto, tanto las variaciones de posición (modelos análogos) como la geometría (estudio morfotectónico) del *backstop* parecen ser las causas probables de la acusada asimetría que muestra el Cinturón Deformado de los Muertos.



V.3 ESTRUCTURA PROFUNDA: ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD Y MODELOS GRAVIMÉTRICOS

A partir de los resultados obtenidos del estudio morfotectónico y de la modelización análoga, se plantea el estudio de la estructura profunda del Borde de los Muertos. Este estudio se realiza mediante la realización de modelos gravimétricos transversales al borde. El objetivo de estos modelos es evaluar el posible proceso de subducción/*underthrusting* en el Borde de los Muertos que han propuesto algunos autores (Matthews y Holcombe, 1974; Byrne *et al.*, 1985; Dillon *et al.*, 1996; Mann *et al.*, 2002). En la bibliografía aparecen varios trabajos que abordan la estructura profunda en la zona de estudio mediante la realización de modelos gravimétricos en el NE del Caribe (Talwani *et al.*, 1959a; Vegas *et al.*, 2003; ten Brink, 2005). Sin embargo, estos modelos se centran principalmente en el Fosa de Puerto Rico.

De un modo previo a la modelización se realiza un análisis de los antecedentes en los cuales se propone un proceso de subducción/*underthrusting* activo desde el punto de vista de la sismicidad reciente.

Como se ha referido anteriormente en el presente trabajo, durante las tres últimas décadas la bibliografía que versa sobre el borde NE de la placa del Caribe ha considerado el Surco de los Muertos como una zona de subducción o de *underthrusting* (Fig. V.45). De acuerdo con esta hipótesis, el *plateau* caribeño, concretamente la litosfera de la Cuenca de Venezuela, subduce por debajo del arco isla a lo largo del Surco de los Muertos. La subducción tendría lugar al menos desde la Cresta de Beata en el O hasta el S de *St. Croix* en el E, y sería el resultado del proceso de la convergencia del *plateau* caribeño hacia el NE, dando lugar al Cinturón Deformado y el Surco de los Muertos. Los investigadores que propusieron la hipótesis de subducción se basaron en fuentes de datos que proporcionan una información parcial de la estructura del Borde de los Muertos:

a) Secciones sísmicas de reflexión con evidencias de deformación compresiva (Matthews y Holcombe, 1974; Ladd *et al.*, 1977; 1978; 1981). Estas secciones sísmicas sólo proporcionan información de los primeros kilómetros de la corteza (*i. e.*, estructura superficial).

b) Correlación entre las unidades geológicas submarinas del Borde de los Muertos y las unidades observadas en la parte meridional de La Española (Biju-Duval *et al.*, 1982; Heubeck *et al.*, 1991). Esta correlación se ha llevado a cabo sin un conocimiento detallado de la edad de parte sumergida (*i. e.*, no hay sondeos profundos). Concretamente, la correlación se ha realizado mediante perfiles sísmicos multicanal en la Cuenca de San Pedro, al S de La Española.

c) Distribución de la sismicidad y análisis de mecanismos focales (Teoría de Microplacas; Byrne *et al.*, 1985). Todos los autores sugieren, en base a la distribución de los hipocentros, una zona de *Wadati-Benioff* debajo del arco isla inclinada hacia el N, pero matizan que está muy poco constreñida o definida. Además, los escasos mecanismos focales utilizados no son



determinantes. La componente inversa que muestran con un plano nodal buzando suavemente hacia el N es compatible con un proceso de compresión y no necesariamente con una subducción.

Algunos trabajos posteriores también han refrendado un proceso de subducción activa a lo largo del Borde de los Muertos (Jany, 1989; Masson y Scanlon, 1991; Dillon *et al.*, 1996; Dolan *et al.*, 1998; van Gestel *et al.*, 1998; Driscoll y Diebold, 1998; Mann *et al.*, 2002, 2005; McCann, 2007), y se apoyan en: una información sismológica más completa y precisa, una mayor cobertura con perfiles sísmicos multicanal, medidas de imágenes de sónar de barrido lateral (GLORIA *side-scan sonar*) y de velocidades relativas derivadas de datos de GPS.

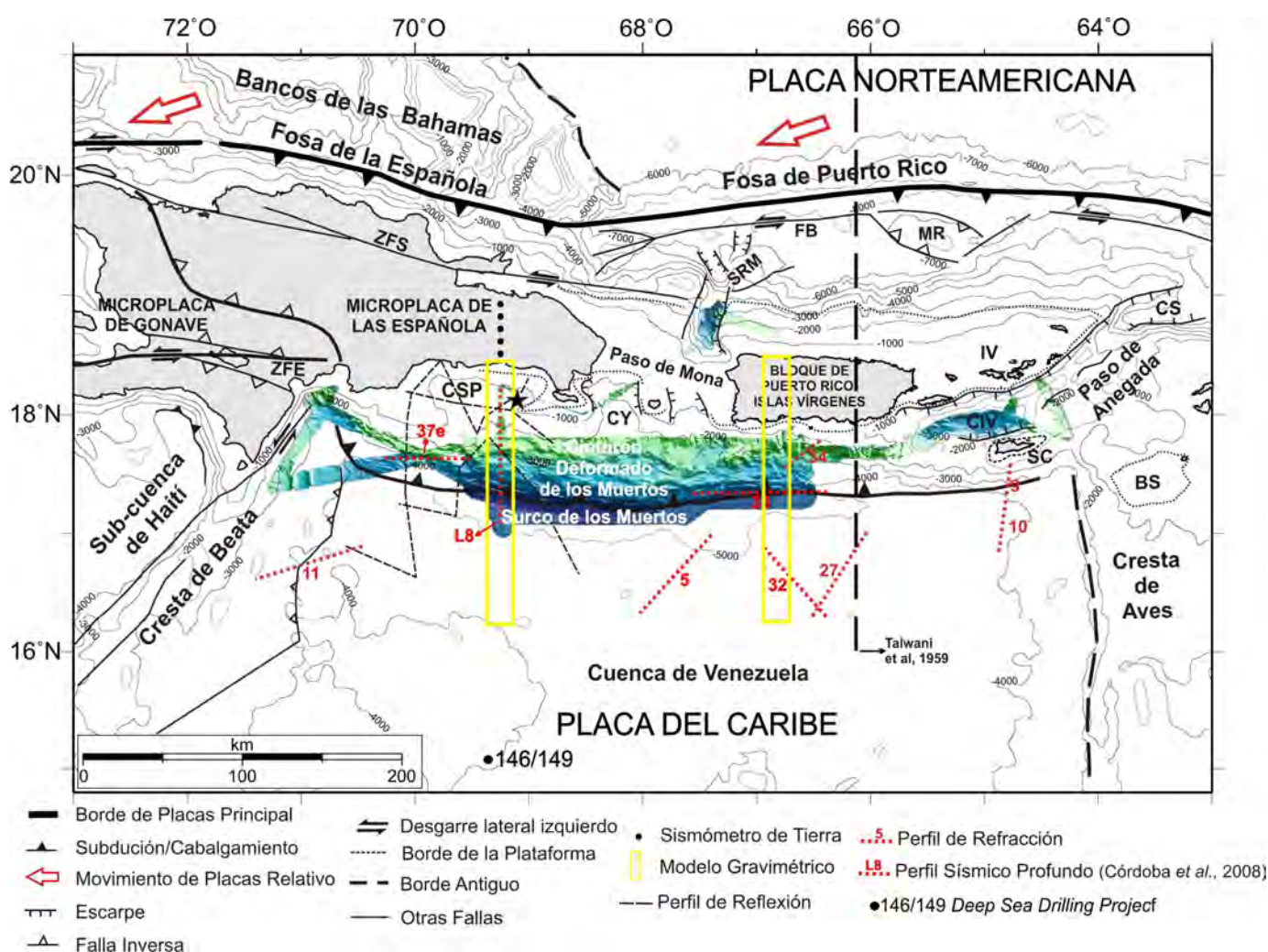


Figura V.45 Marco tectónico del NE de la placa del Caribe. Fuentes de datos y la situación de los modelos (recuadro amarillo). El área coloreada muestra la batimetría multihaz. Los contornos muestran la batimetría derivada de satélite. La estrella indica la localización del terremoto $M=6.7$ (Byrne *et al.*, 1985). Perfiles de sismica de refracción (líneas rojas): Perfiles 34 y 33 (Officer *et al.*, 1957), Perfiles 9 y 10 (Officer *et al.*, 1959), Perfiles 37e y 11 (Ewing *et al.*, 1960), L8 (Córdoba *et al.*, 2008). 146/149 (Cruise report Sites 146/149; Edgar *et al.* 1973). Se ha indicado la localización del modelo gravimétrico (Talwani *et al.*, 1959a). Perfiles de reflexión (Ladd *et al.*, 1978; 1981; Presente trabajo). ZFS= Zona de Falla Septentrional. ZFE= Zona de Falla de Enriquillo. CSP= Cuenca de San Pedro. CY= Cuenca de Yuma. SRM= Sistema de Rift de Mona. FB= Falla de Bunce. MR= Main Ridge. CIV= Cuenca de Islas Vírgenes. CS= Cuenca de Sombrero. BS= Banco de Saba. IV= Islas Vírgenes. SC= St. Croix.



Las velocidades derivadas de datos de GPS indican que la tasa máxima de convergencia varía entre 3 mm/año (Calais *et al.*, 2002) y 7.7 mm/año (Mann *et al.*, 2002) al S de República Dominicana (ver Fig. II.14 en Capítulo II). Esta tasa disminuye progresivamente hacia el E hasta llegar al S de St. Croix donde el frente de deformación desaparece (Masson y Scanlon, 1991). Este hecho, junto con algunos mecanismos focales, han sido la base para que se haya propuesto, incluso, una componente de desgarre lateral izquierdo a lo largo del Borde de los Muertos (Huérfano, V., 1995; Jansma *et al.*, 2000).

Sin embargo, tanto el análisis morfotectónico en el Borde de los Muertos (Apartado V.1), como los resultados obtenidos en los modelos de caja de arena (Apartado V.2), nos indican que en dicho borde está teniendo lugar un proceso simple de compresión N-S entre el *plateau* caribeño (Cuenca de Venezuela) y el arco isla. Este proceso de compresión, tal y como hemos discutido en los Apartados V.1 y V.2, es el resultado de la transferencia de las esfuerzos compresivos resultantes convergencia oblicua en la región el antearco (Fosa de Puerto Rico), mediante un basamento de arco isla rígido, a la región del retroarco (Borde de los Muertos). Por lo tanto, este proceso no requiere una subducción del *plateau* caribeño (placa inferior) debajo del arco isla (placa superior) y sin embargo, los modelos análogos simulan la formación de un cinturón de pliegues y cabalgamientos equivalente al observado en el Borde de los Muertos.

Considerando nuestros resultados y analizando las fuentes de datos en las que se basan los defensores del modelo de subducción para el Borde de los Muertos, hemos realizado nuevamente un análisis de la distribución de la sismicidad, ya que ésta es la única fuente de datos utilizada por los citados autores que proporciona información a cerca de la estructura profunda. En nuestro análisis de la sismicidad hemos utilizando diferentes catálogos sísmicos, a los que hemos aplicado filtros para tener en cuenta los datos sismológicos de mayor calidad (ver Capítulo IV).

Posteriormente hemos realizado modelos gravimétricos transversales al Borde de los Muertos para contrastar diferentes hipótesis sobre la estructura del borde: subducción vs. compresión simple. Estos modelos se basan esencialmente en los nuevos datos gravimétricos y batimétricos multihaz del proyecto GEOPRICO y en los perfiles sísmicos reprocesados. Las constricciones adicionales provienen de la implementación de algunos datos de sísmica profunda de Córdoba *et al.* (2008) y de los antecedentes.



V.3.1 Análisis de la distribución espacial de la sismicidad

Los diferentes investigadores que han apoyado al modelo de subducción en del Borde de los Muertos, han utilizado los datos sismológicos como las pruebas más determinantes.

La sismicidad es uno de los criterios más importantes para estudiar las zonas de subducción activa ya que nos proporciona información sobre la geometría en profundidad de las placas litosféricas (Stern, 2002). La sismicidad superficial (<50-70 km) se produce en cualquier contexto tectónico con deformación frágil afectando a la corteza o a la litosfera. Por el contrario, la presencia de terremotos más profundos (>100-150 km) indica la localización de zonas donde existe una litosfera frágil que se dispone a modo de lámina inclinada y que se introduce en el manto superior (zonas de *Wadati-Benioff*). Por lo tanto, la presencia de bandas de concentración de hipocentros en forma de lámina inclinada, es una herramienta muy utilizada para interpretar la geometría del techo de la litosfera que subduce.

- **Antecedentes**

Byrne *et al.* (1985) basaron su hipótesis de subducción principalmente a partir del estudio del terremoto del 24 de junio de 1984. Este terremoto tuvo una $M_s=6.7$, epicentro en la región de la Cuenca de San Pedro y una profundidad de 32 km (ver estrella en Fig. V.45). La solución focal muestra un plano nodal buzando 10° hacia el N con una componente inversa casi pura. Además de este evento, los citados autores calcularon el mecanismo focal de otros dos terremotos mucho más profundos (~80 km) con un plano nodal buzando suavemente hacia el N. El evento del 1984 junto con estos dos más profundos son las pruebas que aportan dichos autores para proponer una subducción activa *plateau* caribeño debajo del arco isla (*i. e.*, modelo de doble subducción o subducción opuesta). La subducción doble implica que la litosfera caribeña a lo largo del Surco de los Muertos está representada por una zona de sismicidad inclinada 15° hacia el N (67.5° O). Esta litosfera incide directamente sobre la litosfera de la placa Norteamericana inclinada hacia el S (McCann y Sykes, 1984). Sin embargo, los citados autores matizan que no existe una zona de *Wadati-Benioff* inclinada hacia el N bien definida y concluyeron que esto se podría explicar con una baja tasa de subducción.

Dillon *et al.* (1996) representaron la distribución de la sismicidad a lo largo del borde N de la placa del Caribe. Estos autores identificaron la zona de sismicidad inclinada hacia el SO (*i. e.*, la litosfera Norteamericana propuesta por McCann y Sykes, 1984) (Figura V.46). Por otro lado, a partir de varios eventos más someros localizados al S en el arco isla, infirieron una zona de sismicidad inclinada hacia el N. Esta zona de sismicidad está definida pobremente y la interpretaron como la litosfera caribeña debajo del límite de placas, al menos desde *St. Croix* hasta la Cresta de Beata. Estos autores propusieron que las litosferas caribeña y norteamericana están en colisión al S del



Paso de Mona y al O del la isla de Puerto Rico. Los citados autores asociaron nubes discretas de sismicidad a fragmentos desgajados de ambas litosferas. Como resultado de la interacción/colisión en profundidad, la litosfera Caribeña, con un menor buzamiento, cargaría y empujaría la litosfera Norteamericana generando la sobre-subsidencia de la Fosa de Puerto Rico. Sin embargo existen modelos alternativos para dicha subsidencia en los cuales no es necesaria dicha interacción en profundidad de las litosferas (ten Brink, 2005).

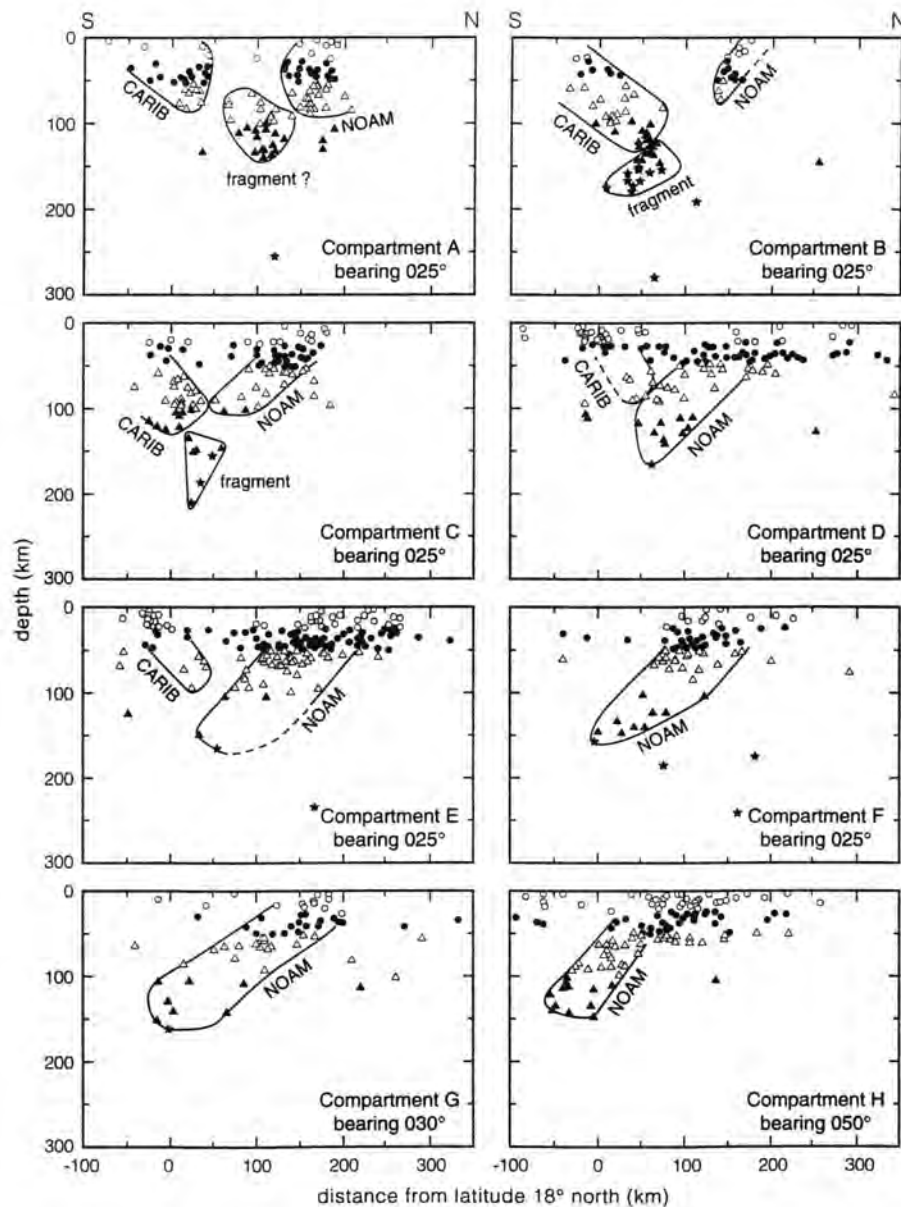


Figura V.46 Secciones corticales transversales al borde de placas mostrando la sismicidad a lo largo del NE de la placa Caribe, desde las Antillas Menores (H) hasta La Española (A) (tomado de Dillon et al., 1996). Los eventos están representados con diferentes símbolos en función de su profundidad. Catálogo NEIC. CARIB, litosfera del Caribe. NOAM, litosfera Norteamericana. Bearing, indica el azimut de la sección representada.

Dolan et al. (1998) en la misma línea que Dillon et al. (1996), propusieron un modelo tridimensional para el borde NE de la placa del Caribe. En este modelo se reafirma una colisión en el manto superior de las litosferas caribeña y norteamericana con vergencia opuesta (Fig. V.47). Estos autores proponen que el proceso de colisión es activo al menos desde el centro de Puerto Rico hasta



el centro de La Española. Diversos enjambres de terremotos someros (<50 km) en la región del Surco de los Muertos se interpretaron como el resultado de la subducción de la litosfera caribeña debajo de La Española. Los citados autores propusieron una zona de sismicidad inclinada unos 15° hacia el N en los 67.5°O que incide o choca directamente sobre la litosfera norteamericana. Este choque en el manto superior generaría un aumento del ángulo de subducción de la litosfera norteamericana. Sin embargo, Dolan *et al.* también matizaron que la zona de sismicidad somera e inclinada hacia el N (*i. e.*, litosfera caribeña) está poco constreñida en la zona del Paso de Mona y se muestra difusa al S de Puerto Rico.

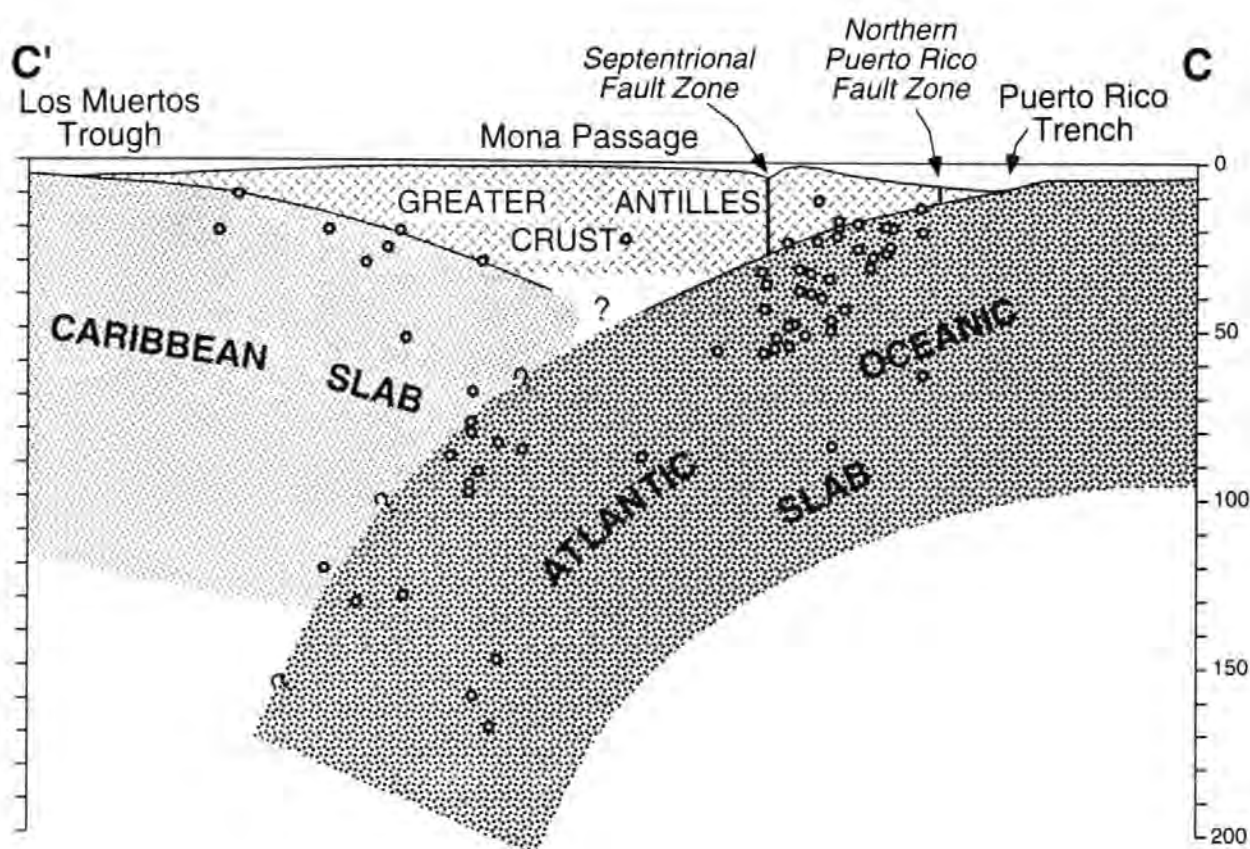


Figura V.47 Sección cortical transversal al borde de placas en la región del Paso de Mona (tomado de Dolan *et al.*, 1998). Los eventos corresponden al catálogo NEIC (1962-1992). Se muestra la interpretación de las distintas litosferas en función de la distribución de la sismicidad en profundidad. Los autores proponen un choque de las distintas litosferas en el manto superior.

Los citados autores deducen, a partir de una zona de sismicidad somera en la región del Surco de los Muertos, un proceso de subducción activa de la litosfera caribeña hacia el N, por debajo del arco isla. Sin embargo, todos coinciden en la mala o escasa definición de esta zona a partir de la sismicidad.



- **Análisis de la sismicidad reciente (2000-2008)**

En la misma línea de trabajo que Dillon *et al.* (1996) y Dolan *et al.* (1998), hemos representado secciones corticales de sismicidad en el NE de la placa del Caribe. Estas secciones cubren toda la región del Borde de los Muertos (Fig. V.48). Los hipocentros representados han sido extraídos de la base de datos del NEIC con los criterios de calidad descritos en el Capítulo IV, y abarcan desde el año 2000 al 2008, con magnitudes superiores a 3.5. Los datos de mecanismos focales del catálogo de Harvard-CMT están actualizados hasta 2008 y han sido filtrados en función de su calidad (Capítulo V). Las secciones están orientadas N-S, transversales al Surco de los Muertos, y cada una incluye los hipocentros y los mecanismos focales situados lateralmente hasta 70 km a cada lado del perfil.

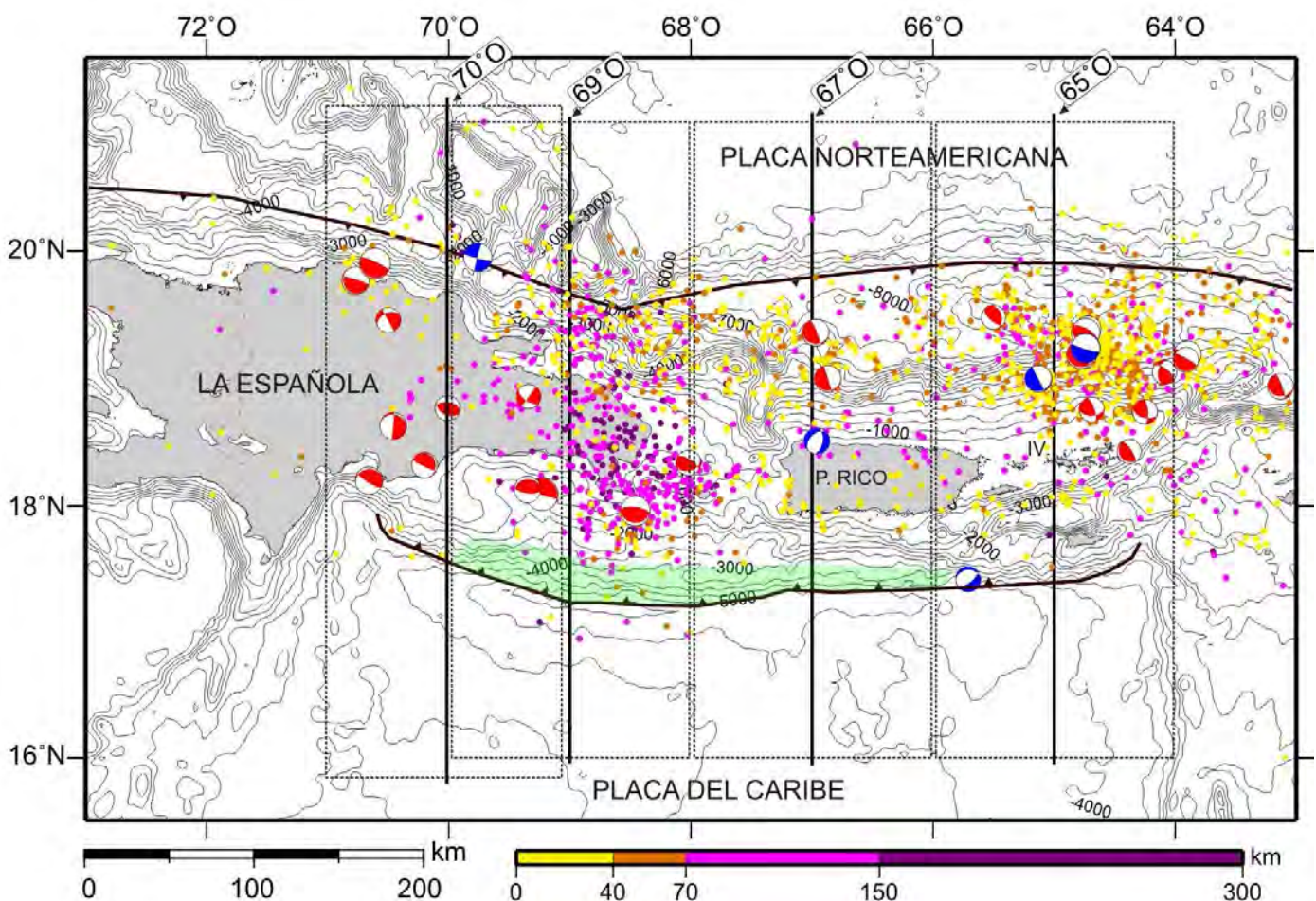


Figura V.48 Mapa de sismicidad de NE de la placa del Caribe. Los terremotos pertenecen al catálogo NEIC, $M > 3$, entre 2000 y 2008. Los mecanismos focales pertenecen al Catálogo de Harvard actualizado a 2008, y presentan un ajuste a un modelo de doble par de fuerzas $\geq 75\%$. En color se indica el cuadrante de compresión; color rojo componente inversa y color azul componente normal. Se han representado los compartimentos de sismicidad de las figuras V.49, 50, 51, 52. La línea N-S en el centro del compartimento muestra la localización de los perfiles topográficos de las figuras V.49 y V.50. El color verde muestra la zona donde está constreñido mediante sísmica de reflexión el alcance del detachment por debajo del cinturón deformado.



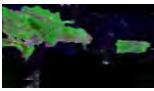
El mapa de sismicidad muestra que los eventos se a lo largo de una banda ancha entre el Fosa de Puerto Rico-Española y el Surco de los Muertos (Fig. V.48). Tanto al N como al S de la región del Arco-Isla (llanura abisal Atlántica-Bahamas e interior de la placa del Caribe), apenas hay eventos intraplaca. Los terremotos muestran un amplio rango de profundidades alcanzando los 200 km, pero presentan una mayor concentración en los primeros 100 km. Los mecanismos focales se corresponden principalmente con los eventos de mayor magnitud y muestran mayoritariamente una componente inversa y direccional, lo que evidencia el régimen transpresivo que se desarrolla en el NE de la placa del Caribe, en relación con la convergencia oblicua entre las placas Norteamericana y Caribeña. La distribución horizontal de la sismicidad indica que no hay una distribución homogénea de los eventos en la región, y permite identificar dos zonas con una mayor concentración de terremotos.

a) Una población localizada en la parte oriental el antearco, en la zona conocida como Sombrero (NE de Puerto Rico). La mayor parte de estos eventos corresponden a dos crisis sísmicas (2001 y 2003) y no superan los 100 km de profundidad focal (fuente: Red Sísmica de Puerto Rico <http://redsismica.uprm.edu/>). Esta población se ha utilizado como uno de los argumentos básicos para justificar la presencia de una falla vertical que afectaría a la litosfera Norteamericana (*vertical tearing* o *tear fault*; ten Brink, 2005), y acomodaría el cambio en el ángulo de subducción entre la región de las Antillas Menores y la Fosa de Puerto Rico, donde se pone más vertical.

b) La otra población, situada en la parte oriental de La Española, es más dispersa y se concentra una banda ancha N-S, desde la Fosa de La Española-Puerto Rico hasta la vertiente S del arco isla, sin llegar al Surco de los Muertos. Dicha población presenta las mayores profundidades focales de la región, superando los 200 km. Hacia el O de esta población la sismicidad es mucho más escasa y se hace más somera, debido al mayor predominio del régimen transcurrente.

En general existe muy poca sismicidad asociada a la región del Borde los Muertos, destacando solamente una mayor concentración relativa en la región de Isla Saona (SE de La Española, 18°N, 68.5°O).

Para el estudio de la distribución de la sismicidad en profundidad hemos realizado varias secciones transversales al límite de placas, cubriendo toda la región del Borde de los Muertos. Estas secciones recogen los hipocentros localizados a 70 km a cada lado del perfil topográfico (Fig. V.48), por lo tanto es más correcto hablar de compartimentos de sismicidad en lugar de secciones. Los distintos compartimentos muestran la transición entre la zona de subducción de las Antillas Menores y la Fosa de Puerto Rico (65°O), la parte central del arco isla (67°O) y la transición hacia la zona de colisión de La Española. Estos compartimentos nos permiten, a partir de los patrones de sismicidad, realizar una aproximación a la geometría en profundidad de las placas. Para una mejor geo-referenciación se ha representado el perfil de elevación localizado en la parte central del



compartimento. La descripción e interpretación de los distintos compartimentos de sismicidad se realiza de E a O.

El compartimento 65°O, localizado en la parte oriental de nuestra zona de estudio (Fig. V.48), muestra un patrón de sismicidad relativamente simple. Se identifican dos poblaciones separadas por un hueco: La más importante se sitúa en la parte N del arco isla, y la otra en la parte S (Fig. V.48, 49).

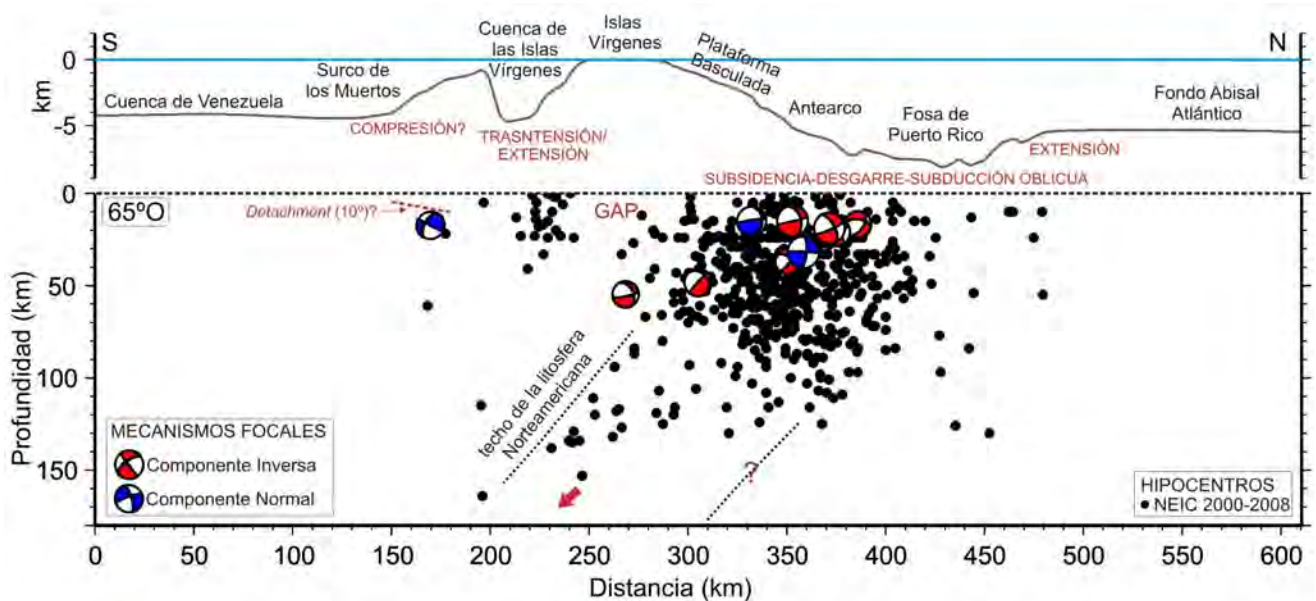


Figura V.49 Secciones corticales S-N representando la sismicidad incluida en los compartimentos 65°O y 67°O mostrados en la V.48. Sólo se representan los hipocentros con $M > 3.5$. Los mecanismos focales del Centroid Moment Tensor catalog están vistos en posición lateral (Dziewonski et al. 1981). En la parte superior se representa los datos de elevación en la parte central del compartimento, así como la identificación de los principales elementos fisiográficos del borde de placas, así como el régimen tectónico predominante en cada región. Hemos indicado nuestra interpretación de la localización y la geometría del techo de la litosfera Norteamericana. Se ha indicado la localización del detachment en el Borde de los Muertos; con su alcance y buzamiento en las regiones donde está constreñido con nuestros datos de sísmica de reflexión.

La población del N del arco isla representa la litosfera atlántica que subduce hacia el S por debajo de la caribeña (McCann y Sykes, 1984; Dillon et al., 1996). En esta región se está produciendo la transición entre el régimen de subducción de las Antillas Menores y el régimen predominantemente transcurrente de las Antillas Mayores. Observando el patrón de sismicidad se puede inferir la zona de *Wadati-Benioff* buzando hacia debajo del arco isla en continuidad con la litosfera Norteamericana. Dicha población muestra una mayor concentración hasta los 100 km y continúa en profundidad con un patrón mucho más disperso, inclinado hacia el S que alcanza los 150 km. La alta densidad de eventos que muestra en la parte alta, debajo del antearco, es el resultado de las crisis sísmicas ocurridas en 2001 y 2003 (ten Brink, 2005). Los mecanismos focales asociados a esta población, muestran básicamente componentes inversas en relación con la convergencia entre



las placas Norteamericana y del Caribe, y una cierta componente en dirección asociada al régimen transcurrente que se desarrolla en el antearco. La población del S no supera los 30 km de profundidad y muestra la sismicidad relacionada con la zona transtensiva de Anegada-Islas Vírgenes. Sólo hay un mecanismo focal seleccionado, con una componente normal casi pura, lo que concuerda con la presencia de las fallas normales observadas en la región del Paso de Anegada (Jany *et al.*, 1989). La orientación de los planos de falla (ENE-OSO) podría corresponder a estructuras que afecten al *plateau*, o bien a la zona del Paso de Anegada, aunque la localización epicentral queda al S, fuera de esta zona transtensiva de Anegada.

El compartimento de sismicidad 67°O es muy parecido al 65°O, mostrando las dos poblaciones claramente diferenciadas (Fig. V.48, 50). La población localizada al N muestra la localización del techo de la litosfera atlántica que subduce por debajo del arco isla hasta los 150 km.

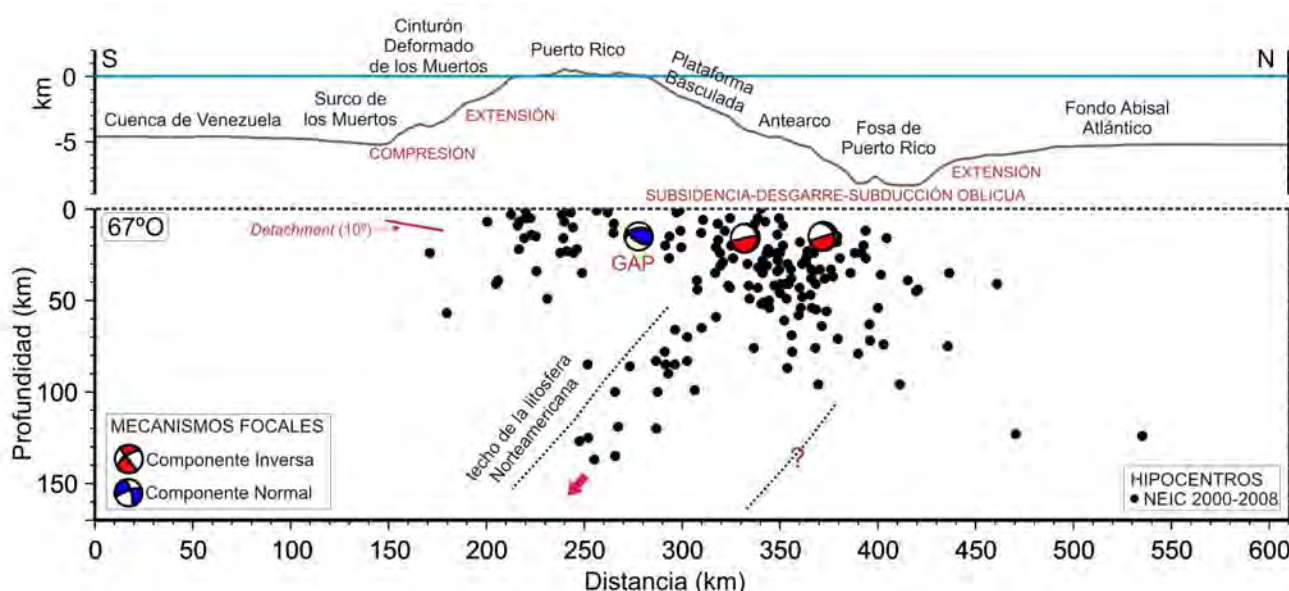


Figura V.50 Sección cortical S-N que representa la sismicidad incluida en el compartimento 67°O mostrado en la V.48. Ver descripción en el pie de figura V.49

En los primeros 60 km muestra una mayor concentración de eventos, con una distribución dispersa y sin un patrón claro. Esta de sismicidad más somera puede estar asociada con la deformación que se desarrolla en la región debajo del antearco en relación con el proceso de subducción oblicua, con la actividad de los sistemas de desgarre (e. g., Falla de Bunce) y la actividad del *Rift* de Mona. En profundidad también se podría inferir una zona de *Wadati-Benioff* buzando hacia el S, que representaría el techo de la litosfera Norteamericana, y que alcanza los 150 km. El mecanismo focal con componente normal puede estar asociado con la actividad extensional del *Rift* de Mona. La población del S aparece algo más dispersa, apenas supera los 50 km y representaría la deformación que se produce en la parte interna del arco isla. Esta población queda un poco alejada de la zona de máxima deformación compresiva del Borde de los Muertos, y debe estar asociada con



deformación frágil en la corteza (y quizás el manto superior) de Puerto Rico. Más concretamente, en la zona del O de Puerto Rico se ha descrito una alta actividad sísmica superficial en relación con fallas de desgarre cartografiadas en tierra (Mann *et al.*, 2005) y caracterizadas mediante mecanismos focales en dirección (Huérfano *et al.*, 2005).

El compartimento 69°O muestra una distribución de sismicidad muy difusa, pero asociada al entorno del borde de placas, entre el Borde de los Muertos y la Fosa de La Española-Puerto Rico (Fig. V.48; 51). Los eventos alcanzan los 200 km de profundidad focal, y muestran una zona menos densa en la parte central por debajo de La Española. En esta región es donde, agrupando eventos en poblaciones de mayor concentración relativa, los diferentes autores proponen el choque de las litosferas norteamericana y caribeña en el manto superior, e incluso, la existencia de bloques desgajados de ambas litosferas. A la vista de la figura V.51, resulta muy difícil agrupar y clasificar diferentes poblaciones y relacionarlas a su vez con las distintas litosferas. Las poblaciones más someras (<50 km) en el borde N pueden estar asociadas con el proceso de colisión de los Bancos de las Bahamas con la isla de La Española y/o algunas fallas de desgarre asociadas. La población del borde S está localizada por debajo del Cinturón Deformado de los Muertos, y parece estar asociada al proceso de compresión en el Borde de los Muertos. Aquí ya aparecen mecanismos focales en la parte interna y meridional del arco isla, que muestran una clara componente inversa. Un plano nodal presenta muy poco buzamiento y está orientado paralelamente con las estructuras compresivas observadas en el Cinturón Deformado de los Muertos. En esta población está incluido el evento de Magnitud 6.4 analizado por Byrne *et al.* (1985) (Fig. V.51).

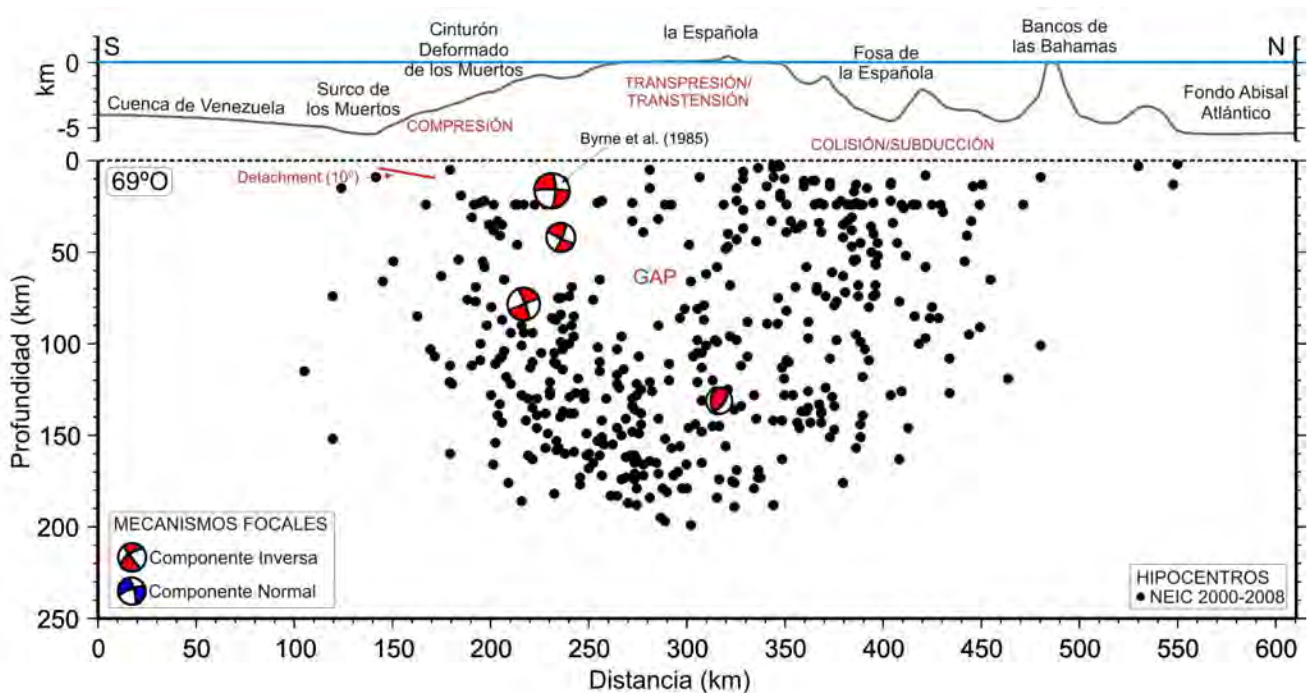


Figura V.51 Sección cortical S-N que representa la sismicidad incluida en el compartimento 69°O mostrado en la V.48. Ver descripción en el pie de figura V.49



En el compartimento 70°O volvemos a encontrarnos con una situación parecida a los compartimentos más orientales, pero con una menor concentración de sismicidad (Fig. V.48; 52). En él se observa una zona de sismicidad en el N que comienza en la Fosa de La Española y se inclina hacia el S, que estaría marcando la subducción de la litosfera Norteamericana por debajo del arco isla hasta los 120 km de profundidad. Esta sismicidad somera estaría en relación con el proceso de colisión de los bancos de las Bahamas con el arco isla en la región de La Española, y la actividad de los sistemas de desgarre del N de la isla (e. g., Zona de Falla Septentrional). Los mecanismos focales del borde N están asociados a los sistemas de desgarre. En el borde S la sismicidad es escasa, superficial, y muestran una componente inversa. Estos terremotos se ajustarían a estructuras compresivas del extremo occidental del Cinturón Deformado de los Muertos y con deformación transpresiva del S de La Española bajo la influencia de la Cresta de Beata.

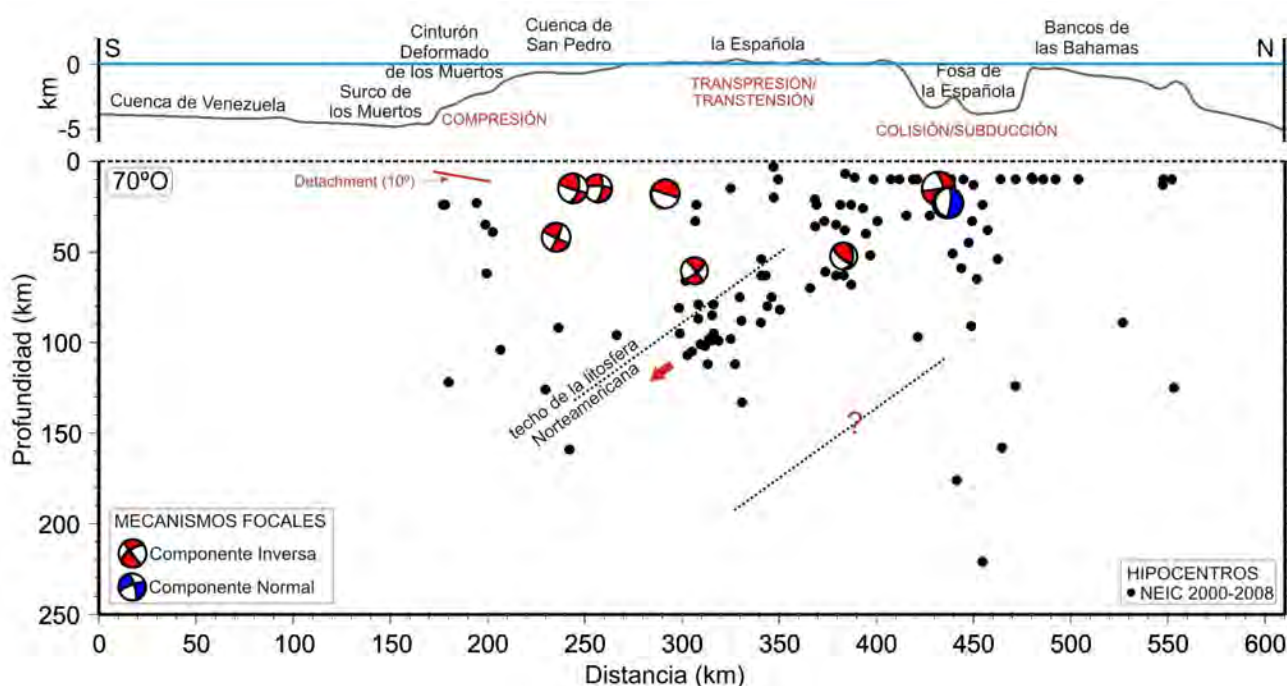
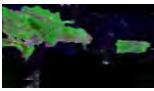


Figura V.52 Sección cortical S-N que representa la sismicidad incluida en el compartimento 70°O mostrado en la V.48. Ver descripción en el pie de figura V.49

V.3.2 Análisis de mapas gravimétricos

El análisis de los mapas de anomalías gravimétricas, además de localizar cartográficamente las principales anomalías y gradientes, resultan muy útiles para elegir la posición de los modelos transversales en 2D. A continuación se describen brevemente las principales características de los mapas de anomalías de Aire Libre y Bouguer, destacando los elementos de mayor relevancia desde el punto de vista geodinámico.



- **Mapa de anomalías de Aire Libre**

Las anomalías de Aire Libre muestran una clara correlación con la batimetría, tal y como demuestra el que los valores de anomalía positivos están asociados al arco isla y a zonas relativamente más elevadas, mientras que los valores negativos lo están a las áreas sumergidas y relativamente más deprimidas (Fig. V.53). Este hecho se debe a que la anomalía de Aire Libre representa el gradiente vertical de la gravedad y por lo tanto está dominada principalmente por el contraste de densidad que supone el fondo oceánico (Lin *et al.*, 1990).

Los valores de anomalía positivos están relacionados con la parte alta del arco isla, la Cresta de Beata (9) y las áreas emergidas. Se observan los máximos relativos de Islas Vírgenes (3), *St. Croix* (4), Isla de Mona (5), Isla Saona (6), Española (7), Isla Beata y Sierra de Bahoruco (8). El máximo absoluto en la región cartografiada es +170 mGal, está orientado E-O y corresponde a la parte más elevada isla de Puerto Rico (2).

El valor de 0 mGal representa principalmente el fondo oceánico con menor influencia del arco isla (e. g., interior de la Cuenca de Venezuela (10)).

El Surco de los Muertos está caracterizado por una zona de mínimos E-O, ligeramente convexa hacia el S, emulando el frente de deformación observado en la batimetría y la zona axial del surco. Worzel y Ewing (1954), ya documentaron la existencia de esta región de mínimos y propusieron que se debía a un desequilibrio isostático asociado a una gran estructura cortical.

Existen dos mínimos absolutos (-150 mGal), uno en el extremo occidental del Surco de los Muertos (1) y otro en la Cuenca de islas Vírgenes (13). Curiosamente estos mínimos no coinciden con las zonas de máxima profundidad localizada en la parte central del Surco de los Muertos (X). Este hecho se puede deber a la presencia de un gran espesor de sedimentos en la Cuenca de Islas Vírgenes (Jany *et al.*, 1990) y a la influencia de la Cresta de Beata en el extremo occidental del surco. Los valores de mínimos relativos están asociados con las principales cuencas y depresiones topográficas: Cuenca de Islas Vírgenes (13), Cuenca de San Pedro (14), Cuenca de Yuma (11), Cuenca de *St. Croix* (15), Paso de Anegada (16) y las estribaciones de la Cresta de Aves (17).

La Cresta de Beata (9) se caracteriza por una alternancia de máximos y mínimos relativos de corta longitud de onda orientados NE-SO que son el reflejo de la estructura superficial en *horst* y *graben* (Diebold *et al.*, 1999; Driscoll y Diebold, 1999). Es de destacar el máximo relativo localizado en la pendiente insular, asociado con el Jagüey *Spur* y con la ruptura de pendiente convexa (12). El Jagüey *Spur* se caracterizó en el estudio morfotectónico como un terreno elevado (*seamount*) que no tenía relación con el cinturón deformado.

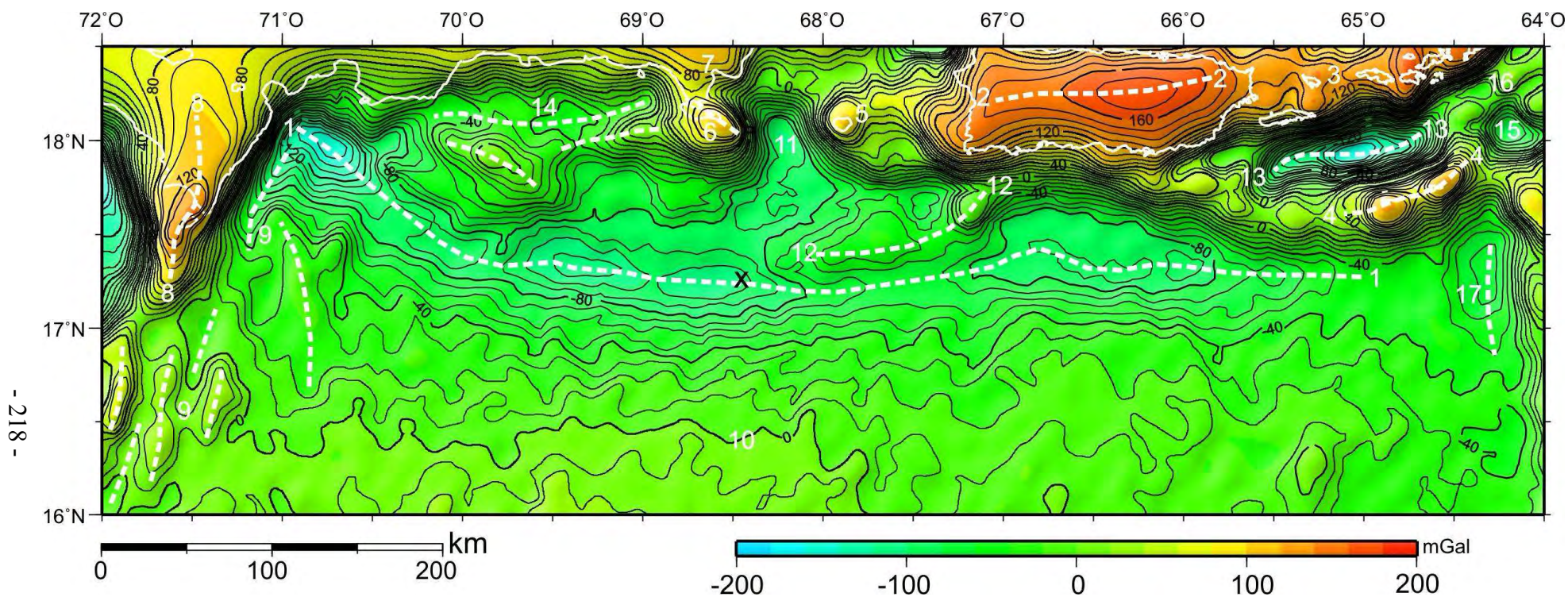
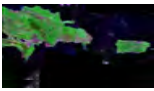


Figura V.53 Mapa de anomalías de Aire Libre interpolado a 2 minutos. Equidistancia 10 mGal. El mapa integra los datos de la campaña GEOPRICO (enlazados con las redes terrestres), datos de tierra de República Dominicana y de Puerto Rico, y datos de satélite (Sandwell y Smith, 1997). Los números en blanco indican gradientes y máximos/mínimos referidos en el texto.





- **Mapa de anomalías de Bouguer**

Los valores de Anomalía de Aire Libre tienen mucha dependencia de la topografía y la batimetría, entonces no es posible hacer una interpretación independientemente de la batimetría. Por lo tanto para las interpretaciones geológicas, la anomalía de Bouguer es más útil, especialmente cuando se ha aplicado la corrección de fondo (Fig. V.54). Así las anomalías pueden ser interpretadas en términos de variaciones de densidad debajo de la lámina de agua y la profundidad de las fuentes que causan tales variaciones (Carbó *et al.*, 2003; Llanes, P., 2006).

El rasgo más importante es la presencia de un fuerte gradiente regional de 2mGal/km orientado E-O, que sigue la pendiente insular y que separa la región interna del arco isla del *plateau* oceánico. La máxima diferencia entre los valores del *plateau* y del arco islas se sitúa al S de República Dominicana y alcanza 210 mGal. Este gradiente es más ancho y acentuado en la región occidental y se estrecha progresivamente hacia el E, tal y como hacen las respectivas anchuras de la pendiente insular y del Cinturón de Deformación de los Muertos. Este fuerte gradiente debe estar relacionado con el alto contraste de densidad entre la región del arco isla donde aparecen las rocas del basamento y el *plateau* caribeño (*i. e.*, región de la Cuenca de Venezuela), así como variaciones en el espesor de ambas unidades tectónicas.

La región del arco isla se caracteriza por una zona de mínimos relativos lo que implica una menor densidad y/o un mayor espesor de la corteza del arco isla respecto al *plateau*. La corteza del arco-isla ha sido modificada por la tectónica transcurrente a la que ha estado sometida el borde N de la placa del Caribe desde el Eoceno, dando lugar a la acreción de diferentes materiales y provocando un engrosamiento de la corteza (>30km en la región de La Española; Case *et al.*, 1990; Pérez-Estaún *et al.*, 2007; Córdoba *et al.*, 2008).

En la región de La Española se identifican claramente los principales dominios geológicos del S de la isla: Sierra de Bahoruco (2), Valle de Enriquillo (1) y la terminación SE de la Cordillera Central (3). Las anomalías de Bouguer en la isla de Puerto Rico (4) están condicionadas por la presencia de los cuerpos volcánicos y volcanoclásticos, que están a su vez intruidos por plutones félsicos, y recubiertos en parte por la plataforma carbonatada.

En la parte interna del arco isla son identificables los máximos relativos asociados a la Isla de Mona (5), a Isla Saona (6), al Jagüey *Spur* (7) y a la Cuenca de Islas Vírgenes (8). En la pendiente insular se identifican los mínimos relativos asociados con las Cuencas de San Pedro (9) y Yuma (10).

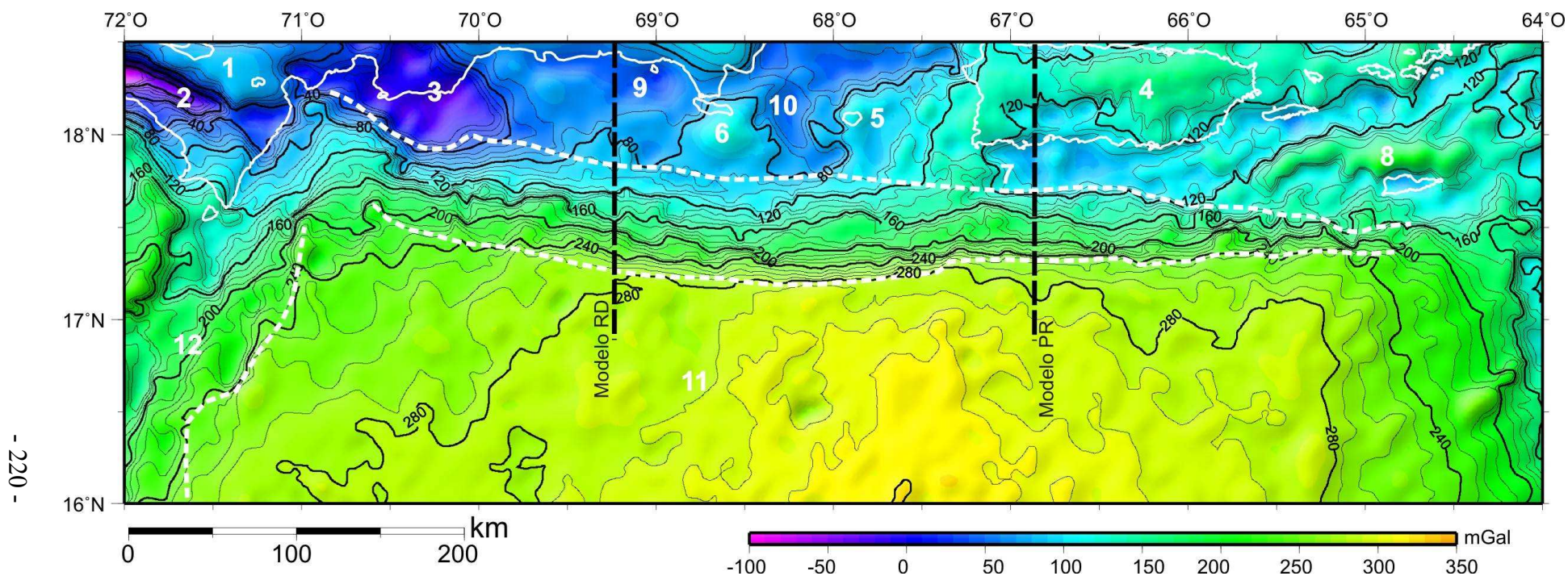
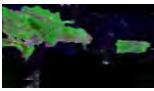


Figura V.54 Mapa de anomalías de Bouguer interpolado a 2 minutos. Equidistancia 10 mGal. El mapa integra los datos de la campaña GEOPRICO (enlazados con las redes terrestres), datos de tierra de República Dominicana y de Puerto Rico, y datos de satélite (Sandwell y Smith, 1997). Los números en color blanco indican gradientes y máximos/mínimos referidos en el texto. Se ha indicado la localización de los modelos.





La región de la Cuenca de Venezuela (11) muestra valores que alcanzan los +350 mGal. Son valores muy elevados, aunque sustancialmente menores que los observados en la cercana placa Norteamericana en la región de la Fosa de Puerto Rico (>400 mGal; Granja *et al.*, 2008). El motivo de sus menores valores de anomalía de Bouguer se debe a que el basamento de la región de la Cuenca de Venezuela forma parte de un *plateau* oceánico (Burke *et al.*, 1978), no una corteza oceánica generada en una dorsal centro-oceánica. Desde su origen en el Jurásico ha sufrido intrusiones masivas a modo de *sills* y flujos basálticos que la han engrosado y modificado su composición (Pindell y Dewey, 1982). Tanto su origen como su posterior evolución la hacen sustancialmente diferente desde el punto de vista reológico de una corteza oceánica *sensu stricto*. Esta corteza está relativamente engrosada y muestra flotabilidad positiva (*bouyant oceanic crust*; Burke *et al.*, 1978). Los datos sísmicos indican que el Moho en la parte central de la Cuenca de Venezuela se encuentra a unos 13-15 km de profundidad media (Edgar *et al.*, 1971; Diebold *et al.*, 1981; Driscoll y Diebold, 1999). La cobertera sedimentaria (*Carib beds*; Edgar *et al.*, 1973) tiene un espesor medio bastante constante de ~1 segundo (*ttwt*), pero que puede alcanzar los ~2 segundos (*ttwt*) en la región del Surco de los Muertos por la presencia del prisma turbidítico (Apartado V.1).

La Cresta de Beata (12) muestra también fuertes gradientes alineados NE-SO imitando la macro-estructura identificada en la batimetría. Los valores de la Cresta de Beata son intermedios entre los valores propios del *plateau* oceánico y los del arco isla. Los datos sísmicos profundos indican que la cresta presenta una raíz que alcanza los 25 km, por lo que presenta un engrosamiento relativo de más de 10 km respecto a la corteza de la Cuenca de Venezuela. El origen más aceptado por la comunidad científica para la Cresta de Beata es que se trata del flanco oriental de un antiguo *rift* abortado, siendo el Escarpe de Hess el flanco occidental (ver Fig. II.2 en Capítulo II).

V.3.3 Elección del emplazamiento de los modelos

Como se ha explicado previamente el objetivo del presente apartado es evaluar un posible proceso de subducción/*underthrusting* en el Borde de los Muertos mediante la realización de modelos gravimétricos para estudiar la estructura profunda. El modelo principal se ha construido en el S de República Dominicana (Modelo RD), donde el *plateau* caribeño está debajo del arco isla y existe la posibilidad de una colisión con la litosfera norteamericana (Dillon *et al.*, 1996; Dolan *et al.*, 1998). En esta región, como hemos visto en el análisis de la sismicidad, la distribución de los hipocentros debajo del arco isla es muy difusa. Resulta difícil identificar algún patrón y asociarlo a las diferentes litosferas.

Como consecuencia de los resultados obtenidos en el modelo del S de República Dominicana y las variaciones en el desarrollo lateral del Borde de los Muertos se ha estimado conveniente la realización otro modelo gravimétrico al S de Puerto Rico (Modelo PR) para estudiar la variación de la estructura transversal a lo largo del dicho borde (Fig. V.45, 52). Además, la elección del



emplazamiento de los modelos gravimétricos ha estado condicionada por la disponibilidad de datos geofísicos de alta calidad y de perfiles de refracción en las inmediaciones (Fig. V.45). En las zonas donde no existe cobertura de datos de barco se han utilizado los datos derivados de altimetría satelital.

Los modelos están orientados N-S, son transversales al Borde de los Muertos y abarcan desde las áreas del *plateau* hasta las parte internas del arco isla (Fig. V.45, 54). El Modelo RD se localiza donde el cinturón deformado y la zona de alto gradiente de anomalía de Bouguer son más anchos, mientras que el Modelo PR se sitúa donde el cinturón deformado apenas alcanza los 25 km de ancho, y la zona gradiente de anomalía de Bouguer se estrecha significativamente.

En el Modelo DR tenemos un mayor conocimiento de la estructura y está mejor constreñido por los datos geofísicos (Fig. V.45). La localización de dicho modelo coincide con el perfil sísmico profundo L8 (Córdoba *et al.*, 2008), con lo cual se puede deducir y constreñir mejor la estructura profunda. El Modelo PR presenta un hueco en los datos entre los 52 y 77 km, debido a la mala calidad de los datos de satélite en el sector situado entre los datos de tierra y los de barco.

V.3.4 Datos utilizados para constreñir los modelos gravimétricos

Los modelos se han construido implementado los datos de gravimetría y batimetría multihaz de la campaña GEOPRICO. Los perfiles sísmicos multicanal migrados nos aportan información sobre la estructura superficial de la Cuenca de Venezuela, el Surco de los Muertos, y la geometría del prisma de acreción y el alcance del *detachment*. Además, los modelos se han alargado por los extremos integrando los datos de elevación y gravimetría derivados de satélite.

- **Región de la Cuenca de Venezuela**

La corteza de la región de la Cuenca de Venezuela se considera como un *plateau* oceánico (*bouyant ocean plateau*; Burke *et al.*, 1978). La estimación de la profundidad del Moho mediante estudios sísmicos de refracción y reflexión varía entre 13 y 15 km (Officer *et al.*, 1957, 1959; Ewing *et al.*, 1957; Saunders, 1973; Diebold *et al.*, 1981; Diebold y Driscoll, 1999). También hemos considerado e implementado la información de los sondeos profundos (DSDP *sites* 146/149; Edgar *et al.*, 1973) y la información general sobre la estructura cortical en la región de la Cuenca de Venezuela en Edgar *et al.* (1971), Diebold *et al.* (1981), Mauffret y Leroy (1999) y Diebold *et al.* (1999) (Fig. V. 45, 55, 56).

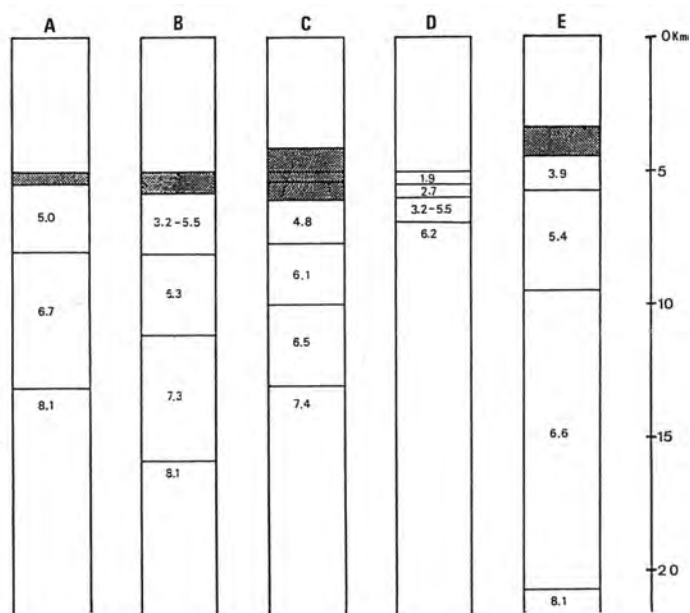


Figura V.55 Columnas “tipo” de velocidades sísmicas. **A)** Corteza oceánica (Saunders et al., 1973). **B) y C)** Cuenca de Venezuela (Officer et al., 1957, 1959). **D)** Cuenca de Venezuela (Edgar et al., 1971). **E)** Cresta de Beata (Edgar et al., 1971).

Para la modelación gravimétrica se ha considerado que el *plateau* oceánico, debido a su controvertido origen y posterior evolución, no muestra la clásica estructuración vertical y espesor de la corteza oceánica *sensu stricto*. Los modelos simplemente se han realizado suponiendo un incremento natural de la densidad con la profundidad y según la sección cortical promedia propuesta por Case et al. (1990) y Mauffret y Leroy, (1997) (ver Fig. II.6 en Capítulo II). De este modo, se han estimado dos unidades de corteza oceánica: el *plateau* oceánico superior (capa grabroica) y el *plateau* oceánico inferior (alcanza los 14-15 km de profundidad máxima y se corresponde con la capa picrítica y de cumulado máficos). En la tabla V.2 se resumen las principales unidades modeladas con sus estimaciones de velocidad y densidad.

UNIDADES MODELADAS	Velocidad sísmica (km/s)	Densidad (g/cm ³)
<i>Plateau</i> caribeño	6.5-7.9	2.8-2.9
Prisma turbidítico	1.8-1.9	2-2.1
Cinturón deformado	2.5-5	2.1-2.3
Arco isla	2.3-7	2.65-2.8
Cuenca de san Pedro	1.8	2
Manto litosférico	8.2-8.3	3.35
Cuerpo de alta densidad	7.5-7.9	3.1-3.2

Tabla V.2 Velocidades y densidades promedio estimadas a partir de los perfiles de reflexión del presente trabajo, del perfil sísmico profundo de Córdoba et al. (2008) y de los antecedentes.



La región de la Cuenca de Venezuela presenta una cobertera sedimentaria identificada clásicamente en la bibliografía como los *Carib beds* (*Deep Sea Drilling Project, sites 146/149*; Edgar et al., 1971; 1973). El espesor de los *Carib beds* en el área de investigación observado en los perfiles de sísmica de reflexión varía entre los 600 y 800 m (estimando una velocidad de propagación promedia de 2000 m/s), y muestra un ligero aumento hacia el surco (Apartado V.1).

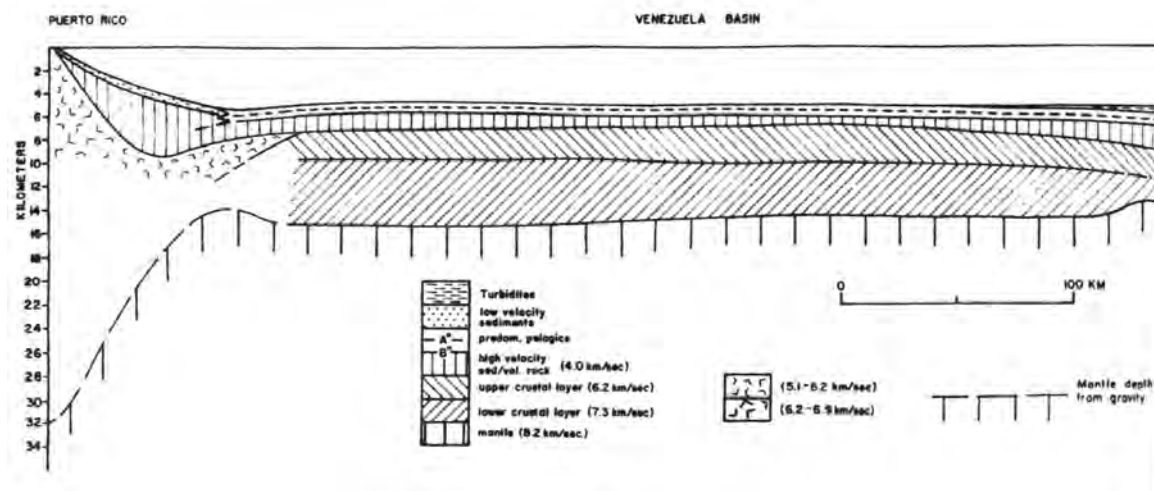


Figura V.56 Sección cortical esquemática transversal al Borde de los Muertos (tomado de Edgar et al., 1971)

El Surco de los Muertos presenta un prisma turbidítico depositado de forma discordante sobre los *Carib beds*. Este prisma turbidítico no siempre está presente a largo del surco y su volumen es muy variable lateralmente. El espesor de las turbiditas en la región de nuestro modelos observado en los perfiles de reflexión alcanza los 360 m en el Modelo RD y los 700 m en el Modelo PR (estimando una velocidad de propagación promedia de 1800 m/s; Yuan et al., 1994). De todas maneras el efecto de la unidad de prisma turbidítico es de poca importancia en el ajuste del modelo.

• Región de la pendiente Insular

La superficie de *detachment* observada en los perfiles de reflexión alcanza unos 27-28 km en el S de República Dominicana y menos de 25 al S de Puerto Rico, con una inclinación entre 8° y 10°.

El Modelo RD atraviesa la Cuenca de San Pedro, la cual presenta un basamento muy variable con profundidades que alcanzan los 2 300 m (Ladd et al., 1981). El Modelo PR atraviesa la zona de la plataforma carbonatada del S de Puerto Rico (Mann et al., 2005). La geometría y la posición del *backstop* se han estimado a partir de los perfiles de reflexión (Apartado V.1). Esta geometría está inclinada hacia el arco isla, en principio, es más favorable para el desarrollo de grandes cuencas de pendiente (e. g., San Pedro, Yuma). Sin embargo la geometría del *backstop* aparece como un tema controvertido en la bibliografía (Silver et al., 1985, 1986a; Brandon, 1986). En los modelos hemos incluido dos unidades de prisma deformado con densidad creciente en profundidad: prisma superior y prisma inferior.



Los perfiles sísmicos profundos indican que el Moho está entre los 33 y 35 km debajo de República Dominicana, y la parte S del arco isla está compuesta por una estructura en bloques corticales inclinados hacia el N (Córdoba *et al.*, 2008). Esta observación de bloques corticales inclinados está en relación con el origen propuesto para el arco isla del NE del Caribe. El arco isla actual consiste en un apilamiento horizontal de terrenos de arco isla e intra-oceánicos que se acumularon durante el régimen transcurrente y de acortamiento N-S (Mann *et al.*, 1991; Pérez-Estaún *et al.*, 2007). Por otro lado, Talwani *et al.* (1959a) también mediante una modelización gravimétrica estimaron una profundidad del Moho de 30 km debajo de la isla de Puerto Rico. La corteza del arco isla se ha modelado suponiendo un incremento natural de la densidad con la profundidad: corteza de arco isla superior, media e inferior.

V.3.5 Resultados y discusión de los modelos gravimétricos

- **Hipótesis de subducción/*underthrusting***

El Modelo RD de subducción se ha elaborado asumiendo la subducción del *plateau* caribeño por debajo del arco isla a lo largo del Surco de los Muertos (Fig. V.57). Este modelo muestra un buen ajuste en la región interna de la Cuenca de Venezuela con una corteza de ~10 km de espesor y el Moho localizado a ~15 km de profundidad, dentro del rango de los datos sísmicos (Diebold *et al.*, 1999). La profundidad del Moho debajo de La Española se ha situado entorno a 33 km contrastado con datos sísmicos profundos (Córdoba *et al.*, 2008).

Entre los 175 y 225 km existe un defecto de masa que genera un desajuste máximo de ~45 mGal. Este defecto de masa afecta al borde N de la Cuenca de Venezuela, al surco y a la parte frontal del cinturón deformado.

Entre los 0 y 175 km la tendencia del gradiente regional está ajustada, pero existe un exceso de masa generalizado que produce un desajuste máximo de ~50 mGal. Este exceso de masa se sitúa en la región media y alta de la pendiente insular. Hacia tierra se vuelve a recuperar el ajuste del modelo.

Tanto el defecto como el exceso de masa son de carácter regional (gran longitud de onda), y se deben al enorme gradiente de anomalía de Bouguer entre los valores correspondientes a la Cuenca de Venezuela y al arco isla. Los efectos acumulados del exceso y el defecto de masa generan un suavizado del gradiente gravimétrico regional de modo que no se puede ajustar ni la longitud de onda ni la amplitud del mismo. El exceso de masa en la región de la pendiente insular parece estar condicionado por la presencia del *plateau* caribeño debajo del arco isla. Este *plateau* presenta densidades entre 2.8 y 2.9 g/cm³ que contribuyen al exceso de masa debajo de la pendiente insular. Este hecho descartaría la existencia de los materiales constituyentes del *plateau* caribeño por debajo del arco isla.

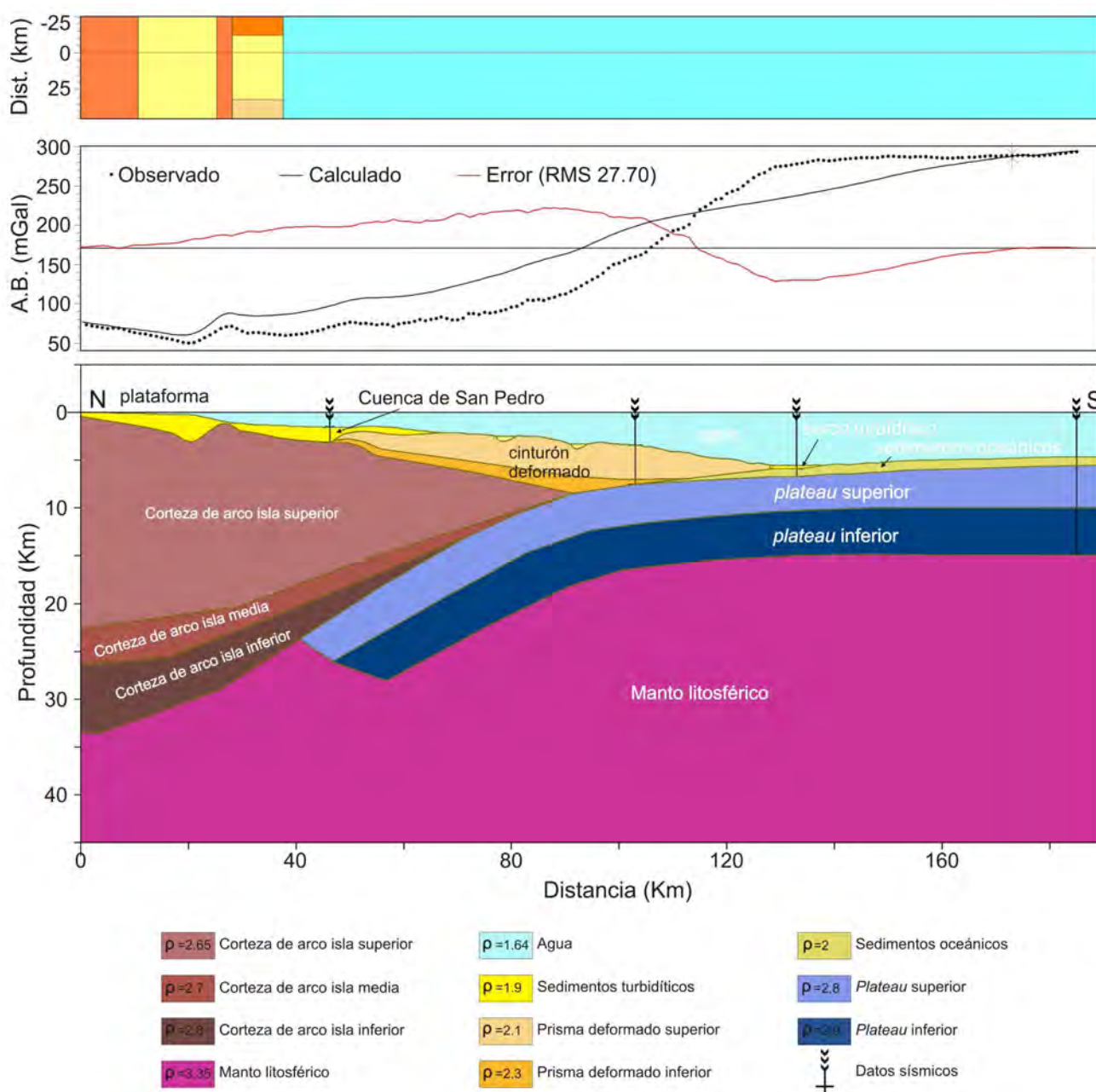


Figura V.57 Modelo gravimétrico para un proceso de subducción del plateau caribeño por debajo del arco isla. Ver la localización en la figura V.45.

El *plateau* caribeño se ha modelado hacia debajo del arco isla hasta los 30 km de profundidad para simular la subducción/*underthrusting*. Este hecho, como hemos citado previamente impide ajustar el modelo en la zona del gradiente fuerte, pues el efecto gravimétrico de la lámina de *plateau* genera un gradiente menor en la zona de transición entre la corteza de Venezuela y el arco isla. Sin embargo, si se consideraran algunas interpretaciones sismológicas (e. g., Dillon *et al.*, 1996; Dolan *et al.*, 1998) la el *plateau* caribeño debería superar los 100 km de profundidad por debajo del arco isla.

Se han llevado a cabo diferentes pruebas variando el ángulo de subducción, las cuales tampoco consiguen ajustar el exceso de masa debajo del arco isla. Un ángulo de subducción más suave implica que el *plateau* y el manto litosférico estén más arriba produciendo un mayor exceso de



masa. El incremento significativo del ángulo de subducción genera una ligera compensación del exceso de masa, pero implica doblar el *plateau* caribeño en exceso, lo que se opone a la reología y el espesor del *plateau* caribeño, que no son consecuentes con ángulos de subducción elevados. Los ángulos estimados para la subducción del *plateau* no superan los 15° (Dolan *et al.*, 1998). Por otro lado, un alcance mayor del *plateau* caribeño por debajo del arco isla implica también un mayor exceso de masa en la región del arco.

- **Hipótesis de transición de corteza**

El Modelo RD de transición ha sido construido a partir de los resultados obtenidos de la modelación análoga con arena. Los modelos análogos sugieren que la formación del Cinturón Deformado de los Muertos se deriva de la transferencia de la compresión desde el antearco a través de un arco rígido al retroarco. La acomodación de la compresión en la parte superficial sigue el modelo de piel fina. La construcción de este modelo requiere una zona de transición entre el *plateau* caribeño y la corteza del arco isla (Fig. V.58). A partir de la cartografía geológica sistemática en la República Dominicana se ha propuesto una transición gradual entre la corteza del *plateau* caribeño y basamento del arco isla en la región meridional de La Española, (Hernaiz, P. P., 2006) evidenciando, también en esta zona, la ausencia de subducción del *plateau* por debajo del arco isla.

El modelo muestra un buen ajuste del gradiente regional en la región interna de la Cuenca de Venezuela y en la parte alta-media de la pendiente insular. A diferencia del modelo de subducción, con el modelo de transición de corteza se ha conseguido un mejor ajuste en la mayor parte de la región del arco isla. Sin embargo, sigue existiendo un defecto de masa significativo en la región del Surco de los Muertos, entre 165 y 230 km, y genera un desajuste máximo de ~ 50 mGal, incluso más que en el modelo de subducción y/o *underthrusting*. Estos resultados sugieren que no existe un *plateau* caribeño debajo del arco isla, y sugieren la existencia de materiales de mayor densidad en la región del Surco de los Muertos.

Se han llevado a cabo diferentes pruebas variando la localización de zona de transición neta entre el *plateau* y el arco isla, siempre dentro del rango de error que proporcionan los datos sísmicos sobre el tamaño del cinturón deformado y el alcance del *detachment*. Una zona de transición neta más cerca del arco isla implica un exceso de masa equivalente al del modelo previo. Una zona de transición neta más alejada del arco isla y implica aumentar el defecto de masa localizado sobre el surco. Una zona de transición gradual entre ambas cortezas dificulta el ajuste del modelo en la zona de dicha transición debido a que suaviza aún más el gradiente regional.

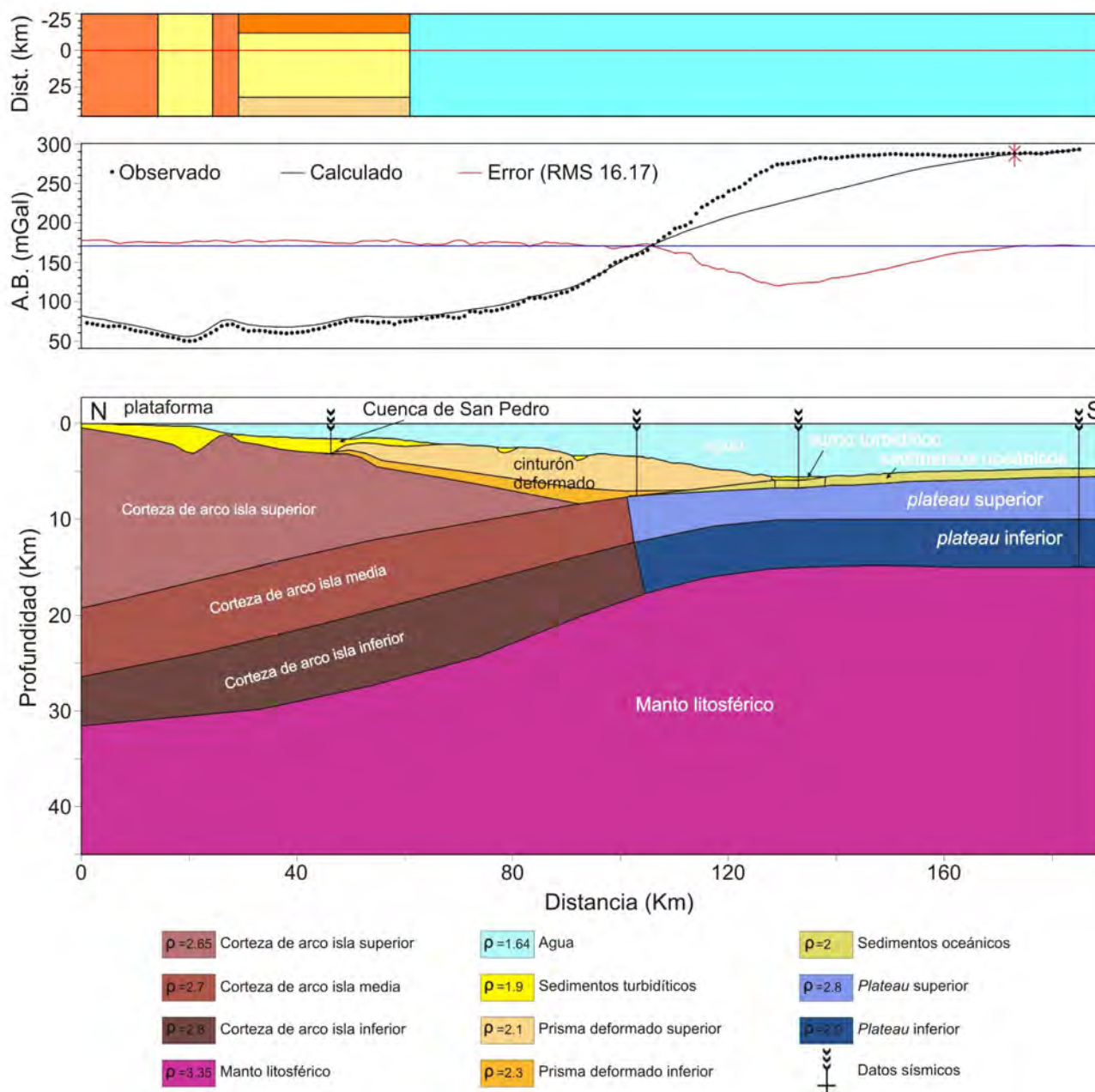


Figura V.58 Modelo gravimétrico para un proceso de compresión en el retroarco. Ver la localización en la figura V.45.

• Modelo ajustado

El Modelo RD ajustado (error promedio del 3.2%) requiere una de corteza de transición neta en el Borde de los Muertos equivalente al modelo previo, y además, la existencia de un cuerpo de alta densidad ($3.15 \pm 0.05 \text{ g/cm}^3$) en la región del Surco de los Muertos (Fig. V.59). Este cuerpo está enraizado en la base del *plateau*, presenta una forma superior convexa, con la parte apical muy cerca de la superficie justo debajo del surco. Este cuerpo abarca desde la base (*i. e.*, Moho) hasta cerca del techo del *plateau*. El efecto de este cuerpo de alta densidad consigue ajustar el fuerte cambio de gradiente gravimétrico entre la región del *plateau* y el arco isla, y con ello se compensa el defecto de masa observado en los modelos previos. En la zona donde se sitúa este cuerpo de alta



densidad, Córdoba *et al.* (2008) a partir de datos de sismica profunda, identificaron una zona anómala de alta velocidad ($V_p = 7.5\text{--}7.9\text{ km/s}$). Esta zona de velocidad anómala se extiende desde el Moho (8.3 km/s) hasta cerca de la superficie. Este hecho es coherente con el tamaño y la alta densidad del cuerpo modelado con datos gravimétricos.

El mapa de anomalías de Bouguer muestra que el gradiente asociado a la pendiente insular, así como el brusco cambio de gradiente entre la zona del *plateau* y la pendiente insular tiene mucha continuidad lateral (Fig. V.54). Este gradiente define una banda E-O por todo el borde S de las Antillas Mayores orientales que se estrecha progresivamente hacia el E. Esto implica que el cuerpo de alta densidad presenta una orientación E-O siguiendo el gradiente gravimétrico y probablemente disminuya de entidad hacia la región de Puerto Rico.

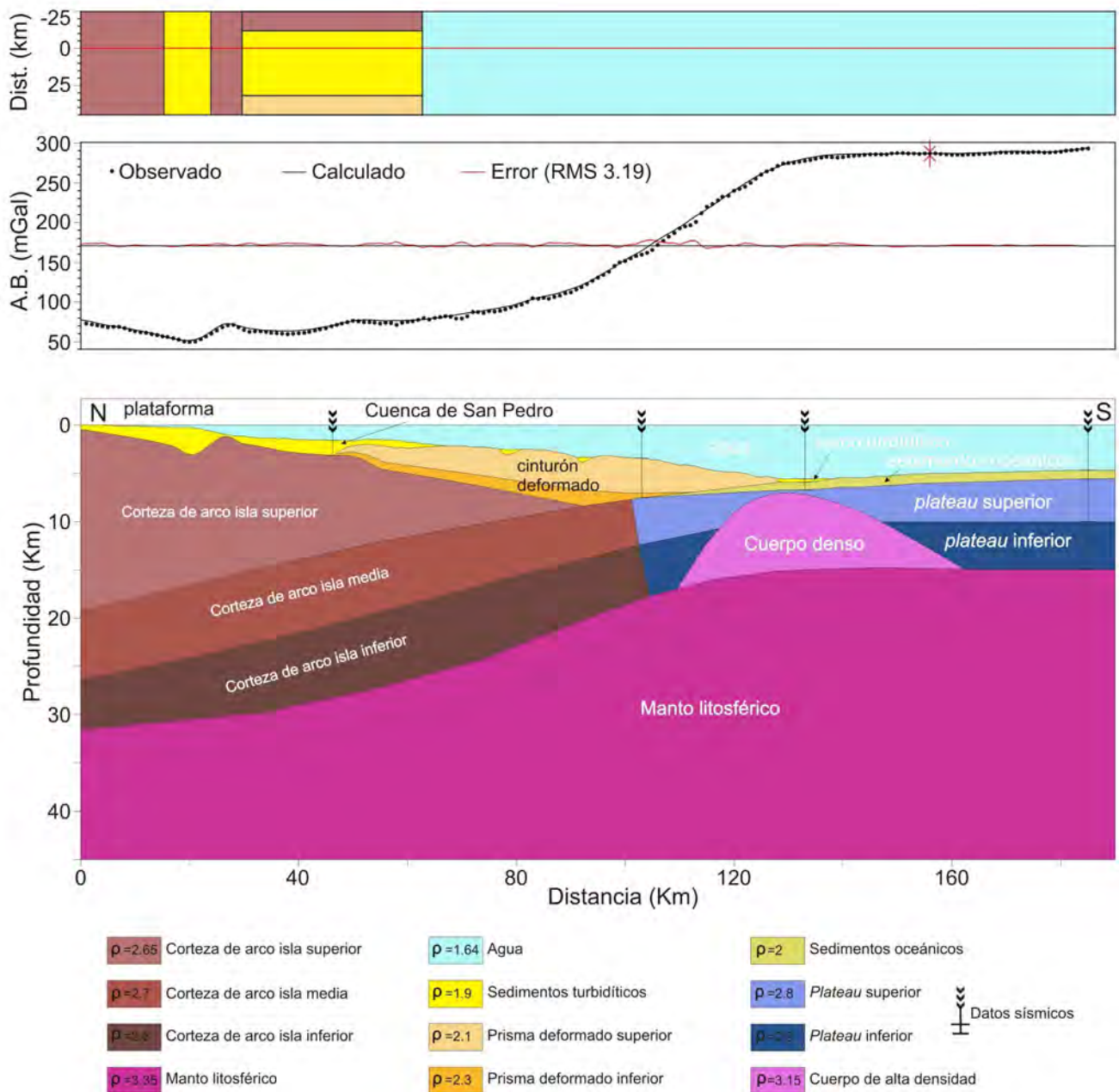


Figura V.59 Modelo gravimétrico RD ajustado para el Borde de los Muertos. Ver la localización en la figura V.45.



El Modelo PR confirma la continuidad lateral cuerpo de alta densidad a lo largo del Borde de los Muertos (Fig. V.58). Este modelo está peor constreñido por los datos sísmicos y se ha modelado suponiendo una estructura similar al Modelo RD. El Modelo PR presenta un hueco entre los 52 y 77 km debido a la mala calidad de los datos de satélite. El citado hueco influye sobre el ajuste del modelo e implica modelar un cuerpo de densidad 2.1 g/cm^3 hasta 7.5 km de profundidad, el cual es un artefacto. En efecto, el ajuste del modelo implica incluir un cuerpo de alta densidad en la región del Surco de los Muertos. El *plateau* caribeño presenta un espesor de $\sim 8.3 \text{ km}$ y el Moho está situado a unos 13 km. Esta observación está en relación con la disminución de espesor del *plateau* hacia el E observado con estudio sísmicos (Mauffret y Leroy, 1997). En el arco isla el Moho se sitúa entorno a los 27 km. El modelo ajusta con un cinturón deformado sustancialmente menor que en el Modelo RD.

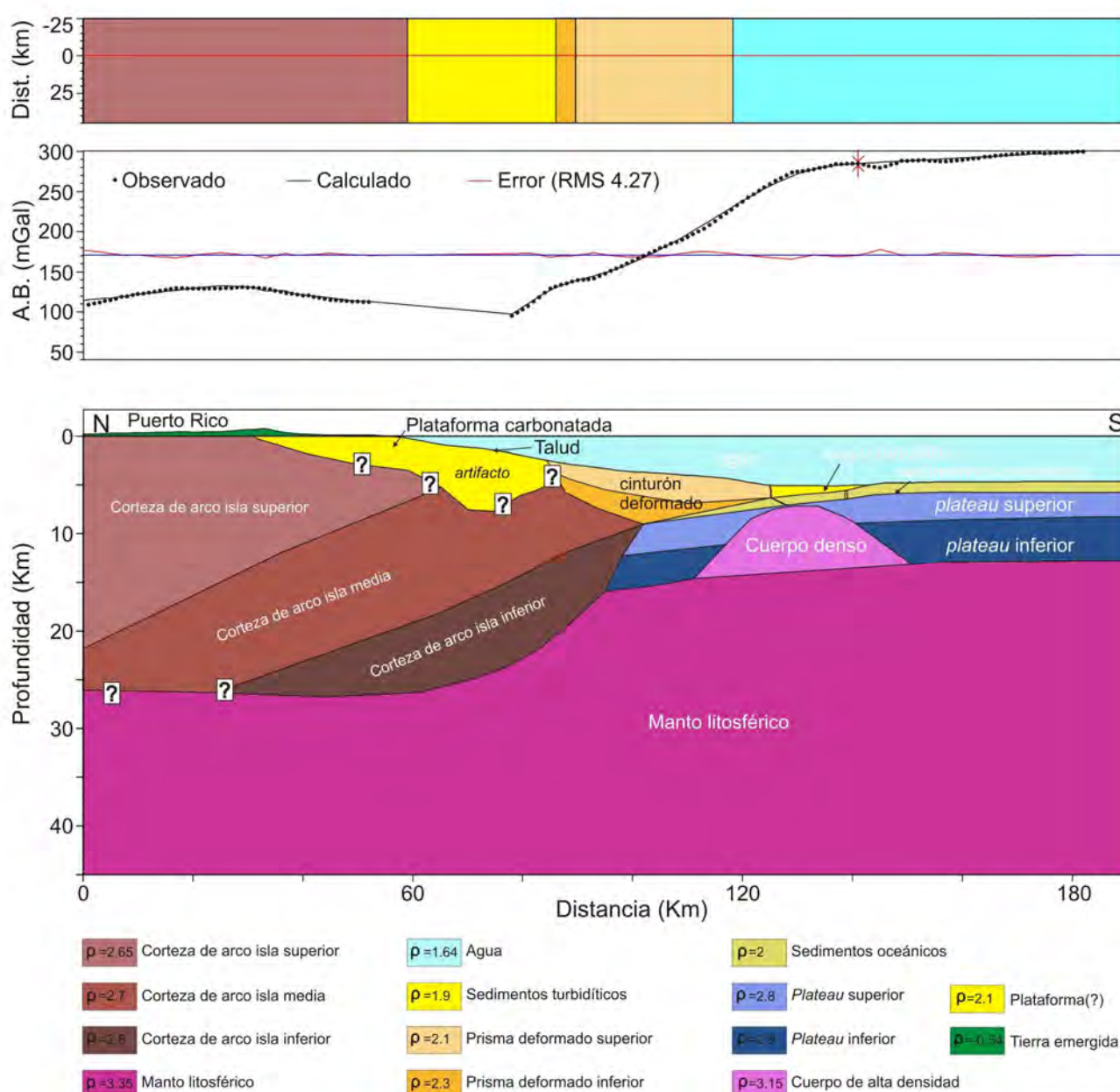


Figura V.60 Modelo gravimétrico PR ajustado para el Borde de los Muertos. Ver la localización en la figura V.45.



El perfil sísmico de reflexión sd-5b muestra una zona de basamento elevada de unos 15 km de ancho justo en la región del surco y debajo del cinturón deformado (ver Fig. V.8a en Apartado V.1). Esta zona de basamento elevado está muy cerca de la superficie e incluso produce elevación en el fondo marino evitando la formación del prisma turbidítico. La forma convexa de esta zona de basamento elevado refleja en cierta medida la forma del cuerpo de alta densidad de los modelos gravimétricos. Cabe la posibilidad de que esta zona de basamento elevado podría corresponder con la parte apical del cuerpo de alta densidad de los modelos gravimétricos, aunque se necesita más investigación para confirmar este hecho.

La geometría del cuerpo anómalo sugiere que se puede tratar de un cuerpo que ha intruido desde el manto (acreción desde abajo, *underplating*). La parte inferior del *plateau* se ha estimado que está constituida por cumulos máficos (Mauffret y Leroy, 1997), pero se desconoce su estructura. Debido al origen y evolución controvertidos del *plateau* caribeño resulta difícil proponer un contexto tectónico para situar dicho cuerpo. Sin embargo, su localización a lo largo del Borde de los Muertos podría tener alguna relación con los diferentes episodios de subducción propuestos para la placa del Caribe por debajo de la placa Norteamericana.

A partir del estudio de rocas ofiolíticas, volcánicas y metamórficas en las Antillas Mayores se han propuesto dos episodios de subducción antes de 127 Ma de la placa del Caribe debajo de la placa Norteamericana (Mattson y Pessagno, 1979). Pindell y Barret (1990) en su modelo evolutivo de la placa del Caribe infirieron que la inversión de la polaridad del arco tuvo lugar sobre el Cenomaniense (aprox. 95 Ma.). Los datos estratigráficos y geoquímicos de las rocas de arco isla del NE del Caribe apoyan el modelo de subducción del *plateau* caribeño por debajo del arco isla antes del Aptiense (119 Ma.).

Estas observaciones sugieren que la presencia de un cuerpo anómalo de alta densidad debajo del Surco de los Muertos podría estar relacionado con los cambios de polaridad de subducción que han tenido lugar durante la evolución geodinámica de la placa del Caribe durante el Cretácico, sin embargo no encaja con el contexto geodinámico actual.

V.3.6 Sumario de los resultados del estudio de la estructura profunda

Del análisis de la sismicidad se puede concluir que:

- Existe una gran variación lateral en la geometría del límite de placas que se puede inferir a partir de la distribución de hipocentros, lo cual está en relación con la interacción en la región de regímenes tectónicos de subducción, de transcurrancia y de colisión. Los cambios más importantes se observan en la parte oriental asociados con la



transición entre el régimen de subducción y de transurrencia, y en la parte E de La Española asociados con la transición entre el proceso de subducción y colisión.

- Se puede identificar en la mayor parte del borde de placas la litosfera Norteamericana buzando hacia el S y que subduce por debajo del arco isla (McCann y Sykes, 1984; Dillon *et al.*, 1996; Dolan *et al.*, 1998), aún asumiendo los errores en la localización epi- e hipocentrales.

- Resulta difícil identificar una litosfera caribeña que subduce por debajo del arco isla. Las poblaciones de sismicidad que se pueden asociar con fiabilidad al régimen tectónico del borde S, y de la parte interna del arco isla, no superan los 50 km de profundidad. En la parte oriental del borde de placas se relacionan con la zona trastensiva de Anegada, mientras que hacia el O lo hacen con el proceso de deformación interna del arco (que afecta a la corteza y al techo del manto), y a la compresión en el cinturón deformado de los Muertos y la Cresta de Beata.

Del análisis gravimétrico se puede concluir que:

- El Borde de los Muertos se caracteriza por presentar una banda E-O con un fuerte gradiente de anomalía de Bouguer (2.5 mGals/km), que indica de alguna manera la transición neta (*i. e.*, alto contraste de densidad) entre *plateau* oceánico caribeño y la corteza de arco isla.

- La realización de dos modelos gravimétricos, uno en la zona de República Dominicana y otro en Puerto Rico, ha permitido observar las variaciones de la estructura profunda del Borde de los Muertos. La profundidad del Moho debajo del arco isla varía desde los 33 km en R. Dominicana a los 26 km en Puerto Rico. El espesor del *plateau* en la región septentrional de la Cuenca de Venezuela disminuye hacia el E, desde los 10 km al S de República Dominicana a los 8 km al S de Puerto Rico. Existe por tanto un adelgazamiento del *plateau* y de la corteza del arco isla hacia el E.

- A partir de la modelización gravimétrica 2+3/4D hemos contrastado la hipótesis de subducción y la transición de corteza:

- a) El modelo de subducción del *plateau* genera un exceso de masa en la región del arco isla y un suavizado del gradiente regional. Los cambios en la geometría de la subducción no corrigen el desajuste. Este hecho descartaría la



existencia de los materiales constituyentes del *plateau* caribeño (*i. e.*, mayor densidad relativa) por debajo del arco isla.

b) El modelo de transición ajusta en la región del arco isla mediante un contacto neto entre el *plateau* y la corteza del arco isla. Este modelo también ajusta en la parte interna de la Cuenca de Venezuela, sin embargo existe un importante defecto de masa debajo del Surco de los Muertos.

c) El modelo ajustado requiere la existencia de un cuerpo de alta densidad ($3.15 \pm 0.05 \text{ g/cm}^3$), con forma de domo situado en la base del *plateau* caribeño en la región del Surco de los Muertos. La existencia de este cuerpo está condicionada por el fuerte gradiente E-O que tiene continuidad por todo el borde S. El modelo gravimétrico realizado en Puerto Rico también requiere la inclusión del citado cuerpo de alta densidad, si bien de menor tamaño. Esto implica que el cuerpo anómalo estaría orientado E-O siguiendo el gradiente, y hacia el E perdería cierta entidad. La geometría del cuerpo anómalo implica que se puede tratar de un cuerpo de origen mantélico generado a partir de las intrusiones que ha sufrido el *plateau* durante su evolución (*underplating*). Por otro lado, la localización y orientación del cuerpo pueden indicar una relación con los cambios en la polaridad de subducción entre las placas Norteamericana y del Caribe. La presencia de este cuerpo añade otro factor de complejidad a la estructura del límite entre el *plateau* y el arco isla.

A la vista de estos resultados, es evidente la necesidad de investigaciones de la estructura profunda en la región del Surco de los Muertos, principalmente mediante estudios sísmicos profundos. Los modelos gravimétricos descartan el proceso de subducción o *underthrusting* del *plateau* caribeño debajo del arco isla, y sugieren un transito neto entre la corteza del arco isla y el *plateau*.





VI. DISCUSIÓN CONJUNTA



VI. DISCUSIÓN CONJUNTA

En este Capítulo se desarrolla una discusión integradora sobre el conjunto de resultados obtenidos en el Capítulo V. Esta discusión está orientada hacia el principal objetivo de nuestra investigación, que como se ha referido con anterioridad, es conocer y entender la función desempeñada por el Borde de los Muertos, dentro del contexto tectónico del NE del Caribe. Además, los resultados de la discusión, son confrontados con las hipótesis de partida, enunciadas al principio del trabajo (Capítulo III) para poder establecer nuestras conclusiones finales sobre la geodinámica y el origen del Borde de los Muertos.

VI.1 PAPEL DEL BORDE DE LOS MUERTOS EN RELACIÓN CON LOS MODELOS TECTÓNICOS DEL NE DEL CARIBE

En el NE del Caribe se acepta que existe una doble subducción mediante la cual la placas Norteamericana y del Caribe se interaccionan por debajo del arco isla. En la zona del arco isla comprendida entre ambas zonas de subducción con vergencia opuesta (*opposing subducted slabs*) se han propuesto varios modelos tectónicos locales, en parte complementarios y no siempre excluyentes entre sí. A nuestro parecer y en relación con nuestra investigación, los más destacados son: deformación compartimentada, arqueamiento cortical y tectónica de microplacas.

- **Partición de la deformación (*strain partitioning*)**

El modelo de partición de la deformación para el NE del Caribe implica que, la convergencia oblicua entre las placas (el interior “rígido” de la placa del Caribe (*i. e.*, *plateau* caribeño) se mueve hacia 070° respecto a la placa Norteamericana; Mann *et al.*, 2002), se acomoda principalmente en la zona del arco isla mediante dos sistemas de fallas. La componente normal del vector de convergencia, la cual es significativamente menor, se acomoda mediante estructuras de acortamiento N-S, y la componente en dirección (E-O) se acomoda mediante fallas de desgarre lateral izquierdas sub-paralelas al borde de placas. Este modelo se basa en las observaciones estructurales en la isla de La Española y en las velocidades derivadas de GPS (Mann *et al.*, 1995; Calais *et al.*, 2002; Mann *et al.*, 2002; Hernaiz, P. P., 2006; Pérez-Estaún *et al.*, 2007).

Concretamente, en el segmento NE de La Española, la colisión de los Bancos de las Bahamas con la isla, ha resultado en la acomodación de la deformación compresiva mediante el Cinturón Deformado del NE de La Española (Dolan *et al.*, 1998) y la Zona de Falla Septentrional (desgarre lateral izquierdo; Mann *et al.*, 1995; Mann *et al.*, 2004) (Fig. II. 34 en el Capítulo II). En la parte interna de la isla la deformación también se acomoda mediante estructuras de acortamiento N-



S (e. g., Cinturón de Peralta) y sistemas en dirección (*i. e.*, Zona de Falla de Enriquillo) (Hernaiz, P. P., 2006; Pérez-Estaún *et al.*, 2007).

En la región de la Fosa de Puerto Rico se produce una subducción muy oblicua (en la mayor parte de la fosa el ángulo entre el vector perpendicular a la fosa y el vector de convergencia es $\sim 80^\circ$; ten Brink y Lin, 2004; ten Brink, 2005). Esta convergencia se resuelve mediante una componente de subducción muy pequeña y el desarrollo de extensos sistemas de desgarre lateral izquierdo (e. g., Falla de Bunce).

Las modelaciones elásticas de la corteza realizadas a partir de velocidades derivadas de GPS apoyan un modelo de deformación compartimentada aplicable toda la región NE del Caribe (Mann *et al.*, 2002). Según este modelo regional, de forma simplificada, la acomodación de la componente normal tiene lugar en los cinturones deformados del N y S del arco isla y de la componente lateral en sistemas de fallas de desgarre.

Los resultados del análisis morfotectónico y de la modelación análoga con arena sugieren que el modelo de deformación compartimentada no es aplicable al retroarco. En el Borde de los Muertos se produce una compresión N-S, que se resuelve mediante un cinturón de pliegues y cabalgamientos E-O que prograda hacia el S, sin fallas en dirección. Estas observaciones también descartan el modelo neotectónico propuesto por Jansma *et al.* (2000) a partir de datos de GPS, en el cual proponen una convergencia oblicua entre el plateau y el arco isla, y que genera una componente lateral izquierda a lo largo del Surco de los Muertos.

De todo esto se deduce que la acomodación de la convergencia oblicua mediante deformación compartimentada en el NE del Caribe está presente principalmente en toda la zona del antearco. Incluso se manifiesta en las partes internas del arco isla (e. g., La Española). Sin embargo, los resultados de nuestro trabajo indican que el modelo de deformación compartimentada no se puede generalizar a toda la región NE del arco isla. Este modelo no es aplicable a la zona del retroarco (Borde de los Muertos), y probablemente a las partes internas del arco isla desde el Paso de Mona hasta el Paso de Anegada, donde la deformación es muy difusa.

Por otro lado, las recientes modelaciones cinemáticas a partir de datos de GPS y vectores de deslizamiento obtenidos de mecanismos focales también sugieren que en Borde de los Muertos no se produce una partición de la deformación (Manaker *et al.*, en prensa), y lo hacen extensivo incluso a la Fosa de Puerto Rico. En esta fosa está bien documentada la coexistencia de fallas de desgarre y estructuras compresivas (Larue y Ryan, 1998; ten Brink, 2005; ver Fig. II.21 en Capítulo II) al contrario que en el Borde de los Muertos donde no se observan fallas de desgarre.

- **Arqueamiento cortical (*crustal arching*)**

Este modelo supone la existencia de un arqueamiento cortical a lo largo de un eje E-O en la región más oriental del NE del Caribe (van Gestel *et al.*, 1988; Mann *et al.*, 2005). El arqueamiento sería el resultado de la componente de convergencia N-S entre las palcas del Caribe y la



Norteamericana. Esta componente se resuelve mediante la doble subducción y el choque de placas en profundidad con el consiguiente acortamiento cortical N-S y elevación de los terrenos del arco isla (Dillon *et al.*, 1996).

El modelo de arqueamiento cortical se basa en las evidencias de deformación observadas en ambos lados del arco isla: en el N el Cinturón Deformado de La Española-Prisma de Acreción de Puerto Rico y en el S el Cinturón Deformado de los Muertos. Además, este modelo ha sido reafirmado a partir del estudio de la plataforma carbonatada depositada sobre el arco isla en la región de Puerto Rico e Islas Vírgenes (van Gestel *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 2005). Según los citados autores, la plataforma presenta un arqueamiento muy asimétrico; el flanco N con un buzamiento muy suave y el flanco S muy escalonado. La acomodación del arqueamiento se produce principalmente mediante fallas normales con tendencia E-O (Fig. II. 33 y II.35 en el Capítulo II).

La modelación con caja de arena simula los dos prismas de deformación compresivos en ambos lados del arco isla y también la elevación de la parte central del arco. Por tanto, a partir de los resultados de la modelación análoga el arqueamiento cortical a lo largo de un eje E-O es factible para la región NE del Caribe.

Por otro lado, el estudio morfotectónico pone de manifiesto la existencia de un régimen extensional en la parte alta de la pendiente insular, en relación con los materiales de la plataforma carbonatada (*i. e.*, talud). En el modelo de arqueamiento, esta zona estudiada corresponde con el flanco S. La orientación de las fallas normales observadas, es E-O en la pendiente S de Puerto Rico (*e. g.*, Zona de Falla del Investigador), pero es muy variable en la región del Paso de Mona y de R. Dominicana. De este hecho se deduce que de existir un arqueamiento, éste presenta mucha variabilidad lateral. El modelo arqueamiento cortical con un eje E-O tal y como está propuesto, es posible en la región de Puerto Rico, pero poco probable hacia el Paso de Mona y La Española. Los cinturones de deformación compresivos en ambos lados del arco tienen mucha continuidad lateral, pero el arqueamiento parece estar restringido a la zona de Puerto Rico-Islas Vírgenes. Recientes trabajos con sísmica de reflexión y batimetría multihaz cuestionan la existencia de tal arqueamiento en la plataforma carbonatada en la región del Paso de Mona (Chaytor y ten Brink, comunicación personal).

- **Tectónica de microplacas**

- Límite entre el bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes y la microplaca de La Española en el área de los Muertos**

Dentro del límite ancho y difuso entre las placas del Caribe y Norteamericana, se ha propuesto un modelo de neotectónico de microplacas y bloques corticales. Desde el Surco de las Caimán hacia el O se han descrito: la microplaca de Gonave (Mann *et al.*, 1995), la microplaca de La Española (Byrne *et al.*, 1985; Mann *et al.*, 1995) y el bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes (Jansma



et al., 2000). Algunos autores también hablan de la microplaca del Seibo que comprende desde la región más oriental de La Española hasta el Paso de Mona (McCann *et al.*, 2007). Teóricamente cada microplaca o bloque cortical presentaría unos límites activos y movimiento diferencial dentro del borde entre las placas. El Surco de los Muertos constituye un límite común, en la parte meridional del arco isla, para la microplaca de La Española y del bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes (Byrne *et al.*, 1985; Mann *et al.*, 1995; Jansma *et al.*, 2000).

El borde entre la microplaca de La Española y el bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes se ha propuesto (sin investigaciones directas) que estaría situado en un límite cortical N-S en la región del Paso de Mona (Byrne *et al.*, 1985; Jansma *et al.*, 2000). En este límite se produce la acomodación del movimiento diferencial entre la microplaca de La Española (relativamente más lenta) y el bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes, que se mueve más rápido conjuntamente con *plateau* caribeño (movimientos respecto a la placa Norteamericana). En el Paso de Mona, más concretamente en el Sistema de *Rift* de Mona en la vertiente N del arco isla, se produce desde el Neógeno tardío una extensión E-O de 5 mm/año (Jansma *et al.*, 2000). Este sistema de *rift* no tiene continuidad hacia la parte alta el arco isla (ten Brink *et al.*, 2004).

La batimetría multihaz no muestra ninguna estructura en el Borde de los Muertos de entidad similar o equivalente al Sistema de *Rift* de Mona. En la parte alta del arco isla, concretamente en el área del Paso de Mona, Case y Holcombe (1980) documentaron a partir la batimetría el *Rift* de Yuma y el *Rift* de Cabo Rojo (ver Fig. II.19 en Capítulo II). Los mapas batimétricos de satélite muestran que estas estructuras extensionales se caracterizan por dos escarpes principales orientados ~N-S truncando la plataforma carbonatada. En la batimetría multihaz no se observan grandes estructuras orientadas N-S que puedan tener relación de continuidad con la prolongación de estos *rifts* hacia el Cinturón de Deformación de los Muertos. Estas estructuras parecen estar localizadas solamente en la parte alta del arco isla. En el fondo del *Rift* de Yuma se ha desarrollado una cuenca con un potente depósito sedimentario (Cuenca de Yuma), pero como se puede observar en los datos sísmicos, los horizontes sedimentarios no muestran ninguna evidencia de deformación reciente (Grindlay *et al.*, 1997; Presente trabajo Fig. V.8g). Por otro lado la existencia del *Rift* de Cabo Rojo está siendo cuestionada a partir de nuevos datos sísmicos y multihaz (Chaytor y ten Brink, comunicación personal). Por lo tanto, estas estructuras parecen ser antiguas y actualmente no deben jugar ningún papel en la acomodación del movimiento diferencial entre los distintos bloques.

En la batimetría multihaz se observa que el Borde de los Muertos muestra una gran continuidad E-O. Localmente se observan pequeños recesos asociados a zonas transfer en la parte baja de la pendiente que provocan truncaciones locales de la estructura imbricada. Por lo tanto, se puede descartar la propuesta de la ruptura del Borde de los Muertos mediante un límite extensional N-S con continuidad desde el Sistema de *Rift* de Mona.

La acomodación del movimiento diferencial E-O entre la microplaca de de La Española y el bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes no parece dejar evidencias en el área del Cinturón Deformado de los Muertos. La componente extensional E-O que se observa al N del arco isla no alcanza el



Cinturón Deformado de los Muertos. Al S del arco isla, sólo se observan estructuras extensionales en la parte alta de la pendiente insular. Por lo tanto la acomodación del régimen extensional E-O se debe producir de forma muy distribuida entre estas estructuras extensionales de mucha menor entidad que el *Rift* de Mona.

El modelo de escape tectónico en el NE del Caribe, que estaría incluido dentro del modelo de microplacas, fue propuesto por Vogt *et al.* (1976) (ver Fig. II.26 en Capítulo II) y posteriormente revisado y modificado por Jany *et al.* (1990). Este modelo implica que la colisión oblicua de los Bancos de las Bahamas con las Antillas Mayores impide el movimiento hacia el E de La Española respecto a la placa del Caribe. De este modo, la parte del arco isla que no colisiona con los Bancos de las Bahamas, el bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes, se desplaza “libremente” hacia el E respecto a La Española. La acomodación del movimiento diferencial se produce mediante una divergencia en región del Paso de Mona, tanto al N como al S de arco isla (Vogt *et al.*, 1976). La divergencia se produce en las estructuras del *Rift* de Mona, el *Rift* de Cabo Rojo y el *Rift* de Yuma. Jany *et al.* (1990) proponen que la divergencia se acomoda además mediante desgarres lateral derechos en el *Rift* de Mona y lateral izquierdos en la isla de Puerto Rico, sin alcanzar el Cinturón Deformado de los Muertos.

Los resultados de este trabajo descartan la versión de Vogt *et al.*, (1976), la cual implicaría una actividad reciente del *Rift* de Yuma y la presencia de grandes estructuras de desgarre lateral izquierdo en la región del Borde de los Muertos. La acomodación de la divergencia causada por un modelo de escape tectónico debe producirse en las más partes internas del arco isla (Jany *et al.*, 1990), sin afectar al Borde de los Muertos. Por otro lado, los datos de velocidades derivadas de GPS sugieren que el bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes debe moverse conjuntamente con el *plateau* caribeño (Jansma *et al.*, 2000), cuestionando por tanto el posible escape tectónico.

-Rotación de bloques corticales

A partir de un estudio paleomagnético realizado en la plataforma carbonatada en la costa N de Puerto Rico se estableció una rotación antihoraria de 25° para la región NE del Caribe que tuvo lugar entre los 11 y los 4 Ma. (Reid *et al.*, 1991). Los desplazamientos relativos obtenidos de medidas de GPS confirman que actualmente no se está produciendo rotación en la región de Puerto Rico (Jansma *et al.*, 2000).

Diversos autores han utilizado la rotación para intentar explicar la configuración actual de límite de placas. Masson y Scanlon (1991) plantean un modelo de rotación del límite de placas desde La Española hasta las Islas Vírgenes (ver Fig. II.29 en el Capítulo II). Posteriormente, Larue y Ryan (1998) restringen la rotación solamente a la región de Puerto Rico e Islas Vírgenes (ver Fig. II.32 en el Capítulo II). ten Brink (2005) propone que la rotación antihoraria del bloque de Puerto Rico- Islas



Vírgenes fue de sólo $\sim 14^\circ$, lo que implica un mucha menor extensión y acortamiento en los límites de los bloques corticales.

El modelo de rotación el bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes implicaría una extensión en la zona de las Islas Vírgenes (Paso de Anegada) y en el NO de Puerto Rico (Paso de Mona) y a su vez compresión al NE (Fosa de Puerto Rico) y al SO de Puerto Rico (Surco de los Muertos).

Los resultados de nuestra investigación sugieren que el Borde de los Muertos, en toda su extensión, es el resultado de una componente de compresión preferentemente N-S. Un proceso de rotación de bloques quedaría reflejado en una rotación en las estructuras compresivas en el Cinturón Deformado de los Muertos. Además, debería existir una variación neta en la anchura del cinturón deformado entre la parte que rotó (al S de Puerto Rico) y la que no (al S de R. Dominicana). La variación en la anchura del cinturón de pliegues y cabalgamientos es progresiva desde el S de R. Dominicana hasta el S de Puerto Rico, y los modelos análogos sugieren que esta variación se podría explicar por la colisión de los Bancos de las Bahamas con La Española, sin necesidad de rotación del *backstop*.

El estudio morfotectónico pone de manifiesto la existencia de pequeñas variaciones en la orientación de las láminas imbricadas localizadas entorno a los 67.5°O y los 68°O , en partes medias de la pendiente insular (ver Apartado V.1). Estas estructuras fueron activas en etapas tempranas del proceso de acreción y actualmente están parcialmente enterradas por los sedimentos de pendiente. El frente deformación y la provincia inferior muestran las estructuras imbricadas orientadas preferentemente 090° , y las citadas estructuras están orientadas unos 110° - 130° . Este hecho supone una diferencia de orientación entre 20° y 40° , lo cual podría ser el reflejo de la rotación antihoraria propuesta para el bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes a partir de los datos paleomagnéticos. Estas estructuras con diferente orientación serían vestigios de esta rotación, y la posterior evolución y progradación del Borde de los Muertos habría sobre-impuesto la fábrica E-O que actualmente se observa.

VI.2 ORIGEN DEL SURCO Y DEL CINTURÓN DEFORMADO DE LOS MUERTOS

El Borde de los Muertos no se ha considerado como una estructura determinante en la evolución de la placa del Caribe y no se ha tenido en consideración a la hora de construir los modelos evolutivos (Pindell y Barret, 1990; Pindell *et al.*, 2006). Este hecho está condicionado posiblemente por la falta de estudios en la zona durante los últimos 30 años y porque es una estructura de menor entidad en comparación con los bordes principales de la placa del Caribe.

El desarrollo de zonas compresivas en las regiones traseras de arco en relación con zonas de subducción ha sido principalmente estudiado en ambientes continentales. Dos buenos ejemplos son Las Rocosas y Los Andes, en los cuales se ha desarrollado una zona de cabalgamientos en el antepaís con una vergencia opuesta a la zona de subducción (retro-vergentes) a lo largo de toda la



cordillera. Estos cinturones se han denominado como *retroarc thrust belts* y la cuenca asociada como *retroarc foreland basin*.

En la bibliografía también hay descritas algunas zonas compresivas en la región trasera de los arco isla (e. g., Vanuatu, Banda). En estos casos, al prisma de deformación generado en la región del retroarco se lo ha denominado de formas variadas, y sigue sin haber un consenso: cinturones de cabalgamientos de retroarco (Silver *et al.*, 1986b), prismas de acreción de retroarco (Silver y Reed, 1988) o zona de retro-cabalgamientos en el retroarco, entre otros. Si aplicamos la nomenclatura de los ambientes continentales al Surco de los Muertos se le podría utilizar la expresión *retroarc foreland basin* (Underwood y Moore, 1995). Los cinturones de deformación compresiva en ambientes de arco isla presentan menos continuidad lateral a diferencia de los desarrollados en ambientes continentales. Este hecho, como hemos visto en nuestra modelación análoga, puede estar condicionado por la tectónica de bloques que se desarrolla en la parte interna del arco isla (Holbrook *et al.*, 1999).

En la bibliografía se han barajado diferentes causas para la generación de un régimen compresivo en las zonas traseras de los arcos isla, ya que los cinturones de pliegues y cabalgamientos antitéticos a la zona de subducción no siempre están presentes (e. g., cuenca trasarco de Japón, Estrecho de *Bransfield*). Este tema continúa siendo controvertido, pero las principales causas del régimen compresivo en el retroarco se han asociado con particularidades de la placa que subduce (Moore y Twiss, 1995) o con tracciones de cizalla en la base de las placas que interaccionan (Conrad *et al.*, 2004).

Además de todas estas posibles causas, a partir de los modelos análogos también se hemos conseguido generar un régimen compresivo en el retroarco. La modelación análoga indica que los dos sistemas de cabalgamientos retro-vergentes forman parte de un prisma de doble vergencia, generado exclusivamente por los esfuerzos generados en la zona de subducción (Willet *et al.*, 1993). Sin embargo, hay que señalar que independientemente del vector de convergencia, la formación de un sistema de cabalgamientos imbricado en el retroarco requiere de la existencia de un arco isla con comportamiento “rígido”. Además, la colisión de bloques rígidos (e. g., colisión de los Bancos de las Bahamas con el arco isla) magnifican el régimen de compresión en el retroarco y se desarrollaba más fácilmente el cinturón deformado.

Dentro de nuestro ámbito de estudio de la corteza, para que se genere un régimen compresivo en el retroarco (Moore y Twiss, 1995) es necesario que la placa que subduce (*i. e.*, placa inferior) presente alguna de las siguientes características: una placa relativamente más caliente y con mayor flotabilidad (*hot bouyant crust*), bajo buzamiento y presencia de crestas asísmicas o asperezas. Todas estas peculiaridades dan lugar a un incremento de los esfuerzos compresivos en la interfase de placas y la transferencia de dichos esfuerzos a la región del retroarco.

En nuestra región de estudio la litosfera Atlántica (placa inferior) es mucho más delgada y fría que la que constituye el *plateau* caribeño (*i. e.*, *ocean bouyant crust*, placa superior). Además, el ángulo de buzamiento de la placa Norteamericana en la Fosa de Puerto Rico es muy inclinado



(McCann y Sykes, 1984), de ahí la extrema subsidencia que presenta la región del antearco y la fosa; (ten Brink, 2005). Por lo tanto estas dos hipótesis se podrían descartar en relación con la generación de un régimen compresivo en el retroarco del NE del Caribe. Sin embargo, la presencia de crestas asísmicas o asperezas en la placa que subduce es aplicable a nuestra zona de estudio. Todos los resultados de nuestro trabajo indican que la colisión de los Bancos de las Bahamas con el arco isla ha sido probablemente la principal causa de la formación del Borde de los Muertos.

Para tratar el tema del origen del Borde de los Muertos es necesario recurrir a los modelos evolutivos propuestos para la placa del Caribe (Pindell y Barret, 1990), para la evolución del borde N (Mann *et al.*, 1998), e intentar ubicar espacial y temporalmente el borde NE del Caribe. Concretamente, entre el Eoceno Medio y el Oligoceno la placa del Caribe avanza hacia el E respecto a la Norteamericana y se produce la colisión de La Española con los Bancos de las Bahamas (colisión diacrónica que comienza por el O y termina por el E). El Borde de los Muertos se pudo originar a partir del momento que los Bancos de las Bahamas colisionaron con la zona de subducción en el segmento de Puerto Rico y La Española.

- **Constricciones sobre la edad del Surco de los Muertos**

Todos los autores coinciden en que el origen del Surco de los Muertos es el resultado de la convergencia entre las placas Norteamericana y del Caribe. Aunque dicha convergencia se ha desarrollado desde el Jurásico (Mann, 1999), la edad concreta en la que se originó el Surco de los Muertos es incierta.

- Constricciones observadas en la estratigrafía de la Cuenca de San Pedro

La Cuenca de San Pedro es una cuenca de pendiente equivalente a las descritas en la parte central del Borde de los Muertos (Cuenca de Yuma). Dichas cuencas se forman durante el proceso de acreción, y van levantándose y cobrando mayor entidad a medida que el prisma crece. Alcanzan su mayor desarrollo en las partes más altas del prisma deformado. Por lo tanto, si se conoce la edad de los estratos más antiguos que presentan, se puede obtener una referencia del comienzo del proceso de formación del Borde de los Muertos. Las secuencias sedimentarias basales que presentan estas cuencas serían inmediatamente posteriores al comienzo de la compresión y formación del Borde de los Muertos.

Varios autores han correlacionado diferentes unidades geológicas de la de República Dominicana con los estratos sumergidos observados en los perfiles sísmicos de reflexión en la Cuenca de San Pedro. En esta cuenca no se han realizado perforaciones, y por lo tanto no están constreñidas las edades de las unidades sísmicas, de ahí la falta de consenso en cuanto a las edades. Dicha cuenca comprende ~3 km de sedimentos no deformados o ligeramente deformados en el borde S en relación con la compresión del Borde de los Muertos, que están depositados sobre



un basamento acústico. En base las correlaciones *onshore-offshore*, Ladd *et al.* (1981) estimaron una edad eocena para las secuencias sedimentarias más antiguas de la Cuenca de San Pedro. Estos autores correlacionaron la unidad del basamento acústico observada en los perfiles sísmicos con la inconformidad de las rocas sedimentarias terciarias depositadas sobre el basamento metamórfico de la Cordillera Central. Biju-Duval *et al.* (1983) correlacionaron las unidades sedimentarias de la Cuenca de San Pedro con la vecina Cuenca de San Cristóbal (emergida) y propusieron una edad Eoceno Superior-Oligoceno (Fig. VI.1). Heubeck *et al.* (1991) correlacionaron las unidades del Grupo Ingenio Caei (Cuenca de San Cristóbal) que aflora en la parte meridional de R. Dominicana con los estratos más antiguos de la Cuenca de San Pedro. Estos últimos autores propusieron que los sedimentos de la Cuenca de San Pedro abarcan desde el Mioceno Medio hasta la actualidad.

A falta de más información, nosotros proponemos tomar como la correlación más fiable, la más moderna (Heubeck *et al.*, 1991). Estos autores revisan las correlaciones de los trabajos previos y realizan un completo estudio sedimentológico de las unidades geológicas en las inmediaciones de la Cuenca de San Pedro. De este modo la Cuenca de San Pedro data del Mioceno Medio y por lo tanto el Borde de los Muertos ha sido activo al menos desde esa edad.

-Correlación con la geología de superficie

En la parte meridional de La Española se encuentra el Cinturón de Peralta (Fig. VI.1) el presenta una estructura imbricada de cabalgamientos y pliegues de propagación de falla (Hernaiz y Pérez-Estaún, 2002).

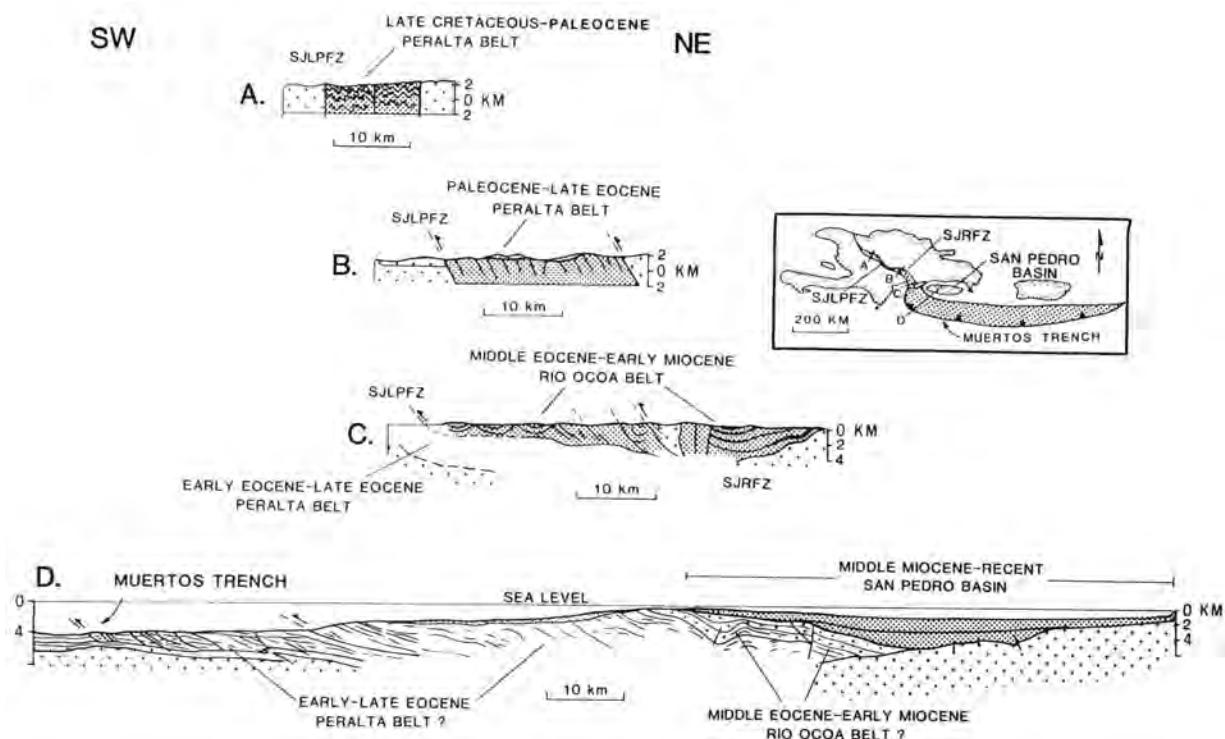


Figura VI.1 Correlación del Cinturón Deformado de Peralta con el Cinturón Deformado de los Muertos (tomado de Heubeck *et al.*, 1991).



Varios autores han intentado correlacionar dicho cinturón con el Cinturón Deformado de los Muertos. Ambas estructuras constituirías parte del complejo de acreción resultante de la subducción del *plateau* caribeño debajo del arco isla a partir del Eoceno (Bijú-Duval *et al.*, 1983; Heubeck *et al.*, 1991). Otros autores partiendo de una cartografía sistemática del Cinturón de Peralta discrepan de tal correlación (Pubellier *et al.*, 2000; Hernaiz, P. P, 2006). Actualmente existe un enorme desplazamiento tanto lateral como vertical en la continuidad de las dos estructuras, así como una diferencia significativa de anchura. Dichas diferencias pueden ser consecuencia de la presencia de la Cresta de Beata que actúa como un obstáculo e impide la propagación de la deformación compresiva hacia el antepaís (*i. e.*, del Cinturón de Peralta hacia el S).

Nuestro objetivo no es discutir la posible correlación entre las citadas estructuras. Sin embargo, en el caso de que entre ambas estructuras existiera correlación, como se conoce la edad de la deformación del Cinturón de Peralta (datación de los sedimentos sin-tectónicos) se puede estimar la formación del Borde de los Muertos. El Cinturón de Peralta se desarrolla en materiales del Eoceno Medio y Oligoceno (Hernaiz *et al.*, 2007). Este hecho implicaría una edad para comienzo de la deformación compresiva en el Borde de los Muertos al menos eocena media-tardía.

A partir de nuestro trabajo no puede determinarse el origen del Borde de los Muertos. Sin embargo, proporciona acotaciones de edad relativas, que integradas con la información de la Cuenca de San Pedro y del Cinturón de Peralta contribuyen a constreñir su formación.

-Modelación con caja de arena

La modelación con caja de arena deja abierto un amplio rango de edades. En principio el simple proceso de subducción, independientemente del ángulo de convergencia, podría originar el Cinturón Deformado de los Muertos. Bastaría con un comportamiento rígido del arco isla para transferir la compresión asociada al proceso de subducción a la región del retroarco. Este hecho supondría que el origen del Borde de los Muertos tiene lugar a partir del comienzo de la subducción de la placa Norteamericana debajo de la placa del Caribe en el Cretácico Superior. Sin embargo, la ausencia de un cinturón compresivo en la parte trasera del arco de las Antillas Menores indica que la compresión en el retroarco no es generalizada a toda la zona de subducción activa. Por lo tanto, el Borde de los Muertos está condicionado por el proceso de subducción y además por el comienzo de la colisión de Bancos de las Bahamas con el NE de La Española. La colisión ha sido diacrónica a lo largo del borde NE de las placas desde el O hacia el E, pero concretamente en zona de La Española tuvo lugar a partir del Eoceno Medio (Mann *et al.*, 1998; Pérez-Estaún *et al.*, 2007). Por lo tanto, partiendo de los resultados de la modelación con cajas de arena la formación del Borde de los Muertos se produce a partir del Eoceno Medio (Fig. VI.2).



-Constricciones observadas en la estratigrafía de la Cuenca de Venezuela

Los perfiles de sísmica de reflexión y su correlación con los sondeos profundos (DSDP 149/149) nos dan una información muy valiosa sobre la edad de los reflectores en la región de la Cuenca de Venezuela y en el Surco de los Muertos.

De los *Carib beds*, el reflector α es el horizonte más moderno y está datado en el Mioceno Inferior. Este reflector nos puede constreñir la edad del prisma turbidítico y por tanto la existencia de un surco morfológico. Encima del reflector α se observa una facies sísmica relativamente mas transparente (VB1), que se observa en continuidad desde la Cuenca de Venezuela hacia debajo del relleno turbidítico del surco y debajo del cinturón deformado. Por lo tanto, el prisma turbidítico formado en el Surco de los Muertos es posterior al Mioceno Inferior. La facies pelágica VB1 debajo del prisma turbidítico tiene un espesor promedio de $\sim 0.2-0.3$ segundos (*twtt*). Las tasas de sedimentación pelágica están influenciadas por fluctuaciones climáticas, nivel del mar y tectónica, las cuales alteran la temperatura del agua y la circulación de corrientes, se puede obtener una estimación para la zona de estudio. El espesor promedio de las unidades supra- α en las partes más internas de la Cuenca de Venezuela varía entre 0.3 y 0.4 s (*twtt*). Aplicando la una V_p de 1.8 Km/s obtenemos unos espesores entre 270 y 360 m. Dichos espesores se han generado durante 20 Ma (Mioceno Inferior) con lo que nos sale una tasa de sedimentación (pelágica) entre 0.014-0.018 mm/año. Por lo tanto, el rango de edad para obtener el espesor de la unidad de facies transparente (VB1) debajo del prisma turbidítico está entre 12 y 19 Ma. Eso implica que los niveles turbidíticos más profundos que se observan en los perfiles sísmicos se formaron al menos desde el Mioceno Inferior-Medio (Fig. VI.2). Por lo tanto el proceso de deformación en el Borde de los Muertos debe ser significativamente anterior, para que se pueda formar un surco morfológico donde se deposite el prisma turbidítico.

A partir de la integración de las constricciones relativas de edad, tanto de los antecedentes como del presente trabajo, se puede concluir que la formación del Borde de los Muertos probablemente esté asociada a la colisión de los Bancos de las Bahamas con el arco isla en el Eoceno Medio (Fig. VI.2).

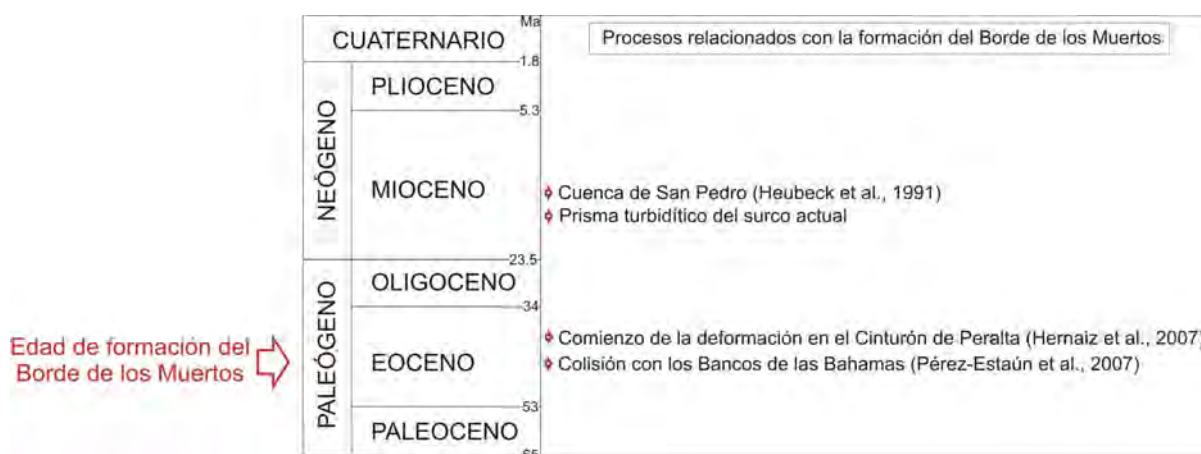


Figura VI.2 Cronograma de los distintos eventos utilizados para la construcción de la edad del Borde de los Muertos.





VII. CONCLUSIONES



VII. CONCLUSIONES

➤ MORFOTECTÓNICA

- La pendiente insular meridional de las Antillas Mayores orientales está constituida principalmente por un cinturón deformado compresivo con una tectónica de piel fina. Este cinturón presenta una estructura de láminas de cabalgamiento imbricadas con vergencia preferente hacia el S. Las láminas de cabalgamiento se han generado a partir de un *detachment* basal que prograda hacia el S, delamina los materiales sedimentarios del anteapais (*Carib beds* y prisma turbidítico) y los apila en el cinturón deformado. El cinturón deformado se puede clasificar, en base a criterios estructurales y sedimentarios, en tres provincias morfotectónicas de S a N, con un desarrollo lateral E-O muy variable. Las diferentes provincias, desde la parte baja a la parte alta de la pendiente, corresponden a distintas etapas del proceso de construcción de un cinturón de cabalgamientos imbricado. Las evidencias de deformación recientes indican que se está produciendo una progradación hacia el S, tanto del cinturón de pliegues y cabalgamientos, como del propio surco, y por tanto consideramos que el proceso de acreción es activo.
- La parte alta de la pendiente insular se caracteriza por un régimen extensional y extensos depósitos sedimentarios que fosilizan una estructura imbricada previa e inactiva, y al basamento del arco isla. Este régimen extensional se puede entender dentro de la Teoría *Critical Taper* por la cual el prisma deformado regula su perfil de equilibrio en las partes altas de la pendiente mediante fallas normales y movimientos gravitacionales. Por otro lado, el régimen extensional también puede estar asociado al modelo de arqueamiento cortical, que propone una acomodación de la deformación en las partes altas del arco isla mediante fallas normales.
- El régimen extensional que se observa en el límite N de Cuenca de Venezuela está relacionado con el proceso de deformación del Borde de los Muertos. La localización de las fallas normales, el paralelismo de dichas fallas con el frente de deformación, así como la modelación gravimétrica y el contexto tectónico de la Cuenca de Venezuela, parecen indicar que no son el resultado de una reactivación de la fábrica oceánica debido a la flexión litosférica causada por un proceso de *slab pull*. Este régimen extensional se manifiesta en la parte central del Borde de los Muertos, asociado principalmente con un mayor desarrollo del cinturón de cabalgamientos imbricado. Por lo tanto, la sobrecarga litostática local del cinturón deformado junto con las variaciones de la estructura de la Cuenca de Venezuela, a lo largo del borde, parecen ser la causas más probables del régimen extensional y la formación de un sector de surco más profundo.



- El prisma turbidítico formado en el Surco de los Muertos presenta mucha variación en su espesor y extensión. Incluso, existen zonas donde sólo aparece un surco morfológico, sin relleno turbidítico. Estas diferencias se deben principalmente a la variación de la estructura de la Cuenca de Venezuela a lo largo del borde y también a las variaciones en el aporte turbidítico desde la pendiente insular. Los aportes turbidíticos son significativamente mayores en la región de Puerto Rico resultando en un prisma turbidítico de más espesor y mayor extensión.
- Los resultados de este trabajo no apoyan un límite cortical neto de dirección N-S en el Borde de los Muertos al S del Paso de Mona. La acomodación del movimiento diferencial entre la microplaca de La Española y el bloque de Puerto Rico- Islas Vírgenes tiene lugar mediante una deformación muy distribuida, con predominio de un régimen extensional en la región del Paso de Mona que no alcanza al Cinturón Deformado de los Muertos.
- Las geometrías de salientes y entrantes en planta (*recesses*) que se observan a lo largo del frente de deformación son el resultado del cabalgamiento del cinturón deformado sobre las irregularidades de la Cuenca de Venezuela (*i. e.*, montes submarinos y elevaciones relativas del basamento). Las formas simétricas que presentan evidencian que la dirección de transporte es hacia el S. Este hecho, junto con la orientación general E-O de las estructuras del Cinturón Deformado de los Muertos, y la ausencia de fallas de desgarre, sugieren que Borde de los Muertos es el resultado de una compresión N-S entre el arco isla y el *plateau*. Estos resultados descartan un proceso de convergencia oblicua NE-SO en el Borde de los Muertos, como se había propuesto previamente.
- El estudio morfotectónico ha permitido observar la existencia de pequeñas variaciones en la orientación de las láminas imbricadas localizadas en las partes altas del Cinturón Deformado de los Muertos. Estas variaciones en la orientación de la estructura imbricada son evidencias de los cambios en la orientación del vector de compresión en el Borde de los Muertos. Las variaciones de orientación entran en el rango de error de la rotación antihoraria propuesta para el bloque de Puerto Rico-Islas Vírgenes a partir de los datos paleomagnéticos.



➤ MODELACIÓN ANÁLOGA

- Los modelos análogos con caja de arena sugieren que el desarrollo de un cinturón compresivo de cabalgamientos imbricado en el retroarco (*i. e.*, Cinturón Deformado de los Muertos) está condicionado por la presencia bloques rígidos en el arco isla. Los bloques rígidos (*i. e.*, basamento del arco isla de la Antillas Mayores orientales) se comportan de un modo más competente frente a la deformación compresiva que los sedimentos que están siendo incorporados a ambos prismas deformados, lo cual permite una transferencia más eficiente de los esfuerzos compresivos a la región del retroarco. En el caso del NE del Caribe, el basamento de arco isla además está compartimentado en bloques discretos (*i. e.*, microplacas) constituidos por rocas magmáticas, metamórficas y sedimentarias que han sido posteriormente deformadas durante el periodo de colisión y transpresión. Este periodo posterior habría modificado la naturaleza original del núcleo del arco isla, confiriéndole un comportamiento más rígido, frente a la deformación compresiva. Por lo tanto el proceso de subducción/colisión de la placa Norteamericana por debajo del arco isla, produce esfuerzos compresivos que se transmiten a través del arco isla “rígido”, contribuyendo a la formación de un sistema imbricado en la zona del retroarco, el Cinturón Deformado de los Muertos.
- En los diseños experimentales donde se simuló una convergencia oblicua, tanto con bloques rígidos como sin ellos, el retro-prisma se desarrolló mediante cabalgamientos frontales y no se observó el desarrollo de estructuras con componente de desgarre. Este hecho, sugiere que la componente de desgarre se acomoda en el antearco y en las partes internas del arco isla, mientras que el cinturón de pliegues y cabalgamientos de retroarco se produce por el pequeño desplazamiento del bloque rígido del arco hacia el S. Los datos de GPS apoyan este movimiento diferencial entre La Española y Puerto Rico. El modelo de deformación compartimentada en el NE del Caribe sólo es aplicable al antearco y a determinadas zonas internas del arco isla (La Española).
- El giro hacia el NNO que muestra la estructura imbricada del Cinturón Deformado de los Muertos en su extremo occidental está relacionado con la presencia de la Cresta de Beata. Los modelos análogos sugieren que dicha cresta funciona como un obstáculo en lugar de cómo un *indenter*, como se había propuesto anteriormente. Esta cresta constituye un bloque elevado del *plateau* caribeño que está situado en el antepaís del Cinturón Deformado de los Muertos y obstaculiza la progradación de la estructura imbricada hacia el S.
- Evaluando los contextos regionales de la Vanuatu y del Arco de Banda, así como el del NE del Caribe, se deduce que el desarrollo de un cinturón compresivo en el retroarco está



condicionado por la subducción/colisión de una corteza engrosada. Esta corteza engrosada, para el caso del NE del Caribe, lo constituirían los Bancos de las Bahamas. Los esfuerzos compresivos derivados de esta subducción/colisión y consiguiente acoplamiento, se transmiten desde la región del antearco, abarcando una región mucho más extensa que la región que está directamente implicada en el choque/subducción, pero principalmente en la región del choque. Del mismo modo, la colisión de la Cresta *d'Entrecasteaux* con la zona de subducción de Vanuatu, es probablemente el motivo del desarrollo del retro-prisma de Vanuatu, y la colisión de la corteza continental de Australia a lo largo del Surco de Timor, puede ser la responsable en buena parte de la formación del Cabalgamiento de Flores.

- El estudio morfotectónico, ha evidenciado que las variaciones en la geología del antepaís (*i. e.*, estructura de la Cuenca de Venezuela y volumen del prisma turbidítico), y las variaciones en la fricción del *detachment*, no parecen ser causas determinantes para generar la acusada asimetría del Cinturón Deformado de los Muertos. La variación en la posición y geometría del *backstop* (*i. e.*, parte interna del arco isla) parece ser la causa principal como también sugieren los modelos análogos. Una mínima rotación o traslación el *backstop* (*i. e.*, bloques rígidos, microplacas) produce variaciones muy significativas en la anchura del retro-prisma (*i. e.*, Cinturón Deformado de los Muertos). Por otro lado, las velocidades derivadas de GPS apoyan un desplazamiento relativo del bloque de La Española hacia el S respecto al de Puerto Rico-Islas Vírgenes. Este desplazamiento está asociado con la colisión de la Plataforma de las Bahamas con La Española y la transmisión de los esfuerzos asociados hacia el S.

➤ ESTRUCTURA PROFUNDA

- Del análisis de la sismicidad se puede concluir que:
 - Existe una gran variación lateral en la geometría del límite de placas que se puede inferir a partir de la distribución de hipocentros. Esta variación está en relación con la interacción de regímenes tectónicos de subducción, de transcurrencia y de colisión. Los cambios más importantes se observan en la parte oriental asociados con la transición entre el régimen de subducción y de transcurrencia, y en la parte E de la Española asociados con la transición entre el proceso de subducción y colisión.
 - En la mayor parte del borde de placas se puede identificar la litosfera Norteamericana buzando hacia el S por debajo del arco isla, aún asumiendo los errores en la localización epi- e hipocentrales.



- Resulta difícil identificar una litosfera caribeña por debajo del arco isla. Las poblaciones de terremotos que se pueden asociar con fiabilidad al régimen tectónico del Borde de los Muertos y de la parte interna del arco isla no superan los 50 km de profundidad. Estos eventos pueden estar relacionados con el régimen compresivo del Borde de los Muertos y la deformación interna del arco isla, y no necesariamente mediante un proceso de subducción del plateau caribeño por debajo del arco isla.
- Del análisis y modelación gravimétricos se puede concluir que:
 - Los modelos gravimétricos realizados en el Borde de los Muertos y constreñidos con datos sísmicos, descartan la presencia del *plateau* caribeño debajo del arco isla. Este hecho descarta un proceso de subducción y/o *underthrusting* del interior de la placa del Caribe por debajo del arco isla. Para ajustar los modelos que justifiquen las anomalías de Bouguer, se precisan variaciones geométricas en el *plateau* caribeño que difícilmente son aceptables desde el punto de vista reológico.
 - El Borde de los Muertos se caracteriza por presentar una banda E-O con un fuerte gradiente de anomalía de Bouguer (2.5 mGals/km), que indica de alguna manera la transición neta (*i. e.*, alto contraste de densidad) entre *plateau* oceánico caribeño y la corteza de arco isla. Un modelo con una transición neta, consigue un buen ajuste del modelo en la región del arco isla. Por otra parte, es importante señalar que el correcto ajuste del modelo, requiere la presencia de un cuerpo de alta densidad orientado E-O en la zona del Borde de los Muertos y localizado en la corteza oceánica de la Cuenca de Venezuela.
 - Los modelos gravimétricos sugieren una variación lateral entre el S de La Española y de Puerto Rico, con un adelgazamiento de *plateau* y de la corteza del arco isla hacia el E.



➤ RESUMEN DE LAS CONCLUSIONES

La figura VI.3 muestra un modelo conceptual de dos secciones transversales al borde NE de la placa del Caribe integrando los principales resultados de nuestra investigación. Este modelo es alternativo al de doble subducción (*opposing subducted slabs*) para en el NE del Caribe. El desarrollo del Borde de los Muertos se puede explicar en ausencia de un proceso de subducción del *plateau* caribeño por debajo del arco isla.

Los principales elementos de esta hipótesis son:

- El basamento constitutivo del arco isla inactivo de las Antillas Mayores orientales presenta un comportamiento relativamente más rígido que los prismas deformados en ambos lados del arco.
- El proceso de subducción oblicua puede generar compresión en el retroarco, sin embargo esta transmisión es más efectiva cuando se asocia con un proceso de colisión en la zona de subducción. La colisión de los Bancos de las Bahamas con el arco isla (La Española) genera un mayor acoplamiento en la zona de contacto que favorece una transmisión más efectiva de los esfuerzos compresivos al retroarco. El resultado es que el Cinturón Deformado de los Muertos está más desarrollado al S de La Española.
- Tanto el estudio morfotectónico como los modelos análogos descartan un proceso de deformación compartimentada en el retroarco (*i. e.*, Borde de los Muertos). La componente lateral de la subducción oblicua se acomoda mediante una deformación compartimentada en el antearco y en las partes internas del arco isla (desgarres lateral izquierdos y cabalgamientos), y no se transmite al retroarco (sólo hay estructuras de acortamiento).
- La sismicidad analizada no es determinante para justificar una subducción del *plateau* caribeño por debajo del arco isla, mientras que los datos gravimétricos descartan un proceso de subducción/*underthrusting*, y apoyan una transición neta entre la corteza del *plateau* caribeño y el arco isla.
- La geometría del frente de deformación del Cinturón Deformado de Los muertos presenta una gran variedad lateral, con entrantes y salientes, que está condicionada por las irregularidades de la corteza de antepaís (*plateau*). Por el contrario, el mayor o menor desarrollo del prisma deformado, y su variación lateral y orientación, parece estar controlado por la geometría y naturaleza del *backstop*.



- Los resultados del presente trabajo integrados con los modelos evolutivos y la edad de la deformación en el NE del Caribe sugieren que el origen del Borde de los Muertos tiene lugar en el Eoceno Medio, en relación con el comienzo de la colisión de los Bancos de las Bahamas con el Arco Isla. En la actualidad constituye un borde compresivo activo con un desarrollo lateral variable.

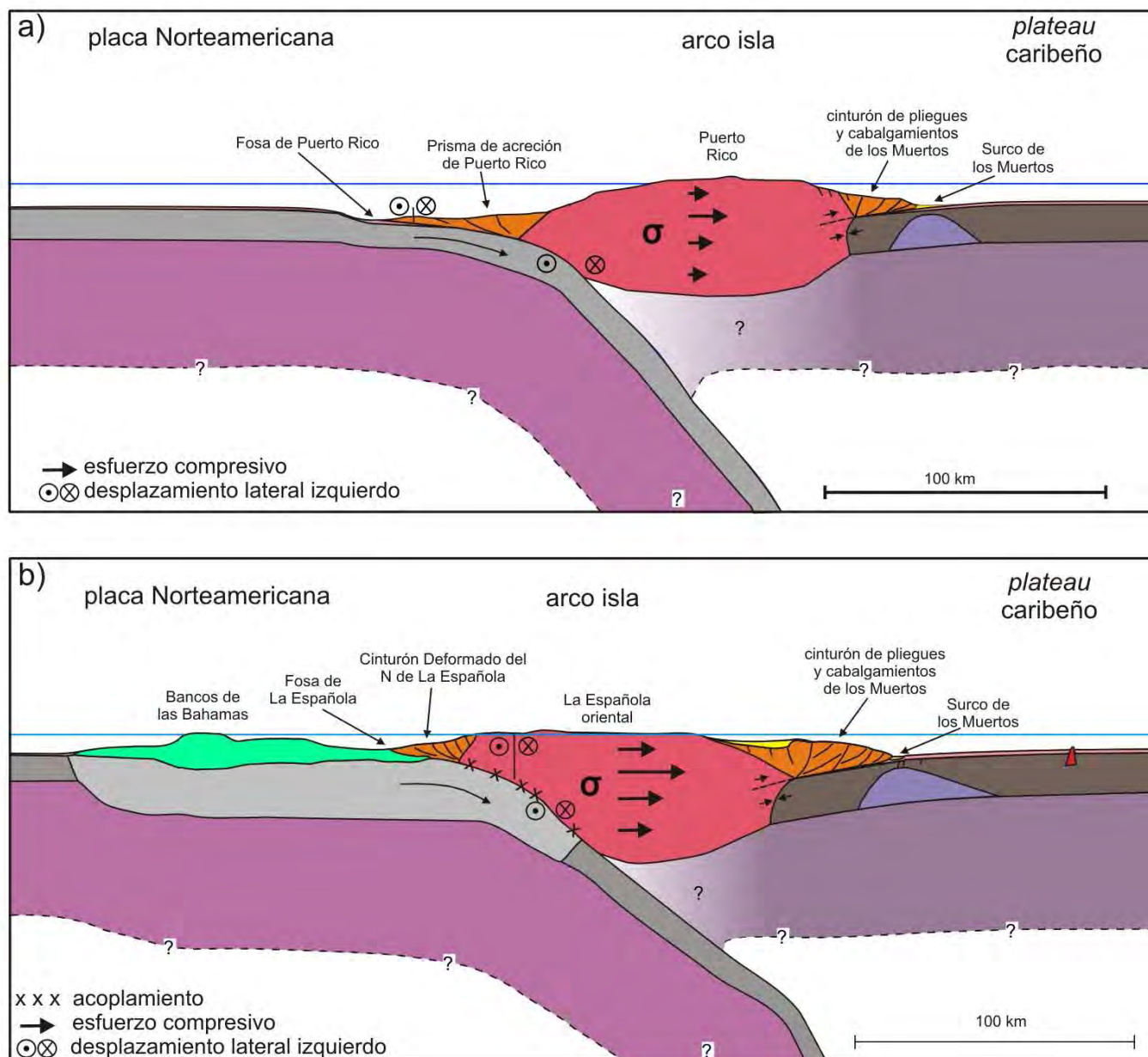


Figura VI.3 Secciones pseudo-litosféricas transversales al borde NE de la placa del Caribe. El tamaño de las flechas es proporcional a la magnitud de esfuerzo compresivo (σ) transmitido desde la interfase de la subducción al retroarco. Los perfiles de elevación provienen de la altimetría satelital. Los elementos de la corteza están a escala vertical relativa y el manto litosférico no está a escala. **a)** Sección N-S a través de Puerto Rico (66.5°O). **b)** Sección N-S a través de La Española oriental (69.5°O).



- En el contexto analizado, para referirse a los rasgos tectónicos del Borde de los Muertos, sería más correcto utilizar las expresiones más o menos descriptivas, como por ejemplo: “cinturón deformado/*deformed belt*”, “cinturón compresivo de retroarco /*retroarc compressive belt*”, “cinturón de cabalgamientos imbricado/ *imbricate thrust belt*”, “cinturón de pliegues y cabalgamientos imbricado/ *imbricate fold-and-thrust belt*” o simplemente “cinturón de cabalgamientos/*thrust belt*”. Del mismo modo, para referirse a la depresión batimétrica de los Muertos, sería más correcta la expresión “surco/*trough*”. El principal motivo reside en evitar usar la terminología que se ha venido utilizando y que está frecuentemente asociada a contextos de subducción como puede ser “fosa/*trench*” o “prisma de acreción/ *accretionary wedge*”.



VIII. BIBLIOGRAFÍA



VIII. BIBLIOGRAFÍA

- Abers, G., McCaffrey, R., 1988. Active deformation in the New Guinea fold-and-thrust belt; seismological evidence for strike-slip faulting and basement-involved thrusting. *Journal of Geophysical Research*, 93(B11):13332-13354.
- Allaby, M. 2008. *Dictionary of Earth Sciences*. Oxford University Press. 3th Edition. 654p.
- Agarwal, K. K., Agrawal, G. K., 2002. Analogue Sandbox Models of Thrust Wedges with Variable Basal Frictions. *Gondwana Research*, 5(3): 641-647.
- Bartolomé, R., 2002. Evolución tectónica del margen continental oeste de México: Fosa Mesoamericana y Golfo de California (CORTES-P96). Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC). Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera. Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona. 330p.
- Bawiec, W. J., (Ed.), 2001. *Geology, Geochemistry, Geophysics, Mineral Occurrences and Mineral Resource Assessment for the Commonwealth of Puerto Rico*. USGS Open-File Report 98-38
- Beaumont, C., Ellis, S., Hamilton, J., Fullsack, P., 1996. Mechanical model for subduction/collision tectonics of alpine-type compressional orogens. *Geology*, 24: 675-678.
- Beckers, J., Lay, T., 1993. Rupture process of the December 12, 1992, Flores, Indonesia earthquake (Mw = 7.7), *EOS Trans. AGU Fall meeting*, 74 (43): 398.
- Bendat, J. S., Piersol, A. G., 1986. *Random data, 2nd revised*. (Eds.) John Willey and Sons.
- Biju-Duval, B., Bizon, G., Mascle, A., Muller, C., 1983. Active margin processes; field observations in southern Hispaniola. *Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir*, 34: 325-344.
- Bird, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3): 1027, doi:10.1029/2001GC000252.
- Blakely, R. J., 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambrid. Univ. Press. 448p.
- Bodine, J. H., Watts, A. B., 1979. On lithospheric flexure seaward of the Bonin and Mariana Trenches. *Earth and Planetary Science Letters*, 43 (1): 132-148.
- Boyer, S. E., Elliot, D., 1982. Thrusts systems. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 14: 337-357.
- Brandon, M. T., 1986. Comment on "Comments on the growth of accretionary wedges". *Geology*, 14: 184-185.
- Breen, N. A., Silver, E. A., Roof, S., 1989. The Wetar back arc thrust belt, eastern Indonesia; the effect of accretion against an irregularly shaped arc. *Tectonics*, 8(1): 85-98.
- Brown, K.M., Westbrook, G.K., 1987. The tectonic fabric of the Barbados ridge accretionary complex. *Marine and Petroleum Geology*, 4:71-81.
- Bunce, E. T., Flanquist, D. A., 1962. Geophysical investigations of the Puerto Rico Trench and Outer Ridge. *Journal of Geophysical Research*, 67: 3955-3972.



- Burke, K., Fox, P. J., Sengor, M. C., 1978. Buoyant Ocean Floor and the Evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83(B8): 3949-3953.
- Burke, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16:201-230.
- Byerlee, J. D., 1978. Friction of rocks. *Pure Applied Geophysics*, 116: 615-626.
- Byrne, D. B., Suarez, G., McCann, W. R., 1985. Muertos Trough subduction, microplate tectonics in the northern Caribbean? *Nature*, 317: 420-421.
- Calais, E., Mazabraud, Y., Mercier de Lepinay, B., Mann, P., Mattioli, G., Jansma, P., 2002. Strain partitioning and fault slip rates in the north-eastern Caribbean from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 29: 1856, doi:10.1029/2002GL015397.
- Calassou, S., Larroque, C. Mallavieille, J., 1993. Transfer zones of deformation in thrust wedges: an experimental study. *Tectonophysics*, 221: 325-344.
- Carbó, A. Muñoz, A., Ramos, P. A. López, M. A., 1998. Gravimetry in the Spanish Exclusive Economic Zone (Z.E.E.E.). Development of a system for the data control, treatment and storage. En: *Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section)*, Barcelona (España). Sesión de posters.
- Carbó, A., Muñoz, M., Llanes, P., Álvarez, J., ZEE working group, 2003. Gravity analysis offshore the Canary Islands from a systematic survey. *Mar. Geophys. Res.*, 24: 113-127.
- Carbó, A., Córdoba, D., Martín Dávila, J., ten Brink, U., Herranz, P., Von Hildebrandt, C., Payero, J., Muñoz Martín, A., Pazos, A., Catalán, M., Granja, J. L., Gómez, M., GEOPRICO-DO Working Group, 2005. New marine geophysical survey explores active tectonics at north-eastern Caribbean Plate Boundary. *Eos, Trans. Amer. Geophys. U.*, 86 (51):537,540.20Dec2005.
- Case, J. E., Holcombe, T. L., 1980. Geologic-Tectonic map of the Caribbean region U. S. Geological Survey. *Miscellaneous Investigations Series Map I-1100*, scale: 1:2,500,000.
- Catalán, M., Martín-Dávila, J., Calzadilla, M., Carbó, A., Córdoba, D., 2008. Geomagnetic field mapping of the Northern Caribbean Region, from Lesser Antilles to Hispaniola Island. 2008. *Transactions of the 18th Caribbean Geological Conference*, page: 13. Santo Domingo. Dominican Republic.
- Charvet, J., Ogawa, Y., 1994. Arc-trench tectonics. En Hancock, P. L. (Ed.), *Continental Deformation*. University of Bristol, U. K. Pergamon Press, 180-198.
- Conrad, C. P., Bilek, S., Lithgow-Bertelloni, C., 2004, Great earthquakes and slab pull; interaction between seismic coupling and plate-slab coupling. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1-2): 109-122.
- Córdoba, D. Carbó-Gorosabel, A., Martín Dávila, J., ten Brink, U., Granja Bruña, J. L., Muñoz-Martín, A., Gómez Ballesteros, M., von Hillebrandt-Andrade, C., Payero, J., Llanes Estrada, P., Catalán, M., Pazos, A., Muñoz, S., Calzadilla, M. 2008. The GEOPRICO-DO Seismic Onshore-Offshore Project: A Deep Seismic Survey of the Crustal Structure in the Northern Caribbean Plate. D. *Transactions of the 18th Caribbean Geological Conference*, page: 17. Santo Domingo. Dominican Republic.



- Dahlen, F. A., 1984. Noncohesive critical Coulomb wedges: an exact solution. *Jour. Geophys. Res.*, 89: 10125-10133.
- Dahlen, F. A., 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 18: 55-99.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F. A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88(B2): 1153-1172.
- Davis, D., von Huene, R., 1987. Inferences on sediment strength and fault friction from structures at the Aleutian Trench. *Geology*, 15:517-522.
- Davis, E. E., Hyndman, R. D., 1989. Accretion and recent deformation of sediments along the northern Cascadia Subduction Zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 1465-1480.
- De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions of the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21: 2191-2194
- De Mets, C., Jansma P., Mattioli, G., Dixon, T., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., Mann, P., 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophysical Research Letters*, 27: 437-440.
- Diebold, J. B., Stoffa, P. L., Buhl, P., Truchan, M., 1981. Venezuelan Basin crustal structure. *Journal of Geophysical Research*, 86(B9): 7901-7923.
- Diebold, J. B., Driscoll, N. W., EW-9501 Team, 1999. New insights on the formation of the Caribbean basalt province revealed by multichannel seismic images of volcanic structures in the Venezuelan Basin, en: Hsü, K. J., (Series Ed.). *Sedimentary Basins of the World*, 4. Caribbean Basins. Mann, P. (Ed.), Elsevier Science, N. Y. 561-589.
- Dewey, J. F., Bird, J. M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75(14): 2625-2647.
- Dillon, W. P., Edgar, N. T., Scanlon, K. M., Coleman, D. F., 1996. A review of the tectonic problems of the strike-slip northern Boundary of the Caribbean plate and examination by GLORIA, en Gardner, J. V., Field, M. E., Twichel, D. C., (Eds.). *Geology of the United States Seafloor: The view from GLORIA*. United Kingdom, Cambridge University Press, 9: 135-164.
- Dillon, W. P., Nealon, J. W., 2001. Earthquakes and Tsunamis in Puerto Rico and the U.S. Virgin Islands: U.S. Geological Survey Fact Sheet, FS-141-00
- Dolan, J. F., Mann, P., De Zoeten, R., Heubeck, C., Shiroma, J., Monechi, S., 1991. Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (Eds.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America. Special Paper, 262: 217-263
- Dolan, J. F., Mann, P., (Eds.) 1998. Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America. Special Paper, 326: 1-17.



- Dolan, J. F., Mullins, H. T., Wald, D. J., 1998. Active tectonics of north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs. En Dolan, J. F., Mann, P., (Eds.), Active Strike-slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America. Special Paper, 326: 1-62.
- Dolan, J. F., Wald, D. J., 1998. The 1943-1953 north-central Caribbean earthquakes: Active tectonic setting, seismic hazards and implications for Caribbean-North America plate motions. En Dolan, J. F., P. Mann, P., (Eds.), Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America. Special Paper, 326: 143-169
- Domínguez, S., Malavielle, J., Lallemand, S. E., 2000. Deformation on accretionary wedges in response to seamount subduction. Insights from sandbox experiments. *Tectonics*, 19: 182-196.
- Donnelly, T. W., 1973. Magnetic anomaly observations in eastern Caribbean Sea, in Initial Reports of de DSDP 15. Edgar, N. T., Saunders J. B. et al. (Eds.), Washington, U. S. Government Printing Office, 1023-1029.
- Donnelly, T. W., Beets, D., Carr, M. J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellekens, H., Smith, A. L., Wadge, G., Westercamp, D., 1990. History and tectonic setting of the Caribbean magmatism, en Dengo, G., Case, J. E., (Eds.) *The Caribbean Region. The Geology of North America*, Vol. H, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, 339-374.
- Discroll, N. W., Diebold, J. B., 1998. Deformation of the Caribbean region: One plate or two?. *Geology* (Boulder), 26(11): 1043-1046.
- Driscoll, N. W., Diebold, J. B., 1999. Tectonic and stratigraphic development of the eastern Caribbean: new constraints from multichannel seismic data. En Hsü, K. J., (Ed. Serie). *Sedimentary Basins of the World*, 4. Caribbean Basins. Mann, P. (Ed.), Elsevier Science, N. Y. 591-626.
- Druét, M., en preparación. Geodinámica del margen continental de Galicia: Estructura profunda y morfotectónica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Dziewonski, A. M., Chou, T-A., Woodhouse, J. H., 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.* 86: 2825-2852.
- Dziewonski, A., Woodhouse, J. H., 1983. An experiment in systematic study of global seismicity: centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *Journal of Geophysical Research*, 88(B4):3247-3271.
- Edgar, N. T., Ewing, J. I., Hennion, J., 1971. Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 55, 833-870.
- Edgar, N. T., Saunders, J. B. y otros, 1973. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project: Washington, D. C., U.S. Government Printing Office, 15: 17-471.
- Engdahl, E. R., van der Hilst, R., Buland, R., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88: 722-743.



- Engdahl, E. R., Villaseñor, A., 2002. Global Seismicity: 1900–1999, en Lee, W. H. K., Kanamori, H., Jennings, P. C., Kisslinger, C., (Eds.), *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Parte A* (41): 665–690. Academic Press.
- Escuder-Virueite, J., Pérez-Estaún, A., 2006. Subduction-related P–T path for eclogites and garnet glaucophanites from the Samaná Peninsula basement complex, northern Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences*. DOI 10.1007/s00531-006-0079-5.
- Ewing, M., Worzel, J. L., 1954. Gravity anomalies and the structure of the West Indies. *Geological Society of America Bulletin*, 65: 165-173.
- Ewing, J. I., Officer, C. B., Johnson, H. R., Edwards, R.S., 1957. Geophysical investigations in the eastern Caribbean: Trinidad Shelf, Tobago Trough, Barbados Ridge, Atlantic Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 68(7): 897-912.
- Ewing, J., Antonie, J. Ewing, M., 1960. Geophysical measurements in the western Caribbean Sea and in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*. 65(12): 4087-4126.
- Ewing, J., Talwani, M., Ewing, M., Edgar, L., 1967. Sediments of the Caribbean. En I. F. M. Sciences (Editor), *Studies in Tropical Oceanography*. University of Miami, Miami, FL, 88-102.
- Ewing, J., Talwani, M., Ewing, M., 1968. Sediment distribution in the Caribbean Sea. *Transactions of the 4th Caribbean Geological Conference*. (Trinidad and Tobago, 1965), 317-323.
- Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponnier, P., Jacques, E., 2002. Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles - art. no. 2331. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*. 107(B12): 2331
- Forsthoff, G. M., Holcombe T. L., 1983. Quaternary turbidites of Muertos Trough northeastern Caribbean sea. Composition, source and dispersal patterns. 10th Caribbean Geological Conference. *Proceedings*, 353-367.
- Frisch, W., Meschede, W., Sick, M., 1992, Origin of the Central American ophiolites: evidences from paleomagnetic results. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 1301-1314.
- Frohlich, C., Davis S. D., 1999. How well constrained are well-constrained T, B, and P axes in moment tensor catalogs? *J. Geophys. Res.*, 104(B3), 4901–4910.
- Garrison, L. E., 1969. Structural geology of the Muertos insular shelf, Puerto Rico. OF 69-0103.
- Garrison, L. E., 1972. Acoustic-reflection profiles, eastern Greater Antilles. U. S. Geological Survey Pub. No. USGS-GD-72-004.
- Geist, E. L., Childs, J. R., Scholl, D. W., 1988. The origin of summit basins of the Aleutian Ridge; implications for block rotation of an arc massif. *Tectonics*, 7(2): 327-341.
- Genrich, J. F., Bock, Y., McCaffrey, R., Calais, E., Stevens, C. W., Subarya, C., 1996. Accretion of the southern Banda Arc to the Australian Plate margin determined by Global Positioning System measurements. *Tectonics*. 15 (2): 288-295.
- Glover, L., III, 1971. Geology of the Coamo area, Puerto Rico, and its relation to the volcanic arc-trench association. U. S. Geological Survey. Professional Paper. 636, 102.



- Gnibidenko, H. S., Svarichevskaya, L. V., 1983. The submarine canyons of Kamchatka. *Mar. Geol.* 54:277-307.
- Gorsline, D. S., 1984. A review of fine-grained sediment origins, characteristics, transport and deposition. En Stow, D. A. V., Piper, D. J. W. (Eds.) *Fine grained-sediments: deep waters processes and facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 17-34.
- Granja, J. L., Carbó-Gorosabel, A., Muñoz-Martín, A., Ballesteros, M. G., Martín Dávila, J., Córdoba, D., 2006. Morphotectonic analysis of the Muertos Trench and the Muertos Deformed Belt, north-eastern Caribbean plate (Geoprico-Do Project). *Geophys. Res. Abs.*, EGU06-A-06860.
- Granja Bruña, J. L., Carbó-Gorosabel, A., Muñoz-Martín, A., Llanes Estrada, P., 2008. Gravity maps in the Northeastern Caribbean Plate Boundary Zone. 2008. *Transactions of the 18th Caribbean Geological Conference*, page: 27. Santo Domingo, Dominican Republic.
- Grindlay, N. R., Mann, P., Dolan, J., 1997. Researchers investigate submarine faults north of Puerto Rico. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Eos Trans. AGU.*, 78(38), 404-404, 10.1029/97EO00262.
- Grindlay, N. R., Abrams, L. J., Del Greco, L., Mann, P., 2005. Toward an integrated understanding of Holocene fault activity in western Puerto Rico: Constraints from high-resolution seismic and sidescan sonar, en Mann, P. (Ed.), *Active tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and offshore areas*. *Geol. Soc. Am., Special Paper*, 385: 139-160.
- Hagen, R. A., Bergersen, D. D., Moberly, R., Coulbourn, W. T., 1994. Morphology of a large meandering submarine canyon system on the Peru-Chile forearc. *Mar. Geol.* 119: 7-38.
- Hatton L., Worthington M., Makin, J., 1988. *Seismic Data Processing*. Blackwell Scientific Publications.
- Hernaiz Huerta, P. P., Pérez-Estaún, A., 2002, Structure of the Peralta thrust and fold belt, Dominican Republic. *Acta Geológica Hispánica*, 37(2-3): 183-205.
- Hernaiz Huerta, P. P. 2006. La estructura del sector meridional de la República Dominicana: Una aproximación a su evolución geodinámica durante el Cenozoico. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 287p.
- Hernaiz Huerta, P. P., Díaz de Neira, J. A., García-Senz, J., Deschamps, I., Genna, A., Nicole., Lopera., E. Escuder Viruete, J., Ardévol, Oró, Ll., Pérez-Estaún, A., 2007. La estructura del suroeste de la República Dominicana: un ejemplo de deformación en régimen transpresivo. *Boletín Geológico y Minero*, 118(2): 337-357.
- Heubeck, C., Mann, P., Dolan, J., Monechi, S., 1991. Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during Cenozoic tectonic transpression; northeastern Caribbean plate margin. *Sedimentary Geology*, 70: 1-32.
- Heubeck, C., Mann, P., 1991, Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. *Geological Society of America Special Paper*, 262: 315-336.
- Hilde, T. W. C., 1983. Sediment subduction versus accretion around the Pacific. *Tectonophysics*. 99, 170-174.



- Holbrook, W. S., Lizarralde, D., McGeary, S., Bangs, N., Diebold, J., 1999, Structure and composition of the Aleutian island arc and implications for continental crustal growth. *Geology*, 27(1): 31-34.
- Holcombe, T. L., Sharman, G. F., 1983. Post-Miocene Cayman trough evolution; A speculative model. *Geology*. 11: 714-717.
- Hubbert, M. K. 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 48: 1459-1520.
- Hubbert, M. K. 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 62: 355-372.
- Huérfino, V., 1995 Crustal structure and stress regime near Puerto Rico. M. S. Thesis. Univ. de Puerto Rico. Mayaguez. 170p.
- Huérfino, H., von Hillebrandt-Andrade, C., Báez-Sánchez, G., 2005. Microseismic activity reveals two stress regimes in southwestern Puerto Rico. En Mann, P., (Ed.). *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas*. Geological Society of America, Special Paper, 385: 81-101.
- James, K. James, K. H., 2006, Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter-American origin: En Iturralde-Vinent, M. A., Lidiak E. G., (Eds.), *Caribbean Plate Tectonics*. *Geologica Acta*, 4(1-2): 279-302.
- Jansma, P. E., Mattioli, G. S., Lopez, A., DeMets, C., Dixon, T. H., Mann, P., Calais, E., 2000. Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, northeastern Caribbean, from GPS geodesy. *Tectonics*, 19(6): 1021-1037.
- Jany, I., 1989, Neotectonique au sud des Grandes Antilles, collision (ride de Beata, Presqu'île de Baboruco); subduction (fosse de Muertos); transtension (passage d'Anegada) [Ph.D. thesis]: Paris, Université Pierre-et-Marie-Curie (Paris-VI), 306 p. (marine geophysical mapping of active faulting at the northern end of the Beata Ridge, the Muertos Trench, and the Anegada Passage).
- Jany, I., Scanlon, K. M., Mauffret, A., 1990. Geological Interpretation of Combined Seabeam, Gloria and Seismic Data from Anegada Passage (Virgin Islands, North Caribbean). *Mar. Geophys. Res.*, 12:173-196.
- Jolly, W.T., Lidiak, E. G., Schellekens, J. H., Santos, H., 1998. Volcanism, tectonics and stratigraphic correlations in Puerto Rico. Geological Society of America, Special Paper, 322: 1-34.
- Kay, S. M., Godoy, E., Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes: Geological Society of America Bulletin. 117(1-2): 67-88.
- Kearey, M., 2001. Dictionary of Geology. Penguin Books. 2nd Edition. 327p
- Kellogg, J. N., Vega, V., Stallings, T. C., Aiken, C. L. V., 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes; constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. Geological Society of America. Special Paper, 295: 75-90.



- Kopp, C., Fruehn, J., Flueh, E. R., Reichert, C. Kukowski, N., Bialas, J., Klaeschen, D., 2000. Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data. *Tectonophysics*, 329: 171-191.
- Koyi, H., 1997. Analogue modelling; from a qualitative to a quantitative technique; a historical outline. *Journal of Petroleum Geology*, 20(2): 223-238.
- Krantz, R. W. 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188: 203-207.
- Kukowski, N., Schillhorn, T., Huhn, K., von Rad, U., Husen, S., Flueh, E. R., 2001. Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge off Pakistan. *Mar. Geol.*, 173: 1-19.
- Lagabriele, Y., Pelletier, B., Cabioch, G., Regnier, M., Calmant, S., 2003. Coseismic and long-term vertical displacement due to back arc shortening, central Vanuatu; offshore and onshore data following the Mw 7.5, 26 November 1999 Ambrym earthquake: *Journal of Geophysical Research*. 108(B11): 2519, doi:10.1029/2002JB002083.
- Ladd, W. J., Worzel, J. L., Watkins, J. S., 1977. Multifold seismic reflections records from the northern Venezuela basin and the north slope of Muertos trench. Marine Science Institute. University of Texas, 41-56.
- Ladd, J. W., Watkins J. S., 1978. Active margin structures within the north slope of the Muertos Trench. *Geologie en Mijnbouw*, 57(2):255-260.
- Ladd, J. W., Watkins, J. S., 1979. Tectonic development of trench-arc complexes on the northern and southern margins of the Venezuela Basin. *Memoir Am. Ass. Petrol. Geol.*, 29: 363-371.
- Ladd, J. W., Shih, T-C., Tsai, C. J., 1981. Cenozoic tectonics of central Hispaniola and adjacent Caribbean Sea. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 65: 466-489.
- Ladd, J. W., Holcombe, T. L. Westbrook, G. K., Edgar, N. T., 1990. Caribbean marine geology; active margins of the plate boundary. En Dengo G., y Case J. E., (Eds.), *The Geology of North America, Vol. H. The Caribbean Region. A Decade of North American Geology*, Geol. Soc. Am. Boulder, Colorado, 261-290.
- Lallemand, S., Cadet, J. P., Jolivet, L., 1986. Mécanisme de tectogenese a la base du mur interne de la fosse du Japon (au large de Sanriku, Japon NE) rejeu des failles océaniques sous la marge. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 302: 319-324.
- Lambe, T. W., Whitman, R. V., 1979. Soil mechanics. SI Version. John Wiley, 553p.
- Larue, D. K., Ryan, H. F., 1998. Seismic reflection profiles of the Puerto Rico Trench: Shortening between the North American and Caribbean plates, en Lidiak, E. G. y Larue, D. K. (Eds.), *Tectonics and Geochemistry of the Northeastern Caribbean*. Geol. Soc. Am., Special Paper, 322: 193-210.
- Lebron, M. C., Perfit, M. R., 1993. Stratigraphic and petrochemical data support subduction polarity reversal of the Cretaceous Caribbean island arc. *Journal of Geology*, 101: 389-396.



- Lewis, J.F., Draper, G., 1990. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En G. Dengo, J.E. Case (Eds.), *The Geology of North America, Volume H, The Caribbean region*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 77-140 pp.
- Lin, J.; G.M. Purdy; H. Schouten; J.C. Sempere, C. Zervas. 1990. Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the mid- Atlantic Ridge. *Nature*, 344: 627-632.
- Llanes, P., 2006. Estructura de la litosfera en el entorno de las Islas Canarias a partir del análisis gravimétrico e isostático: Implicaciones geodinámicas. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 195p.
- Lohrmann, J., Kukowski, N., Adam, J., Oncken, O., 2003. The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedges. *J. Struct. Geol.*, 25 (10):1691–1711.
- Longman, I. 1959. Formulas for Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun. *J. Geophys. Res.*, 64(12): 2351-2355.
- Ludwig, W., Houtz, R., Ewing, J., 1975. Profile-sonobuoy measurements in the Colombian and Venezuelan Basins, Caribbean Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59(1): 115-123.
- Malfait, B. T., Dinkelman, M. G., 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83:251-272.
- Malavieille, J., 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: Application aux chaînes de montagnes. *Geological Society of France Bulletin*, 7: 129-138.
- Manaker, D., Calais, E., Freed, A., Ali, T., Przybylski, P., Mattioli, G. S., Jansma, P. E., Pre'petit, C., deChabalier, J.-B., en prensa. Plate coupling and strain partitioning in the northeastern Caribbean. *Geophysical Journal International*.
- Mandl, G., 1988. *Mechanics of Tectonic faulting: Modes and basic concepts*. Developments of Structural Geology 1, Elsevier, Amsterdam, 407p.
- Mann. P., Burke, K., 1984. Neotectonics of the Caribbean. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 22(4): 309-362.
- Mann, P., Draper, G., Lewis, J., 1991. Overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En Mann, P., Draper, G., Lewis, J. F., (Eds.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola*. *Geol. Soc. Am., Special Paper*, 262: 1-28.
- Mann, P., Taylor, F. W., Edwards, R. L., Ku, T. L., 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from north-western Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, 246: 1-69.
- Mann, P., Prentice, C., Burr, G., Peña, R., Taylor, F.W., 1998. Tectonic geomorphology and paleosismology of the septentrional fault system, Dominican Republic. En Dolan, J. F., y Mann P., (Eds.), *Active Strike-Slip and Collisional Tectonic of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. Geological Society of America. *Special Paper*, 326: 63- 123



- Mann, P., 1999. Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. En Hsü, K. J., (Series Ed.). *Sedimentary Basins of the World*, 4. Caribbean Basins. Mann, P. (Ed.), Elsevier Science, N. Y. 4: 3-31.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J-C., DeMets, C., Jansma, P. E., 2002. Oblique collision in the north-eastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, 2(6): 1057, doi:10.1029/2001TC0011304.
- Mann, P., Calais, E., Huérano, V., 2004. Earthquake Shakes "Big Bend" Region of North America-Caribbean Boundary Zone. *Eos, Trans. Amer. Geophys. U.*, 85(8).
- Mann, P., Hippolyte, J-C., Grindlay, N., Abrams, L. J., 2005. Neotectonics of southern Puerto Rico and offshore margin, in Mann, P. (Ed.), *Active tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and offshore areas*. *Geol. Soc. Am., Special Paper*, 385: 173-214.
- Marques, F. O., Cobbold, P. R., 2002. Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts; insights from sandbox experiments: *Tectonophysics*, 348(4): 247-268.
- Marshak, S., Wilkerson, M. S., 1992. Effect of overburden thickness on thrust-belt geometry and development: *Tectonics*, 11: 560-566.
- Marshak, S., 2004. Salients, recesses, arcs, oroclines, and syntaxes. A review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts. En McClay, K. R., (Ed.). *Thrust tectonics and hydrocarbons systems*. *AAPG Memoir*, 82: 131-156.
- Masclé, A., Buju-Duval, B., de Clarens, P., Munsch, H., 1986. Growth of accretionary prisms: tectonic processes from Caribbean examples. En Wezel, F. C. (Ed.). *The Oringin of Arcs* Elsevier, Amsterdam, 375-400.
- Masson, D. G., Scanlon, K. M., 1991. The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103: 144-154.
- Matthews, J., Holcombe, T., 1974. Possible Caribbean underthrusting of the Greater Antilles along Muertos Trough. *Trans. of the 7th Caribbean Geological Conference (Guadeloupe)*. 235-242.
- Matthews, J. E., Holcombe, T. L., 1985. Venezuelan Basin of the Caribbean Sea; Stratigraphy and sediment distribution. *Marine Geology*. 68: 1-23.
- Mauffret, A., Leroy, S., 1997. Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283(1-4): 61-104.
- Mauffret, A., Leroy, S., 1999. Neogene Intraplate deformation of the Caribbean plate at the Beata Ridge, en: Hsü, K. J., (Ed. Serie). *Sedimentary Basins of the World*, 4. Caribbean Basins. Mann, P. (Ed), Elsevier Science, N. Y. 627-669.
- Mattson, P. H., Pessagno, E. A., Jr., 1979. Jurassic and early Cretaceous radiolarians in Puerto Rican ophiolite-tectonic implications. *Geology*, 7: 440-444.
- McCaffrey, R., 1988, Active tectonics of the eastern Sunda and Banda arcs. *Journal of Geophysical Research*, 93(B12): 15163-15182.
- McCaffrey, R., 1994, Global variability in subduction thrust zone-forearc systems. *Pure and Applied Geophysics*, 142(1): 173-224.



- McCann, W. R., Sykes, L. R., 1984. Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean Plate: Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 89: 4493-4519
- McCann, W. R., 2007. The Muertos Trough as a major earthquake and tsunami hazard for Puerto Rico: *Eos Trans. AGU*, v. 88, no. 23, Jt. Assembly Suppl., p. Abstract S52A-03.
- McClay, K. R., 1990. Deformation mechanics in analogue models of extensional faults Systems. En Knipe, R. J., Rutter, E. H., (Eds.) *Deformation Mechanics, Rheology and Tectonics*, Geological Society of London, Special Publication, 54: 445-453.
- McClay, K. R., 1992. Glossary of thrust tectonics terms. En McClay, K.R. (ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, 419-434.
- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T., Richards, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 857-877
- McDonald, K.C., Holcombe, T.L., 1978. Inversion of magnetic anomalies and sea floor spreading in the Cayman Trough. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 407-414.
- McQuillin, R. 1984. An introduction to seismic interpretation. Graham & Trotman, London. 1st Ed. 287p.
- Mendoza, C., Nishenko, S. P., 1989, The North Panama earthquake of 7 September 1882; evidence for active underthrusting. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(4):1264-1269.
- Middleton, G. V., Hampton, M. A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by gravity flows, En Stanley, D. J., Swift, D. J. P., (Eds.). *Marine sediment transport and environmental management*: John Wiley, New York, 197-218.
- Mitra, G., 1997, Evolution of salients in a fold-and-thrust belt: the effects of sedimentary basin geometry, strain distribution and critical taper. En Sengupta, S., (Ed.). *Evolution of geological structures in micro- to macroscales*. London, Chapman & Hall, 59-90.
- Moore, G. F., Karig, D. E., 1976. Development of sedimentary basins on the lower trench slope. *Geology*, 4: 693-697.
- Moore, J. C., Biju-Duval, B., 1984. Tectonic Synthesis, Deep Sea Drilling Project Leg 78A : Structural evolution of offscraped and underthrust sediment, northern Barbados ridge Complex. *Init. Repts DSDP*, 78: 601-621.
- Moore, G. F., Sender, K. L., 1995, Fracture zone collision along the South Panama margin.
- Moores, E. M., Twiss J. T., 1995. *Tectonics*. Freeman W. H. and Company (Ed.), 415p.
- Muñoz, A., Acosta, J., Palomo, C., Herranz, P., Sanz, J. L., Molinero, J., Gómez, R., Bécares, M. A. y Uchupi, E. (1998): Datos batimétricos y sísmicos en el ámbito de la investigación de la Zona Económica Exclusiva Española. En: I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Eds: J.M. García y M.D. Romacho Publicaciones, S 07-16.
- Mutti, E., Ricci L. F., 1978. Turbidites of the northern Apennines: Introduction to facies analysis. *International Geology Review*, 20: 125-166.
- Nafe, J. E., Drake, C. L., 1963. *Physical properties of marine sediments*. Ed: Hill Interscience Publishers, N.Y. London. *The Sea*, 3: 794-815.



- Naggy, D. 1966. The Prism Method for Terrain Corrections Using Digital Computers. *Pure Appl. Geophys.*, 63: 31-39.
- Officer, C. B., Ewing, J. I., Edwards, R. S., Johnson, H. R., 1957. Geophysical investigations in the Caribbean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 68: 359-378.
- Officer, C. B., Ewing, J. I., Edwards, R. S., Harkrider, D. G., Miller, D. E., 1959. Geophysical investigations in the eastern Caribbean. Summary of the 1955 and 1956 cruises. En: *Physics and Chemistry of the Earth*, Ahrens L. H. et al., (Eds.). 3, London, Pergamon Press, 17-109.
- Olaiz, A. J., 2006. Inversión de esfuerzos tectónicos activos en Europa a partir de mecanismos focales calculados mediante el tensor momento sísmico. Master of Science Thesis. Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid, 82p.
- Paulsen, T., Marshak, S., 1999, Origin of the Uinta Recess, Sevier fold-thrust belt, Utah; influence of basin architecture on fold-thrust belt geometry. *Tectonophysics*, 312(2-4): 203-216.
- Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortés, A., Hernaiz Huerta, P. P., 2002. Geologic evolution of the Northern margin of the Caribbean plate, Dominican Republic. *Acta Geológica Hispánica*. 37(2-3):77-80.
- Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E., Joubert, M., Grupo SYSMIN (Escuder-Viruete, J., Díaz de Neira, A., Monthel, J., García-Senz, J., Ubrien, P., Contreras, P., Bernárdez, E., Stein, G., Deschamps, I., García-Lobón, J. L., Ayala, C.) 2007. Geología de la República Dominicana: de la construcción de arco-isla a la colisión arco-continente. *Boletín Geológico y Minero*, 188(2):157-174.
- Pindell, J., Dewey, J.F., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1(2): 179-211.
- Pindell, J. L., Barret, S. F., 1990. Geologic evolution of the Caribbean region, in Dengo, G., Case, J. E. (Eds.) *The Caribbean Region. The Geology of North America*, Vol. H, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, 402-432.
- Pindell, J. L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En S.K. Donovan, T.A. Jackson (Eds.), *Caribbean Geology: an introduction*. University of the West Indies Publishers Association, University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, 13-39
- Pindell, J. L., Kennan, L., Stanek, K. P., Maresch, W. V., Draper, G., 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta*, 4(1-2) 303-341.
- Prades, J., Alfonso, D., Zahínos, A., Román, M. J., Bartolomé, R., Tabernero, D., Ametller, R., Athernton, S., Bain, S. 2005. Informe Técnico. Unidad de Tecnología Marítima. He105, 110p.
- Pubellier, M., Mauffret, A., Leroy, S., Vila, J.M., Amilcar, H., 2000. Plate boundary readjustment in oblique convergence: Example of Neogene of Hispanila, Greater Antilles. *Tectonics*, 19(4): 630-648.
- Ranero, C. R., Villaseñor, A., Phipps Morgan, J., Weinrebe, W., 2005, Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* – G3, 6(12): 25.



- Reid H. F., Taber, S., 1919. The Porto Rico earthquakes of October–November, 1918. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 9 (4):95–127.
- Reid, J. A., Plumley, P. W., Schellekens, J. H., 1991. Paleomagnetic evidence for late Miocene counterclockwise rotation of north coast carbonate sequence, Puerto Rico. *Geophys. Res. Lett.*, 18: 565-556.
- Rosencrantz, E., Sclater, J. G., 1986. Depth and age in the Cayman Trough. *Earth and Planetary Earth Sciences Letters*, 79: 133-144
- Rosencrantz, E., Ross, M. I., Sclater, J. G., 1988. Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 93: 2141-2157
- Reed, D. L., Silver, E. A., 1995. Sediment dispersal and accretionary growth of the North Panama deformed belt. *Geological Society of America, Special Paper*, 295: 213-223.
- Ross, M. I., Rosencrantz, E., Scotese, C., Barret, S. F., 1986. Caribbean plate reconstructions; new interpretations of data in the Cayman Trough. En Sager, W., Scotese, C., (Eds.), *Mesozoic and 284 Bibliographic Cenozoic Plate Reconstructions abstracts*. 1986 Geodynamics Symposium, College Station, Texas, Texas A&M University, 117-118.
- Rudnick, R. L., Fountain, D. M., 1995, Nature and composition of the continental crust; a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3): 267-309.
- Sandford, A. R., 1959 Analytical and experimental study of simple geologic structures. *Geological Society of America Bulletin*, 70: 19–52.
- Sandwell, D. T., 1984. A detailed view of the South Pacific Geoid from Satellite Altimetry. *Jour. Geophys. Res.*, 89: 1089-1104.
- Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research*, 102(B5): 10039-10054.
- Saunders, J. B., 1973. Cruise synthesis. En N.T. Edgar, J.B. Saunders et al. (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. United States Government Printing Office, Washington D. C., 1077-1111.
- Scholl, D., von Henue, R., Vallier, T., Howell, D., 1980. Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at underthrust ocean margins. *Geology* 8: 564-568.
- Shipley, T. H., McIntosh, K. D., Silver, E. A., Stoffa, P. L., 1992. Three-dimensional seismic image of the Costa Rica accretionary prism: structural diversity in a small volume of the lower slope. *J. Geophys. Res.*, 97: 4439-4459.
- Shipley, T., Gahagan, L., Johnson, K., Davis, M., (Eds.), 2005. *Marine Seismic Data Center*. University of Texas Institute for Geophysics. <http://www.ig.utexas.edu/sdc/>.
- Shurbet, G. L., Worzel, J. L., 1956. Gravity observations at sea in USS Diablo [Puerto Rico] *Bulletin Geodesique*, 42(226): 51-60.
- Silver, E. A., McCaffrey, R., Smith, R. B., 1983. Collision, rotation, and the initiation of subduction in the evolution of Sulawesi, Indonesia. *Journal of Geophysical Research*, 88(B11): 9407-9418.



- Silver, E. A., Breen N. A., Shipley, T. H., 1985 Comments on the growth of accretionary wedges. *Geology*, 13: 6-9.
- Silver, E. A., Breen N. A., Shipley, T. H., 1986a. Reply on "Comments on the growth of accretionary wedges". *Geology*, 14: 185-186.
- Silver, E. A., Breen, N. A., Prasetyo, H., Hussong, D. M., Detrick, R. S., 1986b. Multibeam study of the Flores back arc thrust belt, Indonesia. *Journal of Geophysical Research*, 91(B3): 3489-3500.
- Silver, E. A., Reed, D. L., 1988, Backthrusting in accretionary wedges. *J. Geophys. Res.*, 93: 3116-3126.
- Silver, E. A., Reed, D. L., Tagudin, J. E., Heil, D. J., 1990, Implications of the North and South Panama thrust belts for the origin of the Panama Orocline. *Tectonics*, 9: 261-281.
- Silver, E. A., Galewsky, J., McIntosh, K. D., 1995. Variation in structure, style, and driving mechanism of adjoining segments of the North Panama deformed belt. *Geological Society of America, Special Paper*, 295: 225-233.
- Smith, W. H. F., Sandwell, D. T., 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277:1957-1962.
- Smith A. L., Schellekens J. H., Muriel Diaz A-L., 1998. Batholiths as markers of tectonic change in the northeastern Caribbean. *Geological Society of America, Special Paper*, 322: 99-122.
- Smoot, N. C., Choi, D. R., Bhat, M. I., 2001. Active margin geomorphology. Xlibris Corporation. ISBN 1-4010-3624-4. 164 p.
- Speed, R., Larue, D., 1991. Extension and transtension in the plate boundary zone of the northeastern Caribbean. *Geophysical Research Letters*, 13: 573-576.
- Stephan, J. F., Blanchet, R., Mercier de Lepinay, B., 1986. Northern and southern Caribbean festoon (Panama, Colombian-Venezuela and Hispaniola-Puerto Rico), interpreted as pseudo-subdivisions induced by the east-west shortening of the peri-Caribbean continental frame. En Wezel-Forese C., (Ed.). *The origin of Arcs. Developments in Geotectonics*. Elsevier, Amsterdam, 401-422.
- Stern, R.J., 2002. Subduction Zones. *Reviews of Geophysics*, 40: 1012, doi:10.1029/2001RG000108.
- Stolt, R. H., 1978. Migration by Fourier transform. *Geophysics*. 43: 23-48.
- Stolt, R. H., Benson, A. K., 1986. Seismic migration theory and practice, in: *Handbook of geophysical exploration*, sect. I (Seismic Exploration). Vol. 5, Helbig, K., Treitel, S., (Eds.) Geophysical Press, London.
- Stow, D. A. V., Lovell, J. P. D., 1979. Contourites: their composition in modern and ancient sediments. *Earth Science Review*. 14:251-291.
- Storti, F., Marin, R. S., Faccenna, C., Sainz, A. M. C., 2001, Role of the backstop-to-cover thickness ratio on vergence partitioning in experimental thrust wedges. *Terra Nova*, 13(6): 413-417.
- Suárez, G., Pardo, M., Dominguez, J., Ponc, L., Montero, W., Boschini, I., Rojas, W., 1995. The Limon, Costa Rica earthquake of April 22, 1991; back arc thrusting and collisional tectonics in



- a subduction environment. *Tectonics*, 14(2): 518-530.
- Sykes, L. R., Ewing, M., 1965. The seismicity of the Caribbean region. *Journal of Geophysical Research*, 70(20): 5065-5074.
- Taber, S., 1922. The seismic belt in the Greater Antilles. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 4: 199-219.
- Tapley, B. D., Born, G. H., Parke, M. E., 1982. The Seasat altimeter data and its accuracy assessment. *Jour. Geophys. Res.*, 87, 3179-3188.
- Talwani, M., Sutton, G. H., Worzel, J. L., 1959a. A crustal section across the Puerto Rico Trench. *Journal of Geophysical Research*, 64(10): 1545-1555.
- Talwani, M., Worzel, J. L., Landisman, M. 1959b. Rapid Gravity Computations for Two- Dimensional Bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *Jour. Geophys. Res.*, 64: 49-61.
- Talwani, M., Heirtzler, J. R., 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape. Ed. Parks, G.A., *Computers in the mineral industries, Parte 1: Stanford Univ. Publ., Geological Sciences*, 9: 464-480.
- ten Brink, U. S., Coleman, D. F., Dillon, W. P., 2002. The nature of the crust under Cayman Trough from gravity. *Marine and Petroleum Geology*, 19(8): 971-987.
- ten Brink, U., Danforth, W., Polloni, C., Andrews, B., Llanes, P., Smith, S., Parker, E., Uozumi, T., 2004. New sea floor reveals the structure of the Puerto Rico Trench and helps assess earthquake and tsunami hazards in the Northeast Caribbean. *Eos, Trans. Amer. Geophys. U.*, 85(37): 349-354.
- ten Brink, U., Lin, J., 2004. Stress interaction between subduction earthquakes and forearc strike-slip faults: Modeling and application to the northern Caribbean plate boundary. *J. Geophys. Res.*, 109, B12310, doi:10.1029/2004JB003031.
- ten Brink, U. S., 2005. Vertical motions in the Puerto Rico trench and Puerto Rico and their cause. *J. Geophys. Res.*, 100, B06404, doi:10.1020/2004JB003459.
- Terzaghi, K., Peck, R. B., 1948. *Soil Mechanics in Engineering Practice*, Wiley, New York. 529p
- Underwood, M. B., 1991. Submarine canyons, unconfined turbidite currents, and sedimentary bypassing of forearc region. *Review of in Aquatic Sciences*, 4 (2-3): 149-200.
- Underwood, M. B, Moore, G. F., 1995. Trenches and trench-slope basins, en Bushby C. J., Ingersoll, R. V. (Eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 179-219.
- van Gestel, J-P., Mann, P., Grindlay, N. R., Dolan, J. F., 1998. Structure and tectonics of the upper Cenozoic Puerto Rico-Virgin Islands carbonate platform as determined from seismic reflection studies. *J. Geophys. Res.*, 103, B12, 30,505-30,530.
- Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Carbó, A., Vázquez J. T., 2003. A neotectonic model for Puerto Rico. *Seismological Research Letters, Abstracts*, 74(2): 231.



- Vogt, P. R., Lowrie, A., Bracey, D. R., Hey, R. H., 1976. Subduction of aseismic ridges: effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries. Geological Society of America, Special Paper, 172: 1-59.
- von Huene, R., Lallemand, S., 1990. Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. Geol. Soc. Am. Bull., 102: 704-720.
- von Huene, R., Scholl, D.W., 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion and the growth of continental crust. Rev. Geophys., 29:279-316.
- Wang, Z., Batze, M. L., Nur A. M., 1990. Effect of different pore fluids on seismic velocities in rocks. Canadian Journal of Exploration Geophysics. 26: 104-112.
- Weber, J. C., Dixon, T. H., DeMets, C., Ambeh, W. Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R., Pérez, O., 2001. GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. Geology. 29 (1): 75-78.
- Welch P.D., 1967. The use of Fast Fourier Transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics. Vol AU-15, 2.
- Westbrook, G. K., Smith, M. J., 1983. Long decollements and mud volcanoes: evidences from the Barbados Ridge complex for the role of the high pore-fluid pressures in the development of an accretionary complex. Geology, 11:279-283.
- Westbrook, G., Mascle, A., Biju-Duval, B., 1984. Geophysics and structure of the Lesser Antilles forearc. En Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al., Init. Repts. DSDP, 78A: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 23-38.
- Westbrook, G.K., Ladd, J.W., Buhl, P., Bangs, N., Tilley, G.J., 1988. Cross section of an accretionary wedge: Barbados Ridge complex. Geology, 16:631-635.
- Westbrook, G. K., Hardy, N. C., Heath, R. P., 1995. Structure and tectonics of the Panama-Nazca Plate boundary. Geological Society of America, Special Paper, 295: 91-109.
- Wessel P. Smith W. H. F., 1995. New Version of the Generic Mapping Tools (GMT). American Geophysical Union. [http:// www.agu.org/eos_els](http://www.agu.org/eos_els)
- Wessel, P., Smith, W. H. F., 1998. New improved version of Generic Mapping Tools released. Eos, Trans. Amer. Geophys. U., 79(47): 579.
- Willett, S., Beaumont, C., Fullsack, P., 1993, Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. Geology, 21(4): 371-374.
- Wilson, J. T., 1966. Are the structures of the Caribbean and Scotia arcs analogous to ice rafting? Earth and Planetary Science Letters, 1: 335-338.
- Won, J., Bevis, M., 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon. Algorithms and Fortran subroutines. Geophysics, 52: 232-238.
- Worzel, J.L. Ewing, M., 1954. Gravity anomalies and structure of the West Indies. Geological Society of America Bulletin, 65 (2): 195-199.



- Yale, M. M., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., 1995. Comparison o along-track resolution of stacked Geosat, ERS 1 and TOPEX satellite altimeters. Jour. Geophys. Res., 100 (B8): 15117-15127.
- Yilmaz, O.,1988. Seismic data processing, in Doherty, M. (Ed.) Investigations in geophysics. Society of Exploration Geophysicist. 2: 525p.
- Yuan, T., Spence, D., Hyndman, R. D., 1994. Seismic velocities and inferred porosities in the accretionary wedge sediments at the Cascadia margin. Journal of Geophysical Research, 99(B3): 4413-4427.







ANEXO I.1

- **Información facilitada por el *Marine Seismic Data Center* de la adquisición y pre-procesado de los perfiles de reflexión multicanal.**

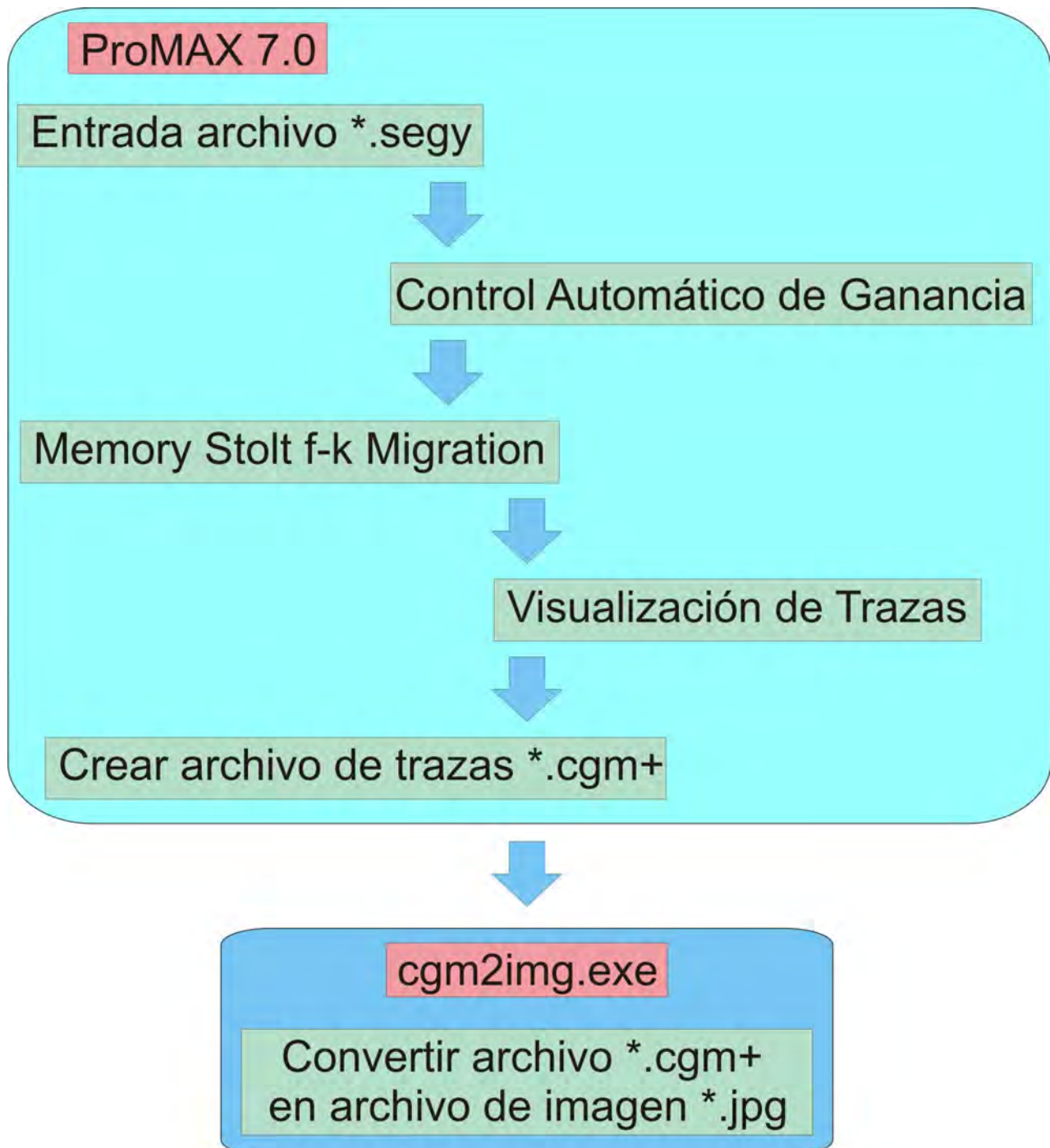
Ejemplo: Seismic Profile 1292

Unique_ID ar54.4621
Entry_ID ew9501
Line_Name 1292
Data_Type mcs
Processing_Level stack
Data_Provider_Contact_ID Alsop_J
Comments General MCS processing history: band pass with decimation to 4 msec, inside mute, outside mute for most lines, normal moveout, stack
Access_Constraints limited
First_CMP 228
Last_CMP 16891
First_Shot 3727
Last_Shot 6365
First_Trace 1
Last_Trace 160
DMS_Data_Source 1292.iomute.stk.228_16891
Intermediate_Data_Source
Field_Data_Source
DMS_Creation_Date 2000-11-15
DMS_File_Size 420602960
SNO_Region na09
Beginning_Date 1995-02-22
Beginning_Date 1995-02-22
Beginning_Time 20:12:56
Ending_Date 1995-02-23
Ending_Time 18:11:02
Beginning_Longitude -67.814194
Beginning_Latitude 18.775227
Ending_Longitude -67.251564
Ending_Latitude 17.004301
West_Bounding_Coordinate -67.814194
East_Bounding_Coordinate -67.251602
South_Bounding_Coordinate 17.004301
North_Bounding_Coordinate 18.775227
Trace_Position_Offsets trace
Source_CMP_Offset applied
Position_Correlation Used navigation table relating CMPs to latitude/longitude. Then interpolated latitude/longitude to other CMPs. Positions are the latitude/longitude of the center of the particular cdp bin.
Position_Sdv 0.33
Position_Sdx 0.07
Position_Spacing 12.44
Processing_Spacing 12.5
Position_File ar54.4621.ew9501.1292.stack.ploc
Segy_File ar54.4621.ew9501.1292.stack.segy
Browse_Graphic_File_Name ar54.4621.ew9501.1292.stack.gif
Browse_Graphic_File_Type GIF
Browse_Graphic_File_Name_Small ar54.4621.ew9501.1292.stack_small.gif
Browse_Graphic_File_Small_Type GIF
Browse_Graphic_File_Caption 160-channel, stacked section along the Venezuela Basin, Caribbean Ocean.
History ar54.4621.hst
Metadata_Date 2006-01-22



ANEXO I.2

- a) Secuencia esquemática de procesamiento de sísmica de reflexión multicanal realizada en el presente trabajo





- b) **Secuencia de procesamiento extendida utilizada para los perfiles sísmicos del presente trabajo**

ProMAX

1. ENTRADA DEL ARCHIVO *.segY (SEG-Y-INPUT)

Type of SEG-Y- Western (IG1503), Standard (EW9501)

Type of storage to use- Disk

Select disk file type- Disk image

Enter disk file path parameters- /home/jlgranja/cruise/ *.segY

Update LIN at the end of the input?- Yes

Override input data's sample interval?- No

Samples per data trace (override binary header)- 0

Store reel header in processing history?- No

Input auxiliary traces?- Yes

Get CHANNEL NUMBER from trace headers?- Yes

Input trace format- Get from header

Apply trace weighting factors (2-N)?**- Yes

Display ensemble information- No

Max time to input- 0

Is a stacked data?- Yes

Input PRIMARY selection choice?- Input all

Input SECONDARY selection choice?- Channel

Specify CHANNEL input list- 1-24/

Input Global XY reference coordinates?- No

Use the coordinate scalar?- Yes

Scan range of all header words?- Yes

Use SEG-Y Rev -1 header mapping?- Autodetect

Remap SEG-Y header values?- No

2. CONTROL AUTOMÁTICO DE GANANCIA (AGC)

Application mode- APPLY

Type of AGC scalar- MEAN

ACG operator length- 500 ms

BASIS for scalar application- Centered

Exclude hard zeroes?- Yes



Robust scaling?- No

3. MEMORY Stolt F-K Migration

Minimum CDP to migrate- n°CDP

Maximum CDP to migrate- n°CDP

CDP interval (ft or meters)- 45.7 m (IG1503), 12.6 m (EW9501)

Max frequency to migrate (in Hz)- 80

Get RMS velocities from data base?- No

RMS velocities for migration

[CDP 1: T1-V1, T2-V2,.....Tn-Vn/ CDP 2: T1-V1, T2-V2,.....Tn-Vn/....]

Number of traces to smooth velocity field over- 6

Recent velocity scale factor- 100

Stolt stretch factor (W)- 0.6

Apply Stolt obliquity correction?- Yes

Change maximum memory usage?- No

Change the default tapering)- No

Re-apply trace mutes?- No

Re-kill dead traces?- No

4. VISUALIZACIÓN DE TRAZAS (TRACE DISPLAY)

Select display device- This screen

Specify display start time- variable

Specify display end time- variable

Max number of traces/SCREEN-variable

Number of ENSEMBLES (line segments)/screen- 1

Ensemble increment- 0

Do you want to use variable trace spacing?- No

Output mode- When done

Trace display MODE- WT/VA

Offset BIAS for variable area- 0

Header plot parameter- No trace header selected

Automatically SAVE screens?- Yes

Max number of screen images to save- 10

Save screens in color?- Yes

Where to save the screens images?- Xserver

Number of screens to collect- 1

Direction of trace plotting- Left to right



Polarity of trace display- Normal

Primary trace labeling header entry- line source number

Secondary trace labeling header entry- Recording channel number

Mode of Secondary trace annotation- Incremental

Increment for secondary trace annotations- 5

Trace scaling mode- conventional

Trace excursion at which to chip- 2

Scalar for sample value multiplication- 1

Trace scaling option- individual

Number of display parameters- 1

Trace orientation- vertical

5. CREAR ARCHIVO DE TRAZAS (CREATE CGM+ PLOTFILE)

Plot File Name- *.cgm

Plotting units- inches

Spatial Domain of Plot- CDP

Left most CDP- variable

Right most CDP- variable

CDP increment- 1

Font sizes- vbox_font

Submenu to view

Traces/Plots/Posts/Graphs

View

>PRIMARY TRACE DATA<

Component List

Enter RMS Explicity?- No

Number of traces for gain calc.- 100

Start trace for gain- 2

Time constraints for gain calc.- No

Section gain- 0.5

Trace space (traces/plot unit)- 30 (40)(60) variable

Time scale (plots units/secs)- 2

Start time- (0) variable

End time- (5000) variable

Static shift (Msec)- 0

Timing lines- 1000

Timing Annotation Increment (msec)- 1000



Timing Annotation Format- Decimal seconds

Line Direction Arrow- None

Trace Plot mode- (select one option)

Wiggle Trace/Variable Area

Wiggle Trace Only

Variable Area Only

Color Cell Fill

Color Area Fill

Color Wiggle Fill

Bias (Signed % of trace space)- 0

Clip limit- 2

Data Selection Mode- None

Component list- insert before

Post > CDP > CDP

White space under item- 1

Item Border- Yes

Select CDPs to annotate- 1-10000 (variable)

Vertical text- 0

Include label- Yes

Label text- CDP

Zipper or Down line- Include Down Line

Title Box Text

Minimum Height of side label- (-1)

Field Parameter Text

Minimum Height of side label- (-1)

Processing Sequence Text

Minimum Height of side label- (-1)

cgm2img.exe

6. CONVERTIR ARCHIVO *.cgm+ EN ARCHIVO DE IMAGEN *.jpg ó *.bmp

Run cgm2img.exe command in UNIX shell or Linux Terminal

```
cgm2img.exe *.cgm -jpg -out *.jpg -d 300
```

```
cgm2img.exe *.cgm -bmp -out *.bmp -d 300
```



ANEXO I.3

Historial de velocidades de migración

CAMPAÑA	LÍNEA	TRAMO	CDP	RMS Velocities for migration. Time-Velocity pairs [CDP 1: T1-V1, T2-V2,...Tn-Vn/ CDP 2: T1-V1, T2-V2,...Tn-Vn/....]
IG1503 (1975)	vb-1n	vb-1nb-2	217-2693	217:10-1200/300:10-1000/400:10-1300/600:10-1800/ 800:10-2000/900:10-1900/1550:10-950/1650:10-1100/1750:10-1100/2200:10-950/2300:10-1050/2500:10-1100/
			1550-1790	1550:10-950/1650:10-1100,20-1150/1700:10-1050/1750:10-1100/
			2200-2500	2200:10-950/2250:10-1000/2300:10-1050/2500:10-1100/
			515-1600	515:10-1900/620:10-2100/800:10-2000/900:10-1900/
			217-700	217:10-1200/300:10-1000/400:10-1300/600:10-1800/
		vb-1nc	1-1814	1:10-1600/100:10-600/200:10-1600/300:10-1600/ 500:10-1500/600:10-1500/
			1-200	1:10-1600/
			200-700	200:10-1600/300:10-1600/500:10-1500/600:10-1500/
			500-900	500:10-1500/700:10-1230/800:10-1300/
	vb-2n	vb-2n(a)	1-2195	1:10-1500/650:10-1500/700:10-1300/800:10-1600/900:10-1600/1100:10-1800/1300:10-1600/1500:10-1650/1600:10-1850/1640:10-1950/1700:10-2500/1800:10-2400/1900:10-2600/2000:10-2700/2100:10-2600/2190:10-2500/
			1-500	1:10-1500
			500-900	500:10-1500/650:10-1500/700:10-1300/800:10-1600/
			900-1400	900:10-1600/1100:10-1800/
			1300-1700	1300:10-1600/1400:10-1600/1500:10-1650/1600:10-1850/1620:10-1930/1630:10-1950/1640:10-1970/
			1640-2195	1640:10-2500/1700:10-2500/1720:10-2500/1730:10-2500/1800:10-2400/
			1640-1800	1640:10-2500/1700:10-2500/1720:10-2500/1730:10-2500/1800:10-2400/
			1500-1800	1500:10-2500/
		vb-2Nb	1800-2195	1800:10-2500,20-2600/1900:10-2600,50-2700/1975:10-2700/2000:10-2700/2100:10-2600/2190:10-2500/
			1-1962	1:10-900/100:10-1100/200:10-1300/300:10-1300/360:10-1400/400:10-1300/500:10-1400/800:10-1500/1000:10-1700/1100:10-1600/1300:10-1200/1400:10-1100/1500:10-1000/1700:10-1400/1800:10-1700/
			1-500	1:10-900/100:10-1100/200:10-1400/300:10-1300/360:10-1400/400:10-1300/500:10-1400/
			400-900	400:10-1300/900:10-1500/
			800-1300	800:10-1500/1000:10-1700/1150:10-1800/1200:10-1800/
			1100-1500	1100:10-1600/1200:10-1700/1300:10-1200,20-1000/1350:10-1300/1400:10-1100,20-1400/
			217-2693	1400:10-1000/1500:10-1000/1600:10-900,20-1500/1700:10-1400,20-2000/1800:10-1800/1900:10-1800/
		vb-4Na	1-1224	1:10-1500/300:10-1700/500:10-1700/600:10-1100/800:10-1200/900:10-1100/1000:10-1100/
			1-500	1:10-1500/300:10-1700/500:10-1700/
			250-700	250:10-1500/300:10-1700/450:10-2000/500:10-2000/600:10-1600/
			600-900	600:10-1000/700:10-1100/800:10-1100/900:10-900/
			800-1224	800:10-1200/900:10-1100/1000:10-1100/1100:10-1100/
	vb-4Nb	vb-4Nb	1-1371	1:10-2500/100:10-2300/200:10-2300/300:10-2400/350:10-2400/400:10-2000/500:10-2000/450:10-1800/500:10-1600/600:10-1500/700:10-1200/
			1-600	1:10-2500/100:10-2300/200:10-2300/250:10-2100/300:10-2400/370:10-2600/400:10-2700/500:10-2000/
			300-800	300:10-2100/350:10-2200/400:10-2300/450:10-1700/500:10-1500/600:10-1500/700:10-1200/



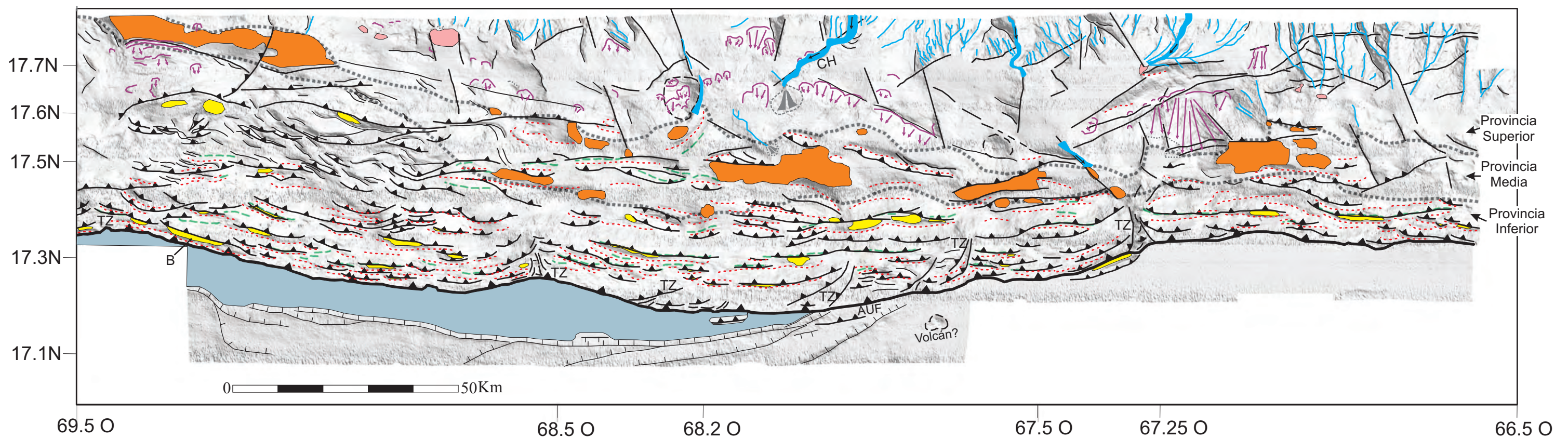
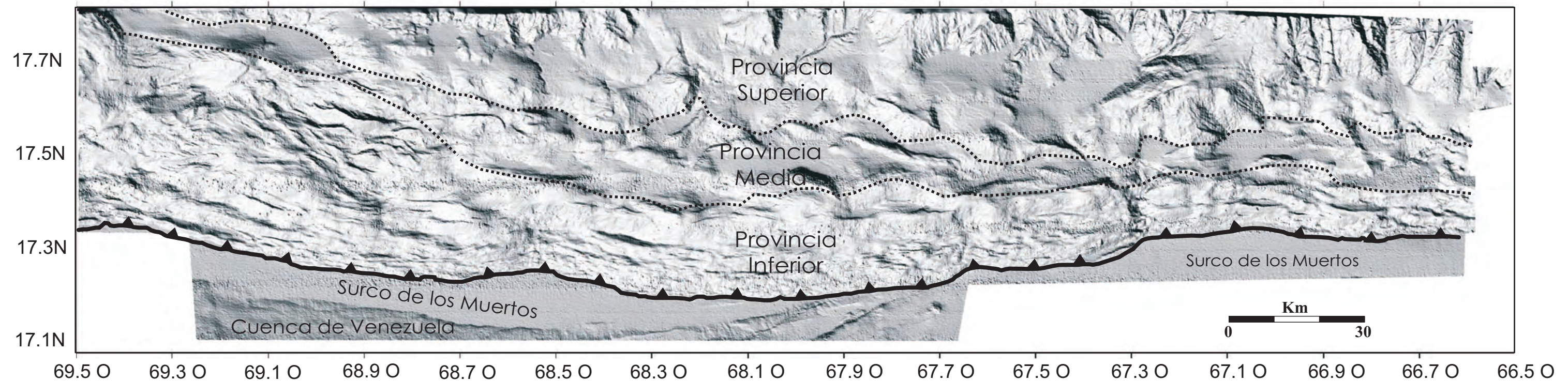
CAMPAÑA	LÍNEA	TRAMO	CDP	RMS Velocities for migration. Time-Velocity pairs [CDP 1: T1-V1, T2-V2,...Tn-Vn/ CDP 2: T1-V1, T2-V2,...Tn-Vn/....]
EW9501 (1995)	1292	Entera	228-16891	Tramos (pieces) from south to north. See CDP for details.
		Tramo1	12248-16891	12248:10-1540/12380:10-1530/12700:10-1540/12880:10-1550/13000:10-1560/13530:10-1520/
			12248-13348	12248:10-1540/12380:10-1530/12700:10-1540/12880:10-1550/13000:10-1560/13348:10-1520/13600:10-1560/14000:10-1520/15000:10-1520/
			13348-14348	13348:10-1520/13600:10-1560/14000:10-1520/
			14000-15000	14000:10-1520/
			15000-16891	15000:10-1520,20-1550,30-1580/
		Tramo 2	9000-12137	9000:10-1400/9930:10-1500,20-1700/11000:10-1600/11850:10-1800/
		Tramo 1+2	9000-16891	9000:10-1400/9930:10-1500,20-1700/11000:10-1600/11850:10-1800/12248:10-1540/12380:10-1530/12700:10-1540/12880:10-1550/13000:10-1560/13530:10-1520/
		Tramo 3	5597-10000	5597:10-1200/6000:10-1300/7000:10-1450/8000:10-1650/9000:10-1600/10000:10-1600/
IG2408 (1977)	sd-5	sd-5na	1-1888	1:10-900/900:10-1000/200:10-1400/1500:10-1000/
			1-500	1:10-1400/150:10-1500/300:10-1500/
			250-750	250:10-1300/400:10-1400/500:10-1500/650:10-1500/
			500-1000	500:10-1300/650:10-1250/700:10-1200/800:10-1100/850:10-1250/950:10-1350/1000:10-1300/
			900-1400	900:10-1100/950:10-1200/1000:10-1250/1100:10-1350/1200:10-1350/1300:10-1350/1400:10-1350/
			1100-1547	1100:10-1300/1200:10-1500,20-1800/1300:15-1500,20-1800/ 1400:10-1500,20-1800/1500:10-1400,20-1800/

CDP = Common Depth Point (Punto de Profundidad Común)

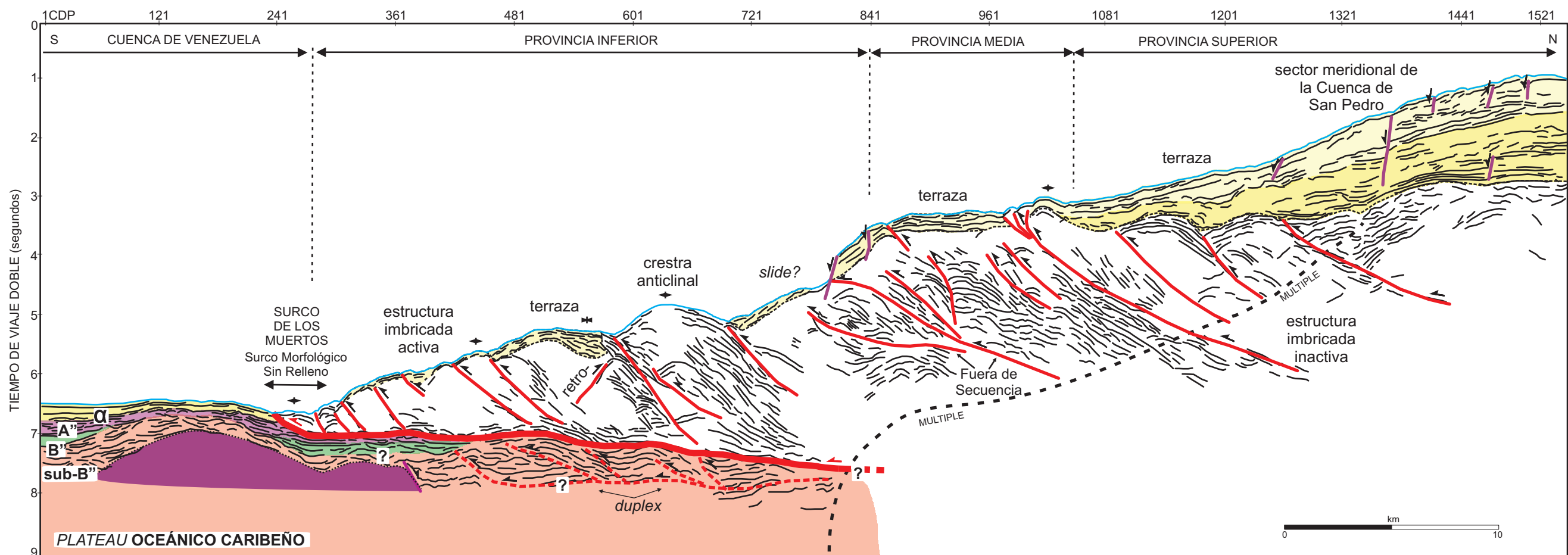
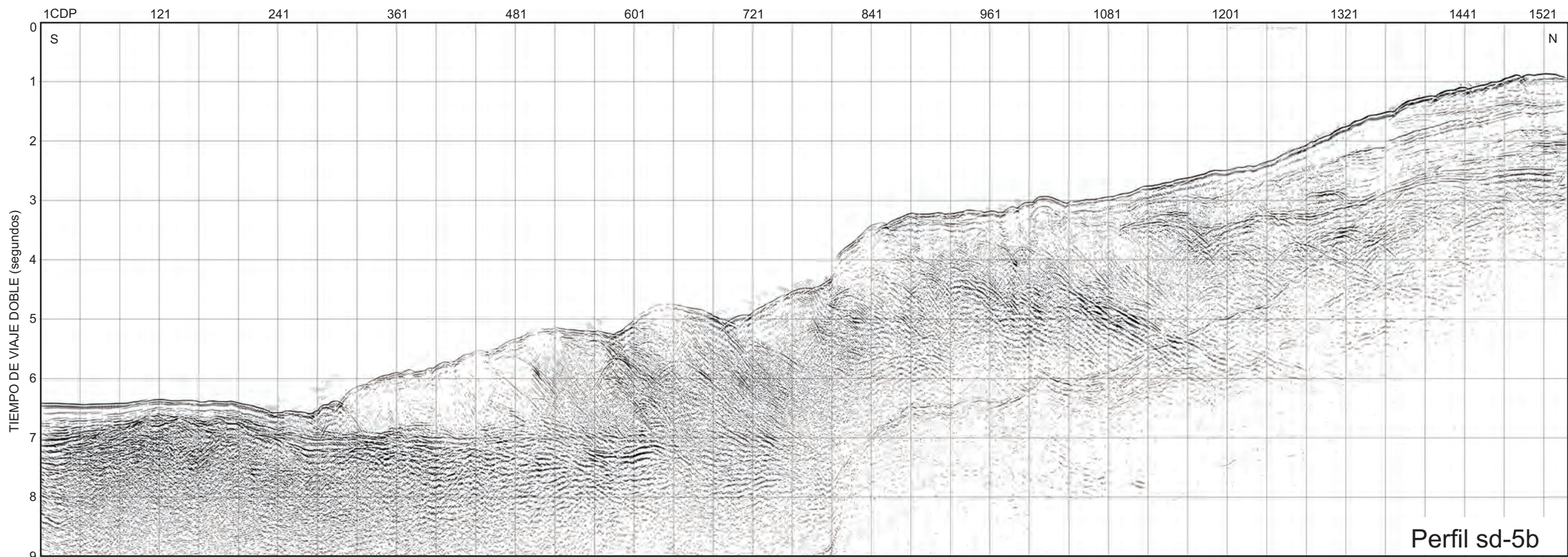
RMS = Root Mean Square (Raíz Cuadrática Media)

Tn-Vn = Pares Tiempo-Velocidad para cada CDP

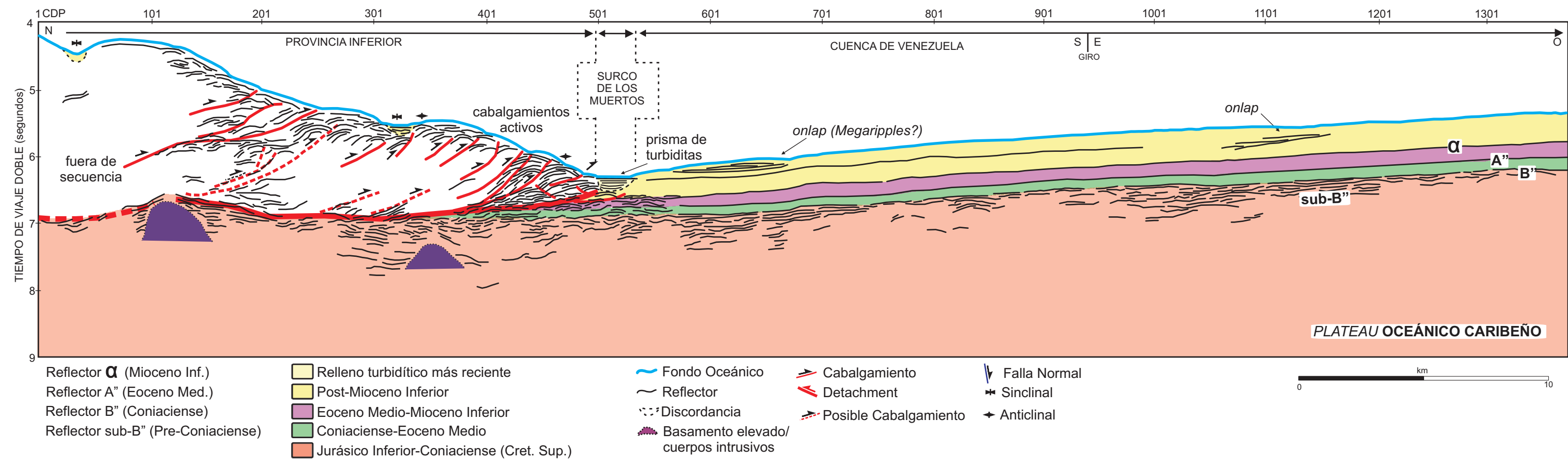
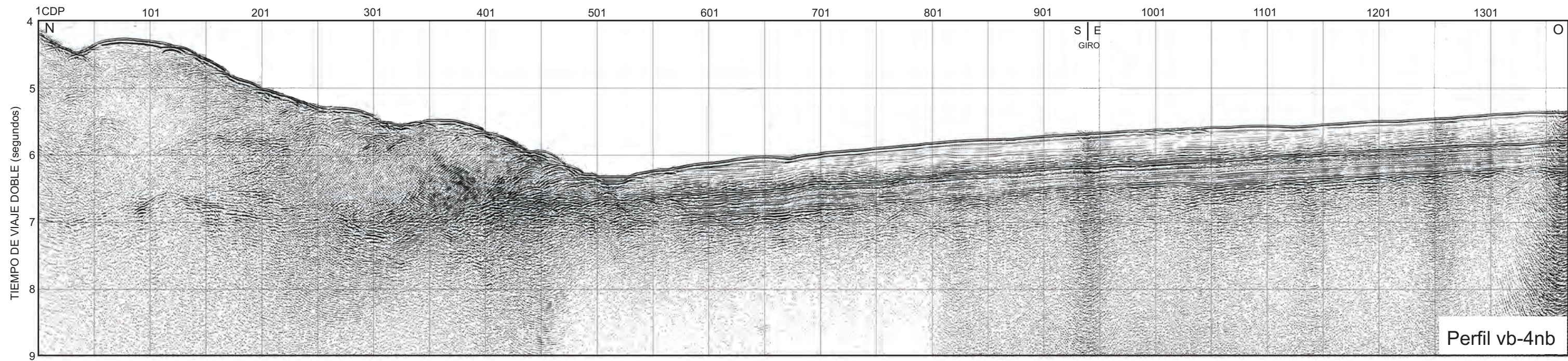
INTERPRETACIÓN MORFOTECTÓNICA



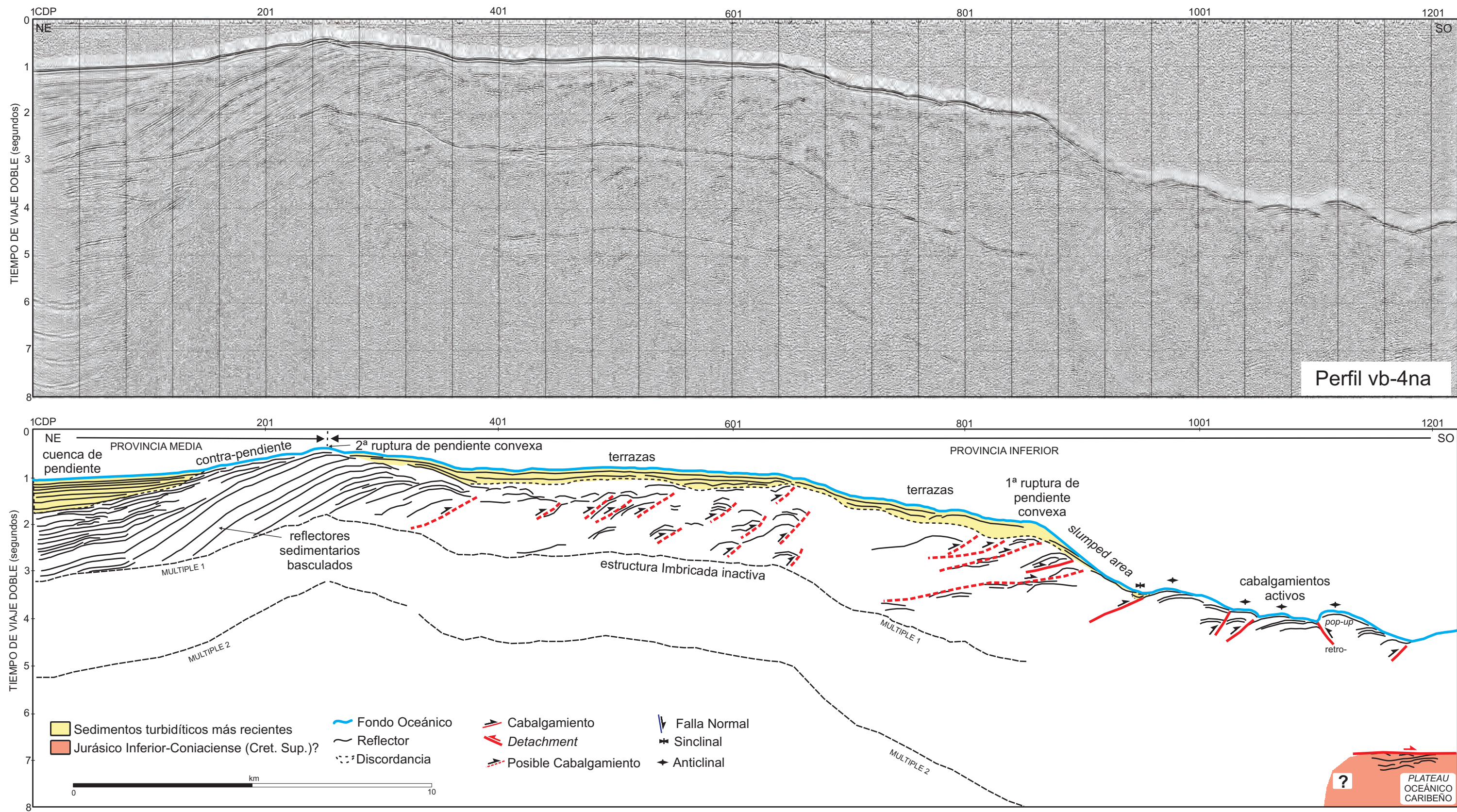
- | | | | | | | |
|-------------------------|-------------------------|-------------------|----------------|--------------------------|--|--|
| ▲ Frente de Deformación | ↗ Escarpe/ Falla normal | ⋯ Anticlinal | ⤴ Slump/Slide | ▭ Surco Confinado | ▭ Cuenca de Pendiente Provincia Inferior | ▭ Cuenca Endorreica Provincia Superior |
| ▲ Cabalgamiento | — Otras fallas | ⋯ Sinclinal | ⤵ Cañon/gullie | ⦿ Abanico | ▭ Cuenca de Pendiente Provincia Media | |
| — Cresta/Lineamiento | ⋯ Límite de Provincia | ⦿ Monte Submarino | ⤵ Canal | ⤵ Alcance del Detachment | | |



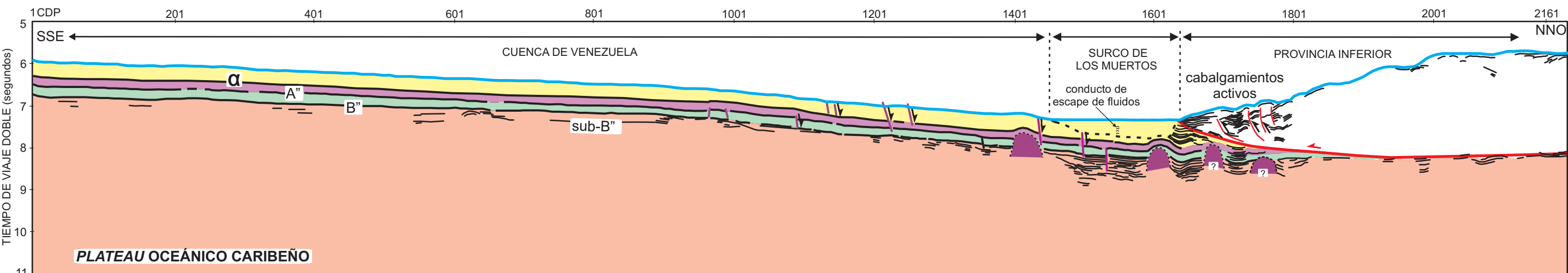
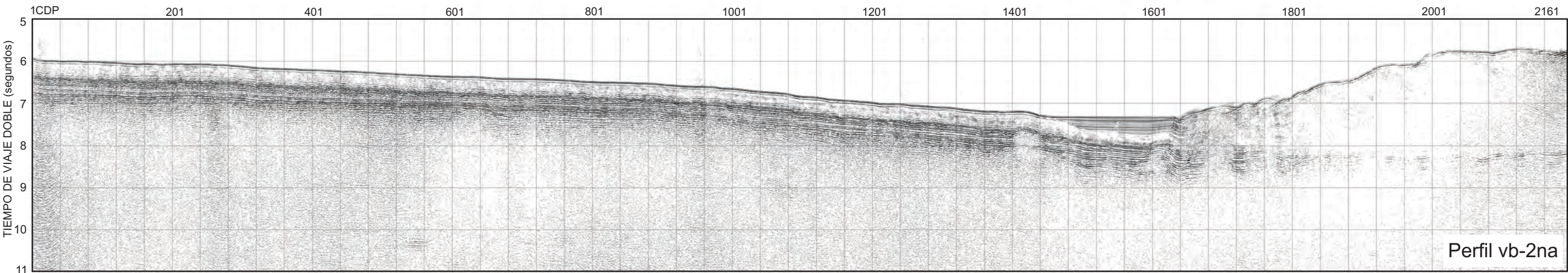
- | | | | | |
|------------------------------------|--|-------------------|------------------------|--------------|
| Reflector α (Mioceno Inf.) | Relleno turbidítico más reciente | Fondo Oceánico | Cabalgamiento | Falla Normal |
| Reflector A" (Eoceno Med.) | Post-Mioceno Inferior | Reflector | Detachment | Sinclinal |
| Reflector B" (Coniaciense) | Eoceno Medio-Mioceno Inferior | Discordancia | Possible Cabalgamiento | Anticlinal |
| Reflector sub-B" (Pre-Coniaciense) | Coniaciense-Eoceno Medio | Basamento elevado | | |
| | Jurásico Inferior-Coniaciense (Cret. Sup.) | | | |



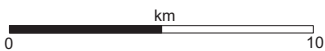
ANEXO II.4



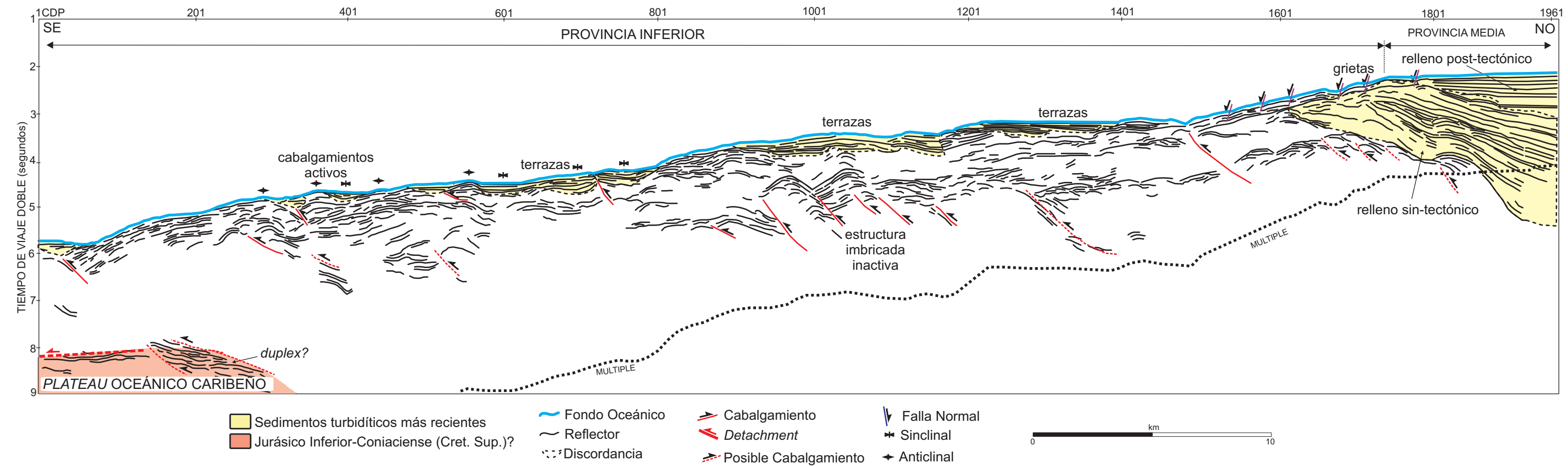
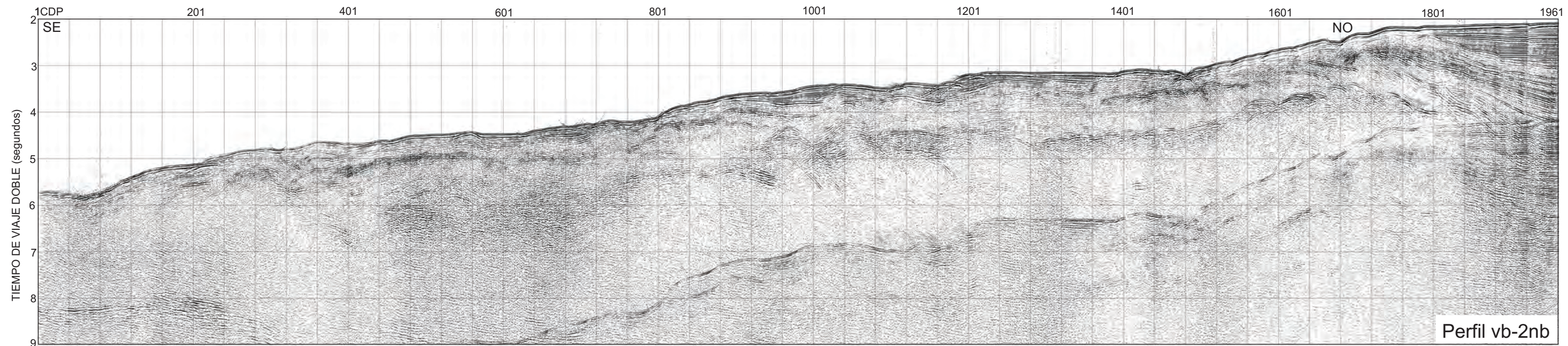
ANEXO II.5



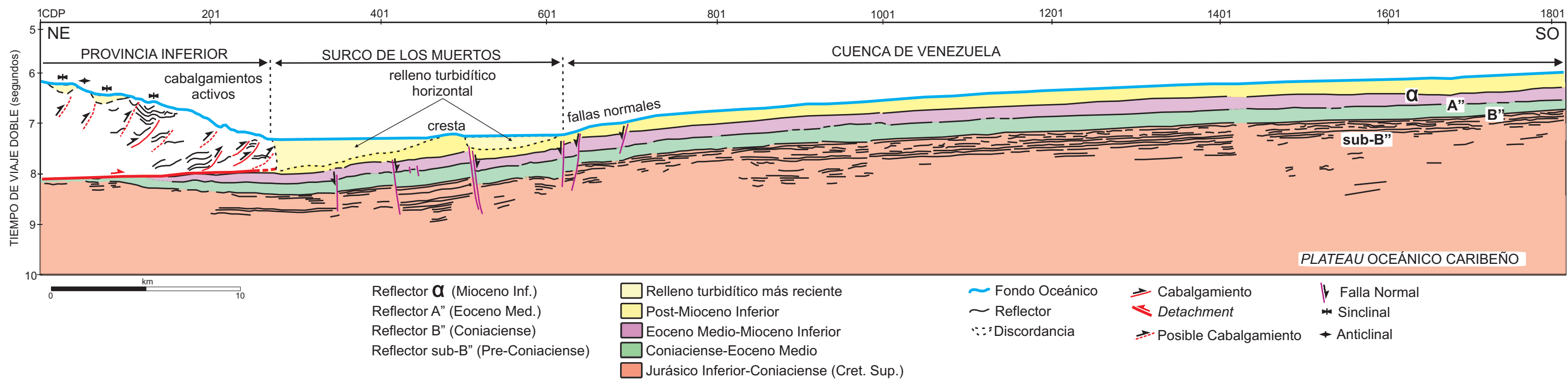
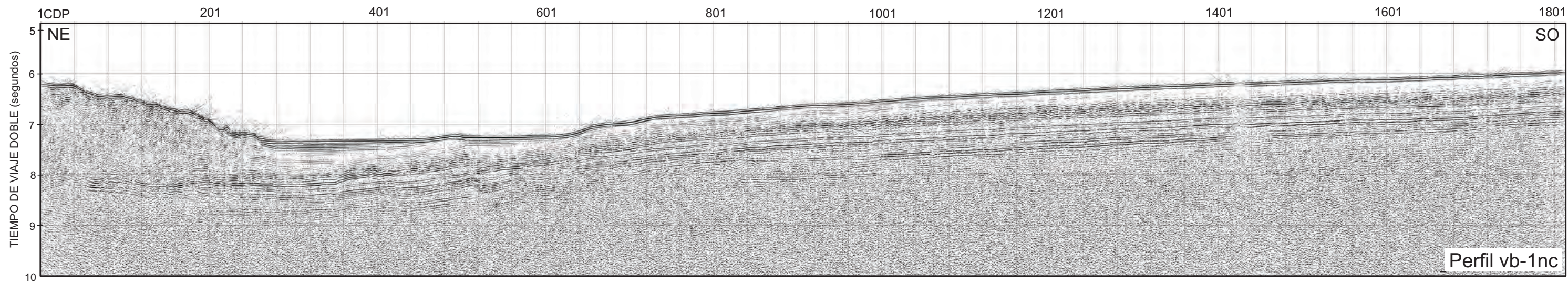
- | | | | | |
|-------------------------------------|--|-------------------|------------------------|--------------|
| Reflector α (Mioceno Inf.) | Relleno turbidítico más reciente | Fondo Oceánico | Cabalgamiento | Falla Normal |
| Reflector A'' (Eoceno Med.) | Post-Mioceno Inferior | Reflector | Detachment | Sinclinal |
| Reflector B'' (Coniaciense) | Eoceno Medio-Mioceno Inferior | Discordancia | Possible Cabalgamiento | Anticlinal |
| Reflector sub-B'' (Pre-Coniaciense) | Coniaciense-Eoceno Medio | Cuerpo Intrusivo? | | |
| | Jurásico Inferior-Coniaciense (Cret. Sup.) | | | |



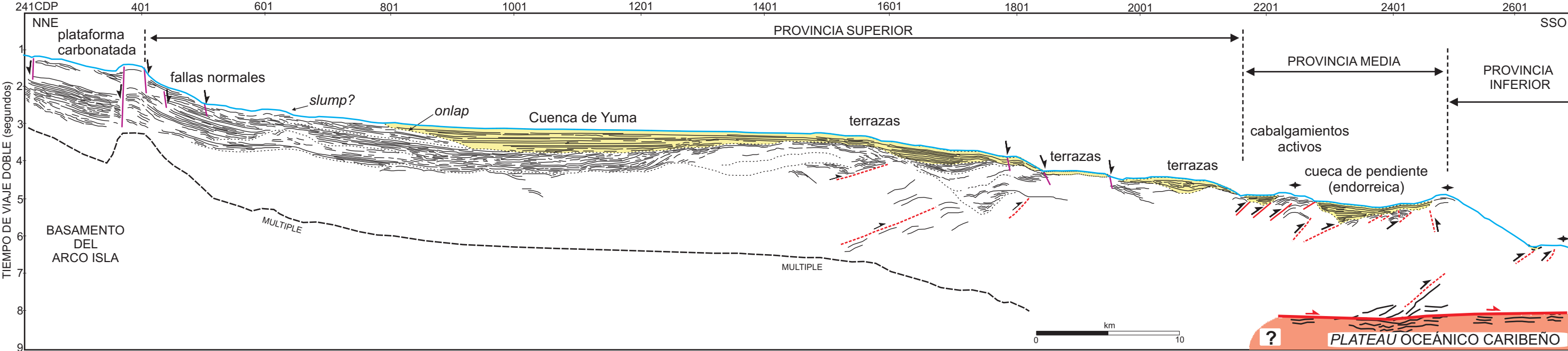
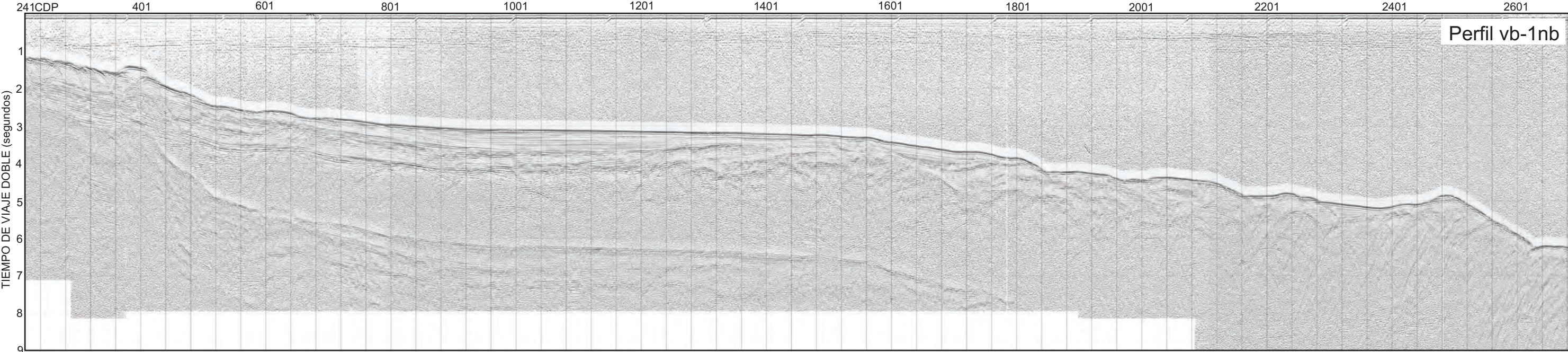
ANEXO II.6



ANEXO II.7

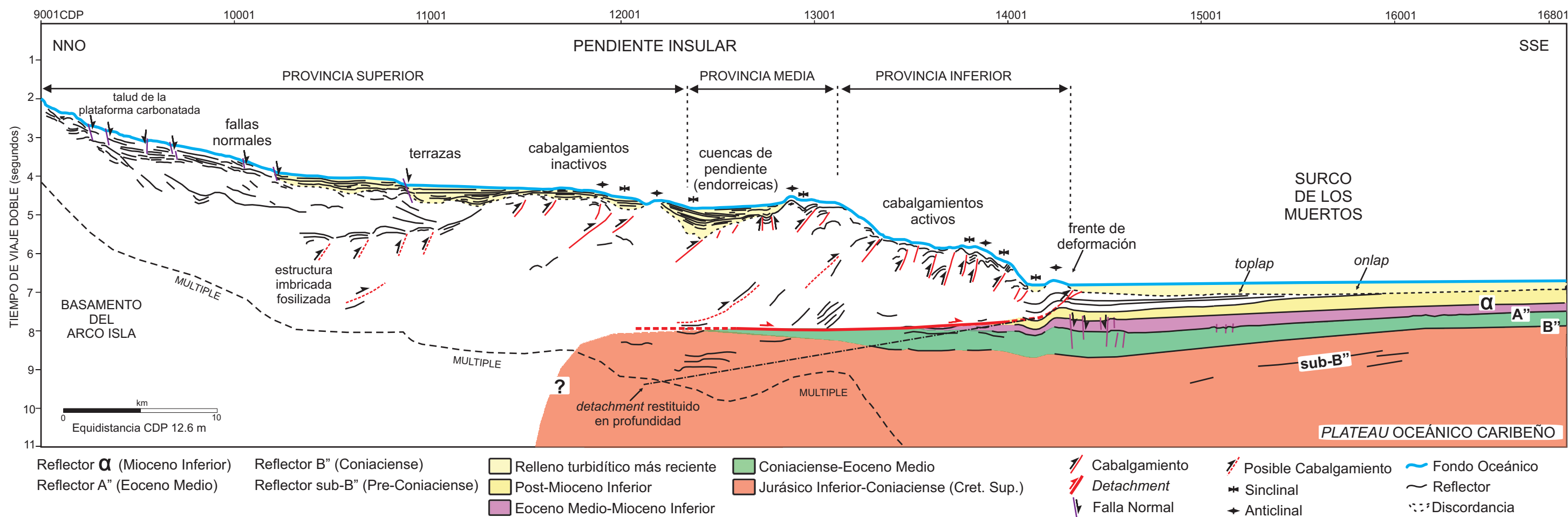
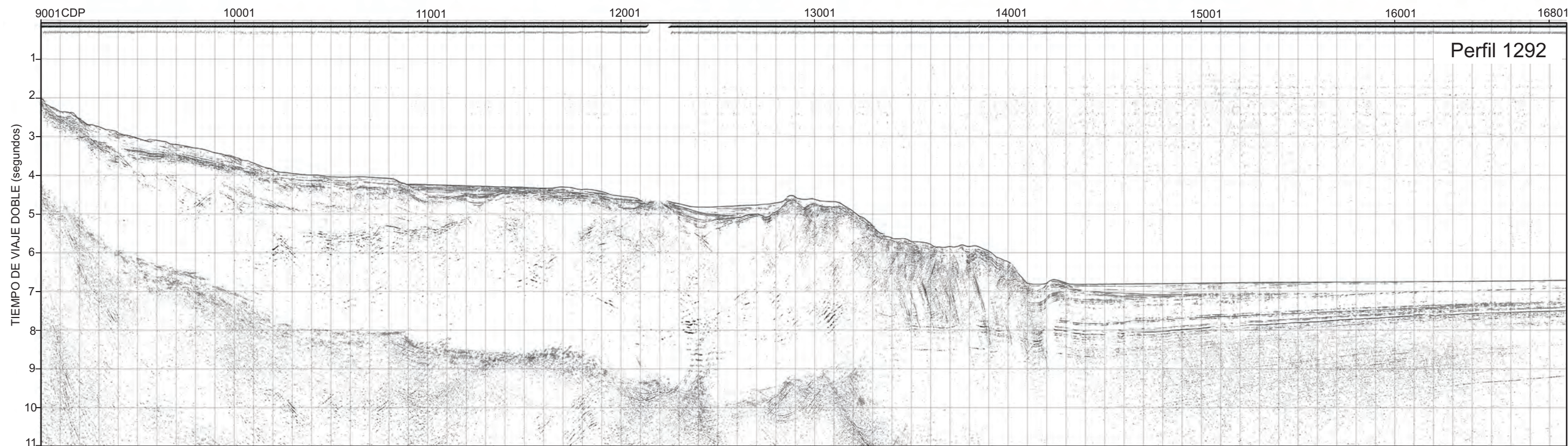


ANEXO II.8

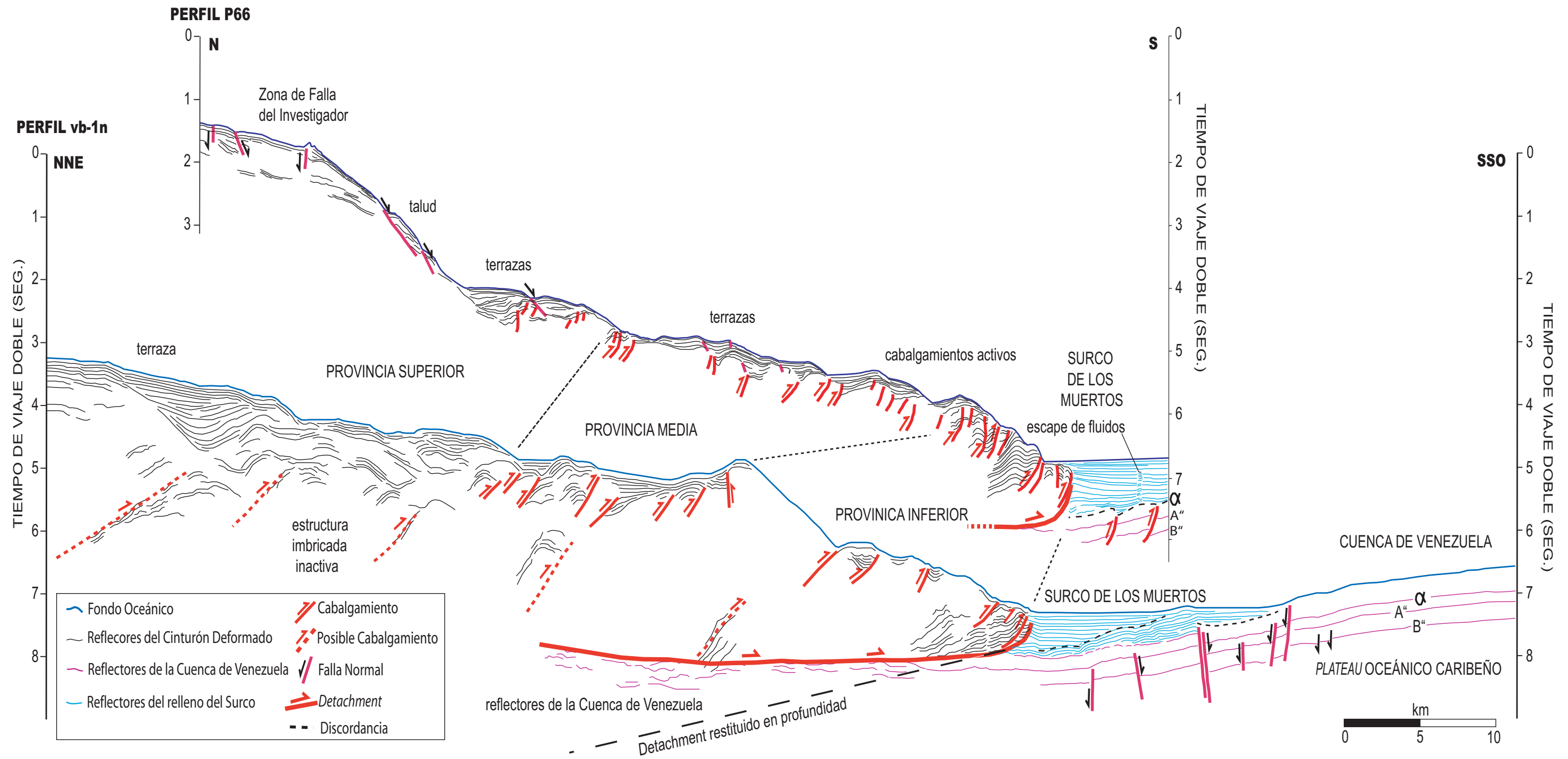


- | | | | |
|---|-----------------------|---------------|--------------|
| Relleno turbidítico más reciente | Fondo Oceánico | Cabalgamiento | Falla Normal |
| Jurásico Inferior-Coniaciense (Cret. Sup.)? | Reflector | Detachment | Sinclinal |
| Discordancia | Posible Cabalgamiento | Anticlinal | |

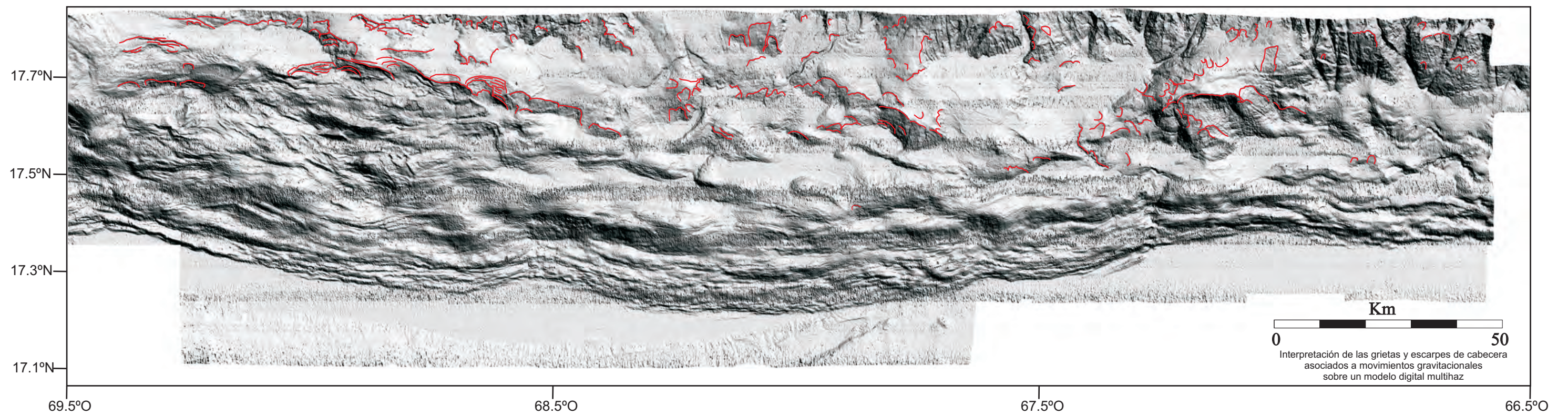
ANEXO II.9



ANEXO I.10



CARTOGRAFÍA DE MOVIMIENTOS GRAVITACIONALES



MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

