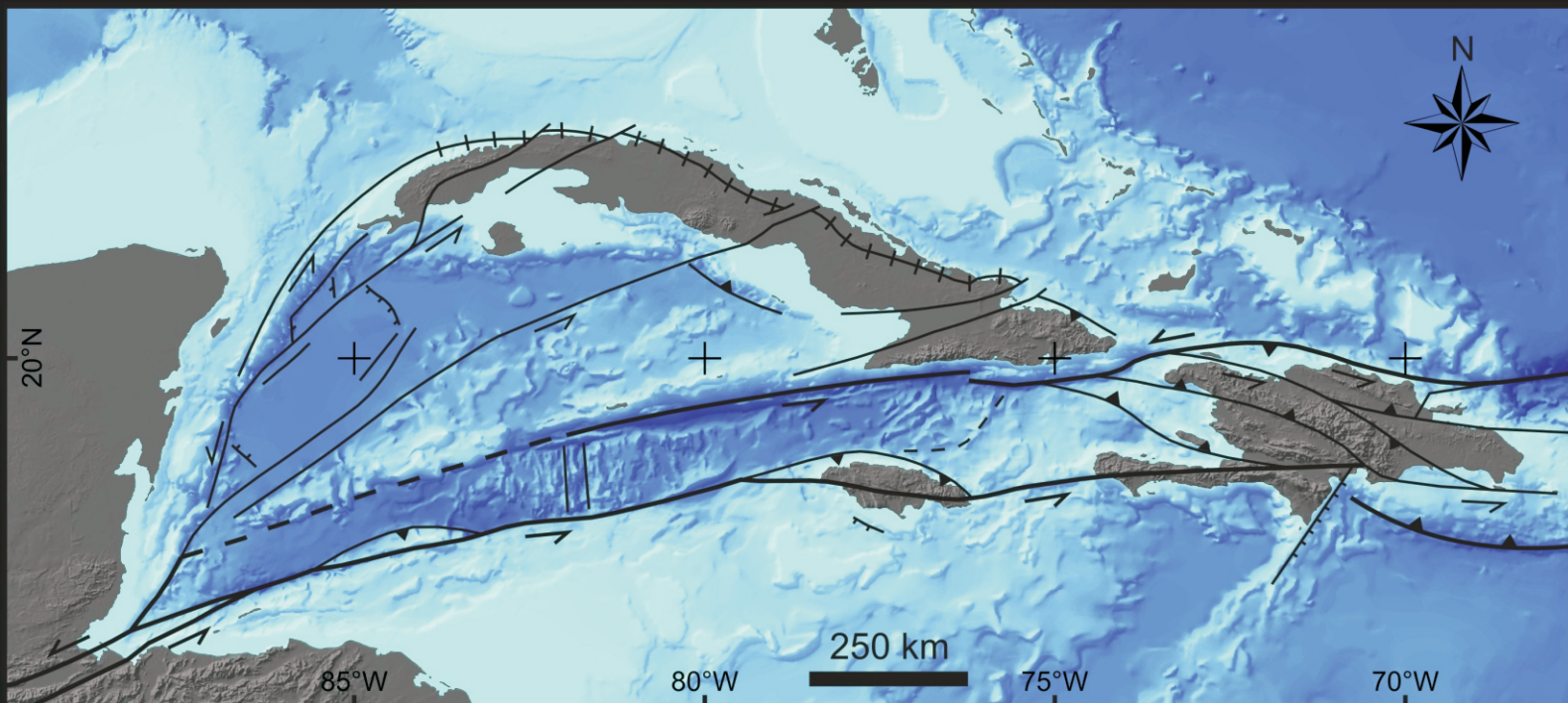


# **LAS CUENCAS SINOROGÉNICAS COMO REGISTRO DE LA EVOLUCIÓN DEL ORÓGENO CUBANO: IMPLICACIONES PARA LA EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS**

**Israel Cruz Orosa**



**Tesis Doctoral  
Barcelona, 2012**



**Institut de Recerca Geomodels**  
**Grup de Recerca Consolidat de Geodinàmica i Anàlisi de Conques**  
**Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines**  
**Universitat de Barcelona**

# **LAS CUENCAS SINOROGÉNICAS COMO REGISTRO DE LA EVOLUCIÓN DEL ORÓGENO CUBANO: IMPLICACIONES PARA LA EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS**

Memoria de Tesis presentada por

**Israel Cruz Orosa**

para optar al grado de Doctor en Geología por la Universitat de Barcelona  
dentro del Programa de Doctorado  
“Modelización de Procesos Geológicos” (Bienio 2004-2006)

El doctorando:

Los directores de la Tesis:

**Dr. Emilio Ramos Guerrero**

**Dr. Francesc Sàbat Montserrat**

Barcelona, 2012

La presente Tesis Doctoral ha sido realizada en el *Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines* de la *Universitat de Barcelona*, dentro de las actividades del *Grup de Investigacio Consolidat de Geodinàmica i Anàlisi de Conca* (GGAC, 2009-SGR-1198) y del *Institut de Recerca GEOMODELS*. Algunos datos utilizados fueron facilitados por el *Centro de Investigaciones del Petróleo* (CEINPET, CubaPetróleo) y recopilados con el soporte del *Departamento de Geología* del *Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa* (Cuba). Las tareas y objetivos de investigación se enmarcan dentro de los proyectos del *Ministerio de Ciencia e Innovación* del *Gobierno de España*: *Reconstrucción y Modelización 3D y 4D de Sistemas Sedimentarios – REMOSS 3D-4D* (CGL 2007-66431/BTE), y *Aplicaciones de la Modelización de Cuerpos y Estructuras Geológicas – MODELGEO* (CGL 2010-15294/BTE). El autor ha sido parcialmente financiado por una beca del *Programa Alban*, programa de becas de alto nivel de la Unión Europea para América Latina (E07D400246CU), y por una beca de Formación de Personal Investigador (FI-2009) concedida por la *Generalitat de Catalunya*.



Decía **José Martí** que:

*El **trabajo** es el sol y el aire de la libertad.*

*Sólo perdura y es para bien, la riqueza que se crea, y la **libertad** que se conquista con las propias manos.*

*La libertad es una loca robusta, que tiene padre, el más dulce de los padres, el **amor**; y una madre, la más rica de las madres, la **paz**.*

A ti, mi **Cuba** linda,  
haber dedicado una parte de mi trabajo, mi libertad,  
mi amor y paz a estudiarte,  
ha valido la pena.

A mis padres y hermanos,  
que han soportado una de las cargas más duras de esta aventura,  
mi ausencia.

A mi esposa e hijo —mi pequeño David—  
en los que deposito toda mi esperanza y fe en el futuro.



# PRÓLOGO

La presente Tesis Doctoral se ha desarrollado dentro del Programa de Doctorado “*Modelización de Procesos Geológicos*” (Bienio 2004-2006), mediante el cual se ofertó un doctorado de la Universitat de Barcelona (UB) en temas de Geología para estudiantes graduados en Cuba y de América Latina. La parte lectiva del curso se impartió en el Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa (ISMM), que es el centro rector de la Carrera de Geología en Cuba. Asimismo, la parte investigativa fue satisfactoriamente superada con la presentación del trabajo “*Caracterización Tectono – Estratigráfica de la Zona de Fallas La Trocha, Cuba*” en septiembre de 2006. Posteriormente, nuestro proyecto de Tesis fue admitido por el Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines de la UB con el título “*Análisis tectonoestratigráfico de la zona de fallas La Trocha: implicaciones en la evolución de la Cuenca Central, Cuba*”. El proyecto también formó parte del Proyecto Permanente de CubaPetróleo: 2401 “*Actualización del Potencial de Hidrocarburos de Cuba*”, ejecutado por el Centro de Investigaciones del Petróleo (CEINPET). Esto nos permitió el acceso a la información disponible en los archivos del CEINPET, como parte de la colaboración científico-técnica entre el ISMM, el CEINPET y la UB. Finalmente, luego de un período de casi dos años, se lograron los permisos y el financiamiento necesario para retomar los trabajos de investigación en la UB en marzo de 2008.

El proyecto de Tesis inicialmente estuvo enfocado hacia una región muy concreta del territorio cubano, la zona de fallas La Trocha y el sistema de cuencas de desgarre asociadas a la misma. Dicha región ha sido durante muchos años una de las principales zonas petroleras de Cuba; sin embargo, en las últimas dos décadas los resultados de la exploración no han sido alentadores. Ésta fue la motivación primaria de la investigación, por la que nos propusimos como objetivo intentar restablecer el interés petrolero de la región de estudio a partir del desarrollo de un análisis multidisciplinario que fundamentara nuevas estrategias de exploración. Luego, con el transcurso de la investigación, nuestro proyecto se fue rediseñando en función de los problemas identificados y de la disponibilidad de los datos necesarios para darle solución. Además, una vez que se tomó la alternativa de presentar la Tesis como un compendio de publicaciones, nos vimos en la necesidad de desarrollar al menos otras dos líneas de investigación —según las normativas de la UB una Tesis Doctoral presentada de esta manera debe contener al menos tres artículos científicos publicados o aceptados para su publicación en revistas indexadas. Las nuevas líneas de investigación fueron: 1) el estudio tectonoestratigráfico de las cuencas sinorogénicas de Cuba central y sus implicaciones para la evolución

regional, y 2) un estudio sobre la evolución del Orógeno Cubano y del Caribe noroccidental a partir de los datos aportados por el estudio de las cuencas y las nuevas restricciones estructurales ahora disponibles. Así, el análisis tectonoestratigráfico de la zona de fallas La Trocha y las cuencas asociadas paso de ser el objetivo principal a ser parte integrante de una Tesis mucho más abarcadora, que pretende mejorar el conocimiento sobre la evolución del Orógeno Cubano a partir del estudio de las cuencas sinorogénicas. Asimismo, las implicaciones directas de dicho estudio han permitido discutir y/o sugerir algunas cuestiones de interés general para la evolución tectónica del Caribe y para la exploración de hidrocarburos en el territorio cubano.

La memoria escrita de la Tesis se presenta como un compendio de artículos científicos y, en general, se organiza en tres partes:

**Primera Parte. Introducción.** Incluye tres capítulos que están dedicados a introducir los aspectos teóricos y metodológicos de la Tesis.

– *Capítulo 1. Sedimentación en contextos tectónicos de convergencia.* Incluye un resumen de varios elementos teóricos que resultan imprescindibles para el correcto entendimiento de los Capítulos 4, 5, 6 y 7. Entre dichos elementos destacan algunas nociones generales sobre las orogenias y tipos de orógenos, los cinturones de pliegues y cabalgamientos, y acerca de la extensión y colapso de orógenos; así como algunas generalidades sobre las cuencas sedimentarias que se forman en los contextos de convergencia y una breve reseña sobre diferentes estilos tectonoestratigráficos y el significado de la sedimentación sintectónica.

– *Capítulo 2. Diseño y metodología de la investigación.* Incluye, a manera de antecedentes, una breve síntesis sobre las principales etapas del estudio de la Estratigrafía y las cuencas sedimentarias de Cuba. También se definen los objetivos de la Tesis y se presentan los datos primarios utilizados y una síntesis de la metodología seguida durante el desarrollo de las investigaciones.

– *Capítulo 3. Contexto geológico regional.* Se presenta una sinopsis sobre la Geología de Cuba y del Caribe, introduciendo los elementos geográficos y la sistemática geológica que se utiliza en los capítulos subsiguientes.

**Segunda Parte. Resultados.** Reúne los tres artículos científicos de la Tesis (Capítulos 4, 5 y 6), los cuales han sido publicados, aceptados para su publicación, o enviados a revistas científicas de prestigio internacional e indexadas por el Instituto para la Información Científica (*Institute for Scientific Information, Thomson Reuters*).

– *Capítulo 4. Cuencas sinorogénicas formadas durante la colisión entre las placas del Caribe y Norteamericana: ejemplos de Cuba central.* Contiene el primer artículo científico de la Tesis: **Cruz-Orosa, I., F. Sàbat, E. Ramos, and Y. M. Vázquez-Taset (2012a), Synorogenic basins of central Cuba and collision between the Caribbean and North American plates, *International Geology Review*, 54, 876–906.** En este artículo se presentan los principales resultados de un estudio tectonoestratigráfico de las cuencas sinorogénicas del bloque de Las Villas (Cuba central) desarrollado sobre la base de datos sísmicos, de sondeos y de superficie.

– *Capítulo 5. Cuencas de desgarre en el Orógeno Cubano: el sistema La Trocha – Cuenca Central.*

Contiene el segundo artículo científico de la Tesis: **Cruz-Orosa, I., F. Sàbat, E. Ramos, L. Rivero, and Y. M. Vázquez-Taset (2012b), Structural evolution of the La Trocha fault zone: Oblique collision and strike-slip basins in the Cuban Orogen, *Tectonics*, 31, TC5001.** En el mismo se propone un modelo estructural y la evolución de la zona de fallas La Trocha, en base a una inversión 2D de datos gravimétricos constreñida con datos estructurales de superficie, de sondeos y de algunas secciones sísmicas. También se discuten algunas de las características más importantes de dicha zona de fallas, como son su geometría, el estilo de la deformación y la evolución estructural.

– *Capítulo 6. Evolución de la colisión y la acreción del Orógeno Cubano a la Placa Norteamericana.*

Contiene el tercer artículo científico de la Tesis: **Cruz-Orosa, I., Y. M. Vázquez-Taset, F. Sàbat, E. Ramos, and G. Bernaola (2012c), Segmentation and welding of the Cuban Orogen: a discussion about the evolution of the NW-Caribbean, *Terra Nova*, in review.** En este artículo se desarrolla una discusión sobre la evolución de la colisión entre las placas del Caribe y Norteamericana, y sobre el proceso de soldadura del Orógeno Cubano al margen continental. El artículo constituye una compilación de las principales características del Orógeno Cubano, donde además se integran los avances recientes sobre la evolución tectónica regional y algunas limitaciones estructurales disponibles.

**Tercera Parte. Discusión y Conclusiones.** Incluye los capítulos dedicados a discutir los principales resultados alcanzados durante la investigación y a presentar las conclusiones finales de la Tesis.

– *Capítulo 7. Discusión.* Se integran y discuten los principales resultados de los artículos presentados en los Capítulos 4, 5 y 6.

– *Capítulo 8. Conclusiones y perspectivas de futuro.* Se presentan las conclusiones generales de la Tesis y se proponen algunas líneas de investigación de cara al futuro.

La presente Tesis constituye un modesto avance en el conocimiento de la evolución estructural y tectónica del Orógeno Cubano y del Caribe noroccidental. Podrá ser utilizada por profesionales docentes y no-docentes que quieran introducirse o ahondar en la compleja e interesante Geología de Cuba. Asimismo, los estudiantes que cursan la Carrera de Geología en Cuba podrán encontrar en esta Tesis algunos elementos que resultarán básicos para comprender las situaciones geológicas a las que se enfrentarán en su vida como geólogos cubanos.

El desarrollo de esta Tesis ha sido un ejemplo concreto de la colaboración científico-técnica entre diferentes instituciones (de investigación, de producción o docentes; cubanas o extranjeras), y al mismo tiempo demuestra que dicha colaboración puede ser una herramienta importante tanto para el fomento y desarrollo de las investigaciones geológicas en Cuba, como para la divulgación de sus resultados.



# AGRADECIMIENTOS

Avanzar mientras se aprende no siempre es fácil; por eso, considero una suerte haber podido contar con tantas y con tan buenas personas durante estos últimos años. Me vienen a la mente muchos nombres, rostros, momentos y situaciones; quizás no recuerde todo lo que debería recordar, pero quizás sea mejor así.

Deseo llegar mi más sincero agradecimiento:

A los directores de la Tesis: Emilio Ramos Guerrero (Emilio) y Francesc Sàbat Montserrat (Francesc). Solo decir que formarme como investigador bajo su tutela, más que un privilegio, ha sido un verdadero honor.

A los profesores del Programa de Doctorado: Emilio, Francesc, Gloria Furdada, Jaume Pous, Joan Carles Melgarejo (Caixa), Joaquín Proenza (Joa), Josep Maria Casas y Maria Teresa Teixidó. Especialmente al Caixa y a Joa, quienes fueron los principales promotores para que este curso se desarrollara en Cuba.

A los coautores, revisores y editores que pacientemente han cooperado en la confección, revisión y/o publicación de los artículos científicos incluidos en la Tesis: Antonio García-Casco, *anonymous reviewers*, Emilio, Francesc, George von Knorring, Gilen Bernaola, Idael F. Blanco-Quintero (Idael), Joa, Lluís Cabrera, Lluís Rivero, Onno Oncken, Pere Santanach, W. Gary Ernst, Yamirka Rojas-Agramonte y Yaniel M. Vázquez-Taset (Yaniel).

A los miembros del Tribunal.

A los profesores y demás miembros de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona (UB) con los que compartí alguna vez en campo, en prácticas, en charlas, los que me brindaron ayuda o algún consejo necesario: Albert Permanyer, Alejandro Gallardo, Elisabet Playà (Eli), Ferran Colombo, Jordi Illa, Josep Anton Muñoz, Josep Serra, Mariano Marzo, Miguel Garcés, Miguel López, Montserrat Sibila, Oriol Ferrer, Patricia Povea, Pau Arbués, Xavier Rayo...

A mis colegas becarios que como yo están haciendo lo imposible por cumplir nuestros objetivos y por hacer una Tesis digna, y a los otros que ya lo han logrado: Alberto (El Pana), Ander, Anna Rita, Bahman, Carmen, David, Dolors, Elisenda, Jaume, Josep, Lena, Luis, Maite (Socita), Mireya (Carmelina), Patricia, Ricardo, Rubén, Saleh, Sandra, Xavi...

A Anna Sanahuja Balaguer. Porque un saludo en la mañana, una sonrisa y algún comentario agradable pueden hacer más ligera cada jornada de trabajo.

A mis amigos en el Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa (ISMM) y en el Centro de Investigaciones del Petróleo (CEINPET). Si he perdido el contacto con algunos de ustedes, no ha sido mi intención. En todo caso, les recuerdo que las palabras se las lleva el viento pero los hechos se quedan para toda la vida.

A los que ya no están allí: Adrián, Aliuska (Cuca), Amparo, Idael, Ismael (Yero), José, Leduar, Leomaris (Leo), Ñico, Rafa, Vila, Yaniel...

A mis amigos de lucha y de convivencia, y a otros que, sin ni siquiera conocerme, estuvieron aptos para darme alguna ayuda cuando la necesité: Alberto, Alexander, Antonia, Carmen, Celeste, Dorota, Eliza, Eloy, Ferney, Humbe (El Primo), Idael, Ismael, Izza, Javier, Jose (Jocinho), Leo, Lourdes, Maite, Montse, Nara, Olga, Roly, Sandra, Taimé, Xavi, Yaniel, Yojames...

A mi esposa (Gretel Parodi Macias). Mi linda, perdóname si te he hecho pasar malos ratos, pero es que las oportunidades en la vida son calvas y hay que cogerlas por los pelos.

A mi niño maravilla (Davisito). Ya sé que aún no entiendes muchas cosas de la vida, pero algún día comprenderás cuanto han sacrificado tus padres por ti. Por si mañana no estoy, aquí te dejo mi herencia...

Y, finalmente, a mis padres (Mima y Pipo), a mis hermanos (Dayi y Joe), a mis abuelas (Celia y Eneida) y a mis suegros (Maruja y Parodi). No importa que este camino nos haya alejado durante algún tiempo, lo verdaderamente importante es que me he sentido bien recorriéndolo, me ha realizado como persona, me ha hecho mejor.

Gracias por todo y gracias a todos.

Isra



# RESUMEN

Las cuencas sinorogénicas de Cuba se desarrollaron como consecuencia de la convergencia entre las placas del Caribe y Norteamericana. Dicha convergencia evolucionó desde un contexto de subducción-acreción durante el Cretácico tardío hasta un contexto de acreción-colisión durante el Paleógeno, y finalizó con la sutura del Orógeno Cubano a la Placa Norteamericana. En la evolución de las cuencas se distinguen dos estadios sinorogénicos y uno post-orogénico. Los estadios sinorogénicos están relacionados con la subducción-acreción del terreno Caribeana, que subdujo bajo el Arco Volcánico Caribeño quedando parcialmente acrecionado a éste durante el Campaniense Superior y el Maastrichtiense, y con la colisión entre el arco y el margen continental norteamericano durante el Paleógeno. El estadio post-orogénico se inició diacrónicamente durante el Eoceno, siendo más joven hacia el Este. El análisis tectonoestratigráfico de las cuencas constituye, conjuntamente con el estudio del magmatismo y del metamorfismo, una de las principales herramientas para definir la evolución del Orógeno Cubano.

En Cuba hemos diferenciado cuencas contraccionales, extensionales y de desgarre que se originaron sincrónicamente. Las cuencas contraccionales se desarrollaron en la parte norte del orógeno y pueden interpretarse como un sistema de cuencas de antepaís que incluye cuencas transportadas y de antifosa. Las cuencas transportadas evolucionaron desde un contexto de antearco (Arco Volcánico Caribeño) en el Cretácico tardío hasta un contexto de colisión durante el Paleógeno. Las cuencas de antifosa se desarrollaron hacia el norte del cinturón orogénico como resultado de la flexión litosférica asociada al peso del orógeno. La sedimentación sinorogénica en las cuencas contraccionales comenzó durante el Cretácico tardío (Campaniense) y finalizó después del Eoceno Inferior en Cuba occidental, del Eoceno Medio en Cuba central, y del Eoceno Superior en Cuba oriental. Ésta se produjo principalmente en medios marinos e incluye secuencia olistostrómicas y flyschoides que registran la evolución de la convergencia. Por otra parte, las cuencas extensionales estuvieron relacionadas con la apertura de la cuenca de Yucatán y se formaron en la parte sur del orógeno durante el Paleógeno. Estas cuencas evolucionaron inicialmente como cuencas de intra-arco y luego fueron incorporadas al orógeno como cuencas intramontanas. La sedimentación sinorogénica en las cuencas extensionales se produjo en ambientes marinos profundos e incluye series turbidíticas derivadas de la erosión de rocas volcánicas y metamórficas. Finalmente, las cuencas de desgarre pueden interpretarse como cuencas poligenéticas asociadas a corredores tectónicos que son oblicuos al orógeno. El relleno sedimentario sinorogénico de las cuencas de desgarre indica altas tasas de subsidencia e incluye series

olistostrómicas y turbidíticas que presentan grandes cambios laterales de facies y de espesores. La formación coetánea de todos estos tipos de cuencas sugiere que diversos regímenes tectónicos (de compresión, de extensión y de desgarre) se produjeron durante la formación del Orógeno Cubano. Este hecho explica varias particularidades estructurales y evolutivas del orógeno, entre ellas la diferenciación de dominios estructurales, la partición de la deformación, y la segmentación del orógeno en bloques que evolucionaron de manera independiente.

Tomando como referencia las cuencas de Cuba central (bloque de Las Villas), se ha logrado distinguir diferentes estilos estructurales en el Orógeno Cubano. Se reconocen tres dominios estructurales diferentes: (1) el Cinturón de Complejos Metamórficos, (2) la Zona Axial, y (3) el Cinturón de Deformación del Norte. La evolución estructural del Cinturón de Complejos Metamórficos incluye una fase compresional desarrollada durante el Cretácico tardío que es seguida por una fase extensional durante el Paleógeno. La compresión dio lugar a la formación de un prisma de acreción que fue parcialmente subducido, y la extensión produjo su exhumación en contextos de ante-arco e intra-arco. La Zona Axial fue intensamente deformada y acortada desde el Cretácico tardío hasta el Eoceno. La compresión se produjo en una fase inicial y a continuación tuvo lugar una deformación transpresiva durante el Eoceno Medio. El Cinturón de Deformación del Norte consiste en un sistema imbricado que se formó desde el Paleoceno hasta el Eoceno Medio. Los pliegues y las fallas se produjeron siguiendo una secuencia normal, con el transporte tectónico dirigido hacia el NNE. Algunas estructuras SO–NE son coetáneas con el sistema imbricado que se extiende en dirección NO–SE, formándose corredores tectónicos y/o fallas de transferencia que facilitaron un régimen de partición de la deformación mientras se producía la colisión. La sincronía de la compresión en el norte con la extensión en el sur es coherente con la apertura de la cuenca de Yucatán. La evolución desde regímenes de compresión-extensión hasta regímenes de transpresión está en consonancia con el aumento de la oblicuidad de la colisión entre las placas del Caribe y Norteamericana.

Particularmente, la zona de fallas La Trocha ha actuado como una zona de transferencia siniestra que separa los bloques de Las Villas y Camagüey en Cuba central. Las estructuras que conforman dicha zona de fallas (fallas La Trocha, Zaza-Tuinicú, Cristales y Taguasco) son consistentes con la rotación en sentido horario de la convergencia y del acortamiento en Cuba central. Desde el Paleoceno hasta el Eoceno Inferior, un acortamiento en dirección SSO–NNE produjo transtensión en la falla La Trocha y transpresión en la falla Zaza-Tuinicú. Posteriormente, durante el Eoceno Medio, el acortamiento rotó hacia una dirección SO–NE, dando como resultado una componente normal en la falla La Trocha y transpresión en las fallas Zaza-Tuinicú y Cristales. A partir del Eoceno Superior Cuba central ha estado soldada a la Placa Norteamericana. La deformación post-soldadura ha producido transtensión en las fallas La Trocha y Taguasco, y es consistente con un acortamiento en dirección OSO–ENE que refleja la actividad del límite transformante de Caimán. La cinemática de las placas y la evolución estructural de la zona de fallas La Trocha indican que la Cuenca Central es una cuenca de desgarre poligenética y que la formación de este sistema (es decir, zona de fallas – cuenca de desgarre) fue una consecuencia de la colisión oblicua que ocurrió durante el Paleógeno entre el Arco Volcánico del Caribe y el margen de las Bahamas (Placa Norteamericana).

La formación de los principales corredores tectónicos cubanos fue coetánea con la orogenia, lo que conllevó a la segmentación del orógeno en una serie de bloques estructurales que evolucionaron de manera independiente. La edad y evolución de la deformación sugieren que dichos corredores actuaron como importantes límites tectónicos y que evolucionaron en correspondencia con la rotación de la convergencia entre las placas. La segmentación del orógeno está también soportada por la sedimentación sinorogénica, que abarca intervalos de tiempo diferentes en cada bloque, lo que sugiere que la soldadura del orógeno a la Placa Norteamericana se produjo en una secuencia O-E (más joven hacia el Este). La segmentación del Orógeno Cubano y la evolución diferenciada de sus partes sugieren que el Caribe noroccidental evolucionó como un sistema de microplacas durante su transferencia desde la Placa del Caribe hasta la Placa Norteamericana. Asimismo, se sugiere que el límite de placas activo migró en dirección Este durante la convergencia.

A partir del análisis tectonoestratigráfico de las cuencas sinorogénicas, y de sus implicaciones estructurales y tectónicas, se ha podido establecer una serie de criterios y/o recomendaciones para la exploración de hidrocarburos en Cuba. En este sentido, se sugiere que las características de los sistemas petroleros cubanos están fuertemente controladas por la estructura del orógeno. Se han diferenciado tres sistemas de plays principales; los cuales están asociados al cinturón plegado cubano, a las estructuras de desgarre principales, y al sistema de antepaís respectivamente. Se sugiere que los yacimientos por descubrir en los sistemas de plays asociados al cinturón plegado y a las estructuras de desgarre pueden contener crudos de cualquier calidad en función de las características primarias y la madurez de la roca madre, del tipo y magnitud de la migración, de la superposición o no de distintos sistemas petroleros, y/o de la ocurrencia de procesos secundarios. Asimismo, se estima que dichos yacimientos serán mayoritariamente pequeños en cuanto al volumen de sus reservas y estarán vinculados a trampas de tipo estructural; dúplex, zonas triangulares y retrocabalgamientos en el sistema de plays del cinturón plegado, y a anticlinales fallados, estructuras en flor y sellos contra falla en el sistema de plays asociado a estructuras de desgarre. En cambio, se sugiere que los yacimientos no descubiertos en el sistema de plays del antepaís podrán tener crudos de alta calidad y grandes volúmenes de reservas. No obstante, se debe considerar que, aunque el sistema de plays asociado al antepaís es actualmente el que mayor interés atrae por su valoración de riesgo/recompensa, las características geoquímicas y estructurales del Orógeno Cubano sugieren que las otras áreas no deben ser descartadas.



# ABSTRACT

*The synorogenic basins of Cuba are a consequence of the convergence between the Caribbean and North American plates. This convergence evolved from a subduction-accretion setting during the Late Cretaceous to an accretion-collision setting during the Paleogene, and ended with the welding of the Cuban Orogen to the North American Plate. Two synorogenic and one postorogenic stages are distinguished in the evolution of these basins. The synorogenic stages are related to the subduction-accretion of Caribbeana, which was subducted beneath the Caribbean Volcanic Arc during the Late Campanian-Maastrichtian, and to the collision between the volcanic arc and the North American continental margin during the Paleogene. The postorogenic stage started during the Eocene and developed diachronically (younger eastward). The tectono-stratigraphic analysis of sedimentary basins is, in conjunction with the study of magmatism and metamorphism, a major tool in order to define the evolution of the Cuban Orogen.*

*In Cuba, contractional, extensional and strike-slip basins evolved synchronously. Contractional basins evolved in the northern part of the orogen and may be interpreted as a foreland basin system that includes piggyback and foredeep basins. Piggyback basins evolved from a forearc setting (Caribbean Volcanic Arc) in the latest Cretaceous to a Paleogene collision setting. Foredeep basins developed northward of the orogenic belt as a consequence of the lithospheric flexion linked to the orogenic load. Synorogenic sedimentation in contractional basins started during the latest Cretaceous (Campanian) and ended after the Early Eocene in western Cuba, the Middle Eocene in central Cuba, and the Late Eocene in eastern Cuba. It occurred mainly in deep-marine environments and includes olistostromic and flyschoid series that record the evolution of convergence. Extensional basins were related to the opening of the Yucatan Basin and were formed in the southern part of the orogen during the Paleogene. These basins formerly evolved as intra-arc basins and then were incorporated to the orogen as hinterland basins. Synorogenic sedimentation in the extensional basins occurred in deep-marine environments and includes flyschoid series, which resulted from erosion of volcanic and metamorphic rocks. Strike-slip basins may be interpreted as polygenetic basins linked to major oblique tectonic corridors. Syntectonic record of the strike-slip basins suggests high subsidence rates. It includes olistostromic and flyschoid series that show large lateral changes in facies and thicknesses. The coeval formation of contractional, extensional and strike-slip basins suggests that different tectonic regimes occurred during the formation of the Cuban Orogen, explaining several structural features*

*of the orogen as the differentiation of structural domains, the strain-partitioning, and the different evolution of some blocks.*

*Based on a tectono-stratigraphic analysis of the sedimentary basins of central Cuba (Las Villas block), three structural domains are differentiated in the Cuban Orogen: (1) the Metamorphic Complexes Belt, (2) the Axial Zone, and (3) the Northern Deformation Belt. The structural evolution of the Metamorphic Complexes Belt includes a latest Cretaceous compressional phase followed by a Paleogene extensional phase. Contraction created an accretionary prism that was partially subducted, and extension produced exhumation in intra-arc and forearc settings. The Axial Zone was strongly deformed and shortened from the latest Cretaceous to the Eocene. Compression occurred in an initial phase and subsequent transpressive deformation took place in the Middle Eocene. The Northern Deformation Belt consists of a thin-skinned thrust fault system formed during the Paleocene to the Middle Eocene; folding and faulting occurred in a piggyback sequence with tectonic transport towards the NNE. Some major SW–NE structures are coeval with the Cuban NW–SE striking folds and thrusts, and form tectonic corridors and/or transfer faults that facilitated strain-partitioning regime attending the collision. The synchronicity of compression in the north with extension in the south is consistent with the opening of the Yucatan Basin. The evolution from compression–extension to transpression is in keeping with the increase in obliquity in the collision between the Caribbean and North American plates.*

*Particularly, the La Trocha fault zone acted as a major left-lateral transfer zone, constituting a limit between the Las Villas and Camagüey blocks in central Cuba. Some faults that are included in this fault zone (La Trocha, Zaza-Tuinicú, Cristales and Taguasco faults) were consistent with the clockwise rotation of convergence and shortening in central Cuba. From the Paleocene to the Early Eocene, a SSW–NNE shortening produced transtension in the La Trocha fault and transpression in the Zaza-Tuinicú fault. Subsequently, during the Middle Eocene, shortening shifted to a SW–NE direction, resulting in the normal component of the La Trocha fault and transpression in the Zaza-Tuinicú and Cristales faults. Since the Late Eocene, central Cuba has been welded to the North American Plate. The post-welding deformation gave rise to transtension of the La Trocha and Taguasco faults. This deformation is consistent with a WSW–ENE shortening and reflects activity in the transform boundary of the Cayman Trough. Plate-kinematics and the structural evolution of the La Trocha fault zone indicate that the related Central Basin is a strike-slip polygenetic basin and that the formation of this system (i.e., fault zone – strike-slip basin) was a consequence of the Paleogene oblique collision between the Caribbean Volcanic Arc and the Bahamas Borderland (North American plate).*

*The formation of the Cuban tectonic corridors was coeval with the orogeny, which led to the segmentation of the orogen into a number of structural blocks that evolved in different way. Age and evolution of deformation suggest that the Cuban corridors acted as important tectonic limits that evolved in accordance with rotation of the convergence between the Caribbean and North American plates. Segmentation of the orogen is also supported by the synorogenic sedimentation, which embraces different time spans in each block, suggesting that welding of the orogen to the North American Plate progressed*

*from W to E. The segmentation of the orogen and different evolution of the Cuban blocks lend support to the evolution of the NW-Caribbean as a dynamic microplate system and to the eastward migration of the active transform plate boundary during the convergence.*

*Based on the tectono-stratigraphic analysis of the Cuban basins, we were able to establish a set of criteria and/or recommendations for hydrocarbon exploration in Cuba. In this direction, it is suggested that the major features of the Cuban petroleum systems are strongly controlled by the structure of the orogen. Three major play systems are differentiated, which are linked to the Cuban fold-and-thrust belt, to the major strike-slip structures, and to the foreland basin respectively. The undiscovered oil fields in the plays linked to the fold-and-thrust belt and to the strike-slip structures could contain different oil types depending on the primary features and maturity of the source rocks, the migration type, the occurrence and superposition of different petroleum systems, and/or the occurrence of secondary processes. It is also estimated that these oil fields will be mostly small in volume of resources and will be linked to structural traps; duplexes, triangle zones and backthrusts in the plays related to the fold-and-thrust belt, and faulted anticlines, flower structures and seals-faults in the plays linked to the strike-slip structures. By contrast, the undiscovered oil fields in the plays linked to the foreland could contain high-quality oils and large volumes of resources. However, we should be borne in mind that, despite the risk-reward assessment of the play system linked to the foreland is attractive, geochemical and structural features of the Cuban Orogen suggest that other regions and play systems should not be dismissed.*





# ÍNDICE

<b>DEDICATORIA</b>	III
<b>PRÓLOGO</b>	V
<b>AGRADECIMIENTOS</b>	IX
<b>RESUMEN</b>	XI
<b>ABSTRACT</b>	XV

## **PRIMERA PARTE. INTRODUCCIÓN**

<b>CAPÍTULO 1. SEDIMENTACIÓN EN CONTEXTOS TECTÓNICOS DE CONVERGENCIA</b>	3
1.1. CONVERGENCIA ENTRE PLACAS TECTÓNICAS Y FORMACIÓN DE CORDILLERAS	3
1.1.1. Orogenias y tipos de orógenos	7
1.1.2. Cinturones de pliegues y cabalgamientos	9
1.1.3. Extensión y colapso de orógenos	11
1.2. CUENCAS SEDIMENTARIAS EN CONTEXTOS TECTÓNICOS DE CONVERGENCIA: GENERALIDADES	14
1.2.1. Cuencas relacionadas con la subducción	15
1.2.2. Cuencas relacionadas con la colisión	17
1.2.3. Cuencas de desgarre	20
1.3. ESTILOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS: SEDIMENTACIÓN SINTECTÓNICA	23
1.3.1. Sincronismo entre tectónica y sedimentación	24
1.3.2. Sedimentación sintectónica y criterios de identificación	25
<b>CAPÍTULO 2. DISEÑO Y METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN</b>	27
2.1. ETAPAS DE ESTUDIO DE LA ESTRATIGRAFÍA Y LAS CUENCAS DE CUBA: ANTECEDENTES	27
2.2. OBJETIVOS DE LA TESIS	30
2.3. BASE DE DATOS PRIMARIOS	30
2.3.1. Muestreo y tipos de muestras	31
2.3.2. Datos geológicos y geofísicos	31
2.4. ETAPAS Y MÉTODOS DE INVESTIGACIÓN	33
2.4.1. Etapa preliminar	33

2.4.2. Etapa principal	33
2.4.3. Etapa final	36
<b>CAPÍTULO 3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b>	37
3.1. DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DE LA REGIÓN DEL CARIBE	37
3.1.1. Configuración actual de la Placa del Caribe	37
3.1.2. Evolución de la Placa del Caribe	39
3.1.3. Provincias geológicas del Caribe noroccidental	41
3.2. RESUMEN DE LA GEOGRAFÍA Y GEOLOGÍA DE CUBA	44
3.2.1. Características geográficas	44
3.2.2. Evolución y constitución geológica	47
<b>SEGUNDA PARTE. RESULTADOS</b>	
<b>CAPÍTULO 4. CUENCAS SINOROGÉNICAS FORMADAS DURANTE LA COLISIÓN ENTRE LAS PLACAS DEL CARIBE Y NORTEAMERICANA: EJEMPLOS DE CUBA CENTRAL</b>	59
4.1. RESUMEN	59
4.2. ARTÍCULO NO 1. “ <i>SYNOROGENIC BASINS OF CENTRAL CUBA AND COLLISION BETWEEN THE CARIBBEAN AND NORTH AMERICAN PLATES</i> ”	60
<b>CAPÍTULO 5. CUENCAS DE DESGARRE EN EL ORÓGENO CUBANO: EL SISTEMA LA TROCHA – CUENCA CENTRAL</b>	93
5.1. RESUMEN	93
5.2. ARTÍCULO NO 2. “ <i>STRUCTURAL EVOLUTION OF THE LA TROCHA FAULT ZONE: OBLIQUE COLLISION AND STRIKE-SLIP BASINS IN THE CUBAN OROGEN</i> ”	94
<b>CAPÍTULO 6. EVOLUCIÓN DE LA COLISIÓN Y LA ACRECIÓN DEL ORÓGENO CUBANO A LA PLACA NORTEAMERICANA</b>	119
6.1. RESUMEN	119
6.2. ARTÍCULO NO 3. “ <i>SEGMENTATION AND WELDING OF THE CUBAN OROGEN: A DISCUSSION ABOUT THE EVOLUTION OF THE NW-CARIBBEAN</i> ”	120
6.3. APÉNDICE NO 1. “ <i>MAIN FEATURES OF THE CUBAN SYNOROGENIC UNITS</i> ”	131
<b>TERCERA PARTE. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES</b>	
<b>CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN</b>	147
7.1. LAS CUENCAS SINOROGÉNICAS COMO REGISTRO DE LA EVOLUCIÓN DEL ORÓGENO CUBANO Y EL CARIBE NOROCCIDENTAL	147
7.1.1. Cuencas contraccionales	148
7.1.2. Cuencas extensionales	149

7.1.3. Cuencas de desgarre	149
7.1.4. El registro estratigráfico como condicionante estructural	150
7.2. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA DEL ORÓGENO CUBANO	151
7.2.1. Dominios estructurales	152
7.2.2. Formación de los corredores tectónicos cubanos	154
7.2.3. Segmentación en bloques y partición de la deformación	156
7.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL CARIBE NOROCCIDENTAL	158
7.3.1. El significado del bloque oriental de Cuba	160
7.3.2. La deformación post-soldadura en el Orógeno Cubano	163
7.4. POTENCIAL PETROLERO DE CUBA	164
7.4.1. Provincias gasopetrolíferas y sistemas petroleros de Cuba	164
7.4.2. Significado de la estructura del orógeno para la maduración, migración y formación de yacimientos de petróleo y gas	166
<b>CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS DE FUTURO</b>	175
8.1. CONCLUSIONES FINALES	175
8.1.1. Las cuencas sinorogénicas de Cuba: origen y tipología	175
8.1.2. Estructuración del Orógeno Cubano	176
8.1.3. Implicaciones tectónicas	176
8.1.4. Oportunidades para la exploración de hidrocarburos en Cuba	177
8.2. PERSPECTIVAS DE FUTURO	178
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	179



# **PRIMERA PARTE:**

## **INTRODUCCIÓN**

- 1. SEDIMENTACIÓN EN  
CONTEXTOS TECTÓNICOS  
DE CONVERGENCIA**
- 2. DISEÑO Y METODOLOGÍA DE  
LA INVESTIGACIÓN**
- 3. CONTEXTO GEOLÓGICO  
REGIONAL**

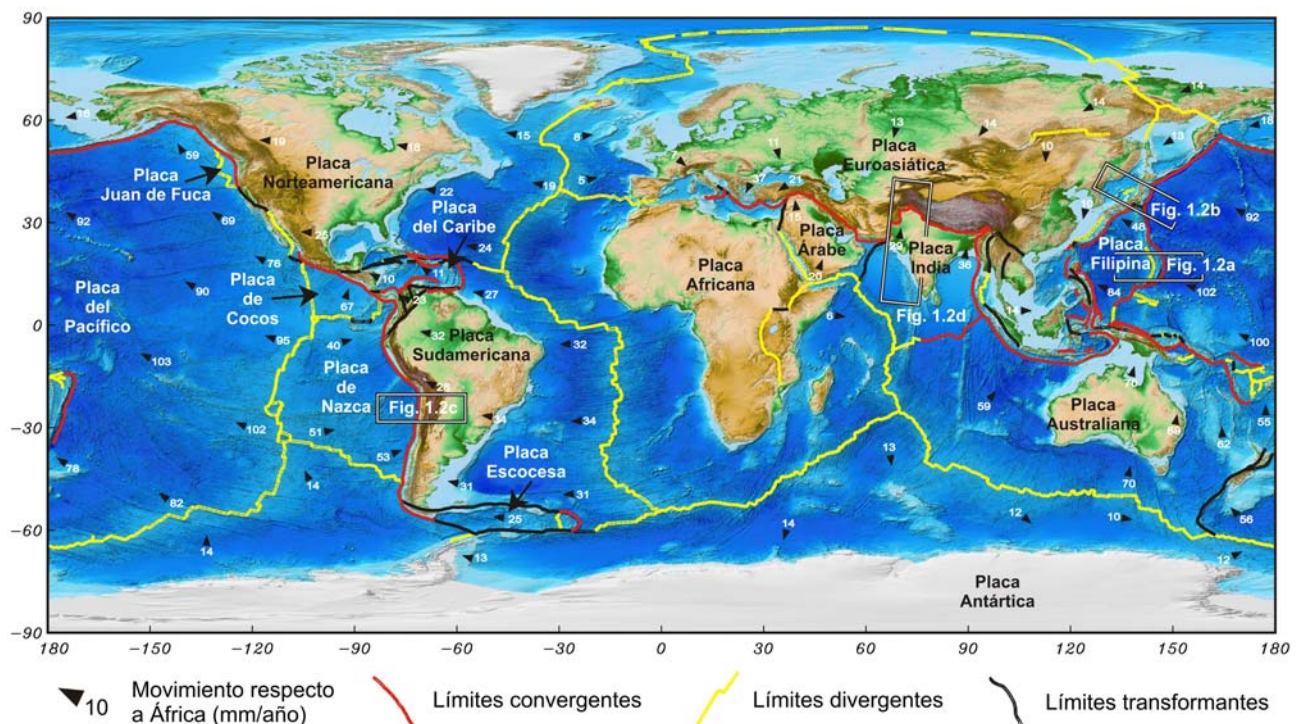


# CAPÍTULO 1

## SEDIMENTACIÓN EN CONTEXTOS TECTÓNICOS DE CONVERGENCIA

### 1.1. CONVERGENCIA ENTRE PLACAS TECTÓNICAS Y FORMACIÓN DE CORDILLERAS

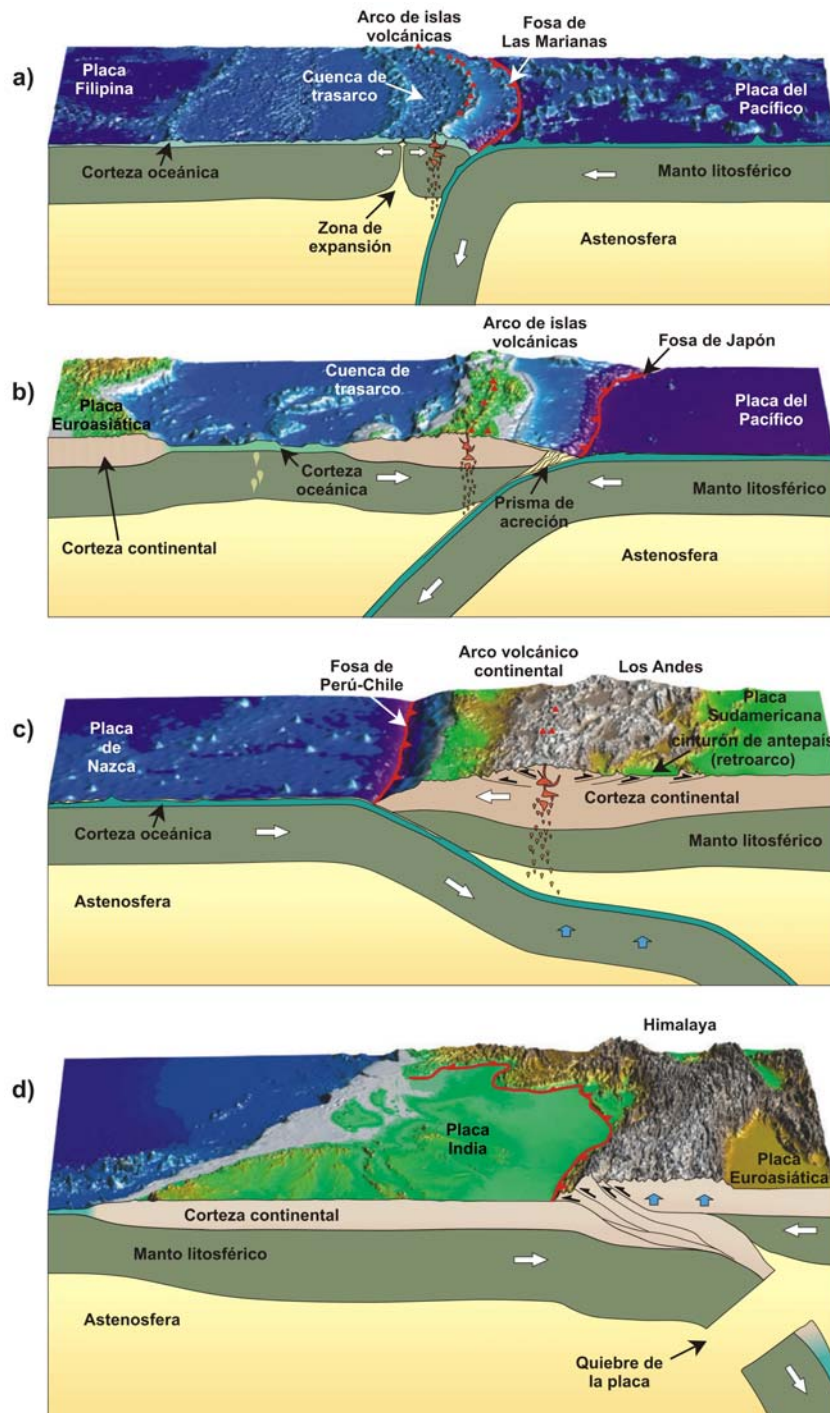
Los límites convergentes entre placas tectónicas ocurren donde dos placas adyacentes se mueven una hacia la otra y el movimiento relativo es acomodado por la superposición de ambas placas, dando lugar a la formación de cordilleras (Figura 1.1).



**Figura 1.1:** Configuración actual de los principales límites tectónicos y placas litosféricas a escala global. El mapa fisiográfico ha sido modificado de *Amante y Eakins* [2009]. Los límites de placas han sido modificados de *Coffin et al.* [1998]. Los vectores de movimiento de las placas han sido compilados por *Bird* [2003].

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

La posición de las placas —encima o debajo— está condicionada por su flotabilidad, que a su vez depende del tipo de litosfera, de la densidad, del grosor y de la temperatura de las placas. Cuando la placa inferior se hunde en el manto mientras las placas convergen, se está en presencia de un contexto de subducción (Figura 1.2a–c). En cambio, los contextos de colisión constituyen una variación en la que la zona de subducción deja de funcionar como resultado de la sutura de las placas (Figura 1.2d).

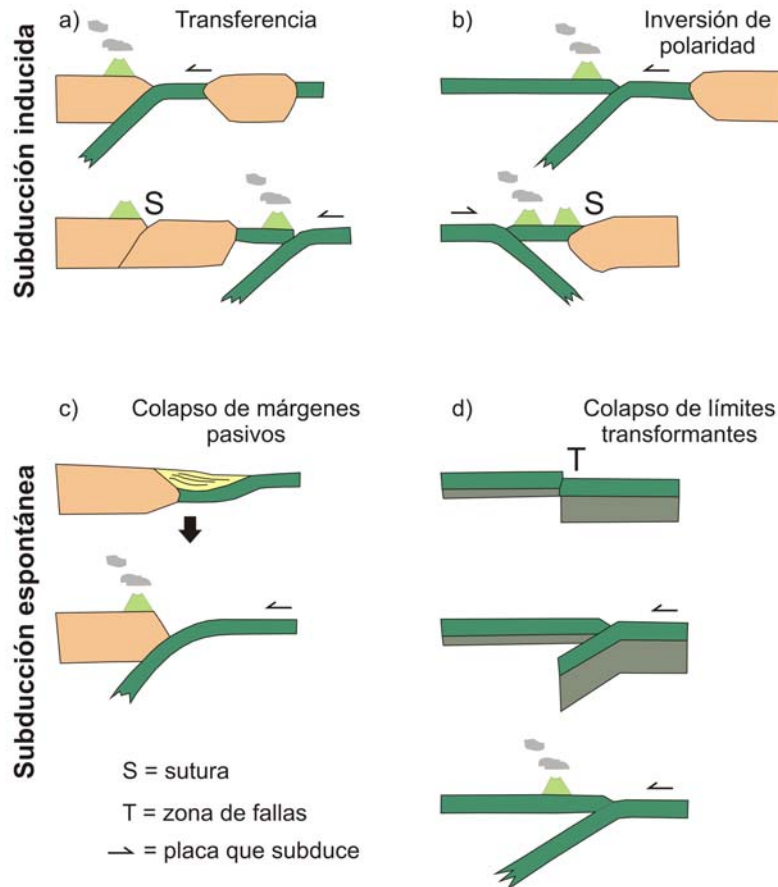


**Figura 1.2:** Diferentes contextos de convergencia: (a) subducción intra-oceánica con formación de un arco de islas volcánicas (archipiélago de Las Marianas), (b) subducción con formación de un arco de islas volcánicas y cuenca de trasarco (archipiélago de Japón), (c) margen continental activo con formación de un arco volcánico continental (cordillera de los Andes), y (d) colisión continente-continente (Himalaya); modificados de *Frisch et al.* [2011].



## 1. Sedimentación en contextos tectónicos de convergencia

La subducción ocurre cuando una placa litosférica, generalmente oceánica, se hunde bajo otra en un límite convergente (Figura 1.2a–c). Ésta se desarrolla a lo largo de zonas extensas, siendo la causante del magmatismo y del reciclaje de la litosfera que se genera en las dorsales centro-oceánicas (Figura 1.1). Dicho magmatismo da lugar a la formación de arcos volcánicos más o menos paralelos a la zona de subducción. Cuando la placa superior es de tipo oceánico se genera un arco de islas volcánicas (Figura 1.2a–b), mientras que si es de tipo continental se genera un arco volcánico continental (Figura 1.2c).

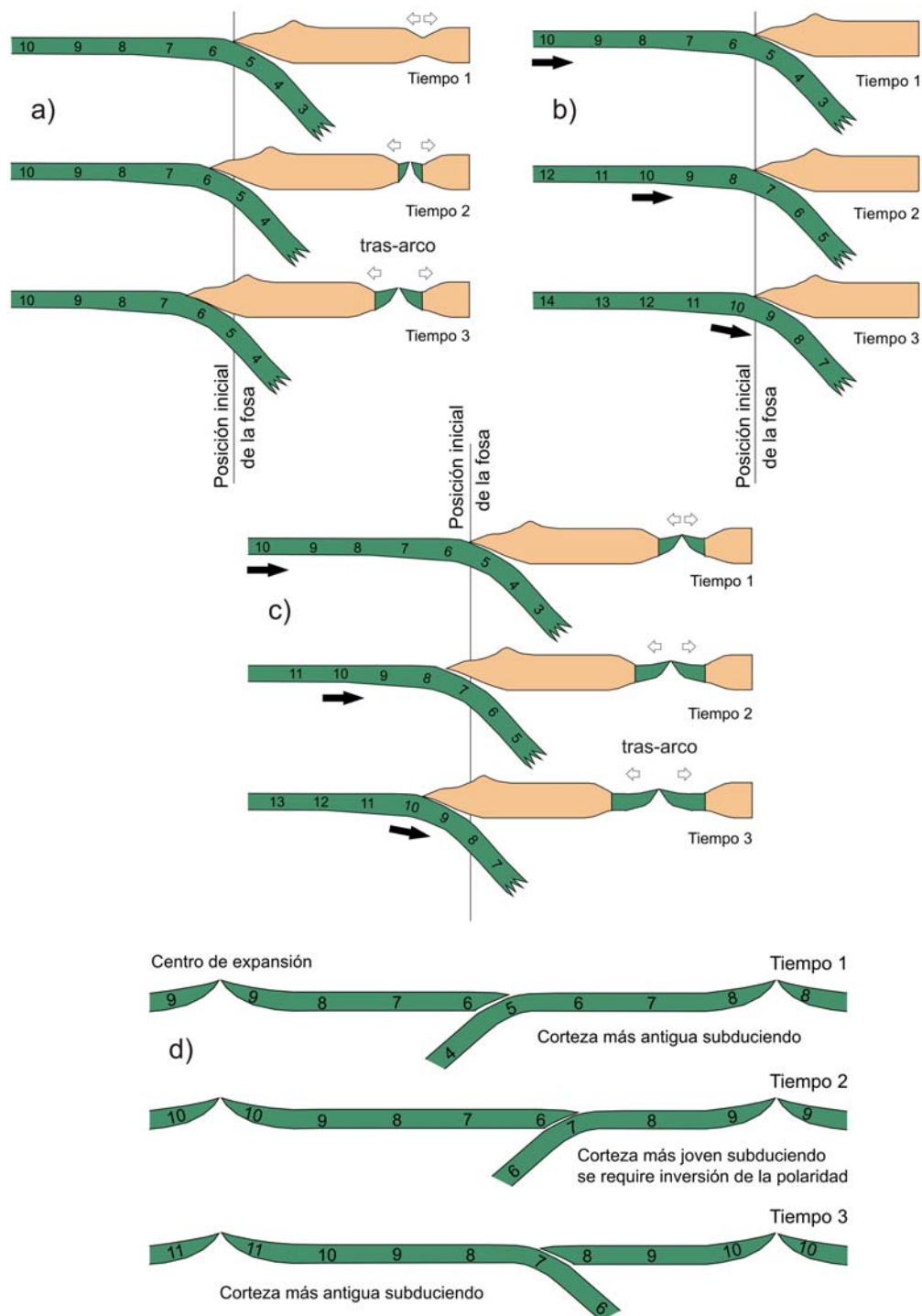


**Figura 1.3:** Diferentes modelos para explicar la formación de una zona de subducción, modificado de Stern [2004].

Se cree que las zonas de subducción se pueden formar tanto de manera inducida como espontánea (Figura 1.3). En el primer caso la subducción se induce como resultado de una transferencia o de la inversión de la polaridad en una zona de subducción previa (Figura 1.3a–b). En cambio, la subducción espontánea se considera asociada al colapso de los márgenes continentales pasivos o de límites transformantes intra-oceánicos (Figura 1.3c–d). Una vez formada la nueva zona de subducción, su dinámica es relativamente simple cuando ocurre entre una placa oceánica y otra continental (Figura 1.2c). En este caso la diferencia de densidad entre las placas determina la geometría de la subducción, cuya evolución posterior estará en función de parámetros como el ángulo de subducción y la velocidad de la convergencia. La continuidad de la subducción en el tiempo puede ser explicada por el retroceso de la fosa de subducción (*trench rollback model*, Figura 1.4a), por el movimiento de la placa inferior —la que subduce— hacia la fosa (*trenchward motion model*, Figura 1.4b), o por una combinación de ambos modelos (Figura 1.4c). Cuando la subducción

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

implica placas de tipo oceánico —subducción intra-oceánica (Figura 1.2a)— la dinámica del proceso es algo más complicada, ya que las placas tendrán una composición muy similar y entonces sus densidades dependerán de otros factores. Entre dichos factores destaca la edad de la litosfera, de la cual dependerá que la placa esté más o menos caliente y sea por lo tanto más o menos densa. Esta particularidad justifica que en los contextos de subducción intra-oceánica puedan ocurrir inversiones de la polaridad de la subducción (Figura 1.4d). Asimismo, en los contextos de subducción también es típica la formación de zonas de tras-arco como resultado de la extensión que se produce en la placa superior debido al retroceso de la fosa y/o al colapso del margen continental (Figuras 1.2a–b y 1.4a).



## 1. Sedimentación en contextos tectónicos de convergencia

**Figura 1.4** (en la página anterior): Distintos modelos para explicar la dinámica de las zonas de subducción, modificados a partir de materiales docentes confeccionados por el Dr. Bruce Railsback de la Universidad de Georgia (Athens, USA). (a) La subducción se produce como resultado del retroceso de la fosa debido a la flexión de la placa que subduce; en este caso puede formarse una zona de tras-arco por extensión en la placa superior. (b) La subducción se produce como resultado del movimiento de la placa que subduce; el movimiento se genera en un centro de expansión centro-oceánico. (c) La subducción se produce por una combinación de los procesos (a) y (b). (d) La inversión de la polaridad de la subducción está controlada por la diferencia de densidades (composición, edad y temperatura) de las placas implicadas. Los números representan la edad de la corteza.

Por otra parte, los contextos de colisión ocurren en la fase final de la convergencia entre placas, cuando una litosfera menos densa y/o con una corteza más gruesa llega hasta la zona de subducción. Esto da lugar a la finalización (bloqueo) de la subducción, con la consecuente formación de los cinturones orogénicos resultantes de la colisión y sutura de las placas (Figura 1.2d). La colisión puede ocurrir entre dos placas continentales, entre una placa continental y un arco volcánico, o entre dos arcos volcánicos; y además puede involucrar una o dos zonas de subducción dando lugar a disímiles contextos de colisión (Figura 1.5). Los cinturones de ofiolitas constituyen suturas de colisión y representan los restos de cuencas oceánicas que fueron parcialmente subducidas, como queda evidenciado en muchos cinturones orogénicos donde los complejos de ofiolitas aparecen emplazados como escamas tectónicas sobre unidades continentales y/o arcos volcánicos. *Dewey* [1976] discute varios mecanismos para explicar la obducción de las ofiolitas, sugiriendo que dicho proceso puede ocurrir principalmente en contextos de ante-arco o de cierre de océanos y cuencas de tras-arco.

Asimismo, un elemento preponderante en la dinámica de los procesos de colisión es la ortogonalidad u oblicuidad de la convergencia. Cuando la convergencia es ortogonal los regímenes de compresión son predominantes; sin embargo, si la convergencia es oblicua se desarrollarán regímenes transpresionales. Esto determina que en los contextos de colisión oblicua se puedan dar situaciones de asincronía en la colisión, además de la superposición de diferentes regímenes tectónicos y de la partición de la deformación.

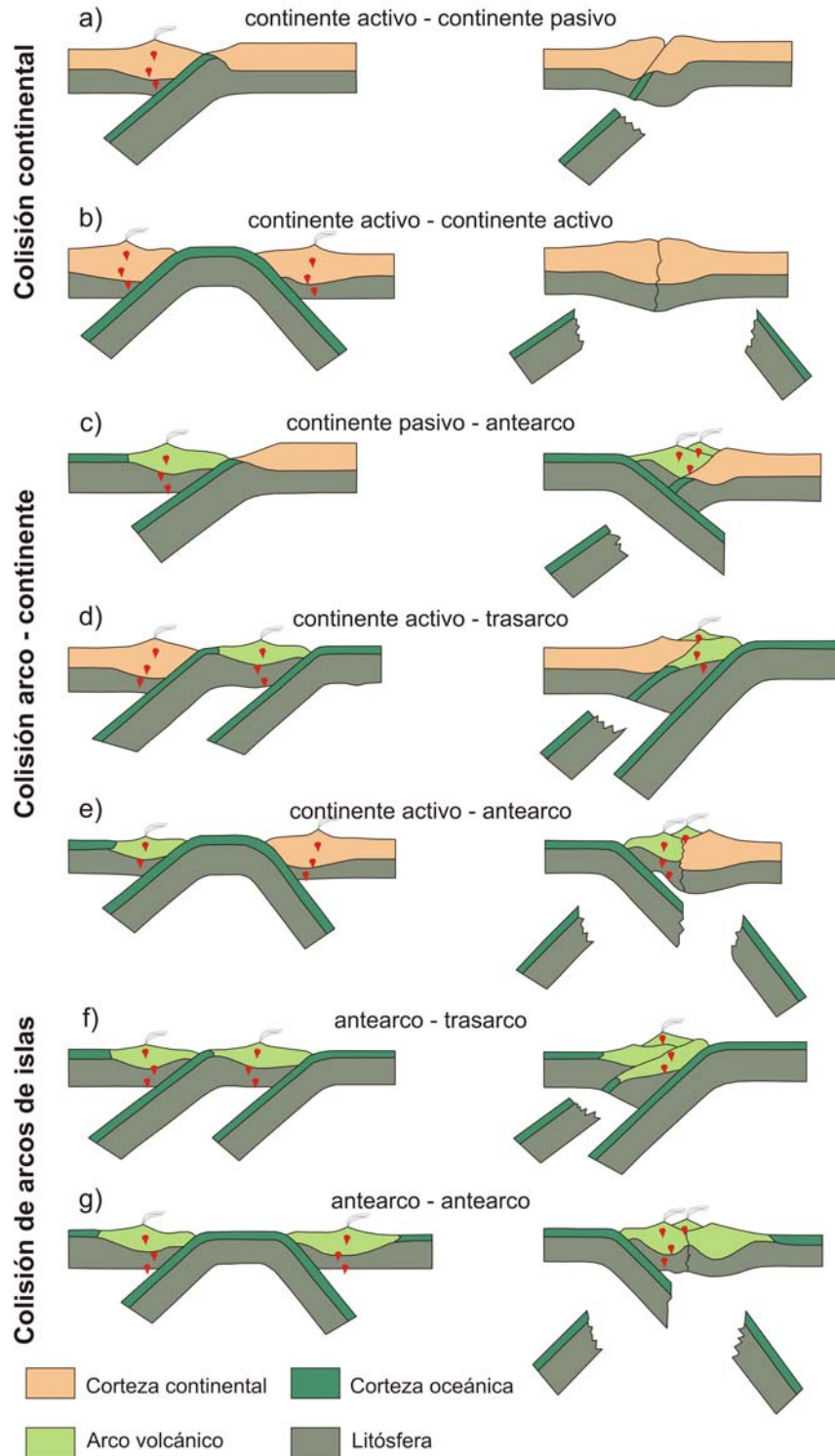
### 1.1.1. Orogenias y tipos de orógenos

Los procesos de formación de cordilleras, también conocidos como orogénesis u orogenias, se producen cuando dos placas tectónicas convergen; ya sea por la subducción de una placa debajo de la otra produciendo una cadena montañosa con una gran influencia del magmatismo, como los Andes (Figura 1.2c), o por la colisión de las placas forzando el levantamiento de las rocas para formar cadenas montañosas resultantes del acortamiento y engrosamiento cortical, como el Himalaya (Figura 1.2d). Por consiguiente, las orogenias pueden producirse tanto en contextos de subducción como de colisión.

Las orogenias que se desarrollan en contextos de subducción son particularmente prolíficas en producción de magmatismo y los orógenos se producen con un “estilo Andino”. Por otra parte, las orogenias que se producen en contextos de colisión son responsables de importantes acortamientos intra-placa, así como del engrosamiento de la corteza y el levantamiento topográfico. Cuando la orogenia implica la colisión

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

continental luego de un largo período de subducción se conoce como “estilo Alpino” (Figura 1.5a). Este estilo produce, además, deformaciones importantes y metamorfismo. En contraste, cuando la orogenia implica la subducción de una litosfera oceánica tipo Pacífico y sucesivas colisiones con arcos de islas, mesetas oceánicas y microplacas —sin incluir colisión continente-continente— se conoce como “estilo Cordillerano” [Moore y Fairbridge, 1997; Frisch et al., 2011; Johnson y Harley, 2012].



**Figura 1.5:** Diferentes contextos de colisión basados en los diagramas de Moore y Twiss [1995]: (a) y (b) colisión continental; (c), (d) y (e) colisión arco-continente; (f) y (g) colisión entre arcos de islas volcánicas.

1.1.2. Cinturones de pliegues y cabalgamientos

Los cinturones de pliegues y cabalgamientos (*fold-and-thrust belts*) constituyen uno de los principales resultados de la deformación en algunos orógenos. *Nemčok et al.* [2005] diferencia tres tipos principales: los cinturones de deformación de antepaís, los prismas de acreción, y los sistemas transpresionales. Los cinturones de deformación de antepaís (*foreland thrustbelts*) se forman adyacentes a los orógenos y normalmente se propagan hacia su periferia como resultado de la compresión (Figura 1.2c). Éstos generalmente afectan secuencias sedimentarias depositadas en márgenes continentales pasivos o en sistemas de rift intracontinentales. Buenos ejemplos de estos cinturones de deformación se han desarrollado en los Apalaches, Andes o Alpes. Por su parte los prismas de acreción (*accretionary prism*) se desarrollan durante las fases iniciales de la convergencia asociados a arcos volcánicos continentales o arcos de islas volcánicas (Figura 1.2b). Los prismas de acreción implican principalmente sedimentos del fondo oceánico que son apilados en la cuña frontal de la placa superior. Para la formación de los prismas de acreción son determinantes factores como la velocidad de la convergencia ( $<7.6$  cm/año) y el espesor de los sedimentos ( $>1$  km) [*Clift y Vannucchi, 2004*]. En tercer lugar, los sistemas transpresionales (*transpressional ranges*) se producen en las situaciones de convergencia oblicua, donde se forman estructuras de desgarre a una escala significativa. Buenos ejemplos de estos contextos transpresionales se dan en la isla de Trinidad, el norte de Venezuela y en Nueva Zelanda. Se cree que aproximadamente el 14% de las reservas mundiales de hidrocarburos se concentran en los cinturones de pliegues y cabalgamientos, principalmente en regiones de antepaís [*Cooper, 2007*].

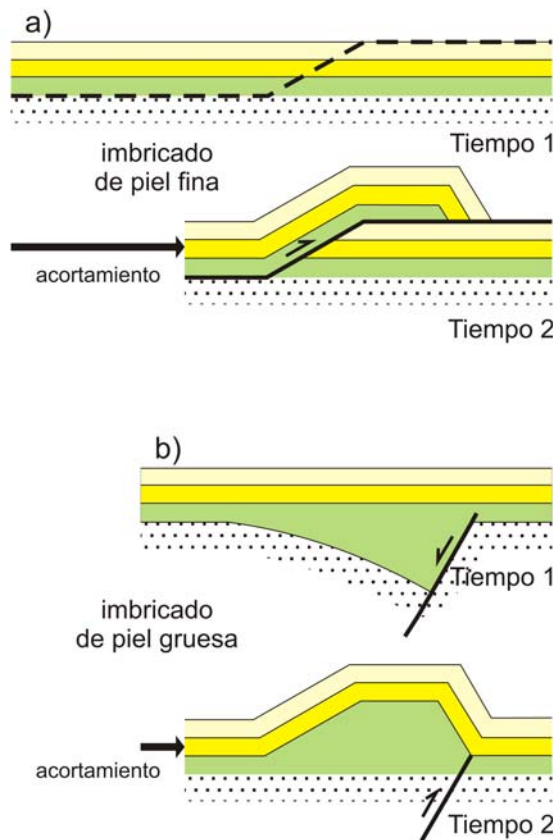
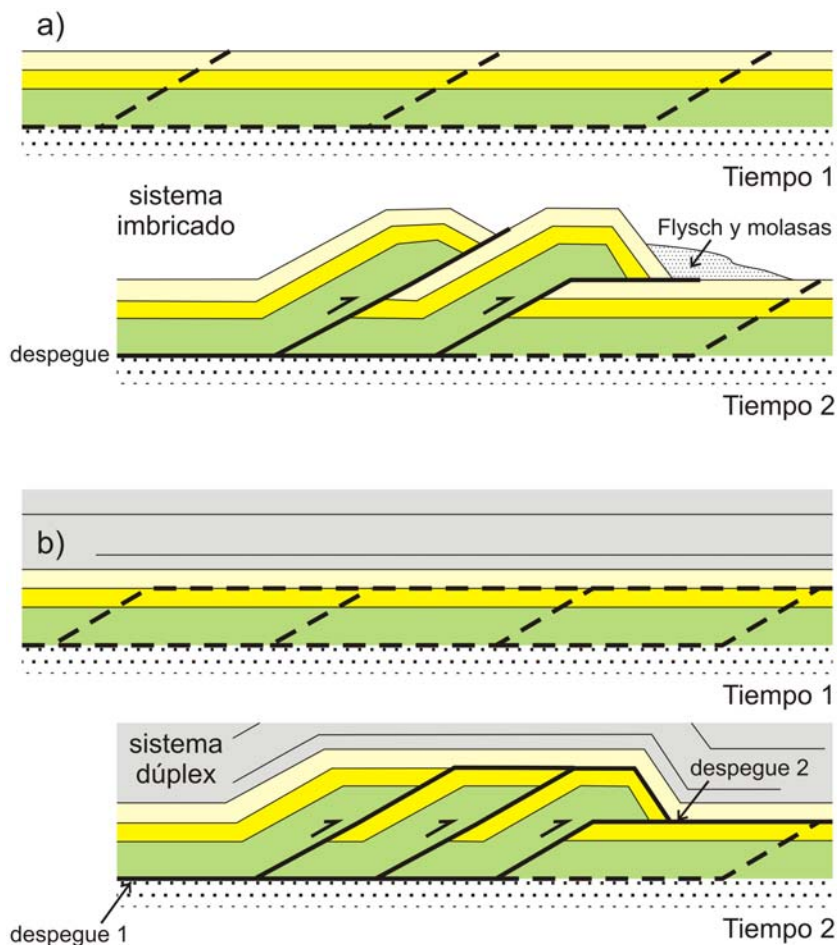


Figura 1.6: Sistemas imbricados de “piel fina” (a) y de “piel gruesa” (b), modificados de *Tozer et al.* [2002].

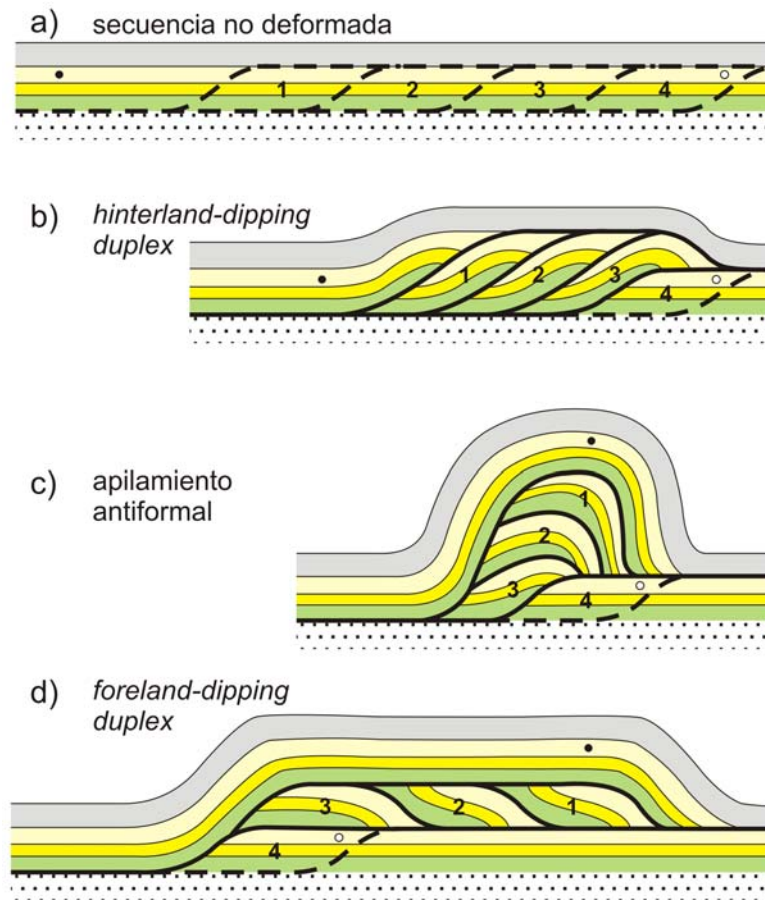


**Figura 1.7:** Modelos de sistemas imbricados (a) y sistemas dúplex (b), basados en los esquemas de *Twiss y Moores* [1992].

La geometría de los cinturones de pliegues y cabalgamientos es extremadamente diversa y depende, en gran medida, de las características de la secuencia estratigráfica —particularmente de la efectividad de los niveles de despegue y/o de la existencia de estructuras antiguas— y del contexto en el que ocurre la compresión. Cuando la deformación solo afecta a rocas de cobertera se forman sistemas imbricados de “piel fina” (*thin-skinned*), los cuales se asocian a los cabalgamientos de bajo ángulo que son frecuentes en regiones de antepaís (Figura 1.6a). En cambio, si la deformación implica rocas del basamento se forman sistemas imbricados de “piel gruesa” (*thick-skinned*) que son típicos de regiones donde ha ocurrido la inversión de estructuras profundas (Figura 1.6b). Por otra parte, cuando los cabalgamientos están relacionados a un solo nivel de despegue se forman sistemas imbricados (Figura 1.7a); en cambio, si coexisten varios niveles de despegue pueden producirse sistemas dúplex (Figura 1.7b), de los cuales existen varios tipos (Figura 1.8). En cuanto a la secuencia de deformación, los cinturones de pliegues y cabalgamientos se desarrollan en secuencia normal siempre que los nuevos cabalgamientos se formen en el bloque inferior del cabalgamiento anterior. Los cabalgamientos que no ajustan a esta secuencia de deformación se denominan cabalgamientos fuera de secuencia. En determinados cinturones de pliegues y cabalgamientos pueden predominar las deformaciones de piel fina o gruesa, los sistemas imbricados o



sistemas dúplex, y diferentes secuencias de deformación; no obstante, todas estas características pueden coexistir en un mismo cinturón de deformación.



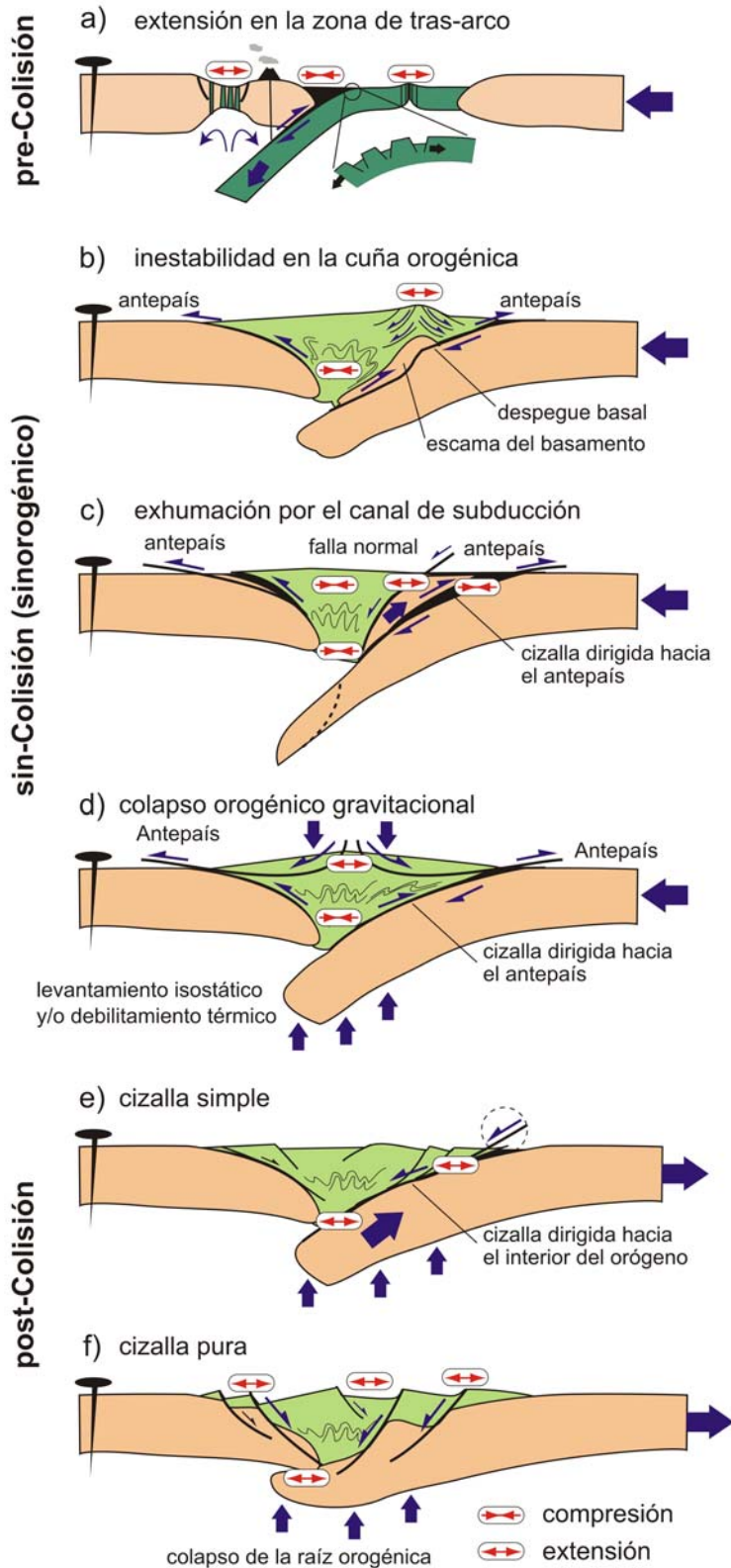
**Figura 1.8:** Modelos de distintos tipos de sistemas dúplex: (a) secuencia no deformada; (b) sistema dúplex con buzamiento hacia el interior del orógeno (*hinterland-dipping duplex*); (c) apilamiento antiformal (*antiformal stack*); y (d) sistema dúplex con buzamiento hacia el antepaís (*foreland-dipping duplex*). Modificados de *Twiss y Moores* [1992].

### 1.1.3. Extensión y colapso de orógenos

Algunas de las fallas extensionales y zonas de desgarre más importantes a escala global se encuentran en zonas orogénicas en diferentes momentos durante el ciclo orogénico (Figura 1.9). En las primeras etapas (pre-colisión), la extensión se produce mayormente en las regiones de trasarco (Figura 1.9a). En este caso el estiramiento se produce como resultado de la propia dinámica del proceso de subducción (Figura 1.4a). Por otra parte, la extensión durante el período de colisión se produce mayormente en las fases finales, cuando la cuña orogénica se vuelve inestable y se pueden formar fallas extensionales y zonas de cizalla. Por ejemplo, si una escama del basamento de grandes dimensiones se incorpora a la cuña orogénica, ésta aumenta demasiado su espesor y se hace inestable. Dicha inestabilidad da lugar a la formación de fallas normales o zonas de cizalla (Figura 1.9b). Asimismo, se ha sugerido que una escama caliente despegada del basamento puede tener una densidad lo suficientemente baja como para exhumarse gracias a la formación de un cabalgamiento en su base y una falla normal al techo (Figura 1.9c). Otro tipo de extensión coetánea con la

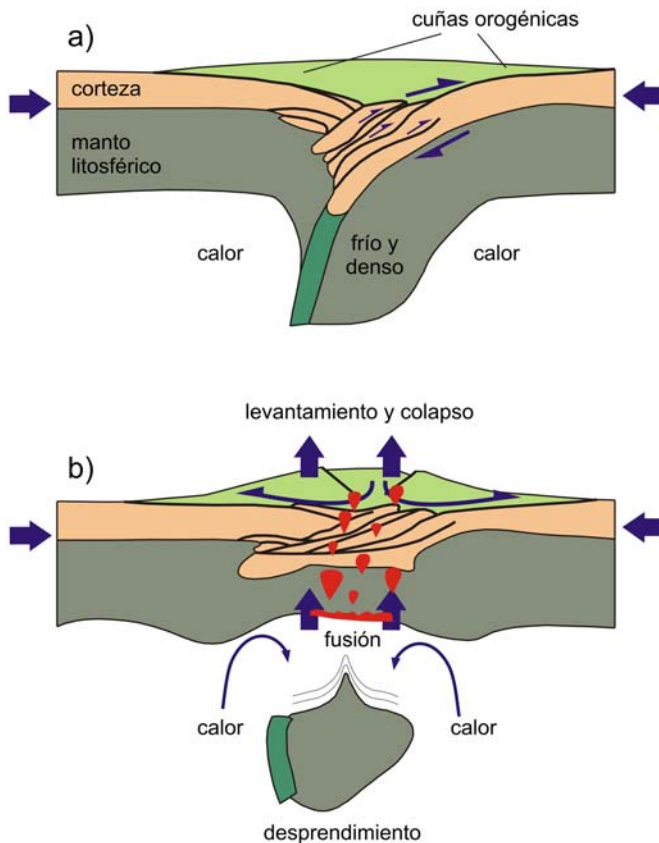
## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

colisión se explica por los cambios de temperatura que se producen en la corteza inferior y el manto litosférico. Durante la colisión, la corteza que se hunde se calienta y al mismo tiempo se debilita hasta el punto que colapsa por su propio peso formándose fallas extensionales y zonas de cizalla (Figura 1.9d). Este modelo es conocido como colapso orogénico gravitacional y ocurre cuando la corteza es muy gruesa.



**Figura 1.9:** Diferentes tipos de extensión que se producen durante un ciclo orogénico, modificado de *Fossen* [2000].





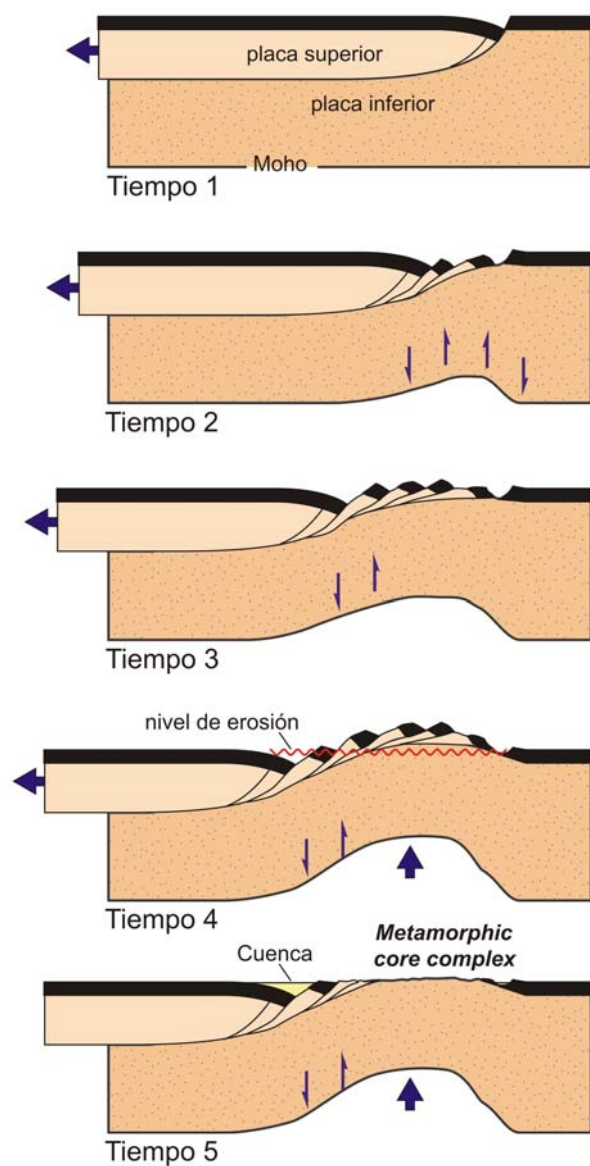
**Figura 1.10:** Modelo de desprendimiento que causa el colapso orogénico. (a) La raíz del orógeno, fría y densa, tira hacia abajo. (b) La separación de la raíz del orógeno por desprendimiento causa el levantamiento y colapso orogénico. Modificado de *Fossen* [2010].

El colapso gravitacional orogénico se suele mostrar como un colapso de la parte superior del edificio orogénico (la parte montañosa), pero éste puede ser igualmente importante en la raíz del orógeno. La subducción de una corteza continental puede alcanzar, como máximo, un centenar de kilómetros debido a su baja densidad. Alrededor de esta profundidad la subducción queda bloqueada y se produce el desprendimiento de la raíz del orógeno que continua siendo fría y densa en relación a su entorno (Figura 1.10). La parte desprendida puede incluir la corteza oceánica que está unida al borde del continente y también la corteza continental (o transicional) que haya sufrido cambios de fase que hagan aumentar la densidad de las rocas, eclogitización por ejemplo. Este modelo se conoce como desprendimiento de la raíz orogénica y entre sus consecuencias se incluyen el calentamiento de la corteza continental restante y su ascenso, así como la fusión parcial de la corteza y una mayor actividad magmática (Figura 1.10b).

Por otra parte, la extensión post-orogénica ocurre cuando se invierte el sentido del desplazamiento de la cuña orogénica hacia el centro del orógeno en vez de hacia el antepaís (Figura 1.9e). En este caso la deformación extensional es predominante en todos los niveles corticales y puede producir la inversión de los cabalgamientos de la cuña orogénica y la exhumación de complejos metamórficos tipo *metamorphic core complex* [Coney, 1980; Lister y Davis, 1989; McGrew *et al.*, 2000; Tirel *et al.*, 2008] (Figura 1.11). Otro tipo de extensión post-orogénica se manifiesta con la formación de zonas de cizalla que buzan hacia el interior

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

del orógeno. Estas zonas de cizalla se forman después del levantamiento del orógeno y cuando los cabalgamientos preexistentes hayan rotado hasta orientaciones que no favorezcan su reactivación como estructuras extensionales (Figura 1.9f).



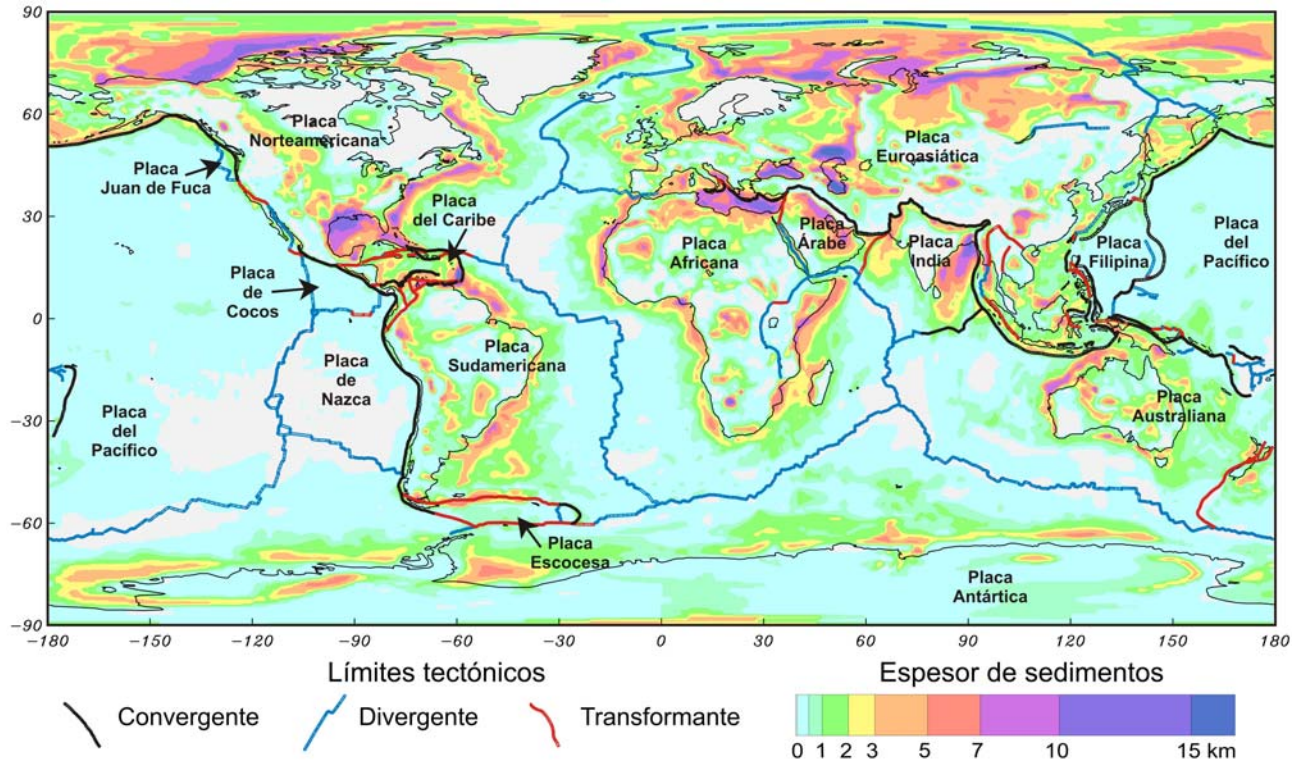
**Figura 1.11:** Desarrollo de complejos metamórficos (*metamorphic core complex*) como resultado de la extensión litosférica y la compensación isostática. Modificado de *Fossen* [2010], antes basado en los modelos e ideas de *Wernicke* y *Axen* [1988]).

### 1.2. CUENCAS SEDIMENTARIAS EN CONTEXTOS TECTÓNICOS DE CONVERGENCIA: GENERALIDADES

Una cuenca sedimentaria es o ha sido cualquier parte subsidente de la superficie terrestre, donde se han acumulado espesores considerables de sedimentos que se han conservado durante largos períodos de tiempo. En la mayoría de los casos la subsidencia está controlada por ajustes isostáticos, que ha su vez son el resultado de la extensión o la flexión de la litosfera [*Ingersoll y Busby*, 1995]. Las cuencas sedimentarias han sido clasificadas en función del tipo de substrato litosférico sobre el que se desarrollan (continental, oceánico

## 1. Sedimentación en contextos tectónicos de convergencia

o transicional), su posición respecto a las placas tectónicas (límites de placas, intraplaca), y el movimiento relativo entre las placas (divergente, convergente o transformante) [Dickinson, 1974, 1976; Kingston *et al.*, 1983; Mitchell y Reading, 1986; Ingersoll, 1988; Miall, 2000; Ingersoll y Busby, 1995] (Figura 1.12 y Tabla 1.1).



**Figura 1.12:** Distribución de los principales límites tectónicos, placas litosféricas y el espesor de los sedimentos a escala global. El mapa de espesor de sedimentos ha sido modificado de *Laske y Masters [1997]*.

Particularmente, las cuencas sedimentarias desarrolladas en contextos tectónicos de convergencia se producen en límites entre placas tectónicas que pueden ser de subducción o colisión (Figuras 1.2, 1.13 y 1.14). En ambos casos se producen levantamientos durante la formación de las nuevas cadenas montañosas (volcánicas u orogénicas), generándose grandes volúmenes de sedimentos que irán a parar a las cuencas sedimentarias ubicadas, fundamentalmente, en la periferia de la zona montañosa. En los siguientes apartados se compilan las características de los principales tipos de cuencas relacionadas con los contextos de subducción y colisión.

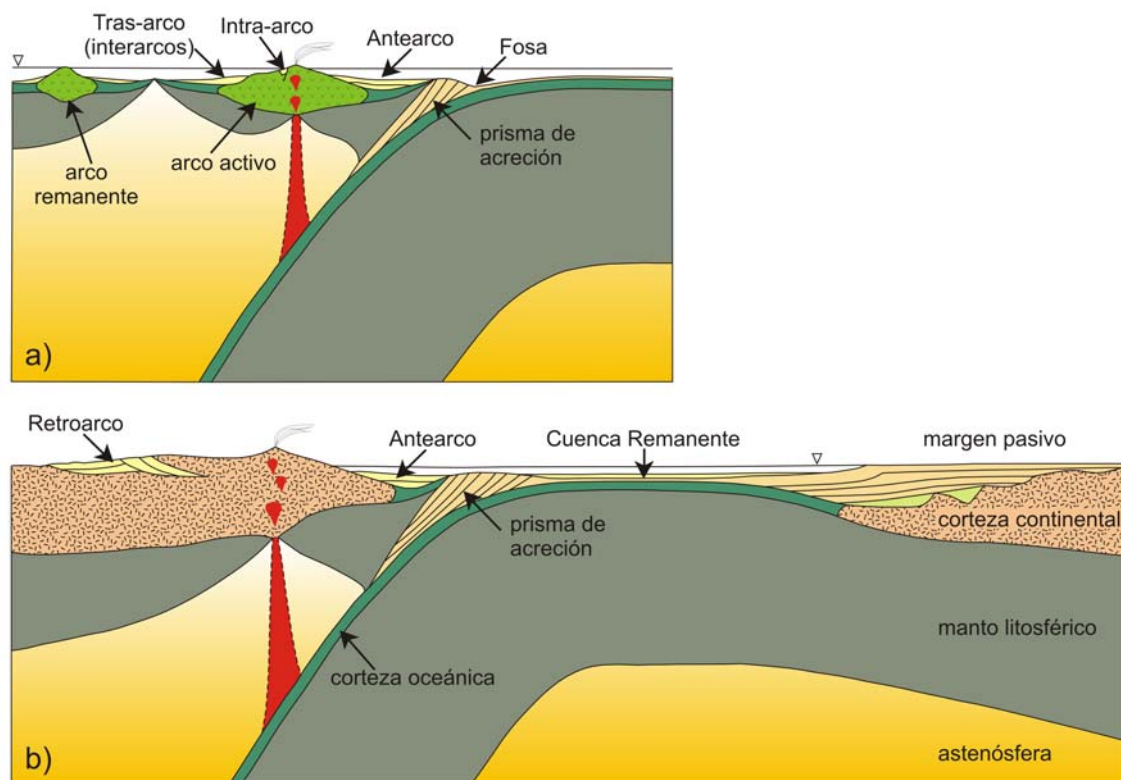
### 1.2.1. Cuencas relacionadas con la subducción

Las cuencas sedimentarias relacionadas con la subducción pueden estar desarrolladas sobre corteza oceánica, transicional e incluso continental (Figura 1.13). En los contextos de subducción se dan las condiciones para el desarrollo de regímenes de diferente tipo —compresivos, extensivos y de desgarre— que controlan la formación de las cuencas (Figuras 1.2a–b, 1.4a, 1.9a y Tabla 1.1).

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

**Tabla 1.1:** Clasificación de las cuencas sedimentarias desarrolladas en contextos tectónicos de convergencia, compilada de *Einsele* [2000].

Categoría de cuencas	Tipologías	Posición tect. (substrato)	Control de la subsidencia	Características
Relacionadas con la subducción	-fosas oceánicas -de antearcos -de intra-arcos -de tras-arcos -de inter-arcos	Límites de placas (oceánico)  Límites de placas (continental, transicional u oceánico)	Compresión, flexión litosférica  Extensión	Parcialmente asimétricas, de profundidad y subsidencia muy variadas
Relacionadas con la colisión	-remanentes -de antepaís -a cuestras -intramontanas	Límites de placas (oceánico)  Límites de placas (continental o transicional)	Compresión  Flexión litosférica, compresión o desgarre	Subsidencia activa por carga sedimentaria. Asimétricas, subsidencia en aumento, elevación y hundimiento contemporáneos
De desgarre	-transtensivas -transpresivas -transrotacionales -poligénicas	Límites de placas o intraplacas (continental y/u oceánico)	Desgarre, ± extensión o compresión	Relativamente pequeñas y alargadas, rápida subsidencia



**Figura 1.13:** Modelos de cuencas sedimentarias formadas en distintos contextos de convergencia, modificados de *Ingersoll* [2012]. (a) Contexto de arco de islas volcánicas – tras-arco. (b) Contexto de arco volcánico continental.

### Fosas oceánicas

Las fosas oceánicas (*trenches*) se localizan en las zonas de subducción, formando regiones deprimidas y alargadas del fondo marino [Underwood y Moore, 1995; Underwood et al., 2003] (Figuras 1.2a–c y 1.13a). Estas cuencas se forman debido a la flexión de la litosfera que está subduciendo. La sedimentación ocurre en medios marinos profundos y los aportes sedimentarios proceden fundamentalmente del prisma de acreción (o de la zona de antearco si el prisma de acreción no se ha formado). Las cuencas asociadas a las fosas oceánicas presentan elevadas tasas de subsidencia y sedimentación, sin embargo su potencial de preservación es bajo.

### Cuencas de antearco

Las cuencas de antearco (*forearc basin*) se localizan entre el prisma de acreción y el arco volcánico, aunque no siempre se desarrollan (Figura 1.13). Su substrato puede estar formado por el prisma de acreción y/o la parte frontal del arco volcánico. Estas cuencas se forman por el hundimiento relativo de la zona de antearco, donde se pueden dar regímenes locales de extensión o compresión [Dickinson y Seely, 1979; Dickinson, 1995]. La sedimentación suele ser terrígena marina, ocasionalmente continental, con procedencia desde el arco volcánico. Las tasas de subsidencia y sedimentación en estas cuencas son variables.

### Cuencas de intra-arco

Las cuencas de intra-arco (*intra-arc basin*) ocupan áreas de pequeñas dimensiones dentro del arco volcánico, donde suelen estar limitadas por fallas o entre edificios volcánicos [Smith y Landis, 1995] (Figura 1.13a). Se originan como resultado del crecimiento de los edificios volcánicos o por el colapso parcial o total del arco volcánico. La sedimentación suele ser de tipo piroclástica y/o epiclástica derivada del propio arco. Las tasas de subsidencia y sedimentación en estas cuencas son muy variables.

### Cuencas de trasarco e interarcos

Las cuencas de trasarco (*backarc basin*) e interarcos (*interarc basin*) se forman en aquellas situaciones en que ocurra el retroceso de la fosa oceánica (*trench rollback*). Como resultado de este proceso, la placa superior se estira, con el consecuente adelgazamiento de la corteza y la formación de cuencas [Marsaglia, 1995; Taylor, 1995] (Figura 1.13a). Cuando la extensión se produce en la parte trasera del arco se forma una cuenca de trasarco en sentido estricto; pero si dicha extensión además está separando un arco activo de otro remanente entonces se forma una cuenca interarcos. En ambos casos las cuencas se desarrollan sobre corteza oceánica o intermedia, pudiendo llegar a ocupar extensas áreas. La sedimentación es típicamente detrítica (piroclástica y/o epiclástica), procedente del arco volcánico y depositada en medios marinos.

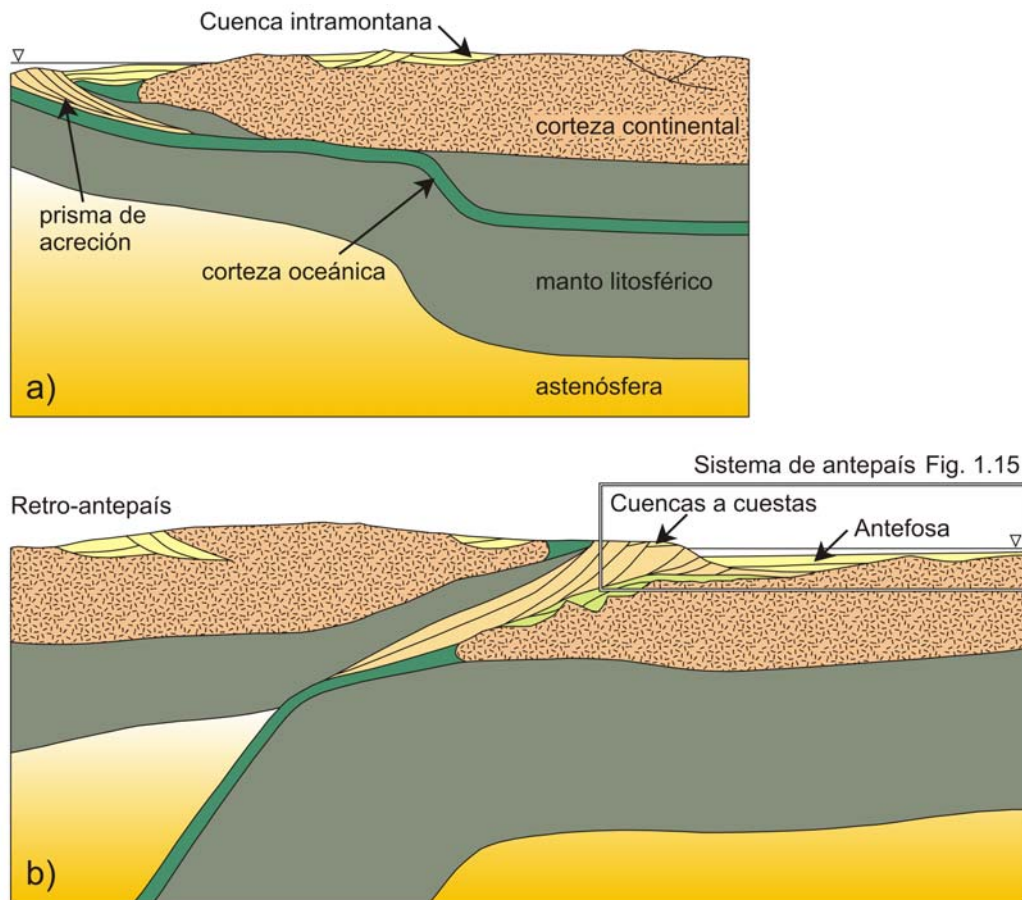
### 1.2.2. Cuencas relacionadas con la colisión

Las cuencas sedimentarias relacionadas con la colisión pueden desarrollarse sobre corteza continental, transicional u oceánica (Figura 1.14). La formación de las cuencas se produce fundamentalmente debido a la



## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

flexión litosférica de la placa inferior, aunque localmente se pueden dar regímenes de compresión, de extensión, o de desgarre (Tabla 1.1).

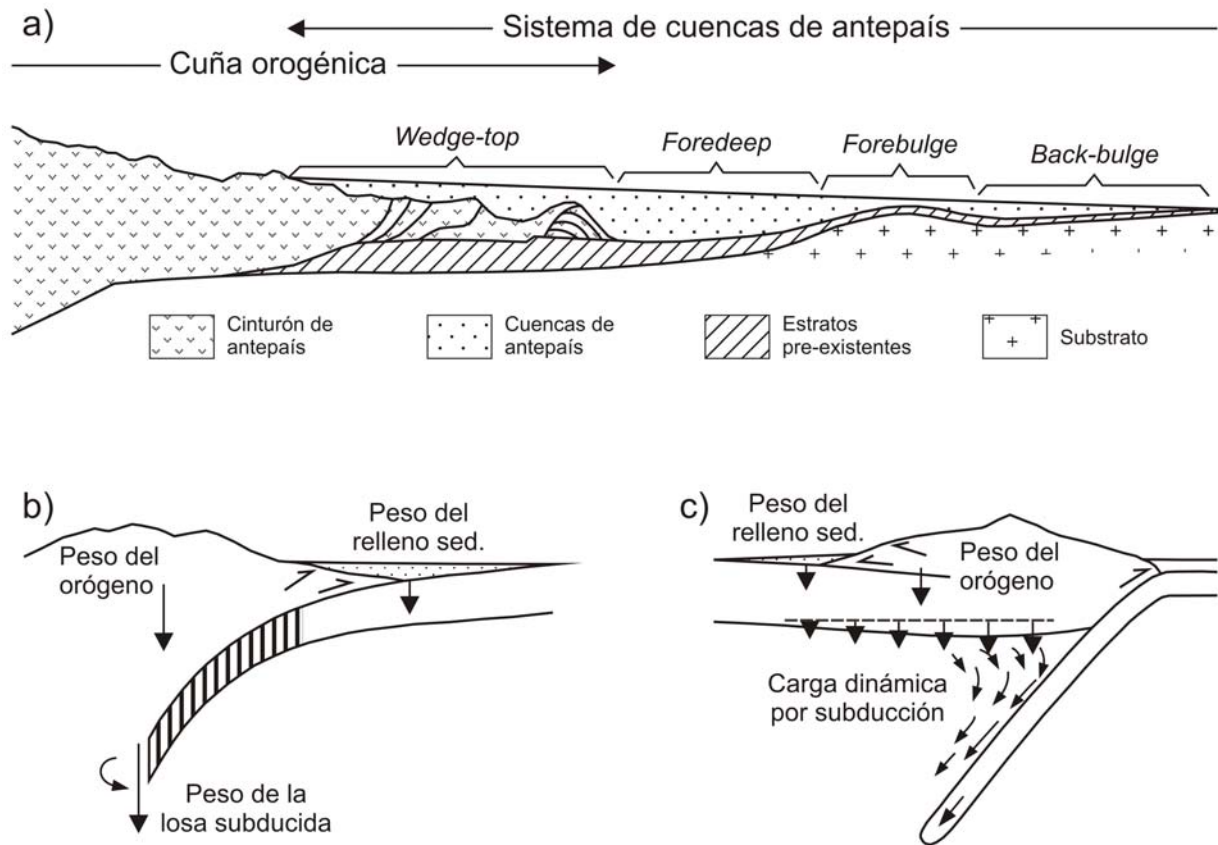


**Figura 1.14:** Modelos de cuencas sedimentarias formadas en distintos contextos de convergencia, modificados de *Ingersoll* [2012]. (a) Contexto de subducción horizontal y fría (sin magmatismo). (b) Contexto de colisión continental.

### Sistemas de cuencas de antepaís

El concepto de sistemas de cuencas de antepaís fue desarrollado por *DeCelles y Giles* [1996] para generalizar la evolución y características tectonoestratigráficas de las cuencas que se desarrollan en los cinturones de antepaís y de retroarco. Según dichos autores, en los sistemas de cuencas de antepaís se diferencian cuatro depozonas principales (Figura 1.15a). La depozona de la cuña frontal (*wedge-top*) se desarrolla en la parte superior de las láminas cabalgantes frontales e incluye las cuencas transportadas a cuevas sobre el prisma de acreción y en la parte más externa del cinturón orogénico. La antefosa (*foredeep*) es la depozona donde se acumula el mayor espesor de sedimentos frente al orógeno, mientras que el abultamiento periférico (*forebulge*) y el retroperiférico (*backbulge*) son las depozonas con menor espesor de sedimentos y más alejadas del orógeno.

Los sistemas de cuencas de antepaís suelen ocupar regiones extensas, formando franjas alargadas que bordean los orógenos. La sedimentación típicamente evoluciona desde medios marinos profundos hasta continentales (secuencia de somerización), con elevadas tasas de subsidencia en el margen activo.



**Figura 1.15:** (a) Geometría y depozonas de los sistemas de cuencas de antepaís. (b) Principales cargas litostáticas en los sistemas de antepaís periféricos. (c) Principales cargas litostáticas en los sistemas de antepaís de retroarco. Modificados de DeCelles y Giles [1996].

### Cuencas de antepaís (antefosa)

Como característica general, una cuenca de antefosa en sentido estricto (*foredeep basin*) se origina por la flexión litosférica producida por la carga debida al engrosamiento cortical en la zona de convergencia [Royden, 1993; Mitrovica et al., 1989]. Las cuencas de antefosa se pueden desarrollar en contextos de colisión o de subducción, y sobre cortezas de distinto tipo.

En los contextos de colisión se desarrollan cuencas de antefosa periféricas (*peripheral foredeep basin*) y remanentes (*remnant basin*) asociadas a la flexión producida por la carga litostática del orógeno, de la lámina que subduce y del propio relleno sedimentario de la cuenca [Miall, 1995] (Figuras 1.13b, 1.14b y 1.15b). El principal criterio para diferenciar entre cuencas periféricas y remanentes es que la primera se forma sobre corteza continental o transicional mientras que las cuencas remanentes ocurren sobre corteza de tipo oceánico; siendo, por lo tanto, las cuencas periféricas representativas de una fase más avanzada que las cuencas remanentes. En ambos casos las cuencas se localizan entre el orógeno (margen activo) y el continente (margen pasivo), con una geometría asimétrica (Figura 1.15). En algunos casos pueden desarrollarse cuencas de antefosa a ambos lados del orógeno, es decir una en cada placa —por ejemplo, las cuencas del Ebro y de Aquitania relacionadas con los Pirineos.

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

Por otra parte, las cuencas desarrolladas en regiones de retroarco (*retroarc foredeep basin*), aunque se forman en contextos de subducción, presentan características equivalentes a las de las cuencas de antifosa periféricas [Jordan, 1995] (Figura 1.13b). En este caso, la flexión se produce principalmente por las cargas litostáticas del orógeno y del relleno sedimentario de la cuenca, además de la carga dinámica que se genera por la subducción (Figura 1.15c). Las cuencas de retroarco se localizan entre la parte interior del orógeno (margen activo) y el continente emergido (margen pasivo). Se desarrollan sobre corteza continental.

### Cuencas a cuestras

Las cuencas a cuestras o transportadas (*piggyback basin*) son aquellas que se desarrollan encima de láminas de corrimiento activas, formando cuencas de antepaís satélites [Ori y Friend, 1984] (Figura 1.14b). El origen de estas cuencas está relacionado con el crecimiento de los cinturones de deformación y la incorporación de partes de la cuenca de antifosa al orógeno. Las cuencas a cuestras tienen la particularidad de que continúan desarrollándose mientras son transportadas tectónicamente, lo cual queda registrado por el acuñaamiento de unidades estratigráficas y por la existencia de discontinuidades dentro de la cuenca transportada.

### Cuencas intramontanas

Las cuencas intramontanas (*hinterland basin*) son aquellas que se forman en depresiones estructurales en las partes internas de los orógenos (Figura 1.14a). Este término es tradicionalmente usado para agrupar las cuencas asociadas a los orógenos, pero que no encajan en otras categorías [Ingersoll, 2012]. La formación de las cuencas intramontanas puede estar controlada por regímenes de extensión, de compresión o de desgarre. En relleno sedimentario usualmente se acumula en medios continentales y a una altura considerable, por lo que su potencial de conservación es bajo.

### 1.2.3. Cuencas de desgarre

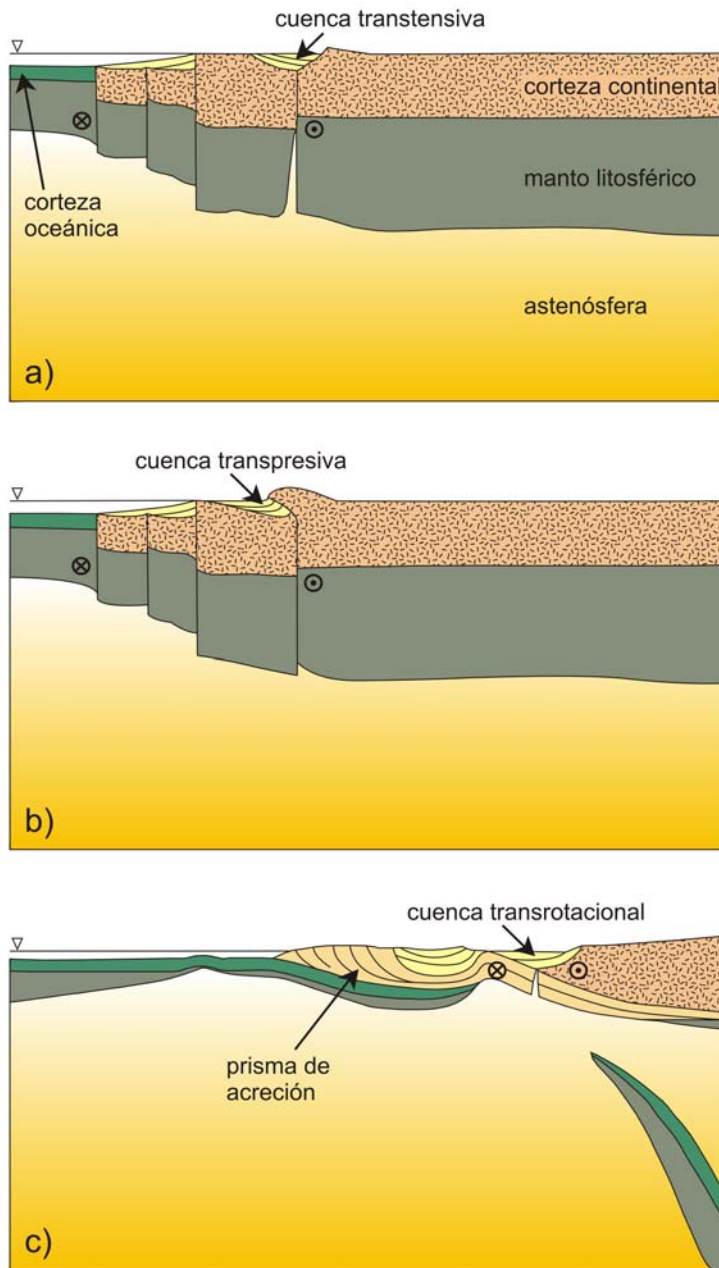
Una cuenca de desgarre (*strike-slip basin*) es cualquier cuenca cuya sedimentación ocurra acompañada de importantes movimientos rumbodeslizantes [Mann et al., 1983; Christie-Blick y Biddle, 1985]. Por lo tanto, estas cuencas se desarrollan estrechamente vinculadas a fallas rumbodeslizantes que, a su vez, pueden ocurrir en una amplísima variedad de situaciones. Las fallas rumbodeslizantes —y por extensión las cuencas de desgarre— pueden producirse en contextos de límite de placas o de intraplaca, que pueden ser transformantes/transcurrentes puros o bien transtensivos, transpresivos o transrotacionales (Figura 1.16 y Tabla 1.2).

La amplísima variedad de situaciones en que se desarrollan las cuencas de desgarre trae como resultado que su geometría sea extremadamente variada, aunque como generalidad suelen ser alargadas y presentar límites activos. Las características estructurales van a depender fundamentalmente del contexto tectónico donde se desarrollan las cuencas y del control estructural que presenten (Figuras 1.16 y 1.17). Asimismo, las cuencas de desgarre desarrolladas en contextos intracontinentales y en los márgenes continentales suelen



## 1. Sedimentación en contextos tectónicos de convergencia

presentar altas tasas de subsidencia y sedimentación, mientras que las cuencas intra-oceánicas pueden carecer de sedimentos. El relleno sedimentario puede reflejar los más diversos ambientes de sedimentación marinos, transicionales o continentales, con cambios bruscos en los espesores y tipos de facies.



**Figura 1.16:** Modelos de cuencas de desgarre formadas en distintos contextos tectónicos, modificados de *Ingersoll* [2012]. (a) Contexto transtensional. (b) Contexto transpresional. (c) Contexto transrotacional.

### Cuencas transtensivas

Los principales tipos de cuencas transtensivas son aquellas que se conocen como *releasing bends* y *stepover*. Las primeras se desarrollan asociadas a los tramos curvos de las fallas de deslizamiento por el rumbo, donde se den regímenes locales de extensión (Figura 1.17a). En cambio, las cuencas de tipo *stepover* se producen como resultado de un cambio o relevo de la zona de desplazamiento principal (Figura 1.17b). Ambas geometrías se pueden considerar como las más clásicas de las cuencas de desgarre.

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

**Tabla 1.2:** Tipos de fallas rumbodeslizantes, compilado de *Sylvester* [1988] y *Nilsen y Sylvester* [1995].

<b>Contextos de límite de placas</b> <u>Fallas transformantes</u> (delimitan placas, cortan toda la litosfera)	<b>Contextos intraplaca</b> <u>Fallas transcurrentes</u> (confinadas a la corteza)
Fallas en las dorsales oceánicas -Desplazan segmentos de corteza oceánica con vectores de extensión similares  Fallas en límites transformantes -Acomodan los desplazamientos paralelos al límite entre las placas  Fallas vinculadas a zonas de subducción -Acomodan la componente horizontal de las subducciones oblicuas	Fallas vinculadas a escape tectónico -Separan bloques continentales que se mueven uno con respecto al otro debido a la convergencia entre las placas  Fallas de rasgadura -Acomodan el desplazamiento diferencial dentro de un manto alóctono o entre el alóctono y la unidad estructural adyacente  Fallas de transferencia -Transfieren el deslizamiento horizontal desde un segmento de una falla principal hacia su terminación o hacia el segmento contiguo  Fallas intracontinentales -Separan terrenos alóctonos con diferentes estilos tectónicos

### Cuencas transpresivas

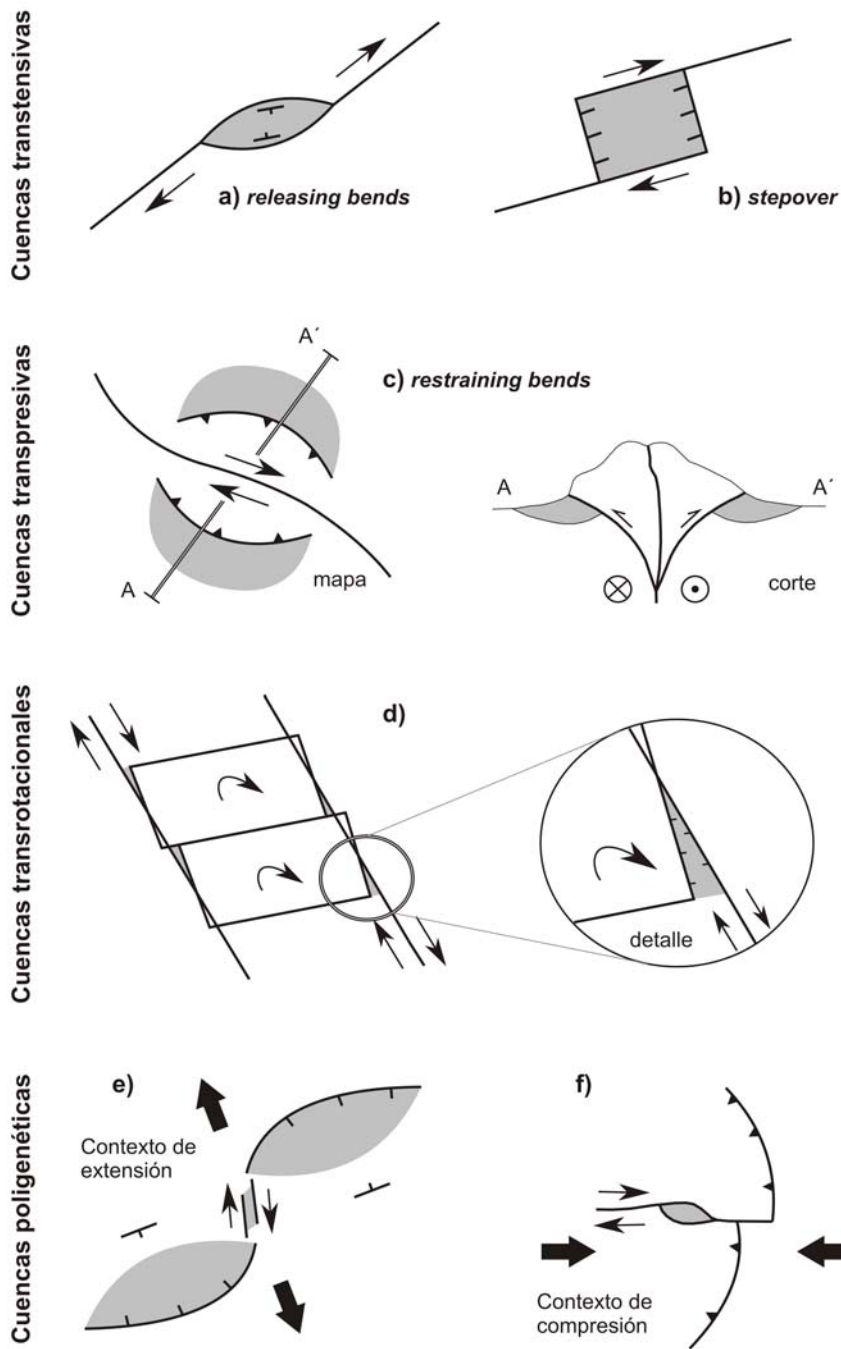
Las cuencas transpresivas se desarrollan asociadas a los tramos curvos de las grandes fallas transformantes o transcurrentes, donde se den regímenes locales de compresión (Figura 1.17c). Este tipo de cuencas comúnmente se localizan en las zonas periféricas de sistemas imbricados transpresionales y estructuras en flor positivas, con geometrías similares a las de las cuencas de antepaís.

### Cuencas transrotacionales

Las cuencas transrotacionales se forman como resultado de la extensión que se produce durante la rotación de grandes bloques por su eje vertical (Figura 1.17d). Dichas cuencas suelen tener una geometría triangular vista en planta y se localizan en los bordes de los bloques rotados. Para su formación se requiere que los bloques estén limitados por fallas y que exista una superficie de despegue en el substrato.

### Cuencas poligenéticas

Las cuencas de desgarre poligenéticas se desarrollan en situaciones de convergencia o de extensión, pero como resultado de un régimen local de desgarre. Por ejemplo, en los contextos de extensión, éstas pueden producirse relacionadas con el cambio en el sentido del buzamiento de fallas normales (Figura 1.17e); mientras que en los contextos de compresión pueden formarse asociadas a fallas de rasgadura (*tear faults*) o fallas de transferencia (Figura 1.17 y Tabla 1.2). En general, las geometrías de las cuencas poligenéticas son similares a las de las cuencas de desgarre transensivas.



**Figura 1.17:** Distintas tipologías de cuencas de desgarre, modificadas de *Nilsen y Sylvester* [1995]: (a) cuenca tipo *releasing bends*, (b) cuenca tipo *stepover*, (c) cuencas transpresivas, (d) cuencas transrotacionales, (e) cuencas poligenéticas.

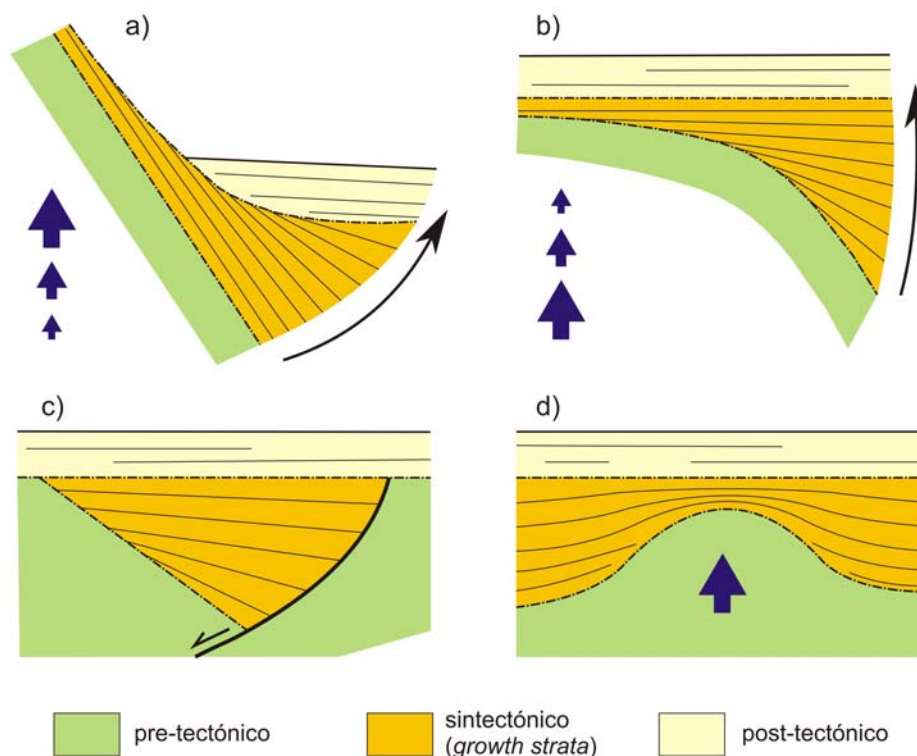
### 1.3. ESTILOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS: SEDIMENTACIÓN SINTECTÓNICA

En los contextos de convergencia se pueden dar innumerables situaciones específicas que ponen de manifiesto el control que la tectónica ejerce sobre la sedimentación. Dicho control puede expresarse en la ocurrencia de un tipo determinado de sedimento o en el cambio de una o varias características de la sedimentación como respuesta a las variaciones del régimen tectónico predominante. Entre las características sedimentarias más propensas a registrar dichas variaciones se encuentran el espesor de sedimento y las facies

sedimentarias. En general, el estudio de las relaciones tectónica-sedimentación, y particularmente de los estilos tectonoestratigráficos, puede aportar información relevante sobre la evolución de un proceso tectónico en concreto. Esto se debe a que el relleno sedimentario acumulado registrará cualquier cambio significativo —cuantitativo o cualitativo— que haya ocurrido durante dicha evolución.

### 1.3.1. Sincronismo entre tectónica y sedimentación

El relleno sedimentario de las cuencas sinorogénicas constituye, conjuntamente con el magmatismo y el metamorfismo, una de las principales fuentes de datos para definir la evolución de los orógenos. En tal sentido, el sincronismo o la temporalidad entre la tectónica y la sedimentación es una de las relaciones más significativas que se dan en los contextos tectónicos de convergencia. Usualmente se diferencian tres estilos tectonoestratigráficos principales relacionados con la actividad tectónica. Dichos estilos se denominan pre-, sin-, y post-tectónico (Figura 1.18).



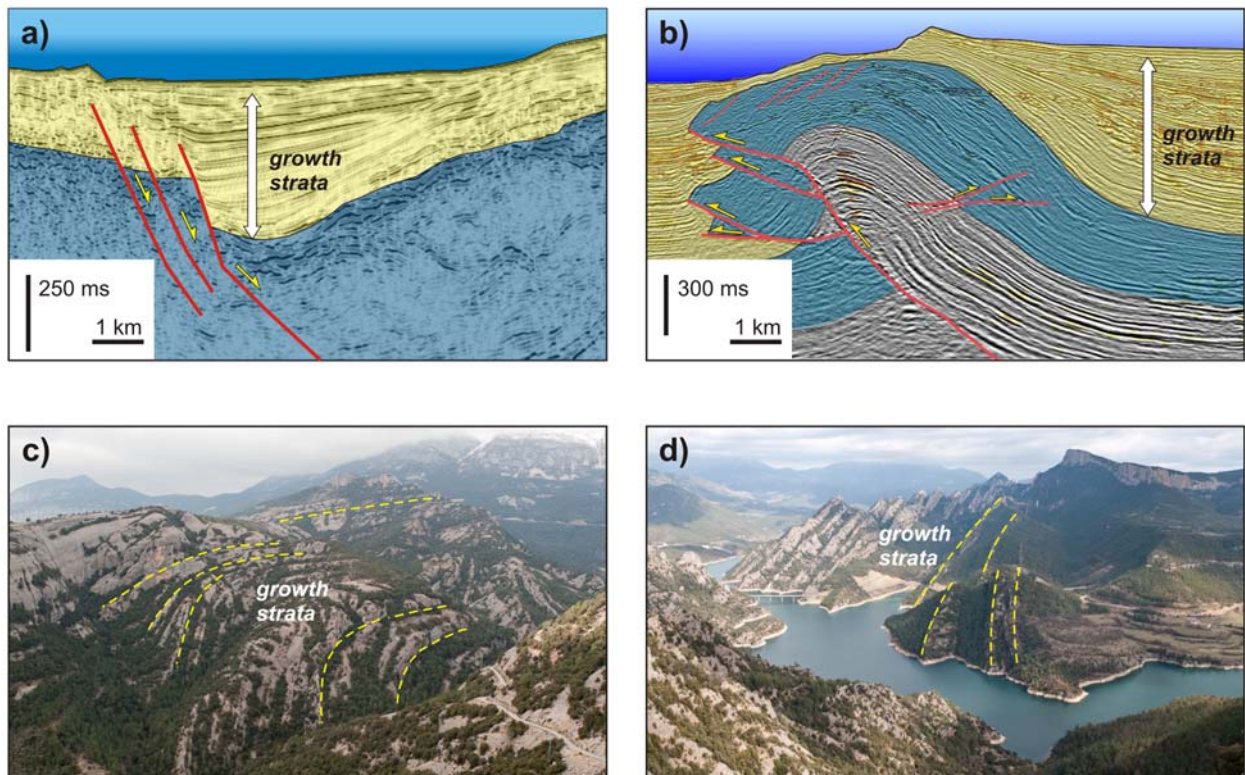
**Figura 1.18:** Distintas geometrías de los estratos de crecimiento: (a) levantamiento de una superficie pre-tectónica con movimiento progresivamente acelerado, (b) levantamiento de una superficie pre-tectónica con movimiento progresivamente retardado, (c) formación de una falla de crecimiento (*growth fault*), y (d) formación de un pliegue de crecimiento (*growth fold*). Los esquemas (a) y (b) han sido modificados de Riba [1973, 1976].

El estilo pre-tectónico es fácilmente distinguible debido a que las capas estratigráficas aparecen visiblemente afectadas por la deformación, o lo que es lo mismo, son más antiguas que la deformación. Por otra parte, las capas con estilo sintectónico suele mostrar algún indicio geométrico (ver debajo) que indica sincronismo con la deformación, mientras que las capas post-tectónicas fosilizan cualquier tipo de estructura e indica que la sedimentación es más reciente que la deformación. Asimismo, debemos tener en cuenta que

una determinada sedimentación sintectónica lo es en relación a un proceso tectónico en concreto, o sea, lo que es sintectónico para un proceso puede ser pre- o post-tectónico en relación a otro proceso.

### 1.3.2. Sedimentación sintectónica y criterios de identificación

Por sedimentación sintectónica (*syntectonic*, *synkinematic*) se conoce a aquella que ocurre simultáneamente a una deformación significativa, registrándose además elementos geométricos que indican sincronismo entre la deformación y la sedimentación. Dichos elementos geométricos son principalmente los estratos de crecimiento (*growth strata*) que se originan como resultado del levantamiento/hundimiento de una superficie pre-tectónica por la acción de fallas y/o del crecimiento de pliegues (Figuras 1.18 y 1.19).



**Figura 1.19:** Ejemplos de estratos de crecimiento en secciones sísmicas y en campo: (a) estratos de crecimiento asociados a una falla de salto normal, (b) estratos de crecimiento asociados a un cabalgamiento, (c) y (d) estratos de crecimiento en el frente de cabalgamientos sur de los Pirineos (Mola de Lord, Sant Llorenç de Morunys). Las secciones sísmicas han sido modificadas del portal *Virtual Seismic Atlas (VSA) Project* (<http://www.seismicatlas.org/>).

Los estratos de crecimiento tienen la particularidad de que su espesor cambia en relación con la posición del frente activo. Por ejemplo, cuando éstos están asociados a una falla de componente normal su espesor aumenta en dirección a la falla (Figura 1.18c); en cambio, si se asocian a pliegues su espesor aumenta hacia los flancos (Figura 1.18d). Los estratos de crecimiento en secciones sísmicas se identifican por geometrías en forma de abanicos, donde los reflectores no son totalmente paralelos entre sí (Figura 1.19a–b). En campo, los estratos de crecimiento son identificables siempre que se preserve la geometría original con cambios de espesores y acuñamientos, y también por la existencia de discordancias progresivas [Riba, 1973, 1976; Vergés, 2002] (Figura 1.19c–d).





# CAPÍTULO 2

## DISEÑO Y METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN

### 2.1. ETAPAS DE ESTUDIO DE LA ESTRATIGRAFÍA Y LAS CUENCAS DE CUBA: ANTECEDENTES

La producción de petróleo en Cuba comenzó en el año 1881, en el yacimiento de Motembo. Sin embargo, a pesar de que durante el inicio del siglo XX se continuaron desarrollando trabajos de reconocimiento con fines petroleros (por ejemplo, *Vaughan* [1902]; *DeGolyer* [1918]; *Wright y Sweet* [1924]; Tabla 2.1), dichos trabajos no siguieron un modelo estructural concreto, sino que más bien la exploración se realizaba siguiendo los indicios superficiales de hidrocarburos. El mayor resultado estratigráfico alcanzado en este período fue, probablemente, la diferenciación y descripción del Mesozoico cubano.

El estudio en detalle de algunas cuencas y regiones cubanas comenzó en la década de los 50, cuando el descubrimiento del yacimiento Jatibonico (1954) desencadenó una fiebre de exploración que duró hasta 1957. En este período se desarrollaron trabajos de geología regional y estratigrafía, algunos de los cuales constituyen importantes obras de consulta aún en la actualidad (por ejemplo, *Hatten* [1957], *Hatten et al.* [1958], Tabla 2.1). Dichos trabajos fueron llevados a cabo principalmente por compañías petroleras norteamericanas (Shell, Atlantic, Standard Oil, Texaco) y por geólogos prominentes como P. J. Bermúdez, P. Brönnimann, C. W. Hatten, A. A. Meyerhoff, G. Pardo, y H. A. Wassall, entre otros. La caracterización estratigráfica y estructural del cinturón de deformación del norte de Cuba se puede considerar como el más significativo de los resultados alcanzados en este período. Dichos resultados aparecen incluidos, principalmente, en informes no publicados.

Entre 1960 y 1989 la investigación geológica afrontó grandes cambios organizativos y estructurales — derivados de la salida de las compañías petroleras a inicios de los 60 y de la entrada de algunas escuelas geológicas de Europa del Este— que quedaron evidenciados en los enfoques y objetivos propuestos. Sin lugar a dudas, los resultados más importantes están relacionados con la cartografía geológica de grandes

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

territorios (por ejemplo, *Kantshev* [1978], *Iturralde-Vinent et al.* [1981] y *Belmustakov et al.* [1981], Tabla 2.1) que se desarrollaron a la par de extensas campañas geofísicas y de un número importante de perforaciones paramétricas. Dichos resultados fueron parcialmente publicados en una serie de libros y mapas (por ejemplo, *Nagy et al.* [1983], *de Albear et al.* [1985], *Linares et al.* [1985], *Pszczolkowski* [1987], *Pushcharovsky* [1988], *Pushcharovsky et al.* [1989a, 1989b]) que significaron un gran avance en el conocimiento geológico de Cuba y sirvieron como base para las investigaciones posteriores. También en este período salieron a la luz varias monografías sobre la constitución geológica y la estratigrafía de Cuba [*Furrazola-Bermúdez et al.*, 1964; *Pardo*, 1975; *Kartashov et al.*, 1981; *Cobiella et al.*, 1984] y algunas publicaciones en revistas internacionales [*Khudoley*, 1967; *Meyerhoff y Hatten*, 1968, 1974; *Pszczolkowski*, 1978, 1986; *Brönnimann y Rigassi*, 1963; *Maksimov et al.*, 1986].

**Tabla 2.1:** Cronología de algunos estudios relevantes sobre la estratigrafía y las cuencas sedimentarias de Cuba. Ver los Capítulos 3, 4, 5 y 7 para más elementos sobre la clasificación y tipologías de las cuencas.

	Cuencas pre-orogénicas	Cuencas sinorogénicas	Cuencas postorogénicas
Antes de 1950	<i>Wright y Sweet</i> [1924] <i>Lewis</i> [1932a, 1932b] <i>Palmer</i> [1934, 1945] <i>Dickerson y Butt</i> [1935] <i>de Albear</i> [1947]	<i>Lewis</i> [1932a] <i>Palmer</i> [1934, 1945] <i>de Albear</i> [1947]	<i>Palmer</i> [1934, 1945]
1950 – 1959	<i>Truitt y Pardo</i> [1953]* <i>Truitt y Brönnimann</i> [1956]* <i>Hatten</i> [1957]* <i>Hatten et al.</i> [1958]* <i>Giedt y Schooler</i> [1959]*	<i>Bermúdez</i> [1950] <i>Truitt y Pardo</i> [1953]* <i>Brönnimann y Pardo</i> [1954]* <i>Brönnimann y Macaulay</i> [1955]* <i>Truitt y Brönnimann</i> [1956]* <i>Kozary</i> [1957]* <i>Hatten</i> [1957]* <i>Hatten et al.</i> [1958]*	<i>Bermúdez</i> [1950] <i>Brönnimann y Pardo</i> [1954]* <i>Hatten et al.</i> [1958]*
1960 – 1989	<i>Furrazola-Bermúdez et al.</i> [1964] <i>Khudoley</i> [1967] <i>Meyerhoff y Hatten</i> [1968, 1974] <i>Pardo</i> [1975] <i>Kantshev</i> [1978]*,+ <i>Pszczolkowski</i> [1978, 1986] <i>Iturralde-Vinent et al.</i> [1981]*,+ <i>Belmustakov et al.</i> [1981]* <i>de Albear et al.</i> [1985] <sup>+</sup> <i>Maksimov et al.</i> [1986] <i>Pszczolkowski</i> [1987] <sup>+</sup>	<i>Brönnimann y Rigassi</i> [1963] <i>Furrazola-Bermúdez et al.</i> [1964] <i>Khudoley</i> [1967] <i>Pardo</i> [1975] <i>Kantshev</i> [1978]*,+ <i>Iturralde-Vinent et al.</i> [1981]*,+ <i>Belmustakov et al.</i> [1981]* <i>Nagy et al.</i> [1983] <sup>+</sup> <i>Cobiella et al.</i> [1984] <i>de Albear et al.</i> [1985] <sup>+</sup> <i>Pszczolkowski</i> [1987] <sup>+</sup> <i>Quintas</i> [1987, 1988]	<i>Brönnimann y Rigassi</i> [1963] <i>Furrazola-Bermúdez et al.</i> [1964] <i>Pardo</i> [1975] <i>Kartashov et al.</i> [1976, 1981] <i>Kantshev</i> [1978]*,+ <i>Iturralde-Vinent et al.</i> [1981]*,+ <i>Belmustakov et al.</i> [1981]* <i>Nagy et al.</i> [1983] <sup>+</sup> <i>Cobiella et al.</i> [1984] <i>de Albear et al.</i> [1985] <sup>+</sup> <i>Pszczolkowski</i> [1987] <sup>+</sup>



Posterior a 1990	<p><i>Hempton y Barros [1993]</i>  <i>Pszczolkowski [1994, 1999]</i>  <i>Furrazola-Bermúdez y Núñez-Cambra [1997]<sup>+</sup></i>  <i>Moretti et al. [2003]</i>  <i>Pszczolkowski y Myczynski [2003, 2010]</i>  <i>Magnier et al. [2004]</i>  <i>Pardo [2009]</i></p>	<p><i>Pszczolkowski [1994]</i>  <i>Iturralde-Vinent [1995]</i>  <i>Bralower e Iturralde-Vinent [1997]</i>  <i>Furrazola-Bermúdez y Núñez-Cambra [1997]<sup>+</sup></i>  <i>Takayama et al. [2000]</i>  <i>Tada et al. [2002, 2003]</i>  <i>Moretti et al. [2003]</i>  <i>Magnier et al. [2004]</i>  <i>Alegret et al. [2005]</i>  <i>Iturralde-Vinent et al. [2006, 2008]</i>  <i>Pardo [2009]</i>  <i>Brust et al. [2011]</i></p>	<p><i>Furrazola-Bermúdez y Núñez-Cambra [1997]<sup>+</sup></i>  <i>Pardo [2009]</i></p>
------------------	---	--	---

Notas: \* informe no publicado; <sup>+</sup> compilación de artículos.

A partir de 1990 la apertura de Cuba a la inversión extranjera favoreció el regreso de las compañías de exploración e investigadores de Europa Occidental y de Norteamérica. Comenzó entonces una nueva etapa en las investigaciones geológicas, que fueron reorientadas a la evaluación del potencial de hidrocarburos de Cuba y de sus cuencas sedimentarias. A partir de entonces se ha intensificado y detallado el estudio del margen continental y de sus rocas madre, que son las más importantes de los sistemas petroleros cubanos [*Hempton y Barros, 1993; Pszczolkowski, 1994, 1999; Pszczolkowski y Myczynski, 2003, 2010; Moretti et al., 2003; Magnier et al., 2004*]; también se ha hecho énfasis en la estratigrafía de las cuencas sinorogénicas como elemento fundamental para constreñir la evolución del orógeno [*Iturralde-Vinent, 1995; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997; Iturralde-Vinent et al., 2006, 2008*]; y en la sedimentología del límite K/T [*Takayama et al., 2000; Tada et al., 2002, 2003; Alegret et al., 2005*] (Tabla 2.1). Se han publicado nuevas compilaciones donde se han actualizado algunos aspectos vinculados a la estratigrafía de las cuencas cubanas (por ejemplo, *Furrazola-Bermúdez y Núñez-Cambra [1997], Pardo [2009]*).

Como se ha mostrado, los estudios sobre la estratigrafía y el análisis de las cuencas cubanas han mejorado con el tiempo; no obstante, los análisis tectonoestratigráficos de dichas cuencas han sido escasos. Los principales problemas identificados y que han motivado la realización de la presente Tesis son:

- 1) La dispersión y heterogeneidad del material bibliográfico y de la calidad de las descripciones de las unidades estratigráficas.
- 2) La carencia de dataciones precisas y de modelos deposicionales que expliquen coherentemente las características de numerosas unidades litoestratigráficas.
- 3) La aplicación insuficiente de algunas técnicas estratigráficas, como pueden ser la bio, crono y magnetoestratigrafía, y de los métodos modernos del análisis de cuencas.
- 4) La falta de una clasificación de referencia para establecer contextos, tipologías y características tectonoestratigráficas de las cuencas sedimentarias cubanas.

### 2.2. OBJETIVOS DE LA TESIS

El análisis tectonoestratigráfico de las cuencas sedimentarias, particularmente las sinorogénicas, resulta una herramienta importante para determinar la evolución de las orogénias debido a que las relaciones de tectónica-sedimentación que se dan en los contextos de convergencia proporcionan datos significativos acerca de la edad, variaciones laterales y secuencia de deformación en los orógenos [Mitchell y Reading, 1986; McCann y Saintot, 2003]. Consecuentemente, la presente Tesis se ha realizado con el objetivo general de mejorar el conocimiento sobre la evolución del Orógeno Cubano a partir del estudio de las cuencas sinorogénicas. Nos hemos centrado fundamentalmente en la contextualización del origen y el desarrollo de las cuencas sinorogénicas, así como en el uso de las restricciones estratigráficas para determinar la evolución del orógeno. Como objetivos específicos nos hemos propuesto:

- 1) Revisar, organizar y homogenizar los datos estratigráficos disponibles.
- 2) Realizar un análisis tectonoestratigráfico de las cuencas contraccionales y extensionales asociadas al orógeno y determinar su significado en la evolución estructural.
- 3) Realizar un análisis tectonoestratigráfico de las cuencas de desgarre oblicuas al orógeno y determinar el contexto tectónico en que se originaron y desarrollaron.
- 4) Proponer una clasificación de referencia para establecer contextos, tipologías y características tectonoestratigráficas de las cuencas sedimentarias cubanas.
- 5) Proponer un modelo de evolución estructural y tectónica para el Orógeno Cubano y el Caribe noroccidental a partir del registro sedimentario de las cuencas sinorogénicas.
- 6) Discutir, sobre la base de la evolución estructural propuesta, el potencial gasopetrolífero del Orógeno Cubano.

Aunque el alcance final de nuestra tesis abarca la totalidad del orógeno, para el cumplimiento de algunos de los objetivos específicos propuestos, hemos tomado como área de referencia el bloque de Las Villas en Cuba central. Se ha seleccionado esta área porque dispone de una amplia base de datos geológicos y geofísicos (ver Apartado 2.3), y también porque ofrece el corte estructural más completo del Orógeno Cubano (ver Capítulos 3 y 4).

### 2.3. BASE DE DATOS PRIMARIOS

Para el desarrollo de la presente Tesis se ha tenido acceso a los datos del Centro de Investigaciones del Petróleo (CEINPET), que es el centro rector de las investigaciones geológicas aplicadas a la exploración de hidrocarburos en Cuba. Dichos datos incluyen: 1) algunas muestras de sondeos petroleros; 2) un número significativo de sondeos, secciones sísmicas y datos de campañas geofísicas; y 3) una vasta base bibliográfica compuesta, en su gran mayoría, por informes no publicados. Además, se han recopilado y/o adquirido otros datos complementarios a partir de revisiones bibliográficas y de trabajos de campo.

### 2.3.1. Muestreo y tipos de muestras

El mayor volumen de muestras procede de los testigos de sondeos conservados en la litoteca del CEINPET. El muestreo se realizó bajo la supervisión de un especialista encargado, tomando porciones de los núcleos organizados en las cajas contenedoras una vez que fueron seleccionados los sondeos e intervalos de interés. De un total de 159 muestras, 148 fueron de núcleos y 11 del ripio de perforación (muestras de canal). Todas las muestras fueron clasificadas según su posición y características, y posteriormente separadas para análisis petrográficos (90), dataciones paleontológicas (58) o evaluación de la materia orgánica (11).

Adicionalmente, 103 muestras superficiales fueron tomadas a partir de trabajos de campo. Estas muestras se utilizaron para la evaluación de la materia orgánica (19), y para análisis petrográficos y la medición de propiedades físicas (84). Las muestras para el análisis de la materia orgánica fueron cedidas por los especialistas del CEINPET. Algunas de las muestras que se utilizaron como complemento para la medición de propiedades físicas (densidad) fueron suministradas por J. A. Proenza (Universitat de Barcelona) y I. F. Blanco-Quintero (Universidad de Granada).

En total se obtuvieron, procesaron y analizaron 262 muestras durante el desarrollo de nuestra investigación. Algunas de estas muestras y los resultados obtenidos de su análisis no están incluidos, o bien están incluidos solo parcialmente, en la presente memoria escrita.

### 2.3.2. Datos geológicos y geofísicos

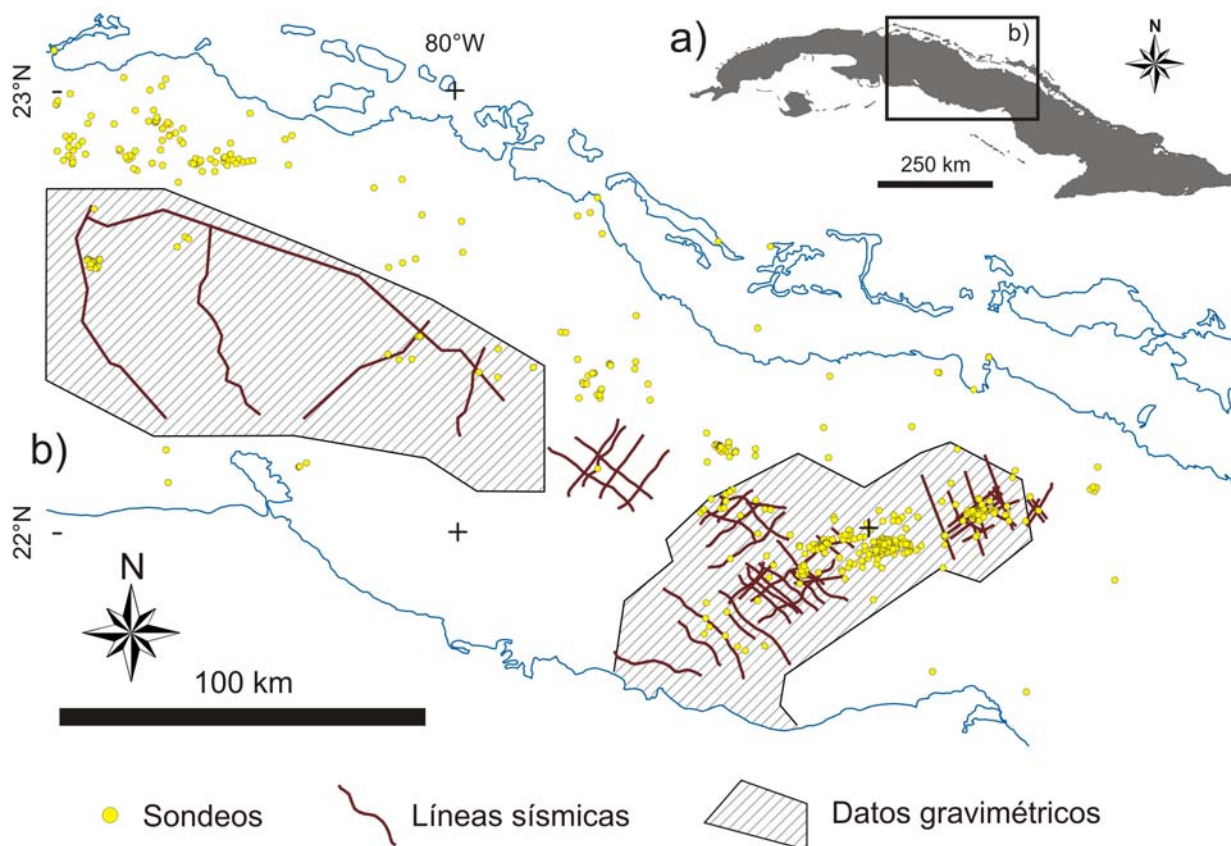
Debido a las malas condiciones de afloramiento, los datos geológicos y geofísicos del subsuelo constituyeron el material principal para el desarrollo de esta Tesis. Entre estos datos se incluyen 190 sondeos, 68 líneas sísmicas, y el material final de varias campañas gravimétricas (Figura 2.1). Aunque la gran mayoría de los datos manejados son de Cuba central (bloque de Las Villas), también se pudo consultar algún material sísmico y sondeos de otras regiones del país, principalmente de las mayores cuencas sedimentarias.

Los sondeos disponibles están distribuidos por toda la región de estudio (Figura 2.1), pero principalmente en las cuencas terciarias y hacia el norte del bloque, donde afloran las rocas del margen continental (ver Capítulos 3 y 4). Los datos de sondeos fueron recopilados desde los informes, fichas y registros originales, o bien consultando las bases digitales del CEINPET [Gómez *et al.*, 1998]. La información obtenida de los sondeos es muy heterogénea. Esto se debe fundamentalmente a que muchos sondeos son antiguos y/o fueron perforados por diferentes compañías con fines de exploración o desarrollo de los yacimientos. En la mayoría de los casos se carece de un registro detallado de la columna del pozo y de muestras de testigos. No obstante, en casi todos se realizaron registros geofísicos y algunos de éstos están disponibles en formato digital.

Los datos sísmicos se concentran en las cuencas terciarias (Figura 2.1) y también son muy heterogéneos en cuanto a su formato y calidad. Se dispone de material de al menos cinco campañas de adquisición sísmica realizadas entre 1992 y 2004. Alguna información sobre la adquisición y procesamiento de dichos datos fue obtenida desde informes no publicados [Echevarría *et al.*, 1995; Rodríguez *et al.*, 1995;

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

Rodríguez y Sohar, 1998; Sorá et al., 2000; Martínez et al., 2004]. Del total de 68 líneas sísmicas, 36 las obtuvimos en formato papel y las restantes (32) en formato digital. Cabe señalar que las líneas en formato papel tienen muy buena calidad, sin embargo las digitales son de menor calidad probablemente debido a deficiencias en la adquisición o el procesado.



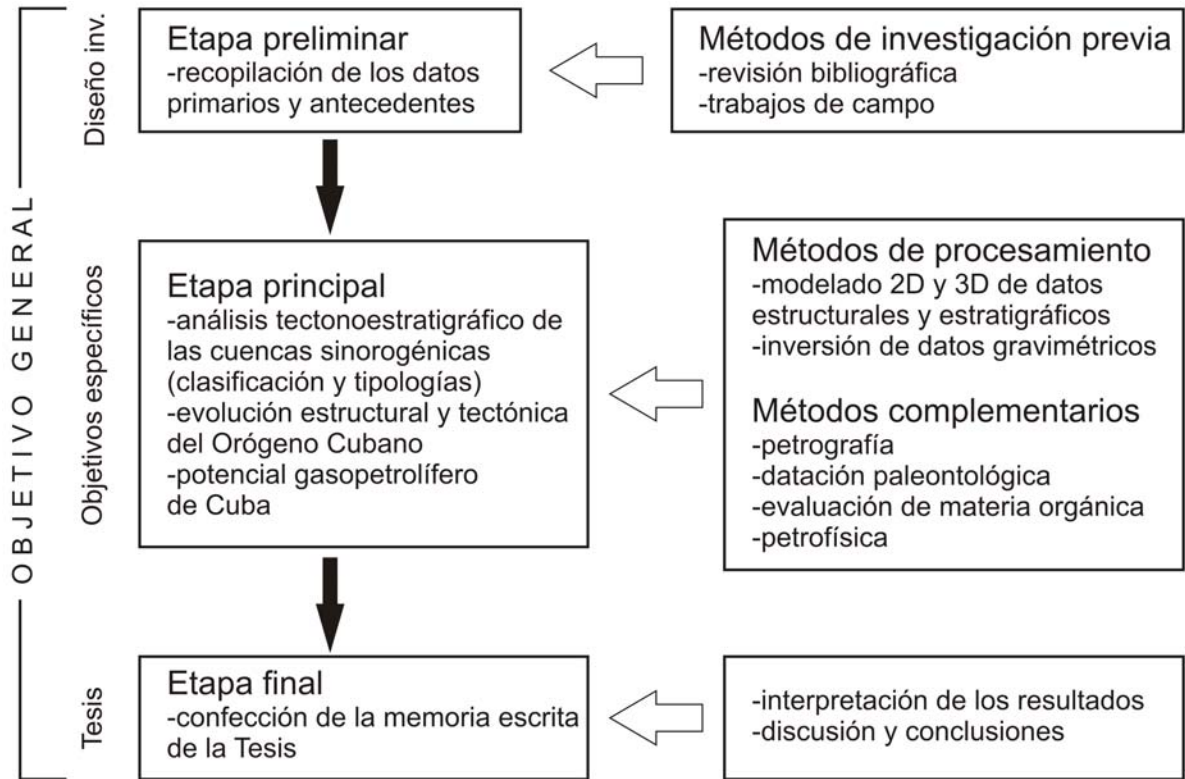
**Figura 2.1:** (a) Localización del bloque de Las Villas en el Orógeno Cubano. (b) Ubicación de los diferentes datos geológicos y geofísicos utilizados en nuestra investigación.

Los datos gravimétricos señalados en la Figura 2.1 se refieren a las campañas realizadas en las cuencas de Santo Domingo y Central, respectivamente (ver Capítulos 3, 4 y 5). Éstos fueron obtenidos desde los mapas de anomalías de Bouguer confeccionados por *Ipatenko* [1968] y *Sazhina* [1969], a partir de la digitalización de las bases originales.

Como material complementario, se han utilizado o consultado modelos digitales del terreno y cartografías geológicas. Los modelos del terreno han sido obtenidos a partir de las bases topográficas a escalas 1:50000 y 1:100000 [*Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía*, 1977, 1983] y de los datos del Centro de Observación y Ciencia de los Recursos Terrestres (*EROS*) del Servicio Geológico de los Estados Unidos de América (*USGS*). Los mapas geológicos utilizados fueron compilados por *Linares et al.* [1985], *Pushcharovsky* [1988] y *García-Delgado et al.* [1998] a escalas 1:500000, 1:250000 y 1:100000 respectivamente.

## 2.4. ETAPAS Y MÉTODOS DE INVESTIGACIÓN

La investigación se ha desarrollado en tres etapas principales que están organizadas y dirigidas a alcanzar el objetivo general de la presente Tesis (Figura 2.2).



**Figura 2.2:** Cuadro sinóptico de las diferentes etapas y métodos de investigación desarrollados.

### 2.4.1. Etapa preliminar

En la etapa preliminar se procedió al diseño de la investigación en base al estudio de los antecedentes y el estado actual del tema, la identificación de problemas científicos, y la disponibilidad del material necesario para afrontar su solución (Figura 2.2). Los métodos de investigación desarrollados en esta etapa se refieren a los trabajos de revisión bibliográfica y de campo. La revisión bibliográfica fue clave para la recopilación de los datos primarios utilizados en la Tesis y para definir el estado actual de la temática a desarrollar. La recopilación de los datos primarios (sondeos, sísmica, gravimetría) se realizó en los archivos del CEINPET. Para el estudio de antecedentes se revisaron numerosas fuentes no publicadas, además de algunas monografías, libros y artículos de revistas científicas. Los trabajos de campo se desarrollaron con el objetivo de recolectar muestras y para el reconocimiento *in situ* del área de estudio.

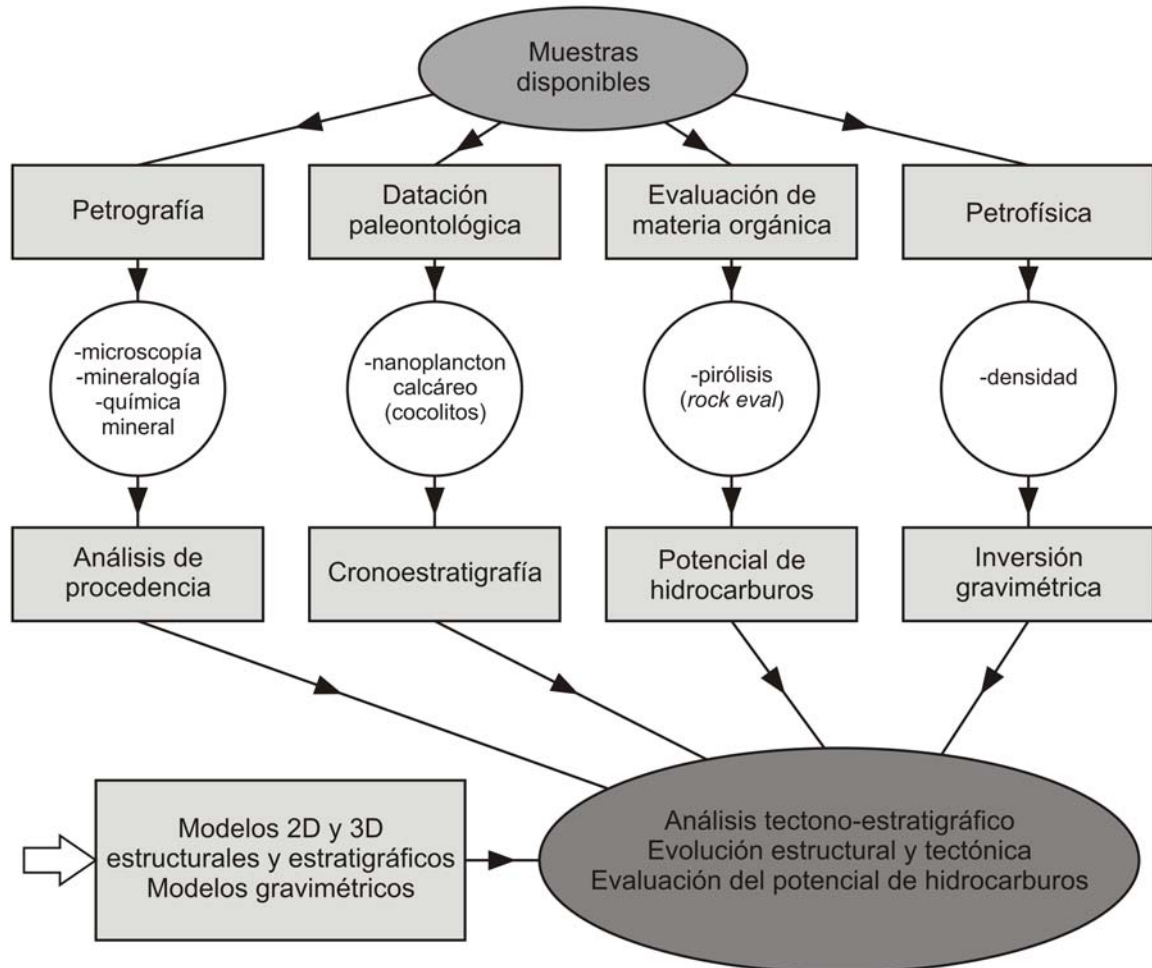
### 2.4.2. Etapa principal

Ésta constituyó la etapa más compleja en nuestra investigación, tanto por su duración en tiempo como por el volumen de trabajo requerido. La finalidad de esta etapa fue la consecución de cada uno de los objetivos específicos propuestos (ver Apartado 2.2), para lo cual se desarrollaron varios métodos de procesamiento de datos y complementarios (Figura 2.2).





2.2). Especialmente se refieren a los trabajos de laboratorio para la preparación y procesamiento de muestras, algunos de los cuales fueron contratados como servicios científico-técnicos o realizados en colaboración con otros centros o departamentos de investigación. Entre dichos trabajos se incluyen la preparación de láminas delgadas para el estudio petrográfico, dataciones paleontológicas, evaluación de materia orgánica, y medición de propiedades petrofísicas (Figura 2.4).



**Figura 2.4:** Flujo de trabajo seguido para el tratamiento de las muestras.

La preparación de las láminas se realizó en el Servicio de Lámina Delgada de la Facultad de Geología de la Universitat de Barcelona (UB). Se utilizaron muestras principalmente del relleno sedimentario y del substrato de las cuencas, aunque también algunas muestras superficiales. Hasta la fecha, las láminas obtenidas se han estudiado solo de manera preliminar para el análisis de la procedencia del relleno sedimentario de las cuencas.

Las dataciones paleontológicas fueron realizadas por G. Bernaola-Bilbao del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad del País Vasco (UPV). Se analizaron fundamentalmente muestras del relleno sedimentario de la Cuenca Central. La datación se realizó a partir del contenido en nanoplancton calcáreo (coccolitos) y ha sido utilizada para establecer las edades y límites de algunas unidades litoestratigráficas.

## **Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano**

La evaluación de materia orgánica se realizó en el Laboratorio de Geoquímica de la Facultad de Geología de la UB, utilizando el método de pirólisis de roca total (*rock eval pyrolysis*) [Lafarge *et al.*, 1998; Sykes y Snowdon, 2002]. Las muestras fueron seleccionadas previamente considerando algunas propiedades macroscópicas como su color y fetidez. Los resultados obtenidos han servido para definir las posibles rocas madre en la región de estudio.

Las mediciones de propiedades petrofísicas (densidad) se realizaron en el Laboratorio de Prospección Minera de la Facultad de Geología de la UB. Se ensayaron muestras del relleno sedimentario y de las distintas unidades que conforman el orógeno (ver Capítulo 5). Los resultados obtenidos fueron utilizados para el ajuste de densidades en los modelos de inversión gravimétrica.

### **2.4.3. Etapa final**

En la etapa final de la investigación se realizaron varios artículos que han sido publicados y/o aceptados para su publicación o revisión en revistas científicas de prestigio internacional (ver Capítulos 4, 5 y 6). También se procedió a confeccionar la presente memoria escrita de la Tesis, donde se incluyen los artículos antes mencionados, una discusión de los resultados alcanzados, y las conclusiones generales de la Tesis (ver Capítulos 7 y 8).



# CAPÍTULO 3

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 3.1. DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DE LA REGIÓN DEL CARIBE

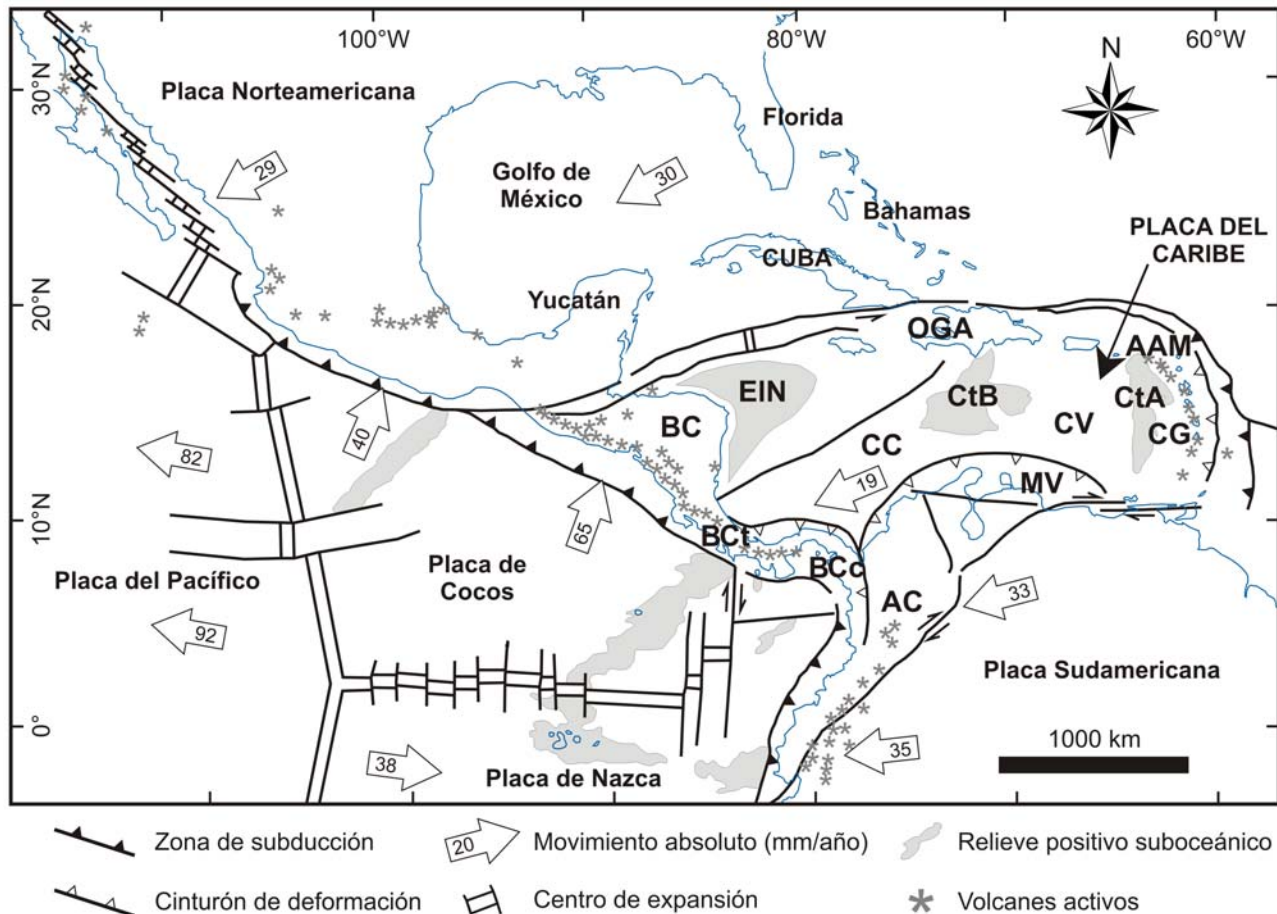
El Caribe es una de las regiones de mayor interés para la comunidad científica de las geociencias ya que dicha región presenta una gran diversidad y complejidad geológica, además de que su origen y evolución son objeto de discusión aún hoy en día [Iturralde-Vinent y Lidiak, 2006; James et al., 2009]. Consideramos necesario apuntar que la extensión actual del Caribe geográfico y del Caribe tectónico no es equivalente. Geográficamente hablando, la región del Caribe está conformada por el mar Caribe (o mar de las Antillas), sus islas, y las costas que rodean a este mar. Sin embargo, tectónicamente hablando, el Caribe —es decir, la Placa del Caribe— incluye una parte continental de América Central y Sudamérica, y excluye la porción noroccidental del mar Caribe (cuencas de Yucatán y Caimán), la península de Yucatán y el archipiélago cubano (Figura 3.1).

#### 3.1.1. Configuración actual de la Placa del Caribe

La Placa del Caribe tiene una extensión aproximada de 3.2 millones de km<sup>2</sup>, la mayor parte de corteza oceánica. Está limitada por las placas Norteamericana, Sudamericana, Cocos y Nazca, mostrando interacciones con dichas placas que pueden ser de tipo convergente, divergente o transformante (Figuras 1.1 y 3.1). El límite norte está bien definido por fallas transformantes que presentan un movimiento transcurrente siniestro. Por el este la placa presenta una relación convergente con la litosfera oceánica del Atlántico que subduce bajo el Caribe dando lugar al arco de islas volcánicas de las Antillas Menores. El límite entre las placas del Caribe y Sudamericana está representado por una amplia zona de deformación que presenta una distribución difusa de la sismicidad. En esta zona se encuentran varias fallas de desgarre dextro [Molnar y Sykes, 1969] que han sido propuestas como marcadores del límite de placas. Sin embargo, dada la complejidad tectónica de la zona, se ha sugerido la existencia de varias microplacas entre el Caribe y

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

América del Sur [Mann *et al.*, 1995] (Figura 3.1). Por el oeste la Placa del Caribe presenta una relación convergente con dos placas oceánicas de la cuenca del Pacífico, la Placa de Cocos en América Central y la Placa de Nazca en el istmo de Panamá. El movimiento hacia el este de las placas de Cocos y Nazca, con respecto a la del Caribe, genera la subducción de aquellas y la formación del arco volcánico de América Central.

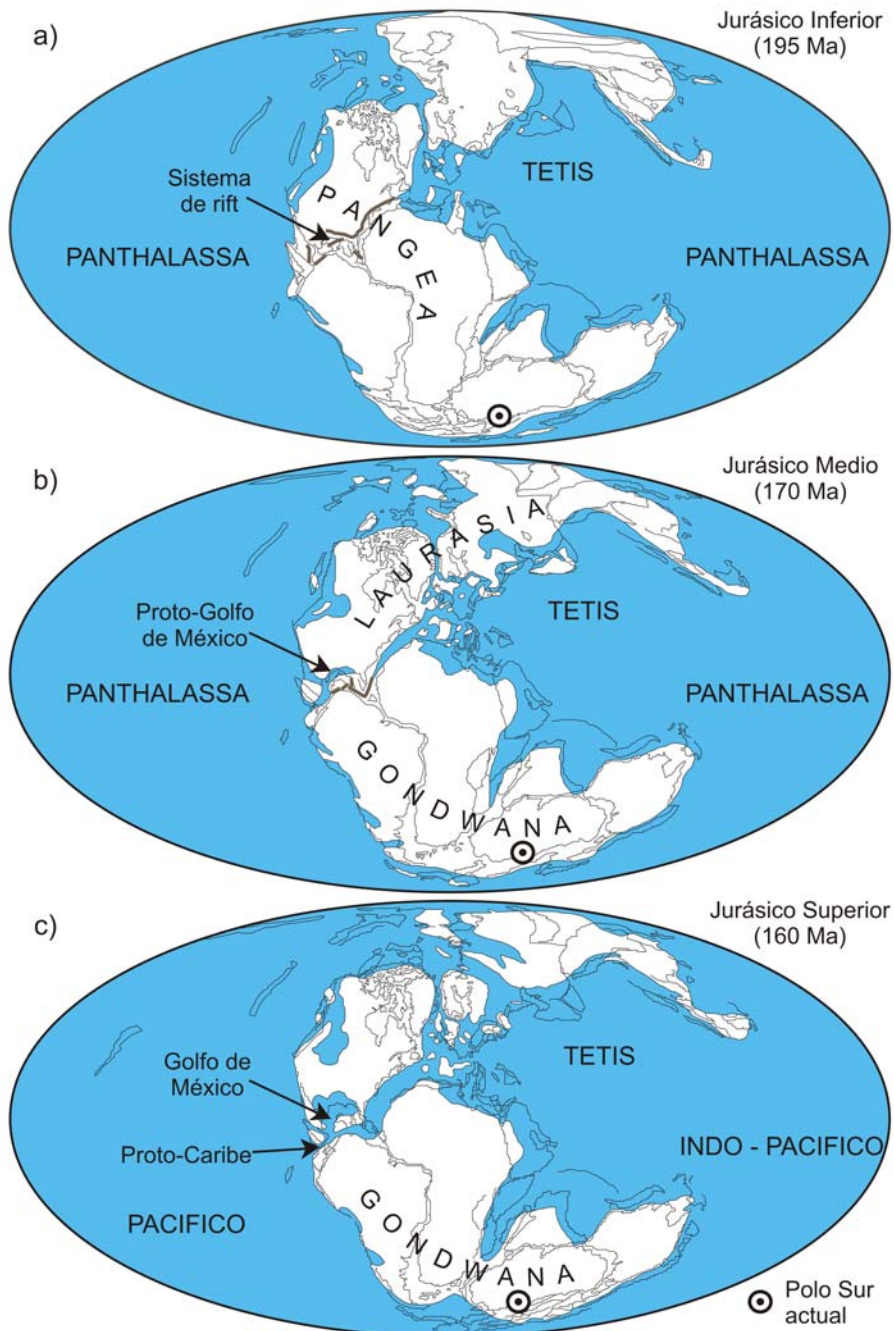


**Figura 3.1:** Límites tectónicos y provincias geológicas de la Placa del Caribe. Los límites tectónicos han sido modificados de Case *et al.* [1984], las provincias geológicas son las propuestas por Draper y Barros [1994] (antes simplificadas de Case y Dengo [1982] y Case *et al.* [1990]). Clave: Arco de las Antillas Menores (AAM), Andes Colombianos (AC), Bloque Chortis (BC), Bloque Chocó (BCc), Bloque Chorotega (BCt), Cuenca de Colombia (CC), Cuenca de Granada (CG), Cresta de Aves (CtA), Cresta de Beata (CtB), Cuenca de Venezuela (CV), Elevado de Nicaragua (Eln), Margen Venezolano (MV), y Orógeno de las Antillas Mayores (OGA).

La Placa del Caribe está compuesta por varias provincias geológicas entre las que se incluyen extensas cuencas oceánicas (cuencas de Colombia, Venezuela y Granada) que están separadas por varias cordilleras y bloques elevados suboceánicos como las crestas de Beata y de Aves o el elevado de Nicaragua. Entre las provincias emergidas destacan los bloques Chortis (continental), Chorotega y Chocó (oceánicos) en América Central; los Andes Colombianos y el margen continental de Venezuela en América del Sur; y el arco de las Antillas Menores y el cinturón orogénico de las Antillas Mayores orientales en el mar Caribe (Figura 3.1).

### 3.1.2. Evolución de la Placa del Caribe

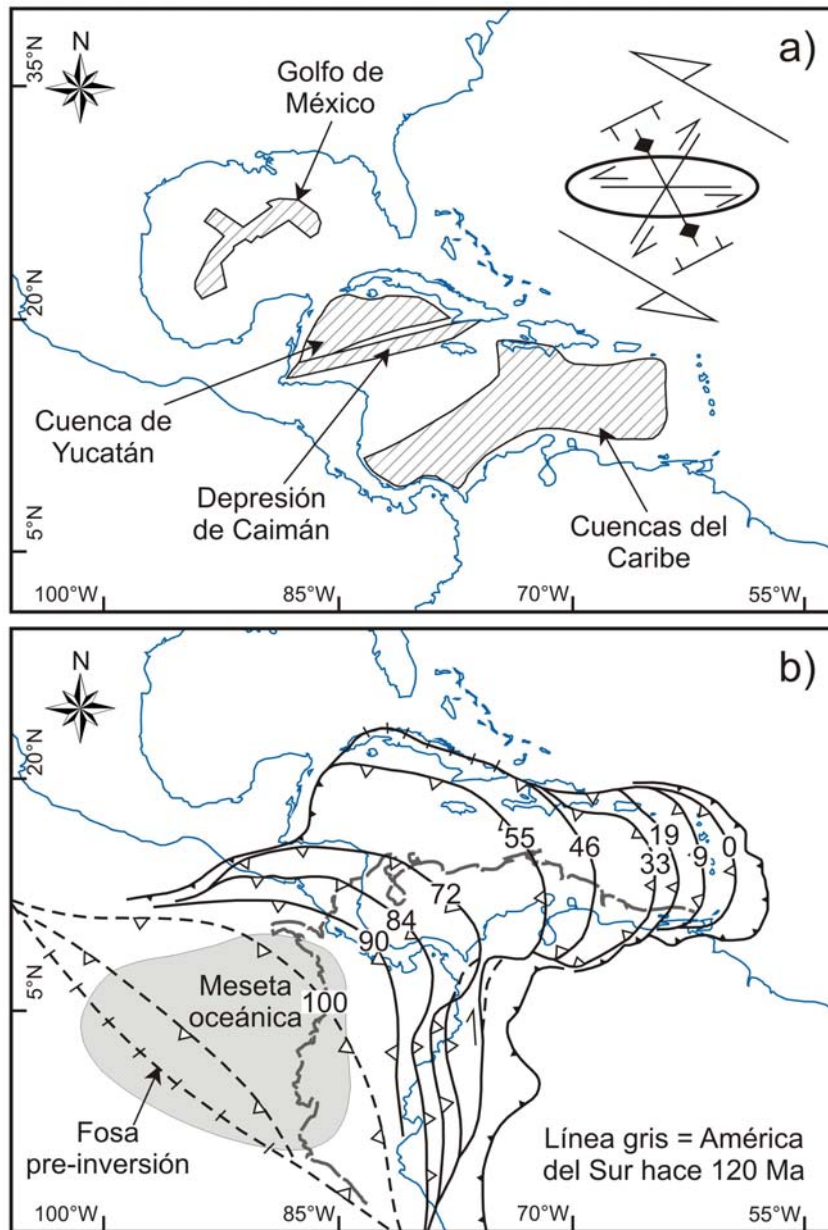
El espacio entre las placas Norteamericana y Sudamericana que hoy ocupa la región del Caribe comenzó a producirse a partir del Triásico tardío cuando un sistema de rift se desarrolló en Pangea occidental [Pindell y Dewey, 1982; Iturralde-Vinent, 2006] (Figura 3.2). La extensión intracontinental continuó durante el Jurásico, dando lugar a la ampliación del sistema de rift y a la formación de grandes cuencas epicontinentales [Salvador, 1987; Poag y Valentine, 1988; Gradstein *et al.*, 1990; Milani y Tomas Filho, 2000]. El sistema de rift finalmente dio lugar a la formación del centro de expansión del Atlántico Norte y de las ramas que constituyeron el proto-Caribe y el Golfo de México.



**Figura 3.2:** Mapas paleogeográficos globales del Jurásico Inferior (a), Medio (b) y Superior (c), mostrando la formación del proto-Caribe a partir de la ruptura de Pangea (modificado de Iturralde-Vinent [2003, 2006]).

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

Si bien hay consenso en cuanto a la formación del proto-Caribe, la evolución posterior de dicha región es un tema extremadamente polémico. La principal discusión se centra en el origen de la litosfera oceánica que hoy conforma la Placa del Caribe, pues este aspecto es explicado bajo puntos de vista diferentes (Figura 3.3).



**Figura 3.3:** Modelos para explicar el origen del Caribe: (a) los modelos de origen intra-Americano se basan en la separación de las placas Norte y Sudamericana y en la formación del caribe *in situ*, modificado de James [2006]; (b) los modelos de origen Pacífico sugieren el desplazamiento progresivo de la Placa del Caribe en el espacio proto-caribeño que se formó entre las placas de Norte y Sudamérica, modificado de Pindell *et al.* [2006].

Los autores que proponen un origen intra-Americano o autóctono (ver modelos de Ball *et al.* [1969], Donnelly [1985], Meschede y Frisch [1998], James [2006, 2009a, 2009b]) asumen que la Placa del Caribe se habría originado en el espacio creado por la divergencia entre Norteamérica y Sudamérica luego de la ruptura de Pangea (Figura 3.3a). La presencia de bloques continentales alrededor y dentro de la Placa del

Caribe da soporte a esta hipótesis, sugiriendo que dichos bloques se formaron y dispersaron debido a la extensión de una corteza continental o transicional. Como principal deficiencia debe remarcar que los modelos resultantes son muy estáticos, ya que la cinemática de las placas adyacentes sería el único factor para controlar los márgenes del Caribe. Los modelos intra-Americanos difícilmente pueden explicar la alta complejidad, diacronismo estructural y las rotaciones de bloques que se registran en los márgenes de la Placa del Caribe.

Por otra parte, los modelos que explican el origen alóctono de la Placa del Caribe (*Wilson* [1966], *Pindell* [1985, 1994], *Pindell et al.* [1988, 2005, 2006], *Pindell y Kennan* [2009], entre otros) consideran su migración en dirección E-NE a razón de entre 18 y 20 mm/año con respecto a la Placa Norteamericana [*DeMets et al.*, 2000]. Dichos modelos sugieren que la cuenca oceánica interamericana (el proto-Caribe) se fue consumiendo por subducción bajo la placa oceánica proveniente del Pacífico (Placa Farallón), permitiendo que ésta se posicionara entre Norte y Sudamérica. La Placa del Caribe se separó definitivamente de la Placa Farallón cuando se formó la zona de subducción que produjo el arco volcánico de Centro América. La deriva hacia el este de la Placa del Caribe explica su colisión secuencial con las plataformas y bloques continentales de Norte y Sudamérica, la formación y evolución de un límite transformante siniestro en su margen septentrional y otro dextro en el meridional, y la ocurrencia *in situ* de grandes cuencas oceánicas transtensionales en el Caribe noroccidental. Las principales críticas a los modelos que proponen un origen Pacífico para la Placa del Caribe (Caribe alóctono) están relacionados con las complejas geometrías resultantes y la cuantificación del desplazamiento de la placa.

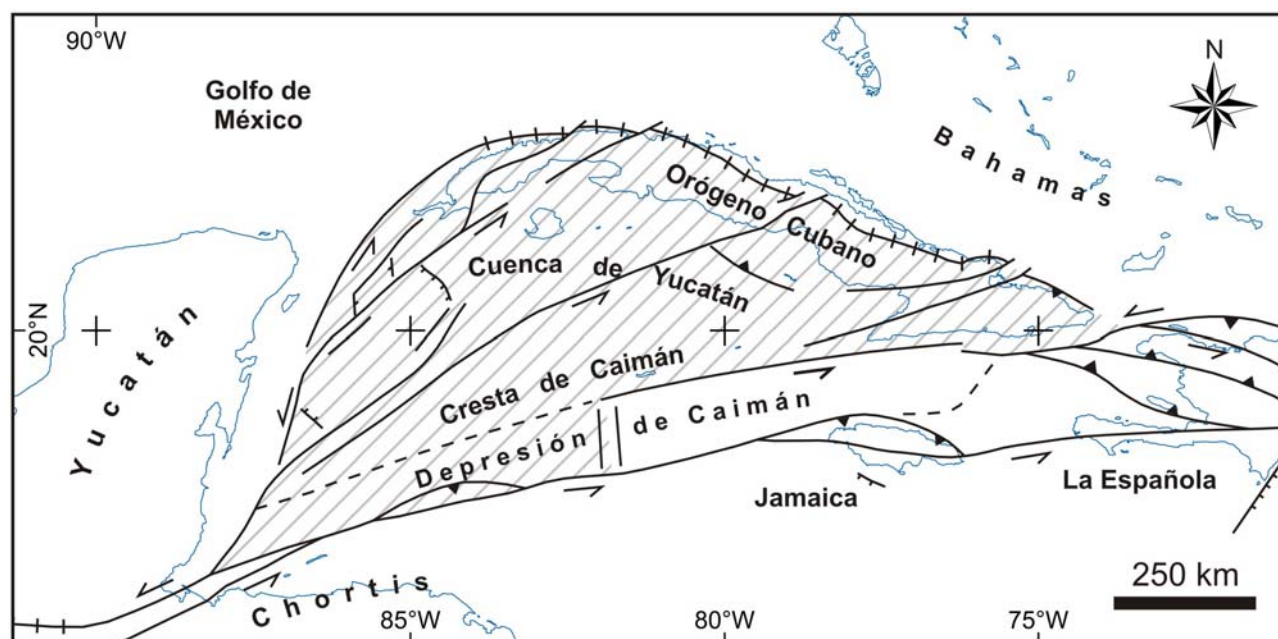
#### 3.1.3. Provincias geológicas del Caribe noroccidental

El Caribe noroccidental (Figura 3.4) actualmente forma parte de la Placa Norteamericana, a pesar de que perteneció a la Placa del Caribe hasta el Eoceno. En dicha región, se distinguen cuatro provincias geológicas: (1) el Orógeno Cubano, (2) la cuenca de Yucatán, (3) la cresta de Caimán, y (4) la depresión de Caimán. En el Orógeno Cubano se registra la historia de la convergencia entre las mencionadas placas que finalizó con la colisión y acreción de la parte occidental del Arco Volcánico Caribeño al margen continental Norteamericano [*Bralower e Iturralde-Vinent*, 1997; *Gordon et al.*, 1997; *Iturralde-Vinent et al.*, 2006, 2008; *Stanek et al.*, 2009; *Cruz-Orosa et al.*, 2012a]. Asimismo, la parte oceánica de la cuenca de Yucatán y la cuenca de Caimán se produjeron *in situ* durante la evolución de la convergencia. *Mann et al.* [1997] sugieren que dichas cuencas se formaron como resultado del escape tectónico de la Placa del Caribe entre las placas de Norte y Sudamérica.

##### El Orógeno Cubano

El Orógeno Cubano constituye la provincia septentrional del Caribe noroccidental (Figura 3.4). Descripciones detalladas del origen, constitución y características geológicas de este orógeno se aportan en el Apartado 3.2 y los Capítulos 4, 5, 6 y 7.





**Figura 3.4:** Mapa tectónico del Caribe noroccidental mostrando las principales estructuras y provincias geológicas de la región. Compilado y simplificado a partir de *Pushcharovsky* [1988], *Rosencrantz et al.* [1988] y *Rosencrantz* [1990].

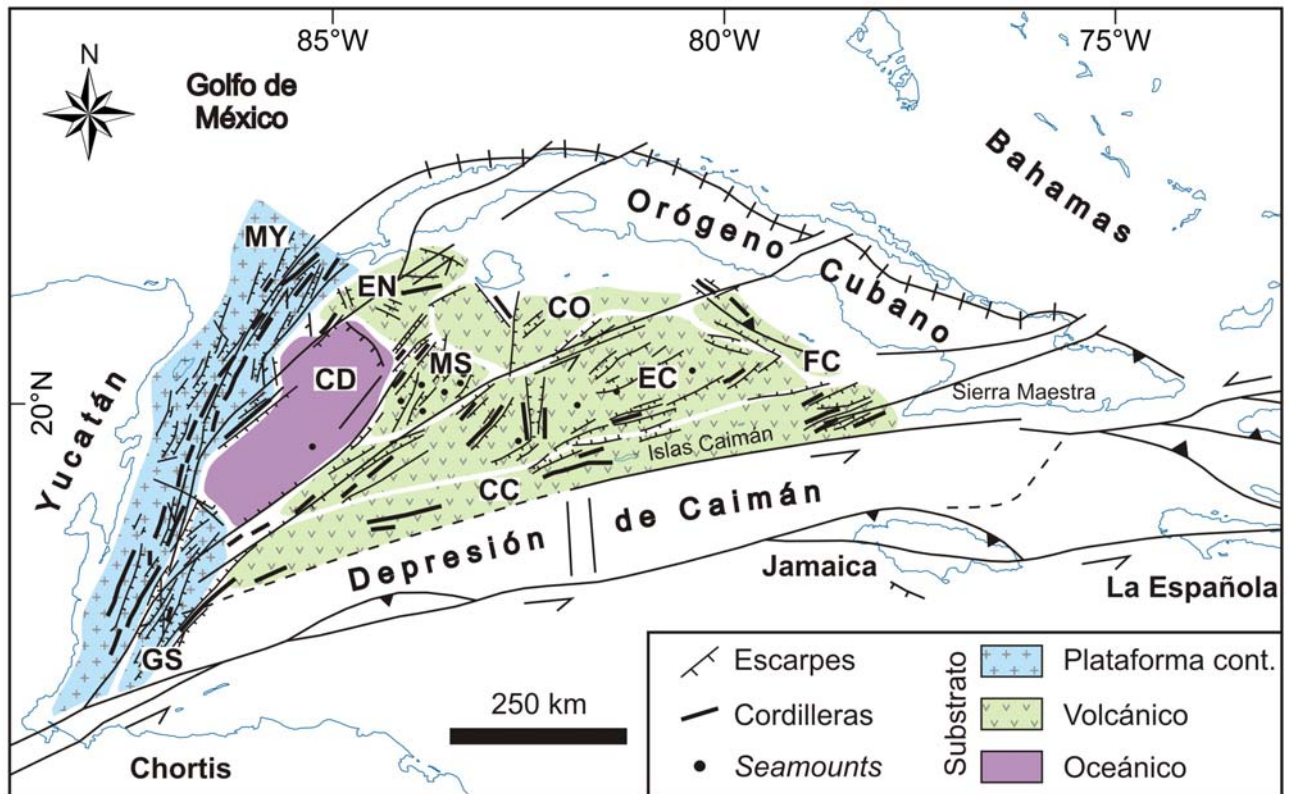
### La cuenca de Yucatán

Constituye una cuenca parcialmente oceánica de geometría semicircular que limita por el flanco arqueado (norte) con el bloque de Yucatán y el Orógeno Cubano (Figura 3.4). Por el sur está limitada y separada de la Placa del Caribe por la cresta de Caimán. Se ha sugerido que la cuenca de Yucatán se formó como una cuenca de intra-arco [*Pindell et al.*, 2005; *García-Casco et al.*, 2008].

*Rosencrantz* [1990] identificó varios dominios en la cuenca de Yucatán según el tipo de corteza subyacente (Figura 3.5). De estos dominios, la parte más profunda de la cuenca, que se ubica en el extremo suroeste, tiene corteza de tipo oceánica; mientras que el dominio del borde del bloque de Yucatán probablemente tiene una corteza de tipo continental o transicional. El resto de los dominios presentan una corteza de arco volcánico extendida. Algunas estructuras y límites internos de la cuenca de Yucatán tienen continuidad en el Orógeno Cubano [*Gordon et al.*, 1997; *Leroy et al.*, 2000; *Cruz-Orosa et al.*, 2012b; *Vázquez-Taset et al.*, 2012].

### La cresta de Caimán

La cresta de Caimán está geográficamente ubicada en el extremo sur de la cuenca de Yucatán (Figuras 3.4 y 3.5). Sin embargo, lo poco que se conoce de esta región sugiere que no tiene relación genética con dicha cuenca. La cresta de Caimán constituye un relieve positivo que se extiende en dirección OSO-ENE, característica ésta que ha provocado se considere como la continuación de la Sierra Maestra [*Perfit y Heezen*, 1978; *Sigurdsson et al.*, 2000]. No obstante, algunos datos geoquímicos recientes de muestras de granitoides [*Lewis et al.*, 2005; *Kysar et al.*, 2009] apuntan que el magmatismo continental ocurrido en la cresta de Caimán difiere del registrado en la Sierra Maestra que tiene afinidad toleítica [*Cazañas et al.*, 1998; *Kysar et al.*, 1998; *Kysar*, 2001; *Rojas-Agramonte et al.*, 2004].



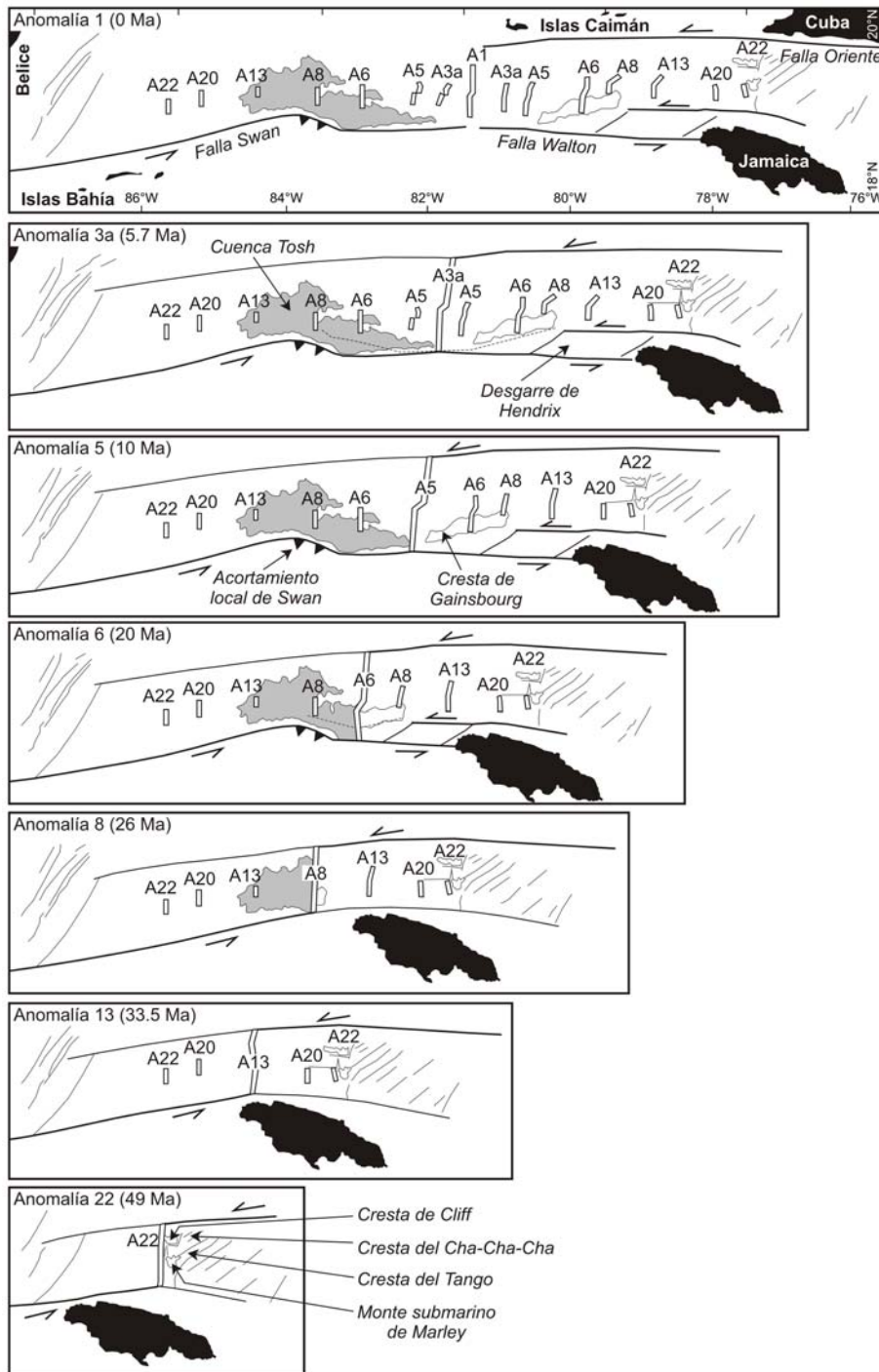
**Figura 3.5:** Dominios y estructuras del basamento de la cuenca de Yucatán, modificado de *Rosencrantz* [1990]. Clave: cresta de Caimán (CC), cuenca de desgarre occidental (CD), cuenca oriental (CO), elevado de Caimán (EC), elevado noroccidental (EN), fosa de Camagüey (FC), sistema de horst y graben suroccidental (GS), montañas submarinas centrales (MS), y margen de Yucatán (MY).

### La depresión de Caimán

La depresión de Caimán constituye una cuenca oceánica de desgarre que se ha formado a partir del Eoceno Inferior asociada al límite transformante entre las placas del Caribe y Norteamericana. Su centro de expansión actualmente se localiza entre Jamaica y las Islas Bahía (Figuras 3.4 y 3.6) y presenta una tasa de apertura de unos 11–12 mm/año [*DeMets y Wiggins-Grandison, 2007*]. La cuenca tiene más de 1100 km de largo y entre 100 y 150 km de ancho, extendiéndose desde Belice hasta el sur de la Sierra Maestra (Cuba oriental).

La depresión de Caimán se produjo como resultado de la migración de la Placa del Caribe hacia el este en relación con la Placa Norteamericana, lo cual combinado con la sutura del Orógeno Cubano al margen continental durante el Eoceno resultó en la formación del actual límite de placas transformante. La historia de la expansión de la depresión de Caimán implica un desplazamiento total siniestro de la Placa del Caribe de entre 1050 y 1100 km [*Rosencrantz et al., 1988; Pindell y Barrett, 1990; Leroy et al., 2000*].

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano



**Figura 3.6:** Evolución de la depresión de Caimán propuesta por *Leroy et al.* [2000] en base a la reidentificación de anomalías magnéticas y estudios morfológicos y estructurales.

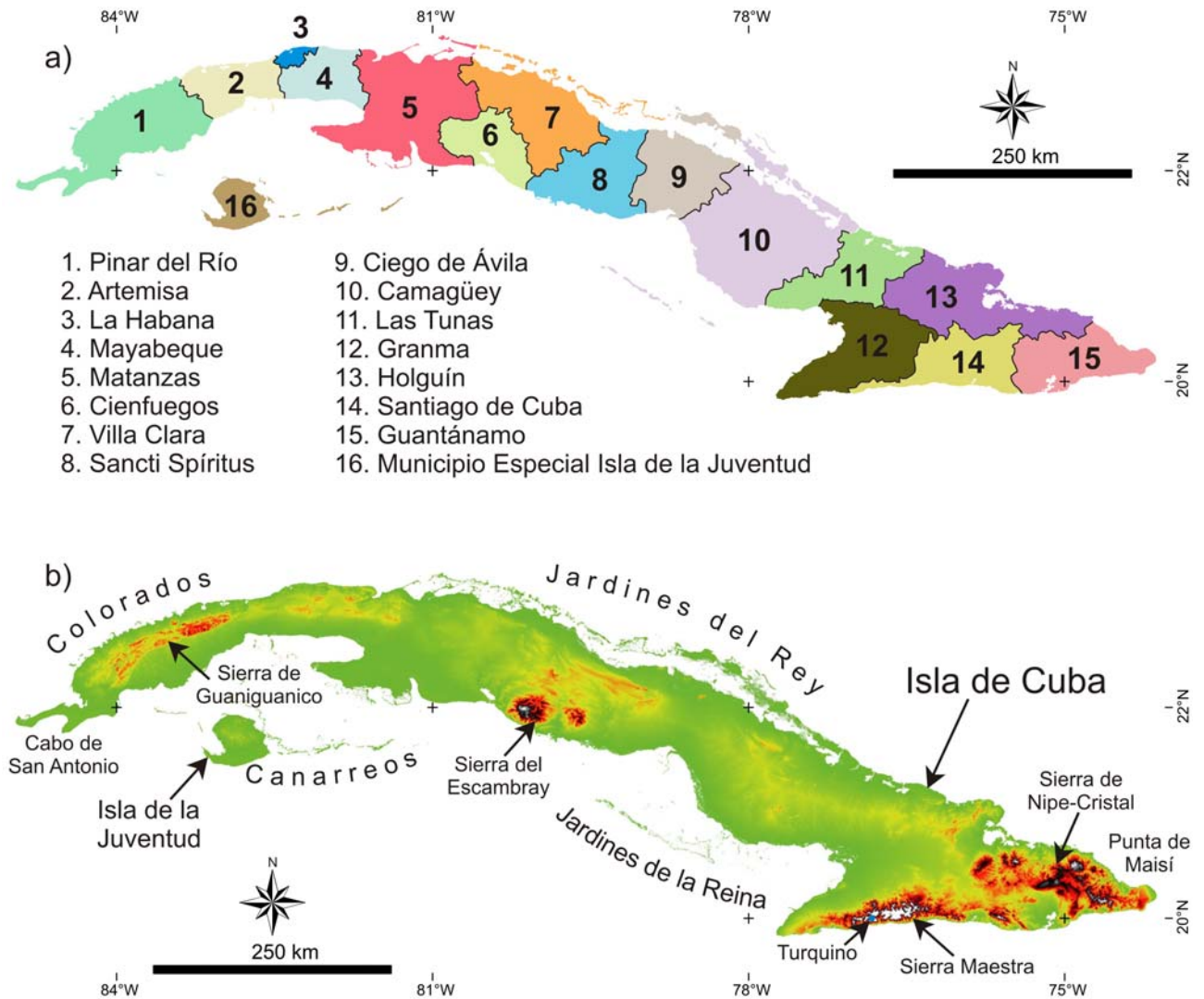
### 3.2. RESUMEN DE LA GEOGRAFÍA Y GEOLOGÍA DE CUBA

#### 3.2.1. Características geográficas

El archipiélago cubano forma parte de las Antillas Mayores del mar Caribe y está situado al este de Yucatán (México), al sur-sureste de Florida (Estados Unidos de América) y las Bahamas, al oeste de isla de La Española, y al norte de Jamaica y las Islas Caimán (Figuras 3.1 y 3.5). La división político-administrativa actual divide el territorio en 15 provincias y un municipio especial, la Isla de la Juventud (Figura 3.7a).



### 3. Contexto geológico regional



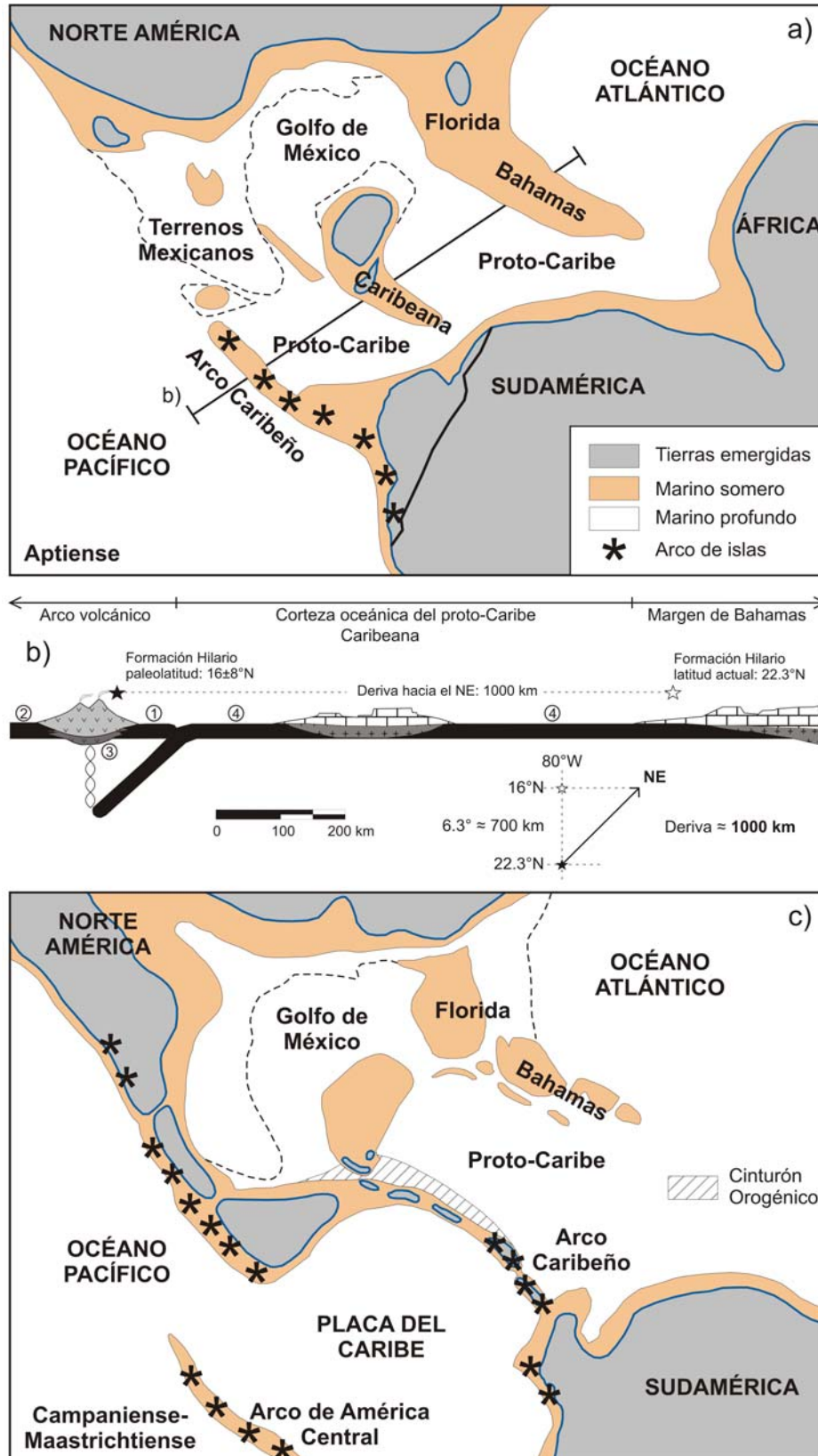
**Figura 3.7:** (a) Mapa político de Cuba mostrando la división político-administrativa. (b) Mapa físico de Cuba mostrando la ubicación de algunos elementos geográficos mencionados en el texto, confeccionado a partir de los datos del Centro de Observación y Ciencia de los Recursos Terrestres (EROS, USGS).

El territorio cubano está constituido por las islas de Cuba y de la Juventud —antes Isla de Pinos— además de otros 4195 cayos, islotes e islas que están agrupados en los sub-archipiélagos de los Canarreos, Jardines de la Reina, Jardines del Rey, y Colorados (Figura 3.7b). La isla de Cuba constituye más del 95% de la extensión total del territorio. Tiene unos 104556 km<sup>2</sup>, un largo —medido desde el Cabo de San Antonio hasta la Punta de Maisí— de 1250 km y un ancho que varía entre los 31 y 191 km. Su relieve es fundamentalmente plano con algunas montañas principalmente en el extremo sureste y en el centro de la isla. El punto más alto se corresponde con el Pico Turquino (1974 m) ubicado en la Sierra Maestra.

La isla de Cuba es de origen orogénico y se formó como consecuencia de la convergencia del Arco Volcánico del Caribe con el margen continental norteamericano. Su tendencia general es ONO-ESE, con forma de arco cóncavo hacia el SSO. La subducción de la Placa Norteamericana (proto-Caribe) bajo la del Pacífico (Caribe) produjo el Arco Volcánico Caribeño durante el Cretácico Inferior y Medio y, más tarde,

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

ocurrió la colisión y acreción de dicho arco con el margen norteamericano durante el Cretácico Superior y el Paleógeno (Figura 3.8). La deriva hacia el NE del arco volcánico ha sido explicada mediante un retroceso (*rollback*) de la zona de subducción del proto-Caribe [Pindell *et al.*, 2005] y ha quedado demostrada mediante datos paleomagnéticos [Tait *et al.*, 2009] (Figura 3.8b).



**Figura 3.8** (en la página anterior): Evolución paleogeográfica del Caribe durante el Cretácico Medio (a) y Superior (c), modificado de *Iturralde-Vinent* [2006] y *García-Casco et al.* [2008]. (b) Corte geológico esquemático de la región del Caribe en el Cretácico Medio. Los números enmarcados por un círculo indican las posibles localizaciones originales de las ofiolitas cubanas: (1) antearco del Arco Volcánico del Caribe, (2) trasarco del Arco Volcánico del Caribe, (3) basamento de arco volcánico, y (4) corteza oceánica del proto-Caribe (ver detalles en el texto). La cuantificación de la deriva del Arco Caribeño está basada en los datos paleomagnéticos de *Tait et al.* [2009].

#### 3.2.2. Evolución y constitución geológica

En la evolución geológica de Cuba se identifican dos períodos principales, uno orogénico y otro post-orogénico. El período orogénico se desarrolló desde el Cretácico Superior (Campaniense) hasta el Eoceno, cuando se imbricaron las unidades tectónicas pre-orogénicas que conforman el Orógeno Cubano —a saber, el margen continental norteamericano y el Arco Volcánico del Caribe (ver debajo)— y se produjeron las cuencas sinorogénicas. El período post-orogénico se ha desarrollado luego de la acreción del orógeno en la Placa Norteamericana.

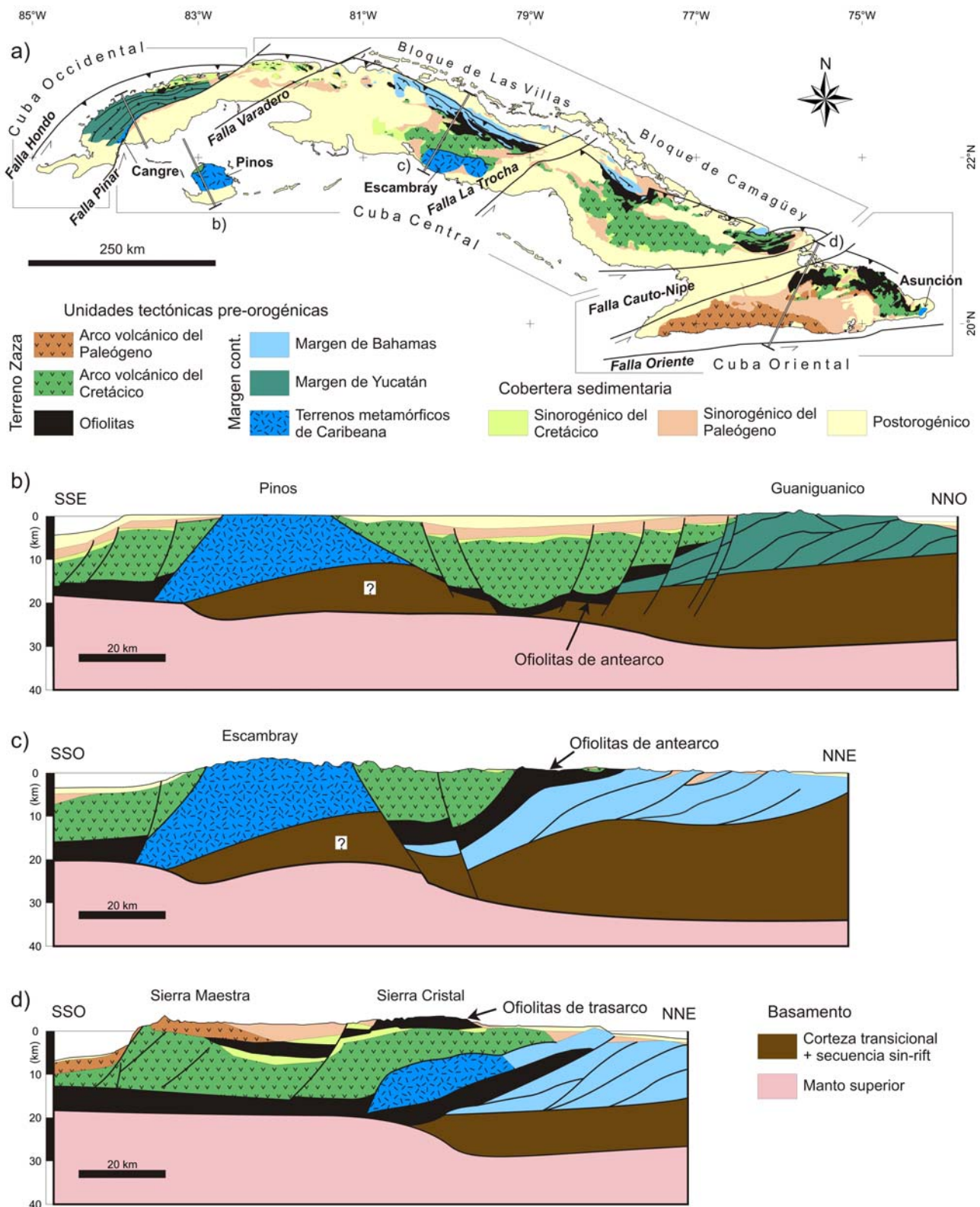
Las deformaciones ocurridas durante el período orogénico involucran las diferentes unidades del margen continental norteamericano y del Arco Volcánico del Caribe (Figura 3.9). Estas deformaciones han quedado registradas por secuencias sedimentarias sinorogénicas de edad Campaniense Superior – Eoceno. En la parte norte del orógeno se formó un cinturón plegado de antepaís que se extiende a lo largo de todo el orógeno —si bien en algunas zonas no aflora. El cinturón plegado tiene un estilo fundamentalmente de piel fina (*thin-skin*) aunque en dirección al antepaís también pueden existir estructuras que impliquen parte del basamento (*thick-skin*). Por el contrario, en la parte sur del orógeno son frecuentes estructuras extensionales y de desgarre que suelen estar relacionadas con macizos metamórficos exhumados y con zonas de fallas oblicuas al orógeno. La edad y estilo de las deformaciones sinorogénicas varían a lo largo del orógeno (Figura 3.9b–d).

El período post-orogénico abarca el intervalo más reciente de la historia geológica del Orógeno Cubano luego de que quedara soldado al margen continental; lo que significa que su edad es posterior al Eoceno. Las deformaciones post-orogénicas son escasas, están relacionadas fundamentalmente con movimientos verticales y se localizan principalmente en las zonas de fallas oblicuas al orógeno (Figura 3.9).

#### Margen continental de la Placa Norteamericana

Los espesores de la corteza estimados para el Orógeno Cubano (Figura 3.10a) son consistentes con los del cratón continental norteamericano (ver modelo de *Mooney et al.* [1998]). La consistencia observada se debe a que el orógeno permaneció emplazado sobre el margen continental con posterioridad a la colisión (Figura 3.10b–c). La presencia de las unidades de margen continental en el Orógeno Cubano ha quedado demostrada por el afloramiento de las secuencias post-rift, sin-rift y algunos retazos del zócalo continental [*Meyerhoff y Hatten*, 1968, 1974; *Somin y Millán*, 1981; *Renne et al.*, 1989; *Saura et al.*, 2008; *van Hinsbergen et al.*, 2009; *Cruz-Orosa et al.*, 2012a].

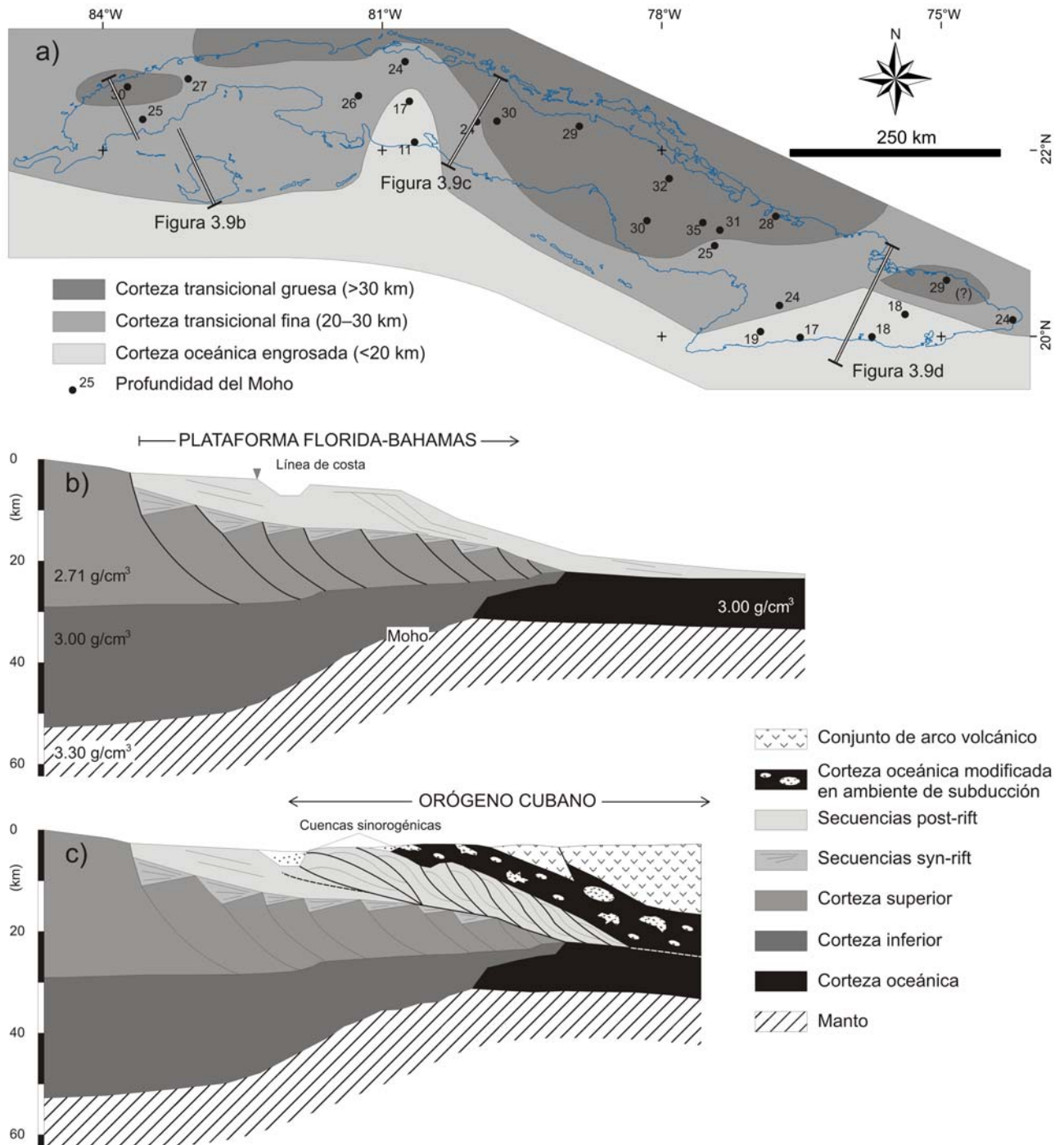
## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano



**Figura 3.9:** (a) Mapa geológico mostrando las principales unidades tectónicas y estructuras del Orógeno Cubano, modificado de *Pushcharovsky* [1988]. Cortes regionales a través de Cuba occidental (b), central (c), y oriental (d) mostrando las relaciones estructurales de las unidades tectónicas, compilados a partir de *Pushcharovsky* [1988], *Otero et al.* [1998], *Moreno-Toiran* [2003] y *Sommer* [2009].

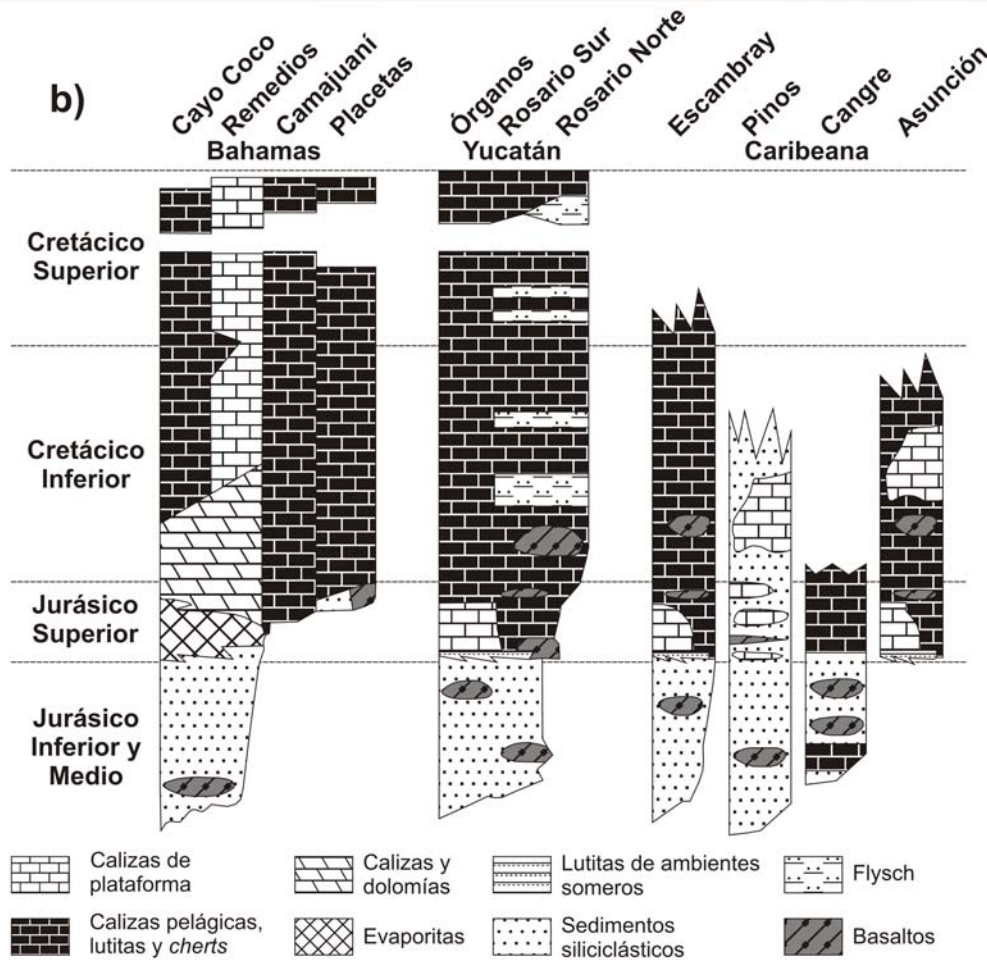
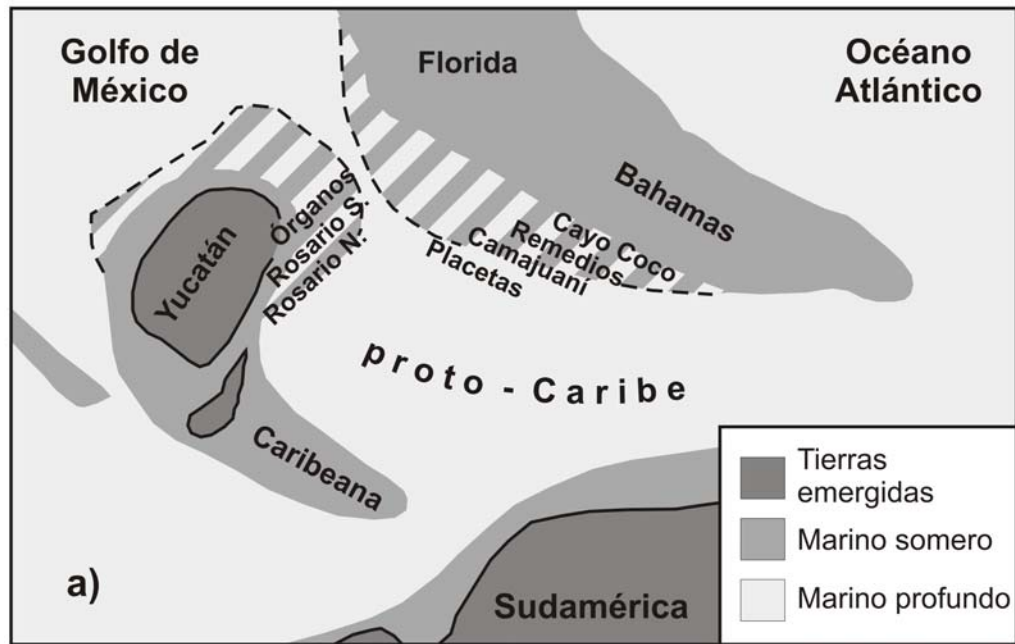


### 3. Contexto geológico regional



**Figura 3.10:** (a) Mapa de espesores de la corteza en el Orógeno Cubano, compilado a partir de *Otero et al.* [1998] y *Moreno-Toiran* [2003]. (b–c) Cortes esquemáticos que ilustran el emplazamiento del Orógeno Cubano sobre el margen continental norteamericano. La escala de los cortes es aproximada.

Las unidades del margen continental de la Placa Norteamericana presentes en Cuba son representativas de tres dominios paleogeográficos distintos: 1) el margen de Yucatán, 2) el margen de Bahamas, y 3) Caribeana (o terrenos del proto-caribe). Aunque estos tres dominios se desarrollaron en condiciones paleogeográficas similares y relativamente conectados (Figuras 3.8a y 3.11a), sus características estratigráficas y disposición estructural en el orógeno son distintas (Figuras 3.9b–d y 3.11b).



**Figura 3.11:** (a) Esquema paleogeográfico del proto-Caribe noroccidental mostrando los tres dominios del margen continental de la Placa Norteamericana durante el período pre-orogénico, basado en los datos e interpretaciones de *Pszczolkowski* [1999], *Pszczolkowski y Myczynski* [2003, 2010], *Iturralde-Vinent* [2006] y *García-Casco et al.* [2008]. (b) Columnas estratigráficas sintéticas de las unidades del margen continental norteamericano presentes en Cuba, modificado de *García-Casco et al.* [2008].

Según *Pszczolkowski* [1999] y *Pszczolkowski y Myczynski* [2003, 2010], las unidades correlativas con el margen de Yucatán afloran únicamente en el extremo occidental del orógeno, en lo que se conoce como bloque de Guaniguanico (Figura 3.9a–b). La estratigrafía de dichas unidades varía desde secuencias siliciclásticas depositadas en medios marinos someros durante el Jurásico Inferior y Medio hasta sedimentos carbonatados que se depositaron principalmente en medios marinos profundos durante el Cretácico (Figura 3.11b). Actualmente estas unidades están involucradas en un sistema imbricado de piel fina con vergencia NNO [*Saura et al.*, 2008] (Figura 3.9b). Localmente pueden estar cabalgadas por las unidades alóctonas del arco volcánico.

Las unidades del margen de Bahamas afloran en el centro y oriente del país formando afloramientos discontinuos en la parte norte del orógeno (Figura 3.9a). Según las descripciones de *Meyerhoff y Hatten* [1968, 1974] y *Hempton y Barros* [1993], la estratigrafía de dichas unidades constituye un típico margen pasivo progradante en el cual se diferencian los dominios deposicionales de plataforma carbonatada y de cuenca marina abierta (Figura 3.11). Estas unidades también aparecen involucradas en un sistema imbricado de piel fina, pero, a diferencia de Cuba occidental, aquí la vergencia es NNE (Figura 3.9c). La estructuración en Cuba central y oriental es más complicada que en Cuba occidental, ya que parecen estar superpuestos varios estadios de acortamiento y también se registran variaciones estructurales de una región a otra.

Por otra parte, las unidades que originalmente constituyeron el dominio Caribeana (o del proto-Caribe) actualmente aparecen dispersas a todo lo largo del orógeno formando terrenos metamórficos (Figura 3.9). En cierto modo la estratigrafía de dichas unidades es equivalente a las de los márgenes de Yucatán y Bahamas (Figura 3.11b). Se ha sugerido que algunos de estos terrenos fueron exhumados en contextos de antearco (Cangre, Asunción) mientras que otros lo hicieron en contextos de intra-arco (Escambray, Pinos, Guayabal) [*García-Casco et al.*, 2008]. A pesar de que el terreno Asunción ha sido considerado parte original de Caribeana, su estratigrafía, metamorfismo y posición en el orógeno —combinado con la carencia de una evolución P-T-t detallada— hacen pensar que dicho terreno pudo ser independiente.

#### **Arcos volcánicos y ofiolitas**

Aunque en la literatura caribeña usualmente se suele mencionar un gran Arco Volcánico del Caribe para unificar la actividad magmática registrada en dicha región [*Pindell y Barrett*, 1990; *Pindell et al.*, 2005, 2006], los datos geoquímicos actualmente disponibles permiten diferenciar varios estadios en la evolución de dicho arco e incluso la existencia de varios arcos independientes. Así, en Cuba se han estudiado distintas secuencias magmáticas: 1) de arco boninítico, 2) de arco volcánico primitivo (IAT) del Cretácico Inferior, 3) de arco volcánico de afinidad calcoalcalina y edad Aptiense – Campaniense, 4) de arco volcánico primitivo (IAT) del Cretácico Superior (Cuba oriental), y 5) de arco volcánico de afinidad toleítica del Paleógeno. En adición, algunas rocas anfíbolíticas presentes en Cuba central (complejo Mabujina) han sido consideradas por algunos autores como el zócalo metamórfico del sistema de arcos del Cretácico [*Somin y Millán*, 1981; *Millán*, 1996], mientras que otros las interpretan como parte de un arco volcánico diferente y posiblemente equivalente al terreno de Guerrero en México [*Blein et al.*, 2003; *Rojas-Agramonte et al.*, 2011].

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

Las series del magmatismo boninítico afloran principalmente en Cuba occidental (Fms. Encrucijada y Margot) y central (Fm. Zurrupandilla) [Kerr *et al.*, 1999] (Figura 3.12). Éstas están constituidas por diabasas, basaltos, lavas y lavo-brechas basálticas de composición toleítica. En base a su posición estratigráfica y al escaso contenido fosilífero de algunas intercalaciones sedimentarias se les asigna una edad probable del Cretácico Inferior (Aptiense). Aunque su substrato se desconoce, a partir de su geoquímica se sugiere que deben estar relacionadas con cortezas oceánicas desarrolladas en contextos de suprasubducción.

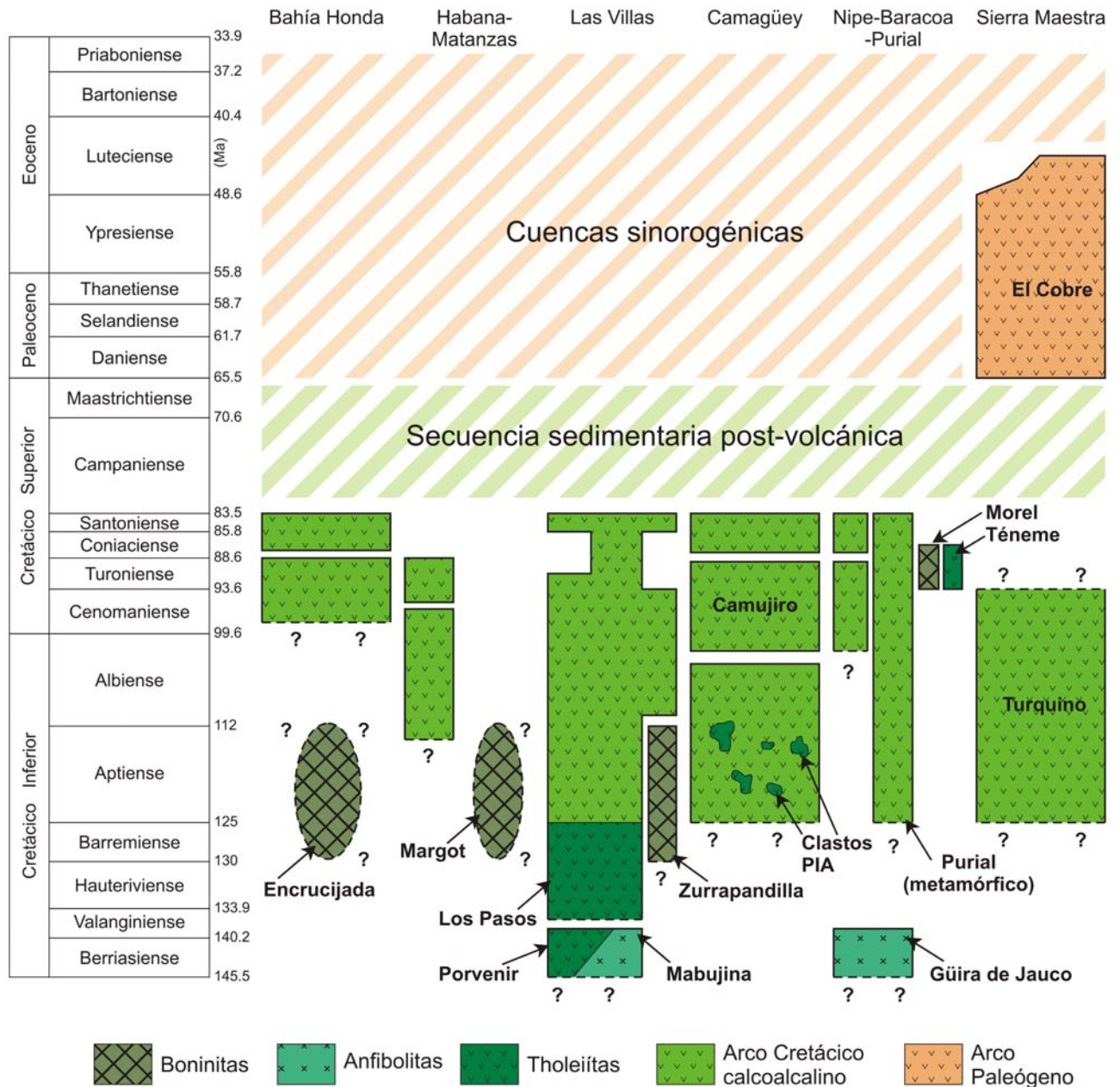
Las series de arco volcánico primitivo (PIA) del Cretácico Inferior han sido identificadas principalmente en Cuba central (Figura 3.12). Díaz de Villalvilla *et al.* [1997] y Kerr *et al.* [1999] sugieren como representativas de dicho arco a las rocas de edad pre-Aptiense de la Fm. Los Pasos en la región de Las Villas y a algunos clastos de rocas plutónicas y volcánicas incluidos en las secuencias pre-Camujiro en la región de Camagüey. Estas rocas son esencialmente basaltos, traquibasaltos y dacitas, que aparecen intercalados entre secuencias piroclásticas, epiclásticas y sedimentarias. Las características geoquímicas de dichas rocas son equivalentes a las de las secuencias PIA identificadas en La Española y Puerto Rico [Lebrón y Perfit, 1993, 1994], sugiriendo que formaron parte de un mismo arco.

Las series de afinidad predominantemente calcoalcalina del Cretácico afloran a lo largo de todo el territorio cubano, desde la región de Bahía Honda en Cuba occidental hasta las sierras de Nipe, Baracoa y Purial en Cuba oriental (Figura 3.12). Consiste de una sucesión plutónica-volcánica de edad Aptiense – Campaniense que muestra una transición en su composición desde toleítica a calcoalcalina y alcalina. Pindell *et al.* [2005, 2006] han sugerido que durante el Cretácico Inferior se produjo una inversión en la polaridad del arco; no obstante, algunos datos contradicen esta hipótesis [Kerr *et al.*, 1999; Rojas-Agramonte *et al.*, 2011]. La actividad magmática en la porción cubana de este arco finalizó cuando ocurrió la subducción-acreción del terreno Caribeana [García-Casco *et al.*, 2008]. En términos generales, el arco volcánico calcoalcalino puede entenderse como la continuación natural del arco primitivo, constituyendo el resultado de estadios más maduros del magmatismo.

Proenza *et al.* [2006] e Iturralde-Vinent *et al.* [2006], sobre la base de datos geoquímicos y dataciones paleontológicas, sugieren que cierta actividad magmática con características IAT tuvo lugar en el bloque de Cuba oriental durante el Cretácico Superior (Figura 3.12). Este magmatismo ha quedado registrado en la Fm. Téneme, que aflora al norte del bloque y se caracteriza por una sucesión de basaltos e hialoclastitas con algunas intercalaciones de calizas y margas que contienen foraminíferos de edad Turoniense – Coniaciense Inferior. Se ha sugerido, por lo tanto, que la Fm. Téneme representa la zona de antearco de un arco IAT que fue parcialmente coetáneo e independiente del arco calcoalcalino en Cuba oriental (?).

Las series vulcano-plutónicas del Paleógeno son exclusivas de Cuba oriental (Figura 3.12). Éstas afloran extensamente en la Sierra Maestra, donde se ha sugerido que están superpuestas sobre las unidades volcánicas del Cretácico (Figura 3.9d). Este magmatismo ocurrió desde el Paleoceno temprano hasta el Eoceno Medio, tiene una afinidad toleítica y es considerado como un arco intraoceánico naciente [Kysar *et al.*, 1998; Rojas-Agramonte *et al.*, 2004].





**Figura 3.12:** Esquema crono-estratigráfico sintético de las series de arco volcánico de Cuba, compilado a partir de *Iturralde-Vinent* [1996b, 1997, 1998], *Kerr et al.* [1999], *Rojas-Agramonte et al.* [2004, 2008, 2011], *Iturralde-Vinent et al.* [2006] y *Proenza et al.* [2006].

Por otra parte, la compleja disposición estructural de las ofiolitas cubanas, así como sus características geoquímicas, sugieren que las mismas se formaron y se emplazaron en diversos contextos geológicos [*Fonseca et al.*, 1985; *Lewis et al.*, 2006; *Cobiella-Reguera*, 2005, 2009] (Figura 3.8b). Así, se pueden diferenciar: las ofiolitas del cinturón septentrional, que afloran fundamentalmente en la parte norte del orógeno, y otras ofiolitas que están incluidas como mantos tectónicos en algunos terrenos metamórficos derivados de Caribeana [*Iturralde-Vinent*, 1996a].

Las ofiolitas del cinturón septentrional constituyen los afloramientos más extensos (Figura 3.9a). Éstas tienen en común su posición a lo largo de la mitad norte de la isla de Cuba entre Pinar del Río y

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

Guantánamo; no obstante, se pueden diferenciar dos conjuntos principales. Por una parte, las ofiolitas de Cuba occidental y central pueden interpretarse como parte del antearco del sistema de arco del Cretácico [García-Casco *et al.*, 2008] (Figuras 3.8b y 3.9c). Éstas se encuentran en posición alóctona sobre las unidades de margen continental y están cabalgadas por el arco volcánico. Aparecen formando *mélanges* tectónicos con algunas rocas metamórficas y plutónicas de edad Cretácica [García-Casco *et al.*, 2002, 2006; Rojas-Agramonte *et al.*, 2010]. Por otra parte, las ofiolitas de Cuba oriental presentan una afinidad geoquímica de trasarco y su estructura se asemeja más a un complejo ofiolítico clásico con los complejos de peridotitas, gabros bandeados, diques de basaltos, basaltos en almohadilla y sedimentos pelágicos [Proenza *et al.*, 1999, 2003; Marchesi *et al.*, 2006]. Además, a diferencia de Cuba occidental y central, en Cuba oriental las ofiolitas se encuentran recubriendo tectónicamente las unidades del arco volcánico del Cretácico (Figuras 3.8b y 3.9d).

Las rocas volcánicas, plutónicas y ofiolíticas de Cuba, a pesar de que pudieron haber tenido un origen y evolución notablemente diferenciados, suelen agruparse como partes del terreno Zaza [Hatten *et al.*, 1958]. Consecuentemente, dicho terreno es un resultado de la superposición de varios eventos magmáticos y su composición y estructura registra, en buena medida, la evolución magmática pre-Paleógena del Caribe noroccidental.

### Cobertera sedimentaria

La cobertera sedimentaria del Orógeno Cubano registra tres estadios principales en su evolución. Dos de estos estadios se refieren a eventos sinorogénicos coetáneos con la subducción-acreción de Caribeana durante el Cretácico tardío y con la colisión paleógena entre el orógeno incipiente y el margen continental norteamericano, respectivamente. El tercer estadio (post-Eoceno) está relacionado con el período posterior a la sutura del orógeno con el margen continental, cuando se terminaron de colmar las cuencas con sedimentos clástico-carbonatados que se depositaron principalmente en medios marinos someros y transicionales.

La sedimentación durante el Cretácico terminal (Campaniense – Maastrichtiense) cubrió discordantemente las rocas del arco volcánico, marcando su extinción. Las secuencias sedimentarias post-volcánicas del intervalo Campaniense Superior – Maastrichtiense Inferior se caracterizan por sucesiones siliciclásticas —derivadas de la erosión del arco y las ofiolitas— que fueron depositadas en medios marinos de profundidad variable, mientras que las del Maastrichtiense Superior constituyen sucesiones esencialmente carbonatadas depositadas en medios marinos someros [Iturralde-Vinent, 1995; Rojas-Consuegra y Núñez-Cambra, 1997; Tada *et al.*, 2003]. Las deformaciones sinorogénicas en las secuencias sedimentarias del Cretácico terminal son escasas.

A partir del Paleoceno, cuando comenzó la convergencia del arco volcánico extinto (orógeno incipiente) con el margen continental norteamericano, se desarrollaron extensas cuencas sintectónicas a lo largo de todo el cinturón orogénico. En estas cuencas se depositaron sedimentos flyschoides y molásicos que registran la evolución de la convergencia [Bralower e Iturralde-Vinent, 1997; Iturralde-Vinent *et al.*, 2008;

*Cruz-Orosa et al.*, 2012a, 2012b]. Un análisis detallado de las cuencas sinorogénicas cubanas (geometría, tipología y características del relleno sedimentario) y su significado para la evolución estructural y tectónica del Orógeno Cubano se desarrolla en los Capítulos 4, 5, 6 y 7.



# SEGUNDA PARTE:

## RESULTADOS

4. CUENCAS SINOROGÉNICAS FORMADAS DURANTE LA COLISIÓN ENTRE LAS PLACAS DEL CARIBE Y NORTEAMERICANA: EJEMPLOS DE CUBA CENTRAL
5. CUENCAS DE DESGARRE EN EL ORÓGENO CUBANO: EL SISTEMA LA TROCHA – CUENCA CENTRAL
6. EVOLUCIÓN DE LA COLISIÓN Y LA ACRECIÓN DEL ORÓGENO CUBANO A LA PLACA NORTEAMERICANA



# CAPÍTULO 4

## CUENCAS SINOROGÉNICAS FORMADAS DURANTE LA COLISIÓN ENTRE LAS PLACAS DEL CARIBE Y NORTEAMERICANA: EJEMPLOS DE CUBA CENTRAL

### 4.1. RESUMEN

Este capítulo contiene el primer artículo científico de la Tesis. En el mismo se presentan los principales resultados de un estudio tectonoestratigráfico de las cuencas sinorogénicas de Cuba central (bloque de Las Villas), desarrollado sobre la base de datos sísmicos, de sondeos y de superficie. Además, se incorporan y sintetizan algunas ideas anteriores, y también se proporcionan nuevos criterios para la reconstrucción estructural del Orógeno Cubano.

Las cuencas sinorogénicas de Cuba central se formaron en un contexto de colisión. Un análisis tectonoestratigráfico de dichas cuencas nos ha permitido distinguir diferentes estilos estructurales en el Cinturón Orogénico de Cuba Central. Se reconocen tres dominios estructurales diferentes: (1) el Complejo Metamórfico Escambray, (2) la Zona Axial, y (3) el Cinturón de Deformación del Norte. La evolución estructural del Complejo Metamórfico Escambray incluye una fase compresional del Cretácico tardío que es seguida por una fase extensional durante el Paleógeno. La compresión dio lugar a la formación de un apilamiento antiformal en un ambiente de subducción, y la extensión produjo su exhumación en un contexto de intra-arco. La Zona Axial fue fuertemente deformada y acortada desde el Cretácico tardío hasta el Eoceno. La compresión se produjo en una fase inicial y a continuación tuvo lugar la deformación transpresiva durante el Eoceno Medio. El Cinturón de Deformación del Norte consiste en un sistema imbricado de piel fina que se formó desde el Paleoceno hasta el Eoceno Medio; los pliegues y las fallas se produjeron en secuencia normal, con el transporte tectónico dirigido hacia el NNE. En el Cinturón Orogénico de Cuba Central, algunas importantes estructuras SO-NE son coetáneas con el sistema imbricado cubano que se extiende en dirección NO-SE, formándose corredores tectónicos y/o fallas de transferencia que facilitaron

## **Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano**

un régimen de partición de la deformación mientras se producía la colisión. El acortamiento rotó en sentido horario durante la deformación desde una dirección SSO–NNE hasta otra OSO–ENE. La sincronía de la compresión en el norte con la extensión en el sur es coherente con la apertura de la cuenca de Yucatán. Asimismo, la evolución desde regímenes de compresión-extensión hasta regímenes de transpresión está en consonancia con el aumento de la oblicuidad de la colisión entre las placas del Caribe y Norteamericana.

### **4.2. ARTÍCULO NO 1. “*SYNOROGENIC BASINS OF CENTRAL CUBA AND COLLISION BETWEEN THE CARIBBEAN AND NORTH AMERICAN PLATES*”**

A continuación se adjunta el artículo original, que ha sido publicado en la revista científica “*International Geology Review*” en el año 2012, volumen 54, número 8, páginas 876–906.



## Synorogenic basins of central Cuba and collision between the Caribbean and North American plates

Israel Cruz-Orosa<sup>a\*</sup>, Francesc Sàbat<sup>b</sup>, Emilio Ramos<sup>a</sup> and Yaniel M. Vázquez-Taset<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Facultat de Geologia, Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona, C/Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain; <sup>b</sup>Facultat de Geologia, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, C/Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain

(Accepted 16 April 2011)

The synorogenic basins of central Cuba formed in a collision-related system. A tectono-stratigraphic analysis of these basins allows us to distinguish different structural styles along the Central Cuban Orogenic Belt. We recognize three distinct structural domains: (1) the Escambray Metamorphic Complex, (2) the Axial Zone, and (3) the Northern Deformation Belt. The structural evolution of the Escambray Metamorphic Complex includes a latest Cretaceous compressional phase followed by a Palaeogene extensional phase. Contraction created an antiformal stack in a subduction environment, and extension produced exhumation in an intra-arc setting. The Axial Zone was strongly deformed and shortened from the latest Cretaceous to Eocene. Compression occurred in an initial phase and subsequent transpressive deformation took place in the middle Eocene. The Northern Deformation Belt consists of a thin-skinned thrust fault system formed during the Palaeocene to middle Eocene; folding and faulting occurred in a piggyback sequence with tectonic transport towards the NNE. In the Central Cuban Orogenic Belt, some major SW–NE structures are coeval with the Cuban NW–SE striking folds and thrusts, and form tectonic corridors and/or transfer faults that facilitated strain-partitioning regime attending the collision. The shortening direction rotated clockwise during deformation from SSW–NNE to WSW–ENE. The synchronicity of compression in the north with extension in the south is consistent with the opening of the Yucatan Basin; the evolution from compression–extension to transpression is in keeping with the increase in obliquity in the collision between the Caribbean and North American plates.

**Keywords:** Cuban orogen; structural and tectonic evolution

### Introduction

The regional structure of Cuba comprises an orogenic belt that originated during the Cretaceous to Palaeogene convergence between the Caribbean and North American plates (Figure 1). In western and central Cuba, these convergent processes included (1) Aptian–early Campanian subduction of the proto-Caribbean oceanic lithosphere and development of the Caribbean Volcanic Arc; (2) subduction and accretion of the Caribeana terrane, cessation of volcanic activity, and deposition of a syntectonic cover on the extinct arc during the late Campanian–Maastrichtian; and (3) Palaeocene–Eocene frontal-oblique collision between the Caribbean and North American plates and origin of large, intervening synorogenic basins (Figure 1B). Since the Oligocene, postorogenic sedimentation has prevailed throughout Cuba.

As a result of the subduction–accretion of Caribeana beneath the Caribbean Volcanic Arc, igneous activity ceased in western and central Cuba during the late Campanian (Iturralde-Vinent and García-Casco

2007; García-Casco *et al.* 2008). The latest Cretaceous subduction–accretion process is recorded in the metamorphism and structure of a suite of metamorphic complexes equivalent to the Caribeana terrane (Somin and Millán 1981; Millán 1997; Schneider *et al.* 2004; García-Casco *et al.* 2006, 2008; Stanek *et al.* 2006; Figure 1A). Subsequently, from Palaeocene to Eocene time, the Caribbean Plate collided with the southern margin of the North American Plate. Both the latest Cretaceous subduction–accretion and the Palaeogene collision are reflected in the structural evolution and sedimentary infill of the Cuban basins (Figure 1C).

This article seeks to improve our understanding of the accretion and collision that occurred in central Cuba. Our study is based on a tectono-stratigraphic analysis of the central Cuban synorogenic basins, using data from seismic sections, boreholes, and surface geology. We incorporate and synthesize some earlier ideas, and also provide new criteria for structural reconstruction of the Central Cuban Orogenic Belt.

\*Corresponding author. Email: israel\_cruz\_oroza@ub.edu

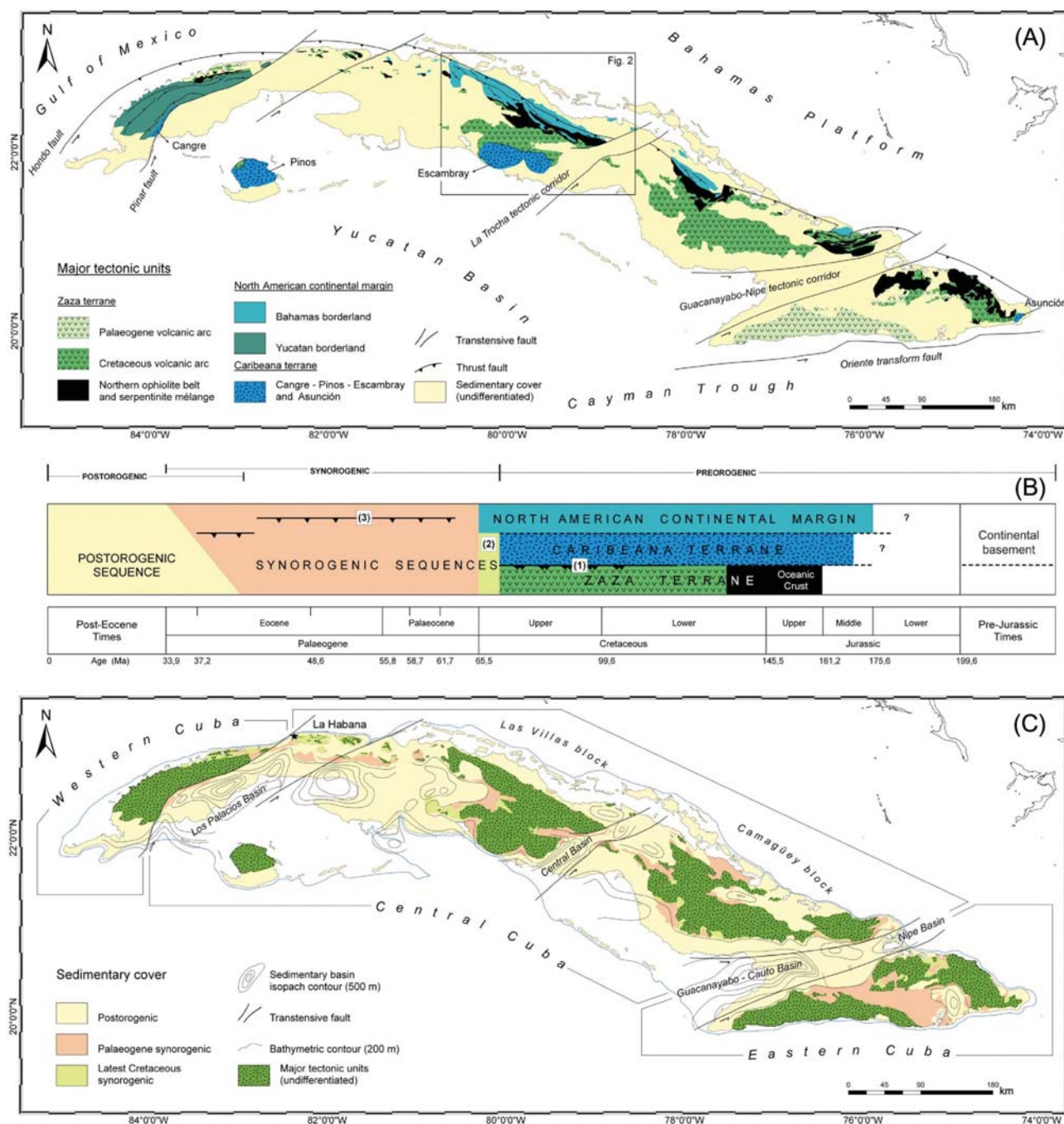


Figure 1. Geological sketch of the Cuban orogen: (A) Map showing the major tectonic units and structures modified from Pushcharovsky (1988); (B) evolutionary chart indicating the age of the major tectonic events in western and central Cuba – (1) subduction of the proto-Caribbean oceanic lithosphere, (2) subduction–accretion of the Caribeana terrane, and (3) collision between the Caribbean and North American plates, ages after Gradstein *et al.* (2004); and (C) map showing the location of the major Cuban basins, isopach contour is modified from Rosencrantz and Pardo (1993).

### Central Cuban Orogenic Belt

The Cuban orogen results from the accretion and collision between three major tectonic units (Figure 1A): (1) the North American continental margin, which includes the

Bahamas and Yucatan borderlands (Meyerhoff and Hatten 1968, 1974; Pszczolkowski 1986, 1999; Pszczolkowski and Myczynski 2003, 2010; Saura *et al.* 2008); (2) the Zaza terrane, which formed part of the Caribbean Plate and

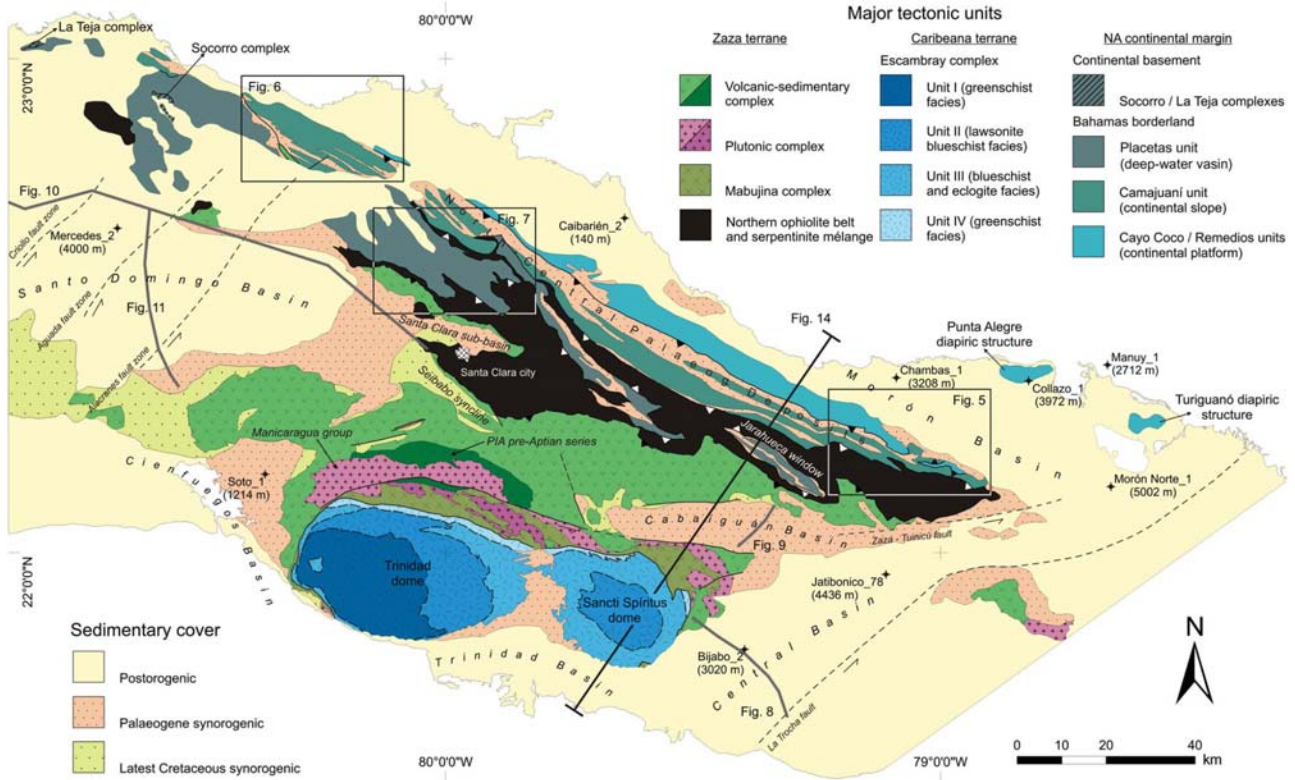


Figure 2. Geological sketch of the Las Villas block showing the location of available boreholes and the elements mentioned in text. The map is modified from García-Delgado *et al.* (1998) and the structural arrangement of the Escambray complex is based on Millán (1997).

embraces a portion of the Caribbean Volcanic Arc and its associated oceanic crust (Hatten *et al.* 1958; Rosencrantz and Pardo 1993; Draper and Barros 1994); and (3) the Caribeana terrane, which was defined by García-Casco *et al.* (2008) as a conceptual palaeogeographic domain characterized by Mesozoic sedimentary rocks of the proto-Caribbean with features similar to those of the North American margin.

The Las Villas block offers the most complete cross-section of the Central Cuban Orogenic Belt. This block is limited to the east by the La Trocha fault and to the west by the Criollo, Aguada, and Alacranes fault zones (Figure 2). These structures are included in a major fault system with a SW–NE strike and left-lateral motion and bound tectonic corridors that have been used to divide the Cuban orogen into structural blocks (Rosencrantz 1990; Rosencrantz and Pardo 1993; Draper and Barros 1994; Rojas-Agramonte *et al.* 2006). The La Trocha can be interpreted as a transfer fault that cuts the Central Cuban Orogenic Belt forming the La Trocha corridor and separating the Las Villas from the Camagüey block to the east. On the other hand, the Criollo, Aguada, and Alacranes fault zones probably acted as tear faults related to the northeastward overthrust of the Zaza terrane. According to Rosencrantz (1990, 1996) and Pindell *et al.* (2005), the origin of these faults could be

associated with the opening of the Yucatan Basin during the latest Cretaceous.

#### North American continental margin

The southern continental margin of the North American Plate began to develop in the Middle-Late Jurassic, after the rifting of western Pangaea (Pindell and Dewey 1982; Iturralde-Vinent 2006; Pindell *et al.* 2006), giving rise to the Yucatan and Bahamas borderlands. The former is only present in western Cuba whereas the latter crops out in the northern part of central Cuba (Figure 1).

The continental basement crops out in the Socorro and La Teja complexes (Figure 2) and is formed by marbles and metasiliciclastic rocks dated as Neoproterozoic, 910–945 Ma (K/Ar ages) by Somin and Millán (1981) and  $903.5 \pm 7.1$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages) by Renne *et al.* (1989). These rocks are intruded by Jurassic granitoids of  $139\text{--}150 \pm 6$  Ma (K/Ar ages) and 172.4 Ma (U/Pb zircon data) after Somin and Millán (1981) and Renne *et al.* (1989). Cover rocks (Pszczolkowski 1986; Pushcharovsky 1988; Pszczolkowski and Myczynski 2003) include syn-rift and post-rift sequences. Sandstones and shales belonging to the syn-rift sequence have only been



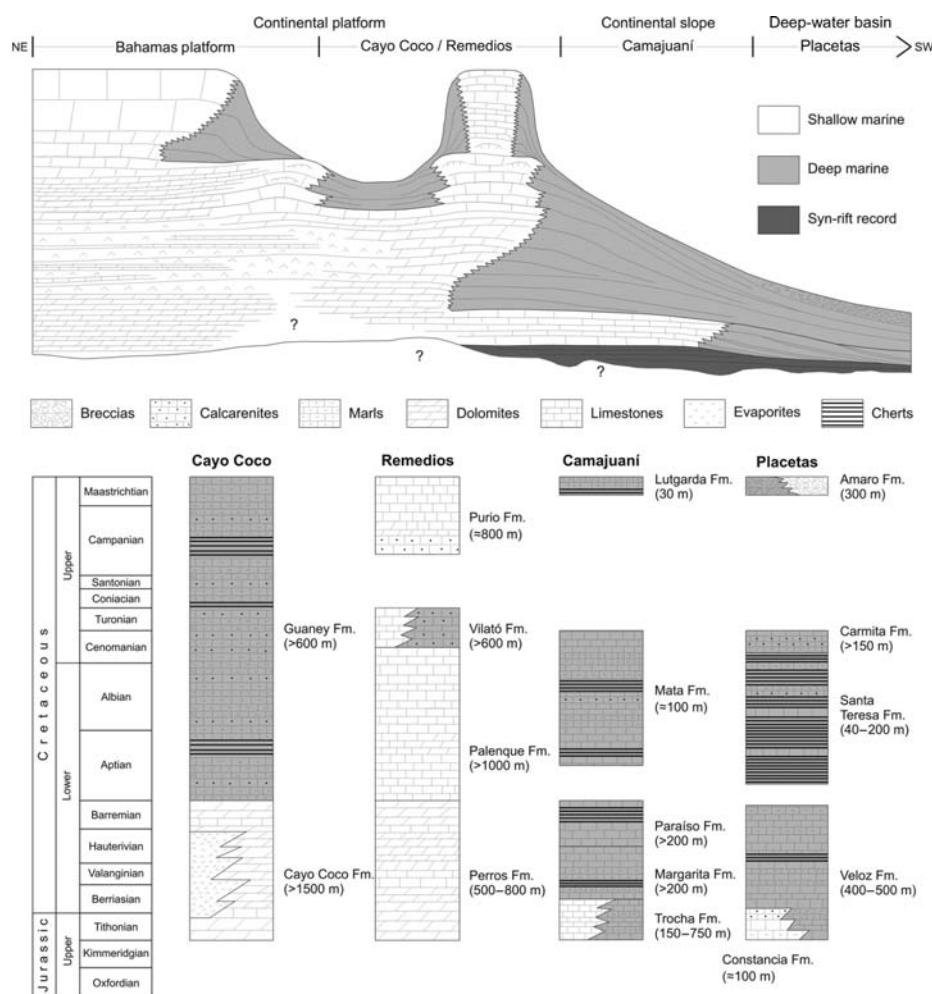


Figure 3. Synthetic palaeogeographic NE–SW cross-section of the Bahamas borderland (vertical scale exaggerated) and lithostratigraphic columns of the post-rift sections of the Cayo Coco, Remedios, Camajuani, and Placetas units. Thicknesses and lithologies of the lithostratigraphic units are compiled from Ducloz and Vuagnat (1962), Meyerhoff and Hatten (1968, 1974), Díaz-Otero *et al.* (1997), Furrázola-Bermúdez and Gil-González (1997) and Psczolkowski and Myczynski (2003).

identified as fragments in breccias of the Turiguanó and Punta Alegre diapirs (Figure 2), which are constituted by Upper Jurassic evaporites (Meyerhoff and Hatten 1968). The Tithonian to upper Maastrichtian sedimentary record has been interpreted as a typical progradational post-rift sequence fringing the continent (Figure 3). Some palaeogeographic units were identified by Hatten *et al.* (1958), Ducloz and Vuagnat (1962), and Pardo (1975) in this post-rift sequence. From northeast to southwest, the units are Cayo Coco, Remedios, Camajuani, and Placetas (Díaz-Otero *et al.* 1997; Furrázola-Bermúdez and Gil-González 1997; Iturralde-Vinent 1997, 1998; Figures 2 and 3). The Cayo Coco and Remedios units, which are made up of evaporites and carbonate rocks, may be regarded as representatives of the continental platform whereas the Camajuani and Placetas units, which are composed of calcareous and siliceous rocks, are the typical deposits of

continental slope and deep-water domains. The stratigraphy of these units is summarized in Figure 3 and their structural features are discussed below.

### Zaza terrane

The Zaza terrane in the Las Villas block thrust eastward onto the Bahamas borderland (Hatten *et al.* 1958; Pardo 1975; Draper and Barros 1994; Iturralde-Vinent 1997). From north to south, it is constituted by (a) the northern ophiolite belt, (b) a volcanic-sedimentary complex, (c) a plutonic complex, and (d) the Mabujina complex (Figure 2). The volcanic-sedimentary and plutonic complexes belong to the Caribbean Volcanic Arc, which resulted from the subduction of the proto-Caribbean oceanic lithosphere under the Caribbean Plate. The origin and structural features of the northern ophiolite belt and the

Mabujina complex continue to generate controversy (Millán 1996a, b; Blein *et al.* 2003; Cobiella-Reguera 2005, 2009; García-Casco *et al.* 2006; Stanek *et al.* 2009).

The northern ophiolite belt consists of a serpentinite mélange that includes peridotites, harzburgites, other elements of the ophiolite suite (Fonseca *et al.* 1985; Iturralde-Vinent 1996a; Lewis *et al.* 2006), and exotic blocks. These blocks consist of high-pressure metamorphic and plutonic rocks that originated in a suprasubduction environment (Somin and Millán 1981; Millán 1996a; García-Casco *et al.* 2006). Available K/Ar ages from these metamorphic rocks range from 130 Ma to 60 Ma, but cluster around  $110 \pm 10$  Ma, suggesting an Early Cretaceous age for the subduction (Somin and Millán 1981; Somin *et al.* 1992; Iturralde-Vinent *et al.* 1996). Moreover, chert layers intercalated in basaltic lavas provide microfossils, such as radiolarians of Late Jurassic to Middle Cretaceous age (Llanes-Castro *et al.* 1998). The thickness of the serpentinite mélange has been estimated at about 1.5 km on the basis of geophysical data (Bush and Sherbacova 1986). According to García-Casco *et al.* (2008), the serpentinite mélange of central Cuba belongs to the forearc zone of the Caribbean Volcanic Arc.

The volcanic-sedimentary complex is a marine-deposited multiphasic sequence and includes rocks belonging to (1) the Primitive Island Arc and (2) the Caribbean Volcanic Arc (Iturralde-Vinent 1996b; Díaz de Villalvilla 1997; Blein *et al.* 2003; Proenza *et al.* 2006). The Primitive Island Arc pre-Aptian series (dark green in Figure 2) crop out close to the Escambray complex and consist of volcanic rocks with intercalations of volcano-sedimentary and sedimentary rocks, whereas the Aptian to lower Campanian series (light green in Figure 2) crop out northward of the former series and are mainly composed of volcano-sedimentary and sedimentary rocks belonging to the Caribbean Volcanic Arc (Linares *et al.* 1985; Pushcharovsky 1988; García-Delgado *et al.* 1998; Figure 2). In the Jatibonico\_78 borehole (Figure 2), the volcanic-sedimentary complex, which is over 3000 m thick, lies over ophiolitic rocks.

The plutonic complex is composed of two main textural types of granitoids (Sukar-Sastroputro and Pérez-Rodríguez 1997; Stanek *et al.* 2009): (1) the partially foliated granitoids and the gneisses intruding into the Mabujina complex (dark pink in Figure 2) and (2) the undeformed granitoids of the Manicaragua group (light pink in Figure 2) intruding into both the volcanic-sedimentary and Mabujina complexes. Using U/Pb radiometric data on zircons, Stanek *et al.* (2009) suggest an early magmatism from 132 Ma to 90 Ma, followed by ductile deformation at 90–88 Ma and the intrusion of the Manicaragua granitoids between 87 Ma and 80 Ma.

The Mabujina complex consists of high-relief T/P amphibolites, commonly schistose and banded, with collations of gneiss and hornblende. According to the Cuban

database (see review by Iturralde-Vinent *et al.* 1996), the age of the Mabujina complex ranges from 69 million years to  $95 \pm 2$  million years (K/Ar ages). The age is refined by Grafe *et al.* (2001), who placed the minimum age of metamorphism at 80–88 million years (Rb/Sr ages) and the age of the onset of subsequent cooling at around 73 million years ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages). The cooling occurred at a rate of 14°C/million years. The Mabujina complex is usually interpreted as the deepest exposed component of the Caribbean Volcanic Arc and its oceanic basement (Somin and Millán 1981; Millán 1996b). However, using geochemical data, Blein *et al.* (2003) suggest that the Mabujina complex could form part of a different and older volcanic arc.

### *Caribeana terrane*

The Caribeana terrane in the Las Villas block comprises only the Escambray complex, which crops out in a tectonic window below the Zaza terrane forming two structural domes: the Trinidad dome to the west and the Sancti Spiritus dome to the east (Figures 1 and 2). The rocks of the Escambray complex comprise monotonous metacarbonates and quartz-mica schists with tectonic slivers of metagabbro, greenschist, and serpentinite (Somin and Millán 1981; Millán and Somin 1985; Stanek *et al.* 2006). Occasionally, Upper Jurassic ammonites and Cretaceous radiolarians have been preserved within the metasedimentary rocks (Millán and Myczynski 1978; Millán and Somin 1981), suggesting that the protoliths were sedimentary rocks of a marine platform. It has been proposed that this platform was separated from the Bahamas and Yucatan borderlands (García-Casco *et al.* 2008). The metamorphosed basic and ultrabasic rocks of the Escambray complex are considered to be fragments of a subducted oceanic lithosphere, suggesting that the Escambray originated from accretionary complex to subduction channel environments (Millán 1997; Iturralde-Vinent 1998; Stanek *et al.* 2006; García-Casco *et al.* 2008).

The Escambray complex was structured as follows: (1) it consists of an antiformal stack comprising several structural units with a complex deformation and metamorphic history; (2) it contains some structural units that include high-pressure metamorphic rocks; and (3) its metamorphism is inverted, which is evidenced by the fact that the upper structural units contain metamorphic rocks of higher grade than those of the lower units (Millán 1997; Stanek *et al.* 2006; García-Casco *et al.* 2008; Figure 2).

Geochronological data (Schneider *et al.* 2004; García-Casco *et al.* 2006, 2008; Stanek *et al.* 2006) suggest that the subduction-related metamorphic peak occurred shortly before 70 Ma during the latest Campanian (García-Casco *et al.* 2008). Exhumation developed from 70 Ma and high-pressure metamorphic rocks reached the erosional surface

45 Ma as corroborated by the pebbles in the Eocene conglomerate of the Meyer Formation in the Trinidad Basin (Kantchev 1978). According to García-Casco *et al.* (2008), retrograde metamorphism followed a cold  $P$ – $T$  path during exhumation, suggesting that exhumation occurred while subduction was still active. By contrast, Stanek *et al.* (2009) reported a  $P$ – $T$  path corresponding to a near-isothermal decompression. Exhumation was coeval with the formation of the extensional Yucatan Basin (Pindell *et al.* 2005). The Escambray complex is thought to be a metamorphic core complex (Pindell *et al.* 2005; García-Casco *et al.* 2008). In summary, it is a result of the subduction–accretion of the Caribeana terrane under the Cretaceous volcanic arc and is assumed to be an antiformal stack that subsequently evolved as a metamorphic core complex.

### Synorogenic basins

During the late Campanian to Maastrichtian, a synorogenic sequence coeval with the subduction–accretion of the Caribeana terrane was deposited onto the extinct arc. This latest Cretaceous synorogenic sequence generally overlies the Zaza terrane with an angular unconformity (Pushcharovsky 1988; Iturralde-Vinent 1994, 1998;  $U_K$  in Figure 4). From the late Campanian to the early Maastrichtian, detritic sediments were derived from the erosion of the Cretaceous volcanic arc, whereas the upper Maastrichtian sediments are essentially carbonates of a marine platform punctuated by reefs (Iturralde-Vinent 1995; Rojas-Consuegra and Núñez-Cambra 1997; Tada *et al.* 2003; Figure 4 and Table 1).

In the earliest Palaeocene, several synorogenic basins began to develop as a result of the collision of the Caribbean Volcanic Arc with the Bahamas borderland (Figures 2 and 4). These Tertiary basins cover the orogen, displaying varied relations and positions with respect to it. Their infills record a sudden deepening and the evolution from an arc-related to a collision-related setting. The basal unconformity of these basins is located on or near the  $K$ – $T$  boundary ( $U_P$  in Figure 4) with the result that the latest Cretaceous synorogenic sequence may be regarded as part of the substratum. Nevertheless, the Palaeocene and latest Cretaceous sequences are concordant in the Santa Clara and Cienfuegos basins.

The sedimentary record of the Tertiary basins is summarized in Figure 4 and Tables 2 and 3. This comprises two sequences: (1) a lower synorogenic sequence, Palaeocene to middle or late Eocene in age; and (2) an upper postorogenic sequence, late Eocene to Quaternary in age. Both sequences are separated by unconformities:  $U_{E1}$  in the western and southern basins and  $U_{E2}$  in the eastern basins. The synorogenic sequence comprises olistostromic and flyschoid deposits in the deeper marine domains, whereas in the shallow-marine areas deposition was varied but dominated by clastic-carbonate deposits locally interstratified

with coarse-grained detritic sediments (see Table 2 for a description of the Palaeogene synorogenic units). The postorogenic sequence presented a local character in each basin that evolved independently until the latest Oligocene. This sequence covers larger areas during the Miocene and displays gradual variations in facies and thicknesses. The most recent sedimentation period occurred during the late Pliocene to Quaternary and is separated from the Miocene successions by a hiatus embracing different time spans – depending on each basin. The postorogenic sequence is formed mainly by marly-calcareous and clastic-carbonate (partially terrigenous) series, which were initially deposited in shallow-marine environments and later in transitional to continental conditions (see Table 3 for a description of the postorogenic units).

### North-central Palaeogene deposits

The Palaeocene to lower Eocene synorogenic sequence of north-central Cuba is considered part of a deformed foredeep basin (Iturralde-Vinent *et al.* 2008). These deposits unconformably overlie the Bahamas borderland units and are coeval with the deformation of this borderland. They constitute a shallowing-upward sequence and display a marked lateral variation in facies and thicknesses, thinning northeastward. The lower part appears intensively deformed and has an olistostromic character indicative of tectonic instability. These deposits include, from SE to NW, the Vega Alta, Vega, and Grande formations (Figure 4 and Table 2).

Figure 5 shows the structure of the Remedios unit in the Mayajigua area, which crops out in a tectonic window below the Camajuaní unit. The post-rift sequence of the Remedios unit includes the Purio, Vilató, Palenque, and Perros formations (Figure 3) and exceeds 3000 m in thickness. The Remedios series grade northeastward into the Cayo Coco series, which have been drilled by many deep on- and offshore boreholes in north-central Cuba. The Remedios unit is probably detached on the Jurassic evaporites that crop out in the Punta Alegre and Turiguanó diapirs (see Figure 2 for location), which can be interpreted as allochthonous salt sheet structures (see review by Hudec and Jackson 2006). The Grande Fm. is involved in the structure of the Remedios unit, indicating that this structure is younger than the Grande Fm. Thrust faults in the Camajuaní unit dip towards the SSW and the basal detachment is folded due to folding and thrusting in the Remedios unit, which is located below. This observation demonstrates that thrust faults in the Remedios and the Camajuaní units propagated in a piggyback sequence. An allochthonous sheet of serpentinite mélangé (Zaza terrane) is thrust onto the Camajuaní unit, cutting the structure of the latter unit and strongly suggesting that emplacement of the Zaza terrane occurred out-of-sequence.



Figure 4. Synthetic lithostratigraphic columns of the sedimentary basins of central Cuba (Las Villas block) and major unconformities: U<sub>K</sub>, basal unconformity of the latest Cretaceous synorogenic sequence; U<sub>p</sub>, basal unconformity of the Palaeogene synorogenic sequence; and U<sub>E</sub>, synorogenic–postorogenic unconformity. Thicknesses and lithologies of the lithostratigraphic units are compiled from Kanchev (1978), Belmoustakov *et al.* (1981), Kartashov *et al.* (1981), Franco and Delgado-Damas (1997), García-Delgado and Torres-Silva (1997), Peñalver-Hernández *et al.* (1997), Rojas-Consuegra and Núñez-Cambra (1997), and Iruiralde-Vinent *et al.* (2008), ages after Gradstein *et al.* (2004). See Figure 2 for location of basins and Tables 1, 2, and 3 for descriptions of lithostratigraphic units.



Table 1. Main features of the latest Cretaceous synorogenic units of central Cuba (Las Villas block).

Formation author(s) <sup>a</sup>	Thickness (m)	Lithologies	Fossil record	Depositional environment	Stratigraphic range
Arroyo Grande S. Gil <i>in</i> : Linares <i>et al.</i> (1985)	100–150	Calcareous series composed of marly and detritic limestones, calcarenites, biocalcarenites, and marls	Foraminifera	Continental shelf to shelf margin	Upper Maastrichtian
Cantabria I. Kantehev <i>in</i> : Kantehev (1978)	≈120	Calcareous series constituted by limestones, calcarenites, and biocalcarenites	Foraminifera and rudists	Continental shelf with local reefs	Upper Maastrichtian
Carlota K. Bandt <i>in</i> : Bandt (1958)	≈160	Calcareous series composed of calcarenites and biocalcarenites	Foraminifera, rudist, and molluscs	Continental shelf (reef)	Upper Maastrichtian
Cotorro H. Wassall and P. Truitt <i>in</i> : Brönnimann and Pardo (1954)	600–700	Siliciclastic series constituted by sandstones, conglomerates, and siltstones to mudstones. limestones, and marls	Foraminifera, ammonites, and rudists	Continental shelf to slope	Campanian to lower Maastrichtian
Isabel P. Truitt and G. Pardo <i>in</i> : Truitt and Pardo (1953)	100–150	Calcareous series composed of biocalcarenites, calcarenites, limestones, and marls	Foraminifera	Continental shelf to shelf margin	Upper Maastrichtian
Monos P. Truitt <i>in</i> : Brönnimann and Pardo (1954)	≈300	Siliciclastic series constituted by polymictic conglomerates and sandstones at base grading to calcarenites, limestones, and marls at top	Foraminifera	Continental shelf to shelf margin	Upper Campanian to lower Maastrichtian
Vía Blanca P. Brönnimann and D. Rigassi <i>in</i> : Brönnimann and Rigassi (1963)	500–800	Siliciclastic to turbiditic series composed of interbedded mudstones to siltstones, polymictic sandstones and conglomerates, calcarenites, marls, and limestones.	Foraminifera	Continental slope	Upper Campanian to lower Maastrichtian

Note: <sup>a</sup> Authors are taken from unpublished reports of the Stratigraphic Commission of the Institute of Geology and Palaeontology of Cuba. See also revisions by Kantehev (1978) and Rojas-Consuegra and Núñez-Camba (1997).

Table 2. Main features of the Palaeogene synorogenic units of central Cuba (Las Villas block).

Formation author(s) <sup>a</sup>	Thickness (m)	Lithologies	Fossil record	Depositional environment	Stratigraphic range
Arroyo Blanco K. Bandt <i>in</i> : Bandt (1958)	150–300	Terrigenous and clastic-carbonate series composed of polyimictic sandstones and conglomerates, calcarenites, biocalcarenes, limestones, and marls	Foraminifera	Continental shelf to shelf margin	Middle to upper Eocene
Blanquizar N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978)	100	Clastic-carbonate series constituted by marls, calcarenites, and biocalcarenes	Foraminifera	Continental shelf	Lower Eocene
Caibarién P. Ortega <i>in</i> : Ortega and Ros (1931)	300	Clastic-carbonate series composed of detritic, biotrititic, and marly limestones; marls, calcareous breccias and conglomerates, and polyimictic sandstones	Foraminifera	Deep- to shallow-marine (?)	Lower to middle Eocene
Cocos N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978)	≥ 60	Clastic-carbonate (partially turbiditic) series constituted by marls, micritic limestones, and calcarenites	Mainly planktonic foraminifera	Deep- to shallow-marine (?)	Palaeocene
Fomento P. Truitt and G. Pardo <i>in</i> : Truitt and Pardo (1953)	20–30	Calcareous series composed of marls and marly limestones	Foraminifera	Mainly shallow-marine (shelf margin)	Upper Maastrichtian to Palaeocene
Grande G. Pardo <i>in</i> : Brönnimann and Pardo (1954)	500(?)	Clastic-carbonate series constituted by massive beds of calcareous breccias and breccio-conglomerates, intercalated with layers of biogenic limestones and detritic, micritic, and marly limestones	Foraminifera	Mainly shallow-marine	Upper Palaeocene to lower Eocene
Jucillo P. Truitt and G. Pardo <i>in</i> : Truitt and Pardo (1953)	80	Olistostromic series composed of breccias containing fragments of diabase, porphyry, andesite, flint, and subordinated limestones and sandstones	Unreported	Probably shallow-marine	Lower Eocene
Loma Iguará C.W. Hatten <i>in</i> : Hatten <i>et al.</i> (1958)	120–150	Clastic-carbonate series constituted by alternating beds of polyimictic sandstones, calcarenites, limestones, marls, shales, and flints	Planktonic foraminifera and radiolaria	Deep-marine	Lower Eocene
Marroquí M.T. Kozary and P. Brönnimann <i>in</i> : Kozary and Brönnimann (1955)	300	Terrigenous series composed of polyimictic sandstones and conglomerates, limestones, and marls	Mainly benthic foraminifera	Continental shelf	Upper Eocene
Meyer N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978)	300	Conglomeratic to turbiditic series constituted by thick stratified coarse-grained breccias and conglomerates grading upwards to a carbonate-turbiditic succession; the breccia and conglomerate clasts are from metamorphic rocks	Foraminifera	Mainly deep-marine (?)	Middle Eocene
Ochoa N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978)	800	Turbiditic series composed of thinly interbedded marls, shales, and sandstones	Foraminifera	Deep-marine (middle bathyal)	Lower to middle Eocene
Ranchuelo N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978)	300	Terrigenous and clastic-carbonate series constituted by thick fining-upwards succession made up of polyimictic conglomerates and breccias at base grading to sandstones, marls, and limestones at top	Foraminifera	Continental shelf	Middle Eocene
Santa Clara P. Truitt <i>in</i> : Brönnimann and Pardo (1954)	250	Turbiditic series composed of breccias at base, while at top comprises microconglomerates to coarse-grained sandstones	Planktonic and small benthic foraminifera	Deep-marine (bathyal)	Upper Maastrichtian to Palaeocene

(Continued)

Table 2. (Continued)

Formation author(s) <sup>a</sup>	Thickness (m)	Lithologies	Fossil record	Depositional environment	Stratigraphic range
Siguaneý P. Brönnimann and J.R. Macaulay <i>in</i> : Brönnimann and Macaulay (1955)	150–300	Clastic-carbonate series constituted by calcareous breccias, detritic, marly limestones, marls, polymictic sandstones, and conglomerates	Foraminifera	Continental shelf	Lower to middle Eocene
Taguasco P. Truitt <i>in</i> : Brönnimann and Pardo (1954)	300–600	Olistostromic to turbiditic series composed of polymictic conglomerates and breccias at base, grading upwards to a flyschoid sequence; the conglomerates and breccias are clast-supported and composed of andesite, granitoid, tuff, basalt, chert, sandstone, and limestone clasts	Planktonic foraminifera, and radiolaria	Mainly deep-marine	Palaeocene to lower Eocene
Vaquera N. Popov and I. Kantchev <i>in</i> : Kantchev (1978)	≈800	Turbiditic series (at least partially) composed of a thick succession of interstratified marl, limestone, and calcarenite beds	Foraminifera, radiolarian, and ostracod	Deep- to shallow-marine (shelf margin and slope?)	Upper Maastrichtian to middle Eocene (?)
Vega Alta L. Dodekova and V. Zlatarski <i>in</i> : Kantchev (1978)	≥200	Olistostromic series made up of sandy shales, sandstones, conglomerates, and breccias; the conglomerates and sandstones contain clasts of serpentinite, volcanic, and some metamorphic rocks; the breccias contain fragments of limestone and flint	Mainly planktonic foraminifera	Deep-marine (bathyal)	Palaeocene
Vega G. Pardo <i>in</i> : Brönnimann and Pardo (1954)	Estimated at several hundreds of metres	Olistostromic series made up of calcirudites including large olistoliths; the calcirudites contain clasts of limestone, dolostone, flint, and a few fragments of serpentinite and gabbros, and are interstratified with polymictic conglomerates, sandstones, and marls; the olistoliths are composed of Mesozoic rocks attributed to the Camajuaní unit	Foraminifera	Shelf slope to deep-marine	Upper Palaeocene to lower Eocene
Yeras N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978)	≈40	Clastic-carbonate series composed of biogenic and detritic limestones	Foraminifera	Continental shelf	Lower Eocene
Zaza A.A. Thiadens <i>in</i> : Thiadens (1937)	1000–1500	Turbiditic series constituted by interbedded polymictic sandstones and conglomerates, calcarenites, marls, and some limestones	Foraminifera	Shelf slope to deep-marine	Lower to middle Eocene

Note: <sup>a</sup> Authors are taken from unpublished reports of the Stratigraphic Commission of the Institute of Geology and Palaeontology of Cuba. See also revisions by Kantchev (1978), Belmústakov *et al.* (1981), García-Delgado and Torres-Silva (1997), Alegret *et al.* (2005), and Iruiralde-Vinent *et al.* (2008).

Table 3. Main features of the postorogenic units of central Cuba (Las Villas block).

Formation author(s) <sup>a</sup>	Thickness (m)	Lithologies	Fossil record	Depositional environment	Stratigraphic range
Arabos M.A. Iturralde-Vinent <i>in</i> : Iturralde-Vinent (1966)	Up to 120	Marly and calcareous series constituted by calcareous mudstones, marly limestones, and marls	Foraminifera, bivalve, and echinoids	Transitional (tidal flat and lagoon)	Lower to middle Miocene
Camacho I.P. Kartashov <i>in</i> : Kartashov <i>et al.</i> (1976)	Up to 3	Terrigenous series composed of siltstones and mudstones containing gypsum crystals	Unreported	Transitional (partially restricted)	Upper Pleistocene
Caunao N., Popov and I. Kantchev <i>in</i> : Kantchev (1978)	700	Terrigenous to clastic-carbonate series constituted by polymictic sandstones and conglomerates, calcarenites, biocalcarenes, and limestones	Mainly benthic foraminifera	Continental shelf	Upper Eocene to lower Oligocene
Chambas P. Truitt <i>in</i> : Brönnimann and Pardo (1954)	300	Calcareous series composed of limestones, biocalcarenes, and marls	Benthic foraminifera and molluscs	Continental shelf to shelf margin	Upper Oligocene
Colón J. Brödermann <i>in</i> : Brödermann (1945)	Up to 80	Clastic-carbonate series constituted by biocalcarenes and calcarenites, limestones, polymictic sandstones, marls, and calcareous mudstones	Foraminifera, ostracods, bivalves, echinoids, and corals	Continental shelf with local reefs	Upper Oligocene to lower Miocene
Conrado N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978)	1000	Terrigenous series composed of conglomerates, sandstones, mudstones, and limestones; terrigenous input from Escambray complex	Mainly benthic foraminifera	Continental shelf	Upper Eocene to lower Oligocene
Damují N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978)	150	Calcareous series composed of limestones and biocalcarenes	Foraminifera	Continental shelf	Upper Eocene
Guevara I.P. Kartashov <i>in</i> : Kartashov <i>et al.</i> (1976)	Up to 50	Terrigenous series constituted by <i>claystones</i> and sandstones containing pisolithic, ferritic nodules, and hardpan fragments	Unreported	Littoral zone to continental (?)	Lower to middle Pleistocene
Giúnes A. Humboldt <i>in</i> : Humboldt (1826)	From 50 to over 1500	Clastic-carbonate to calcareous series composed of biocalcarenes, calcarenites, limestones, dolomites, and coral reefs; dolomitization is secondary	Foraminifera, ostracods, molluscs, and echinoids	Continental shelf (including reefs)	Miocene
Jatibonico H. Wassall and P. Brönnimann <i>in</i> : Brönnimann (1955)	200	Marly and calcareous series composed of marls, polymictic sandstones, and conglomerates, calcarenites, and coral reefs	Foraminifera, ostracods, echinoids, and molluscs	Continental shelf to shelf margin	Upper Oligocene
Jía N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978)	150	Calcareous series constituted by limestones, calcarenites, marls, and mudstones	Benthic foraminifera	Continental shelf	Lower Oligocene
Jicotea J.P. Bermúdez <i>in</i> : Bermúdez (1950)	300	Marly and calcareous series composed of marls and mudstones, polymictic sandstones, and conglomerates, calcarenites, and biocalcarenes	Foraminifera	Continental shelf to shelf margin	Upper Eocene

(Continued)

Table 3. (Continued)

Formation author(s) <sup>a</sup>	Thickness (m)	Lithologies	Fossil record	Depositional environment	Stratigraphic range
Lagunitas N. Popov and E. Kojumdjieva <i>in</i> : Kantchev (1978)	Up to 70	Terrigenous series constituted by polyimictic sandstones and conglomerates, and mudstone; clastic material is composed of quartz, metamorphic rocks, volcanic, and limestones	Foraminifera, ostracods, echinoids, and molluscs	Continental shelf to transitional (beach to lagoon)	Upper Oligocene to lower Miocene
Las Cuevas N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978)	250	Calcareous series composed of limestones, calcarenites, and biocalcarenites, mudstones and marls, with intercalations of polyimictic sandstones and conglomerates	Benthic foraminifera and corals	Continental shelf with local reefs	Upper Oligocene
Paso Real J.P. Bermúdez <i>in</i> : Bermúdez (1950)	From 30 to over 1600	Marly and calcareous series dominated by limestone and marl alternations; marly limestones, calcarenites, biocalcarenites, and coral reefs; some interbedded sandstones, mudstones to siltstones with pyrite, gypsum, halite, and lignite	Foraminifera, ostracods, echinoids, molluscs, and corals	Transitional (tidal flat and lagoon)	Upper Oligocene to upper Miocene
Saladito N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978)	170	Clastic-carbonate series composed of sandstones, calcarenites, and biocalcarenites	Mainly benthic foraminifera	Continental shelf	Upper Eocene to lower Oligocene
Tamarindo C.W. Hatten <i>in</i> : Hatten <i>et al.</i> (1958)	600	Calcareous and clastic-carbonate series constituted by limestones, biocalcarenites, calcarenites, marls, and mudstones	Foraminifera, molluscs, and echinoids	Continental shelf	Upper Oligocene
Tinguaro R.H. Palmer <i>in</i> : Palmer (1945)	100	Marly and calcareous series composed of marls and marly limestones	Foraminifera	Continental shelf to shelf margin	Upper Oligocene
Vedado P. Brönnimann and D. Rigassi <i>in</i> : Brönnimann and Rigassi (1963)	Up to 100	Calcareous series composed of coral reefs, biocalcarenites, and calcarenites	Foraminifera, corals, molluscs, ostracods, and echinoids	Continental shelf (reef)	Upper Pliocene to lower Pleistocene
Villaroja I.P. Kartashov <i>in</i> : Kartashov <i>et al.</i> (1976)	Up to 40	Terrigenous series constituted by mudstones to siltstones and sandstones with gravel intercalations; containing ferritic nodules and hardpan fragments	Redeposited	Littoral zone to continental (?)	Middle Pleistocene

Note: <sup>a</sup> Authors are taken from unpublished reports of the Stratigraphic Commission of the Institute of Geology and Palaeontology of Cuba. See also revisions by Kantchev (1978), Milián *et al.* (1979), Belmústakov *et al.* (1981), Kartashov *et al.* (1981), Franco and Delgado-Damas (1997), García-Delgado and Torres-Silva (1997), and Peñalver-Hernández *et al.* (1997).

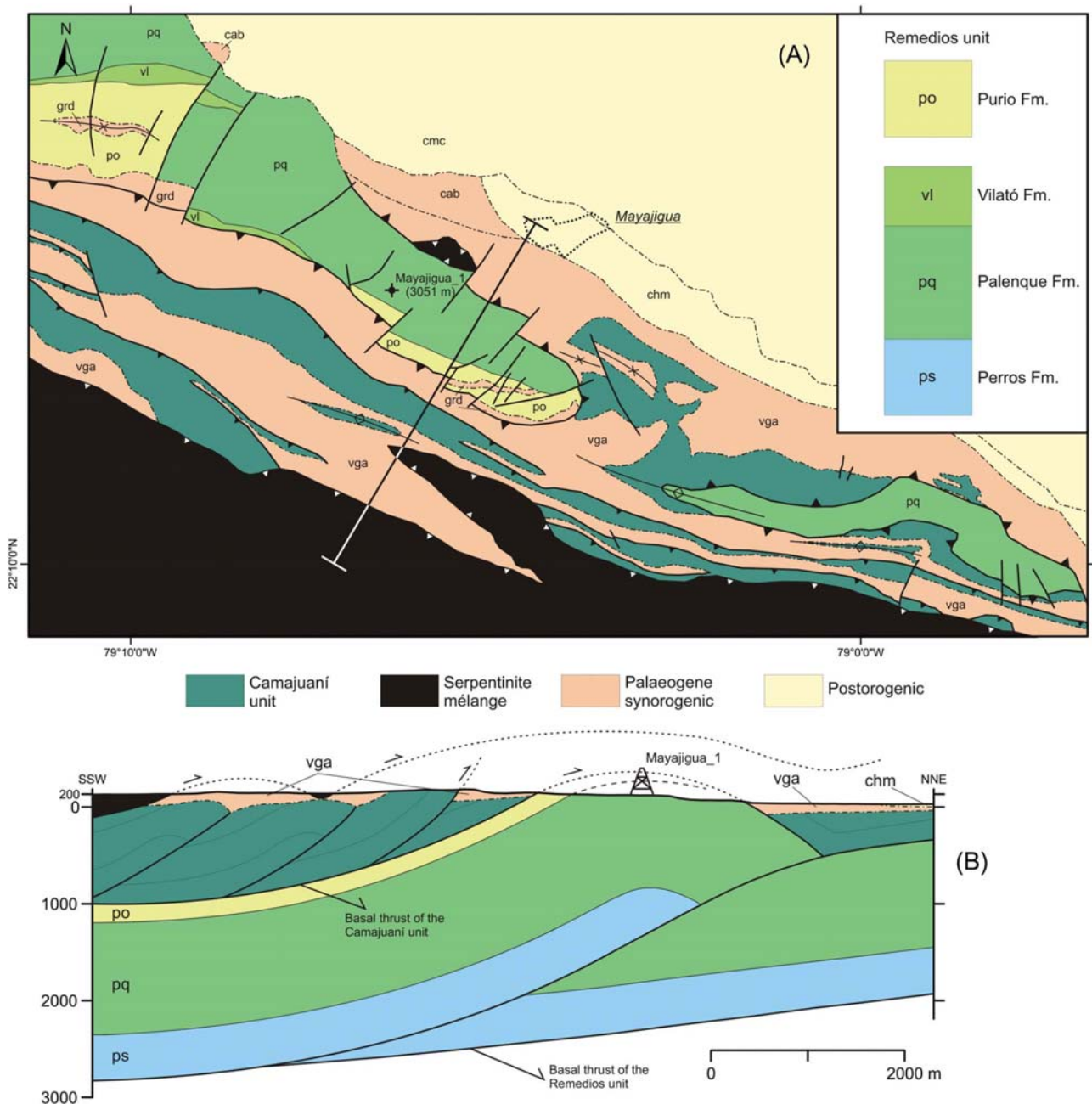


Figure 5. Structural map (A) and cross-section (B) of the Remedios unit structure at Mayajigua. The map is based on García-Delgado *et al.* (1998). Note: vga, Vega Fm.; grd, Grande Fm.; cab, Caibarién Fm.; chm, Chamas Fm.; and cmc, Camacho Fm. See details of the lithostratigraphic units in Figures 3 and 4, and Tables 2 and 3.

Figure 6 shows the thin-skinned imbricate thrust system of the Camajuani unit in the Quemado de Güines area. The post-rift sequence of this unit includes the Trocha, Margarita, Paraíso, Mata, and Lutgarda formations (Figure 3) and is roughly 1200 m thick. These formations are unconformably covered by the upper Palaeocene to lower Eocene synorogenic Vega Fm. In the cross-section the post-rift series is more complete in the south whereas

towards the north only the Trocha and Margarita formations are present. Thrust faults in this area dip SSW with the dip angle increasing southwestward. This could be related to a backward tilting to the southwest of the southern part of the section caused by the underlying structure of the Remedios unit. The Camajuani unit is detached at the base of the Trocha Fm. The upper Palaeocene to lower Eocene Vega Fm. is both involved in and covers the



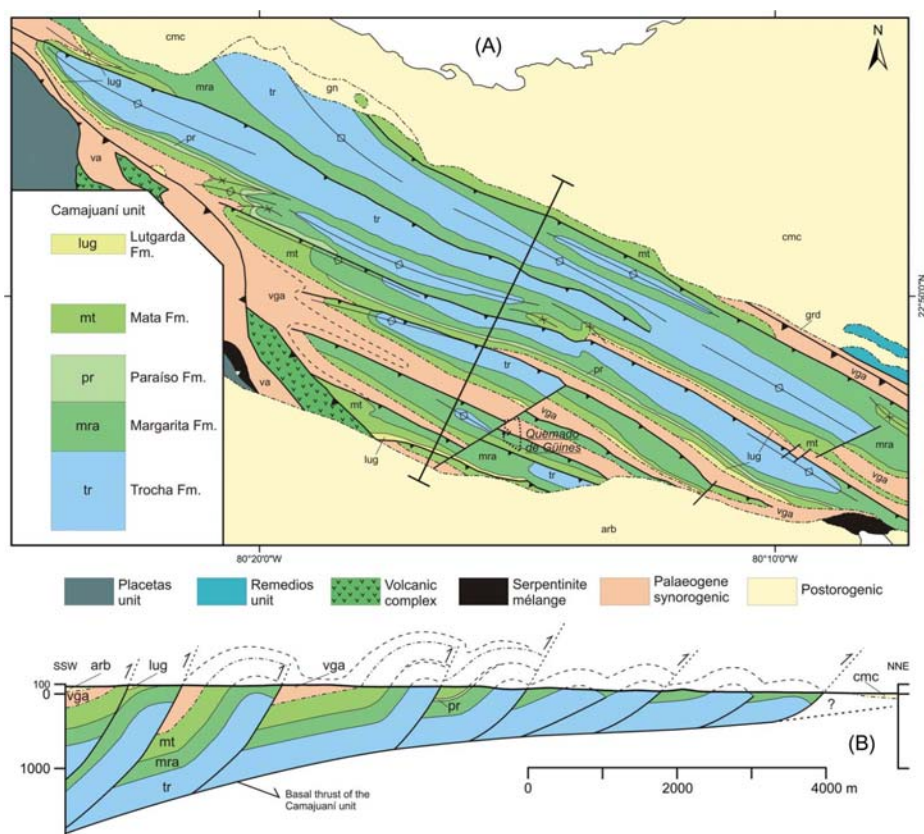


Figure 6. Structural map (A) and cross-section (B) of the Camajuani unit structure at Quemado de Güines. The map is based on García-Delgado *et al.* (1998). Note: va, Vega Alta Fm.; vga, Vega Fm.; arb, Arabos Fm.; gn, Güines; and cmc, Camacho Fm. See details of the lithostratigraphic units in Figures 3 and 4, and Tables 2 and 3.

thrust fault system, indicating that it is syntectonic with the Camajuani imbricate.

Figure 7 shows the structure of the Placetas unit in the Mata area, which is interpreted as an imbricate thrust system that resembles a duplex structure. The post-rift sequence of the Placetas unit includes the Constancia, Veloz, Santa Teresa, Carmita, and Amaro formations (Figure 3) and is over 1000 m thick. It is unconformably covered by the Palaeocene Vega Alta Fm. (Iturralde-Vinent *et al.* 2008). The basal detachment in the Placetas unit is situated at the base of the Constancia and Veloz formations and is presumably connected to that in the Camajuani unit. It has been interpreted as being sub-horizontal, dipping slightly towards the SW, where it is rooted. The thrust faults of the Placetas imbricate dip southwestward. The Palaeocene Vega Alta Fm. is both involved in and covers the thrust fault system, indicating that it is syntectonic with the Placetas imbricate. The allochthonous Zaza terrane cuts thrust faults and folds of the Placetas unit, strongly suggesting that its emplacement occurred out-of-sequence. The syntectonic Vega Alta Fm. is present in the footwall of the basal thrust fault of the Zaza terrane, suggesting that the out-of-sequence thrust is subsequent (or synchronous) to its deposition. In this area, the Camajuani unit is locally

backthrust onto the Zaza terrane and the Placetas unit with the typical geometry of a passive backthrust resulting from the emplacement of the Zaza terrane. The backthrust fault was synclinally folded after emplacement.

### Morón Basin

The Morón Basin extends northeastward of the north-central Palaeogene deposits (Figure 2), onto the Remedios and Cayo Coco units. The basin covers an area exceeding 1200 km<sup>2</sup> on- and offshore, with a longitudinal axis striking NW–SE, which is parallel to the main trend of the Central Cuban Orogenic Belt. The depocentre of the basin is located in the southeast. As in the foregoing north-central Palaeogene deposits, the upper Maastrichtian Lutgarda and Amaro formations are included in the Bahamas units and are not regarded as a synorogenic sequence (Figure 3). Some boreholes have been drilled in the Morón Basin (Figure 2) with a maximum recorded thickness in the Morón Norte\_1 (1766 m). Tertiary sedimentary infill may be divided into two major sequences: a lower synorogenic and an upper postorogenic (Figure 4 and Tables 2 and 3), which are separated by an unconformity (U<sub>E2</sub>). The synorogenic sediments in the Morón Basin are not



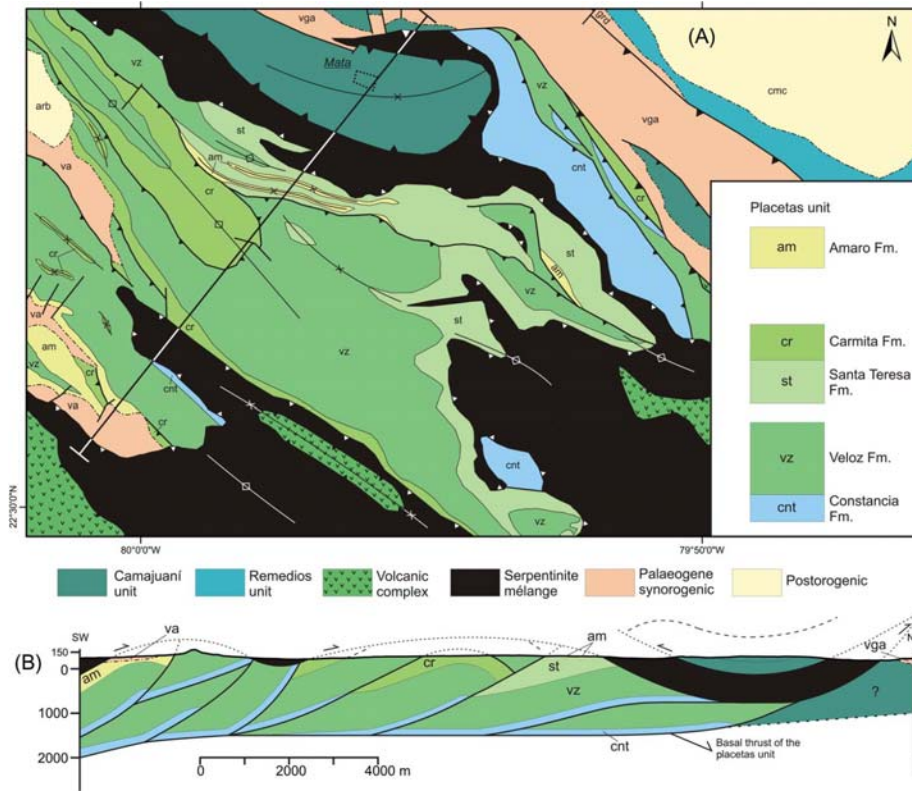


Figure 7. Structural map (A) and cross-section (B) of the Placetas unit structure at Mata. The map is based on García-Delgado *et al.* (1998). Note: va, Vega Alta Fm.; vga, Vega Fm.; cmc, Camacho Fm.; arb, Arabos Fm.. See details of the lithostratigraphic units in Figures 3 and 4, and Tables 2 and 3.

as thick as those in the other basins of central Cuba. The maximum thickness is around 1000 m in the Morón Norte\_1 and Collazo\_1 boreholes. The postorogenic sediments are widely distributed, with thicknesses wedging northwestward from over 700 m in the Morón Norte\_1 borehole to less than 5 m in the Caibarién\_2 borehole. Broadly speaking, the synorogenic sequence is constituted by olistostromic to clastic-carbonate series of deep- to shallow-marine environments, whereas marly-calcareous and clastic-carbonate series of shallow-marine environments predominate in the postorogenic sequence.

The Morón Basin corresponds to the northeastward prolongation of the north-central Palaeogene deposits. The substratum of the basin has been reached by a number of boreholes (e.g. Collazo\_1, Manuy\_1, and Morón Norte\_1) that corroborate the presence of thrust faults that placed the Jurassic and Cretaceous series onto the synorogenic deposits. The structure of the substratum is interpreted as the continuation of that illustrated in Figure 5 (see also Meyerhoff and Hatten 1968). Confidential seismic data from Cubapetróleo support this interpretation and suggest that the thrust faults were involved in the origin of the Turiguanó and Punta Alegre diapirs.

### Central Basin

The Central Basin, which extends west and southwest of the Las Villas block (Figure 2), occupies an area exceeding 2000 km<sup>2</sup> with a longitudinal axis striking SW–NE that is oblique to the main trend of the Central Cuban Orogenic Belt. This basin developed on the Zaza terrane. The latest Cretaceous synorogenic sequence in the Central Basin is constituted by the Isabel Fm. (Figure 4 and Table 1), which is a several hundred metre calcareous to clastic-carbonate succession deposited in a shallow-marine environment. Tertiary sedimentary infill may exceed 3000 m in thickness and includes a lower synorogenic and an upper postorogenic sequence separated by an unconformity (U<sub>E2</sub>). The Palaeogene synorogenic sequence includes deposits related to tectonic instability at the base (olistostromic and turbiditic), grading upward to clastic-carbonate series of shallow-marine environments. The postorogenic sequence is mainly composed of marly and calcareous series, with some terrigenous inputs (Figure 4 and Tables 2 and 3).

The Central Basin is structurally related to the La Trocha fault. A cross-section of the southern part of the basin reveals a half-graben geometry associated with a normal displacement in the La Trocha fault (Figure 8). This

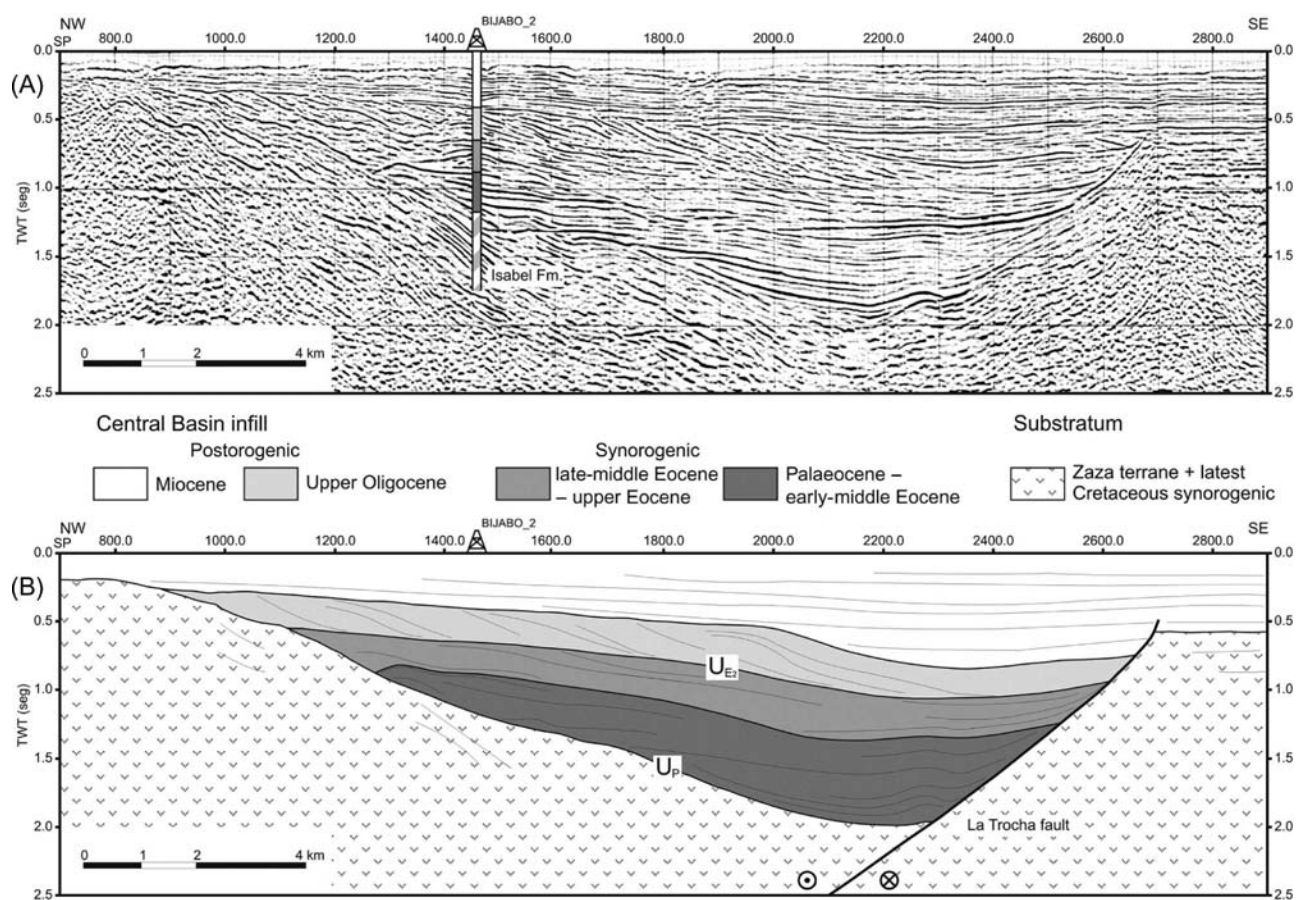


Figure 8. NW-SE seismic section (A) and line drawing (B) of the Central Basin showing a half-graben geometry associated with the La Trocha fault.  $U_P$ , basal unconformity of the Palaeogene synorogenic sequence, and  $U_{E2}$ , synorogenic-postorogenic unconformity.

interpretation is based on the Bijabo\_2 borehole and shows that the La Trocha fault cuts the latest Cretaceous synorogenic sequence (i.e. the Isabel Fm.), indicating that the age of the fault displacement is post-Maastrichtian. Moreover, fault activity occurred from the Palaeocene to early-middle Eocene as corroborated by the growth strata of this age, and it probably continued until the late Eocene as suggested by a similar rate of continuous subsidence. Reflectors of the synorogenic interval (Figure 8A) present high reflectivity and a lateral change of seismic facies, which is consistent with a transition from olistostromic facies in the north-western slope to flysch facies in the central areas. The synorogenic sequence is slightly deformed by some syndimentary folds that gradually attenuate upwards. The middle to upper Eocene deposits show a slightly prograding southeastward geometry and are overlain ( $U_{E2}$ ) by the upper Oligocene sequence, which displays a clear progradational geometry in the same direction. Miocene strata seal all the structures of the basin.

The structure of the Central Basin varies considerably along the SW-NE strike. The Jatibonico\_78 borehole supports the existence of a structural high. Northeastward of

this borehole lies another depocentre bounded to the NNW by the Zaza-Tuinicú fault (Figure 2). Today this part of the basin is raised and the sedimentary infill is not as thick as in the southwestern part of the basin (Cruz-Orosa *et al.* 2007). The structure of this area strongly suggests that compressional stress was due to the thrust character of the Zaza-Tuinicú fault.

### Cabaiguán Basin

The Cabaiguán Basin extends westward from the Central Basin and onto the volcanic-sedimentary complex of the Zaza terrane (Figure 2). The basin currently occupies an area of 300 km<sup>2</sup>, with a longitudinal axis striking E-W. The latest Cretaceous synorogenic sequence is equivalent to those in the Central Basin, but, towards the west, the Isabel Fm. grades into the Fomento Fm. (Figure 4 and Tables 1 and 2). The Tertiary sedimentary infill is constituted only by the Palaeogene synorogenic sediments that exceed 1500 m in thickness in the eastern part of the basin, becoming thinner towards the west. The Palaeogene synorogenic sequence consists of olistostromic and turbiditic

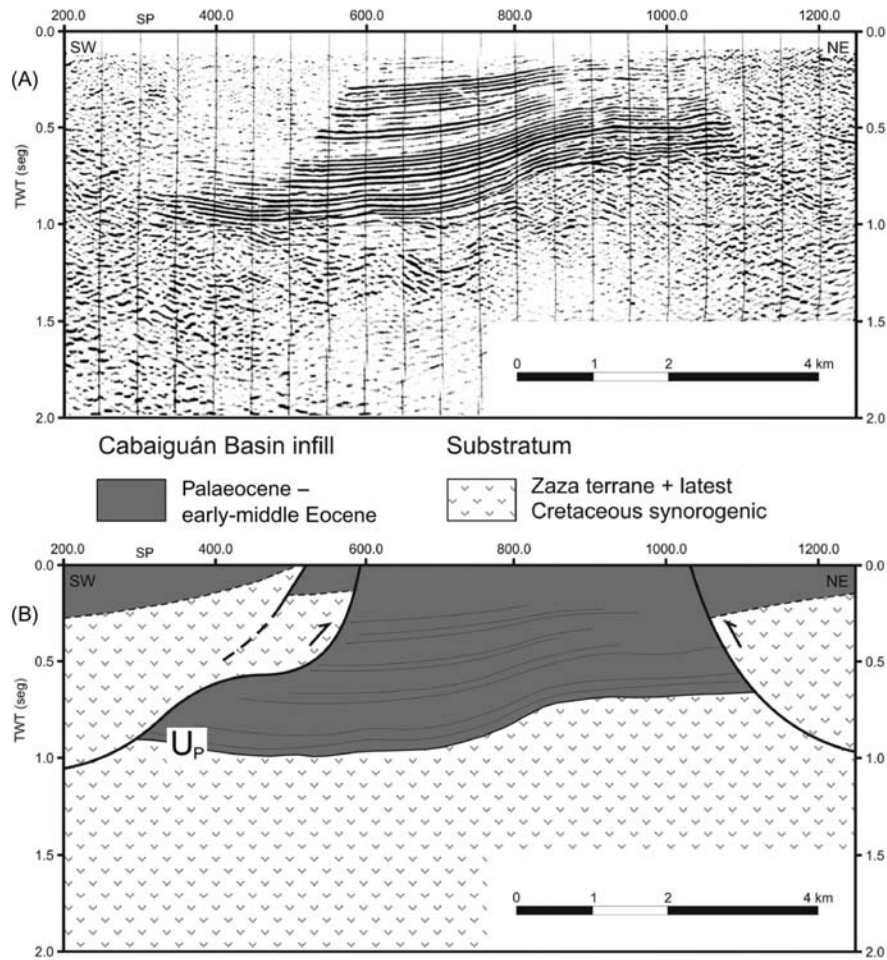


Figure 9. SW–NE seismic section (A) and line drawing (B) of the Cabaiguán Basin showing thrust faults as a main structural feature.  $U_P$ , basal unconformity of the Palaeogene synorogenic sequence.

to clastic-carbonate series of deep- to shallow-marine environments, reflecting a major E–W change in sedimentation.

The boundary between the Cabaiguán and Central basins is not clearly defined, but is probably affected by faults. The Cabaiguán Basin is limited to the west by a SSE–NNW fault (Pushcharovsky 1988; García-Delgado *et al.* 1998) and to the south by an E–W fault (Figure 2). SW–NE seismic sections (e.g. Figure 9) show thrust faults and folds affecting the Palaeocene to early-middle Eocene beds, strongly suggesting that shortening and deformation of the Cabaiguán Basin was younger than early-middle Eocene and that this basin developed over a larger area than it occupies today.

#### ***Santo Domingo suite of basins***

The Santo Domingo Basin and its eastward prolongation, the Santa Clara sub-basin, lie westward of the Las Villas block (Figure 2) occupying an area exceeding 2500 km<sup>2</sup>. This suite of basins is mainly developed on the Zaza terrane

and can be structurally subdivided into three parts: the Santa Clara sub-basin, the eastern branch, and the western branch of the Santo Domingo Basin. The latest Cretaceous synorogenic sequence is well represented in the Santa Clara sub-basin by the Santa Clara Fm., in the eastern branch of the Santo Domingo Basin by the Monos and Arroyo Grande formations, and in the western branch by the two latter lithostratigraphic units probably grading westward into the Vía Blanca Fm. (Figure 4 and Table 1 and 2). These formations consist of siliciclastic, turbiditic, and clastic-carbonate series and display a shallowing-upward trend. In the Mercedes\_2 borehole, the Tertiary sedimentary infill is 1600 m thick and thins progressively eastward. It is constituted by two sequences: a synorogenic and a postorogenic separated by an unconformity ( $U_{E1}$ ). The Palaeogene synorogenic sequence in the Santo Domingo Basin consists of a clastic-carbonate series (partially turbiditic) with a shallowing-upward trend from deep- to shallow-marine environments, whereas it is formed only by turbiditic series of a deep-marine environment in the Santa Clara sub-basin.



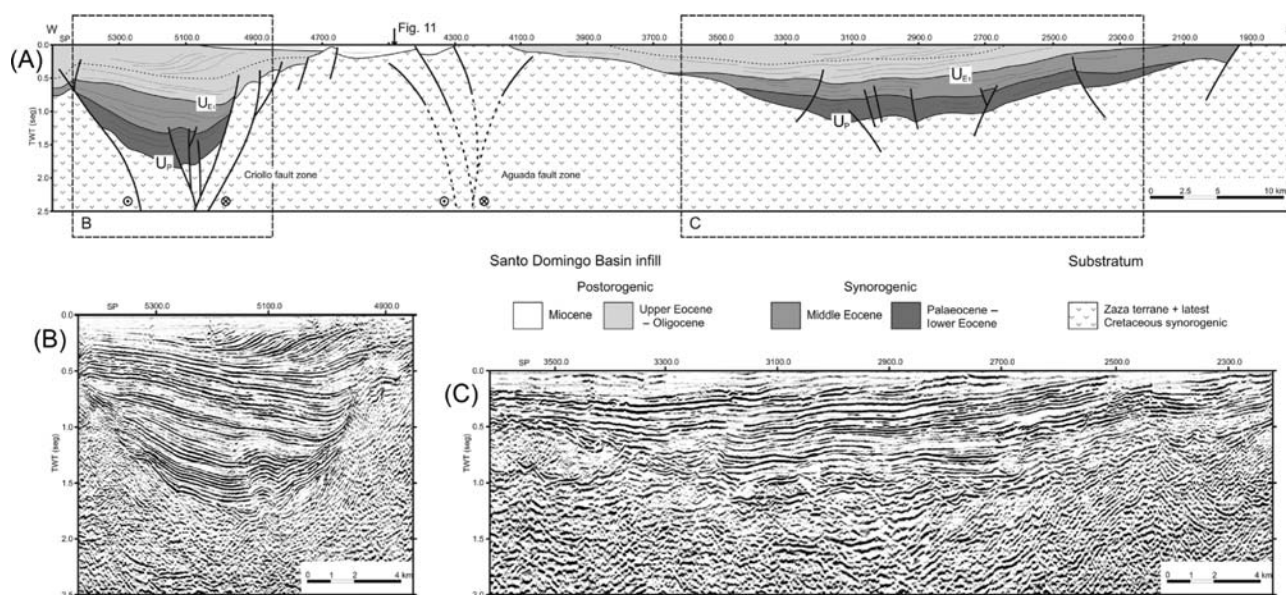


Figure 10. E–W line drawing (A) and seismic sections of the Santo Domingo Basin showing two depocentres located to the west (B) and east (C), respectively. The depocentre (B) is linked to the Criollo fault zone whereas the depocentre (C) is related to the ESE–WNW structures of the substratum.  $U_p$ , basal unconformity of the Palaeogene synorogenic sequence, and  $U_{E1}$ , synorogenic–postorogenic unconformity.

The postorogenic sequence is absent in the Santa Clara sub-basin whereas it is composed of marly-calcareous and clastic-carbonate series of shallow-marine environments in the Santo Domingo Basin (Figure 4 and Tables 2 and 3).

Seismic lines of Figures 10 and 11 show the basal unconformity ( $U_p$ ) of the Santo Domingo Basin that is located at the boundary between strong and continuous reflectors and the acoustic basement. This unconformity corresponds to the *K–T* boundary based on the interpretation of the Mercedes\_2 borehole.

Figure 10 shows two depocentres located to the west (Figure 10B) and east (Figure 10C), respectively. They are separated by a structural high, which is interpreted as a positive flower structure related to the Aguada left-lateral fault zone. The western depocentre has a sedimentary infill corresponding to 1.7 s of TWT (two-way traveltime) and shows a negative flower structure related to the Criollo fault zone. Syntectonic sediments associated with the faults at both margins of the depocentre suggest that an intense deformation occurred during the Palaeocene and the early Eocene. Deformation during the middle Eocene is indicated by the presence of a growth fold, which is attenuated towards the top of the sequence ( $U_{E1}$ ), indicating a decline in tectonic activity. Postorogenic deposits that present westward progradational geometry filled the accommodation space after deformation. Residual activity occurred in the eastern fault during the postorogenic sedimentation. The eastern depocentre has a sedimentary infill corresponding to 1.1 s of TWT and does not present such a marked tectonic control. The main subsidence occurred from the Palaeocene to the early Eocene before diminishing during

the middle Eocene. The upper Eocene to Oligocene progradational sequence is less pronounced than in the western depocentre. The eastern part of the basin is tilted to the west as shown in the seismic section. The influence of the Alacranes left-lateral fault zone on the Santo Domingo Basin is, however, not so evident.

The depocentre in the seismic section of Figure 11 has a sedimentary infill corresponding to 1.3 s of TWT. This depocentre is located between the Aguada and Alacranes fault zones and extends in an ESE–WNW direction, sub-parallel to the regional structures of the Central Cuban Orogenic Belt. In addition, the Santa Clara sub-basin is also sub-parallel to the regional structures and is located in a piggyback position on the Zaza terrane. This observation suggests that both the thrusting in the substratum and the displacement of the left-lateral fault zones controlled the genesis and evolution of the Santo Domingo suite of basins.

Broadly speaking, the structure of the Santo Domingo suite is complex. It probably comprises a number of contemporary sub-basins in which subsidence was controlled by a range of specific causes. The western branch represents a subsiding area primarily associated with the left-lateral strike-slip Criollo fault zone, whereas the eastern branch and the Santa Clara sub-basin are more closely associated with the Central Cuban Orogenic Belt structures.

### Cienfuegos Basin

The Cienfuegos Basin is located southward of the Santo Domingo Basin and westward of the Trinidad dome

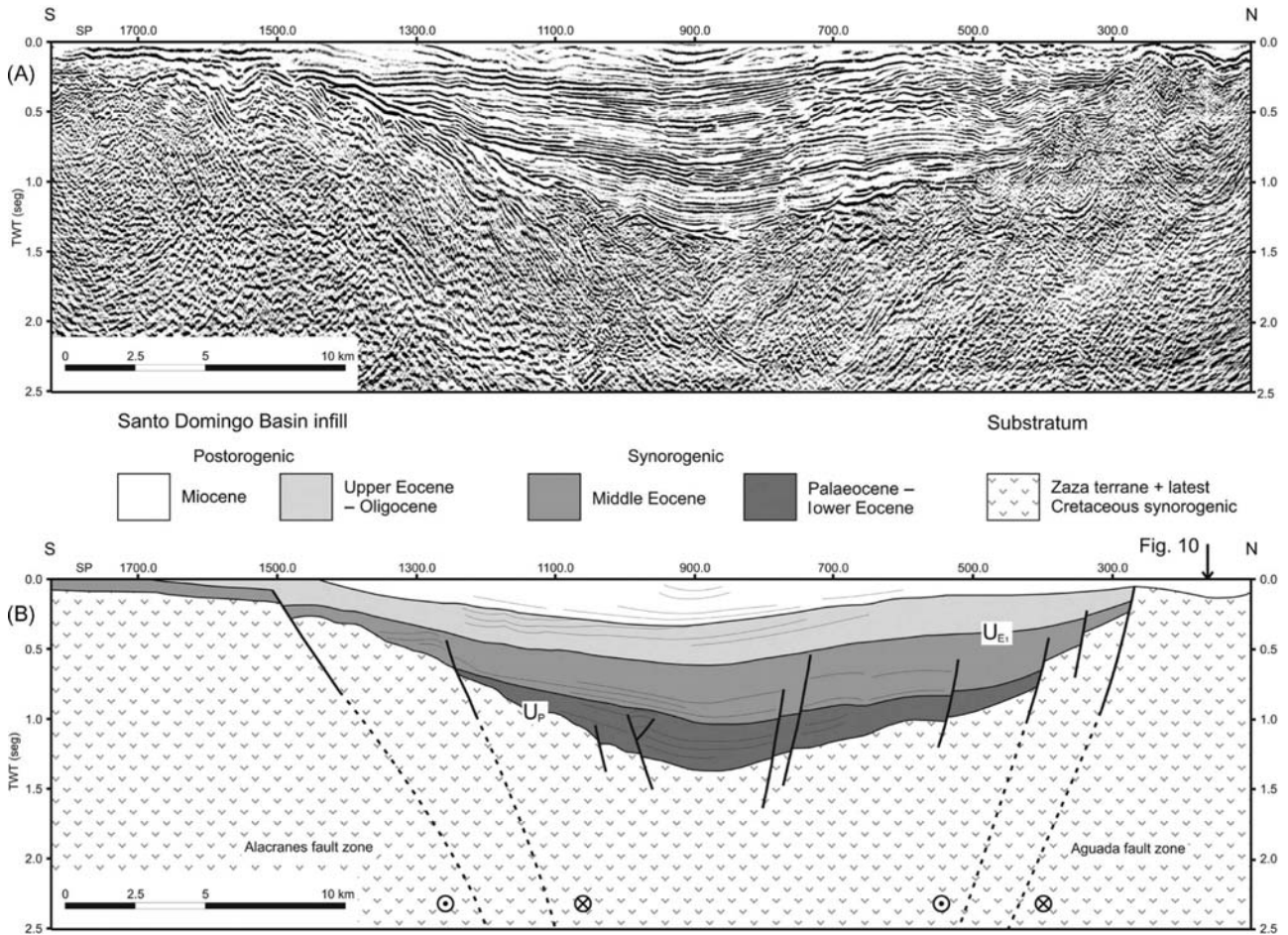


Figure 11. N–S seismic section (A) and line drawing (B) of the Santo Domingo Basin showing a depocentre striking ESE–WNW.  $U_P$ , basal unconformity of the Palaeogene synorogenic sequence, and  $U_{E1}$ , synorogenic-postorogenic unconformity.

(Figure 2). It occupies an onshore area exceeding 700 km<sup>2</sup> on the Zaza terrane, but probably also extended offshore. The latest Cretaceous synorogenic sequence in this basin is constituted by the upper Maastrichtian Cantabria Fm., which grades laterally into the Vaquería Fm., reflecting a change from a calcareous series of shallow-marine to a turbiditic series of deep-marine environments (Figure 4 and Table 1 and 2). Only a few bore-holes have been drilled in this basin and the deepest, the Soto\_1, reached a depth of 1214 m. According to sub-surface and surface data, the Tertiary sedimentary infill is over 1000 m thick. The Palaeogene synorogenic sequence consists of turbiditic to clastic-carbonate series of deep- to shallow-marine environments, whereas the postorogenic sequence is mainly composed of clastic to marly carbonate series of shallow-marine environments (Figure 4 and Tables 2 and 3).

The structure of the Cienfuegos Basin is poorly documented. The basin displays a triangular shape in map view, with a SW–NE-trending syncline structure tilted towards the southwest. The eastern flank dips 10–35°

towards the west whereas the northern flank dips around 10° southward. The surface data suggest that the eastern flank was passive, whereas the northern flank was tectonically active (Pushcharovsky 1988; García-Delgado *et al.* 1998).

#### Trinidad Basin

The Trinidad Basin extends southward of the Escambray complex, between the Sancti Spiritus and Trinidad domes (Figure 2). It occupies an onshore area of over 500 km<sup>2</sup> on metamorphic rocks of the Escambray, but probably extends offshore onto the Zaza terrane. The latest Cretaceous synorogenic sequence is unknown, and the Tertiary sedimentary infill has been estimated to be more than 1000 m thick according to surface data (Kantchev 1978). The Palaeogene synorogenic sedimentation began in middle Eocene times and resulted in the conglomeratic to turbiditic series of the Meyer Fm., whereas the postorogenic sequence consists of marly limestones and sandstones of shallow-marine environments (Figure 4 and Tables 2 and 3).



Few studies have been undertaken on the Trinidad Basin and little is known about its structure. Its sedimentary infill unconformably overlies the Escambray complex, becoming thicker southward. Broadly speaking, it comprises a pseudo-monocline sequence with beds dipping 10–35° southward.

## Discussion

### *Tectonic classification of the synorogenic basins*

The sedimentary basins of central Cuba constitute a collision-related system. During the latest Cretaceous (late Campanian to Maastrichtian), basins developed in fore-arc and intra-arc zones, and the synorogenic sedimentation records the cessation of volcanic activity and the arc erosion. A strong deepening process was recorded during the Palaeocene, and a foreland system began to develop northward of the orogen.

Given stratigraphic and structural features of the central Cuban synorogenic basins (see above and Tables 1, 2, and 3) as well as their relationships with the orogenic belt (Figures 2 and 4), two main groups of basins can be distinguished (Table 4). One group includes basins genetically related to the major strike-slip fault zones, and the other group includes basins associated with the orogenic belt structures. The latter group is subdivided into (a) a foreland basin system, (b) a forearc to piggyback basin, and (c) an intra-arc to intermontane basin.

The group related to the strike-slip faults includes the Central Basin and the western branch of the Santo Domingo Basin (Table 4). It is thought that these basins had developed from the earliest Palaeocene because the major faults cut the latest Cretaceous synorogenic sequences. Both basins are located at the ends of the Las Villas block onto the Zaza terrane. The Central Basin is related to the La Trocha and Zaza-Tuinicú faults, which form part of the La Trocha tectonic corridor (Figures 2 and 12). Similarly, the western branch of the Santo Domingo Basin appears to be linked to the Criollo fault zone.

The foreland basin system includes the north-central Palaeogene deposits and the Morón Basin (Table 4). The north-central Palaeogene deposits unconformably overlie the Bahamas units. They are coeval with the deformation of the Bahamas borderland and appear partially involved in the orogenic belt, displaying a complex geometry. According to Iturralde-Vinent *et al.* (2008), these deposits form part of a Palaeogene foredeep basin. These authors also suggest that, during foredeep sedimentation, deformation advanced northeastward, driving a migration of basin depocentres in this direction. The Morón Basin is asymmetrical in cross-section and its substratum (Remedios/Cayo Coco units) was probably affected by thrust sheets involving salt. This basin strikes NW–SE, which is sub-parallel to the substratum structures. It is reasonable to assume that the Morón Basin represents part of the Palaeogene foreland basin given its relation to and

position in the fold-and-thrust belt and given the similarity of its basal sedimentary infill to that of the north-central Palaeogene deposits (i.e. the Vega and Grande Fms., Figure 4).

The forearc to piggyback basin follows an evolutionary trend from a latest Cretaceous forearc basin, which during the Palaeocene was incorporated and broken up onto the orogen as piggyback basins. This suite of basins comprises the eastern branch of the Santo Domingo Basin, the Santa Clara sub-basin, and the Cabaiguán Basin (Table 4). They share the following features: they are located in the Axial Zone of the Central Cuban Orogenic Belt (the Axial Zone is described in detail below); they have a similar strike, ESE–WNW in the case of the eastern branch of the Santo Domingo and Santa Clara basins, and E–W in the Cabaiguán Basin; and the sedimentary infill of the Santa Clara and eastern Cabaiguán basins is similar, composed solely of the synorogenic sequence that includes deep-marine turbiditic series.

The intra-arc to intermontane suite of basins includes the Cienfuegos and Trinidad basins (Table 4). These constitute an evolutionary trend from a latest Cretaceous intra-arc basin to Palaeogene intermontane basins. The origin of these basins was probably related to the onset of the formation of the Yucatan Basin (Rosencrantz 1990, 1996), which in turn was influenced by an extensional low-angle detachment in the Caribbean Volcanic Arc (Pindell *et al.* 2005; García-Casco *et al.* 2008). In the absence of data, it seems likely that both basins extend offshore.

### *Structural evolution of the Central Cuban Orogenic Belt*

Three structural domains can be differentiated in the structural arrangement of the Las Villas block of the Central Cuban Orogenic Belt (Figure 12): (1) the Escambray Metamorphic Complex, (2) the Axial Zone, and (3) the Northern Deformation Belt.

#### *Escambray Metamorphic Complex*

This structural domain is characterized by a metamorphic complex (Escambray) that crops out in a tectonic window below the Zaza terrane and has been exhumed in an intra-arc setting (García-Casco *et al.* 2008; Figures 2 and 12). The Escambray constitutes part of an accretionary complex containing subduction-related metamorphic and platform-related metasedimentary rocks. According to Millán (1997) and Stanek *et al.* (2006), the Escambray complex is an antiformal stack that shows an inverted metamorphism and includes high-pressure metamorphic rocks and major folds resulting from a SW–NE shortening. The northern boundary of the Escambray complex is a high-angle extensional fault. This interpretation is based on the Güinía de Miranda structure (Figure 12B), where a NNE-dipping high-angle extensional fault cuts the detachment of the tectonic window.

Table 4. Main features and tectonic classification of the central Cuban synorogenic basins (Las Villas block).

	Structural relations	Geometry and structural features	Dimensions	Thickness of Cretaceous infill	Latest Cretaceous synorogenic sequence	Thickness of Tertiary infill	Palaeogene synorogenic sequence	Postorogenic sequence
<i>Related to the major strike-slip faults</i>								
Central Basin	Unconformably overlie the Zaza terrane	Complex, related to the La Trocha tectonic corridor	>2000 km <sup>2</sup> , SW-NE strike	Locally up to 800 m	Shallow-marine calcareous and clastic-carbonate series	Over 3000 m	Deep- to shallow-marine olistostromic and turbiditic to clastic-carbonate series	Shallow-marine marly-calcareous and terrigenous series
Santo Domingo Basin (western branch)	The latest Cretaceous and Palaeogene synorogenic sequences are discordant with each other	Related to the Criollo fault zone	>500 km <sup>2</sup> , SW-NE strike	100-400 m	Shallow-marine terrigenous-siliclastic to clastic-carbonate series	Over 1600 m	Deep- to shallow-marine clastic-carbonate series (partially turbiditic)	Shallow-marine marly-calcareous and clastic-carbonate series
<i>Foreland basin system</i>								
Morón Basin	Unconformably overlies the Remedios and Cayo Coco units	Transversely asymmetric, probably controlled by the substratum thrust faults	>1200 km <sup>2</sup> on- and offshore, NW-SE strike	None: the upper Maastrichtian Amaro and Lutgarda formations are considered part of the post-rift sequence of the Bahamas borderland (?)		Over 1700 m	Deep- to shallow-marine olistostromic to clastic-carbonate series	Shallow-marine marly-calcareous and clastic-carbonate series
North-central Palaeogene deposits	Unconformably overlies the Placetas, Camajuani, and Remedios units	Very complex, syntectonics with the structure of the Bahamas units	Highly deformed, NW-SE strike			Several hundred metres	None	
Cabaiguán Basin	Unconformably overlie the Zaza terrane	Current limits are controlled by thrust faults involving substratum	>300 km <sup>2</sup> , E-W strike	Locally up to 500 m	Shallow-marine calcareous and clastic-carbonate series	Up to 1500 m	Deep- to shallow-marine olistostromic and turbiditic to clastic-carbonate series	None

(Continued)



Table 4. (Continued)

Structural relations	Geometry and structural features	Dimensions	Thickness of Cretaceous infill	Latest Cretaceous synorogenic sequence	Thickness of Tertiary infill	Palaeogene synorogenic sequence	Postorogenic sequence
<i>Forearc to piggyback Basin</i>							
Santa Clara sub-basin	Related to the substratum structure	≈60 km <sup>2</sup> , ESE–WNW strike	Few tens metres	Deep-marine turbiditic series	Estimated at 1000	Deep-marine turbiditic series	
	Palaeogene synorogenic sequences are both discordant and concordant with each other						
Santo Domingo Basin (eastern branch)		≈2000 km <sup>2</sup> , ESE–WNW strike	Over 500 m	Shallow-marine terrigenous-siliciclastic to clastic-carbonate series	Up to 1000 m	Deep- to shallow-marine clastic-carbonate series	Shallow-marine marly-calcareous and clastic-carbonate series
<i>Intra-arc to intermontane basin</i>							
Cienfuegos Basin	Unconformably overlies the Zaza terrane. The latest Cretaceous and Palaeogene synorogenic sequences are concordant	>700 km <sup>2</sup> onshore and extends offshore	Some tens of metres	Shallow- to deep-marine clastic-carbonate to turbiditic series	Over 1000 m	Deep- to shallow-marine turbiditic to clastic-carbonate series (?)	Shallow-marine clastic-carbonate (partially terrigenous) to marly-calcareous series
Trinidad Basin	Nonconformity with the Escambray complex	>500 km <sup>2</sup> onshore and extends offshore	Unreported		Roughly estimated at 1000 m	Deep- to shallow-marine breccio-conglomerate to turbiditic series	Shallow-marine marly-calcareous and terrigenous series

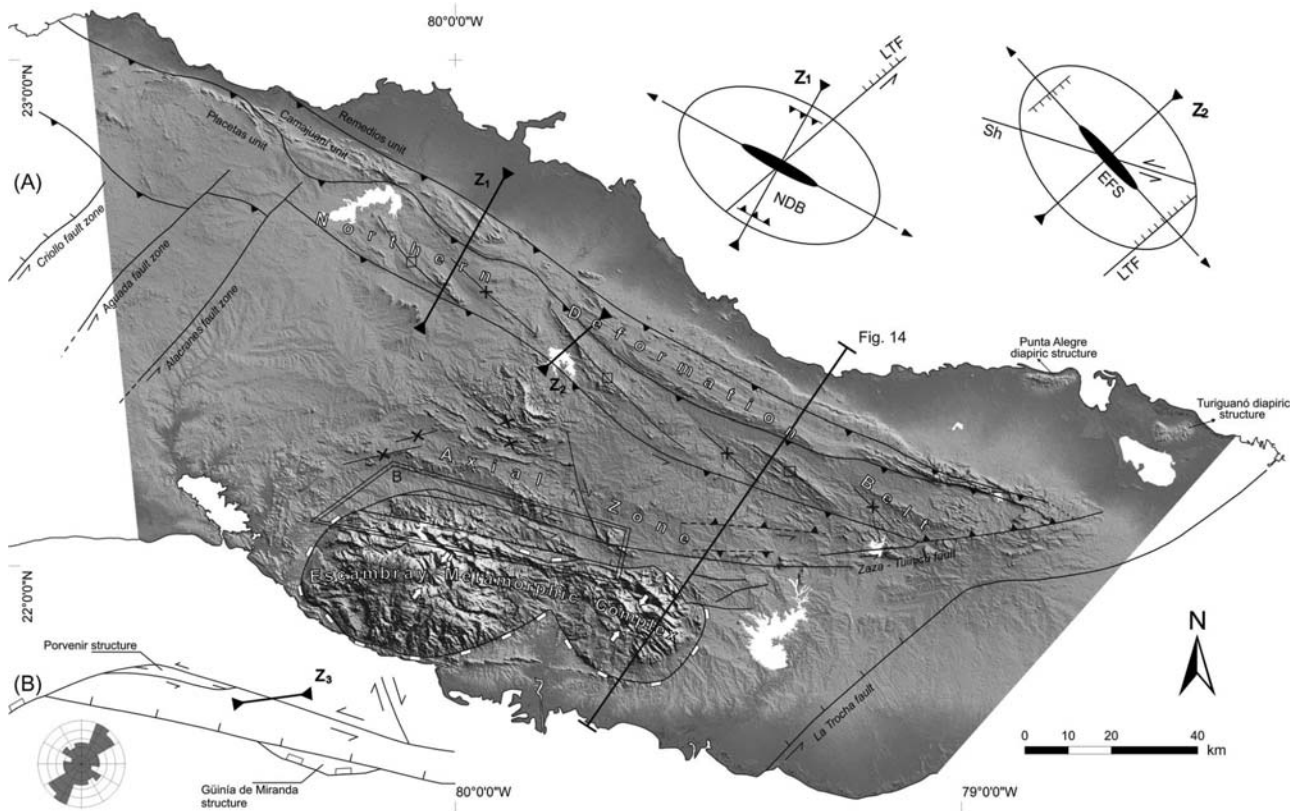


Figure 12. (A) Subcrop structural map of the Central Cuban Orogenic Belt with shaded relief. The location of some elements discussed in text is indicated. (B) detail of the structure at the northern edge of the Escambray Metamorphic Complex domain. Foliation data collected in the Sancti Spiritus dome are represented in rose plot. Note: EFS, ‘en echelon’ folds system in the Suture Zone; LTF, La Trocha fault; NDB, fold-and-thrust belt involving the Bahamas units; and Sh, shear in the Suture Zone. See also Figure 2 for comparison with the surface geology.

In order to better understand the evolution of the Escambray complex, the following considerations should be borne in mind:

- (1)  $P$ - $T$ - $t$  paths (Schneider *et al.* 2004; García-Casco *et al.* 2006, 2008; Stanek *et al.* 2006) show a clockwise loop and demonstrate that metamorphic peak occurred shortly before 70 Ma at a pressure between 15 and 23 kbar, considering that the Escambray complex was subducted to different depths. Subsequently, a decompressional process is recorded during the exhumation that started around 70 Ma ago (Figure 13).
- (2) The Escambray complex has an inverted metamorphic sequence (Millán 1997; Stanek *et al.* 2006; García-Casco *et al.* 2008; Figure 2 and 14), showing greenschist facies below of epidote-blueschist and eclogite facies. This feature suggests that the end of the compressive antiformal stack imbrication occurred after the metamorphic peak (Figure 13).
- (3) Stanek *et al.* (2006) suggest various stages of deformation with a ductile–brittle trend (Figure 13), for example, the contact between the Mabujina complex and the upper unit of the Escambray consists of a mylonitic shear zone overprinted by a brittle normal fault.
- (4) A significant metamorphic omission is recorded among the high-pressure metamorphic rocks of the Escambray complex and the cover rocks, especially with the non-metamorphic rocks of the volcanic-sedimentary complex (Figure 2). This strongly suggests that a major extension occurred. Probably, this extension is responsible for at least part of the exhumation (Figure 13).

Metamorphic core complexes (MCC) are domical exposures of deep-crustal metamorphic rocks structurally located below mylonitic shear zones and surrounded by non-metamorphic rocks. Deformation in the MCC shows a ductile–brittle evolution. Metamorphism in the MCC includes an initial high-pressure and a late high  $T/P$  ratio stage, following a clockwise loop. The origin of MCC is

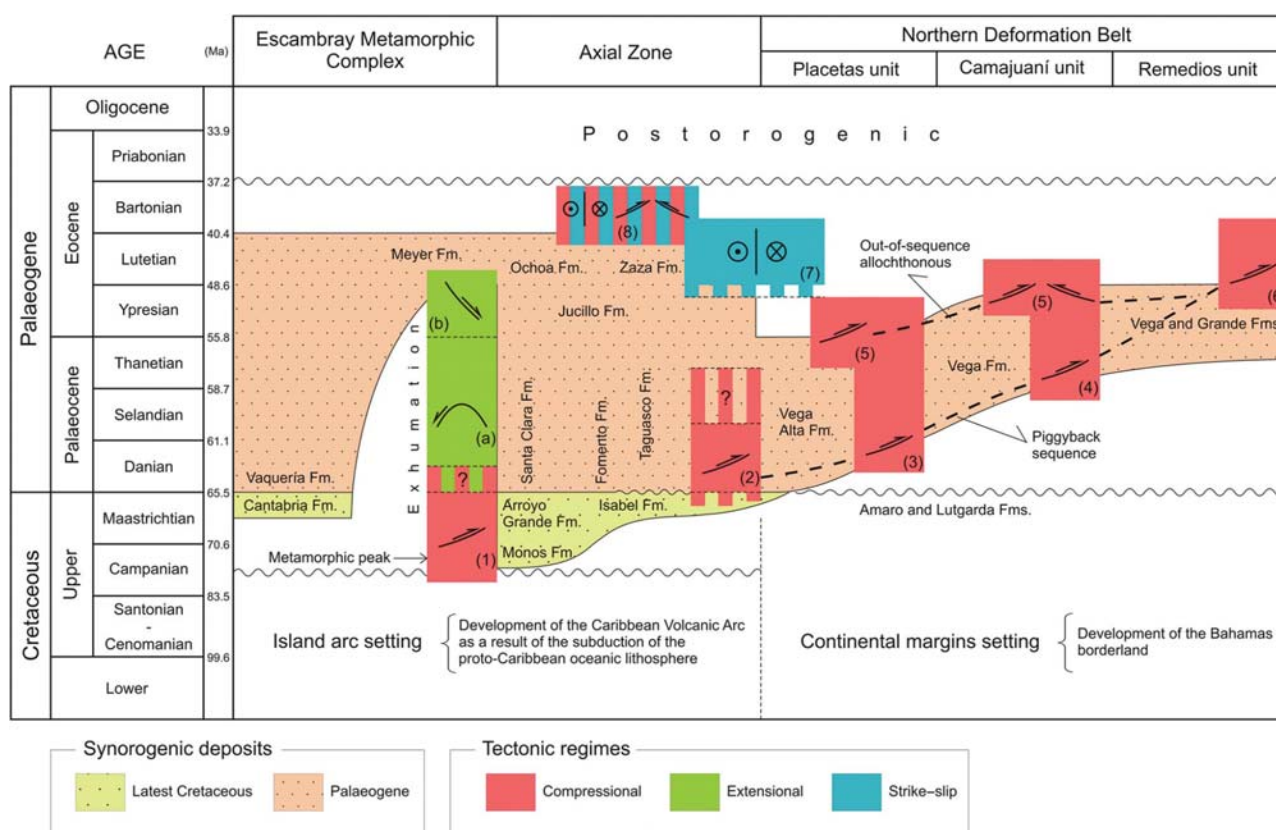


Figure 13. Timing chart showing the main deformation phases in the Central Cuban Orogenic Belt. Compressional–transpressional phases are (1) subduction–accretion of the Caribeana terrane and start of the exhumation, (2) imbrication of the Zaza terrane, (3) Placetas imbrication, (4) Camajuani imbrication, (5) out-of-sequence overthrust of the Zaza terrane onto the Bahamas units, (6) structuration of the Remedios unit, (7) development of the left-lateral shear in the Suture Zone, and (8) transpression in the Cabaiguán Basin. Extensional phases are (a) emplacement of the Escambray metamorphic core complex (ductile exhumation), and (b) brittle deformation in the Escambray complex. Ages after Gradstein *et al.* (2004).

controversial but according to the most accepted hypothesis it results from compressional thickening followed by extension (Coney 1980; Lister and Davis 1989; McGrew *et al.* 2000; Tirel *et al.* 2008). The above considerations (2), (3), and (4) are consistent with an MCC origin for the Escambray. Nevertheless,  $P$ – $T$ – $t$  paths mentioned in (1) are inconclusive. García-Casco *et al.* (2008) support a cold path during retrogression whereas Stanek *et al.* (2009) suggest a late isothermal decompression.

Exhumation of the Escambray complex started during compression and continued through the subsequent extension (Figure 13). Considerations (1) and (2) suggest that compression ceased after the metamorphic peak and after the initiation of exhumation. In considerations (3) and (4), it is clear that extension played a major role in the structural arrangement of the Escambray complex and that rock behaviour was brittle during the end of deformation. The available data do not allow us to constrain the transit from compression to extension.

In conclusion, the Escambray complex was subducted and metamorphosed from the Campanian, reaching the

high-pressure metamorphic peak during the Maastrichtian, shortly before 70 Ma. Compression in a subduction environment produced imbrication of nappes and slices, resulting in the initiation of exhumation around 70 Ma. Exhumation continued during the subsequent extension until 43 Ma (Figure 13).

#### Axial Zone

The Axial Zone structural domain consists of a synclinorium where the allochthonous Zaza terrane crops out (Figure 14). Northeastward of the Axial Zone, the Zaza terrane (i.e. serpentinite mélangé) is exposed as nappes and tectonic klippen over the Bahamas units, whereas towards the south the Mabujina complex is exposed and eroded as a result of the exhumation of the Escambray complex. Laterally, the Axial Zone is truncated by the La Trocha corridor to the southeast and by the Criollo, Aguada, and Alacranes fault zones to the northwest (Figures 2 and 12). The Axial Zone is strongly deformed and shortened, but its structure is poorly documented owing to the absence of key horizons that are useful as reference.

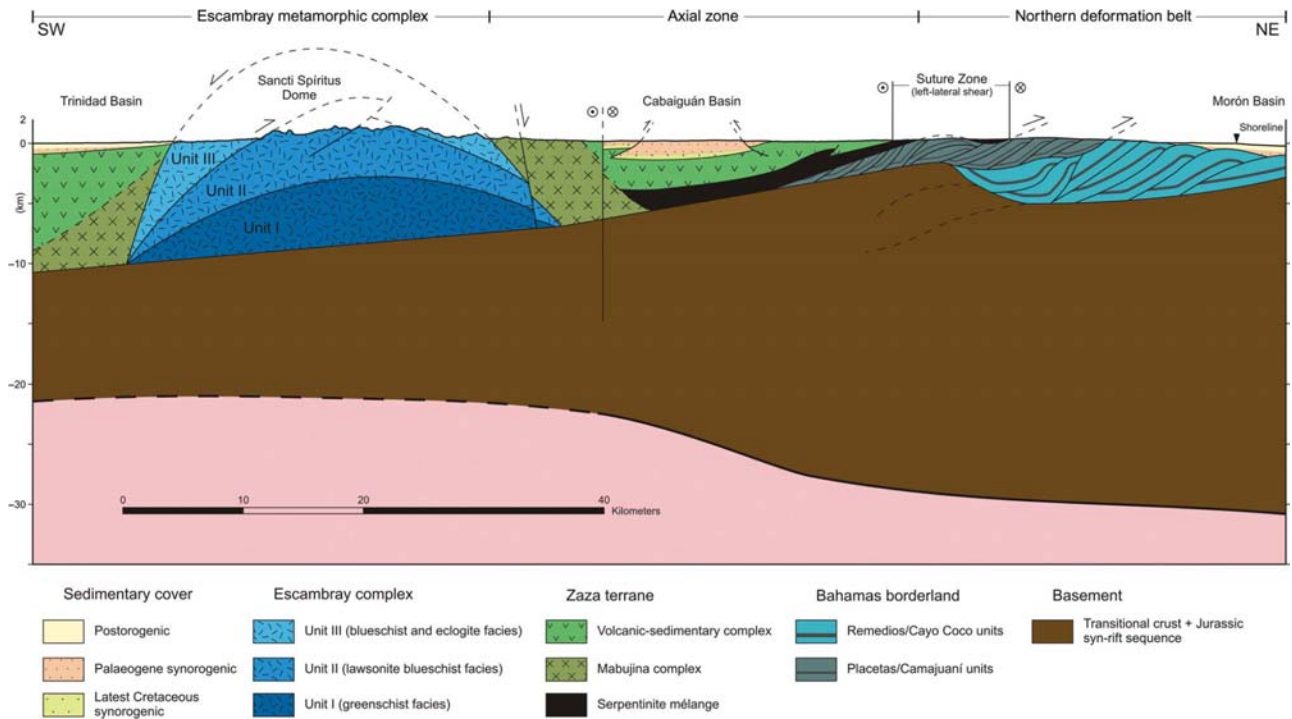


Figure 14. Upper crustal transect through the Las Villas block. Moho boundary is compiled from Otero *et al.* (1998) and Moreno-Toiran (2003), and the structural arrangement of the Escambray complex is based on Millán (1997). See location in Figures 2 and 12.

The Seibabo syncline is the most significant structure in the central part of the Axial Zone (Figure 2). This structure is complex and includes faults and second-order folds (Tait *et al.* 2009). Its northern flank is steeply dipping to overturned, whereas the southern flank dips more gently, forming a monocline structure. The latest Cretaceous synorogenic sequence (i.e. Cotorro Fm., see Table 1) is folded together with the rocks of the volcanic-sedimentary complex, suggesting that the formation of the Seibabo syncline occurred after the early Maastrichtian (Figure 13).

In the eastern part of the Axial Zone the main structure is the E–W-oriented Cabaiguán Basin. Seismic sections through this basin (e.g. Figure 9) show that the Palaeocene to middle Eocene synorogenic sequence is folded and thrust, suggesting that the deformation in this basin and, therefore, in the Axial Zone remained active until after the early-middle Eocene (Figure 13). The E–W fault at the southern boundary of the Cabaiguán Basin is the eastward prolongation of the fault located between the Mabujina complex and the Cretaceous volcanic arc. At the western end of this fault is the Porvenir structure, which can be interpreted as a pull-apart downthrown block, suggesting a left-lateral slip of the E–W fault (Pushcharovsky 1988; García-Delgado *et al.* 1998), which is consistent with a WSW–ENE shortening ( $Z_3$  in Figure 12B). Given the parallelism of the Cabaiguán Basin with the E–W strike-slip fault, it is reasonable to assume that this basin was deformed by transpression, giving rise to thrust faults and

folds inside the basin and a strike-slip fault along its southern boundary.

#### Northern Deformation Belt

The Northern Deformation Belt consists of a thin-skinned imbricate thrust system that involves the Bahamas units (Figures 2, 12 and 14). Towards the southeast, it forms part of the substratum of the Central Basin as demonstrated by the Morón Norte\_1 borehole. However, it is probably broken and left-laterally displaced by the Zaza-Tuinicú and La Trocha faults. This belt extends to the northwest in the subsurface of north-central Cuba as evidenced by several boreholes in the Cuban heavy-oil belt, east of La Habana (Figure 1). Towards the southwest, the Northern Deformation Belt is overthrust by the allochthonous Zaza terrane. Offshore to the north, thrust fault deformation is attenuated (Meyerhoff and Hatten 1968, 1974; Ball *et al.* 1985; Masferro *et al.* 1999).

From the Palaeocene to middle Eocene, the shortening axis was in a SSW–NNE direction ( $Z_1$  in Figure 12) as corroborated by the NW–SE strike of the thrust system that affected the north-central Palaeogene deposits. During this time span, the La Trocha fault and probably the Criollo, Aguada, and Alacranes fault zones, which strike sub-parallel to the shortening axis, acted as oblique left-lateral normal faults (Figures 8, 10, and 12). Both the NW–SE strike of the thrust system and transtensional major faults are consistent with the SSW–NNE shortening.



The Placetas unit is the southwestern unit of the Northern Deformation Belt (Figures 2 and 12). It is characterized by a marked polyphase deformation (van Hinsbergen *et al.* 2008). Although the structure of the Placetas unit resembles a duplex thrust system, it is really an imbricate system cut by the basal thrust fault of the Zaza terrane (Figures 7 and 13). This pattern supports the presence of a set of tectonic slivers of Placetas rocks deeply embedded within a strongly deformed serpentinite mélange forming part of the Zaza terrane (Iturralde-Vinent *et al.* 2008). Structuration in the Placetas unit probably started during the early Palaeocene coeval with the deposition of the Vega Alta Fm. (Figure 13). The emplacement of the allochthonous Zaza terrane on the Placetas unit occurred out-of-sequence between the late Palaeocene and the earliest Eocene (see above). The Placetas unit usually crops out in tectonic windows under the Zaza terrane. Both are involved in an oblique 'en echelon' fold system (Figures 2, 7, and 12). The geometry of this fold system suggests that the Placetas unit and its contact with the Axial Zone – Suture Zone between the Zaza terrane and the Bahamas borderland – were subjected to a left-lateral shear owing to the oblique  $Z_2$  shortening (Figures 2, 12, and 14). This shear is younger than the out-of-sequence emplacement of the Zaza terrane and could be middle Eocene in age (Figure 13).

The Camajuani unit is located southwest of the Remedios unit (Figures 2 and 12). Structuration occurred in the Camajuani unit from the late Palaeocene to the early Eocene, coeval with the deposition of the Vega Fm. (Figures 5, 6 and 13). The subsequent out-of-sequence emplacement of the allochthonous Zaza terrane onto the Camajuani unit could have occurred during the late-early Eocene. The Zaza terrane is usually thrust over the Camajuani unit (Figure 5), but locally the Camajuani unit is backthrust southeastward onto the Zaza terrane (Figure 7). This backthrust accounts for the reported strips of serpentinites that are present between the Placetas and Camajuani units (Iturralde-Vinent *et al.* 2008; Figures 6 and 7). The passive backthrust is of the same age as the emplacement of the Zaza terrane onto the Camajuani unit because it resulted from this emplacement (Figures 7 and 13).

Remedios is the northern unit of the Northern Deformation Belt (Figures 2 and 12). It is characterized by open folds and thrust faults that can be attributed to a single deformation phase (van Hinsbergen *et al.* 2008). Its structure is subsequent to the overthrust by the Camajuani unit and originated between the early and middle Eocene during the latest deformation phase of the Northern Deformation Belt. The Zaza terrane is not thrust directly over the Remedios unit because this latter unit was overthrust by the Camajuani unit before the emplacement of the Zaza terrane (Figure 5). Folds in the Remedios unit (e.g. the anticline in Figure 5) involve the Zaza basal thrust fault, indicating that the Zaza overthrust onto the Camajuani unit

is previous to thrusting and folding in the Remedios unit (Figure 13).

### **Shortening and extension across the Central Cuban Orogenic Belt**

The foregoing structural analysis allows us to focus on the evolution of the deformation that occurred in the Central Cuban Orogenic Belt during the collision between the Caribbean and North American plates. Shortening varies in time from a SSW–NNE  $Z_1$  to the oblique  $Z_2$  direction and then  $Z_3$  in a WSW–ENE direction (Figures 12 and 13).  $Z_1$  is supported by the NW–SE strike of the Northern Deformation Belt and is consistent with a transtensional motion in the SW–NE transversal faults, whereas  $Z_2$  is confirmed by 'en echelon' folds of the Suture Zone between the Zaza terrane and Bahamas borderland, and  $Z_3$  is mainly attributed to late transpressional structures along the southern Axial Zone. Shortening structures are visible along all the Las Villas transect and extends from the latest Cretaceous to the middle Eocene, with the exception of the Escambray Metamorphic Complex, where extension occurred during the earliest Palaeocene (Figures 12, 13, and 14).

Deformation in the Escambray complex is difficult to evaluate because this complex is a metamorphic equivalent of the Caribeana terrane. The structural evolution of the Escambray includes compression followed by extension. Nappes and slices of subduction-related metamorphic rocks were imbricated, and the resulting antiformal stack was subsequently exhumed in an extensional setting. This evolution gave rise to a complex structure and, at present, the magnitude of its shortening and extension cannot be evaluated. Palaeomagnetic data provided by Tait *et al.* (2009) suggest a northeastward displacement of the Cretaceous volcanic arc of about 1000 km. This displacement supports the postulated subduction of the proto-Caribbean oceanic lithosphere under the Caribbean Plate and could be equivalent to the Late Cretaceous width of the proto-Caribbean domain. This quantification is in close agreement with earlier palaeogeographic and palaeotectonic models proposed by Pindell and Kennan (2001) and Iturralde-Vinent (2006). Caribeana would have occupied part of this proto-Caribbean domain, but its original dimension cannot easily be restored.

Nor is it easy to evaluate the shortening of the Axial Zone because its structure has not yet been fully unravelled. However, the structure of the Cabaiguán Basin, as imaged in the seismic section in Figure 9, suggests that the Cabaiguán is a piggyback basin that developed on the extinct Cretaceous volcanic arc with an estimated pre-deformation width of 20–30 km in SW–NE direction. This feature supports a shortening in the Cabaiguán Basin of more than 10 km. The shortening of the Axial Zone must be greater than that observed in the Cabaiguán Basin because

the cross-section through this basin is only a part of the Axial Zone cross-section. In addition, the Zaza terrane was thrust at least 25 km onto the Bahamas borderland (Figures 2, 5, 7, and 13).

In the Northern Deformation Belt, the estimated shortening of the Placetas unit is over 9 km (Figure 7), suggesting that the minimum original width of the Placetas deep-marine basin was 27 km. The estimated shortening of the Camajuani unit is about 6 km (Figure 6), indicating that the minimum original width of the Camajuani continental slope was 17 km. In the Mayajigua area (Figure 5), the Camajuani unit was thrust at least 10 km onto the Remedios unit. This displacement diminished westward. The shortening in the Remedios unit is not easy to quantify because of limited exposures to the north. According to borehole data and some structural evidence, the shortening diminishes northward (Meyerhoff and Hatten 1968, 1974; Ball *et al.* 1985; Masferro *et al.* 1999).

In summary, these data suggest that the minimal structural shortening of the Northern Deformation Belt is at least 25 km excluding that in the Remedios/Cayo Coco units. The shortening in the Axial Zone is unknown but greater than 35 km. Finally, the shortening and extension in the Escambray Metamorphic Complex remains highly speculative.

### Concluding remarks

The collision between the Caribbean and North American plates resulted in an orogenic belt and an associated set of synorogenic basins. A tectono-stratigraphic analysis of these basins allows us to refine the structural evolution of the orogen. In the case of the Las Villas block in central Cuba, the following conclusions may be drawn:

- (1) The synorogenic basins of central Cuba constitute a collision-related system in which two groups can be distinguished: (1) basins related to the major strike-slip structures and (2) basins associated with the orogenic belt (contractional) structures. The latter group is subdivided into (1) a foreland basin system, (2) a forearc to piggyback basin, and (3) an intra-arc to intermontane basin. The Central Basin and the western branch of the Santo Domingo Basin are related to the La Trocha corridor and to the Criollo fault zone, respectively. The north-central Palaeogene deposits and the Morón Basin form part of a foreland basin system, and developed on the Northern Deformation Belt of the orogen. The eastern branch of the Santo Domingo Basin and the Santa Clara and Cabaiguán basins are located in the Axial Zone of the orogen and are considered to be parts of a former forearc basin, which was subsequently fragmented and incorporated into the Central Cuban Orogenic

Belt as piggyback basins. The Cienfuegos and Trinidad basins developed under an extensional regime attributed to the opening of the Yucatan Basin and are representative of a former intra-arc basin that later evolved as intermontane basins.

- (2) Major SW-NE to WSW-ENE left-lateral structures in the Las Villas block also show an important normal component (e.g. the La Trocha fault and the Criollo fault zone). These structures are coeval with the Cuban NW-SE striking folds and thrusts, and form part of the major tectonic corridors and/or transfer faults that facilitated a strain-partitioning regime during collision between the North American and Caribbean plates.
- (3) In the Northern Deformation Belt, a thin-skinned thrust fault system formed from the Palaeocene to the middle Eocene. Deformation occurred in a piggyback sequence with tectonic transport towards the NNE. Odd features and geometries resulted from the evolution of the thrust system. For instance, the polyphase deformation in the Placetas unit reflect imbrication followed by the out-of-sequence overthrust of the Zaza terrane, and by the left-lateral shear in the Suture Zone that gave rise to a set of 'en echelon' folds. Moreover, the presence of some strips of serpentinites between the Placetas and Camajuani units is corroborated by a local backthrust of the Camajuani onto the Zaza terrane and Placetas unit. The occurrence of the Remedios unit in tectonic windows and the single-phase deformation of this unit strongly suggest that the imbrication of the Remedios unit was younger in the Northern Deformation Belt.
- (4) The Axial Zone was strongly deformed and shortened from the latest Cretaceous to the Eocene. It is difficult to assess the time of onset and cessation of the compression, which was probably active in the early Palaeocene. Subsequent transpressive deformation occurred in the middle Eocene and was recorded in the Cabaiguán Basin.
- (5) The Escambray Metamorphic Complex resulted from strong deformation. Compression during the latest Cretaceous produced imbrication, which gave rise to inverted metamorphism. Extension permitted the emplacement of the metamorphic core complex producing structures that evolved from ductile to brittle during the Palaeocene and early Eocene. Both tectonic regimes contributed to exhumation of the Escambray unit.
- (6) Different structural styles may be distinguished along the Central Cuban Orogenic Belt. This transect comprises an imbricated thrust system that affected the North American continental margin; it was overthrust by a strongly deformed volcanic arc and involved the emplacement of

a metamorphic core complex. Deformation was active from the late Campanian to the middle Eocene. During this time span, compression migrated northeastward. Extension occurred during the Palaeocene and the early Eocene in the southern structural domain of the regional transect and was coeval with compression to the north. Strike-slip affected most of the Central Cuban Orogenic Belt during the middle Eocene, except for the northernmost area where compression remained active.

- (7) The shortening direction rotated clockwise during deformation. SSW–NNE shortening ( $Z_1$ ) prevailed from the late Campanian to the early Eocene. During the middle Eocene, shortening turned first to the SW–NE ( $Z_2$ ) and later to the WSW–ENE ( $Z_3$ ) directions.  $Z_1$  generated the NW–SE striking fold-and-thrust belt, the transtensional SW–NE faults, and the related basins;  $Z_2$  was responsible for the left-lateral shear in the Suture Zone; and  $Z_3$  produced the left-lateral transpression in the E–W Cabaiguán Basin and the Axial Zone. We estimate a partial shortening of the Central Cuban Orogenic Belt of at least 60 km.
- (8) The synchronicity of compression in the north and extension in the south is consistent with the opening of the Yucatan Basin on the south, during collision. The proto-Caribbean slab roll-back probably played a key role as suggested by Pindell *et al.* (2005). Moreover, the evolution from compression–extension to transpression is in keeping with the increase in obliquity in the collision between the North American and Caribbean plates.

### Acknowledgements

The authors are indebted to the staff of the Exploration Department of the Petroleum Research Centre (CEINPET – CubaPetróleo) for providing some of the data used in this article and to Dr G. Bernaola-Bilbao of the Euskal Herriko Unibertsitatea for the dating of some lithostratigraphic units. We acknowledge Dr P. Santanach and Dr L. Cabrera for perceptive comments and suggestions. This work was supported by the Spanish Government grants: CGL2007-66431/BTE, CGL2008-05724/BTE, CGL2010-15294/BTE, and the Geodynamics and Basin Analysis Research Group (2009SGR1198) from the Generalitat de Catalunya. Two authors – first and fourth – have been partially supported by the Programme Alþan, the European Union Programme of High Level Scholarships for Latin America, scholarships E07D400246CU and E07D400288CU, respectively.

### References

Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Díaz, C., Grajales-Nishimura, J.M., Meléndez, A., Molina, E., Rojas, E., and Soria, A.R., 2005, Cretaceous-paleogene boundary deposits at Loma

- Capiro, central Cuba: Evidence for the Chicxulub impact: *Geology*, v. 33, p. 721–724.
- Ball, M.M., Martin, R.G., Bock, W.D., Sylvester, R.E., Bowles, R.M., Taylor, D.E., Coward, L., Dodd, J.E., and Gilbert, L., 1985, Seismic structure and stratigraphy of northern edge of Bahaman-Cuban collision zone: *AAPG Bulletin*, v. 69, p. 1275–1294.
- Bandt, K., 1958, Geology of the Jatibonico area, Las Villas and Camagüey provinces: La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Belmustakov, E., Dimitriva, E., Ganev, M., Haydutov, I., Kostadinov, I., Ianev, S., Ianeva, J., Kojumdjieva, E., Koshujarova, E., Popov, N., Shopov, V., Tcholakov, P., Tchounev, D., Tzankov, T., Cabrera, R., Diaz, C., Iturralde, M., and Roque, F., 1981, Geología del territorio Ciego – Camagüey – Las Tunas. Resultado de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1:250 000: La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Bermúdez, P.J., 1950, Contribución al estudio del Cenozoico Cubano: Memorias de la Sociedad Cubana de Historia Natural, v. 19, p. 205–375.
- Blein, O., Guillot, S., Lapiere, H., Mercier-de-Lepinay, B., Lardeaux, J.M., Millán, G., Campos, M., and García, A., 2003, Geochemistry of the Mabujina complex, central Cuba: Implications on the Cuban Cretaceous arc rocks: *Journal of Geology*, v. 111, p. 89–101.
- Brödermann, J., 1945, Breve reseña geológica de la Isla de Cuba: *Revista de la Sociedad Cubana de Ingeniería*, v. 42, p. 110–149.
- Brönnimann, P., 1955, Reporte paleontológico de muestras de superficie y de pozos: La Habana, Cuba, Archivo del Instituto de Hidroeconomía, Ministerio de la Construcción, unpublished report.
- Brönnimann, P., and Macaulay, R.J., 1955, Annotations to correlation chart of the Fomento-Jatibonico areas and catalogue of formations: La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Brönnimann, P., and Pardo, G., 1954, Annotations to the correlation chart and catalogue of formations (Las Villas province): La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Brönnimann, P., and Rigassi, D., 1963, Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba and its surroundings: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 56, p. 193–430.
- Bush, V.A., and Sherbacova, I.N., 1986, New data on the deep tectonics of Cuba: *Geotectonics*, v. 3, 24–43.
- Cobiella-Reguera, J.L., 2005, Emplacement of Cuban ophiolites: *Geologica Acta*, v. 3, p. 273–294.
- Cobiella-Reguera, J.L., 2009, Emplacement of the northern ophiolites of Cuba and the Campanian-Eocene geological history of the northwestern Caribbean-SE Gulf of Mexico region, *in* James, K.H., Lorente, M.A., and Pindell, J.L., eds., The origin and evolution of the Caribbean Plate: Geological Society, London, Special Publications v. 328, p. 315–338.
- Coney, P.J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes: An overview, *in* Crittenden, M.D., Coney, P.J., and Davis, G.H., eds., Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir, v. 153, p. 7–34.
- Cruz-Orosa, I., Blanco-Moreno, J.A., and Vázquez-Taset, Y.M., 2007, Análisis estructural a escala regional de la zona de fallas La Trocha: *Minería y Geología*, v. 23, p. 1–24.
- Díaz de Villalvilla, L., 1997, Caracterización geológica de las formaciones volcánicas y volcano-sedimentarias en Cuba central. provincias Cienfuegos, Villa Clara, Sancti Spiritus,



- in Furrázola-Bermúdez, G., and Núñez-Cambra, K., eds., *Estudios sobre Geología de Cuba: La Habana, Cuba, Centro Nacional de Información Geológica*, p. 325–344 (published March 1998).
- Díaz-Otero, C., Furrázola-Bermúdez, G., and Iturralde-Vinent, M.A., 1997, Estratigrafía de la zona de Remedios, in Furrázola-Bermúdez, G., and Núñez-Cambra, K., eds., *Estudios sobre Geología de Cuba: La Habana, Cuba, Centro Nacional de Información Geológica*, p. 221–242 (published March 1998).
- Draper, G., and Barros, A., 1994, Chapter 4: Cuba, in Donovan, S.K., and Jackson, T.A., eds., *Caribbean geology: An introduction*: Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers' Association, p. 65–86.
- Ducloz, C., and Vuagnat, V., 1962, A propose de l'âge des serpentinites de Cuba: *Archives des Sciences, Société de Physique et d'Histoire Naturelle*, Geneve, v. 15, p. 309–332.
- Fonseca, E., Zelepugin, V.N., and Heredia, M., 1985, Structure of the ophiolite association of Cuba: *Geotectonic*, v. 19, 321–329.
- Franco, G.L., and Delgado-Damas, R., 1997, Sistema Neógeno, in Furrázola-Bermúdez, G., and Núñez-Cambra, K., eds., *Estudios sobre Geología de Cuba: La Habana, Cuba, Centro Nacional de Información Geológica*, p. 141–164 (published March 1998).
- Furrázola-Bermúdez, G., and Gil-González, S., 1997, Notas sobre la estratigrafía de las zonas Placetas y Camajuaní en Cuba Central, in Furrázola-Bermúdez, G., and Núñez-Cambra, K., eds., *Estudios sobre Geología de Cuba: La Habana, Cuba, Centro Nacional de Información Geológica*, p. 215–220 (published March 1998).
- García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M.A., and Pindell, J.L., 2008, Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and Caribeana: Origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles: *International Geology Review*, v. 50, p. 781–809.
- García-Casco, A., Torres-Roldán, R.L., Iturralde-Vinent, M.A., Millán, G., Núñez, K., Lázaro, C., and Rodríguez-Vega, A., 2006, High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba: *Geologica Acta*, v. 4, p. 63–88.
- García-Delgado, D., Delgado-Damas, R., Millán, G., Díaz de Villalvilla, L., Sukar-Sastropuro, K., Llanes, I., Bernal, L., Rojas-Agramonte, Y., Pérez-Pérez, C., Díaz-Otero, C., Furrázola-Bermúdez, G., Peñalver, L., García-Cádiz, I., Pardo, M., Suárez, V., and Duani, E., 1998, Mapa Geológico de Cuba Central (Provincias Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spiritus) a escala 1:100 000: *Memorias del III Congreso Cubano de Geología*, v. I, p. 263–266.
- García-Delgado, D., and Torres-Silva, A., 1997, Sistema Paleógeno, in Furrázola-Bermúdez, G., and Núñez-Cambra, K., eds., *Estudios sobre Geología de Cuba: La Habana, Cuba, Centro Nacional de Información Geológica*, p. 115–140 (published March 1998).
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Agterberg, F.P., Bleeker, W., Cooper, R.A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L.A., House, M.R., Lourens, L., Luterbacher, H.P., McArthur, J., Melchin, M.J., Robb, L.J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B.R., Ali, J., Brinkhuis, H., Hilgen, F.J., Hooker, J., Howarth, R.J., Knoll, A.H., Laskar, J., Monechi, S., Plumb, K.A., Powell, J., Raffi, I., Röhl, U., Sadler, P., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N.J., Shields, G.A., Strauss, H., Van Dam, J., van Kolfshoten, T., Veizer, J., and Wilson, D., 2004, *A geologic time scale 2004*: Cambridge, Cambridge University Press, 589 p.
- Grafe, F., Stanek, K.P., Baumann, A., Maresch, W.V., Hames, W.E., Grevel, C., and Millán, G., 2001, Rb-Sr and 40Ar/39Ar mineral ages of granitoid intrusives in the Mabujina Unit, Central Cuba: Thermal exhumation history of the Escambray massif: *Journal of Geology*, v. 109, p. 615–631.
- Hatten, C.W., Schooler, O.E., Giedt, N., and Meyerhoff, A.A., 1958, *Geology of central Cuba, eastern Las Villas and western Camagüey provinces*: La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Hudec, M.R., and Jackson, M.P., 2006, Advance of allochthonous salt sheets in passive margins and orogens: *AAPG Bulletin*, v. 90, p. 1535–1564.
- Humboldt, A., 1826, *Voyage aux régions équinoxiales du Nouveau Continent fait en 1799, 1800, 1801, 1802, 1803 et 1804*: Gide, Paris, v. 2, p. 229–231.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1966, *Comentarios a la obra Geología de Cuba del Instituto Cubano de Recursos Minerales*: *Revista Tecnológica*, v. 4, p. 18–21.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1994, Cuban geology: A new plate tectonic synthesis: *Journal of Petroleum Geology*, v. 17, p. 39–70.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1995, Cuencas sedimentarias del Paleoceno-Eoceno de Cuba: *Boletín Sociedad Venezolana de Geología*, v. 20, p. 75–80.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1996a, *Geología de las Ofiolitas de Cuba*, in Iturralde-Vinent, M.A., ed., *Cuban ophiolites and volcanic arcs*. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364: Miami, FL, p. 83–120.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1996b, Cuba: el arco de islas volcánicas del Cretácico, in Iturralde-Vinent, M.A., ed., *Cuban ophiolites and volcanic arcs*. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364: Miami, FL, p. 179–189.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1997, *Introducción a la geología de Cuba*, in Furrázola-Bermúdez, G., and Núñez-Cambra, K., eds., *Estudios sobre Geología de Cuba: La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología*, p. 35–68 (published March 1998).
- Iturralde-Vinent, M.A., 1998, Sinopsis de la constitución geológica de Cuba: *Acta Geológica Hispánica*, v. 33, p. 9–56.
- Iturralde-Vinent, M.A., 2006, Meso-Cenozoic Caribbean paleogeography: Implications for the historical biogeography of the region: *International Geology Review*, v. 48, p. 791–827.
- Iturralde-Vinent, M.A., Díaz-Otero, C., García-Casco, A., and van Hinsbergen, D.J.J., 2008, Palaeogene foredeep basin deposits of north-central Cuba: A record of arc-continent collision between the Caribbean and North American plates: *International Geology Review*, v. 50, p. 863–884.
- Iturralde-Vinent, M.A., and García-Casco, A., 2007, Caribeana, a possible solution to a long-standing puzzle: The Caribbean latest cretaceous tectonic events. *Memorias Segunda Convención Cubana de Ciencias de la Tierra: Geociencias 2007* [CD-ROM ISBN 978-959-7117-16-2].
- Iturralde-Vinent, M.A., Millán, G., Korpas, L., Nagy, E., and Pajón, J., 1996, Geological interpretation of the Cuban K-Ar database, in Iturralde-Vinent, M.A., ed., *Cuban ophiolites and volcanic arcs*. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364: Miami, FL, p. 48–69.
- Kantchev, I., ed., 1978, *Informe geológico de la provincia Las Villas – Resultados de las investigaciones geológicas a escala 1:250 000 durante el período 1969–1975*: La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Kartashov, I.P., Cherniajowski, A., and Peñalver, L.L., 1981, *El Antropógeno de Cuba (in Russian)*: Moscow, Nauka, 147 p.
- Kartashov, I.P., Mayo, N.A., Cherniajowski, A., and Peñalver, L.L., 1976, Descripción de algunas formaciones geológicas del Sistema Cuaternario de Cuba reconocidas recientemente: *Serie Geológica*, v. 26, p. 1–6.

- Kozary, M.T., and Brönnimann, P., 1955, Geological Memorandum MK-4. Geology of the Ciego de Avila-Tamarindo, Camaguey: La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Lewis, J.F., Draper, G., Proenza, J.A., Espaillat, J., and Jiménez, J., 2006, Ophiolite-related ultramafic rocks (Serpentinites) in the Caribbean region: A review of their occurrence, composition, origin, emplacement and Ni-Laterite soil formation: *Geologica Acta*, v. 4, p. 237–263.
- Linares, E., Osadchy, P., Dovbnia, A., Gil, S., García, D., García, L., Zuazo, A., Gonzalez, R., Bella, V., Brito, A., Bush, W., Cabrera, M., Capote, C., Cobiella, J.L., Diaz de Villavilla, L., Eguipko, O., Evdokimov, Y., Fonseca, E., Furrázola, G., Hernández, J., Judoley, C.M., Kondakov, L., Markovskiy, A., Norman, A., Perez, M., Peñalver, L., Tijomirov, I., Trofimov, V., Vtulochkin, A., Vergara, F., Zagoskin, A., and Zelepuguin, V., 1985, Mapa geológico de la República de Cuba, escala 1:500 000 (5 sheets): La Habana, Cuba/Moscow, USSR: Academy of Sciences of Cuba/USSR Academy of Sciences.
- Lister, G.S., and Davis, G.A., 1989, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A: *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 65–94. doi:10.1016/0191-8141(89)90036-9.
- Llanes-Castro, A., García-Delgado, D., and Meyerhoff, D., 1998, Hallazgo de fauna jurásica (Tithoniano) en ofiolitas de Cuba central. *Memorias II Geología y Minería*, 98: La Habana, Centro Nacional de Información Geológica, p. 241–244.
- Masafarro, J.L., Poblet, J., Bulnes, M., Eberli, G.P., Dixon, T.H., and McClay, K., 1999, Palaeogene–Neogene/present day (?) growth folding in the Bahamian foreland of the Cuban fold and thrust belt: *Journal of the Geological Society*, v. 156, p. 617–631.
- McGrew, A.J., Peters, M.T., and Wright, J.E., 2000, Thermobarometric constraints on the tectonothermal evolution of the East Humboldt Range metamorphic core complex, Nevada: *Geological Society of America Memoir*, v. 112, p. 45–60.
- Meyerhoff, A.A., and Hatten, C.W., 1968, Diapiric structure in central Cuba: *AAPG Memoir*, v. 8, p. 315–357.
- Meyerhoff, A.A., and Hatten, C.W., 1974, Bahamas salient of North America: Tectonic framework, stratigraphy and petroleum potential: *AAPG Bulletin*, v. 58, p. 1201–1239.
- Milián, E., Fernández, J., Blanco, S., and Fernández, G., 1979, Microfauna y algunas consideraciones bioestratigráficas de la formación Jatibonico: *La Minería en Cuba*, v. 5, p. 25–31.
- Millán, G., 1996a, Metamorfitas de la Asociación Ofiolítica de Cuba, in Iturralde-Vinent, M.A., ed., Cuban ophiolites and volcanic arcs. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364: Miami, FL, p. 48–69.
- Millán, G., 1996b, Geología del Complejo Mabujina, in Iturralde-Vinent, M.A., ed., Cuban ophiolites and volcanic arcs. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364: Miami, FL, p. 48–69.
- Millán, G., 1997, Geología del macizo metamórfico Escambray, in Furrázola-Bermúdez, G., and Núñez-Cambra, K., eds., Estudios sobre Geología de Cuba: La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, p. 271–288 (published March 1998).
- Millán, G., and Myczynski, R., 1978, Fauna Jurásica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray: *Academia de Ciencias de Cuba, Informe Científico Técnico*, v. 80, p. 1–14.
- Millán, G., and Somin, M.L., 1981, Litología, Estratigrafía, tectónica y metamorfismo del Macizo del Escambray: *La Habana, Academia de Ciencias de Cuba*, 104 p.
- Millán, G., and Somin, M.L., 1985, Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial: *La Habana, Academia de Ciencias de Cuba*, 74 p.
- Moreno-Toiran, B., 2003, The crustal structure of Cuba derived from receiver functions analysis: *Journal of Seismology*, v. 7, p. 359–375.
- Ortega, F., and Ros, P., 1931, Informe geológico presentado al gobierno provincial de Santa Clara sobre el registro petrolero “Carco”, denunciado por la compañía petrolera CARCO en la provincia de Santa Clara: *La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional*, unpublished report.
- Otero, R., Prol, J.L., Tenreiro, R., and Arriaza, G.L., 1998, Características de la corteza terrestre de Cuba y su plataforma marina: *Minería y Geología*, v. 15, p. 31–35.
- Palmer, R.H., 1945, Outline of the geology of Cuba: *Journal of Geology*, v. 53, p. 1–34.
- Pardo, G., 1975, Geology of Cuba, in Nairn A.E.M., and Stehli, F.G., eds., The ocean basins and margins, Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean: New York, Plenum, p. 553–615.
- Peñalver-Hernández, L.L., Lavandero-Illera, R., and Barriento-Duarte, A., 1997, Sistema Cuaternario, in Furrázola-Bermúdez, G., and Núñez-Cambra, K., eds., Estudios sobre Geología de Cuba: La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, p. 165–178 (published March 1998).
- Pindell, J.L., and Dewey, J.F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, v. 1, p. 179–211.
- Pindell, J.L., and Kennan, L., 2001, Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean, in Fillon, R., Rosen, N., Weimer, P., Lowrie, A., Pettingill, H., Phair, R., Roberts, H., and van Hoorn, B., eds., Transactions of the Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (GCSSEPM), 21st Annual Bob F. Perkins Research Conference: Petroleum Systems of Deep-Water Basins, Houston, TX, p. 193–220.
- Pindell, J.L., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.P., and Draper, G., 2006, Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: Eight controversies resolved: *Geologica Acta*, v. 4, p. 303–341.
- Pindell, J.L., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.P., Draper, G., and Higgs, R., 2005, Platekinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins, in Avé-Lallemant, H.G., and Sisson, V.B., eds., Caribbean-South American plate interactions, Venezuela, Geological Society of America, Special Paper, v. 394, p. 7–52.
- Proenza, J.A., Díaz-Martínez, R., Iriondo, A., Marchesi, C., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., Garrido, C.J., Rodríguez-Vega, A., Lozano-Santacruz, R., and Blanco-Moreno, J.A., 2006, Primitive Cretaceous island-arc volcanic rocks in eastern Cuba: The Téneme Formation: *Geologica Acta*, v. 4, p. 103–121.
- Pszczolkowski, A., 1986, Secuencia estratigráfica de Placetas en el área limítrofe de las provincias de Matanzas y Villa Clara (Cuba): *Bulletin of the Polish Academy of Sciences*, v. 34, p. 67–79.
- Pszczolkowski, A., 1999, The exposed passive margin of North America in western Cuba, in Mann, P., ed., Caribbean basins: Sedimentary basins of the world, Volume 4: Amsterdam, The Netherlands, Elsevier Science B.V., p. 93–121.
- Pszczolkowski, A., and Myczynski, R., 2003, Stratigraphic constraints on the Late Jurassic–Cretaceous paleotectonic interpretations of the placetas belt in Cuba, in Bartolini, C., Buffler, R.T., and Blickwede, J., eds., The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats,

- basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir, v. 79, p. 545–581.
- Pszczolkowski, A., and Myczynski, R., 2010, Tithonian–early Valanginian evolution of deposition along the proto-Caribbean margin of North America recorded in Guaniguanico successions (western Cuba): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 225–253.
- Pushcharovsky, Yu., ed., 1988, Geologic map of the republic of Cuba: La Habana, Cuba/Moscow, USSR, Academy of Sciences of Cuba/USSR Academy of Sciences, scale 1:250 000, 40 sheets.
- Renne, P.R., Mattinson, J.M., Hatten, C.W., Somin, M., Onstott, T.C., Millfin, G., and Linares, E., 1989, 40Ar/39Ar and U-Pb evidence for Late Proterozoic (Grenville-age) continental crust in north-central Cuba and regional tectonic implications: *Precambrian Research*, v. 42, p. 325–341.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., Bojar, A.V., Hejl, E., Handler, R., and García-Delgado, D.E., 2006, Geology, age and tectonic evolution of the Sierra Maestra Mountains, southeastern Cuba: *Geologica Acta*, v. 4, p. 123–150.
- Rojas-Consuegra, R., and Núñez-Cambra, K., 1997, Características de la cobertura Campaniano-Maastrichtiana del arco volcánico extinto, in Furrázola-Bermúdez, G., and Núñez-Cambra, K., eds., *Estudios sobre Geología de Cuba: La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología*, p. 417–422 (published March 1998).
- Rosencrantz, E., 1990, Structure and tectonics of the Yucatan Basin, Caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies: *Tectonics*, v. 9, p. 1037–1059.
- Rosencrantz, E., 1996, Substratum structure and tectonics in the Yucatan basin, in Iturralde-Vinent, M.A., ed., *Cuban ophiolites and volcanic arcs. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364: Miami, FL*, p. 36–47.
- Rosencrantz, E., and Pardo, G., 1993, An overview of the Cuban Orogen, with an assessment of hydrocarbons potential: Austin, TX, University of Texas Institute for Geophysics, Technical Report No. 130, 47 p.
- Saura, E., Vergés, J., Brown, D., Lukito, P., Soriano, S., Torrecusa, S., García, R., Sánchez, J.R., Sosa, C., and Tenreyro, R., 2008, Structural and tectonic evolution of western Cuba fold and thrust belt: *Tectonics*, v. 27, TC4002. doi:10.1029/2007TC002237.
- Schneider, J., Bosch, D., Monie, P., Guillot, S., García-Casco, A., Lardeaux, J.M., Torres-Roldán, R.L., and Millán, G., 2004, Origin and evolution of the Escambray Massif (central Cuba): An example of HP/LT rocks exhumed during intraoceanic subduction: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 22, p. 227–247.
- Somin, M.L., Arakelyants, M.M., and Kolesnikov, E.M., 1992, Age and tectonic significance of highpressure metamorphic rocks in Cuba: *International Geology Review*, v. 34, p. 105–118.
- Somin, M.L., and Millán, G., 1981, Geology of the metamorphic complexes of Cuba (in Russian): Moscow, Nauka, 218 p.
- Stanek, K.P., Maresch, W.V., Grafe, F., Grevel, Ch., and Baumann, A., 2006, Structure, tectonics and metamorphic development of the Sancti Spiritus Dome (eastern Escambray massif, Central Cuba): *Geologica Acta*, v. 4, p. 151–170.
- Stanek, K.P., Maresch, W.V., and Pindell, J.L., 2009, The geotectonic story of the northwestern branch of the Caribbean Arc: Implications from structural and geochronological data of Cuba, in James, K.H., Lorente, M.A., and Pindell, J.L., eds., *The origin and evolution of the Caribbean plate: Geological Society, London, Special Publications*, v. 328, p. 361–398.
- Sukar-Sastropuro, K., and Pérez-Rodríguez, M., 1997, Granitoides del Arco Volcánico Cretácico de la Región Central de Cuba, in Furrázola-Bermúdez, G., and Núñez-Cambra, K., eds., *Estudios sobre Geología de Cuba: La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología*, p. 371–386 (published March 1998).
- Tada, R., Iturralde-Vinent, M.A., Matsui, T., Tajika, E., Oji, T., Goto, K., Nakano, Y., Takayama, H., Yamamoto, S., Kiyokawa, S., Toyoda, K., García, D., Díaz, C., and Rojas, R., 2003, K/T boundary deposits in the paleo-western Caribbean basin, in Bartolini, C., Buffler, R.T. and Blickwede, J., eds., *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir*, v. 79, p. 582–604.
- Tait, J., Rojas-Agramonte, Y., García-Delgado, D., Kröner, A., and Pérez-Aragón, R., 2009, Palaeomagnetism of the central Cuban Cretaceous Arc sequences and geodynamic implications: *Tectonophysics*, v. 470, p. 284–297.
- Thiadens, A.A., 1937, Geology of the southern part of the province Santa Clara (Las Villas) Cuba: *Geographische en Geologische Mededeelingen*, v. 2, no. 12, p. 1–69.
- Tirel, C., Brun, J.-P., and Burov, E., 2008, Dynamics and structural development of metamorphic core complexes: *Journal of Geophysical Research*, v. 113, B04403. doi:10.1029/2005JB003694.
- Truitt, P., and Pardo, G., 1953, Geologic Memorandum PT-21. Geology of Santa Clara-Calabazar-Camajuani-Placetas area: La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Van Hinsbergen, D.J.J., Iturralde-Vinent, M.A., Van Geffen, P.W.G., García-Casco, A., and Van Benthem, S., 2008, Structure of the accretionary prism, and the evolution of the Paleogene northern Caribbean subduction zone in the region of Camagey, Cuba: *Journal of Structural Geology*, v. 31, p. 1130–1144.



# CAPÍTULO 5

## CUENCAS DE DESGARRE EN EL ORÓGENO CUBANO: EL SISTEMA LA TROCHA – CUENCA CENTRAL

### 5.1. RESUMEN

En este capítulo se presenta el segundo artículo científico de nuestra Tesis. En el mismo se propone un modelo estructural y la evolución de la zona de fallas La Trocha, en base a una inversión 2D de datos gravimétricos constreñida con datos estructurales de superficie, de sondeos y de algunas secciones sísmicas. Este estudio nos ha permitido definir algunas de las características más importantes de dicha zona de fallas, como son su geometría, el estilo de la deformación y la evolución estructural. Además, se discuten algunos elementos para comprender el contexto tectónico en que se formó dicha zona de fallas y las cuencas de desgarre asociadas.

La zona de fallas La Trocha ha actuado como una zona de transferencia siniestra y está limitada por las fallas La Trocha, Zaza-Tuinicú, Cristales y Taguasco. Dichas fallas son consistentes con la rotación en sentido horario de la convergencia y del acortamiento en Cuba central. Desde el Paleoceno hasta el Eoceno Inferior (65-48 Ma), un acortamiento en dirección SSO–NNE produjo transtensión en la falla La Trocha y transpresión en la falla Zaza-Tuinicú. Posteriormente, durante el Eoceno Medio (48-37 Ma), el acortamiento rotó hacia una dirección SO–NE, dando como resultado una componente normal en la falla La Trocha y transpresión en las fallas Zaza-Tuinicú y Cristales. A partir del Eoceno Superior (37 Ma), Cuba central ha estado soldada a la Placa Norteamericana. La deformación post-soldadura ha producido transtensión en las fallas La Trocha y Taguasco. Dicha deformación es consistente con un acortamiento en dirección OSO–ENE y refleja la actividad del límite transformante de Caimán. Tanto los desplazamientos de carácter normal como los de carácter inverso han sido corroborados por datos estructurales, mientras que los desplazamientos de desgarre han sido deducidos a partir de la concordancia entre la colisión oblicua y las características

## **Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano**

estructurales. La cinemática de las placas y la evolución estructural de la zona de fallas La Trocha indican que la Cuenca Central es una cuenca de desgarre poligenética y que la formación de este sistema (es decir, zona de fallas – cuenca de desgarre) fue una consecuencia de la colisión oblicua que ocurrió durante el Paleógeno entre el Arco Volcánico del Caribe y el margen de las Bahamas (Placa Norteamericana).

### **5.2. ARTÍCULO NO 2. “*STRUCTURAL EVOLUTION OF THE LA TROCHA FAULT ZONE: OBLIQUE COLLISION AND STRIKE-SLIP BASINS IN THE CUBAN OROGEN*”**

A continuación se presenta el artículo original, que ha sido aceptado para su publicación en la revista científica “*Tectonics*” (volumen 31, TC5001).

## Structural evolution of the La Trocha fault zone: Oblique collision and strike-slip basins in the Cuban Orogen

Israel Cruz-Orosa,<sup>1</sup> Francesc Sàbat,<sup>2</sup> Emilio Ramos,<sup>1</sup> Lluís Rivero,<sup>3</sup> and Yaniel M. Vázquez-Taset<sup>1</sup>

Received 14 October 2011; revised 13 July 2012; accepted 23 July 2012; published 11 September 2012.

[1] The La Trocha fault zone acted as a major left-lateral transfer zone and is bounded by the La Trocha (LTF), Zaza-Tuinicú (ZTF), Cristales (CTF) and Taguasco (TGF) faults. These faults were consistent with the clockwise rotation of convergence and shortening in central Cuba. From the Paleocene to the Early Eocene (65–48 Ma), a SSW–NNE shortening produced transtension in the LTF and transpression in the ZTF. Subsequently, during the Middle Eocene (48–37 Ma), shortening shifted to a SW–NE direction, resulting in the normal component of the LTF and transpression in the ZTF and CTF. Since the Late Eocene (37 Ma), central Cuba has been welded to the North American Plate. The post-welding deformation gave rise to transtension of the LTF and TGF. This deformation is consistent with a WSW–ENE shortening and reflects activity in the transform boundary of the Cayman Trough. Both the normal and thrust displacements of these previous faults are corroborated by structural data whereas left-lateral displacement is deduced from the concordance between oblique collision and structural features. Plate-kinematics and the structural evolution of the La Trocha fault zone indicate that the related Central Basin is a strike-slip polygenetic basin and that the formation of this system (i.e., fault zone – strike-slip basin) was a consequence of the Paleogene oblique collision between the Caribbean Volcanic Arc and the Bahamas Borderland (North American plate).

**Citation:** Cruz-Orosa, I., F. Sàbat, E. Ramos, L. Rivero, and Y. M. Vázquez-Taset (2012), Structural evolution of the La Trocha fault zone: Oblique collision and strike-slip basins in the Cuban Orogen, *Tectonics*, 31, TC5001, doi:10.1029/2011TC003045.

### 1. Introduction

[2] Despite the long controversy regarding the origin and evolution of the Caribbean Plate (cf. intraAmerican models by Ball *et al.* [1969], Donnelly [1985], Meschede and Frisch [1998] and James [2006, 2009a, 2009b] and Pacific-derived models by Wilson [1966], Pindell [1985, 1994], Pindell *et al.* [1988, 2005, 2006] and Pindell and Kennan [2009]), the origin in situ of the oceanic strike-slip basins in the NW–Caribbean —i.e., the western Yucatan Basin and Cayman Trough— is generally accepted (Figure 1a). The coeval

development of these strike-slip basins with the progressive collision between the Caribbean and North American plates was put forward by Mann *et al.* [1995] and Mann [1997]. These authors also propose a model for oblique collision, strike-slip faulting, and the cessation of strike-slip faulting during eastward escape of the Caribbean Plate between the North and South American plates.

[3] In Cuba, the convergence between the Caribbean and North American plates evolved from subduction-accretion in the Late Cretaceous to accretion-collision in the Paleogene, and ended in welding of the resulting orogenic belt —i.e., the Cuban Orogen— in the North American Plate. During this evolution, a rotation of the convergence direction occurred, resulting in an increase in obliquity of the collision [Gordon *et al.*, 1997; Rojas-Agramonte *et al.*, 2005; Cruz-Orosa *et al.*, 2012]. The NW–SE regional trend and major structural features of the Cuban Orogen are in keeping with this evolution, but the coeval formation of a SW–NE to WSW–ENE striking —i.e., transversal to the orogenic belt— left-lateral fault system is a distinctive feature of this orogen. This fault system embraced, from the western Hondo fault to the eastern Oriente transform fault, the Pinar-Varadero, La Trocha and Guacanayabo-Nipe fault zones inside the orogen (Figure 1b). Paleogene activity of these major structures was intrinsically related to the formation and

<sup>1</sup>Departament d' Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines/ Centre Mixt d'Investigació GEOMODELS/Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain.

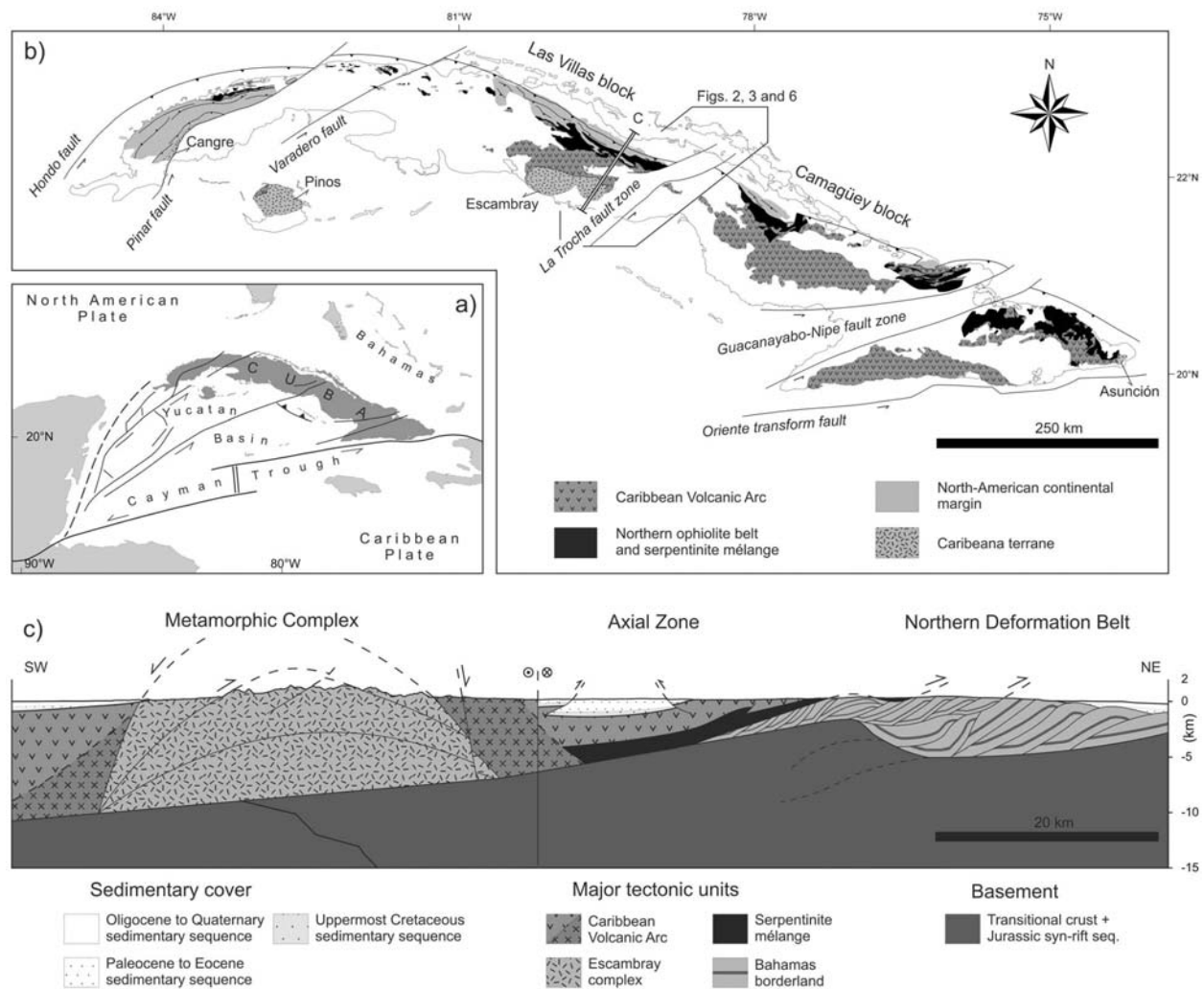
<sup>2</sup>Departament de Geodinàmica i Geofísica/Centre Mixt d'Investigació GEOMODELS/Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain.

<sup>3</sup>Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain.

Corresponding author: I. Cruz-Orosa, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franquès, s/n. E-08028 Barcelona, Spain. (israel\_cruz\_orsosa@ub.edu)

©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved. 0278-7407/12/2011TC003045





**Figure 1.** (a) Location of Cuba within the regional framework, compiled from *Rosencrantz* [1990] and *Pindell et al.* [2005]. (b) Geological map of the Cuban Orogen showing the major tectonic units and structures, simplified from *Pushcharovsky* [1988]. (c) Regional transect through the Las Villas block showing structural domains, modified from *Cruz-Orosa et al.* [2012].

evolution of the Yucatan Basin and Cayman Trough [*Rosencrantz et al.*, 1988; *Rosencrantz*, 1990, 1996; *Mann et al.*, 1995; *Leroy et al.*, 2000]. The origin of these structures, however, remains unresolved. It has been suggested that they have been inherited from former faults that extended the volcanic arc. However, available structural data suggest that these structures were consistent with the Paleogene shortening.

[4] Both surface and subsurface data support the structural arrangement of the La Trocha fault zone. The surface geological data show a major structure that acted as a transfer fault zone in the central Cuban orogenic belt [*Linares et al.*, 1985; *Pushcharovsky*, 1988; *García-Delgado et al.*, 1998], whereas the subsurface data record the existence of a sedimentary basin—the Central Basin—linked to this fault zone. Syntectonic sedimentary sequences associated with transtensional faults were deposited in this basin during the Paleogene [*Cruz-Orosa et al.*, 2012]. In addition, regional

geophysical surveys record anomalies attributed to the La Trocha fault zone. In particular, the gravity field highlights a SW-NE striking major structure that crosses the orogen [*Sazhina*, 1969; *Ipatenko and Sazhina*, 1971; *Cuevas et al.*, 2001, 2003].

[5] In the present paper, we continue the study outlined by *Cruz-Orosa et al.* [2012]. These authors had synthesized some earlier ideas and had provided new criteria for structural reconstruction of the Cuban Orogen based on a tectono-stratigraphic analysis of the central Cuban synorogenic basins. By contrast, in the paper at hand, a detailed structural model and evolution of the La Trocha fault zone is proposed. The present study is supported by a 2D-gravity inversion modeling that was constrained by the available structural data, including surface data, some seismic sections and several boreholes. This modeling will allow us to define some major features of this macrostructure such as its geometry, style of deformation, and structural evolution. Some

elements are also discussed to better understand the tectonic context of the formation of this fault zone and linked strike-slip basins in the Cuban Orogen.

## 2. Geological Framework

### 2.1. Regional Setting

[6] The Cuban geology summarizes the tectonic evolution of the northwestern Caribbean during the Late Cretaceous to the Paleogene, when subduction and collision processes involving the Caribbean and North American plates took place [Rojas-Agramonte *et al.*, 2006; García-Casco *et al.*, 2008; Saura *et al.*, 2008; van Hinsbergen *et al.*, 2009; Cruz-Orosa *et al.*, 2012]. During this time span, Cuba was part of a microplate, which was isolated from the neighboring plates and was bounded by the Proto-Yucatan Basin to the south and by an active frontal-oblique collision zone to the north (Figure 1). Extension in the intraarc Yucatan Basin produced the split of the northwestern branch of the Caribbean Volcanic Arc (Cuban sector) and the exhumation of some metamorphic complexes—cf. the Caribeana terrane—in the Cuban Orogen [Pindell *et al.*, 2005; García-Casco *et al.*, 2008; Stanek *et al.*, 2009]. Compression was recorded in a fold-and-thrust belt affecting the North-American passive continental margin in the northern structural domain of the orogen [Cruz-Orosa *et al.*, 2012]. Subsequently, the origin and evolution of the Cayman Trough led to the cessation of extension in the Yucatan Basin and to the formation of the current transform boundary between the Caribbean and North American plates [Holcombe *et al.*, 1973; Rosencrantz *et al.*, 1988; Mann *et al.*, 1995, 2002; Leroy *et al.*, 2000] (Figure 1a). The post-Eocene deformation mainly occurred in major fault zones and to the foreland [Gordon *et al.*, 1997; Masaferró *et al.*, 1999, 2002; Rojas-Agramonte *et al.*, 2005; Cruz-Orosa *et al.*, 2012].

[7] The major tectonic units involved in the Cuban Orogen are shown in Figure 1b. The Caribbean Volcanic Arc developed as a consequence of the subduction of the Proto-Caribbean oceanic lithosphere—i.e., the North American Plate—beneath the Pacific oceanic lithosphere—i.e., the Caribbean Plate— [Pindell and Dewey, 1982; Pindell *et al.*, 2005, 2006]. Paleomagnetic data support a gradual north-eastward motion and anticlockwise rotation during the evolution of the volcanic arc [Renne *et al.*, 1991; Chauvin *et al.*, 1994; Tait *et al.*, 2009]. Volcanic activity lasted until the Early Campanian in western and central Cuba whereas it lasted until the Eocene times in eastern Cuba [Rojas-Agramonte *et al.*, 2004, 2006, 2008]. The Caribbean Volcanic Arc is omnipresent in the geology of Cuba and is represented mainly by volcanic, volcano-sedimentary and plutonic rocks [Iturralde-Vinent, 1996a; Furrázola-Bermúdez and Núñez-Cambra, 1997; Proenza *et al.*, 2006; Stanek *et al.*, 2009]. The deepest exposed section of the volcanic arc and its oceanic basement is represented by the amphibolitic Mabujina complex [Somín and Millán, 1981; Millán, 1996]. However, Blein *et al.* [2003] suggest that the Mabujina complex forms part of a different and older volcanic arc (Figure 2). During the Late Campanian, volcanic activity ceased because of the subduction and accretion of the Caribeana terrane. According to García-Casco *et al.* [2008], this terrane was a portion of the Proto-Caribbean domain and displayed features similar to those of the North-American continental margin. Exhumation

of the Caribeana rocks started during the Maastrichtian and resulted in the outcrop of some metamorphic complexes. The incipient orogenic belt continued to collide with the continental margin of the North American Plate—cf. the Yucatan and Bahamas borderlands—until the Eocene, when the Cuban Orogen was transferred to the North American Plate. The suture zone is marked by an extensive ophiolite belt and serpentinite mélangé that crops out in the northern part of the Cuban Orogen [Iturralde-Vinent, 1996b; Cobiella-Reguera, 2005, 2009; Lewis *et al.*, 2006; García-Casco *et al.*, 2006] (Figure 1b).

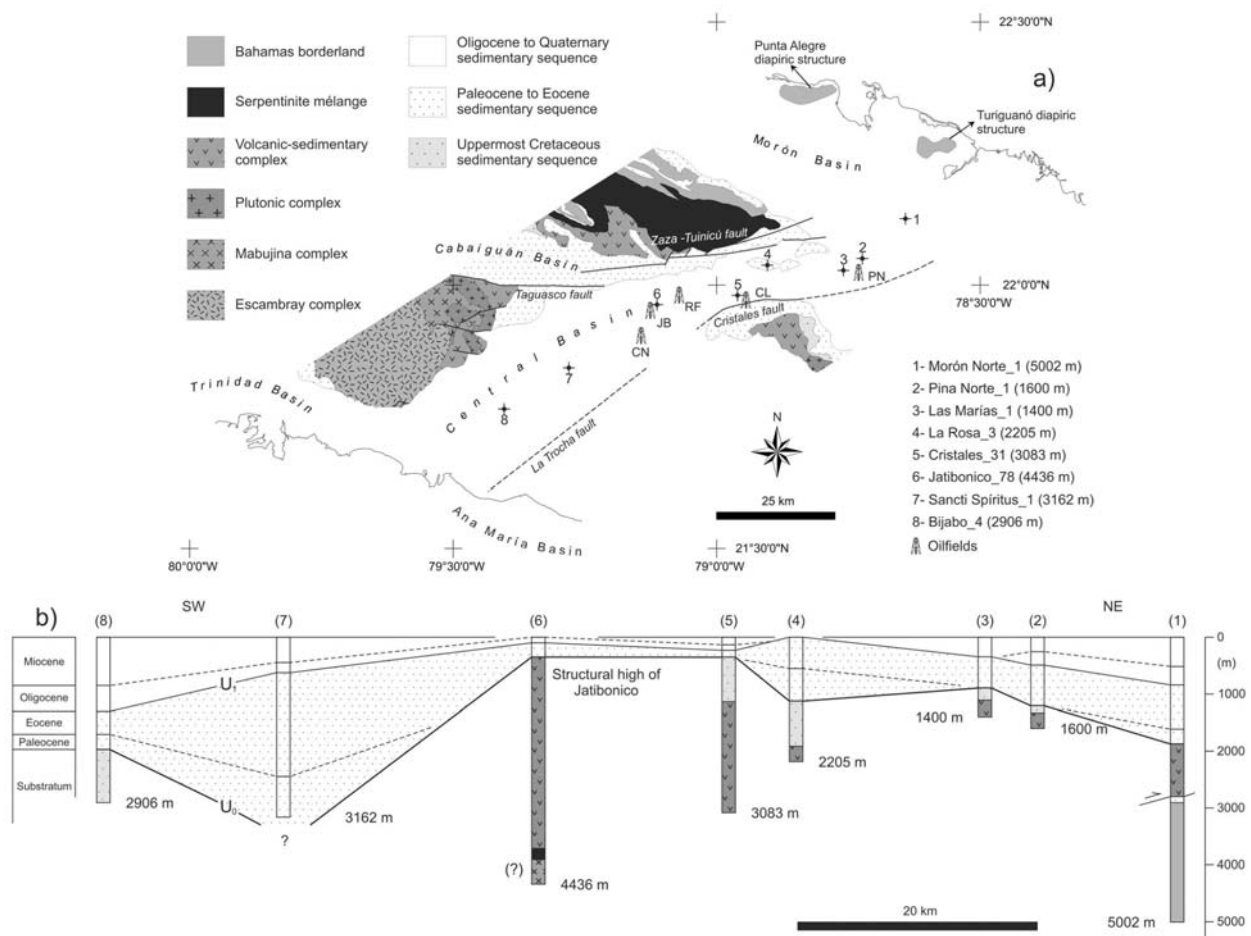
[8] The structural transect in Figure 1c shows that the Caribbean Volcanic Arc and serpentinite mélangé are allochthonous on the North-American continental margin—i.e., the Bahamas borderland—in the central Cuban orogenic belt. This borderland is very deformed in a thin-skinned imbricated thrust system forming the Northern Deformation Belt. The Bahamas series have been described by several authors, including Meyerhoff and Hatten [1968, 1974], Pszczółkowski [1986, 1999] and Pszczółkowski and Myczyński [2003, 2010]. The Caribbean Volcanic Arc and serpentinite mélangé occupy the Axial Zone of the orogen, forming a partially imbricated synclinorium, whereas the Escambray complex—cf. the Caribeana terrane—is a dome below the volcanic arc suite. Data from Renne *et al.* [1989], Otero *et al.* [1998] and Moreno Toiran [2003] suggest that the basement of these major tectonic units is an extended, Neoproterozoic transitional crust.

### 2.2. La Trocha Fault Zone and Central Basin

[9] The La Trocha fault zone is collinear with the trans-basin fault, which separates the western and eastern domains of the Yucatan Basin [cf. Rosencrantz, 1990] (Figure 1a). This author also suggests that the trans-basin fault was a left-lateral transcurrent fault and that the amount of its offset was less than 50 km. The age of the trans-basin fault is not clear.

[10] The main stage of deformation in the La Trocha fault zone occurred during the Paleogene, when some areas subsided and syntectonic sedimentary sequences accumulated in marine environments. All these depositional areas, in conjunct, are denominated the Central Basin [Cruz-Orosa *et al.*, 2012] (Figure 2a). The Central Basin was developed on an active substratum that was partially affected by thrust and strike-slip faults. Several tectonic blocks were differentiated as a result of vertical motions inside the fault zone and two main depocenters were developed (Figure 2b). In the southwestern depocenter, sediments exceed 3000 m in the Sancti Spíritus\_1 borehole whereas, in the northeastern depocenter, sediment thickness is smaller—around 1000–1500 m. Both depocenters are separated by a structural high in the Jatibonico\_78 borehole.

[11] The Cenozoic sedimentary infill of the Central Basin unconformably overlies ( $U_0$  in Figure 2b) the volcanic rocks and the uppermost Cretaceous sedimentary sequence. However, borehole data show that other types of rocks—i.e., ophiolitic and metamorphic rocks, and continental margin series—are also involved in the basin substratum. The volcanic sequences are very common in the substratum, consisting of volcanic, volcano-sedimentary and sedimentary rocks, with subordinate plutonic rocks. In the Jatibonico\_78 borehole, this suite exceeds 3000 m in thickness. The uppermost Cretaceous sequence covers the volcanic rocks with angular unconformity. Both sequences are cut by the

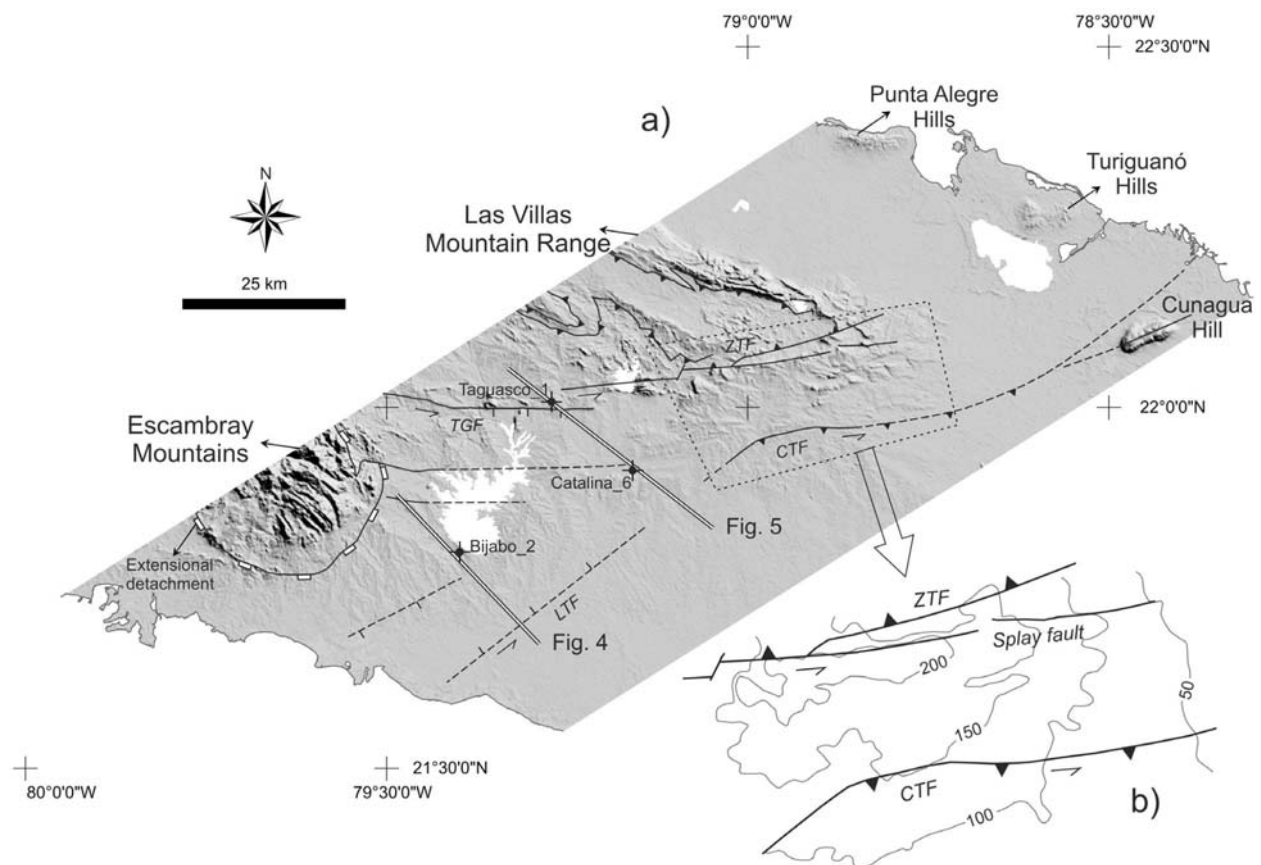


**Figure 2.** (a) Geological map and (b) longitudinal correlation panel of the La Trocha fault zone. U<sub>0</sub> = basal unconformity, and U<sub>1</sub> = unconformity between the lower (Paleocene to Eocene) and upper (Oligocene to Quaternary) sedimentary sequences. Major tectonic units are compiled from *García-Delgado et al.* [1998]. The oilfields are, from west to east: Catalina (CN), Jatibonico (JB), Reforma (RF), Cristales (CL), and Pina (PN).

major faults of the La Trocha fault zone [*Cruz-Orosa et al.*, 2012]. The uppermost Cretaceous sequence is made up of terrigenous to clastic-carbonate and calcareous rocks and their thicknesses range between 0 and more than 1000 m. Moreover, ophiolitic and metamorphic rocks are scarce in the basin substratum and have only been documented in few wells —e.g. the Jatibonico\_78. The Bahamas borderland sequences have been sampled in the Morón Norte\_1 borehole below the volcanic suite.

[12] Two main sequences can be differentiated in the sedimentary infill of the Central Basin: a lower sequence, Paleocene to Eocene in age, which is syntectonic with the main regional deformation; and an upper sequence from the Oligocene to the Quaternary. The Paleocene to Eocene sedimentation was eminently terrigenous. It was produced by erosion of the orogen and was deposited in deep-marine environments. The Oligocene to Quaternary sequence is mainly composed of calcareous series of shallow-marine and transitional environments (see descriptions by C. W. Hatten et al. (Geology of central Cuba, eastern Las Villas and western Camagüey provinces, Archivo del Servicio Geológico Nacional, Havana,

Cuba, unpublished report, 1958), I. Kantchev (Informe geológico de la provincia Las Villas: Resultados de las investigaciones geológicas a escala 1:250000 durante el periodo 1969–1975, Archivo del Servicio Geológico Nacional, Havana, Cuba, unpublished report, 1978), and *Cruz-Orosa et al.* [2012]). Both sequences are separated by a regional unconformity (U<sub>1</sub> in Figure 2b). The Paleocene to Eocene sedimentary sequence includes olistostromic and turbiditic series, which grades laterally and upward to carbonate platform and neritic series. Detritic material is polymictic made up of andesite, granitoid, tuff, basalt, chert, sandstone, and limestone clasts. In the carbonate platform and neritic series, the limestones, marls, calcarenites and polymictic sandstones are predominant. The Paleocene to Eocene sedimentary sequence varies considerably in thickness. Its maximum value is in the Sancti Spiritus\_1 borehole (over 2500 m), but the most common range is from 100 to 800 m (Figure 2b). The Oligocene to Quaternary sedimentary sequence is made up of limestones, marls, calcarenites and biocalcarenes, with some clastic input around the Escambray Mountains. Thicknesses are more significant toward the SW, exceeding 1300 m in the



**Figure 3.** (a) Structural map in shaded relief of the La Trocha fault zone. Major structures are the La Trocha (LTF), Zaza-Tuinicú (ZTF), Cristales (CTF) and Taguasco (TGF) faults. Geometry of major structures was compiled from a broader grid of seismic data (e.g., LTF and TGF) and/or from surface data (e.g., ZTF and CTF). (b) Detail showing an alignment in relief associated with the splay in the Zaza-Tuinicú fault. See also Figure 2 to compare with surface geology.

Bijabo\_4 borehole (Figure 2b). In the central and northeastward parts of the basin, the Oligocene to Quaternary sequence is thinner and may even be absent, but it is more significant around the Morón Norte\_1 borehole.

### 3. Structural Modeling

[13] The La Trocha fault zone and Central Basin have been extensively studied as a result of oil exploration. This has given rise to a large number of exploration wells throughout the structure and to some detailed seismic studies and regional gravity surveys. However, boreholes are not sufficient for regional modeling and the quality of the available seismic data is not suitable for prospecting in some areas. Therefore, gravity data become a major tool for integrating available structural constraints into the model.

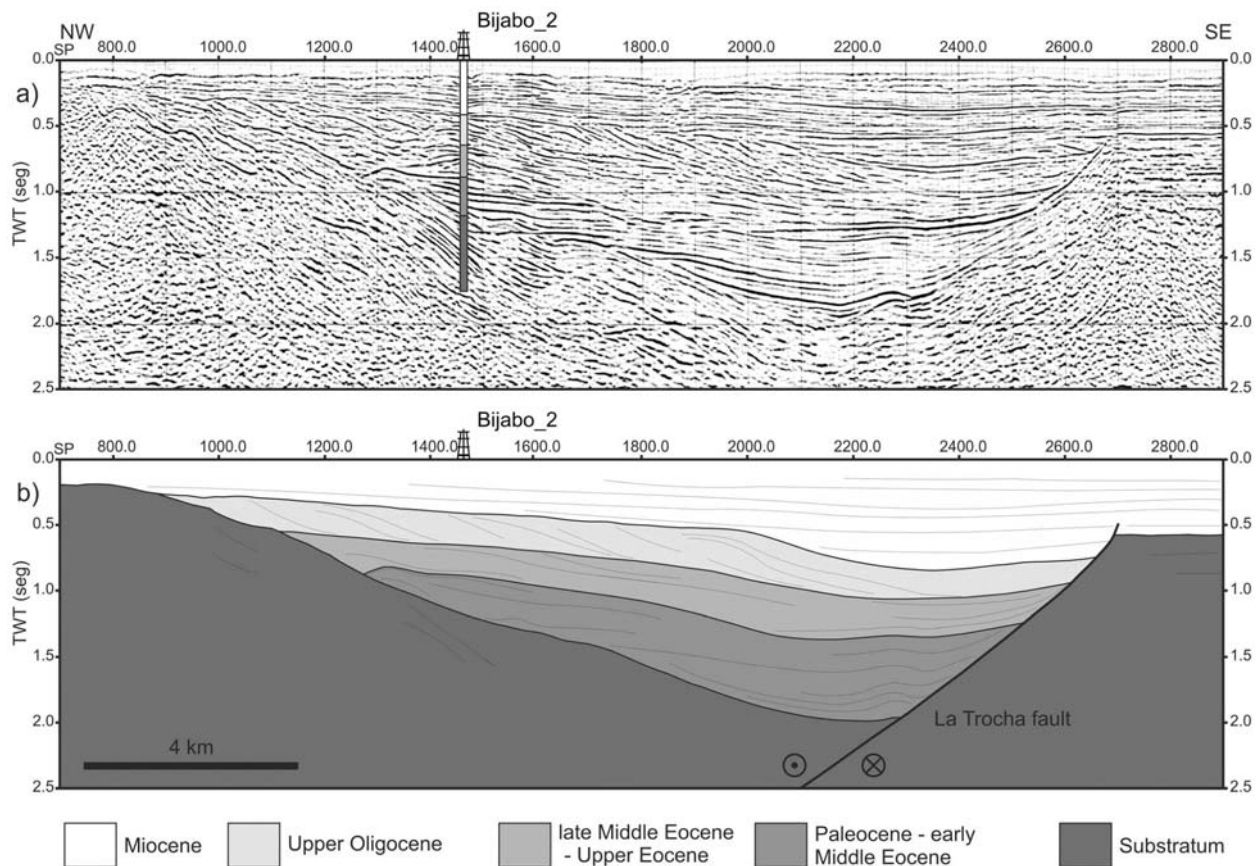
#### 3.1. Structural Constraints

[14] The La Trocha fault zone behaves like a transtensive transfer fault although some structures result from transpression. This fault zone is bordered by some major faults that behaved differently during deformation. The major faults are the La Trocha (LTF), Zaza-Tuinicú (ZTF), Cristales

(CTF) and Taguasco (TGF), despite other minor faults (Figures 2 and 3).

[15] The SW-NE-oriented LTF, which forms the southeastern boundary of the La Trocha fault zone, is the main fault of the system. It is not documented in surface despite being well known from seismic data (Figure 4). In the southwestern part of the Central Basin, the LTF shows a marked normal displacement, at around of 1.5 s of TWT (two-way travelttime). The fault cut and displaced the top of substratum, giving rise to a half-graben that filled with syntectonic sedimentary sequences from the earliest Paleocene to the Eocene. Some activity of this fault may have been retained until the earliest Miocene. Moreover, an antithetic fault developed to the SW, forming geometries that locally resemble a graben. The LTF is attenuated toward the NE (Figures 3 and 5).

[16] The WSW-ENE-oriented ZTF and CTF constitute the main boundaries of the northern La Trocha fault zone. Both faults have a thrust character and form a structure that resembles a compressional triangle zone. The ZTF shows a splay fault. The main fault is marked by surface geology (Figure 2) whereas the splay is prominent in a relief alignment (Figure 3b). The splay fault is younger and has a strike-slip character. According to *Linares et al.* [1985],



**Figure 4.** (a) NW-SE seismic section and (b) line-drawing of the southern La Trocha fault zone showing a half-graben associated with the La Trocha fault. Interpretation is based on the Bijabo\_2 borehole. The fit of the borehole log in seismic section was supplied by CubaPetróleo. See location in Figure 3.

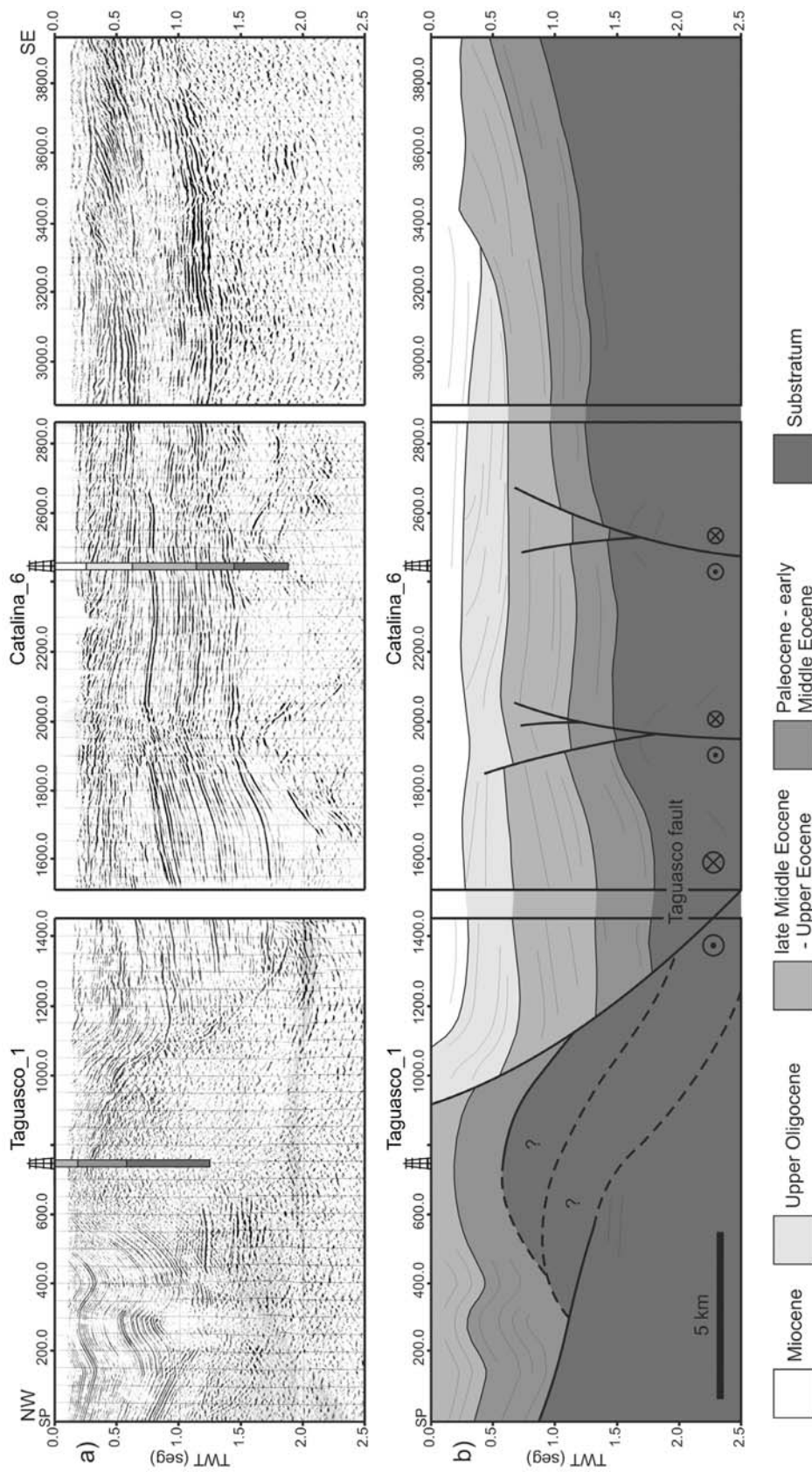
*Pushcharovsky* [1988], and *García-Delgado et al.* [1998], the hanging wall of the ZTF is made up of ophiolitic and volcanic rocks. The age of the sedimentary rocks involved in the footwall ranges from the Paleocene to the Eocene. These criteria suggest that the ZTF was active after the Eocene. Meanwhile, the CTF is well documented in the Cristales oilfield that is linked to it (Figures 2 and 3). In this area, the hanging wall contains the Paleocene to Eocene sequence whereas both the Paleocene to Eocene and Oligocene to Quaternary sequences are included in the footwall. This strongly suggests that thrust displacement of the CTF is less than in the ZTF and that the CTF could be younger and was probably active until the earliest Miocene. The local uplift in the Cunagua Hill was probably related to transpression of the CTF (Figure 3).

[17] The boundary between the Cabaiguán and Central basins is marked in surface geology by the W-E-oriented TGF (Figures 2a and 3). However, this boundary is complex as shown in Figure 5. The Paleocene to Eocene sequence is involved both in the hanging and footwall of the TGF normal fault but the deformation pattern is different on both sides of the fault. In the footwall, the seismic image is diffuse around a structural high in the Taguasco\_1 borehole and the Upper Eocene layers are probably folded in a compressional setting. By contrast, in the hanging wall the sedimentary record reaches the Miocene with evidence of

extensional drag folding. The structural high in Figure 5 is interpreted as an antiformal stack that was subsequently cut by the normal fault. All these criteria suggest that at least two deformation events overlapped at the boundary between the Cabaiguán and Central basins. The compressional structure is younger than the Late Eocene and the TGF normal fault occurred in the Late Oligocene-Early Miocene.

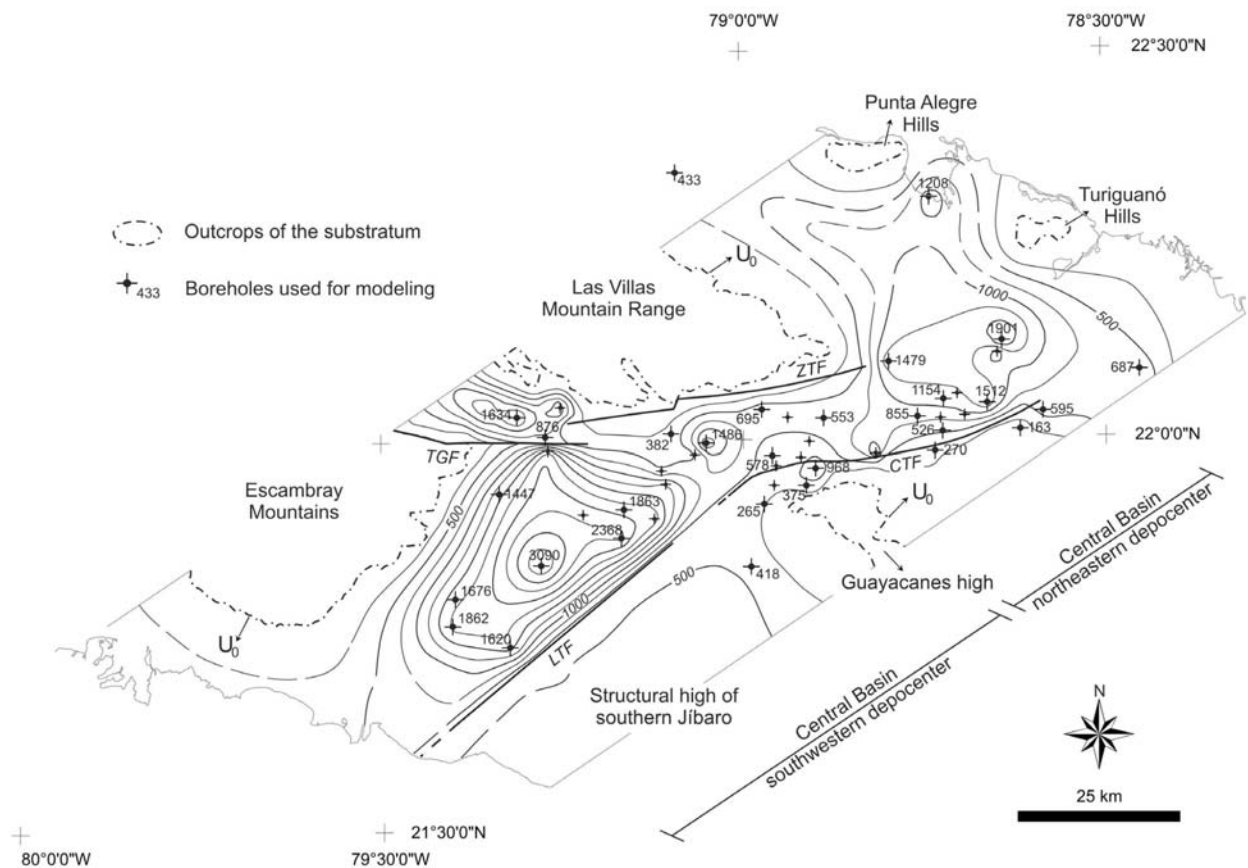
[18] Figure 5 also shows some late strike-slip flower structures that cut the Paleocene to Oligocene sedimentary record. These structures are covered by the Miocene succession and are probably related to a late strike-slip motion in the TGF. Furthermore, the northeastern branch of the Central Basin is very structured and according to E. Milián (Caracterización de las facies colectores y sellos y su distribución areal para los depósitos Cretácico-Paleógenos de la Cuenca Central de Cuba, Archivo de la EPEP-Majagua, Ciego de Ávila, Cuba, unpublished report, 1987), *Peña-Reyna et al.* [2007], and *Cruz-Orosa et al.* [2007] lateral displacements of blocks can exceed 1000 m in a SW-NE direction.

[19] The structural map in Figure 6 represents the basal unconformity ( $U_0$ ) of the Central Basin. The southern depocenter forms a half-graben related to the LTF and is limited by the Escambray Mountains to the NW and by the TGF to the north (Figures 2, 3 and 4). The northern depocenter is much smaller and not as deep—1486 m in the



**Figure 5.** (a) NW-SE seismic section and (b) line-drawing of the central La Trocha fault zone showing a multiphase structure in the boundary between the Cabaiguan and Central basins. Interpretation is based on the Catalina\_6 and Taguasco\_1 boreholes. The fit of the borehole logs in seismic section was supplied by CubaPetróleo. See location in Figure 3.





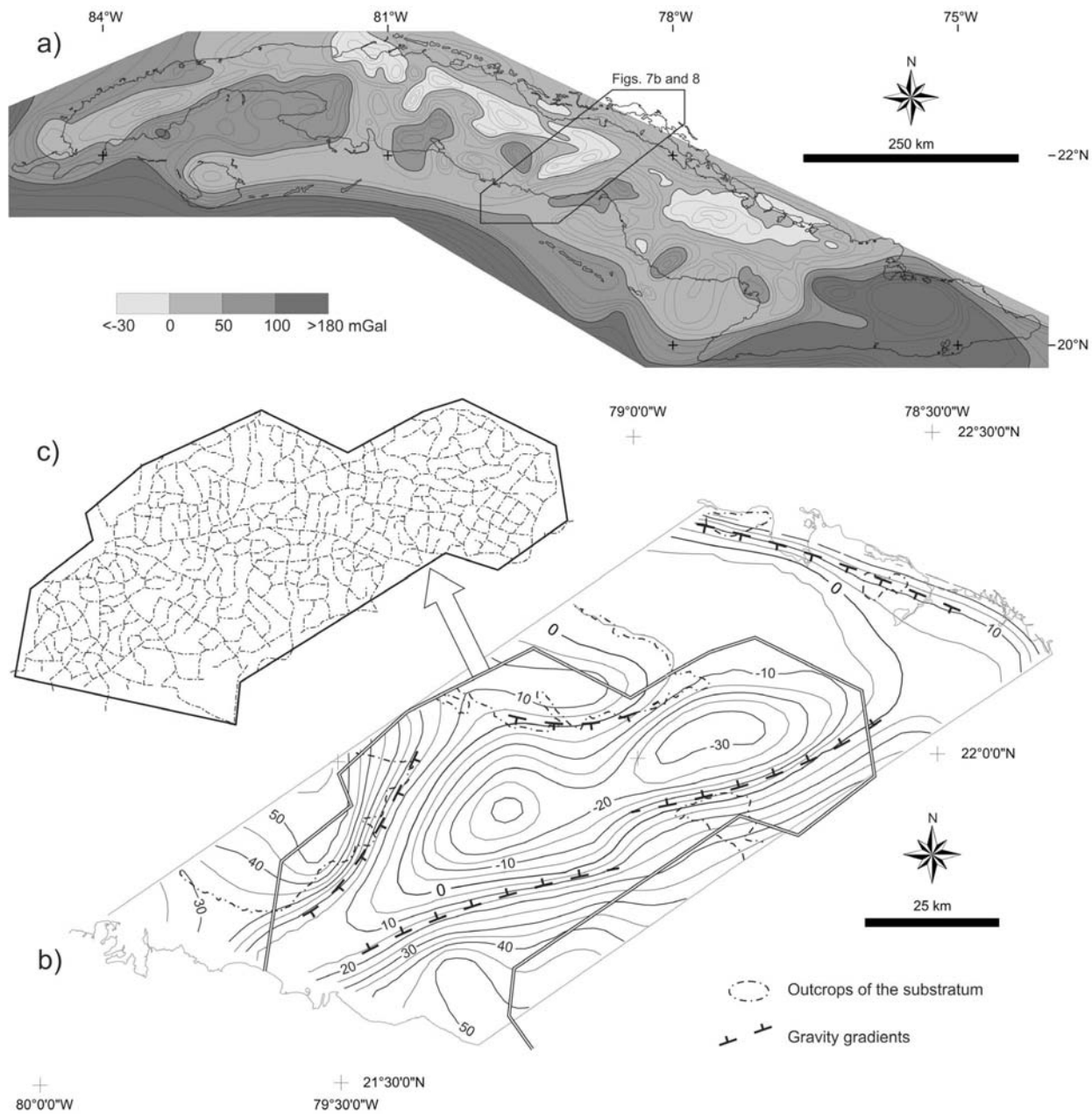
**Figure 6.** Structural map of the basal discontinuity ( $U_0$ ) in the Central Basin. Map is constructed from borehole data and constrained by seismic sections and surface data. Contour lines are separated by 250 m. See also Figures 2 and 3 for comparison with surface geology.

Reforma oilfield—as the southern depocenter and is limited by the CTF and ZTF to the SSE and NNW, respectively. This depocenter is connected with the broken foreland Morón Basin, which is located to the NE. The southern and northern depocenters are separated by the Jatibonico structural high, where the basal unconformity is at less than 500 m deep.

### 3.2. Gravity and Density Data

[20] The regional gravity field in Figure 7a reflects very well the structure of the Cuban Orogen [cf. *Sazhina*, 1969; *Cuevas et al.*, 2001, 2003]. Broadly speaking, it shows a regional SSW trending gradient, but also includes anomalies generated by local structures such as the La Trocha fault zone (Figure 7b). The northern flank of the orogen is characterized by negative anomalies (down to  $-30$  mGal) that are probably attributed to the imbricated system of the Bahamas borderland and to a greater thickness of the transitional crust. By contrast, the gravity field in the southern flank presents positive anomalies, commonly between 0 and 100 mGal but it can exceed 180 mGal in eastern Cuba. These anomalies are linked to the volcanic arc and ophiolitic rocks, which are allochthonous on the margin sequences and which are deformed by some domes made up of metamorphic rocks [*Bush and Shcherbakova*, 1986; *Pardo*, 1996; *García-Casco et al.*, 2008].

[21] The Central Basin has been extensively studied by gravity surveys, e.g., I. Kireev (Informe referente a la exploración gravimétrica de la Cuenca Central, Archivo del Servicio Geológico Nacional, Havana, Cuba, unpublished report, 1963), S. Ipatenko (Informe sobre las investigaciones magnetométricas y gravimétricas en la provincia de Camagüey, Archivo del Servicio Geológico Nacional, Havana, Cuba, unpublished report, 1968), M. Rodríguez and J. L. Prol (Informe sobre el levantamiento gravimétrico detallado del área Mayajigua-Morón, Archivo de la Empresa Nacional de Geofísica, Havana, Cuba, unpublished report, 1980), and M. Rodríguez and R. Domínguez (Informe sobre los resultados del levantamiento gravimétrico en Jatibonico-Pina-Esmeralda, Archivo de la Empresa Nacional de Geofísica, Havana, Cuba, unpublished report, 1993). The two most recent surveys were conducted at local scale with exploratory aims. Modeling was therefore performed on the basis of the data obtained by Ipatenko between 1962 and 1968. These data include a significant amount of primary data and a unified Bouguer anomaly map of the Central Basin and surrounding areas at 1:50000 scale. Primary data in Figure 7c were acquired along the road network with a measurement point every 400 m. A coverage of 1.6 point/km<sup>2</sup> resulted from the ratio between the number of measurements and the surveyed surface. The Bouguer map in Figure 7b was



**Figure 7.** (a) Bouguer anomaly map ( $\sigma = 2.3 \text{ g/cm}^3$ ) of the Cuban Orogen, modified from *Ipatenko and Sazhina* [1971]. (b) Bouguer anomaly map ( $\sigma = 2.3 \text{ g/cm}^3$ ) and (c) location of primary gravity data of the Central Basin and surrounding areas, compiled from *Ipatenko* (unpublished report, 1968).

constructed from the regularization of these primary data together with data from other regional surveys. The original mean quadratic error of this map was estimated at  $\pm 0.34 \text{ mGal}$ , but it increased to  $\pm 0.8 \text{ mGal}$  as a result of the digitalization process.

[22] The Bouguer map in the Central Basin is characterized by an intense negative anomaly striking SW-NE (Figure 7b). It consists of two gravity minimums (down to  $-30 \text{ mGal}$ ) that are separated by the structural high of Jati-bonico (Figure 2b). At first sight, it seems that the entire anomaly is generated by the same sources. However, the subsurface data confirmed that the southwestern branch is

partially induced by more than 3000 m of sedimentary infill, whereas the substratum is cut at depths between 500 and 1500 m in the northeastern branch. *Gómez-García and Prol* [2001] suggest that the substratum includes sedimentary rocks—probably belonging to the Bahamas borderland—under the volcanic arc rocks to the NE. This hypothesis would offset the gravity intensity in both areas and is structurally possible given that the volcanic and ophiolitic rocks are allochthonous on the margin sequences as is in the surface geology and in the Morón Norte\_1 borehole (Figures 1c and 2).

**Table 1.** Density of Rocks in the Studied Area; Major Sequences and Rock Types are Differentiated<sup>a</sup>

Sequences and Main Rock Types		<i>n</i> (1)	Mean(1)	<i>n</i> (2)	Mean(2)	
Sedimentary infill	<i>Oligocene to Quaternary sedimentary sequence</i>	520	2.30			
	Claystones and mudstones	211	2.050	-	-	
	Marls	75	2.103	-	-	
	Marly limestones	57	2.350	-	-	
	Limestones	79	2.610	-	-	
	Organogenic limestones and marls	33	2.303	-	-	
	Calcarenites	65	2.405	-	-	
	<i>Paleocene to Eocene sedimentary sequence</i>	404	2.35			
	Shales and siltstones	17	2.225	-	-	
	Sandstones (undifferentiated)	65	2.306	-	-	
	Polymictic sandstones	121	2.317	-	-	
	Tuffaceous sandstones	117	2.350	-	-	
	Conglomerates and breccias (undifferentiated)	31	2.500	-	-	
	Polymictic conglomerates	13	2.362	-	-	
	Tuffaceous conglomerates	40	2.392	-	-	
	Substratum	<i>Volcanic arc</i>	96	2.66		
		Pyroclastic and epiclastic	54	2.550	-	-
Volcanic and sub-volcanic		30	2.600	-	-	
Plutonic		12	2.846	-	-	
<i>Ophiolitic</i>		194	2.72	55	2.82	
Basalts		3	2.700	7	2.870	
Gabbros		35	2.950	30	2.878	
Serpentinized peridotites		156	2.500	18	2.706	
<i>Sedimentary (Bahamas borderland)</i>		186	2.53	16	2.60	
Marls		37	2.220	-	-	
Limestones		25	2.615	16	2.600	
Dolostones		124	2.766	-	-	
<i>Metamorphic</i>				13	2.85	
Schists		-	-	7	2.810	
Amphibolites		-	-	2	3.080	
Marbles		-	-	4	2.670	

<sup>a</sup>Density data are from two sources: 1) from unpublished technical reports (1968 and 2001) and/or databases (consulted in 2008) of CUPET; and 2) measurements made for this work. Mean = arithmetic mean of population in g/cm<sup>3</sup>, and *n* = number of tests.

[23] The gravity gradients shown in Figure 7b are ascribed to the zones of change between positive and negative values and mark the limits of the sedimentary basins (see also Figures 2, 3 and 6). The main gradients are located to the SE as a result of the density contrast generated by the LTF and CTF. The NW and western gradients are attributed to the ZTF and to the density differences between the metamorphic rocks of the Escambray complex and the sedimentary infill of the Central Basin, respectively. Moreover, according to the qualitative interpretation of gravity data from *Peña-Reyna et al.* [2007], some SW-NE and NW-SE alignments occur in the basin and could constitute tectonic or lithologic contacts.

[24] Density data in Table 1 come from two sources. Most data were taken from unpublished technical reports (1968 and 2001) and/or databases (consulted in 2008) of CubaPetróleo (CUPET) and come from surface and borehole samples. The rest is our data, which were acquired from surface samples and were used as complementary data. Densities were obtained from the measurement of mass and volume. A total of 1484 tests were considered.

[25] On the substratum, density varies depending on the composition and rock types (Table 1). The volcanic arc sequence is widespread with the result that it has a major impact on the gravity field. Higher density values correspond to plutonic rocks—mainly diorites and granodiorites—with a mean of 2.846 g/cm<sup>3</sup>. In pyroclastic and epiclastic rocks—mainly agglomerates and tuffs—density is 2.550 g/cm<sup>3</sup> and in the intermediate volcanic and sub-volcanic rocks it is 2.600 g/cm<sup>3</sup>. The mean density of the volcanic arc sequence—

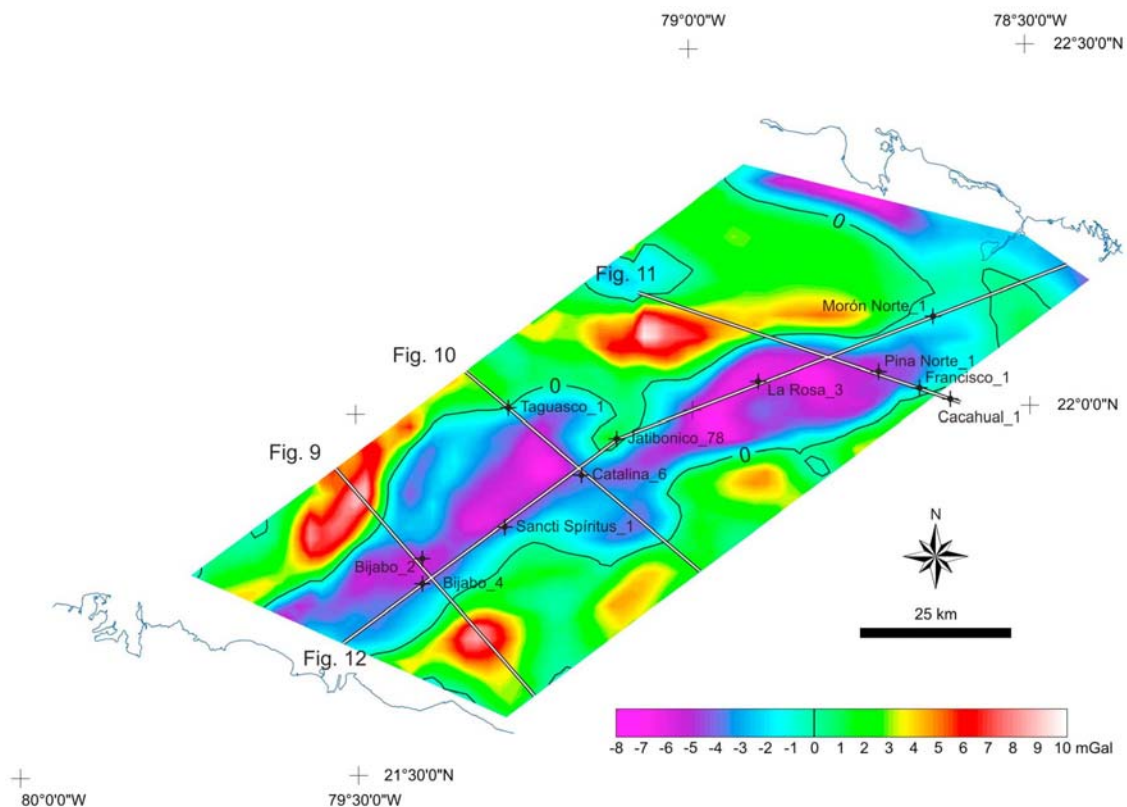
including plutonic rocks—is 2.66 g/cm<sup>3</sup>. This value in the volcanic-sedimentary sequence—excluding plutonic rocks—increases to 2.68 g/cm<sup>3</sup> because of the effect of burial depth (Table 2). Burial depth also affects the densities of the Bahamas sequence, whose mean values increase to 2.70 and 2.75 g/cm<sup>3</sup> in the continental slope/deep water basin and continental platform sequences, respectively. In addition, mean densities of the ophiolitic sequence range from 2.72 to 2.82 g/cm<sup>3</sup> according to the data source under consideration, whereas in metamorphic complexes they depend primarily on the rock type and its metamorphic grade.

[26] Rock density of the sedimentary infill varies with depth although a trend is attributed to the compositional

**Table 2.** Density Estimated to Adjust Burial Effect in Sedimentary Sequences<sup>a</sup>

Sequences and Stratigraphic Intervals	Density (g/cm <sup>3</sup> )	
Sedimentary infill	Quaternary	2.25
	Miocene	2.30
	Oligocene	2.45
	Eocene	2.50
	Paleocene	2.60
	Uppermost Cretaceous	2.65
Volcanic-sedimentary sequence	2.68	
Bahamas borderland: continental slope and deep water basin	2.70	
Bahamas borderland: continental platform	2.75	

<sup>a</sup>Burial effect was corrected by density of borehole samples from unpublished technical reports (1968 and 2001) and/or databases (consulted in 2008) of CUPET.



**Figure 8.** Residual gravity anomaly map of the Central Basin and surrounding areas. Map is based on data from Ipatenko (unpublished report, 1968).

differences between the Paleocene to Eocene and Oligocene to Quaternary sequences. The oldest sequence is eminently terrigenous —with a mixed composition— and its mean density is  $2.35 \text{ g/cm}^3$ , from  $2.500 \text{ g/cm}^3$  in conglomerates and breccias to  $2.225 \text{ g/cm}^3$  in shales and siltstones. The youngest sequence is more calcareous —partially argillaceous— and its mean density is  $2.30 \text{ g/cm}^3$ , from  $2.610 \text{ g/cm}^3$  in limestones to  $2.050 \text{ g/cm}^3$  in claystones and mudstones (Table 1). The burial depth correction of densities in the stratigraphic succession is shown in Table 2.

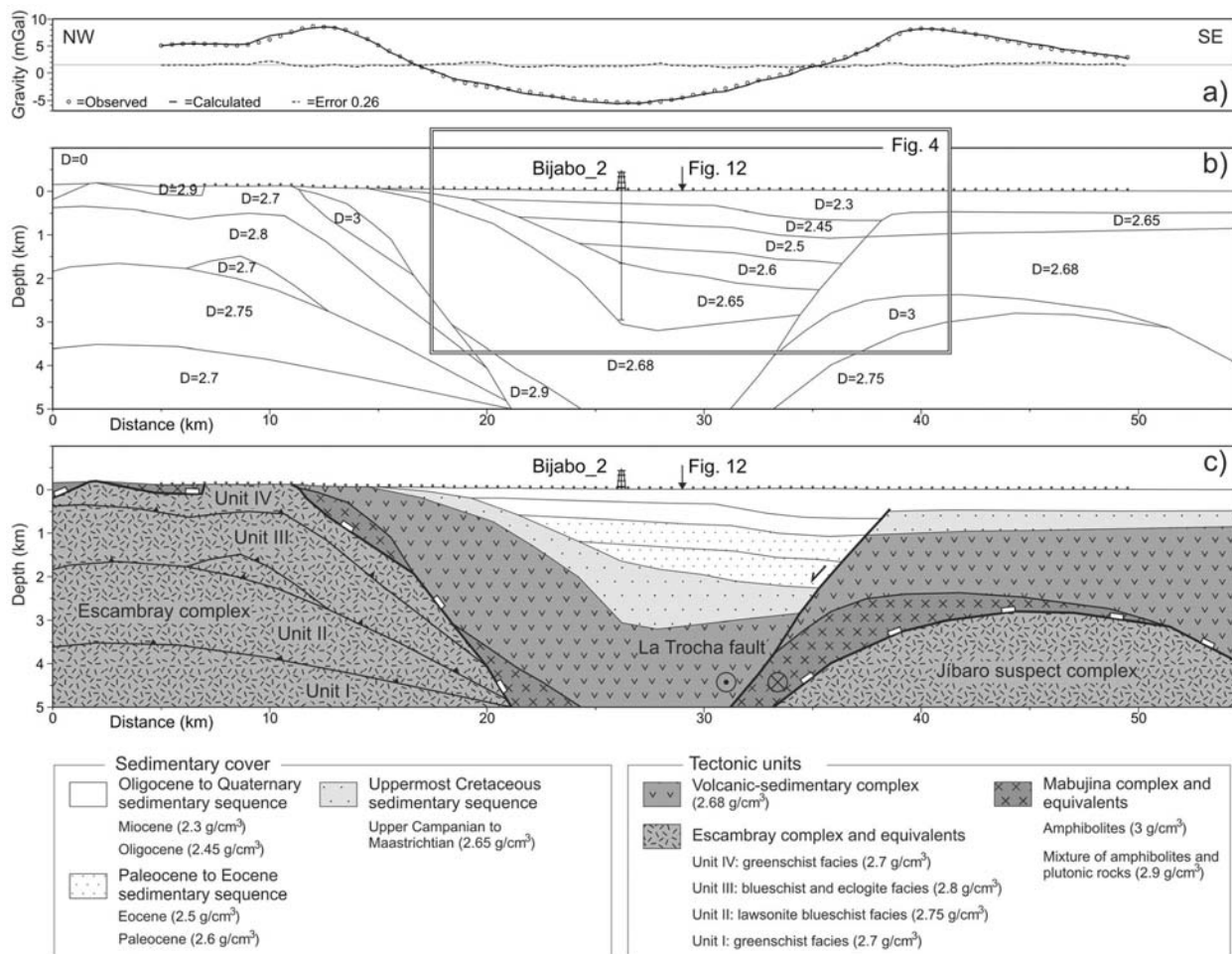
### 3.3. Inversion Gravity Models

[27] Gravity inversion was based on the methods of *Talwani et al.* [1959], *Talwani and Heirtzler* [1964] and other complementary algorithms implemented in GM-SYS by Geosoft Inc. The residual anomaly map in Figure 8 was used as primary gravity data for the inversion process and was selected because it was the best fit to surface geology and the Central Basin limits. This map results from the difference between the Bouguer map shown in Figure 7b and a regional anomaly map that was obtained by the Moving Average method with an isotropic search ellipse at 10000 m. A residual gravity inversion up 5000 m in depth was performed in accordance with this criterion.

[28] The residual component of the gravity field highlights the regional structure, showing a major negative anomaly in a SW-NE direction that is limited by several smaller positive anomalies to the NW and SE. The negative anomaly is produced by the sedimentary infill of the Central Basin whereas

the positive anomalies are linked to substratum sources. In addition, at the northern end there is another negative anomaly probably attributed to the Punta Alegre and Turiguanó salt sheet structures (Figures 2 and 3). Figures 9, 10, 11 and 12 show four regional transects obtained by a 2D-gravity inversion. Three of these models were plotted transversely through the La Trocha fault zone and one longitudinally to this macrostructure (see location in Figure 8). All the models were constrained by the available structural data of surface geology, drilling and seismic sections, and were extended 5 km in the  $-X$  and  $+X$  directions to eliminate edge effects.

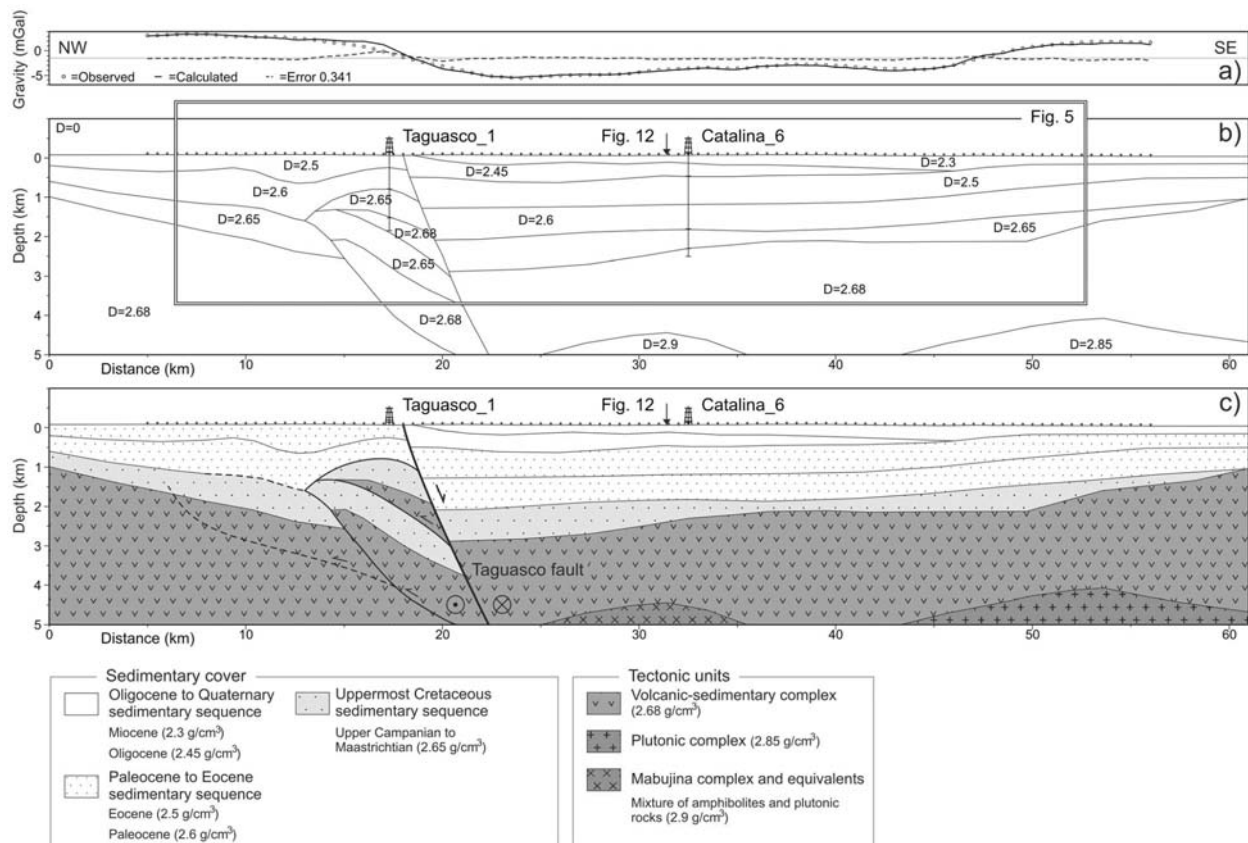
[29] Figure 9 shows a NW-SE transect of the southern La Trocha fault zone, from the Escambray Mountains to the south of Jíbaro through the Central Basin (Figures 6 and 8). The observed gravity curve varies from  $-5.5$  to  $8.7 \text{ mGal}$  and shows a fairly symmetrical geometry in profile. It may be interpreted as having resulted from a central low-density zone —occupied by the main depocenter of the Central Basin— between two structural highs of substratum to the NW and SE, respectively. The basin geometry is compiled from seismic and borehole data (Figure 4) whereas the substratum structure has been inferred from fitting the residual gravity data. In this transect, the Central Basin shows a half-graben geometry related to the La Trocha fault. The LTF presents a normal component with growth strata that exceed 1200 m in thickness. This fault cuts the uppermost Cretaceous sedimentary sequence and the volcanic arc rocks. The Escambray complex, which is representative of the southern



**Figure 9.** Two-dimensional transversal inversion gravity model of the southern La Trocha fault zone. Model includes the (a) gravity fit, (b) density model, and (c) interpretation panel. Structural and metamorphic arrangement of the Escambray complex is based on data from Millán [1997] and Stanek et al. [2006]. See location in Figure 8 and density data in Tables 1 and 2.

structural domain in central Cuba, is interpreted as an anti-formal stack of several tectonic units that show an inverted metamorphism [see Cruz-Orosa et al., 2012, and references therein]. The density range was assumed from mixtures of siliciclastic and calcareous metasediments with occasional metabasite intercalations while assuming an increase in the metamorphic grade upward. This interpretation is in keeping with data from Millán [1997], Stanek et al. [2006] and García-Casco et al. [2008] and suggests that there are repetitions in the metamorphic sequence. The contact between the Escambray complex and the overlain amphibolites and volcanic rocks is thought to be an extensional detachment, which allowed the exhumation of the Escambray complex (see descriptions by Stanek et al. [2006]). To the SE, the residual anomaly is ascribed to another structure that is equivalent to the Escambray complex in density and shape but does not crop out. This metamorphic complex is termed here the Jíbaro suspect complex and, like the Escambray, is interpreted as a dome below the amphibolites and volcanic arc rock. The Root Mean Square (RMS) error of this model is  $\pm 0.26$  mGal.

[30] Figure 10 shows a NW-SE transect of the central La Trocha fault zone, from the eastern Cabaiguán Basin to the south of the Guayacanes high (Figures 2, 6 and 8). The observed gravity curve varies from  $-5.6$  to  $3.5$  mGal and is flatter than in Figure 9. The geometry of the model is compiled almost entirely from the synthetic seismic section in Figure 5. Only the horizontal ends and bottom are inferred from fitting the residual gravity data. To the NW of the TGF, the sedimentary infill of the Cabaiguán Basin only includes the Paleocene to Eocene sequence and appears intensely folded. The structural high in the Taguasco\_1 borehole is interpreted as an antiformal stack that involves volcanic rocks and the uppermost Cretaceous sedimentary sequence. By contrast, to the SE of the TGF, the sedimentary infill of the Central Basin includes Paleogene and Miocene sediments. The Oligocene to Quaternary sedimentary sequence is probably related to the normal component of the TGF, which cuts and displaces laterally the Taguasco\_1 compressional structure. The southeastern anomaly is well adjusted by introducing a denser body —i.e., plutonic rocks— at depth. This interpretation is consistent with the outcropping of volcanic and plutonic rocks in the Guayacanes high



**Figure 10.** Two-dimensional transversal inversion gravity model of the central La Trocha fault zone. Model includes the (a) gravity fit, (b) density model, and (c) interpretation panel. See location in Figure 8 and density data in Tables 1 and 2.

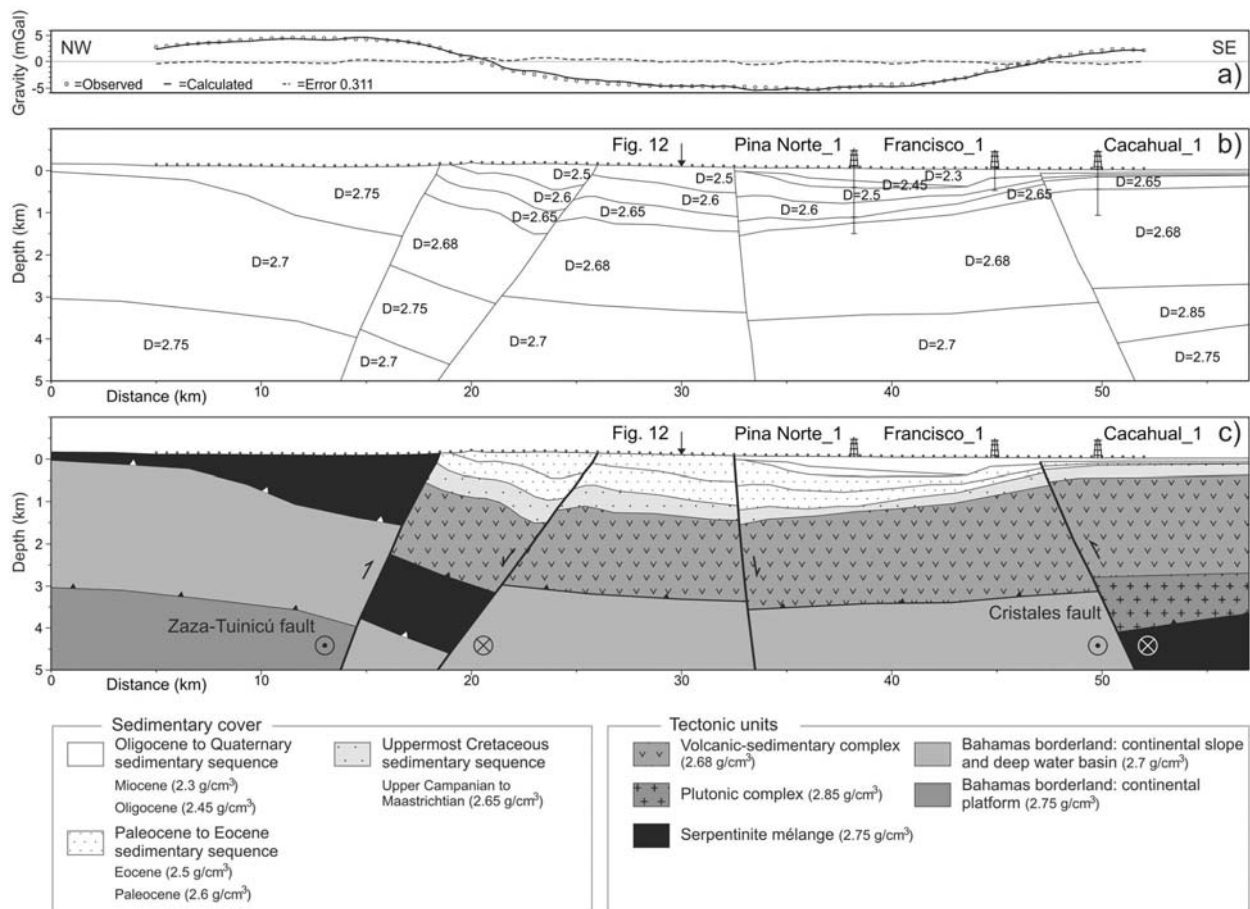
(Figures 2 and 6). The LTF is not present at the southeastern end of this transect, strongly suggesting that this fault is attenuated and that a change in structural style occurs between the LTF and CTF. The RMS error of this model is  $\pm 0.341$  mGal and is mostly concentrated in the Taguasco\_1 compressional structure. Although this error can be minimized, we prefer to leave it as it is in order to preserve the geometry from the seismic data.

[31] Figure 11 shows a NW-SE transect of the northern La Trocha fault zone, from the eastern Las Villas Mountain Range to the north of the Guayacanes high (Figures 3, 6 and 8). The gravity data vary from  $-5.3$  to  $4.6$  mGal, showing an extensive negative anomaly between two gravity maximums. This model is constrained mainly by surface and borehole data and only partially by the available seismic data, which are poorly imaged probably because of the structural complexity of this area. The basin geometry has been interpreted as a compressional triangle zone that is deformed by strike-slip faults forming a block system. The central block looks like a small horst inside the main compressional structure. Sedimentary layers in the northwestern blocks consist of the Paleocene to Eocene sequence and are partially folded whereas in the southeastern blocks they include both the Paleocene to Eocene and Oligocene to Quaternary sequences that become thinner to the SE. This geometry together with surface geology demonstrates that major uplift and source area were located to the NW. The

substratum structure was inferred from fitting the residual gravity data. To the NW of the ZTF it is well known that the Bahamas borderland sequences are overthrust by the allochthonous serpentinite mélangé and volcanic rocks that are thinner to the NW (see above and Figures 1 and 2). The substratum of the basin is mainly made up of volcanic rocks and the Cretaceous sedimentary sequence that have been sampled in several boreholes. In addition, the interpretation suggests that the Bahamas sequences are overthrust by 3000 m of volcanic and sedimentary rocks. To the SE of the CTF, the basin substratum is cut at less than 500 m depth in the Cacahual\_1 borehole. It is formed by an imbrication of volcanic, plutonic and ophiolitic rocks. Here, the Bahamas borderland sequences lie deeper than at the western end of this transect. The RMS error of this model is  $\pm 0.311$  mGal, but the models in Figures 9 and 10 are more robust because they are strongly constrained by seismic data.

[32] Figure 12 shows a SW-NE longitudinal transect of the La Trocha fault zone (Figure 8). The gravity data in this profile vary from  $-6.4$  to  $0.9$  mGal, showing two large negative anomalies that are separated by a maximum in the structural high of Jatibonico. The gravity curve is fairly flat, with gradients that are abrupt only in the Jatibonico high and toward the ends of this transect. All the available structural constraints were introduced into the modeling process, including the intersections with the models in Figures 9, 10 and 11. The main structural constraints include the





**Figure 11.** Two-dimensional transversal inversion gravity model of the northern La Trocha fault zone. Model includes the (a) gravity fit, (b) density model, and (c) interpretation panel. See location in Figure 8 and density data in Tables 1 and 2.

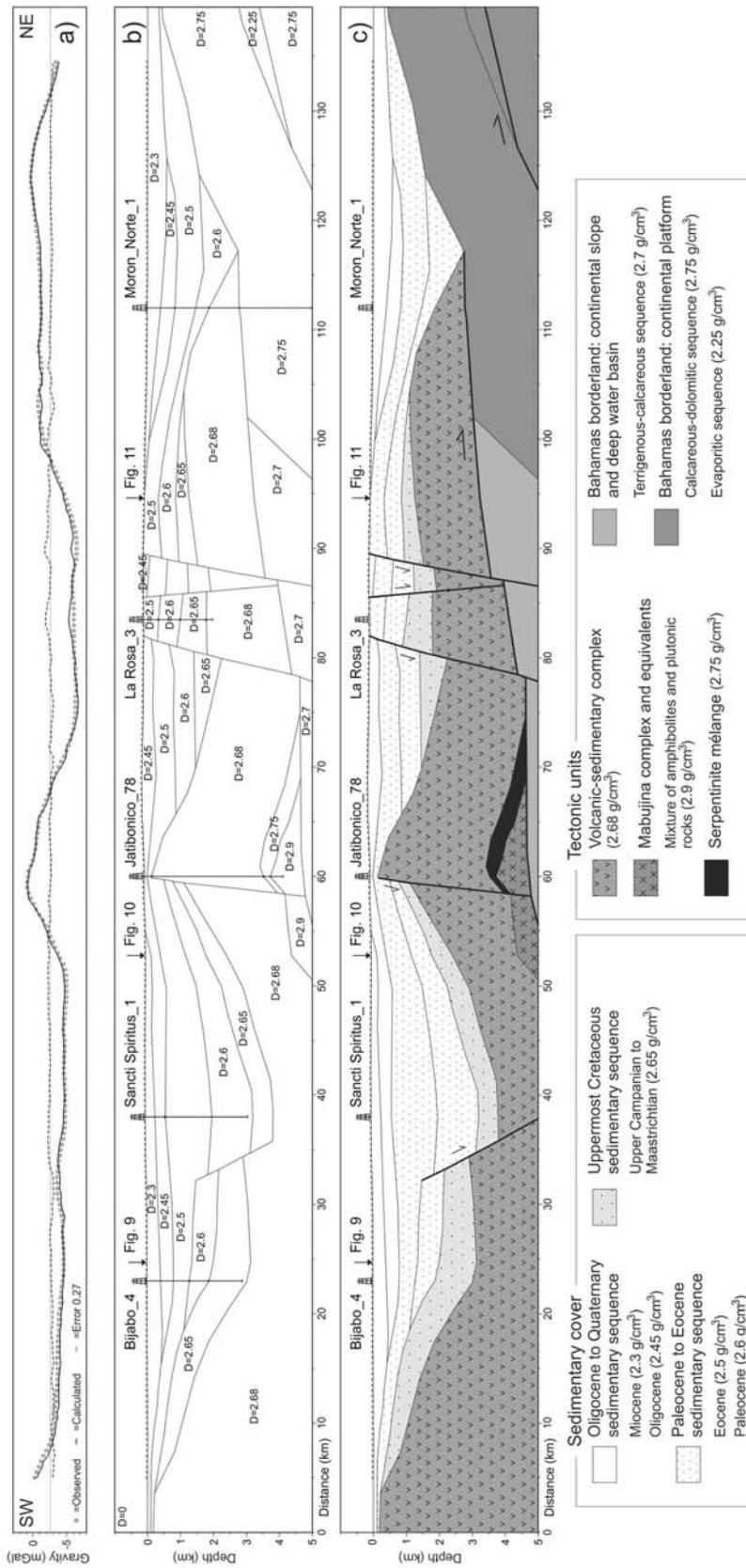
Jatibonico\_78 and Morón Norte\_1 boreholes, which reach a depth of 4436 and 5002 m, respectively. Two main structural zones are distinguished in the Central Basin. The zone located to the SW of the Jatibonico high is slightly deformed. The sedimentary infill ranges from the Paleocene to the Miocene and may exceed 3000 m in thickness. To the NE of the Jatibonico\_78 borehole, the basin is deformed by some faults and its sedimentary infill is thinner than to the SW. Its sedimentary record is representative of the Paleocene to Oligocene time span—the Miocene succession is absent—and even the Paleocene and Eocene rocks crop out in some blocks. This depocenter is interconnected to the NE with the Morón Basin, which has a complete stratigraphic sequence—i.e., Paleocene to Miocene in age. The Morón Basin is the continuation of the foredeep basin in central Cuba as evidenced by its stratigraphic and structural features [Iturralde-Vinent *et al.*, 2008; Cruz-Orosa *et al.*, 2012]. Thicknesses in this basin are usually less than 2000 m. Volcanic rocks are predominant in the Central Basin substratum. However, it is thought that the Bahamas sequences are beneath the volcanic suite to the NE. In the Jatibonico structural high, the maximum gravity is well adjusted by a succession of volcanic, ophiolitic and metamorphic rocks, as observed in the Jatibonico\_78 log (cf. in Figure 2b). The

substratum in the northeastern area is interpreted as a thrust system that involves the Bahamas borderland sequences, which in turn are overthrust by volcanic rocks. This interpretation is consistent with the log of the Morón Norte\_1 borehole. A body of evaporites with a density of 2.25 g/cm<sup>3</sup> was introduced into the model to offset the negative gravity anomaly toward the NE end of this transect. This interpretation is in keeping with the Punta Alegre and Turiguanó outcroppings that can be considered as salt sheet structures [Meyerhoff and Hatten, 1968]. The interpretation of the substratum in the southwestern area is less robust because there are very few structural data to constrain the model. Some continuity between the Central and Ana María basins (Figure 2) is assumed in the model. However, the gravity interpretation is ambiguous because of the absence of structural data. Although the RMS error of this model is  $\pm 0.27$  mGal, it should be borne in mind that there are some areas where uncertainty is considerable.

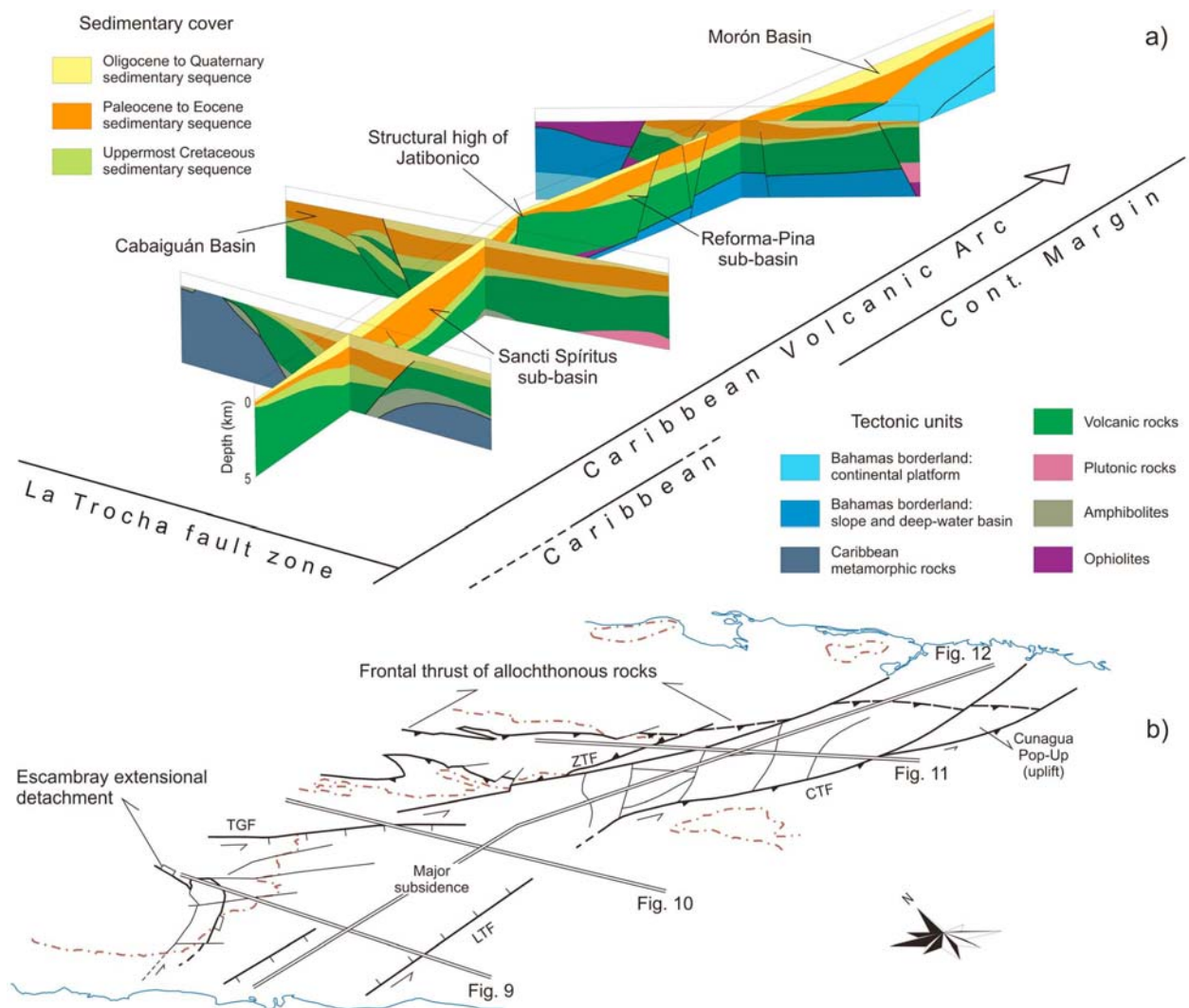
## 4. Discussion

### 4.1. Geometry and Deformational Style

[33] Two areas with different features are distinguished in the La Trocha fault zone (Figures 2, 3, 6, 8 and 13). The



**Figure 12.** Two-dimensional longitudinal inversion gravity model of the La Trocha fault zone. Model includes the (a) gravity fit, (b) density model, and (c) interpretation panel. Density of evaporitic sequence was assumed from external data. See location in Figure 8 and density data in Tables 1 and 2.



**Figure 13.** (a) The 3D panel and (b) structural arrangement showing geometry and major structural features of the La Trocha fault zone. See individual sections in Figures 9–12.

southwestern branch trends SW-NE and was developed under a transtensional regime. Displacement of major faults shows a normal component coeval with the main shortening stages during the formation of the Cuban Orogen. As shown in Figure 4, the LTF was very active between the Paleocene and the Eocene, and its transtensional character is corroborated by growth strata of this time span. Deformation in the LTF lasted until the earliest Miocene. Moreover, normal displacement of the TGF is younger than the Late Eocene, probably Late Oligocene-Miocene in age (Figures 5 and 10). The Taguasco structure had a transtensional character in the later phase, which is evidenced by a radical change in the deformation pattern on both sides of the TGF and by the overlap of compressional and extensional events. In addition, Figures 3 and 5 show a satellite system of minor strike-slip faults that record deformation during the Oligocene. On the other hand, the northeastern branch of the La Trocha fault zone trends WSW-ENE and developed in a transpressional regime. It is characterized by thrust and strike-slip faults. The ZTF was active after the Eocene as corroborated

by the age of the sedimentary layers involved in the structure, whereas the CTF activity started later and continued to be active until the earliest Miocene. The ZTF could also have been active during the Oligocene and Miocene, but this cannot be confirmed because of the absence of the sedimentary record. The ZTF and CTF resulted in a compressional triangle zone that extends to the NE of the Jatibonico high, from the Reforma oilfield to the north of the Pina oilfield. Other minor strike-slip faults have combined to form a block system in this region (Figures 11, 12 and 13).

[34] In the Central Basin, the southwestward Sancti Spiritus depocenter forms a half-graben linked to the LTF (Figures 4, 9 and 13). The Sancti Spiritus depocenter records the maximum depth in the Sancti Spiritus\_1 borehole, where it exceeds 3162 m. To the SW, it is thinner and its boundary with the Ana María Basin is uncertain. The depocenter ends in the structural high of Jatibonico to the NE (see above and Figures 12 and 13). This depocenter was connected to the Cabaiguán Basin until the latest Eocene, when the Taguasco structure began to form. It is thought that subsidence in the

southwestern part of the basin was related to a transtensional regime and controlled mainly by the LTF. By contrast, the northeastward area of the Central Basin constitutes a compressional triangle zone (Figures 11 and 13). The maximum depth of the basal unconformity ( $U_0$ ) is in the Reforma oilfield and to the NE of the Pina oilfield, where it exceeds 1400 and 1500 m, respectively (Figures 2 and 6). The subsidence of this area occurred in a transpressional regime and was mainly controlled by the ZTF.

[35] The foregoing features strongly suggest that the Central Basin is a strike-slip polygenetic basin that evolved synchronously with a major fault zone in a dominantly convergent setting (see reviews by *Sylvester* [1988] and *Nilsen and Sylvester* [1995]). The basin was developed on the deformed volcanic arc suite, which in turn is allochthonous on the Bahamas borderland sequences. The main depositional areas in the Central Basin—i.e., the Sancti Spiritus and Reforma-Pina sub-basins (Figure 13)—evolved independently under different structural regimes and were controlled by the evolution of the La Trocha fault zone.

## 4.2. Structural Evolution

[36] The tectonic model of *Pindell et al.* [2005] was taken as the reference in order to integrate our data into the regional framework of the northwestern Caribbean (Figure 14). In addition, data from *Mann* [1997], *García-Casco et al.* [2008], and *Pindell and Kennan* [2009] were also used to enrich and update our discussion. A Pacific-origin model of the Caribbean Plate was assumed because it allows the integration of the geology of Cuba, Yucatan Basin and Cayman Trough more readily than the intraAmerican models [see *Pindell et al.*, 2006, and references therein]. This model demonstrates that the relative motion of the Caribbean Plate in relation to the North American Plate (CAR-NOAM relative motion) has rotated almost 40° clockwise since the latest Cretaceous. Relative motion shifted from a SW-NE direction (N43.5°E) in the latest Cretaceous (72 Ma) to a WSW-ENE direction (N66.2°E) at 56 Ma and subsequently to a W-E direction (N82.5°E) at 33 Ma [cf. *Sykes et al.*, 1982; *Dixon et al.*, 1998; *DeMets et al.*, 2000]. According to *Mann* [1997], shift of the relative motion was due to the tectonic escape that allowed the Caribbean Plate to enter the Proto-Caribbean realm between the North and South American plates. This rotation resulted in an increase in obliquity of collision and in the occurrence of a left-lateral wrench tectonics in the northwestern Caribbean Volcanic Arc. These regional changes are well recorded in the structure of the La Trocha fault zone. The evolution of plate-kinematics and structural pattern in this fault zone shows a similar trend (Figure 15).

### 4.2.1. Latest Cretaceous: Extension of Volcanic Arc?

[37] The main tectonic event, which occurred during the latest Cretaceous in the northwestern Caribbean realm, was the subduction-accretion of the Caribeana terrane [*García-Casco et al.*, 2008; *Pindell and Kennan*, 2009]. This event led to the cessation of the Cretaceous magmatic activity in Cuba during the Late Campanian and to the coeval deformation, uplift and partial erosion of the volcanic and ophiolitic rocks. According to *Pindell et al.* [2005], the Caribbean Volcanic Arc must have lengthened by an “en echelon” system of sinistral transfer faults (Figure 14a). These faults have been considered as precursors of the Pinar, La Trocha, Cauto, and other SW-NE striking Cuban faults, which

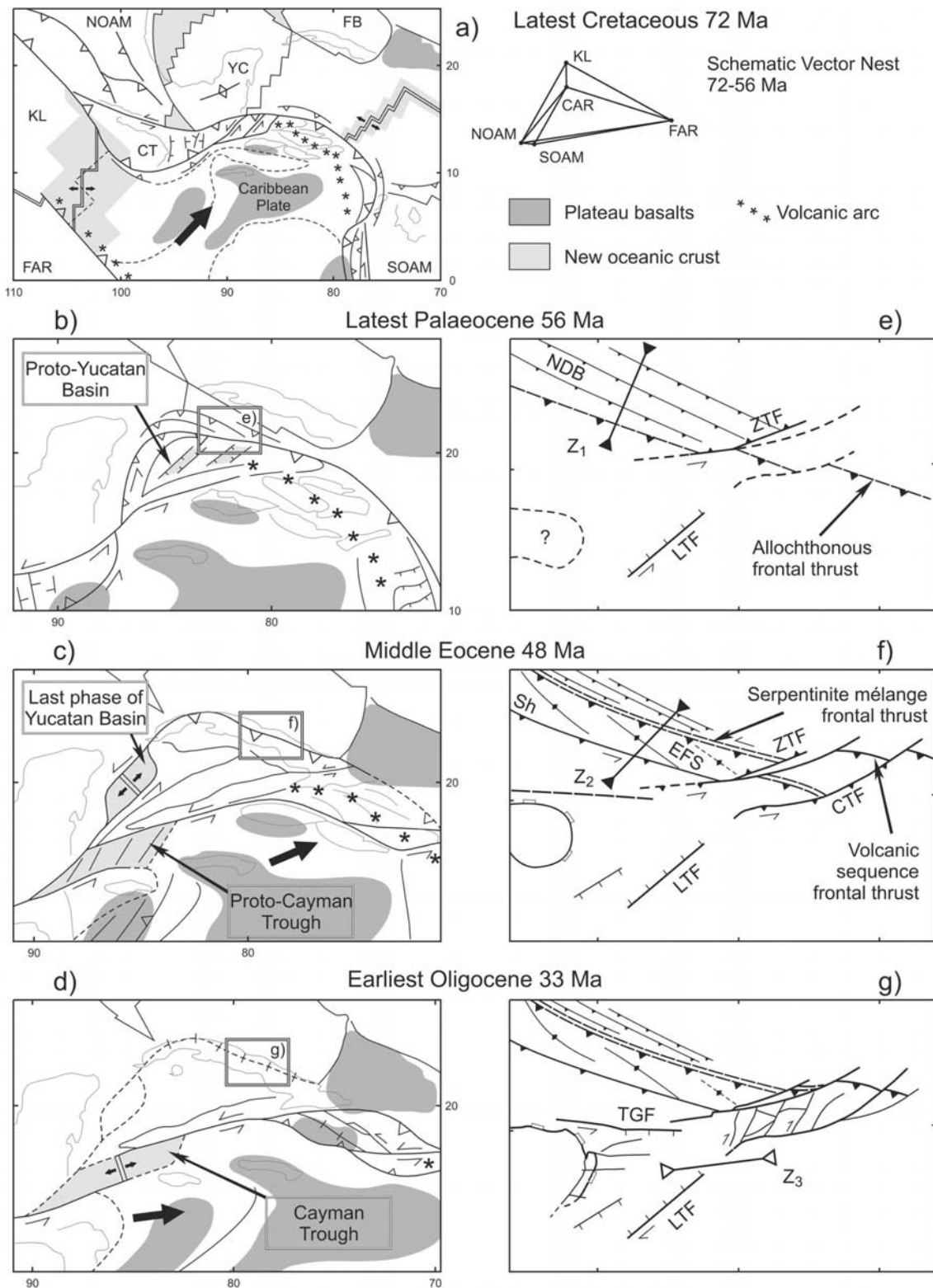
presumably reactivated during the Paleogene collision [*Stanek et al.*, 2000]. Nevertheless, our data show that (1) the main faults of the La Trocha fault zone cut the uppermost Cretaceous sedimentary sequence, (2) the main syntectonic sedimentation occurred between the Paleocene and the Eocene, and that (3) there is no evidence of an older deformation event and subsequent reactivation during the Paleogene. Thus, the origin of the La Trocha fault zone is consistent with the Paleogene collision between the incipient Cuban Orogen and the Bahamas borderland.

### 4.2.2. Paleocene-Eocene: Collision With Bahamas

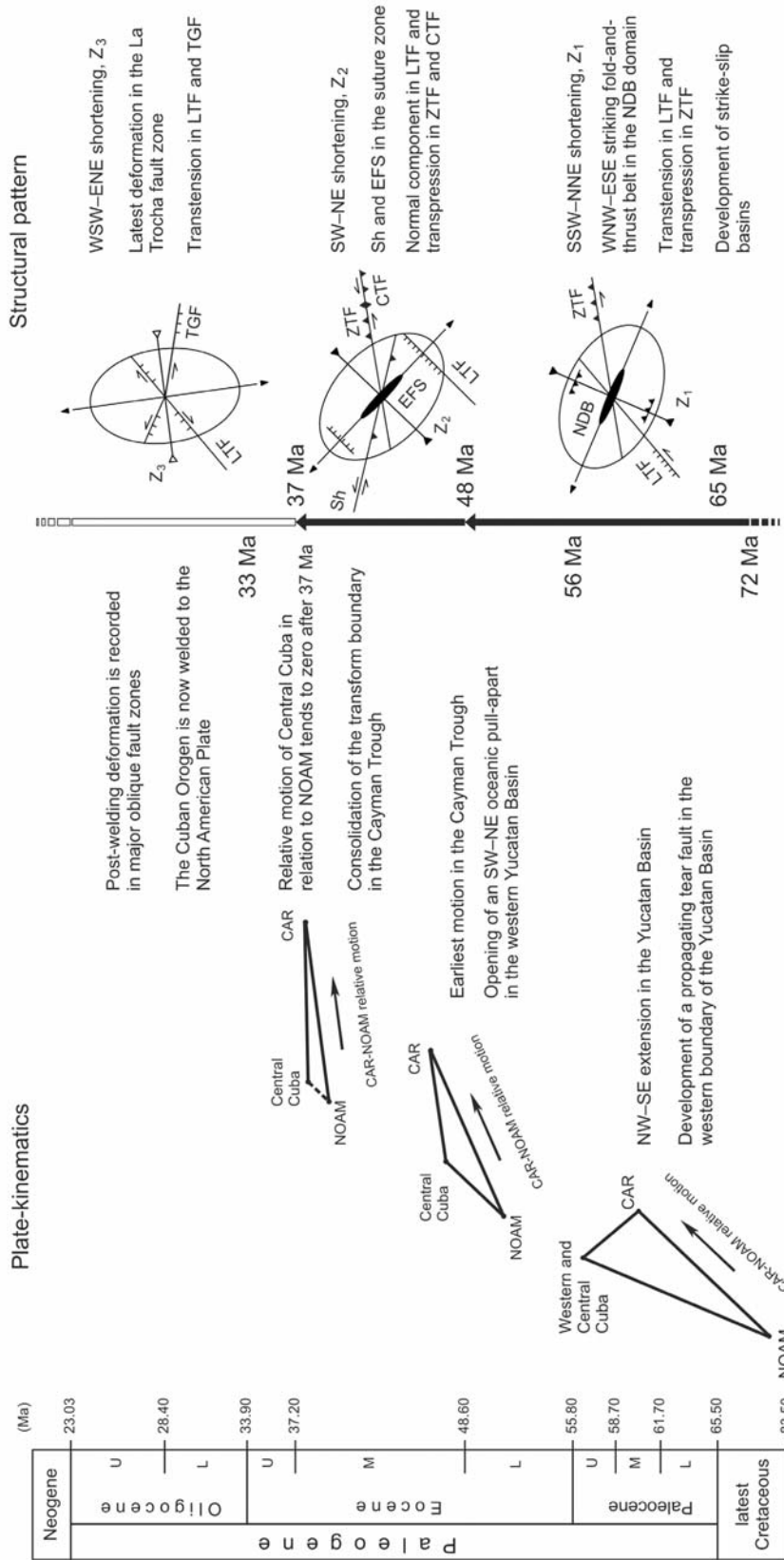
[38] The Paleogene arc-continent collision involved the extinct Caribbean Volcanic Arc and the North American continental margin. This collision resulted in the formation of a fold-and-thrust belt in the northern structural domain of the Cuban Orogen, a collision-related basin system, and in a set of SW-NE striking left-lateral faults that bordered some oblique fault zones.

[39] In the Paleocene, according to *Pindell et al.* [2005], the CAR-NOAM relative convergence trended SW-NE whereas the convergence between central Cuba and NOAM had a SSW-NNE trend. These authors also suggest that western and central Cuba evolved independently of the bulk of the Caribbean Plate and that difference in convergence direction produced a NW-SE extension in the Proto-Yucatan Basin (Figures 14b and 15). At this time (65–48 Ma), a SSW-NNE shortening ( $Z_1$ ) took place in central Cuba [*Cruz-Orosa et al.*, 2012]. This shortening was responsible for the formation of a WNW-ESE striking fold-and-thrust belt in the Northern Deformation Belt and a set of strike-slip faults in the La Trocha fault zone (Figure 14e and 15). The SW-NE LTF behaved like a left-lateral normal fault and its main activity occurred between the Paleocene and the Middle Eocene, which is evidenced by more than 1200 m of growth strata (Figures 4 and 9). Normal displacement of the LTF is measured in 1.5 s of TWT in the seismic section in Figure 4—cf. 1800 m in model in Figure 9—whereas left-lateral displacement is not quantifiable with available data. The WSW-ENE ZTF behaved like a left-lateral thrust fault as corroborated by age and relationships of the sedimentary layers involved in this structure (see above and Figures 2, 3 and 11). Thrust displacement of the ZTF exceeded 2000 m in the model in Figure 11 and left-lateral displacement was unquantifiable.

[40] Subsequently, the CAR-NOAM relative motion rotated clockwise and from the latest Paleocene to the Middle Eocene it trended WSW-ENE (Figures 14c and 15). In this time span, the last phase in the opening of the Yucatan Basin was related to an oceanic pull-apart extension [*Rosencrantz*, 1990; *Pindell et al.*, 2005] and the Cayman Trough began to form [*Rosencrantz et al.*, 1988; *Mann et al.*, 1995; *Leroy et al.*, 2000]. According to *Pindell et al.* [2005], the relative motion of the central Cuban blocks—i.e., the Las Villas and Camagüey blocks—in relation to the North American Plate had a SW-NE trend. During the Middle Eocene (48–37 Ma), a SW-NE shortening ( $Z_2$ ) took place in central Cuba as is recorded by the development of a left-lateral shear and an “en echelon” folds system in the suture zone [*Cruz-Orosa et al.*, 2012] (Figure 14f). The LTF behaved like a normal fault in consonance with the  $Z_2$  shortening whereas the ZTF continued as a left-lateral thrust fault. By this time the CTF was already active and the left-lateral motion



**Figure 14.** Comparison between (a–d) tectonic model of the northwestern Caribbean and (e–g) structural evolution of the La Trocha fault zone. Tectonic model is simplified from *Pindell et al.* [2005]: Caribbean Plate (CAR), North American Plate (NOAM), South American Plate (SOAM), Farallon Plate (FAR), Kula Plate (KL), Florida-Bahamas platform (FB), Yucatan block (YC) and Chortis block (CT). In structural frames: La Trocha fault (LTF), Zaza-Tuinicú fault (ZTF), Cristales fault (CTF), Taguasco fault (TGF), Northern Deformation Belt (NDB), left-lateral shear in the suture zone (Sh) and “en echelon” folds system (EFS).



**Figure 15.** Relationships of plate-kinematics in the northwestern Caribbean with evolution of structural pattern in the La Trocha fault zone during the latest Cretaceous to Paleogene time span. Plate-kinematics is based on *Pindell et al. [2005]* and evolution of structural pattern is compiled from *Cruz-Orosa et al. [2012]*. Ages after *Gradstein et al. [2004]*. Caribbean Plate (CAR), North American Plate (NOAM), La Trocha fault (LTF), Zaza-Tuinicú fault (ZTF), Cristales fault (CTF), Taguasco fault (TGF), Northern Deformation Belt (NDB), left-lateral shear in the suture zone (Sh) and “en echelon” folds system (EFS). See details in text.



probably prevailed over the thrust component in this structure (Figure 11).

[41] In summary, during the Paleogene collision, the evolution of the structural pattern in the La Trocha fault zone reveals two phases of deformation that occurred in consonance with plate-kinematics of the northwestern Caribbean. The first phase, which occurred between the Paleocene and the Early Eocene (65–48 Ma), corresponds to a SSW–NNE shortening, giving rise to transtension of the LTF and transpression of the ZTF. The second phase, which took place during the Middle Eocene (48–37 Ma), corresponds to a SW–NE shortening that resulted in the normal component of the LTF and transpression in the ZTF and CTF. Surface and subsurface data corroborate both normal and thrust displacements of the main faults (see above and Figures 2–5 and 9–12). However, left-lateral displacement is deduced from the concordance between plate-kinematics and structural features, but this is not quantifiable.

#### 4.2.3. Post-Middle Eocene: Welding of Central Cuba

[42] Since the formation and consolidation of the current transform boundary in the Cayman Trough, the CAR–NOAM relative motion has followed a W–E direction [Sykes *et al.*, 1982]. The syn-thrusting sediments of central Cuba suggest that collision lasted until the latest Middle Eocene (ca. 37 Ma), when post-thrusting sedimentation started [Iturralde-Vinent *et al.*, 2008; Cruz-Orosa *et al.*, 2012]. Central Cuba was then welded to the North American Plate and the post-welding deformation was recorded in some strike-slip faults along the southern Axial Zone of the orogen and in major oblique fault zones (Figures 14d and 15). This post-welding deformation was consistent with a WSW–ENE shortening ( $Z_3$ ) and reflects activity in the transform boundary of the Cayman Trough. Some normal post-Eocene displacement of the LTF is recorded in seismic sections (e.g., Figure 4). This observation and the relative orientation between this fault and  $Z_3$  shortening suggests that the LTF could have behaved like a normal fault with a minor dextral displacement. Dextral displacement is not quantifiable. However, total horizontal displacement remains left-lateral. Normal displacement of the TGF cuts the antiformal stack of the Taguasco structure and is measured in 1.0 s of TWT in Figure 5 —cf. 1000 m in Figure 10. In addition, some flower structures that cut the Paleocene–Oligocene succession are recorded in the seismic section of the southern branch of the La Trocha fault zone (Figure 5), whereas some secondary strike-slip faults occurred inside the northern branch of this fault zone (Figures 11, 12, and 14g).

#### 4.3. Implications for Plate Tectonics

[43] The foregoing structural evolution of the La Trocha fault zone is consistent with plate-kinematics proposed by Pindell *et al.* [2005]. This evolution lends support to the view that the origin of this fault zone was coeval with extension in the Yucatan Basin [Rosencrantz, 1990, 1996; Pindell *et al.*, 2005] and that oblique collision occurred in the northwestern Caribbean during the Paleogene. The oblique collision produced a fold-and-thrust belt in the northern structural domain of the Cuban Orogen [Saura *et al.*, 2008; van Hinsbergen *et al.*, 2009; Cruz-Orosa *et al.*, 2012]. The NW–Caribbean realm then evolved as a microplate isolated from the Caribbean and North American plates. This hypothesis is corroborated by (1) the occurrence of a latest Cretaceous

to Paleogene convergence (subduction-accretion-collision), which is well documented in the Cuban Orogen; (2) the development of the Yucatan Basin in situ between the Caribbean and North American plates; and by (3) the evolution of Cuban terranes independently of the Caribbean Plate. Subsequently, the origin and consolidation of the current transform boundary in the Cayman Trough resulted in the welding of the Cuban microplate (cf. the Yucatan Basin and Cuban Orogen) to the North American Plate during the Eocene.

[44] The La Trocha fault zone may have behaved like a major transfer zone and the observed structural differences in the Las Villas (LVB) and Camagüey (CMB) blocks lends support to this assumption (Figure 1). Both blocks have a similar constitution as regards the major tectonic units that compose them despite significant differences in structural features, relationships and intensity of deformation, which suggests that structural and tectonic evolution were also different. In the Northern Deformation Belt of the LVB, the Bahamas borderland rocks are imbricated in a thin-skinned thrust system that involves continental slope/deep water basin and continental platform series [Cruz-Orosa *et al.*, 2012]. However, there is no conclusive evidence for nappe accretion during the Paleogene collision in the CMB [van Hinsbergen *et al.*, 2009]. The suture zone in the LVB was affected by a left-lateral shear and an “en echelon” folds system that is absent in the CMB. The volcanic arc occupies the Axial Zone of the orogenic belt and is strongly folded and thrust in the LVB, whereas deformation is lower in the CMB [Tait *et al.*, 2009; Stanek *et al.*, 2009]. The Escambray Metamorphic Complex crops out in a tectonic window below the volcanic arc in the LVB, whereas the metamorphic rocks do not crop out in the CMB [Bush and Shcherbakova, 1986; Pardo, 1996; Garcia-Casco *et al.*, 2008]. All these criteria strongly suggest that the La Trocha fault zone was a major tectonic limit.

[45] Our results corroborate and constrain the tectonic models proposed by Mann *et al.* [1995], Gordon *et al.* [1997] and Leroy *et al.* [2000] and are in line with the southeastward migration of the Cuban front collision. The main discrepancy between our data and the aforementioned models concerns the age of activity in the La Trocha fault zone. Although these models suggest that activity started in the Eocene, our data demonstrate that this activity started in the Paleocene. The southeastward migration responds to the continuous updating of the convergence direction between the Caribbean Volcanic Arc and the North-American continental margin. The convergence direction was affected by the rotation of the CAR–NOAM relative motion and by the increase in obliquity that resulted from the tectonic escape of the Caribbean Plate between the North and South American plates [Mann, 1997].

#### 5. Conclusions

[46] In the light of the foregoing discussion, the following conclusions may be drawn:

[47] (1) The La Trocha fault zone behaved like a major left-lateral transfer fault zone in central Cuba. Two structural zones are distinguished in this fault zone. The southwestern branch strikes SW–NE and resembles a half-graben that developed under a transtensional regime, whereas the northeastern branch

strikes WSW-ENE and is a triangle zone in a transpressional regime. Both transtensional and transpressional regimes are consistent with the shortening that generated the central Cuban orogenic belt and are corroborated by normal and thrust displacements of the main faults. Different regimes are associated with different geometries —i.e., strike of the main faults.

[48] (2) The Central Basin is a strike-slip polygenetic basin that evolved at the same time as the La Trocha fault zone. Different depositional areas are distinguished. Subsidence was mainly controlled by the LTF in the Sancti Spiritus sub-basin whereas it was controlled by the ZTF in the Reforma-Pina sub-basin. Our modeling suggests that the Bahamas rocks lie under 3000 m of volcanic sequence in the north-eastern branch of the Central Basin. This hypothesis may be attractive for conducting hydrocarbon exploration in the zone given that the Bahamas continental slope and deep-water basin sequences are considered as a major petroleum play.

[49] (3) Evolution of the La Trocha fault zone is marked by the clockwise rotation of shortening directions in central Cuba. Between the Paleocene and the Early Eocene (65–48 Ma), a SSW-NNE shortening ( $Z_1$ ) led to the formation of the WNW-ESE striking fold-and-thrust belt and to the set of SW-NE strike-slip faults. In the La Trocha fault zone,  $Z_1$  gave rise to the transtensional and transpressional regimes that are corroborated by normal and thrust components of the LTF and ZTF, respectively. Subsequently, during the Middle Eocene (48–37 Ma),  $Z_2$  shortening trended SW-NE. This shortening was recorded by a left-lateral shear and an “en echelon” folds system in the suture zone of the central Cuban orogenic belt. The LTF then behaved like a normal fault, the ZTF continued as a left-lateral thrust fault and the left-lateral motion probably prevailed in the CTF. In the post-Middle Eocene (37 Ma), shortening ( $Z_3$ ) trended WSW-ENE, reflecting activity in the transform boundary of the Cayman Trough. This shortening was much smaller than the previous shortening —i.e.,  $Z_1$  and  $Z_2$ — and resulted in transtensional activity of the LTF, TGF and other minor faults inside the fault zone. The proposed evolution is consistent with plate-kinematics and suggests that the formation of the La Trocha fault zone was coeval with the Cuban orogeny.

[50] (4) The origin and evolution of the La Trocha fault zone and Central Basin is consistent with the Paleogene collision between the Caribbean Volcanic Arc (i.e., the Cuban sector) and the Bahamas borderland, and with plate-kinematics proposed by *Pindell et al.* [2005]. Central Cuba was part of a microplate and the La Trocha fault zone probably behaved like a major tectonic limit. The welding of central Cuba to the North American Plate occurred in the latest Middle Eocene (ca. 37 Ma). Thus, the post-Eocene deformation recorded in the Cuban fault zones and in the Cuban foreland should be considered as a post-welding deformation.

[51] **Acknowledgments.** The authors are indebted to the staff of the Exploration Department of the Petroleum Research Center (CEINPET – CubaPetróleo) for providing data used in this article. We wish to thank Dr J. A. Proenza and Dr I. F. Blanco-Quintero for providing samples for density tests and for perceptive comments, and two anonymous reviewers for their constructive reviews. This work was supported by the Spanish Government grants: CGL2007–66431/BTE, CGL2008–05724/BTE, CGL2010–15294/BTE and the Geodynamics and Basin Analysis Research Group (2009SGR1198) of the Generalitat de Catalunya. Two authors —first and fifth— have been partially supported by the Programme Alban, the

European Union Programme of High Level Scholarships for Latin America, scholarships E07D400246CU and E07D400288CU, respectively.

## References

- Ball, M. M., C. G. A. Harrison, and P. R. Supko (1969), Atlantic opening and the origin of the Caribbean, *Nature*, 223, 167–168, doi:10.1038/223167a0.
- Blein, O., S. Guillot, H. Lapiere, B. Mercier-de-Lepinay, J. M. Lardeaux, G. Millán, M. Campos, and A. García (2003), Geochemistry of the Mabu-jina complex, central Cuba: Implications on the Cuban Cretaceous arc rocks, *J. Geol.*, 111, 89–101, doi:10.1086/344666.
- Bush, V. A., and I. N. Shcherbakova (1986), New data on the deep tectonics of Cuba, *Geotectonics, Engl. Transl.*, 20(3), 192–203.
- Chauvin, A., M. L. Bazhenov, and T. Beaudouin (1994), A reconnaissance paleomagnetic study of Cretaceous rocks from central Cuba, *Geophys. Res. Lett.*, 21(16), 1691–1694, doi:10.1029/94GL00416.
- Cobiella-Reguera, J. L. (2005), Emplacement of Cuban ophiolites, *Geol. Acta*, 3, 273–294, doi:10.1344/105.000001396.
- Cobiella-Reguera, J. L. (2009), Emplacement of the northern ophiolites of Cuba and the Campanian-Eocene geological history of the northwestern Caribbean-SE Gulf of Mexico region, in *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, edited by K. H. James et al., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 328, pp. 315–338, doi:10.1144/SP328.13.
- Cruz-Orosa, I., J. L. Blanco-Moreno, and Y. M. Vázquez-Taset (2007), Análisis estructural a escala regional de la zona de fallas La Trocha, *Min. Geol.*, 23, 1–24.
- Cruz-Orosa, I., F. Sàbat, E. Ramos, and Y. M. Vázquez-Taset (2012), Synorogenic basins of central Cuba and collision between the Caribbean and North American plates, *Int. Geol. Rev.*, 54, 876–906, doi:10.1080/00206814.2011.585031.
- Cuevas, J. L., L. A. Díaz, and B. Polo (2001), Regionalización gravimétrica en el Caribe centro-occidental: Nuevos mapas de anomalías de Bouguer total y aire libre de Cuba a escala 1:500000, paper presented at IV Congreso Cubano de Geología y Minería, Soc. Cubana de Geol., Havana, Cuba, 19–23 March.
- Cuevas, J. L., L. A. Díaz, and B. Polo (2003), Mapas generalizados de las anomalías gravimétricas del Caribe occidental y América Central, paper presented at Taller del Proyecto n° 433 PICG/UNESCO - Tectónica de Placas en el Caribe, V Congreso Cubano de Geología y Minería, Soc. Cubana de Geol., Havana, Cuba, 24–28 March.
- DeMets, C., P. E. Jansma, G. S. Mattioli, T. H. Dixon, F. Farina, R. Bilham, E. Calais, and P. Mann (2000), GPS geodetic constraints on Caribbean-North America Plate Motion, *Geophys. Res. Lett.*, 27(3), 437–440, doi:10.1029/1999GL005436.
- Dixon, T., F. Farina, C. DeMets, P. Jansma, P. Mann, and E. Calais (1998), Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations, *J. Geophys. Res.*, 103(B7), 15,157–15,182, doi:10.1029/97JB03575.
- Donnelly, T. W. (1985), Mesozoic and Cenozoic plate evolution of the Caribbean region, in *The Great American Biotic Interchange*, edited by F. G. Stehli and S. D. Webb, pp. 89–121, Plenum Press, New York.
- Furrazola-Bermúdez, G., and K. Núñez-Cambra (Eds.) (1997), *Estudios sobre Geología de Cuba*, Inst. de Geol. y Paleontol., Havana, Cuba.
- García-Casco, A., R. L. Torres-Roldán, M. A. Iturralde-Vinent, G. Millán, K. Núñez, C. Lázaro, and A. Rodríguez-Vega (2006), High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba, *Geol. Acta*, 4, 63–88, doi:10.1344/105.000000358.
- García-Casco, A., M. A. Iturralde-Vinent, and J. L. Pindell (2008), Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and Caribbean: Origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles, *Int. Geol. Rev.*, 50, 781–809, doi:10.2747/0020-6814.50.9.781.
- García-Delgado, D., et al. (1998), Mapa Geológico de Cuba Central (Provincias Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spiritus) a escala 1:100000, paper presented at III Congreso Cubano de Geología y Minería, Soc. Cubana de Geol., Havana, Cuba, 24–27 March.
- Gómez-García, R. R., and J. L. Prol (2001), Regionalización de los campos potenciales en el sector Pina-Cristales-Jatibonico para la búsqueda de zonas perspectivas para la prospección petrolera, paper presented at IV Congreso Cubano de Geología y Minería, Soc. Cubana de Geol., Havana, Cuba, 19–23 March.
- Gordon, M. B., P. Mann, D. Cáceres, and R. M. Flores (1997), Cenozoic tectonic history of the North America-Caribbean plate boundary zone in western Cuba, *J. Geophys. Res.*, 102(B5), 10,055–10,082, doi:10.1029/96JB03177.
- Gradstein, F. M., J. Ogg, and A. Smith (Eds.) (2004), *A Geologic Time Scale 2004*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Holcombe, T. L., P. R. Vogt, J. E. Matthews, and R. R. Murchison (1973), Evidence for sea-floor spreading in the Cayman Trough, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20(3), 357–371, doi:10.1016/0012-821X(73)90011-3.

- Ipatenko, S., and N. Sazhina (1971), Sobre el levantamiento gravimétrico en Cuba, in *Serie de levantamientos gravimétricos en Cuba*, edited by S. Ipatenko, pp. 5–14, Minist. de Min., Combust. y Metal., Havana, Cuba.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1996a), Cuba: El arco de islas volcánicas del Cretácico, in *Cuban Ophiolites and Volcanic Arcs. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364*, edited by M. A. Iturralde-Vinent, pp. 179–189, IUGS/UNESCO Int. Geol. Correl. Programme., Miami, Fla.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1996b), Geología de las ophiolitas de Cuba, in *Cuban Ophiolites and Volcanic Arcs. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364*, edited by M. A. Iturralde-Vinent, pp. 83–120, IUGS/UNESCO Int. Geol. Correl. Programme., Miami, Fla.
- Iturralde-Vinent, M. A., C. Díaz-Otero, A. García-Casco, and D. J. J. van Hinsbergen (2008), Paleogene foredeep basin deposits of north-central Cuba: A record of arc-continent collision between the Caribbean and North American plates, *Int. Geol. Rev.*, *50*, 863–884, doi:10.2747/0020-6814.50.10.863.
- James, K. H. (2006), Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: Discussion, finding for an inter-American origin, *Geol. Acta*, *4*, 279–302, doi:10.1344/105.000000370.
- James, K. H. (2009a), In situ origin of the Caribbean: Discussion of data, in *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, edited by K. H. James et al., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *328*, 77–125, doi:10.1144/SP328.3.
- James, K. H. (2009b), Evolution of Middle America and the in situ Caribbean Plate model, in *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, edited by K. H. James et al., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *328*, 127–138, doi:10.1144/SP328.4.
- Leroy, S., A. Mauffret, P. Patriat, and B. Mercier de Lépinay (2000), An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies, *Geophys. J. Int.*, *141*, 539–557, doi:10.1046/j.1365-246x.2000.00059.x.
- Lewis, J. F., G. Draper, J. A. Proenza, J. Espaillet, and J. Jiménez (2006), Ophiolite-related ultramafic rocks (Serpentinites) in the Caribbean region: A review of their occurrence, composition, origin, emplacement and Ni-Laterite soil formation, *Geol. Acta*, *4*, 237–263, doi:10.1344/105.000000368.
- Linares, E., et al. (1985), *Mapa geológico de la República de Cuba*, scale 1:500000 (5 sheets), Acad. of Sci. of Cuba, Havana, Cuba.
- Mann, P. (1997), Model for the formation of large, transtensional basins in zones of tectonic escape, *Geology*, *25*, 211–214, doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0211:MFTFOL>2.3.CO;2.
- Mann, P., F. W. Taylor, R. Edwards, and K. Teh-Lung (1995), Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin, *Tectonophysics*, *246*, 1–69, doi:10.1016/0040-1951(94)00268-E.
- Mann, P., E. Calais, J. C. Ruegg, C. DeMets, P. E. Jansma, and G. S. Mattioli (2002), Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations, *Tectonics*, *21*(6), 1057, doi:10.1029/2001TC001304.
- Masaferro, J. L., J. Poblet, M. Bulnes, G. P. Eberli, T. H. Dixon, and K. McClay (1999), Palaeogene–Neogene/present day (?) growth folding in the Bahamian foreland of the Cuban fold and thrust belt, *J. Geol. Soc.*, *156*, 617–631, doi:10.1144/gsjgs.156.3.0617.
- Masaferro, J. L., M. Bulnes, J. Poblet, and G. P. Eberli (2002), Episodic folding inferred from syntectonic carbonate sedimentation: The Santaren anticline, Bahamas foreland, *Sediment. Geol.*, *146*, 11–24, doi:10.1016/S0037-0738(01)00163-4.
- Meschede, M., and W. Frisch (1998), A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate, *Tectonophysics*, *296*, 269–291, doi:10.1016/S0040-1951(98)00157-7.
- Meyerhoff, A. A., and C. W. Hatten (1968), Diapiric structure in central Cuba, *AAPG Mem.*, *8*, 315–357.
- Meyerhoff, A. A., and C. W. Hatten (1974), Bahamas salient of North America: Tectonic framework, stratigraphy and petroleum potential, *AAPG Bull.*, *58*, 1201–1239.
- Millán, G. (1996), Geología del Complejo Mabujina, in *Cuban Ophiolites and Volcanic Arcs. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364*, edited by M. A. Iturralde-Vinent, pp. 48–69, IUGS/UNESCO Int. Geol. Correl. Programme., Miami, Fla.
- Millán, G. (1997), Geología del macizo metamórfico Escambray, in *Estudios sobre Geología de Cuba*, edited by G. Furrázola-Bermúdez and K. Núñez-Cambra, pp. 271–288, Inst. de Geol. y Paleontol., Havana, Cuba.
- Moreno Toiran, B. (2003), The crustal structure of Cuba derived from receiver functions analysis, *J. Seismol.*, *7*, 359–375, doi:10.1023/A:1024566803893.
- Nilsen, T. H., and A. G. Sylvester (1995), Strike slip basins, in *Tectonics of Sedimentary Basins*, edited by C. J. Busby and R. V. Ingersoll, pp. 425–457, Blackwell Sci, Cambridge, Mass.
- Otero, R., J. L. Prol, R. Tenreyro, and G. L. Arriaza (1998), Características de la corteza terrestre de Cuba y su plataforma marina, *Min. Geol.*, *15*, 31–35.
- Pardo, M. (1996), Zonación gravimagnética y modelo geofísico-geológico conceptual del cinturón plegado cubano, in *Cuban Ophiolites and Volcanic Arcs. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364*, edited by M. A. Iturralde-Vinent, pp. 70–80, IUGS/UNESCO Int. Geol. Correl. Programme., Miami, Fla.
- Peña-Reyna, A., J. A. Batista-Rodríguez, and J. A. Blanco-Moreno (2007), Nuevas regularidades estructurales de la Cuenca Central (Cuba) a partir de la interpretación cualitativa de datos gravimétricos, *Min. Geol.*, *23*, 1–19.
- Pindell, J. L. (1985), Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean Sea, *Tectonics*, *4*(1), 1–39, doi:10.1029/TC004i001p00001.
- Pindell, J. L. (1994), Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, in *Caribbean Geology: An Introduction*, edited by S. K. Donovan and T. A. Jackson, pp. 13–39, Univ. of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, doi:10.5724/gcs.92.13.0251.
- Pindell, J. L., and J. F. Dewey (1982), Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region, *Tectonics*, *1*, 179–211, doi:10.1029/TC001i002p00179.
- Pindell, J. L., and L. Kennan (2009), Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: An update, in *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, edited by K. H. James et al., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *328*, pp. 1–55, doi:10.1144/SP328.1.
- Pindell, J. L., S. C. Cande, W. C. Pitman III, D. B. Browley, J. F. Dewey, J. Labreque, and W. Haxby (1988), A plate-kinematics framework for models of Caribbean evolution, in *Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions*, edited by C. R. Scotese and W. W. Sager, *Tectonophysics*, *155*(1–4), 121–138, doi:10.1016/0040-1951(88)90262-4.
- Pindell, J. L., L. Kennan, W. V. Maresch, K. P. Stanek, G. Draper, and R. Higgs (2005), Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins, in *Caribbean-South American Plate Interactions, Venezuela*, edited by H. G. Avé-Lallemant and V. B. Sisson, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, *394*, pp. 7–52, doi:10.1130/0-8137-2394-9.7.
- Pindell, J. L., L. Kennan, W. V. Maresch, K. P. Stanek, and G. Draper (2006), Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: Eight controversies resolved, *Geol. Acta*, *4*, 303–341, doi:10.1344/105.000000371.
- Proenza, J. A., R. Díaz-Martínez, A. Iriondo, C. Marchesi, J. C. Melgarejo, F. Gervilla, C. J. Garrido, A. Rodríguez-Vega, R. Lozano-Santacruz, and J. A. Blanco-Moreno (2006), Primitive Cretaceous island-arc volcanic rocks in eastern Cuba: The Téneme Formation, *Geol. Acta*, *4*, 103–121, doi:10.1344/105.000000360.
- Pszczółkowski, A. (1986), Secuencia estratigráfica de Placetas en el área limítrofe de las provincias de Matanzas y Villa Clara (Cuba), *Bull. Polish Acad. Sci.*, *34*, 67–79.
- Pszczółkowski, A. (1999), The exposed passive margin of North America in western Cuba, in *Caribbean Basins: Sedimentary Basins of the World*, vol. 4, edited by P. Mann, pp. 93–121, Elsevier Sci., Amsterdam, doi:10.1016/S1874-5997(99)80038-0.
- Pszczółkowski, A., and R. Myczynski (2003), Stratigraphic constraints on the Late Jurassic–Cretaceous paleotectonic interpretations of the Placetas belt in Cuba, in *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*, edited by C. Bartolini et al., *AAPG Mem.*, *79*, 545–581.
- Pszczółkowski, A., and R. Myczynski (2010), Tithonian–early Valanginian evolution of deposition along the proto-Caribbean margin of North America recorded in Guaniguanico successions (western Cuba), *J. S. Am. Earth Sci.*, *29*, 225–253, doi:10.1016/j.jsames.2009.07.004.
- Pushcharovsky, Y. (1988), Geologic map of the Republic of Cuba, scale 1:250000 (40 sheets), Acad. of Sci. of Cuba, Havana, Cuba.
- Renne, P. R., J. M. Mattinson, C. W. Hatten, M. Somin, T. C. Onstott, G. Millán, and E. Linares (1989), <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and U–Pb evidence for Late Proterozoic (Grenville-age) continental crust in north-central Cuba and regional tectonic implications, *Precambrian Res.*, *42*, 325–341, doi:10.1016/0301-9268(89)90017-X.
- Renne, P. R., G. R. Scott, S. K. Doppelhammer, E. Linares-Cala, and R. B. Hargraves (1991), Discordant mid-Cretaceous paleomagnetic pole from the Zaza Terrane of central Cuba, *Geophys. Res. Lett.*, *18*(3), 455–458, doi:10.1029/91GL00461.
- Rojas-Agramonte, Y., F. Neubauer, A. Kröner, Y. S. Wan, D. Y. Liu, D. E. Garcia-Delgado, and R. Handler (2004), Geochemistry and age of

- late orogenic island arc granitoids in the Sierra Maestra, Cuba: Evidence for subduction magmatism in the early Paleogene, *Chem. Geol.*, *213*, 307–324, doi:10.1016/j.chemgeo.2004.06.031.
- Rojas-Agramonte, Y., F. Neubauer, R. Handler, D. E. García-Delgado, G. Friedl, and R. Delgado-Damas (2005), Variation of paleostress patterns along the Oriente Transform Fault, Cuba: Significance for Neogene-Quaternary tectonics of the Caribbean realm, *Tectonophysics*, *396*, 161–180, doi:10.1016/j.tecto.2004.11.006.
- Rojas-Agramonte, Y., F. Neubauer, A. V. Bojar, E. Hejl, R. Handler, and D. E. García-Delgado (2006), Geology, age and tectonic evolution of the Sierra Maestra Mountains, southeastern Cuba, *Geol. Acta*, *4*, 123–150, doi:10.1344/105.000000361.
- Rojas-Agramonte, Y., F. Neubauer, D. E. García-Delgado, R. Handler, G. Friedl, and R. Delgado-Damas (2008), Tectonic evolution of the Sierra Maestra Mountains, SE Cuba, during Tertiary times: From arc-continent collision to transform motion, *J. S. Am. Earth Sci.*, *26*, 125–151, doi:10.1016/j.jsames.2008.05.005.
- Rosencrantz, E. (1990), Structure and tectonics of the Yucatan Basin, Caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies, *Tectonics*, *9*, 1037–1059, doi:10.1029/TC009i005p01037.
- Rosencrantz, E. (1996), Substratum structure and tectonics in the Yucatan Basin, in *Cuban Ophiolites and Volcanic Arcs. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364*, edited by M. A. Iturralde-Vinent, pp. 36–47, IUGS/UNESCO Int. Geol. Correl. Programme., Miami, Fla.
- Rosencrantz, E., J. C. Sclater, and M. L. Ross (1988), Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies, *J. Geophys. Res.*, *93*(B3), 2141–2157, doi:10.1029/JB093iB03p02141.
- Saura, E., J. Vergés, D. Brown, P. Lukito, S. Soriano, S. Torrecusa, R. García, J. R. Sánchez, C. Sosa, and R. Tenreiro (2008), Structural and tectonic evolution of western Cuba fold and thrust belt, *Tectonics*, *27*, TC4002, doi:10.1029/2007TC002237.
- Sazhina, N. (1969), Mapa Gravimétrico de Cuba, escala 1:500000, Minist. de Min., Combust. y Metal., Havana, Cuba.
- Somin, M. L., and G. Millán (1981), *Geology of the Metamorphic Complexes of Cuba* [in Russian], Nauka, Moscow.
- Stanek, K. P., J. L. Cobiella, W. V. Maresch, G. Millán, F. Grafe, and C. Grevel (2000), Geological development of Cuba, in *Geoscientific Cooperation With Latin America*, vol. 1, edited by H. Miller and F. Hervé, pp. 259–265, Zeitschr. für Angew. Geol., Schweizerbart Sci., Stuttgart, Germany.
- Stanek, K. P., W. V. Maresch, F. Grafe, C. Grevel, and A. Baumann (2006), Structure, tectonics and metamorphic development of the Sancti Spiritus Dome (eastern Escambray massif, Central Cuba), *Geol. Acta*, *4*, 151–170, doi:10.1344/105.000000362.
- Stanek, K. P., W. V. Maresch, and J. L. Pindell (2009), The geotectonic story of the northwestern branch of the Caribbean Arc: Implications from structural and geochronological data of Cuba, in *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, edited by K. H. James et al., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *328*, 361–398, doi:10.1144/SP328.15.
- Sykes, L., W. McCann, and A. Kafka (1982), Motion of Caribbean Plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements, *J. Geophys. Res.*, *87*(B13), 10,656–10,676, doi:10.1029/JB087iB13p10656.
- Sylvester, A. G. (1988), Strike-slip faults, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *100*, 1666–1703, doi:10.1130/0016-7606(1988)100<1666:SSF>2.3.CO;2.
- Tait, J., Y. Rojas-Agramonte, D. García-Delgado, A. Kröner, and R. Pérez-Aragón (2009), Palaeomagnetism of the central Cuban Cretaceous Arc sequences and geodynamic implications, *Tectonophysics*, *470*, 284–297, doi:10.1016/j.tecto.2009.01.002.
- Talwani, M., and J. R. Heirtzler (1964), Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape, in *Computers in the Mineral Industries, Part 1, vol. 9, Proceedings of the Third Annual Conference Sponsored by Stanford University School of Earth Sciences and University of Arizona College of Mines, June 24 to 29, 1963*, edited by G. A. Parks, pp. 464–480, Stanford Univ. Publ., Stanford, Calif.
- Talwani, M., J. L. Worzel, and M. Landisman (1959), Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *J. Geophys. Res.*, *64*(1), 49–59, doi:10.1029/JZ064i001p00049.
- van Hinsbergen, D. J. J., M. A. Iturralde-Vinent, P. W. G. van Geffen, A. García-Casco, and S. van Benthem (2009), Structure of the accretionary prism, and the evolution of the Paleogene northern Caribbean subduction zone in the region of Camagüey, Cuba, *J. Struct. Geol.*, *31*, 1130–1144, doi:10.1016/j.jsg.2009.06.007.
- Wilson, J. T. (1966), Are the structures of the Caribbean and Scotia arcs analogous to ice rafting?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *1*, 335–338, doi:10.1016/0012-821X(66)90019-7.



# CAPÍTULO 6

## EVOLUCIÓN DE LA COLISIÓN Y LA ACRECIÓN DEL ORÓGENO CUBANO A LA PLACA NORTEAMERICANA

### 6.1. RESUMEN

En este capítulo se presenta el tercer artículo científico de la Tesis. En el mismo se desarrolla un estudio sobre la evolución de la colisión y la secuencia de soldadura del Orógeno Cubano a la Placa Norteamericana. El artículo constituye una compilación de las principales características del Orógeno Cubano, donde además se integran los avances recientes sobre la evolución tectónica regional y algunas limitaciones estructurales ahora disponibles. Como los principales resultados del artículo podemos mencionar la propia compilación estructural, que incluye una discusión bastante abreviada de varios elementos de interés o polémicos sobre la geología de Cuba, y la proposición de una evolución tectónica para el Caribe noroccidental desarrollada sobre la base de la segmentación del Orógeno Cubano durante su soldadura a la Placa Norteamericana.

El Orógeno Cubano se ha formado como resultado de la convergencia entre las placas del Caribe y Norteamericana. La formación de algunos corredores tectónicos, que fueron coetáneos con la orogenia, dio lugar a la segmentación del orógeno en una serie de bloques estructurales que han evolucionado de manera diferente. La edad y evolución de la deformación sugieren que dichos corredores actuaron como importantes límites tectónicos y que evolucionaron en correspondencia con la rotación de la convergencia entre las placas. La segmentación del orógeno está también soportada por la sedimentación sinorogénica, que abarca intervalos de tiempo diferentes en cada bloque, lo que sugiere que la soldadura del orógeno a la Placa Norteamericana se produjo en una secuencia más joven hacia el Este. La segmentación del Orógeno Cubano durante su soldadura en la Placa



## **Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano**

Norteamericana respalda la idea de que el Caribe noroccidental evolucionó como un sistema de microplacas que evolucionaron independientemente y sugiere que el límite de placas activo migró en dirección al Este durante la convergencia.

### **6.2. ARTÍCULO NO 3. “SEGMENTATION AND WELDING OF THE CUBAN OROGEN: A DISCUSSION ABOUT THE EVOLUTION OF THE NW-CARIBBEAN”**

A continuación se adjunta el artículo original, que ha sido enviado para su publicación en la revista científica “*Terra Nova*”.

# Segmentation and welding of the Cuban Orogen: a discussion about the evolution of the NW-Caribbean

Israel Cruz-Orosa,<sup>1</sup> Yaniel Misael Vázquez-Taset,<sup>1</sup> Francesc Sàbat,<sup>2</sup> Emilio Ramos<sup>1</sup> and Gilen Bernaola<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028-Barcelona, Spain; <sup>2</sup>Departament de Geodinàmica i Geofísica, Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès s/n, 08028-Barcelona, Spain; <sup>3</sup>Meatzte eta Metalurgia Ingeniaritza eta Materialen Zientzia Saila, Euskal Herriko Unibertsitatea, Colina de Beurko z/g, 48902-Barakaldo, Spain

## ABSTRACT

The Cuban Orogen resulted from the convergence between the Caribbean (CRB) and North American (NOAM) plates. Some oblique tectonic corridors, which were coeval with the orogeny, led to the segmentation of the orogen into a number of structural blocks that evolved in different way. Age and evolution of deformation suggest that the Cuban corridors acted as important tectonic limits that evolved in accordance with rotation of the CRB-NOAM convergence. Segmentation of

the orogen is also supported by the synorogenic sedimentation, which embraces different time spans in each block, suggesting that welding of the orogen to the NOAM progressed from west to east. The segmentation of the Cuban Orogen during its welding to the NOAM lends support to the evolution of the NW-Caribbean as a dynamic microplate system and to the eastward migration of the active transform plate boundary during the convergence.

## Introduction

The NW-Caribbean realm, which currently forms part of the North American Plate (NOAM), includes the Cuban Orogen, Yucatan Basin and Cayman Ridge. It is bounded on the south by the Cayman Trough, which constitutes the current plate boundary (Fig. 1a). The transfer of the NW-Caribbean from the Caribbean Plate (CRB) to the NOAM is dated as Eocene in age (Bralower and Iturralde-Vinent, 1997; Iturralde-Vinent *et al.*, 2008; Rojas-Agramonte *et al.*, 2008). However, the NW-Caribbean probably evolved as a dynamic microplate system before the transfer.

Pindell *et al.* (2005) attribute the origin of the NW-Caribbean transtensional basins—i.e. the Yucatan Basin and Cayman Trough—to the Paleogene extension that occurred in accordance with the clockwise rotation of the CRB-NOAM convergence. This rotation was related to the tectonic escape to the east of the CRB between the North and South American plates (Mann, 1997). The western flank of the Yucatan Basin is limited by an earlier left-lateral transform boundary, which produced a SSW-NNE striking oceanic pull-apart basin during the Eocene (Fig. 1a; Rosencrantz, 1990). The opening of the Yucatan Basin was coeval with the formation of the Cuban Orogen, strongly suggesting the occurrence of a strain-partitioning regime (Cruz-Orosa *et al.*, 2012a). Then, the evolution of the Cayman Trough led to the

stoppage of the Yucatan Basin extension and to the consolidation of the current transform boundary between the CRB and NOAM (Rosencrantz *et al.*, 1988; Mann *et al.*, 1995; Leroy *et al.*, 2000).

Earlier models for the tectonic evolution of the Cuban Orogen and NW-Caribbean are ambiguous in some questions, among these: the magmatic evolution of eastern Cuba during the Cretaceous times (Iturralde-Vinent, 1996; García-Casco *et al.*, 2006; Iturralde-Vinent *et al.*, 2006; Proenza *et al.*, 2006), the original paleogeographic position of the Asunción metamorphic complex (Iturralde-Vinent, 1997, 1998; García-Casco *et al.*, 2006, 2008), the origin and emplacement of Cuban ophiolites (Fonseca *et al.*, 1985; Cobiella-Reguera, 2005, 2009; García-Casco *et al.*, 2006; Stanek *et al.*, 2009), the origin and evolution of the Yucatan Basin (Rosencrantz, 1990; Pindell *et al.*, 2005, 2012; García-Casco *et al.*, 2008; Pindell and Kennan, 2009), the polarity and evolution of the Paleogene volcanic arc (García-Torres *et al.*, 1996; Iturralde-Vinent, 1998; Iturralde-Vinent *et al.*, 2006; Rojas-Agramonte *et al.*, 2008), and the structural significance and timing of the Cuban tectonic corridors (Mann, 1997; Gordon *et al.*, 1997; Leroy *et al.*, 2000; Cruz-Orosa *et al.*, 2012b). In this paper, the main structural features of the Cuban Orogen are condensed, in conjunction with recent advances and new structural constraints, to better understand the

tectonic evolution of this orogen and the NW-Caribbean realm.

## Cuban Orogen

The Cuban Orogen resulted from the convergence between the Caribbean Volcanic Arc (CVA), which was part of the CRB, and the North-American continental margin. This convergence evolved from subduction-accretion in the latest Cretaceous to accretion-collision during the Paleocene and Eocene, and ended in the welding of the orogenic belt to the NOAM. Since the Oligocene, the Cuban Orogen behaved like an inactive orogen despite that some deformation occurred in some tectonic corridors and in the foreland (Gordon *et al.*, 1997; Masafarro *et al.*, 1999, 2002; Cruz-Orosa *et al.*, 2012b).

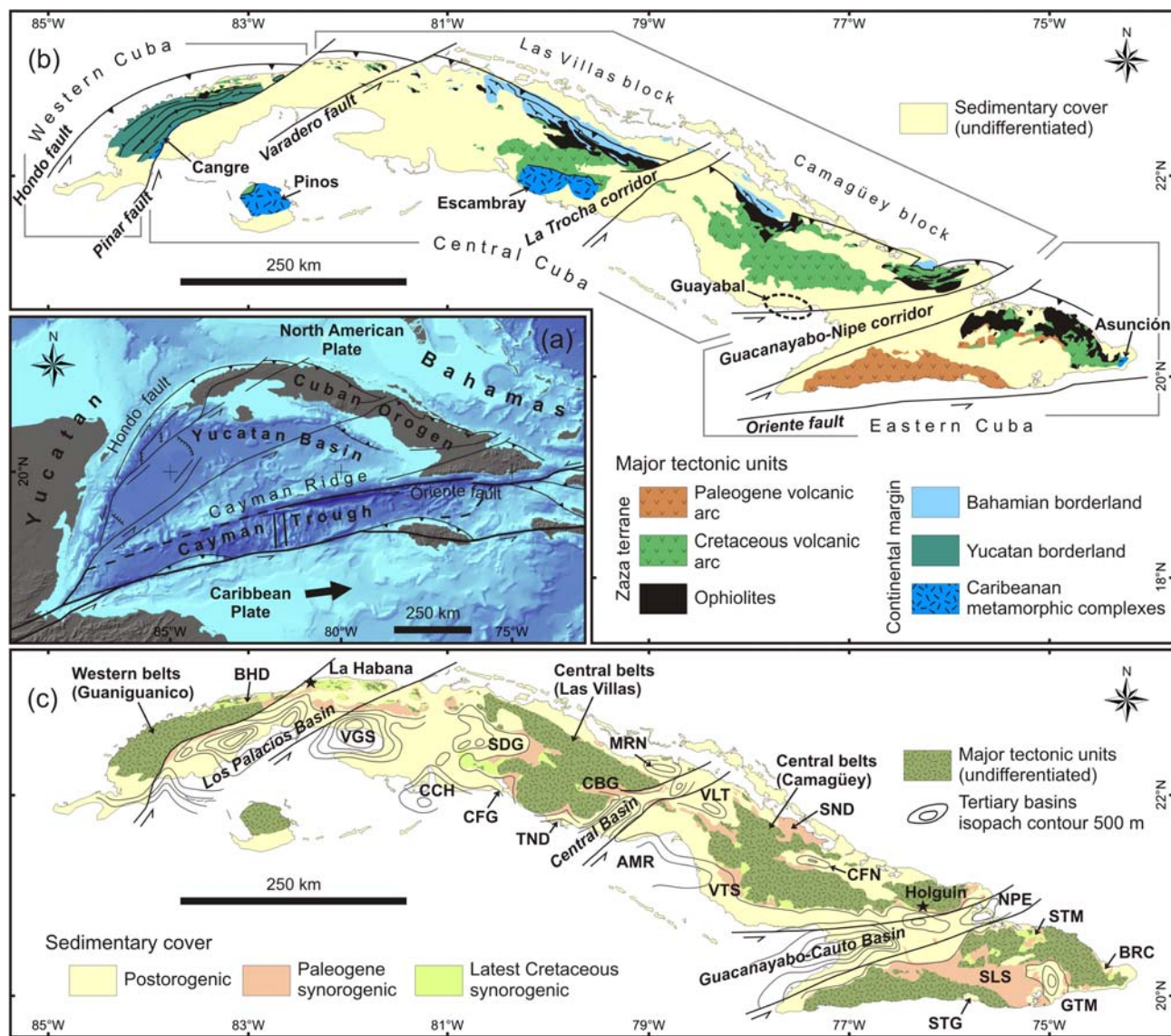
The CVA resulted from the Cretaceous subduction (south to south-west-dipping) of the proto-Caribbean oceanic lithosphere beneath the CRB. A gradual northeastward motion of the CVA is supported by paleomagnetic data and is explained by the proto-Caribbean slab rollback (Pindell *et al.*, 2005, 2012; Pindell and Kennan, 2009; Tait *et al.*, 2009). In western and central Cuba, the CVA rocks are associated with a large ophiolite belt and with some metamorphic rocks that are considered part of the fore-arc zone (García-Casco *et al.*, 2006, 2008; Rojas-Agramonte *et al.*, 2010, 2011). In eastern Cuba, the CVA rocks are locally metamorphosed, are overthrust by ophiolites and by the

obduction-related syntectonic sediments, and are covered by Paleogene volcanic rocks (Iturralde-Vinent, 1996; Rojas-Agramonte *et al.*, 2004, 2008; Iturralde-Vinent *et al.*, 2006; Proenza *et al.*, 2006). The CVA and associated rocks—cf. the Zaza terrane—constitute a major tectonic unit of the Cuban Orogen (Fig. 1b).

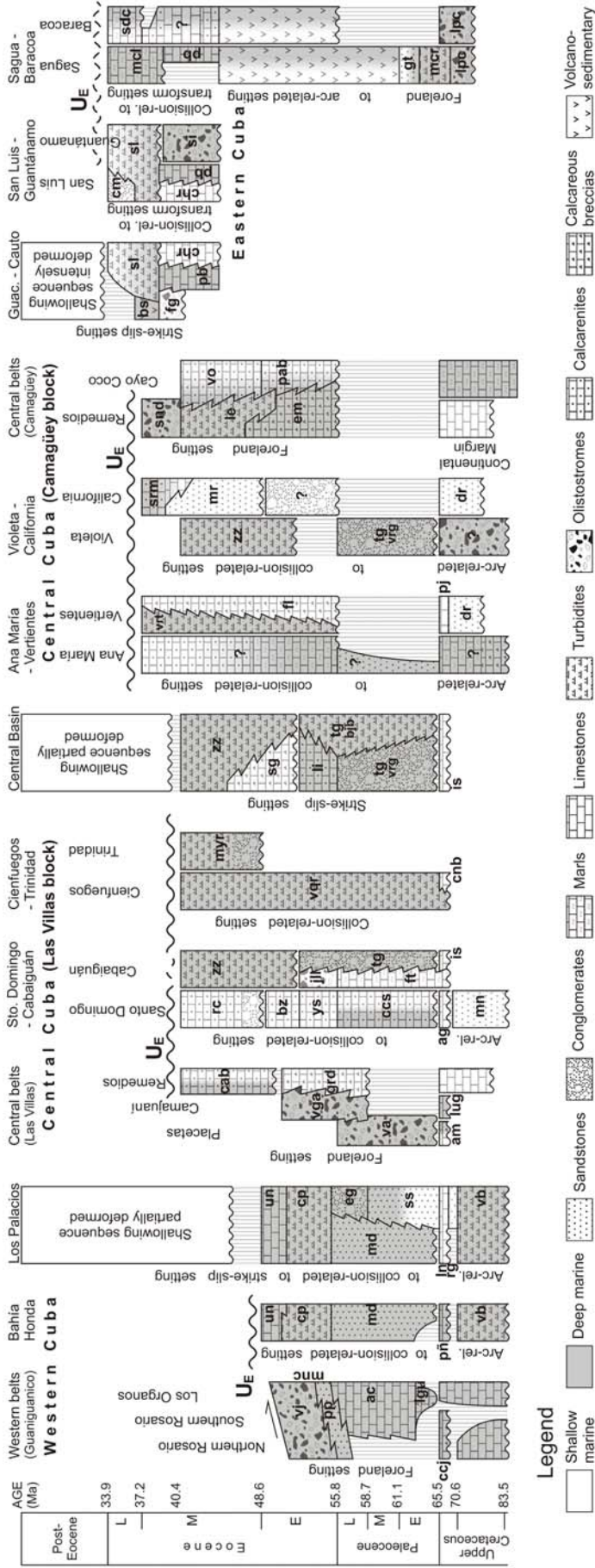
The southern continental margin of the NOAM began to develop in the Middle-Late Jurassic, after the rifting of western Pangea (Pindell and Dewey, 1982; Pindell *et al.*, 2005, 2006; Iturralde-Vinent, 2006). Three paleogeographic domains make up

the margin sequences in Cuba: the Caribeana and the Yucatan and Bahamian borderlands (Fig. 1b). The Caribeana domain includes Mesozoic proto-Caribbean sedimentary rocks, which were subducted during the Late Cretaceous. The Caribeana meta-sedimentary rocks crop out in a suite of metamorphic complexes. P–T–t paths of these rocks lend support to subduction-accretion during the latest Cretaceous and subsequent exhumation in intra-arc and fore-arc settings (García-Casco *et al.*, 2008). The Yucatan and Bahamian borderlands are well-exposed in western and central

Cuba, respectively (Meyerhoff and Hatten, 1974; Hempton and Barros, 1993; Pszczolkowski, 1999; Pszczolkowski and Myczynski, 2003, 2010). They are structured in a thin-skinned thrust belt which records the Paleogene accretion-collision (Saura *et al.*, 2008; van Hinsbergen *et al.*, 2009; Cruz-Orosa *et al.*, 2012a). The basement is unknown, but few data suggest the existence of a Neoproterozoic transitional crust (Renne *et al.*, 1989; Otero *et al.*, 1998; Moreno-Toiran, 2003).

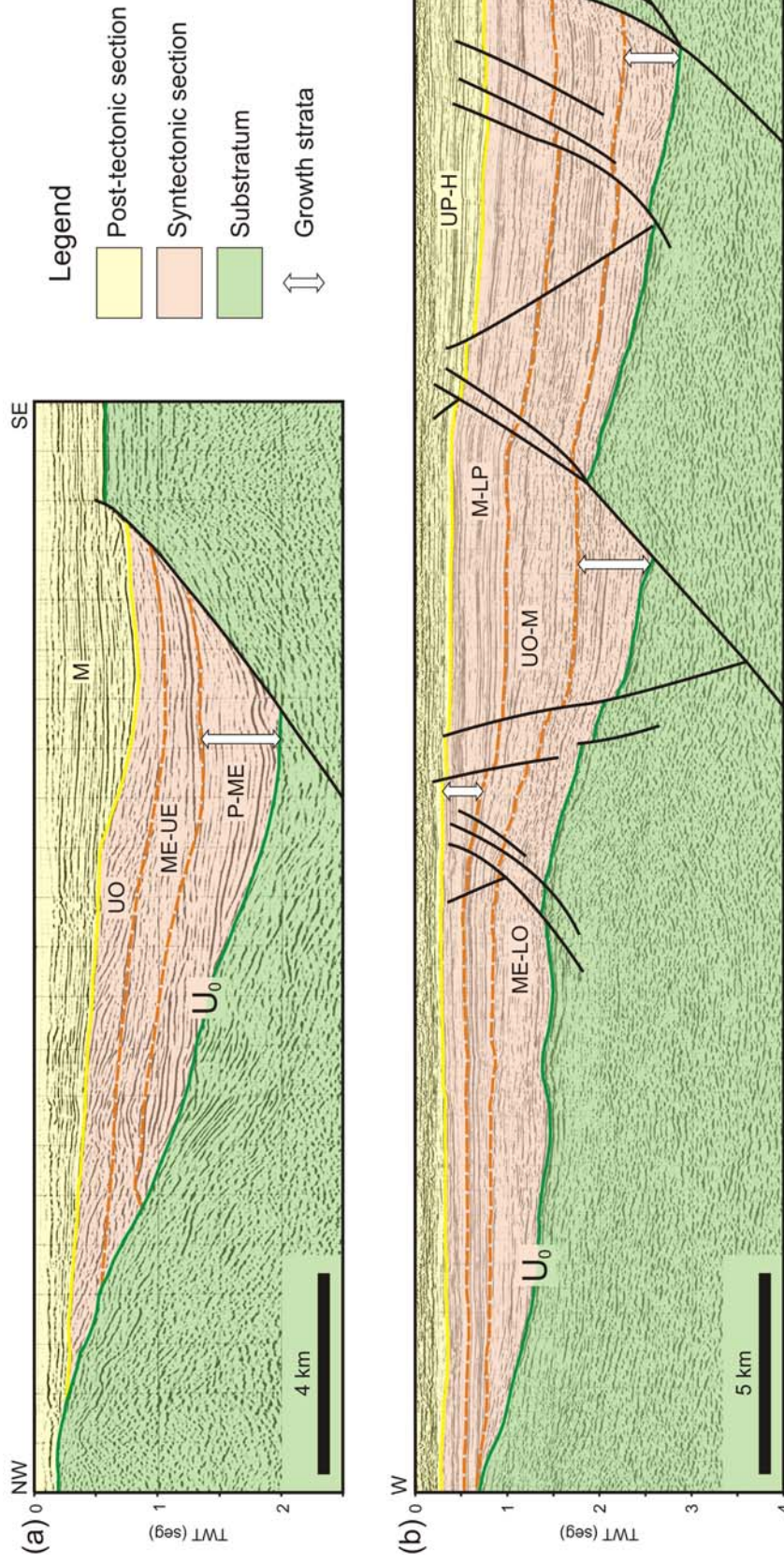


**Fig. 1** (a) Geological sketch of the NW-Caribbean compiled from Rosencrantz (1990) and Pindell *et al.* (2005). (b) Major tectonic units and structures of the Cuban Orogen. (c) Location of the Cuban synorogenic basins, Ana María (AMR), Bahía Honda (BHD), Baracoa (BRC), Cabaiguán (CBG), Cochinós (CCH), Cienfuegos (CFG), California (CFN), Guantánamo (GTM), Morón (MRN), Nipe (NPE), Santo Domingo (SDG), San Luis (SLS), Senado (SND), Santiago de Cuba (STG), Sagua de Tánamo (STM), Trinidad (TND), Las Vegas (VGS), Violeta (VLT) and Vertientes (VTS). (b) and (c) are modified from Cruz-Orosa *et al.* (2012a), after compiled from Pushcharovsky (1988) and Rosencrantz and Pardo (1993).



**Fig. 2** Lithostratigraphy of the Cuban basins compiled from Bralower and Iturraide-Vinent (1997), Iturraide-Vinent *et al.* (2008), Rojas-Agramonte *et al.* (2008), Cruz-Orosa *et al.* (2012a) and unpublished reports. Ue = synorogenic postorogenic unconformity. Synorogenic units in western Cuba are: Ancón (ac), Cacarajicara (cc), Capdevila (cp), El Guayabo (eg), La Güira (igu), Los Negros (ln), Madruga (md), Manacas (mnc), Peñalver (pñ), Pica Pica (pp), Río Guamá (rg), San Sebastián (ss), Universidad (un), Via Blanca (vb) and Vieja (vj). In central Cuba: Amaro (am), Arroyo Grande (ag), Bijaño (bjb), Blanquizar (bz), Caibarién (cab), Cantabria (cnb), Cocos (ccs), Durán (dr), El Embarcadero (em), Florida (fl), Fomento (ft), Grande (grd), Isabel (is), Jucillo (jl), Lesca (le), Loma Iguará (li), Lutgarda (lug), Maraguán (mr), Meyer (myr), Monos (mn), Paso Abierto (pab), Presa Jimaguayú (pj), Ranchuelo (rc), Saramaguacacán (srm), Senado (snd), Siguaney (sg), Taguasco (tg), Vaquería (vqr), Vargas (vrg), Vega (vga), Vega Alta (va), Venero (vo), Vertientes (vrt), Yeras (ys) and Zaza (zz). In eastern Cuba: Barrancas (bs), Camarones (cm), Charco Redondo (chr), Farallón Grande (fg), Gran Tierra (gt), La Picota (lpc), Mícaro (mcr), Mucará (mcl), Puerto Boniato (pb), San Luis (sl) and Sierra de Capiro (sdc). Main features of the synorogenic units are summarized in Appendix 1.





**Fig. 3** (a) NW-SE interpreted seismic section of the Central Basin (cf. La Trocha corridor) showing a half-graben geometry and Paleocene growth strata. U<sub>0</sub> = basal unconformity of the Paleocene basin. Ages of the syntectonic and post-tectonic sections are Paleocene – early Middle Eocene (P-ME), late Middle Eocene – Upper Eocene (ME-UE), Upper Oligocene (UO), and Miocene (M). (b) W-E interpreted seismic section of the Guacanayabo-Cauto Basin (cf. Guacanayabo-Nipe corridor) showing a graben system geometry and Eocene-Pliocene growth strata. U<sub>0</sub> = basal unconformity of the Eocene basin. Ages of the syntectonic and post-tectonic sections are Middle Eocene – Lower Oligocene (ME-LO), Upper Oligocene – Miocene (UO-M), Miocene – Lower Pliocene (M-LP), and Upper Pliocene – Holocene (UP-H).

The sedimentary record of the Cuban synorogenic basins suggests an evolution from an arc-related to a collision-related setting (Figs. 1c and 2; Cruz-Orosa *et al.*, 2012a). The subduction-accretion of Caribæana is recorded by the Late Campanian cessation of magmatic activity in western and central Cuba and by the unconformable deposition of siliciclastic series derived from the erosion of volcanic and ophiolitic rocks (García-Casco *et al.*, 2008). The Paleogene accretion-collision is recorded by syntectonic sediments involved in the imbrication of the Zaza terrane and continental margins (Bralower and Iturralde-Vinent, 1997; Iturralde-Vinent *et al.*, 2008).

### Tectonic Corridors

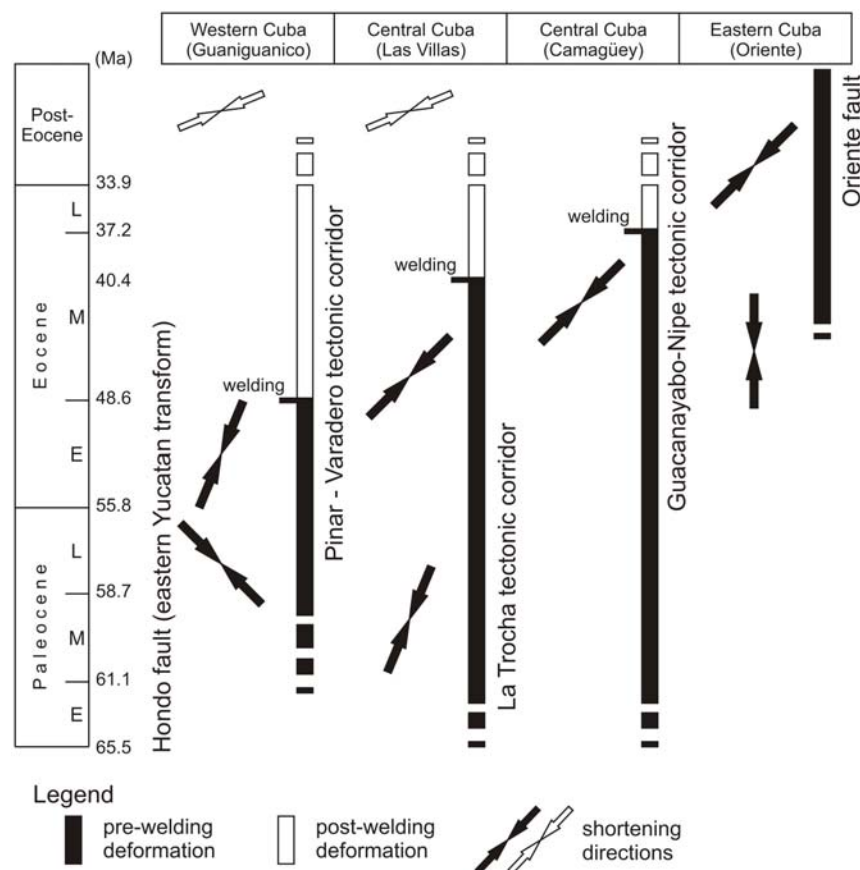
An oblique left-lateral fault system that is coeval with the orogeny is a distinctive feature of the Cuban Orogen (Fig. 1b). This fault system embraces, from the western Hondo fault to the eastern Oriente fault, the Pinar-Varadero, La Trocha and Guacanayabo-Nipe tec-

tonic corridors. It has been suggested that these structures were inherited and that they lengthened the CVA (Stanek *et al.*, 2000; Pindell *et al.*, 2005). However, our data demonstrate that the Cuban corridors evolved in accordance with the tectonic escape of the CRB during the Paleogene (Fig. 3).

Although the fault system has a SW-NE overall trend, a progressive change in trend orientation is observed from west to east (Fig. 1). The southern Hondo fault—cf. the eastern Yucatan transform—strikes SSW-NNE and shifts in a SW-NE direction to the north. The western Cuban block is bounded by the Hondo and Pinar faults (Pszczolkowski, 1999). In central Cuba, the Las Villas and Camagüey blocks are separated by the La Trocha corridor, which strikes SW-NE despite the fact that the northern branch strikes WSW-ENE (Cruz-Orosa *et al.*, 2012b). Further east, the Guacanayabo-Nipe corridor strikes WSW-ENE. The eastern Cuban block is bounded by this corridor

and the W-E Oriente fault (Rojas-Agramonte *et al.*, 2008).

Rosencrantz (1990) suggests that the Pinar fault was a part of the eastern Yucatan transform, and more recent interpretations by Pindell *et al.* (2005) specify that this fault—and the Pinar-Varadero tectonic corridor—was formed linked to the western Yucatan pull-apart basin (Fig. 1). Gordon *et al.* (1997) argue that kinematics of the Pinar fault was consistent with the evolution of compression in western Cuba. Tectonic shortening in this region rotated clockwise from a SE-NW direction after the Late Paleocene to a SSW-NNE direction during the Early Eocene and to a WSW-ENE direction after the Oligocene-Miocene (Fig. 4). Probably a late pull-apart extension in the Los Palacios Basin, which is related to the Pinar-Varadero corridor (Figs. 1c and 2), occurred synchronously with the last phase of the opening of the western Yucatan pull-apart basin in the Middle Eocene.



**Fig. 4** Evolution of shortening in the different blocks of the Cuban Orogen, compiled from Gordon *et al.* (1997), Rojas-Agramonte *et al.* (2008), Saura *et al.* (2008), Stanek *et al.* (2009), van Hinsbergen *et al.* (2009), and Cruz-Orosa *et al.* (2012a, 2012b).

The La Trocha tectonic corridor extends through the Yucatan Basin as a transbasin fault (Fig. 1a; Rosencrantz, 1990). This author defined this transbasin fault from topographic

lineaments highlighted by a series of valleys, north facing escarpments and structural discontinuities. Cruz-Orosa *et al.* (2012b) postulate that deformation in the La Trocha corridor occurred

in accordance with shortening in central Cuba, which displays a rotation from a SSW-NNE direction during the Paleocene to a SW-NE direction in the Middle Eocene and to a WSW-



ENE direction after the Oligocene-Miocene (Fig. 4). Paleogene growth strata in seismic section of Figure 3a and evolution of shortening provide evidence that the La Trocha corridor was coeval with the formation of the Cuban Orogen. The Central Basin, which is linked to this corridor, evolved as a strike-slip polygenetic basin (Figs. 1c and 2).

The relationship between the Guacanayabo-Nipe tectonic corridor and the Cayman Trough was initially suggested by Leroy *et al.* (2000). This relationship may be corroborated by the structural arrangement of some blocks located in the eastern part of the Cayman Ridge. These blocks show a right stepping en echelon distribution (Rosencrantz, 1990). As demonstrated by growth strata in seismic sections of Figure 3b, the Guacanayabo-Nipe corridor was active from the Middle Eocene to the Early Pliocene. During this time span, shortening in eastern Cuba rotated from an S-N to a SW-NE direction (Fig. 4; Rojas-Agramonte *et al.*, 2005, 2008). The Guacanayabo-Cauto Basin, which is linked to the Guacanayabo-Nipe corridor, probably evolved like a transtensional fault-termination basin (Figs. 1c and 2). Since the Late Eocene, left-lateral transform motion has been progressively transferred from the Guacanayabo-Nipe corridor to the Oriente fault (Iturralde-Vinent and MacPhee, 1999; Leroy *et al.*, 2000).

### Structural Blocks

In western Cuba, the northern fold and thrust belt is overthrust to the NW by the Zaza terrane and is truncated by the Pinar fault (Fig. 1b; Saura *et al.*, 2008). Paleogeographic analysis gives support to the SSW provenance of the Guaniguanico terrane (Fig. 1c), which belonged to the Yucatan borderland (Hutson *et al.*, 1998; Pszczolkowski, 1999). The Cangre metamorphic complex is a nappe in the fold and thrust belt and was probably exhumed in a fore-arc setting (Fig. 1b; García-Casco *et al.*, 2008). According to micropaleontological data by Bralower and Iturralde-Vinent (1997), syn-collision sedimentation in western Cuba is Paleocene to Early Eocene in age whereas post-collision sedimentation occurred since the Middle Eocene (Fig. 2). These data strongly suggest that the welding of western Cuba to the NOAM took place during the earliest Lutetian (between 49 and 45 (?) Ma).

In central Cuba, the Las Villas and Camagüey blocks have a similar constitution despite major differences in structural features and in the intensity of deformation (Fig. 1b). The continental margin in these blocks is considered part of the Bahamian borderland (Meyerhoff and Hatten, 1974). It was imbricated in a thin-skinned thrust fault system that also involves foreland basin deposits (Iturralde-Vinent *et al.*, 2008). Tectonic transport was to the NNE and later to the NE; however, age and style of deformation of the continental margin are different in the two blocks (cf. van Hinsbergen *et al.*, 2009; Cruz-Orosa *et al.*, 2012a). The Zaza terrane occupies the axial zone of the orogen and is strongly folded and thrust in the Las Villas block, whereas its deformation is lower in the Camagüey block. The Caribbean metamorphic rocks were exhumed in an intra-arc setting (García-Casco *et al.*, 2008); however, unlike the Guayabal complex in Camagüey, the Escambray complex crops out in a tectonic window below the volcanic arc in the Las Villas block (Fig. 1b). All these differences could be attributed to a change in the structural pattern on both sides of the La Trocha corridor (Cruz-Orosa *et al.*, 2012b). According to paleontological data compiled by Iturralde-Vinent *et al.* (2008), synorogenic sedimentation in central Cuba occurred from the Paleocene to the Middle Eocene (Fig. 2). These data suggest that the welding of central Cuba to the NOAM occurred during the Middle-Late Eocene, probably earliest Bartonian (post-40 Ma) in the Las Villas block and earliest Priabonian (post-37 Ma) in the Camagüey block.

The eastern Cuban block has essentially an oceanic nature (Fig 1b). Its magmatic evolution is more complex than in western and central Cuba owing to the presence of the Paleogene volcanic arc (Rojas-Agramonte *et al.*, 2004, 2008). The Asunción metamorphic complex, which has been interpreted as part of the Bahamian platform by Iturralde-Vinent (1997, 1998) and García-Casco *et al.* (2006) and as part of the Caribbeana domain by García-Casco *et al.* (2008), is the lowest tectonic unit in the region and probably was exhumed in a fore-arc setting. Other Bahamian margin rocks do not crop out despite the fact that they probably underlie the allochthonous volcanic and ophiolitic rocks. As is recorded by syntectonic sediments, emplacement of the

ophiolites on the volcanic arc occurred during the latest Cretaceous (Fig. 2). Radiometric ages, geochemical and structural data suggest that the eastern Cuban ophiolites were formed in a back-arc environment and that they differ from those in western and central Cuba (Marchesi *et al.*, 2006; García-Casco *et al.*, 2006). Paleogene volcanic activity exhibits an island arc tholeiite (IAT) affinity and ended when the strike-slip activity in the Oriente fault commenced (Cazañas *et al.*, 1998). The evolution from collision to transform settings is recorded by coarse siliciclastic sediments, Middle Eocene to earliest Oligocene in age (Fig. 2; Rojas-Agramonte *et al.*, 2008). Since the earliest Rupelian (post-33 Ma), the eastern Cuban block has apparently been welded to the NOAM and most of the deformation has been concentrated around the Oriente fault.

### Discussion

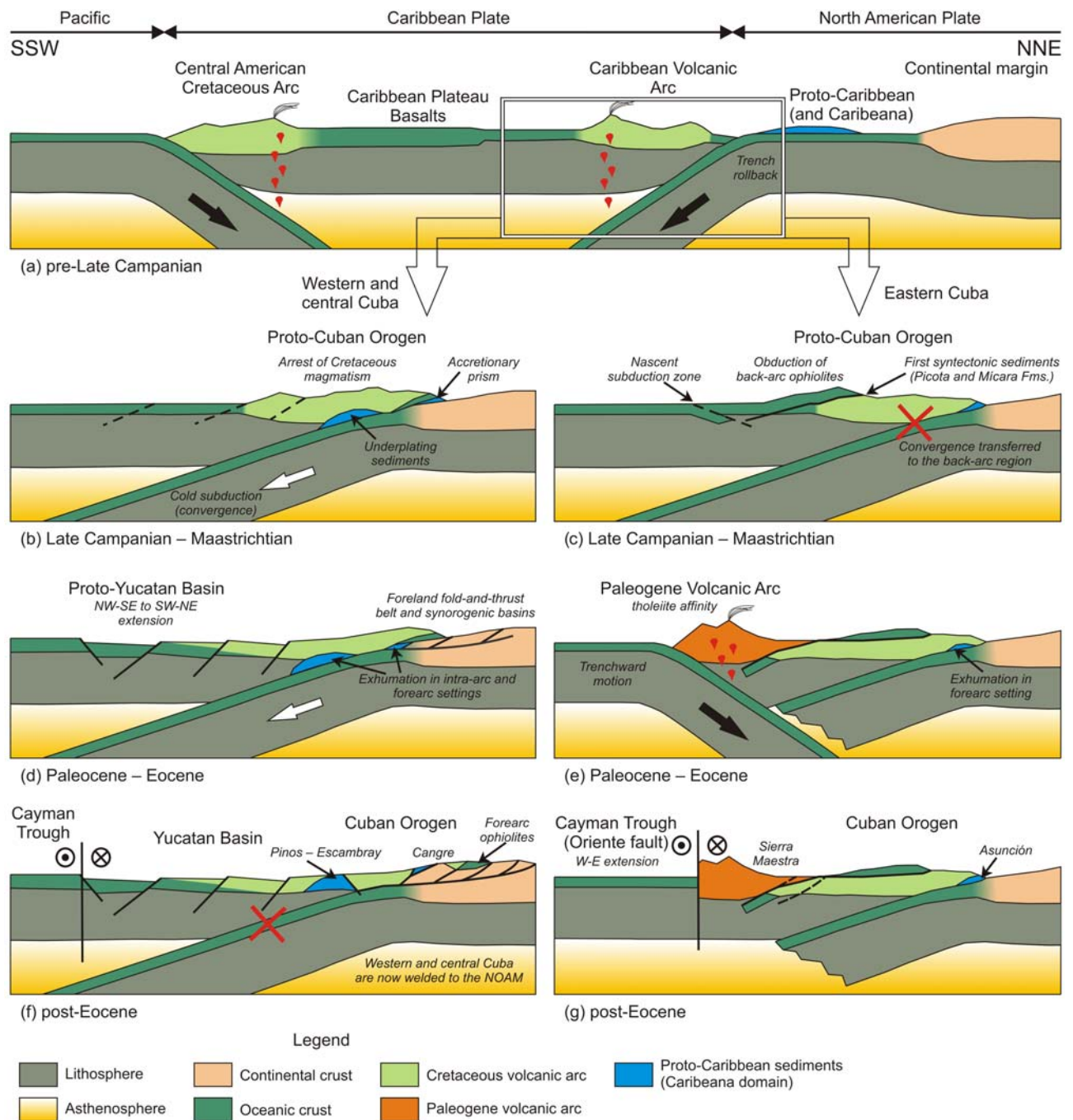
Our data and analysis strongly suggest that the Cuban Orogen was segmented during the collision and that the welding of different segments (blocks) to the NOAM propagated in a W-E direction. The sedimentary record supplies ages of the welding process and demonstrates that this process was diachronic. This result lends support to the evolution of the NW-Caribbean as a dynamic microplate system, which is also supported by (1) the existence of a convergent plate boundary that produced the Cuban Orogen, (2) the development of the Yucatan Basin and Cayman Trough to the south, and (3) the different evolution of the Cuban blocks (Figs. 1a and 4). In this microplate system, the Cuban corridors probably acted by turns as major tectonic limits, facilitating the segmentation of the orogen and the eastward migration of the active transform plate boundary during the escape of the CRB.

The La Trocha corridor formed during the Paleocene, as is demonstrated by growth strata of this age (Fig. 3a; Cruz-Orosa *et al.*, 2012b). The origin of this corridor is consistent with a NW-SE extension in the proto-Yucatan Basin as has been suggested by Pindell *et al.* (2005). The origin of the Pinar-Varadero corridor probably was a consequence of the welding of western Cuba to the NOAM during the Middle Eocene, which is consistent with a SW-NE extension during the opening of the western Yucatan pull-apart basin. The

relationship between the Guacayanabo-Nipe corridor and the Cayman Trough is not supported by strong arguments; however, the origin of this corridor is consistent with a WSW-

ENE to W-E extension from the Middle Eocene to the Early Pliocene (Fig. 3b). The aforementioned criteria constrain the models proposed by Mann *et al.* (1995), Gordon *et al.* (1997) and

Leroy *et al.* (2000) in terms of timing of the oblique corridors and ages of welding of the different blocks.



**Fig. 5** Tectonic sketch cross-sections showing the Post-Campanian evolution of the NW-Caribbean through the western-central and eastern Cuban blocks, respectively. See text for details. Note that in (a) the Caribbean Volcanic Arc is shown as a single arc, which probably formed from the superposition of several volcanic series (see Kerr *et al.*, 1999; García-Casco *et al.*, 2006; Proenza *et al.*, 2006).

Available structural and geochemical data suggest that the evolution of eastern Cuba was different to that in western and central Cuba, mainly since the Late Campanian (Fig. 5). At this time, the CRB collided with the

Yucatan block and simultaneously took place the subduction-accretion of Caribeana (Figs. 5b and 5c). The collision in southern Yucatan is evidenced by olistostromes in central Guatemala (Sepur Fm.) and by the

subsidence of the foreland basin in northern Guatemala (Pindell *et al.*, 1988; Rosenfeld, 1993). The subduction-accretion of Caribeana is recorded by the cessation of the Cretaceous magmatism and by the coeval

deformation, uplift and erosion of the volcanic and ophiolitic rocks (García-Casco *et al.*, 2008). The first syntectonic sediments in Cuba are the obduction-related olistostromes of the Picota and Mícaro Fms. in eastern Cuba (Figs. 2 and 5c; Iturralde-Vinent *et al.*, 2006). Obduction probably occurred in response to the subduction-accretion of Caribeana, which resulted in the transference of the locus of convergence to the back-arc region (Fig. 5c).

During the Paleocene, the imbrication of the Yucatan and Bahamian borderlands took place in western and central Cuba while a new volcanic arc, with the subduction zone dipping to the north, was formed in eastern Cuba (Figs. 5d and 5e). The formation of this new volcanic arc is evidenced by the shift of the magmatic axis to the south and by the IAT affinity of the Paleogene magmatism (Cazañas *et al.*, 1998). Paleocene extension in the La Trocha corridor was related to the development of the proto-Yucatan Basin (Fig. 5d). In the earliest Lutetian, western Cuba was welded to the NOAM and the Pinar-Varadero corridor acted as a major tectonic limit. Thereafter, extension in the western Yucatan pull-apart basin stopped as the Cayman Trough and the Guacanayabo-Nipe corridor began to develop, which also resulted in the cessation of the main Paleogene volcanic activity during the Middle Eocene. The welding of the central Cuban blocks was probably accomplished in the earliest Priabonian as the progressive abandonment of the Guacanayabo-Nipe corridor commenced (Fig. 5f). The transfer of eastern Cuba to the NOAM probably occurred in the earliest Rupelian because of the consolidation of the current transform boundary in the Cayman Trough and Oriente fault (Fig. 5g). However, Pliocene deformation in the Guacanayabo-Nipe corridor and the seismicity of eastern Cuba suggest that the welding of this block is still incomplete.

## Conclusions

Available structural and geochemical data strongly suggest that the Cuban Orogen was segmented during the collision. Segmentation resulted from the formation of some tectonic corridors that evolved in accordance with the Yucatan Basin and Cayman Trough, suggesting that the NW-Caribbean evolved as a dynamic microplate system and that the active

transform plate boundary migrated eastward during the collision.

Post-Campanian evolution of eastern Cuba was different to that in western and central Cuba. In both regions the results of the Paleogene convergence are evident; however, a major intra-arc extension occurred in western and central Cuba whereas a transfer of the convergence to the back-arc region took place in eastern Cuba. Extension resulted in the formation of the Yucatan Basin synchronously with the western and central Cuban orogenic belt. Transfer of the convergence gave rise to the obduction of back-arc ophiolites and to the formation of a new subduction zone to the south of eastern Cuba. The origin and evolution of the Cayman Trough led to the stoppage of the Yucatan Basin extension and to the cessation of the Paleogene magmatism.

The proposed evolution is consistent with the origin of the eastern Cuban ophiolites in a back-arc basin, with the evolution of the Yucatan Basin as an intra-arc basin, with a north-dipping subduction zone for the Paleogene volcanic arc, and with the evolution of the Cuban corridors in consonance with the clockwise rotation of the CRB-NOAM convergence. The Asunción metamorphic complex is interpreted as part of the Caribeana domain (Fig 5), which is in line with suggestion by García-Casco *et al.* (2008). However, P-T-t evolution and paleomagnetic data are necessary to corroborate this hypothesis.

## Acknowledgements

The authors are indebted to the exploration staff of the Petroleum Research Center (CEINPET-CubaPetróleo) for allowing access to data consulted for this paper. This work was supported by the Spanish Government grants CGL2007-66431, CGL2008-05724, CGL2010-15294 and CGL2011-23770 and by the Geodynamics and Basin Analysis Research Group (2009SGR1198) from the Generalitat de Catalunya.

## References

- Bralower, T.J. and Iturralde-Vinent, M.A., 1997. Micropaleontological dating of the collision between the North America Plate and the Greater Antilles Arc in western Cuba. *Palaos*, **12**, 133–150.
- Cazañas, X., Proenza, J.A., Kysar, G., Lewis, J. and Melgarejo, J.C., 1998. Rocas volcánicas de las series Inferior y Media del Grupo El Cobre en la Sierra Maestra (Cuba Oriental): volcanismo generado en un arco de islas tholeiítico. *Acta Geologica Hispanica*, **33**, 57–74.

- Cobiella-Reguera, J.L., 2005. Emplacement of Cuban ophiolites. *Geologica Acta*, **3**, 273–294.
- Cobiella-Reguera, J.L., 2009. Emplacement of the northern ophiolites of Cuba and the Campanian-Eocene geological history of the northwestern Caribbean-SE Gulf of Mexico region. In: *The origin and evolution of the Caribbean Plate* (K.H. James and M.A. Lorente, eds). *Geological Society [London] Special Publications*, **328**, 315–338.
- Cruz-Orosa, I., Sàbat, F., Ramos, E. and Vázquez-Taset, Y.M., 2012a. Synorogenic basins of central Cuba and collision between the Caribbean and North American plates. *International Geology Review*, **54**, 876–906.
- Cruz-Orosa, I., Sàbat, F., Ramos, E., Rivero, L. and Vázquez-Taset, Y.M., 2012b. Structural evolution of the La Trocha fault zone: Oblique collision and strike-slip basins in the Cuban Orogen. *Tectonics*, **31**, TC5001.
- Fonseca, E., Zelepugin, V.N. and Heredia, M., 1985. Structure of the ophiolite association of Cuba. *Geotectonic*, **19**, 321–329.
- García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M.A. and Pindell, J.L., 2008. Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and Caribeana: Origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. *International Geology Review*, **50**, 781–809.
- García-Casco, A., Torres-Roldán, R.L., Iturralde-Vinent, M.A., Millán, G., Núñez, K., Lázaro, C. and Rodríguez-Vega, A., 2006. High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba. *Geologica Acta*, **4**, 63–88.
- García-Torres, M., Carralero, C.N., Proenza, J. and Blanco, J., 1996. Condiciones paleotectónicas y de sedimentación de las formaciones Sabaneta y Vigía según el modelo de una cuenca de retroarco. *Minería y Geología*, **13**, 13–17.
- Gordon, M.B., Mann, P., Cáceres, D. and Flores, R.M., 1997. Cenozoic tectonic history of the North America–Caribbean plate boundary zone in western Cuba. *Journal of Geophysical Research*, **102**(B5), 10055–10082.
- Hempton, M.R. and Barros, J.A., 1993. Mesozoic stratigraphy of Cuba: Depositional architecture of a southeast facing continental margin. *GCSSEPM Foundation 13th Annual Research Conference Proceeding*, 193–209.
- Hutson, F., Mann, P. and Renne, P., 1998. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of single muscovite grains in Jurassic siliciclastic rocks (San Cayetano Formation): Constraints on the paleoposition of western Cuba. *Geology*, **26**, 83–86.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1996. Cuba: el arco de islas volcánicas del Cretácico. In: *Cuban ophiolites and volcanic arcs. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364* (M.A. Iturralde-Vinent, ed), pp. 179–189. Miami, Florida.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1997. Introducción a la geología de Cuba. In: *Estudios sobre Geología de Cuba* (G. Furrzola-

- Bermúdez, and K. Núñez-Cambra, eds), pp. 35–68. La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1998. Sinopsis de la constitución geológica de Cuba. *Acta Geológica Hispánica*, **33**, 9–56.
- Iturralde-Vinent, M.A., 2006. Meso-Cenozoic Caribbean paleogeography: Implications for the historical biogeography of the region. *International Geology Review*, **48**, 791–827.
- Iturralde-Vinent, M.A. and MacPhee, R.D.E., 1999. Paleogeography of the Caribbean region: implications for Cenozoic biogeography. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, **238**, 1–95.
- Iturralde-Vinent, M.A., Díaz-Otero, C., García-Casco, A. and van Hinsbergen, D.J.J., 2008. Paleogene foredeep basin deposits of north-central Cuba: A record of arc-continent collision between the Caribbean and North American plates. *International Geology Review*, **50**, 863–884.
- Iturralde-Vinent, M.A., Díaz-Otero, C., Rodríguez-Vega, A. and Díaz-Martínez, R., 2006. Tectonic implications of paleontologic dating of Cretaceous-Danian sections of Eastern Cuba. *Geologica Acta*, **4**, 89–102.
- Kerr, A.C., Iturralde-Vinent, M.A., Saunders, A.D., Babbis, T.L. and Tarney, J., 1999. New plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *GSA Bulletin*, **111**, 1581–1599.
- Leroy, S., Mauffret, M., Patriat, P. and Mercier-de-Lépinay, B., 2000. An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, **141**, 539–557.
- Mann, P., 1997. Model for the formation of large, transtensional basins in zones of tectonic escape. *Geology*, **25**, 211–214.
- Mann, P., Taylor, F.W., Edwards, R. and Teh-Lung, K., 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: an example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, **246**, 1–69.
- Marchesi, C., Garrido, C.J., Godard, M., Proenza, J.A., Gervilla, F. and Blanco-Moreno, J.A., 2006. Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **151**, 717–736.
- Masaferro, J.L., Poblet, J., Bulnes, M., Eberli, G.P., Dixon, T.H. and McClay, K., 1999. Palaeogene–Neogene/present day (?) growth folding in the Bahamian foreland of the Cuban fold and thrust belt. *Journal of the Geological Society*, **156**, 617–631.
- Masaferro, J.L., Bulnes, M., Poblet, J. and Eberli, G.P., 2002. Episodic folding inferred from syntectonic carbonate sedimentation: the Santaren anticline, Bahamas foreland. *Sedimentary Geology*, **146**, 11–24.
- Meyerhoff, A.A. and Hatten, C.W., 1974. Bahamas salient of North America: Tectonic framework, stratigraphy and petroleum potential. *AAPG Bulletin*, **58**, 1201–1239.
- Moreno-Toiran, B., 2003. The crustal structure of Cuba derived from receiver functions analysis. *Journal of Seismology*, **7**, 359–375.
- Otero, R., Prol, J.L., Tenreyro, R. and Arriaza, G.L., 1998. Características de la corteza terrestre de Cuba y su plataforma marina. *Minería y Geología*, **15**, 31–35.
- Pindell, J.L. and Dewey, J.F., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, **1**, 179–211.
- Pindell, J.L. and Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: *The origin and evolution of the Caribbean Plate* (K.H. James, M.A. Lorente, and J.L. Pindell, eds). *Geological Society [London] Special Publications*, **328**, 1–55.
- Pindell, J.L., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.P. and Draper, G., 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: Eight controversies resolved. *Geologica Acta*, **4**, 303–341.
- Pindell, J.L., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.P., Draper, G. and Higgs, R., 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela* (H.G. Avé-Lallemand, and V.B. Sisson eds). *GSA Special Papers*, **394**, 7–52.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman III, W. C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labreque, J. and Haxby, W., 1988. A plate-kinematics framework for models of Caribbean evolution. In: *Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions* (C.R. Scotese and W.W. Sager, eds). *Tectonophysics*, **155**(1–4), 121–138.
- Pindell, J.L., Maresch, W.V., Martens, U. and Stanek, K., 2012. The Greater Antillean Arc: Early Cretaceous origin and proposed relationship to Central American subduction mélanges: implications for models of Caribbean evolution. *International Geology Review*, **54**, 131–143.
- Proenza, J.A., Díaz-Martínez, R. Iriondo, A., Marchesi, C., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., Garrido, C.J., Rodríguez-Vega, A., Lozano-Santacruz, R. and Blanco-Moreno, J.A., 2006. Primitive Cretaceous island-arc volcanic rocks in eastern Cuba: The Téneme Formation. *Geologica Acta*, **4**, 103–121.
- Pszczolkowski, A., 1999. The exposed passive margin of North America in western Cuba. In: *Caribbean basins: Sedimentary basins of the world, Volume 4* (P. Mann, ed), pp. 93–121. Amsterdam, The Netherlands, Elsevier Science.
- Pszczolkowski, A. and Myczynski, R., 2003. Stratigraphic constraints on the Late Jurassic–Cretaceous paleotectonic interpretations of the Placetas belt in Cuba. In: *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics* (C. Bartolini, R.T. Buffler, and J. Blickwede, eds). *AAPG Memoir*, **79**, 545–581.
- Pszczolkowski, A. and Myczynski, R., 2010. Tithonian–early Valanginian evolution of deposition along the proto-Caribbean margin of North America recorded in Guaniguanico successions (western Cuba). *Journal of South American Earth Sciences*, **29**, 225–253.
- Pushcharovsky, Yu. (ed), 1988. *Geologic map of the Republic of Cuba*. La Habana, Cuba/Moscow, USSR, Academy of Sciences of Cuba/USSR Academy of Sciences, scale 1:250000, 40 sheets.
- Renne, P.R., Mattinson, J.M., Hatten, C.W., Somin, M., Onstott, T.C., Millán, G. and Linares, E., 1989.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U-Pb evidence for Late Proterozoic (Grenville-age) continental crust in north-central Cuba and regional tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**, 325–341.
- Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A., García-Casco, A., Somin, M., Iturralde-Vinent, M., Mattinson, J.M., Millán-Trujillo, G., Sukar, K., Pérez-Rodríguez, M., Carrasquilla, S., Wingate, M.T.D. and Liu, D.Y., 2011. Timing and Evolution of Cretaceous Island Arc Magmatism in Central Cuba: Implications for the History of Arc Systems in the Northwestern Caribbean. *The Journal of Geology*, **119**, 619–640.
- Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A., García-Casco, A., Kemp, T., Hegner, E., Pérez, M., Barth, M., Liu, D. and Fonseca-Montero, A., 2010. Zircon ages, Sr-Nd-Hf isotopic compositions, and geochemistry of granitoids associated with the northern ophiolite mélange of central Cuba: tectonic implication for late cretaceous magmatism in the northwestern Caribbean. *American Journal of Science*, **310**, 1453–1479.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., Kröner, A., Wan, Y.S., Liu, D.Y., García-Delgado, D.E. and Handler, R., 2004. Geochemistry and age of late orogenic island arc granitoids in the Sierra Maestra, Cuba: evidence for subduction magmatism in the early Paleogene. *Chemical Geology*, **213**, 307–324.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., García-Delgado, D.E., Handler, R., Friedl, G. and Delgado-Damas, R., 2008. Tectonic evolution of the Sierra Maestra Mountains, SE Cuba, during Tertiary times: From arc-continent collision to transform motion. *Journal of South American Earth Sciences*, **26**, 125–151.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., Handler, R., García-Delgado, D.E., Friedl, G. and Delgado-Damas, R., 2005. Variation of paleostress patterns along the Oriente Transform Fault, Cuba: significance for Neogene-Quaternary tectonics of the Caribbean realm. *Tectonophysics*, **396**, 161–180.

- Rosencrantz, E., 1990. Structure and tectonics of the Yucatan Basin, Caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies. *Tectonics*, **9**, 1037–1059.
- Rosencrantz, E. and Pardo, G., 1993. *An overview of the Cuban Orogen, with an assessment of hydrocarbons potential*. Austin, TX, University of Texas Institute for Geophysics, Technical Report No. 130, 47 pages.
- Rosencrantz, E., Sclater, J.C. and Ross, M.L., 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.
- Rosenfeld, J.H., 1993. Sedimentary rocks of the Santa Cruz Ophiolite, Guatemala – A proto-Caribbean history. In: *Mesozoic and Early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region: a context for hydrocarbon exploration* (J.L. Pindell, and R.F. Perkins, eds), pp. 173–180. Selected papers presented at the GCSSEPM Foundation thirteenth annual research conference, Gulf Coast Section SEPM.
- Saura, E., Vergés, J., Brown, D., Lukito, P., Soriano, S. Torrecusa, S., García, R., Sánchez, J.R., Sosa, C. and Tenreyro, R., 2008. Structural and tectonic evolution of western Cuba fold and thrust belt. *Tectonics*, **27**, TC4002.
- Stanek, K.P., Cobiella, J.L., Maresch, W.V., Millán, G., Grafe, F. and Grevel, Ch., 2000. Geological development of Cuba. In: *Geoscientific cooperation with Latin America, v. 1* (H. Miller and F. Hervé, eds), pp. 259–265. Zeitschrift für Angewandte Geologie.
- Tait, J., Rojas-Agramonte, Y., García-Delgado, D., Kröner, A. and Pérez-Aragón, R., 2009. Palaeomagnetism of the central Cuban Cretaceous Arc sequences and geodynamic implications. *Tectonophysics*, **470**, 284–297.
- van Hinsbergen, D.J.J., Iturralde-Vinent, M.A., van Geffen, P.W.G., García-Casco, A. and van Benthem, S., 2009. Structure of the accretionary prism, and the evolution of the Paleogene northern Caribbean subduction zone in the region of Camagüey, Cuba. *Journal of Structural Geology*, **31**, 1130–1144.

### 6.3. APPENDIX NO 1. “MAIN FEATURES OF THE CUBAN SYNOROGENIC UNITS”

Lithostratigraphic units listed in the tables below are considered to be synorogenic because they occurred at the same time as deformation. Synorogenic units need not show contemporaneous deformation, despite the fact that sedimentation was the result of deformation and uplift in the orogenic belt. Therefore, the synorogenic units may or may not be syntectonic (synkinematic).

In Cuba, some uppermost Cretaceous units are usually considered to be K/T boundary deposits (e.g. Cacarajicara, Peñalver and Santa Clara formations) while other units are included in the continental margin sequences (e.g. Amaro and Lutgarda formations). However, although these observations are mostly well argued, we prefer to include these units in the synorogenic section since they may be also related (at least partly) to a change in tectonic settings.

Table 1. Main features of some of the uppermost Cretaceous synorogenic units in western Cuba.

Lithostratigraphic unit Author(s) <sup>a</sup>	Greatest thickness	Lithologies	Fossil record	Depositional environment	Stratigraphic range
Cacarajicara (ccj) Hatten (1957).	Up to 700 meters.	Clastic-carbonate series composed of an upward- fining and homogeneous sequence. It can be subdivided into three members: the lower breccias, middle calcarenites, and upper mudstones. The boundaries between these members are gradual.	K/T boundary cocktail (rudists, foraminifera and nanofossils).	Deep-marine.	Upper Maastrichtian.
Los Negros (ln) S. Gil and R. González <i>in</i> : Linares et al. (1985).	20-40 meters.	Calcareous series constituted by massive to coarsely- stratified limestones and biocalcareenites.	Foraminifera, rudists, corals and echinoids.	Continental shelf (reef).	Maastrichtian.
Peñalver (pñ) Brönnimann and Rigassi (1963).	≈ 180 meters.	Clastic-carbonate series composed of an upward- fining sequence from calcirudites to calcilitites.	K/T boundary cocktail (foraminifera, corals, rudists and molluscs).	Deep-marine.	Upper Maastrichtian.
Río Guamá (rg) Álvarez-Sánchez (1974).	250-300 meters.	Siliciclastic to calcareous series constituted by mudstones and siltstones with conglomerates collations at base and limestones at top.	Foraminifera and rudists.	Continental slope to shallow- marine (reef).	Maastrichtian.



Vía Blanca (vb) Brönnimann and Rigassi (1963).	500-800 meters.	Siliciclastic to turbiditic series made up of interbedded mudstones to siltstones, polymictic sandstones and conglomerates, calcarenites and marly limestones.	Foraminifera.	Continental slope.	Upper Campanian to Lower Maastrichtian.
---	-----------------	--	---------------	--------------------	---

Note: <sup>a</sup>Authors are taken from unpublished reports of the Stratigraphic Commission of the Institute of Geology and Paleontology of Cuba (Franco-Alvarez et al., 1994). See also revisions by Albear and Iturralde-Vinent (1985), Rojas-Consuegra and Núñez-Cambra (1997), Pszczólkowski (1999), Takayama et al. (2000), Kiyokawa et al. (2002) and Tada et al. (2002, 2003).

Table 2. Main features of some of the Paleogene synorogenic units in western Cuba.

Lithostratigraphic unit Author(s) <sup>a</sup>	Greatest thickness	Lithologies	Fossil record	Depositional environment	Stratigraphic range
Ancón (ac) P. Truitt <i>in</i> : Truitt and Brönnimann (1956).	50-120 meters.	Calcareous series composed of pelagic limestones and some calcareous breccias at top.	Planktonic foraminifera, nannofossils and radiolaria.	Deep-marine.	Paleocene to earliest Eocene.
Capdevila (cp) Palmer (1934).	Up to 600 meters.	Terrigenous to turbiditic series constituted by well-bedded sandstones, claystones and siltstones, with minor intercalations of conglomerates.	Foraminifera, nannofossils and radiolaria.	Deep-marine.	Lower Eocene.
El Guayabo (eg) Álvarez-Sánchez (1974).	Several hundred meters.	Terrigenous series made up of polymictic conglomerates with olistostromic intervals.	Planktonic foraminifera and radiolaria.	Deep-marine (continental slope).	Upper Paleocene.
La Güira (lgu) Pszczólkowski et al. (1975).	Up to 70 meters.	Clastic-carbonate series constituted by breccias and conglomerates.	Unreported.	Probably deep-marine.	Lower Paleocene.
Madrugá (md) Lewis (1932).	300 meters.	Terrigenous series composed of well-stratified polymictic conglomerates, sandstones, siltstones and claystones, usually with slumped and olistostromic intervals.	Planktonic foraminifera and nannofossils.	Mainly deep-marine.	Paleocene.
Manacas (mnc) Hatten (1957).	250-300 meters.	Siliciclastic to olistostromic series that is subdivided into the Pica Pica and Vieja members (see below).	Planktonic foraminifera and nannofossils.	Deep-marine.	Upper Paleocene to Lower Eocene.

Pica Pica (pp) K. Piotrowska <i>in</i> : Pszczółkowski et al. (1975).	Up to 80 meters.	Siliciclastic series made up of polymictic sandstones, calcarenites, mudstones and marly limestones with chert collations.	Planktonic foraminifera and nanofossils.	Deep-marine.	Upper Paleocene to earliest Eocene.
San Sebastián (ss) Álvarez-Sánchez (1974).	Up to 30 meters.	Terrigenous to calcareous series constituted by polymictic conglomerates at base and limestones at top.	Foraminifera.	Shallow- to deep-marine.	Lower to Middle Paleocene.
Universidad (un) Bermúdez (1937).	≈ 50 meters.	Calcareous series composed of hemipelagic limestones and marls that contain flint nodules.	Planktonic foraminifera, nanofossils and radiolaria.	Deep-marine (bathyal).	Latest Early Eocene.
Vieja (vj) Hatten (1957).	≈ 200 meters.	Olistostromic series constituted by cobbles, boulders and larger olistoliths of limestones, chert, ophiolites, volcanic and some metamorphic rocks in a matrix of sandstone and mudstone.	Planktonic foraminifera and nanofossils.	Deep-marine.	Lower Eocene.

Note: <sup>a</sup>Authors are taken from unpublished reports of the Stratigraphic Commission of the Institute of Geology and Paleontology of Cuba (Franco-Alvarez et al., 1994). See also revisions by Pardo (1975, 2009), Herrera (1961), Furrzola-Bermúdez et al. (1964), Pszczółkowski (1978, 1994, 1999), Pszczółkowski and Albear (1982), Albear and Iturralde-Vinent (1985), Piotrowski (1987), Pushcharovsky et al. (1989), Rosencrantz and Pardo (1993), Cubapetróleo and Simon-Petroleum-Technology (1993), Bralower and Iturralde-Vinent (1997), García-Delgado and Torres-Silva (1997), Brust et al. (2011).

Table 3. Main features of some of the uppermost Cretaceous synorogenic units in central Cuba.

Lithostratigraphic unit Author(s) <sup>a</sup>	Greatest thickness	Lithologies	Fossil record	Depositional environment	Stratigraphic range
Amaro (am) H. Wassall <i>in</i> : Truitt and Pardo (1953).	Up to 300 meters.	Clastic-carbonate series composed of calcareous breccias and breccias-conglomerates.	Foraminifera.	Deep- to shallow-marine (?).	Upper Maastrichtian.
Arroyo Grande (ag) S. Gil <i>in</i> : Linares et al. (1985).	100-150 meters.	Calcareous series made up of marly and detritic limestones, calcarenites, biocalcarenes and marls.	Foraminifera.	Continental shelf to shelf margin.	Upper Maastrichtian.

Cantabria (cnb) Kantchev (1978).	≈ 120 meters.	Calcareous series constituted by limestones, calcarenites and biocalcarenites.	Foraminifera and rudists.	Continental shelf with local reefs.	Upper Maastrichtian.
Durán (dr) M.A. Iturralde-Vinent <i>in</i> : Belmustakov et al. (1981).	40-100 meters.	Siliciclastic series constituted by conglomerates, sandstones and some limestones and marls.	Foraminifera.	Various (?).	Upper Campanian to Lower Maastrichtian.
Isabel (is) Truitt and Pardo (1953).	100-150 meters.	Calcareous series made up of biocalcarenites, calcarenites, limestones and marls.	Foraminifera.	Continental shelf to shelf margin.	Upper Maastrichtian.
Lutgarda (lug) H. Wassall <i>in</i> : Truitt and Pardo (1953).	Up to 30 meters.	Calcareous series composed of pelagic limestones with chert collations.	Foraminifera and radiolaria.	Deep-marine.	Upper Maastrichtian.
Monos (mn) P. Truitt <i>in</i> : Brönnimann and Pardo (1954).	≈ 300 meters.	Siliciclastic series constituted by polymictic conglomerates and sandstones at base grading into calcarenites, limestones and marls at top.	Foraminifera.	Continental shelf to shelf margin.	Upper Campanian to Lower Maastrichtian.
Presa Jimaguayú (pj) M.A. Iturralde-Vinent <i>in</i> : Belmustakov et al. (1981).	200-300 meters.	Calcareous series made up of reef limestones, calcarenites, biocalcarenites and marls with some sandstone collations. It is subdivided into the Chorrillo and El Brazo members.	Foraminifera and rudists.	Continental shelf (reefs).	Upper Maastrichtian.

Note: <sup>a</sup>Authors are taken from unpublished reports of the Stratigraphic Commission of the Institute of Geology and Paleontology of Cuba (Franco-Alvarez et al., 1994). See also revisions by Rojas-Consuegra and Núñez-Cambra (1997), Tada et al. (2003) and Alegret et al. (2005).

Table 4. Main features of some of the Paleogene synorogenic units in central Cuba.

Lithostratigraphic unit Author(s) <sup>a</sup>	Greatest thickness	Lithologies	Fossil record	Depositional environment	Stratigraphic range
Blanquizar (bz) N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978).	100 meters.	Clastic-carbonate series constituted by marls, calcarenites and biocalcarenites.	Foraminifera.	Continental shelf.	Lower Eocene.
Caibarién (cab) P. Ortega <i>in</i> : Ortega and Ros (1931).	300 meters.	Clastic-carbonate series composed of detritic, bioterritic and marly limestones, marls, calcareous breccias and conglomerates, and polymictic sandstones.	Foraminifera.	Deep- to shallow-marine (?).	Lower to Middle Eocene.

Cocos (ccs) N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978).	≥ 60 meters.	Clastic-carbonate (partially turbiditic) series constituted by marls, micritic limestones and calcarenites.	Mainly planktonic foraminifera.	Deep- to shallow-marine (?).	Paleocene.
El Embarcadero (em) K. Brezsnýánszky <i>in</i> : Nagy et al. (1976).	Up to 300 meters.	Clastic-carbonate series made up of breccias and calcirudites with some intercalations of calcarenites.	Foraminifera.	Continental slope.	Lower to early Middle Eocene.
Florida (fl) M.A. Iturralde-Vinent <i>in</i> : Belmustakov et al. (1981).	50-60 meters.	Clastic-carbonate series composed of calcareous breccias, calcirudites, detritic and biotrititic limestones, and marls.	Benthic foraminifera.	Shallow-marine.	Lower to Middle Eocene.
Fomento (ft) Truitt and Pardo (1953).	20-30 meters.	Calcareous series made up of marls and marly limestones.	Foraminifera.	Mainly shallow-marine (shelf margin).	Upper Maastrichtian to Paleocene.
Grande (grd) G. Pardo <i>in</i> : Brönnimann and Pardo (1954).	500 meters (?).	Clastic-carbonate series constituted by massive beds of calcareous breccias and breccio-conglomerates, intercalated with layers of biogenic limestones and detritic, micritic, and marly limestones.	Foraminifera.	Mainly shallow-marine.	Upper Paleocene to Lower Eocene.
Jucillo (jil) Truitt and Pardo (1953).	80 meters.	Olistostromic series composed of breccias containing fragments of diabase, porphyry, andesite, flint, and subordinated limestones and sandstones.	Unreported.	Probably shallow-marine.	Lower Eocene.
Lesca (le) M.A. Iturralde-Vinent <i>in</i> : Belmustakov et al. (1981).	≈ 150 meters.	Calcareous turbiditic series made up of well-bedded upward sorted biogenic and biotrititic limestones with red cherts, intercalating with calcirudites, marls, sandstones, and some tuffites.	Foraminifera, nannofossils and radiolaria.	Deep-marine.	Lower to Middle Eocene.
Loma Iguará (li) Hatten et al. (1958).	120-150 meters.	Clastic-carbonate series constituted by alternating beds of polymictic sandstones, calcarenites, limestones, marls, shales and flints.	Planktonic foraminifera and radiolaria.	Deep-marine.	Lower Eocene.
Maraguán (mr) S. Ianev <i>in</i> : Belmustakov et al. (1981).	240-270 meters.	Terrigenous series composed of polymictic sandstones and conglomerates with some mudstone and marl collations at top.	Mainly benthic foraminifera, bivalvia and gastropoda.	Mainly shallow-marine.	Middle Eocene.

Meyer (myr) N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978).	300 meters.	Conglomeratic to turbiditic series constituted by thick stratified coarse-grained breccias and conglomerates grading upwards into a carbonate-turbiditic succession. The breccia and conglomerate clasts are from metamorphic rocks.	Foraminifera.	Mainly deep marine (?).	Middle Eocene.
Paso Abierto (pab) M.A. Iturralde-Vinent <i>in</i> : Belmustakov et al. (1981).	≈ 100 meters.	Clastic-carbonate series constituted by poorly bedded calcareous breccias and bioterritic limestones.	Reworked fragments of rudists.	Sublittoral to bathyal depths.	Lower Eocene.
Ranchuelo (rc) N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978).	300 meters.	Terrigenous and clastic-carbonate series constituted by thick fining-upwards succession made up of polymictic conglomerates and breccias at base grading into sandstones, marls and limestones at top.	Foraminifera.	Continental shelf.	Middle Eocene.
Saramaguacán (srm) Kozary (1956).	≈ 800 meters.	Calcareous to clastic-carbonate series made up of limestones and marls at base and calcarenites and biocalcarenes at top. Siliceous nodules and concretions are common.	Foraminifera.	Variable, from sublittoral to deep-marine (?).	Latest Middle Eocene to earliest Upper Eocene.
Senado (snd) Flores and Auer (1949).	Up to 1000 meters.	Olistostromic series composed of well-bedded to massive serpentinitic sandstones and conglomerates with some gabbroids and rare limestone pebbles (El Cercado member). The olistostromic part is the Máximo member.	Only reworked fossils.	Deep-marine (?).	Middle Eocene to earliest Upper Eocene.
Siguaney (sg) Brönnimann and Macaulay (1955).	150-300 meters.	Clastic-carbonate series constituted by calcareous breccias, detritic and marly limestones, marls, polymictic sandstones and conglomerates.	Foraminifera.	Continental shelf.	Lower to Middle Eocene.
Taguasco (tg) P. Truitt <i>in</i> : Brönnimann and Pardo (1954).	300-600 meters.	Olistostromic to turbiditic series made up of polymictic conglomerates and breccias at base (Vargas member, vrg), grading upwards into a flyschoid sequence (Bijabo member, bjb). The conglomerates and breccias are clast-supported and composed of andesite, granitoid, tuff, basalt, chert, sandstone, and limestone clasts.	Planktonic foraminifera and radiolaria.	Mainly deep-marine.	Paleocene to Lower Eocene.

Vaqueria (vqr) N. Popov and I. Kantchev <i>in</i> : Kantchev (1978).	≈ 800 meters.	Turbiditic series (at least partially) composed of a thick succession of interstratified marl, limestone and calcarenite beds.	Foraminifera, radiolaria and ostracod.	Deep- to shallow- marine (shelf margin and slope?).	Upper Maastrichtian to Middle Eocene (?).
Vega (vga) G. Pardo <i>in</i> : Brönnimann and Pardo (1954).	Estimated at several hundreds of meters.	Olistostromic series made up of calcirudites including large olistoliths. The calcirudites contain clasts of limestone, dolostone, flint, and a few fragments of serpentinite and gabbros, and are interstratified with polymictic conglomerates, sandstones and marls. The olistoliths are composed of Mesozoic rocks attributed to the Camajuani unit.	Foraminifera.	Shelf slope to deep-marine.	Upper Paleocene to Lower Eocene.
Vega Alta (va) L. Dodekova and V. Zlatarski <i>in</i> : Kantchev (1978).	≥ 200 meters.	Olistostromic series made up of sandy shales, sandstones, conglomerates, and breccias. The conglomerates and sandstones contain clasts of serpentinite, volcanic, and some metamorphic rocks. The breccias contain fragments of limestone and flint.	Mainly planktonic foraminifera.	Deep-marine (bathyal).	Paleocene.
Venero (vo) F. Roque and M.A. Iturralde-Vinent <i>in</i> : Belmustakov et al. (1981).	≈ 150 meters.	Clastic-carbonate series constituted by calcirudites intercalated with biocalcirudites and coarse calcirudite strata with brown flint and limestone fragments.	Foraminifera.	Sublittoral to bathyal depths.	Middle Eocene.
Vertientes (vrt) Lewis (1957).	Up to 300 meters.	Turbiditic series composed of a succession of sandstones, calcarenites, mudstones and marly limestones.	Foraminifera.	Deep-marine.	Lower to Middle Eocene.
Yeras (ys) N. Popov <i>in</i> : Kantchev (1978).	≈ 40 meters.	Clastic-carbonate series composed of biogenic and detritic limestones.	Foraminifera.	Continental shelf.	Lower Eocene.
Zaza (zz) Thiadens (1937).	1000-1500 meters.	Turbiditic series constituted by interbedded polymictic sandstones and conglomerates, calcarenites, marls, and some limestone.	Foraminifera.	Shelf slope to deep-marine.	Lower to Middle Eocene.

Note: <sup>a</sup> Authors are taken from unpublished reports of the Stratigraphic Commission of the Institute of Geology and Paleontology of Cuba (Franco-Alvarez et al., 1994). See also revisions by Pardo (1975, 2009), Pushcharovsky et al. (1989), Rosencrantz and Pardo (1993), Cubapetróleo and Simon-Petroleum-Technology (1993), García-Delgado and Torres-Silva (1997), Blanco-Moreno (1999), Iturralde-Vinent et al. (2008) and Cruz-Orosa et al. (2007, 2012).



Table 5. Main features of some of the uppermost Cretaceous synorogenic units in eastern Cuba.

Lithostratigraphic unit Author(s) <sup>a</sup>	Greatest thickness	Lithologies	Fossil record	Depositional environment	Stratigraphic range
La Picota (lpc) Lewis and Straczek (1955).	250-500 meters.	Olistostromic series constituted by polymictic conglomerates and breccias. Clastic material is composed of volcanic rocks, diorites, gabbros, serpentinites and some limestone fragments.	Foraminifera, rudists, algae and bryozoa.	Continental slope.	Campanian to Maastrichtian.
Mícara (mcr) Cobiella-Reguera (1973).	800-1000 meters.	Siliciclastic to turbiditic series composed mainly of sandstones and siltstones with some intercalations of conglomerates and coal veins. The flyschoid sequence is at top.	Foraminifera and nannofossils.	Shallow- to deep-marine (?).	Upper Maastrichtian to earliest Paleocene.

Note: <sup>a</sup>Authors are taken from unpublished reports of the Stratigraphic Commission of the Institute of Geology and Paleontology of Cuba (Franco-Alvarez et al., 1994). See also revisions by Nagy et al. (1976, 1983), Cobiella-Reguera (1978), Quintas (1987, 1988), Rojas-Consuegra and Núñez-Cambra (1997), Tada et al. (2003).

Table 6. Main features of some of the Paleogene synorogenic units in eastern Cuba.

Lithostratigraphic unit Author(s) <sup>a</sup>	Greatest thickness	Lithologies	Fossil record	Depositional environment	Stratigraphic range
Barrancas (bs) Kozary (1957).	60-70 meters.	Volcano-sedimentary series composed of tuffs, tuffaceous sandstones, calcarenites and marls.	Mainly planktonic foraminifera.	Probably deep-marine.	Latest Middle Eocene to earliest Upper Eocene.
Camarones (cm) Lewis and Straczek (1955).	Up to 500 meters.	Terrigenous series made up of polymictic conglomerates containing fragments of different types of volcanic and plutonic rocks and limestones.	Foraminifera and nannofossils.	Shallow-marine (sublittoral).	Upper Eocene.
Charco Redondo (chr) Woodring and Daviess (1944).	Up to 200 meters.	Calcareous series composed of thick stratified limestones and biocalcarenes. Upward stratification is thinner.	Foraminifera.	Shallow-marine.	Middle Eocene.
Farallón Grande (fg) Taber (1934).	300-400 meters.	Terrigenous series constituted by polymictic breccias and conglomerates, with coarse-grained sandstones and a succession of limestones, mudstones, siltstones and calcarenites at top.	Mainly benthic foraminifera.	Shallow-marine.	Upper Middle Eocene.

Gran Tierra (gt) Iturralde-Vinent (1975).	Up to 200 meters.	Terrigenous to clastic-carbonate series constituted by conglomerates, sandstones and marls at base and detritic limestones at top.	Mainly planktonic foraminifera.	Deep- to shallow-marine.	Lower Paleocene.
Mucaral (mcl) Cobiella-Reguera (1983).	Up to 300 meters.	Calcareous-terrigenous series made up of marls, marly limestones and polymictic sandstones and conglomerates.	Planktonic foraminifera and radiolaria.	Deep-marine.	Latest Middle Eocene to Upper Eocene.
Puerto Boniato (pb) Nagy et al. (1976).	≈ 50 meters.	Calcareous series composed of limestones, biocalcaremites, marls and some chert collations.	Foraminifera.	Deep-marine.	Middle Eocene.
San Ignacio (si) Boiteau and Campos (1974).	Up to 700 meters.	Terrigenous series constituted by polymictic breccias containing fragments of metamorphic rocks and serpentinites in a clayey matrix.	Mainly planktonic foraminifera.	Continental slope.	Middle Eocene.
San Luis (sl) Taber (1934).	Up to 700 meters.	Turbiditic series constituted by interbedded polymictic sandstones, siltstones and mudstones with some intercalations of conglomerates and limestones.	Foraminifera and nannofossils.	Deep- to shallow-marine (shallowing sequence).	Latest Middle Eocene to Upper Eocene.
Sierra de Capiro (sdc) K. Brezsnýánszky and E. Nagy <i>in</i> : Nagy et al. (1976).	200-300 meters.	Calcareous-terrigenous series composed of marls and mudstones with some intercalations of polymictic conglomerates.	Foraminifera and nannofossils.	Shallow- to deep-marine (?).	Upper Eocene.

Note: <sup>a</sup> Authors are taken from unpublished reports of the Stratigraphic Commission of the Institute of Geology and Paleontology of Cuba (Franco-Alvarez et al., 1994). See also revisions by Pardo (1975, 2009), Jakus (1983), Cobiella-Reguera et al. (1984), Linares et al. (1985), Pushcharovsky et al. (1989), Rosencrantz and Pardo (1993), Cubapetróleo and Simon-Petroleum-Technology (1993), García-DeIgado and Torres-Silva (1997) and Rojas-Agramonte et al. (2008).

## References Cited

- Albear, J.F., and Iturralde-Vinent, M.A., 1985, Estratigrafía de las provincias de La Habana, *in* Iturralde-Vinent, M.A., ed., *Contribución a la geología de las provincias de La Habana y Ciudad de La Habana*: Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba, p. 12–54.
- Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Díaz, C., Grajales-Nishimura, J.M., Meléndez, A., Molina, E., Rojas, E., and Soria, A.R., 2005, Cretaceous-Paleogene boundary deposits at Loma Capiro, central Cuba: Evidence for the Chicxulub impact: *Geology*, v. 33, p. 721–724, doi: 10.1130/G21573.1.
- Alvarez-Sánchez, H., 1974, *Geología de la parte occidental de la llanura costera de la provincia de Pinar del Río*: La Habana, Cuba, Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos. (unpublished report).
- Belmustakov, E., Dimitriva, E., Ganey, M., Haydutov, I., Kostadinov, I., Ianev, S., Ianeva, J., Kojumdjieva, E., Koshujarova, E., Popov, N., Shopov, V., Tcholakov, P., Tchounev, D., Tzankov, T., Cabrera, R., Díaz, C., Iturralde, M.A., and Roque, F., 1981, *Geología del territorio Ciego-Camagüey-Las Tunas. Resultado de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1:250 000*: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished report).
- Bermúdez, P.J., 1937, Estudio micropaleontológico de dos formaciones eocénicas de las cercanías de La Habana: *Memorias de la Sociedad Cubana de Historia Natural*, v. 11, p. 153–180.
- Blanco-Moreno, J.A., 1999, *Estratigrafía y paleogeografía de las cuencas superpuestas de Cuba centro-oriental*: Moa, Holguín, Cuba, Instituto Superior Minero Metalúrgico, 146 p. (unpublished doctoral thesis).
- Boiteau, A., and Campos, M., 1974, *Datos preliminares sobre la parte sur de la Sierra del Purial (Oriente, Cuba)*: Santiago de Cuba, Cuba, Universidad de Oriente. (unpublished report).
- Bralower, T.J., and Iturralde-Vinent, M.A., 1997, Micropaleontological dating of the collision between the North America Plate and the Greater Antilles Arc in western Cuba: *Palaios*, v. 12, p. 133–150.
- Brönnimann, P., and Macaulay, R.J., 1955, *Annotations to correlation chart of the Fomento-Jatibonico areas and catalogue of formations*: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished report).
- Brönnimann, P., and Pardo, G., 1954, *Annotations to the correlation chart and catalogue of formations (Las Villas province)*: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished report).
- Brönnimann, P., and Rigassi, D., 1963, *Contribution to the geology and palaeontology of the area of the city of La Habana, Cuba, and its surroundings*: *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 56, p. 193–430.
- Brust, J., Hüneke, H., Meschede, M., and Sommer, M., 2011, Facies and provenance of basin-margin deposits in the Los Palacios Basin (Capdevila Formation, Cuba): *Facies*, v. 57, p. 73–92. doi: 10.1007/s10347-010-0233-1.
- Cobiella-Reguera, J.L., 1973, *Estratigrafía de Sabanilla*: Santiago de Cuba, Cuba, Universidad de Oriente. (unpublished report).
- Cobiella-Reguera, J.L., 1978, Una Mélange en Cuba Oriental: *La Minería en Cuba*, v. 4, p. 46–51.
- Cobiella-Reguera, J.L., 1983, Propuesta de una nueva unidad litoestratigráfica en el Eoceno de Cuba Oriental: *Minería y Geología*, v. 2, p. 18–36.
- Cobiella-Reguera, J.L., Quintas, F., Campos M., and Hernández, M., 1984, *Geología de la región central y suroriental de la Provincia de Guantánamo*: Editorial Oriente, Santiago de Cuba, Cuba, 125 p.
- Cruz-Orosa, I., Blanco-Moreno, J.L., and Vázquez-Taset, Y.M., 2007, Análisis estructural a escala regional de la zona de fallas La Trocha: *Minería y Geología*, v. 23, p. 1–24.
- Cruz-Orosa, I., Sàbat, F., Ramos, E., and Vázquez-Taset, Y.M., 2012, Synorogenic basins of central Cuba and collision between the Caribbean and North American plates: *International Geology Review*, v. 54, p. 876–906, doi: 10.1080/00206814.2011.585031.
- Cubapetróleo and Simon-Petroleum-Technology, 1993, *The Geology and Hydrocarbon Potential of the Republic of Cuba*: La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, 250 p.
- Flores, G., and Auer, W.F., 1949, *Geology of the northwestern Camagüey province, Cuba*. Bi-Weekly Report No 17: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished report).

- Franco-Alvarez, G.L., Acevedo-González, M., Alvarez-Sánchez, H., Artime-Peñeñori, C., Barriento-Duarte, A., Blanco-Bustamante, S., Cabrera-Castellano, M., Cabrera-Ortega, R., Carassou-Aragán, G., Cobiella-Reguera, J.L., Coutin-Lambert, R., de Albear, J.F., de Huelbes-Alonso, J., de la Torre-Callejas, A., Delgado-Damas, R., Díaz de Villalvilla, L., Díaz-Otero, C., Dilla-Alfonso, M., Echevarría-Hernández, B., Fernández-Carmona, J., Fernández-Rodríguez, G., Flores-García, R., Florez-Abín, E., Fonseca-Pedraza, E., Furrázola-Bermúdez, G., García-Delgado, D., Gil-González, S., González-García, R.A., Gutiérrez-Domech, M.R., Linares-Cala, E., Milián-García, E., Millán-Trujillo, G., Moncada-Ferrera, M., Montero-Zamora, L., Orbera-Hernández, L., Ortega-Sastriques, F., Peñalver-Hernández, L.L., Perera-Falcón, C., Pérez-Arias, J.R., Pérez-Lazo, J., Pérez-Rodríguez, E., Piñeiro-Pérez, E., Recio-Herrera, A.M., Sánchez-Arango, J.R., Saunders-Pérez, E., Segura-Soto, R., Triff-Oquendo, J., Zuazo-Alonso, A., Psczolkowski, A., Brezsnýánszki, K., Slavov, I., and Myczynski, R., 1994, *Léxico estratigráfico de Cuba: La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología*, 658 p. (unpublished).
- Furrázola-Bermúdez, G., Judoley, C.M., Mijailovskaya, M.S., Miroliubov, Y.S., Novojatsky, I.P., Núñez-Jiménez, A., and Sokolova, J.B., 1964, *Geología de Cuba: La Habana, Cuba*, 239 p.
- García-Delgado, D., and Torres-Silva, A., 1997, Sistema Paleógeno, *in* Furrázola-Bermúdez, G., and Núñez-Cambrá, K., eds., *Estudios sobre Geología de Cuba: La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología*, p. 115–140. (published March 1998).
- Hatten, C.W., 1957, Geologic report on Sierra de los Órganos: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished report).
- Hatten, C.W., Schooler, O.E., Giedt, N., and Meyerhoff, A.A., 1958, Geology of central Cuba, eastern Las Villas and western Camagüey provinces: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished report).
- Herrera, N.M., 1961, Contribución a la estratigrafía de la provincia de Pinar del Río: *Revista de la Sociedad Cubana de Ingenieros*, v. 61, p. 2–23.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1975, Geología del cuadrante Calabazas Sur, Mayarí Arriba, Oriente: Santiago de Cuba, Cuba, Universidad de Oriente. (unpublished).
- Iturralde-Vinent, M.A., Díaz-Otero, C., García-Casco, A., and van Hinsbergen, D.J.J., 2008, Paleogene foredeep basin deposits of north-central Cuba: A record of arc-continent collision between the Caribbean and North American plates: *International Geology Review*, v. 50, p. 863–884, doi: 10.2747/0020-6814.50.10.863.
- Jakus, P., 1983, Formaciones vulcanógeno-sedimentarias y sedimentarias de Cuba Oriental, *in* Nagy, E., Brito, A., Jakus, P., Gyarmati, P., Brezsnýanszky, K., Franco-Alvarez, G.L., Radocz, G.Y., Pérez, N., Formell, F., Albear, J.F., and Torre, A., eds., *Contribución a la Geología de Cuba Oriental: Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba*, p. 17–54.
- Kantchev, I., 1978, Informe geológico de la provincia Las Villas – Resultados de las investigaciones geológicas a escala 1:250 000 durante el período 1969–1975: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished report).
- Kiyokawa, S., Tada, R., Iturralde-Vinent, M.A., Matsui, T., Tajika, K., Yamamoto, S., Oji, T., Nakano, T., Goto, K., Takayama, H., Garcia, D., Díaz, C., and Rojas, R., 2002, Cretaceous-Tertiary boundary sequence in the Cacarajícara Formation, western Cuba: An impact-related high-energy, gravity flow deposit, *in* Koeberl, C., and MacLeon, K.G., eds., *Catastrophic events and mass extinctions: Impacts and Beyond: Geological Society of America Special Paper*, v. 356 p. 124–145, doi: 10.1130/0-8137-2356-6.125.
- Kozary, M.T., 1956, Notes of the geology of Camagüey-Puerto Padre area for aerial photographic studies: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished report).
- Kozary, M.T., 1957, Geology of the Cautillo Basin: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished report).
- Lewis, G.E., and Straczek, J.A., 1955, Geology of south-central Oriente Province, Cuba: *U.S. Geological Survey Bulletin*, v. 975, p. 171–336.
- Lewis, J.W., 1932, Geology of Cuba (with discussion by Roy J. Metcalf): *AAPG Bulletin*, v. 16, p. 533–555.
- Lewis, J.W., 1957, Reconnaissance geology of the Vertientes-Francisco area: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished report).
- Linares, E., Osadchy, P., Dovbnia, A., Gil, S., García, D., García, L., Zuazo, A., González, R., Bella, V., Brito, A., Bush, W., Cabrera, M., Capote, C., Cobiella, J.L., Díaz de Villalvilla, L., Eguipko, O., Evdokimov,

- Y., Fonseca, E., Furrázola, G., Hernández, J., Judoley, C.M., Kondakov, L., Markovskiy, A., Norman, A., Pérez, M., Peñalver, L., Tijomirov, I., Trofimov, V., Vtulochkin, A., Vergara, F., Zagoskin, A., and Zelepuguin, V., 1985, Mapa geológico de la República de Cuba, escala 1:500 000: La Habana, Cuba/Moscow, USSR: Academy of Sciences of Cuba/USSR Academy of Sciences, 5 sheets.
- Nagy, E., Brezsnianszky, K., Brito, A., Coutin, D., Formell, F., Franco-Alvarez, G.L., Gyarmati, P., Jakus, P., and Radocz, G.Y., 1976, Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000: La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología. (unpublished report).
- Nagy, E., Brito, A., Jakus, P., Gyarmati, P., Brezsnianszky, K., Franco-Alvarez, G.L., Radocz, G.Y., Pérez, N., Formell, F., Albear, J.F., and Torre, A., 1983, Contribución a la Geología de Cuba Oriental: Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba, 273 p.
- Ortega, F., and Ros, P., 1931, Informe geológico presentado al gobierno provincial de Santa Clara sobre el registro petrolero “Carco”, denunciado por la compañía petrolera CARCO en la provincia de Santa Clara: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished report).
- Palmer, R.H., 1934, The geology of Habana, Cuba, and vicinity: *Journal of Geology*, v. 24, p. 123–145.
- Pardo G., 2009, Geology of Cuba: AAPG Studies in Geology Series, no. 58, 73 p.
- Pardo, G., 1975, Geology of Cuba, in Nairn A.E.M., and Stehli, F.G., eds., The ocean basins and margins, Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean: New York, Plenum, p. 553–615.
- Piotrowski, J., 1987, Primeras manifestaciones de vulcanismo en el Geosinclinal Cubano, in Pszczolkowski, A., Piotrowska, K., Piotrowski, J., de la Torre, A., Myczynski, R., and Haczewski, G., eds., Contribución a la Geología de la Provincia de Pinar del Río: Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba, p. 163–169.
- Pszczolkowski, A., 1978, Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba; their lithostratigraphy, facies development and paleogeography: *Acta Geologica Polonica*, v. 28, p. 1–96.
- Pszczolkowski, A., 1994, Lithostratigraphy of Mesozoic and Palaeogene rocks of Sierra del Rosario, western Cuba: *Studia Geologica Polonica*, v. 105, p. 39–66.
- Pszczolkowski, A., 1999, The exposed passive margin of North America in western Cuba, in Mann, P., ed., Caribbean basins: Sedimentary basins of the world, Volume 4: Amsterdam, The Netherlands, Elsevier Science B.V., p. 93–121.
- Pszczolkowski, A., and Albear, J.F., 1982, Subzona estructuro-facial de Bahía Honda, Pinar del Río; su tectónica y datos sobre la sedimentación y paleogeografía del Cretácico Superior y del Paleógeno: *Ciencias de la Tierra y el Espacio*, v. 5, p. 3–24.
- Pszczolkowski, A., Piotrowska, K., Myczynski, R., Piotrowski, J., Skupinski, A., Grodzicki, J., Danilewski, D., and Haczewski, G., 1975, Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished report).
- Pushcharovsky, Yu., Mossakovsky, A.A., Nekrasov, G.E., et al., 1989, Nota explicativa al Mapa Geológico de Cuba a escala 1:250 000: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished).
- Quintas, F., 1987, Formación Mícara en Yumurí Arriba, Baracoa. Clave para la interpretación de la Geología Histórica pre-Paleocénica de Cuba Oriental: *Geología y Minería*, v. 5, p. 3–20.
- Quintas, F., 1988, Formación Mícara en Yumurí Arriba, Baracoa. Clave para la interpretación de la Geología Histórica pre-Paleocénica de Cuba Oriental (2ª Parte): *Geología y Minería*, v. 6, p. 3–16.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., García-Delgado, D.E., Handler, R., Friedl, G., and Delgado-Damas, R., 2008, Tectonic evolution of the Sierra Maestra Mountains, SE Cuba, during Tertiary times: From arc-continent collision to transform motion: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 26, p. 125–151, doi: 10.1016/j.jsames.2008.05.005.
- Rojas-Consuegra, R., and Núñez-Cambra, K., 1997, Características de la cobertura Campaniano-Maastrichtiana del arco volcánico extinto, in Furrázola-Bermúdez, G., and Núñez-Cambra, K., eds., Estudios sobre Geología de Cuba: La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, p. 417–422 (published March 1998).
- Rosencrantz, E., and Pardo, G., 1993, An overview of the Cuban Orogen, with an assessment of hydrocarbons potential: Austin, TX, University of Texas Institute for Geophysics, Technical Report 130, 47 p.

- Taber, S., 1934, Sierra Maestra of Cuba, part of the northern rim of the Bartlett Trough: Geological Society of America Bulletin, v. 45, p. 567–619.
- Tada, R., Iturralde-Vinent, M.A., Matsui, T., Tajika, E., Oji, T., Goto, K., Nakano, Y., Takayama, H., Yamamoto, S., Kiyokawa, S., Toyoda, K., García-Delgado, D., Díaz, C., and Rojas, R., 2003, K/T boundary deposits in the paleo-western Caribbean basin, *in* Bartolini, C., Buffler, R.T. and Blickwede, J., eds., The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir, v. 79, p. 582–604.
- Tada, R., Nakano, Y., Iturralde-Vinent, M.A., Yamamoto, S., Kamada, T., Tajika, E., Toyoda, K., Kiyokawa, S., Garcia-Delgado, D., Oji, T., Goto, K., Takayama, H., Rojas, R. and Matsui, T., 2002, Complex tsunami waves suggested by the Cretaceous-Tertiary boundary deposit at the Moncada section, western Cuba, *in* Koeberl, C., and MacLeon, K.G., eds, Catastrophic events and mass extinctions: Impacts and Beyond: Geological Society of America Special Paper, v. 356, p. 109–123, doi: 10.1130/0-8137-2356-6.109.
- Takayama, H., Tada, R., Matsui, T., Iturralde-Vinent, M.A., Oji, T., Tajika, E., Kiyokawa, S., García-Delgado, D., Okada, H., Hasagawa, T., and Toyoda, K., 2000, Origin of the Peñalver Formation in north-western Cuba and its relation to K/T boundary impact event: Sedimentary Geology, v. 135, p. 295–320.
- Thiadens, A.A., 1937, Geology of the southern part of the province Santa Clara (Las Villas) Cuba: Geographische en Geologische Mededeelingen, v. 2, p. 1–69.
- Truitt, P., and Bronnimann, P., 1956, Geologic Memorandum PT-48. Geology of Pinar del Río and Isla de Pinos, Cuba: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished report).
- Truitt, P., and Pardo, G., 1953, Geologic Memorandum PT-21. Geology of Santa Clara-Calabazar-Camajuaní-Placetas area: La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional. (unpublished report).
- Woodring, W.P., and Davies, S.N., 1944, Geology and manganese deposits of the Guisa-Los Negros area, Oriente Province, Cuba: U.S. Geological Survey Bulletin, v. 935, p. 357–386.





# **TERCERA PARTE:**

## **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

- 7.** DISCUSIÓN
- 8.** CONCLUSIONES Y  
PERSPECTIVAS DE FUTURO

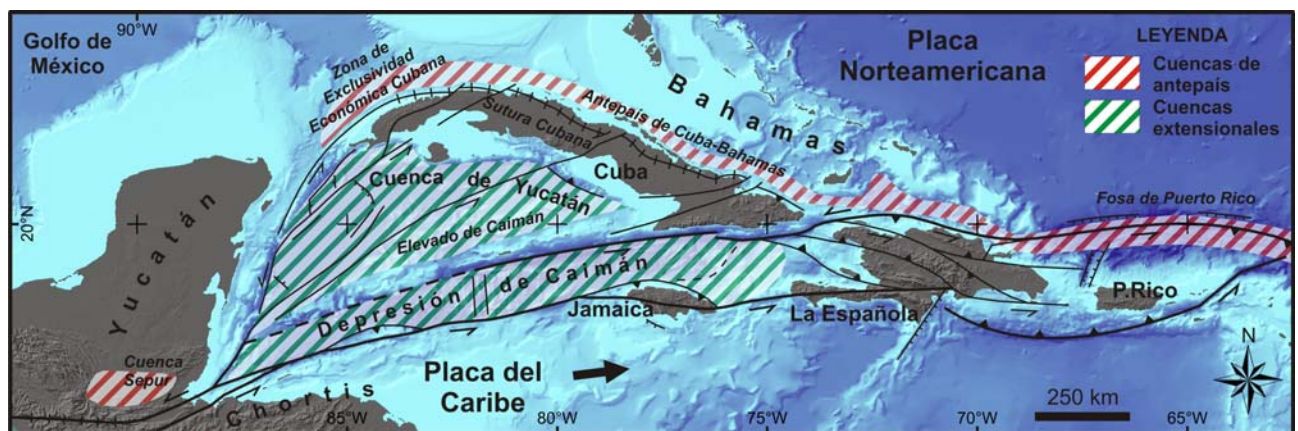


# CAPÍTULO 7

## DISCUSIÓN

### 7.1. LAS CUENCAS SINOROGÉNICAS COMO REGISTRO DE LA EVOLUCIÓN DEL ORÓGENO CUBANO Y EL CARIBE NOROCCIDENTAL

Mann [1999] resumió las principales características tectónicas del límite entre las placas del Caribe y Norteamericana, sugiriendo que las cuencas sedimentarias asociadas se desarrollaron en diferentes regímenes tectónicos (Figura 7.1). El sistema de cuencas de antepaís es discontinuo y puede delimitarse desde la cuenca Sepur en Guatemala, a lo largo de la costa norte de Cuba y de La Española, hasta la fosa de Puerto Rico [Ball et al., 1985; Dillon et al., 1992; Denny et al., 1994; Dolan et al., 1998; Moretti et al., 2003; Ortega-Obregón et al., 2008]. Dicho sistema de cuencas se formó desde finales del Cretácico como una consecuencia de la convergencia entre el Arco Volcánico Caribeño y el margen de la Placa Norteamericana. Por el contrario, otras cuencas como las de Yucatán y Caimán se relacionan con el régimen extensivo al que fue sometido el noroeste del Caribe durante el Paleógeno [Pindell et al., 2005].



**Figura 7.1:** Esquema tectónico del límite entre las placas del Caribe y Norteamericana que muestra la ubicación de las cuencas asociadas, compilado a partir de Rosencrantz [1990], Mann [1999] y Pindell et al. [2005].

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

En Cuba, tanto las estructuras contractivas como las extensivas pudieron haber tenido algún componente direccional y/o pudieron haber sido sobreimpresas por fallas de desgarre. Esto ha resultado debido a la partición de la deformación que facilitó el origen de estructuras y cuencas de desgarre, las cuales a su vez estuvieron conectadas con cuencas contraccionales y extensionales de la misma edad (ver en Capítulos 4 y 5).

### 7.1.1. Cuencas contraccionales

Las cuencas contraccionales de Cuba pueden interpretarse como un sistema de cuencas de antepaís, en el sentido propuesto por *DeCelles y Giles* [1996] (Figuras 1.14 y 1.15). Este sistema de antepaís se desarrolló en la parte norte del orógeno como una consecuencia de la flexión litosférica creada por el peso del orógeno. Las depozonas de la cuña frontal (*wedge-top*) y de la antifosa (*foredeep*) están bien representadas, mientras que las depozonas del abultamiento periférico (*forebulge*) y el retroperiférico (*backbulge*) no están bien definidas.

La depozona de la cuña frontal incluye todos los sedimentos depositados sobre la cuña de empuje tectónico, incluyendo cuencas de tipo transportadas (*piggyback* y *thrust-top*). Buenos ejemplos de estas cuencas lo son las de Bahía Honda en Cuba occidental, las de Santa Clara, Cabaiguán, Violeta y California en Cuba central, y parcialmente las de Sagua de Tánamo y Baracoa en Cuba oriental (Figuras 4.2, 4.4, 6.1 y 6.2). Estas cuencas evolucionaron relativamente aisladas de la zona principal del antepaís y pueden ser consideradas como cuencas que evolucionaron desde un contexto de arco volcánico hasta otro de colisión. Por otra parte, algunos depósitos sintectónicos que se encuentran imbricados conjuntamente con las secuencias de margen continental en el Este y centro de Cuba [*Bralower e Iturralde-Vinent*, 1997; *Iturralde-Vinent et al.*, 2008] han sido considerados como cuencas de antifosa deformadas. Sin embargo, estos depósitos deben ser considerados específicamente como cuencas de tipo *thrust-top*.

La depozona de la antifosa se desarrolló hacia el norte de la cuña frontal, extendiéndose hacia el Golfo de México y probablemente a lo largo de la costa norte de Cuba central y oriental. La cuenca de antifosa mejor conocida está localizada al norte de Cuba occidental, en la zona de exclusividad del sureste del Golfo de México (Figura 7.1). También las cuencas de Morón y Senado en Cuba central pueden considerarse como cuencas de antifosa y, adicionalmente, algunos datos sísmicos no publicados soportan la existencia de otra cuenca de este tipo al norte de Cuba oriental. La estructura original de la antifosa en la zona de exclusividad se refleja muy bien en secciones sísmicas [*López-Rivera et al.*, 2003], mientras que las cuencas de Morón y Senado están muy deformadas.

En Cuba central, la posición actual del abultamiento periférico y retroperiférico no está claramente definida, bien porque éstos no están bien desarrollados o porque se han destruido. *Iturralde-Vinent et al.* [2008] han sugerido que un abultamiento periférico se formó durante el Paleoceno en la cuenca de antepaís de Cuba-Bahamas; la ocurrencia del mismo se intuye debido a: (1) la discontinuidad entre las series de cuenca marina abierta y los depósitos sintectónicos existentes en las secciones de Placetás, Camajuaní, Remedios y Cayo Coco; (2) el hiato relacionado con la ausencia de los depósitos del Paleoceno en las

secciones de Cayo Coco y Remedios, los cuales, en cambio, están bien desarrollados en la sección de Placetas; y (3) el pequeño espesor general de la sección de Cayo Coco, que es la más externa. Estas evidencias llevaron a los autores antes mencionados a proponer que el abultamiento periférico se formó en las secciones de Remedios y Cayo Coco antes de su hundimiento y destrucción durante el Eoceno. Por otra parte, algunos datos sísmicos (ver en *López-Rivera et al.* [2003]) sugieren la posición del abultamiento periférico hacia el norte de la depozona de antifosa en la zona de exclusividad del oeste cubano.

La sedimentación sinorogénica en el sistema de antepaís (cuencas contraccionales) comenzó durante el Cretácico terminal (Campaniense) y probablemente finalizó después del Eoceno Inferior en Cuba occidental, del Eoceno Medio en Cuba central, y del Eoceno Superior en Cuba oriental (ver Capítulo 6). La misma ocurrió principalmente en medios marinos y registró la colisión entre el Arco Volcánico Caribeño y el margen continental de la Placa Norteamericana. La edad de estas secuencias y la incorporación progresiva de clastos alóctonos de rocas ofiolíticas y volcánicas y para-autóctonos de plataforma carbonatada han permitido reconstruir la evolución del proceso de convergencia (ver *Iturralde-Vinent et al.* [2008]). La sedimentación postorogénica ha sido eminentemente arcillosa y/o carbonatada en las depozonas externas mientras que en la depozona interna (cuña frontal) la sedimentación fue terrígeno-carbonatada (mixta).

### 7.1.2. Cuencas extensionales

Las cuencas extensionales de Cuba estuvieron genéticamente relacionadas con la apertura de la cuenca de Yucatán. Se desarrollaron en la parte sur del orógeno como consecuencia de la extensión litosférica que se produjo en el noroeste del Caribe durante el Paleógeno. Se ha sugerido que la cuenca de Yucatán se desarrolló en un contexto de intra-arco [*Pindell et al.*, 2005]. Por lo tanto, las cuencas extensionales cubanas evolucionaron desde este contexto hasta convertirse en cuencas intramontanas una vez que fueron incorporadas al orógeno. Buenos ejemplos de estas cuencas son las de Cienfuegos, Trinidad y Ana María, en Cuba central (Figuras 4.2, 4.4, 6.1 y 6.2).

La sedimentación sinorogénica en las cuencas extensionales se produjo en ambientes marinos profundos e incluye series turbidíticas derivadas de la erosión de rocas volcánicas y metamórficas (ver Figuras 4.4 y 6.2, Tablas 4.1 y 4.2, y Apartado 6.3). La sedimentación postorogénica ha sido fundamentalmente arcillosa y/o carbonatada, no obstante en algunos casos ha tenido carácter terrígeno.

### 7.1.3. Cuencas de desgarre

Las cuencas de desgarre cubanas pueden interpretarse como cuencas poligenéticas, en el sentido propuesto por *Nilsen y Sylvester* [1995] (Figuras 1.16 y 1.17). Estas cuencas están relacionadas con corredores tectónicos y se desarrollaron en regímenes locales de desgarre en un contexto tectónico de convergencia (Figura 7.2). Se localizan sobre la placa alóctona (Caribe), semejando en cierta manera cuencas de tipo transportadas. Se ha sugerido que la formación de los corredores tectónicos estuvo relacionada con el desarrollo de las cuencas transtensionales del Caribe noroccidental (Yucatán y Caimán), y que sus características son consistentes con la evolución de esta región como un sistema de microplacas y con la



## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

migración hacia el Este del límite de placas activo (ver Capítulo 6). Las cuencas de Los Palacios, Central y Guacanayabo-Cauto (Figuras 4.2, 4.4, 6.1 y 6.2) constituyen ejemplos de este tipo de cuencas, las cuales se relacionan con los principales corredores tectónicos de Cuba. Otras cuencas de desgarre importantes son la parte occidental de la cuenca de Santo Domingo (relacionada con la zona de fallas Criollo) y la de Santiago de Cuba (relacionada con la falla Oriente).

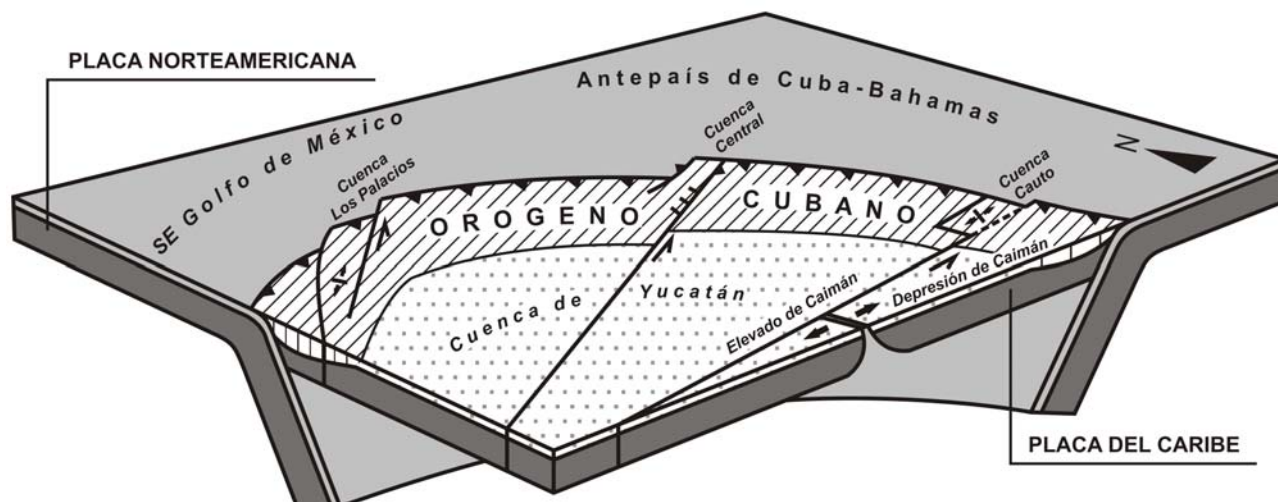
El relleno sedimentario sinorogénico de las cuencas de desgarre indica un rápido desarrollo de estas cuencas y altas tasas de subsidencia. Estos sedimentos incluyen series olistostrómicas y turbidíticas que presentan grandes cambios laterales de facies y de espesores (ver Figuras 4.4 y 6.2, Tablas 4.1 y 4.2, y Apartado 6.3). El material detrítico es polimíctico y su composición puede variar bruscamente. El registro postorogénico de estas cuencas constituye una secuencia de somerización compuesta fundamentalmente de series arcillosas y/o carbonatadas, aunque en algunos casos también aparecen series terrígenas. La secuencia postorogénica de las principales cuencas de desgarre ha sido parcialmente deformada por una deformación tardía (ver Apartado 7.3.2).

### 7.1.4. El registro estratigráfico como condicionante estructural

Las cuencas sinorogénicas cubanas constituyen un sistema de cuencas de colisión. Sin embargo, como la colisión fue oblicua (con la oblicuidad incrementándose en el tiempo) y se desplazó hacia el este, un complejo sistema de partición de la deformación se desarrolló y diferentes regímenes tectónicos se produjeron de manera coetánea (Figura 7.2). A consecuencia de la flexión litosférica, en la parte norte del orógeno se originó un sistema de antepaís; mientras que en la parte sur se desarrollaron varias cuencas extensionales relacionadas con la apertura de las cuencas de Yucatán y Caimán. Las cuencas contraccionales y extensionales estuvieron controladas por mecanismos diferentes y evolucionaron independientemente. Sin embargo, algunas de estas cuencas estuvieron interconectadas por corredores tectónicos que también dieron lugar a la formación de cuencas, en este caso de desgarre. La evolución estructural y tectónica del Orógeno Cubano ha quedado registrada tanto en las características estructurales como en el relleno sedimentario de las cuencas sinorogénicas relacionadas (ver Capítulos 4, 5 y 6). En tal sentido, las variaciones del patrón estructural (en tiempo y espacio) y de la sedimentación (edad, relaciones y características) en/entre dichas cuencas han aportado datos importantes para definir la evolución estructural del orógeno.

Dentro del orógeno la deformación no ocurrió de igual forma en todas sus partes, sino que el patrón estructural varía espacialmente. Por ejemplo, la región suroeste de la cuenca Central se asemeja a un semigraben desarrollado en un régimen transtensional, mientras que la región noreste se presenta como una zona de triángulo (*push-down*) desarrollada en un régimen transpresivo (ver Capítulo 5). Esta variación del patrón estructural transversalmente al orógeno ha dado lugar a la diferenciación de dominios estructurales (ver Apartado 7.2.1). Por otra parte, el patrón estructural varió también en el tiempo, dando como resultado las variaciones registradas a lo largo de la secuencia sedimentaria sinorogénica. Tal es el caso de la cuenca de Los Palacios, que puede considerarse como una cuenca transportada (*piggyback*) que evolucionó a una cuenca de desgarre debido a su relación con el corredor tectónico Pinar-Varadero (ver Saura *et al.*, [2008] y

el Capítulo 6). La variación del patrón estructural en el tiempo puede estar relacionada con la propagación hacia el antepaís del frente de colisión y con la segmentación del orógeno (ver Apartado 7.2.3). Ambos ejemplos demuestran que la interrelación entre los diferentes regímenes tectónicos afectó a la evolución de las cuencas sinorogénicas y que dicha interrelación también evolucionó en el tiempo y el espacio.



**Figura 7.2:** Representación esquemática de la colisión entre las placas del Caribe y Norteamericana en el espacio que hoy ocupa el Caribe noroccidental. Se resalta la ocurrencia simultánea de varios regímenes tectónicos y su interrelación con la formación de las cuencas sedimentarias. El modelo está inspirado en las interpretaciones y modelos de *Woodcock* [1986]; *Sylvester* [1988] y *Nilsen y Sylvester* [1995].

En relación con el relleno sedimentario de las cuencas sinorogénicas, la caracterización de los registros sin- y postorogénicos, así como de la discontinuidad que los separa, ha resultado un elemento clave para definir la evolución del orógeno. Asimismo, las características, edad y variaciones laterales del relleno sedimentario han permitido detallar la evolución de la convergencia y proponer que la acreción de los diferentes segmentos del orógeno a la Placa Norteamericana migró hacia el Este (ver Capítulo 6).

En los apartados siguientes se discuten, sobre la base de los datos aportados por el análisis tectonoestratigráfico de las cuencas sinorogénicas de Cuba (Capítulos 4, 5 y 6), una serie de propuestas que pueden mejorar nuestro conocimiento acerca de la evolución del Orógeno Cubano (Apartado 7.2), del Caribe noroccidental (Apartado 7.3) y del potencial petrolero de Cuba (Apartado 7.3).

## 7.2. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA DEL ORÓGENO CUBANO

El Orógeno Cubano se formó a partir de la convergencia entre las placas del Caribe y Norteamericana. Dicha convergencia evolucionó desde un contexto de subducción-acreción en el Cretácico hasta otro de acreción-colisión durante el Paleógeno. Probablemente el estadio de colisión fue breve en comparación con el de subducción (ver Capítulos 4, 5 y 6). La geometría (posición, longitud y anchura) y estructura del Orógeno Cubano sugieren que la convergencia ocurrió en dirección N o NE, con la zona de subducción buzando hacia el S o SO.

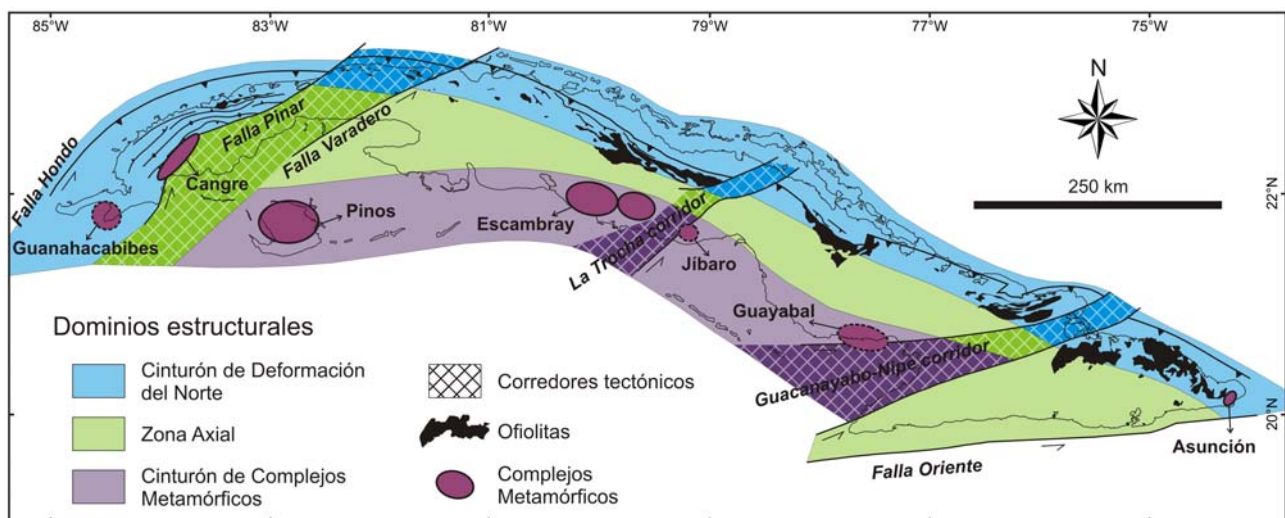
## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

En la formación del orógeno participaron tres unidades tectónicas: el margen continental de la Placa Norteamericana, el terreno proto-caribeño Caribeana y el Arco Volcánico Caribeño (ver Figuras 3.8, 3.9, 3.11, 3.12). Tanto la fase de subducción-acreción del terreno Caribeana durante el Cretácico terminal como la posterior fase de acreción-colisión del todavía incipiente cinturón orogénico con el margen continental norteamericano durante el Paleógeno, fueron los principales acontecimientos tectónicos que modelaron la estructura del Orógeno Cubano. No obstante, la evolución estructural y tectónica de este orógeno tiene ciertas particularidades que merecen ser discutidas.

### 7.2.1. Dominios estructurales

El análisis tectono-estratigráfico de las cuencas sinorogénicas (ver Capítulos 4, 5 y 6) nos ha permitido diferenciar tres dominios estructurales en sentido transversal al Orógeno Cubano. Cruz-Orosa et al. [2012a] definieron estos dominios para el bloque de Las Villas en Cuba central, pero con algunas variaciones pueden generalizarse a todo el orógeno (Figura 7.3). Dichos dominios estructurales son: el Cinturón de Deformación del Norte, la Zona Axial, y el Cinturón de Complejos Metamórficos.

El dominio septentrional —o **Cinturón de Deformación del Norte**— se formó en un régimen tectónico compresivo y está constituido por un sistema imbricado de piel fina que involucra secuencias del margen continental y ocasionalmente algunos elementos de los terrenos Caribeana y Zaza (Figura 3.9). Los elementos de Caribeana implicados (por ejemplo: los complejos Cangre de Cuba occidental y Asunción de Cuba oriental) quedaron imbricados en el prisma de acreción durante la subducción y luego fueron exhumados en un contexto tectónico de antearco [García-Casco et al., 2008] (Figura 7.4). Las secuencias del margen continental fueron imbricadas en un cinturón de cabalgamientos de antepaís (*foreland thrust belt*) y en algunos lugares se encuentran parcialmente cubiertas por láminas alóctonas de rocas volcánicas y ofiolitas del terreno Zaza. Estas láminas alóctonas se emplazaron fuera de secuencia y marcan la zona de sutura entre el Arco Volcánico Caribeño y las unidades del margen continental (Figuras 4.1a, 4.13, 5.1a, 6.1a y 7.3).



**Figura 7.3:** Mapa esquemático que muestra la distribución de los dominios estructurales y los principales corredores tectónicos del Orógeno Cubano, generalizado a partir de Cruz-Orosa et al. [2012a].

En Cuba occidental (bloque Guaniguanico), el Cinturón de Deformación del Norte se encuentra cubierto tectónicamente por el terreno Zaza y cortado por la falla Pinar [Saura *et al.*, 2008] (Figura 3.9a–b). Las secuencias de margen continental implicadas en este cinturón son correlativas con las de Yucatán, como queda demostrado a partir de los análisis paleogeográficos realizados por Hutson *et al.* [1998] y Pszczolkowski [1999]. El terreno Caribeana está representado por la faja o complejo Cangre [García-Casco *et al.*, 2008]. Saura *et al.* [2008] cuantificaron el acortamiento del Cinturón de Deformación en Cuba occidental en unos 85 km.

En Cuba central (bloques de Las Villas y Camagüey), las secuencias del margen continental son correlativas con las de Bahamas [Hatten *et al.*, 1958; Meyerhoff y Hatten, 1968, 1974]. Éstas aparecen cubiertas tectónicamente por el terreno Zaza (Figura 3.9c). El transporte tectónico en ambos bloques se produjo fundamentalmente hacia el NNE. La acreción de láminas tectónicas en Las Villas está bien argumentada mientras que en Camagüey no hay pruebas concluyentes sobre la ocurrencia de acreción tectónica (ver Apartado 7.2.3). Cruz-Orosa *et al.* [2012a] sugieren que el acortamiento en el cinturón de deformación de Las Villas fue de unos 25 km, sin incluir el acortamiento de las zonas de Remedios y Cayo Coco. El acortamiento en el bloque de Camagüey no ha sido cuantificado.

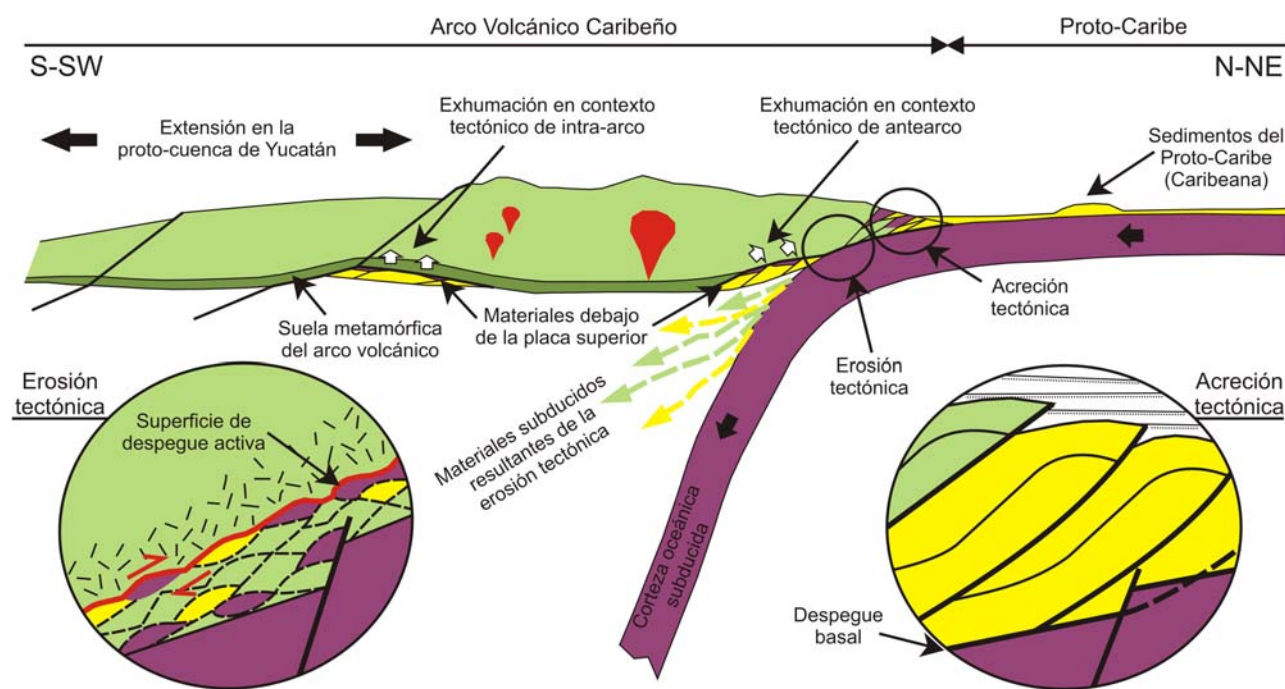
En Cuba oriental, la existencia de un cinturón de cabalgamientos de antepaís implicando a las secuencias del margen continental no ha sido confirmada por datos directos. Se supone que estas secuencias están por debajo de las rocas alóctonas del terreno Zaza (Figura 3.9d). No obstante, en dicha región hay evidencias del desplazamiento tectónico hacia el N y el NE de mantos ofiolíticos sobre el arco volcánico Cretácico. Dicho desplazamiento ocurrió durante el Cretácico terminal y quedó registrado por la existencia de sedimentos sintectónicos (ver Apartado 7.3.1). El terreno Caribeana está representado por el complejo Asunción [García-Casco *et al.*, 2008]. El acortamiento en Cuba oriental no ha sido cuantificado.

El dominio central del orógeno —o **Zona Axial**— no tiene un patrón de deformación definido, caracterizándose por constituir el nexo entre el Cinturón de Deformación del Norte y el Cinturón de Complejos Metamórficos (Figura 7.3). En la Zona Axial del orógeno afloran mayormente las unidades del terreno Zaza y la deformación puede ser compresiva, con cabalgamientos y pliegues que producen repeticiones de la secuencia (volcánica y ofiolítica). También hay una deformación relacionada con la exhumación de los complejos metamórficos del dominio meridional (Figura 3.9). En Cuba occidental la Zona Axial está ausente, ya que el orógeno es cortado y desplazado por la falla Pinar (Figura 7.3). En Cuba central, la deformación de la Zona Axial puede ser intensa como en el bloque de Las Villas o menos intensa como en el bloque de Camagüey. Cruz-Orosa *et al.* [2012a] han estimado que el acortamiento en la Zona Axial del bloque de Las Villas debe ser mayor de 35 km. En Cuba oriental, la Zona Axial del orógeno está formada por el edificio volcánico del Paleógeno y su cuenca de trasarco, los cuales son cortados por la falla Oriente que forma parte del actual límite de placas.

El dominio meridional —o **Cinturón de Complejos Metamórficos**— ha tenido una evolución compleja, ya que los complejos metamórficos se formaron debido a la subducción-acreción del terreno

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

Caribea bajo el Arco Volcánico Caribeño y luego fueron exhumados en una posición de intra-arco, supuestamente relacionados con la formación de la cuenca de Yucatán (Figura 7.4). Este dominio se desarrolla únicamente en Cuba central, ya que los complejos metamórficos del occidente y oriente de Cuba fueron exhumados en un contexto de antearco [García-Casco *et al.*, 2008]. El Cinturón de Complejos Metamórficos conforma una faja discontinua donde varios domos aparecen formando ventanas tectónicas por debajo de las unidades del arco volcánico y su basamento. Algunos complejos metamórficos como Pinos y Escambray afloran en superficie, mientras que otros no (ver *Bush y Sherbakova* [1986], *Pardo* [1996], *García-Casco et al.* [2008] y Capítulo 5). A partir de los diagramas P-T-t y de las características estructurales de algunos de estos complejos, se ha sugerido que fueron imbricados en un contexto de subducción (prisma de acreción – canal de subducción) y que su exhumación comenzó justo después de la subducción y terminó en un contexto extensivo. El acortamiento producido por la subducción-acreción del terreno Caribea es muy difícil de cuantificar ya que los complejos metamórficos derivados de dicho terreno se encuentran dispersos por todas las Grandes Antillas [García-Casco *et al.*, 2008].



**Figura 7.4:** Esquema representativo del crecimiento del Orógeno Cubano por la adición de fragmentos del terreno Caribea. El modelo está basado en los datos y observaciones de *Millán y Somín* [1981, 1985]; *Somín et al.* [1992]; *Millán* [1997a, 1997b, 1997c]; *García-Casco et al.* [2001, 2008]; *Schneider et al.* [2004] y *Stanek et al.* [2006], e inspirado en las interpretaciones y modelos de *Scholl et al.* [1980], *von Huene y Scholl* [1991] y *von Huene et al.* [2004].

### 7.2.2. Formación de los corredores tectónicos cubanos

Los corredores tectónicos cubanos conforman un conjunto de estructuras que registran la evolución del límite transformante entre las placas del Caribe y Norteamericana durante el Cretácico Superior y el Terciario. Este conjunto de estructuras incluye, entre la zona de fallas Hondo (límite transformante de

Yucatán) y la falla Oriente, a los corredores de Pinar-Varadero, La Trocha y Guacanayabo-Nipe (Figuras 4.1, 5.1 y 6.1). En términos generales, se puede considerar que el origen de los corredores tectónicos fue consecuencia de la convergencia oblicua que dio lugar a la formación coetánea del Orógeno Cubano y la cuenca de Yucatán. *Cruz-Orosa et al.* [2012c] sugieren que el corredor de La Trocha fue el primero en formarse y que los corredores de Pinar-Varadero y Guacanayabo-Nipe tuvieron un origen más tardío, relacionado con la apertura de las cuencas de desgarre de Yucatán y Caimán respectivamente (Capítulo 6).

El corredor de La Trocha se extiende a través de la cuenca de Yucatán como una falla trans-cuenca (*transbasin fault*) (Figuras 3.5, 6.1a y 7.1). *Rosencrantz* [1990] definió esta falla (más bien zona de fallas) a partir de lineamientos en el relieve del fondo oceánico y sugirió su carácter transcurrente. El corredor de La Trocha y su extensión en la cuenca de Yucatán diferencian dos regiones; en el Orógeno Cubano la evolución estructural a ambos lados del corredor fue distinta (ver Apartado 7.2.3) mientras que la falla trans-cuenca constituye un límite tectónico entre los dominios occidentales y orientales de la cuenca de Yucatán [*Rosencrantz*, 1990] (Figura 3.5). La evolución del corredor de La Trocha está registrada en la sedimentación sintectónica desde el Paleoceno y es consistente con una extensión NO-SE en la cuenca de Yucatán (ver Capítulos 5 y 6).

*Rosencrantz* [1990] sugiere que la falla Pinar formó parte del límite transformante oriental de la Península de Yucatán (Figura 3.4 y 3.5). Datos e interpretaciones más recientes especifican que esta falla y el corredor tectónico de Varadero-Pinar se formaron como resultado de la soldadura del bloque occidental de Cuba (Guaniguanico) al margen continental de Norteamérica (ver Capítulo 6). Los análisis de paleoesfuerzos sugieren que la falla Pinar ha sido activa desde el Eoceno Inferior [*Gordon et al.*, 1997; *Saura et al.*, 2008], mientras que las reconstrucciones paleotectónicas sugieren que su actividad estuvo estrechamente relacionada con la extensión SO-NE de la cuenca de Yucatán [*Pindell et al.*, 2005].

La continuidad del corredor tectónico de Guacanayabo-Nipe con la depresión de Caimán fue propuesta inicialmente por *Leroy et al.* [2000]. Las evidencias estructurales y los datos ahora disponibles sugieren que esta interpretación es adecuada (ver Capítulos 3 y 6). Algunas crestas y fallas, que se alinean en disposición escalonada con una ligera rotación dextral en relación a la cresta de Caimán (ver *Rosencrantz* [1990]), pudieran interpretarse como la continuación del corredor tectónico de Guacanayabo-Nipe hacia el suroeste (Figura 3.5). La actividad en este corredor se inició durante el Eoceno Medio. El abandono progresivo del mismo probablemente comenzó en el Eoceno Superior cuando el bloque de Cuba oriental dejó de desplazarse hacia el NE debido a su colisión con Bahamas.

Durante la evolución del Caribe noroccidental, la orientación del límite transformante entre las placas del Caribe y Norteamericana varió en más de 60° en sentido horario. Esta rotación fue un resultado del escape tectónico de la Placa del Caribe entre las placas Norte y Suramericana y jugó un papel fundamental en la secuencia de acreción del Orógeno Cubano al margen continental norteamericano (ver Capítulo 6). La rotación del límite de placas fue posible gracias a la formación de varios corredores tectónicos que dividieron la región en bloques o microplacas. El corredor de La Trocha se formó debido a que el extremo noroeste del Caribe se fue desligando del resto de la Placa del Caribe a medida que aumentaba la oblicuidad de la

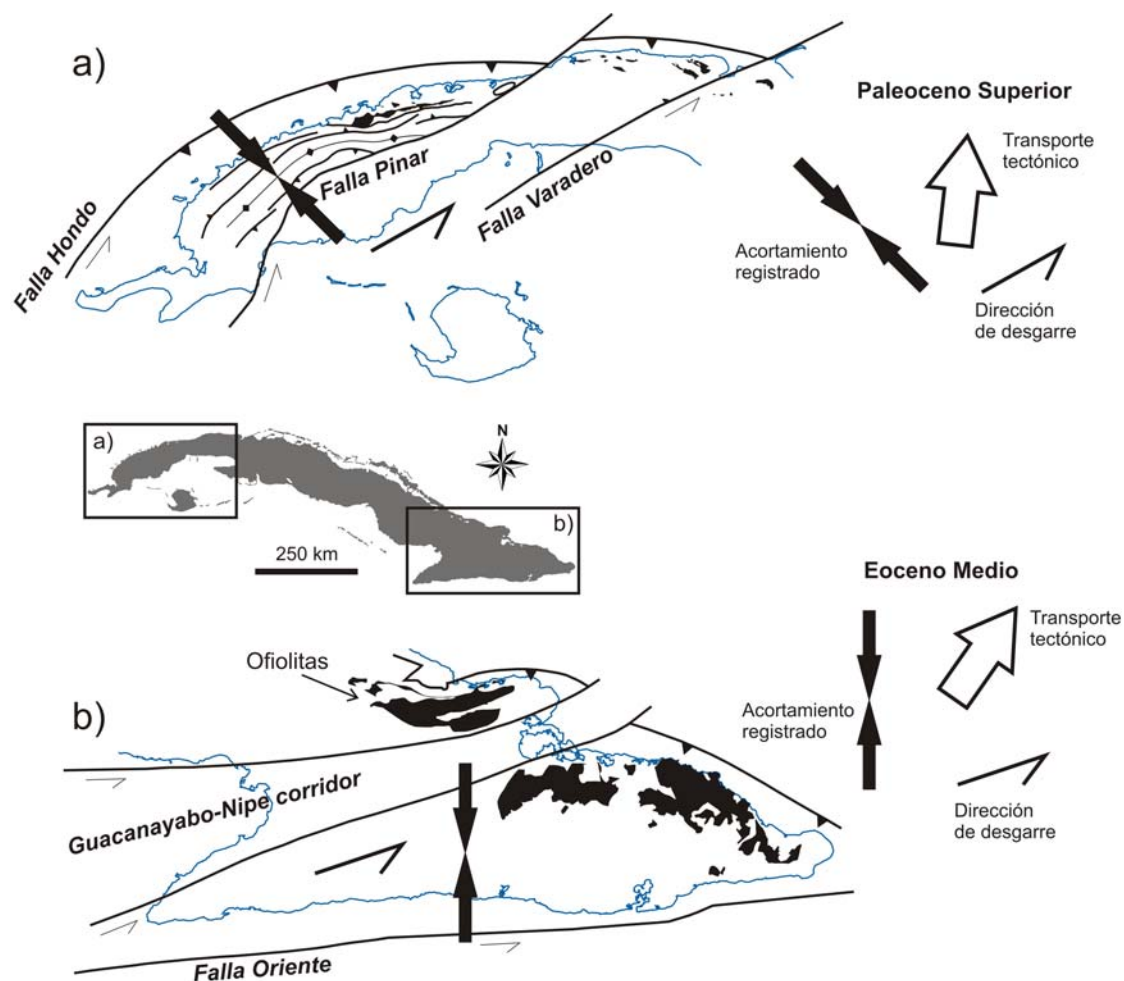


colisión, lo que produjo una extensión NO-SE que derivaría en la fase inicial de la cuenca de Yucatán durante el Paleoceno [Pindell *et al.*, 2005]. El corredor de Pinar-Varadero se formó durante el Eoceno Inferior como consecuencia de la soldadura de Cuba occidental al margen norteamericano y de la extensión SO-NE en la parte occidental de la cuenca de Yucatán. El corredor de Guacanayabo-Nipe se formó en el Eoceno Medio debido a la extensión sub-longitudinal en el límite entre las placas del Caribe y Norteamericana.

### 7.2.3. Segmentación en bloques y partición de la deformación

El Orógeno Cubano está dividido en bloques mediante algunos corredores tectónicos (ver *Rosencrantz* [1990], *Rosencrantz y Pardo* [1993] y *Draper y Barros* [1994]). Estos bloques poseen una distribución diferenciada de las unidades o cinturones tectónicos, una estructura también distinta (ver Figuras 3.5, 3.9 y 3.10) y se acrecionaron a Norteamérica en momentos diferentes (ver Capítulo 6). Algunas particularidades de la evolución tectónica del Orógeno Cubano son coherentes con su segmentación en bloques:

- 1) La edad de los sedimentos sinorogénicos demuestra el diacronismo de la colisión y la migración progresiva hacia el este del límite entre las placas del Caribe y Norteamericana.
- 2) La evolución de las direcciones de acortamiento tectónico es específica para cada bloque lo que indica que evolucionaron independientemente (Figura 6.4).
- 3) La exhumación de los complejos metamórficos en el Orógeno Cubano es consistente con la superposición de dos acontecimientos de extensión durante la formación de la cuenca de Yucatán. El primero en dirección SE-NO caracteriza la fase inicial de la formación de la cuenca y el segundo en dirección SO-NE ocurrió en una fase más avanzada [Pindell *et al.*, 2005]. La extensión SO-NE, vinculada a la cuenca de desgarre de Yucatán occidental, favoreció la exhumación de los complejos metamórficos al Oeste del corredor tectónico de La Trocha (Pinos y Escambray), mientras que al Este de dicho corredor la extensión predominante de dirección SE-NO fue menos favorable para la exhumación de complejos metamórficos.
- 4) La formación de una nueva zona de subducción buzando hacia el norte es coherente con el desplazamiento del eje magmático hacia el sur y con las características geoquímicas del magmatismo Terciario (ver Capítulos 3 y 6). Esta zona de subducción es consistente con la evolución tectónica y magmática diferenciada de Cuba oriental, donde se formó un nuevo arco volcánico durante el Paleógeno (ver Apartado 7.3.1).
- 5) Las características petrológicas y geoquímicas de las ofiolitas de Cuba oriental implican que se formaron en una situación de trasarco. Las ofiolitas de Cuba oriental son distintas (al menos una parte de ellas) a las del centro y occidente de Cuba, que se sugiere representan la zona de antearco del arco volcánico del Cretácico. Esta diferenciación sugiere que la evolución tectónica y magmática de Cuba oriental fue distinta a la del resto de la isla (ver Apartado 7.3.1).



**Figura 7.5:** Partición de la deformación en Cuba occidental (a) y oriental (b). Las direcciones de acortamiento han sido compiladas de *Gordon et al.* [1997] y *Rojas-Agramonte et al.* [2008].

Por otra parte, la partición de la deformación ha quedado puesta de manifiesto por la formación coetánea de la cuenca de Yucatán y el Orógeno Cubano, lo que dio lugar a la existencia sincrónica de estructuras contraccionales, extensionales y de desgarre. Algunas observaciones que apoyan dicha partición son:

- 1) La existencia de dominios estructurales con características específicas (discutido anteriormente) demuestra que en el Orógeno Cubano se desarrollaron de forma coetánea varios regímenes tectónicos.
- 2) Los corredores tectónicos oblicuos al orógeno y coetáneos con la orogenia facilitaron la partición de la deformación. En algunos de estos corredores coexisten estructuras transtensivas y transpresivas (ver Capítulo 5).
- 3) En Cuba occidental (bloque de Guaniguanico), la imbricación de las secuencias de margen continental sugiere que el acortamiento ocurrió en una dirección SE-NO. Sin embargo, dicho acortamiento no es compatible con el desplazamiento hacia el NE del orógeno durante la convergencia. Esta particularidad puede explicarse por un mecanismo de partición de la deformación (Figura 7.5a) o por la rotación anti-horaria del bloque con posterioridad a la

imbricación. No obstante, las investigaciones paleomagnéticas preliminares no soportan dicha rotación [Alva-Valdivia *et al.*, 2001].

- 4) En Cuba central (bloque de Las Villas), la fase final de la exhumación del complejo Escambray ocurrió en un régimen extensivo y fue coetánea con la imbricación de las secuencias del margen continental situadas al norte de dicho complejo (ver Capítulo 4).
- 5) En el bloque de Cuba oriental existen evidencias para sugerir cierto sincronismo entre la extensión OSO-ENE en la cuenca Guacanayabo-Cauto (ver Capítulo 6) y la fase final de la colisión de dicho bloque con las Bahamas que coincidió con la finalización del magmatismo en la Sierra Maestra [Rojas-Agramonte *et al.*, 2008].
- 6) Mediciones detalladas por GPS y observaciones geológicas sugieren que en la actualidad se continúa produciendo una partición de la deformación en la zona de colisión entre La Española y Bahamas (ver Mann *et al.* [2002] y Calais *et al.* [2002]).

En resumen, sugerimos que la segmentación en bloques y la partición de la deformación en el Orógeno Cubano se produjeron como resultado de la rotación de la convergencia entre las placas del Caribe y Norteamericana, y del consiguiente aumento en la oblicuidad. La formación de bloques queda demostrada por el desarrollo de corredores tectónicos, por la edad de la sedimentación sinorogénica, y por las variaciones en la evolución estructural y tectónica a lo largo del orógeno. La partición de la deformación se evidencia por la formación coetánea de la cuenca de Yucatán y del Orógeno Cubano, y por la ocurrencia sincrónica de estructuras contractivas, extensivas y de desgarre en dicho orógeno.

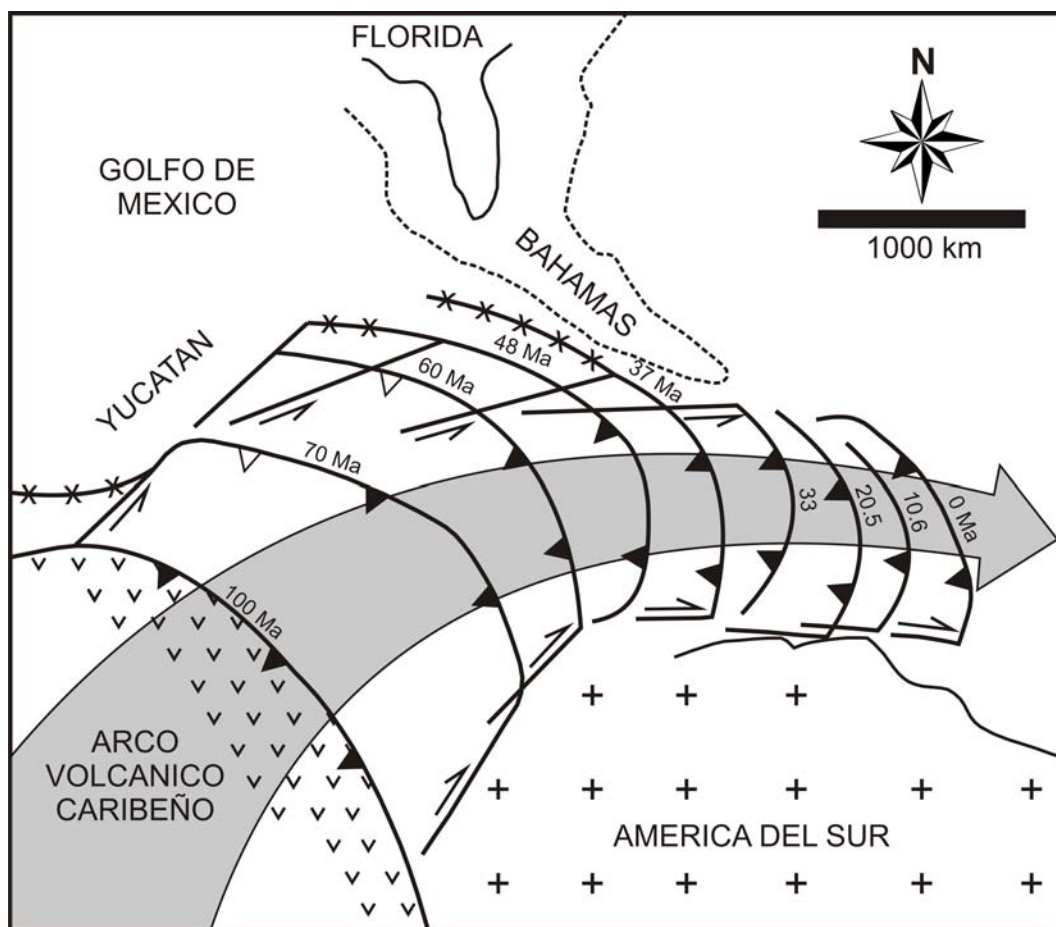
### 7.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL CARIBE NOROCCIDENTAL

Una vez asumido el origen Pacífico de la Placa del Caribe, la deriva hacia el NE y E de esta placa entre las placas Norte y Suramericana y su escape hacia el Océano Atlántico [Mann, 1997, 1999] se consideran válidas para soportar nuestra discusión. Asimismo, durante la deriva, el Arco Volcánico Caribeño se extendió y segmentó, formándose dos sistemas de fallas diestras y siniestras, respectivamente, en los límites sur y norte de la placa caribeña (Figura 7.6).

En Cuba, la migración hacia el NE del arco volcánico ha sido confirmada por datos paleomagnéticos (ver Tait *et al.* [2009]) que están en correspondencia con las reconstrucciones paleogeográficas propuestas por Iturralde-Vinent [2006], Pindell *et al.* [2005] y Pindell y Kennan [2001, 2009]. Dichos datos paleomagnéticos sugieren además que los bloques estructurales cubanos tuvieron rotación anti-horaria. Por otra parte, los datos disponibles para esta investigación han permitido confirmar que el Orógeno Cubano está segmentado por un sistema de fallas siniestras y oblicuas al orógeno que se prolongan hacia las cuencas de Yucatán y Caimán (ver Capítulo 6 y Figuras 4.1, 5.1 y 6.1).

Dos regiones se pueden diferenciar en la Microplaca Cubana (Figura 7.1) tomando en consideración la evolución tectónica y magmática. Por una parte los bloques de Cuba occidental y central, que representan la mayor parte del Orógeno Cubano, evolucionaron según un modelo de orógeno “estilo Alpino” mientras que

la evolución del bloque oriental se ajusta mejor a un modelo de orógeno “estilo Cordillerano” debido a que en dicho bloque se registra la imbricación entre diferentes unidades de naturaleza oceánica (Figuras 1.5c y 6.5).



**Figura 7.6:** Migración hacia el este del Arco Volcánico Caribeño a través del proto-Caribe, modificado de Alvarez [1982, 2001]. Las posición de las zonas de subducción y las fallas transformantes asociadas al arco están compiladas de Ross y Scotese [1988], Pindell y Barrett [1990] y Mann et al. [1995]. La evolución de la soldadura del Orógeno Cubano a la Placa Norteamericana se basa en los datos de Bralower e Iturralde-Vinent [1997] e Iturralde-Vinent et al. [2008].

A modo de resumen, la evolución tectónica propuesta en el Capítulo 6 (Figura 6.5) para el Orógeno Cubano y el Caribe noroccidental (Microplaca Cubana) sugiere que:

- 1) La convergencia evolucionó desde un contexto de subducción-acreción en el Cretácico hasta un contexto de acreción-colisión durante el Paleógeno.
- 2) La evolución estuvo muy condicionada por la rotación de la convergencia derivada del escape tectónico de la Placa del Caribe entre las placas Norte y Suramericana.
- 3) La oblicuidad de la convergencia produjo varios corredores tectónicos que segmentaron el orógeno y facilitaron la formación de bloques que evolucionaron de manera independiente.
- 4) En Cuba occidental y central la actividad magmática finalizó luego de la subducción-acreción del terreno Caribeana durante el Campaniense, mientras que en Cuba oriental se formó un nuevo arco durante el Paleógeno (ver Apartado 7.3.1).

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

- 5) El aumento de la oblicuidad dio lugar a la apertura de cuencas oceánicas de desgarre en la fase final de la convergencia.
- 6) La soldadura del orógeno a la Placa Norteamericana se produjo de manera progresiva durante el Eoceno.
- 7) La deformación post-soldadura en el orógeno ocurrió principalmente en los corredores tectónicos y está relacionada con un acortamiento O-E en el actual límite de placas.

### 7.3.1. El significado del bloque oriental de Cuba

La existencia de un arco volcánico del Paleógeno es un elemento característico y específico de Cuba oriental [Rojas-Agramonte *et al.*, 2006, 2008]. Este arco está superpuesto sobre las rocas volcánicas Cretácicas [Iturralde-Vinent, 1994; Pushcharovsky *et al.*, 1989a, 1989b] y sus secuencias presentan una afinidad toleítica [Cazañas *et al.*, 1998; Kysar *et al.*, 1998; Kysar, 2001; Rojas-Agramonte *et al.*, 2004]. Iturralde-Vinent [1994, 1998] interpreta las secuencias volcánicas depositadas hacia el norte de la Sierra Maestra como la zona de trasarco del arco volcánico del Paleógeno.

Varias interpretaciones tienden a relacionar el magmatismo Paleógeno de Cuba oriental (Sierra Maestra) con el registrado en la Cresta de Caimán [Perfit y Heezen, 1978; Sigurdsson *et al.*, 2000] considerándolo como el episodio final en la evolución del arco Cretácico [Pindell y Barrett, 1990; Pindell *et al.*, 2005; García-Casco *et al.*, 2008]. Sin embargo, las características geoquímicas de algunas muestras de granitoides de la Cresta de Caimán (ver Lewis *et al.* [2005] y Kysar *et al.* [2009]) sugieren que el magmatismo Paleógeno en dicha región presenta afinidad continental, contrastando con la afinidad toleítica de los granitoides de la Sierra Maestra. Estos datos soportan la interpretación propuesta por Kysar [2001] de que el arco Paleógeno de Cuba oriental es consecuencia de la formación de una zona de subducción nueva y de carácter local, y sugieren además que este arco es coetáneo pero significativamente distinto del registrado en la Cresta de Caimán.

Asimismo, también se pueden describir ciertas particularidades en la evolución magmática de Cuba oriental durante el Cretácico. Las evidencias geoquímicas y estratigráficas (ver Proenza *et al.*, 2006 e Iturralde-Vinent *et al.*, 2006) apuntan a la actividad coetánea de varios arcos durante el Cretácico Superior en Cuba oriental [García-Casco *et al.*, 2006]; a diferencia de lo ocurrido en Cuba central y occidental, donde la actividad magmática del Cretácico produjo varias series volcánicas superpuestos, pero no coetáneas [Díaz de Villalvilla, 1997; Rojas-Agramonte *et al.*, 2011]. En términos generales, la evolución magmática diferenciada de Cuba oriental es consecuencia de una evolución tectónica también diferente, lo que a su vez justifica otras diferencias en la naturaleza geológica de dicho bloque.

El metamorfismo en Cuba oriental difiere del registrado en Cuba occidental y central [Somin y Millán, 1981; García-Casco *et al.*, 2006]. En este bloque algunos *mélanges* de rocas metamórficas de alta presión (La Corea y Sierra del Convento) que están asociados a las ofiolitas registran una subducción caliente, a diferencia de la subducción madura (fría) que se registra en Cuba occidental y central. Los *mélanges* de rocas metamórficas de La Corea y la Sierra del Convento comparten similitudes en términos de la posición

estructural, litología, edad, evolución P-T y procesos petrológicos, lo que sugiere que se formaron de forma sincrónica en el mismo sistema de subducción y cerca de un rift oceánico que entró en subducción [Lázaro *et al.*, 2009; Blanco-Quintero *et al.*, 2010].

Además, Cuba oriental es la única región del Orógeno Cubano en donde se encuentran rocas volcánicas metamorfizadas (Sierra del Purial) y equivalentes metamórficos de las Bahamas (complejo Asunción?) (Figuras 3.9, 3.11 y 3.12). Las metavulcanitas de la Sierra del Purial presentan afinidad toleítica a calco-alcalina y han sido consideradas como la continuación hacia el este del arco volcánico Cretácico de Cuba occidental y central [Iturralde-Vinent, 1996b]. Estas rocas están cubiertas tectónicamente por los mantos de ofiolitas y su metamorfismo alcanza las facies de esquistos verdes y azules [Boiteau *et al.*, 1972; Cobiella-Reguera *et al.*, 1977; Somin y Millán, 1981; Millán *et al.*, 1985]. El metamorfismo de las metavulcanitas de Sierra del Purial ha sido datado como Cretácico terminal por Somin *et al.* [1992] ( $75 \pm 5$  Ma, K-Ar roca total) e Iturralde-Vinent *et al.* [2006] (75-72 Ma, edad del registro fósil).

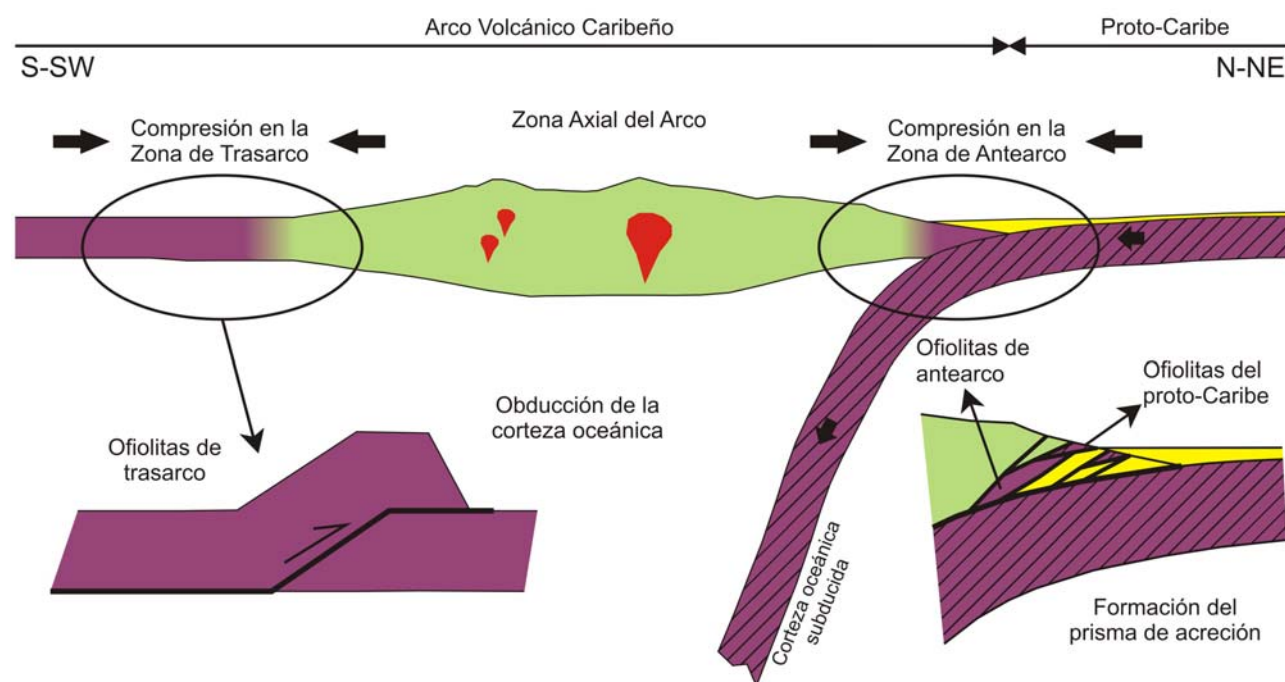
El complejo Asunción es un complejo metasedimentario formado por mármoles, cuarcitas y filitas, con algunas intercalaciones de metabasaltos y metaradiolaritas [Somin y Millán, 1972; Cobiella-Reguera *et al.*, 1977, 1984; Gyarmati, 1983; Millán y Somin, 1985; Millán *et al.*, 1985, Millán, 1997a; García-Casco *et al.*, 2008]. La edad del protolito ha sido datada como Jurásica Superior – Cretácico Inferior gracias a algunos restos fósiles preservados [Millán *et al.*, 1985]. La edad del metamorfismo no ha sido determinada. Se ha sugerido que el complejo Asunción es un equivalente metamorfizado de las Bahamas [Iturralde-Vinent, 1997, 1998; García-Casco *et al.*, 2006], mientras que en otras interpretaciones más recientes se considera parte del terreno Caribeana [García-Casco *et al.*, 2008]. Un estudio detallado de la evolución T-P-t y datos paleomagnéticos serían necesarios para esclarecer esta ambigüedad.

Por otra parte, García-Casco *et al.* [2006, 2008] sugieren una diferenciación en el origen de las ofiolitas de Cuba centro-occidental y oriental sobre la base de evidencias geoquímicas. El cinturón y *mélange* ofiolíticos de Cuba occidental y central se formaron en un contexto tectónico de supra-subducción, probablemente de antearco (Figura 7.7). Algunas edades radiométricas de granitoides incluidos en dicho *mélange* sugieren que estos granitoides se formaron en un contexto de arco de islas durante la fase final de la subducción [Rojas-Agramonte *et al.*, 2010]. En cambio, las ofiolitas de Cuba oriental (al menos una parte de ellas) tienen una afinidad geoquímica de trasarco y su estructura es diferente a sus equivalentes de Cuba occidental y central. Mientras que en el Este y centro de la isla las rocas ofiolíticas tienen un aspecto de *mélange* tectónico y están estrechamente relacionadas con rocas volcánicas, plutónicas y metamórficas [García-Casco *et al.*, 2006], en Cuba oriental se presentan como un complejo ofiolítico bastante completo (ver Proenza *et al.* [1999, 2003] y Marchesi *et al.* [2006]).

El emplazamiento de las ofiolitas tampoco ha sido similar en el oriente y centro-occidente de Cuba (ver Fonseca *et al.* [1985], Iturralde-Vinent [1996a] y Lewis *et al.* [2006]). En Cuba occidental (Bahía Honda) las ofiolitas y las rocas volcánicas forman un *mélange* tectónico típico de una región de antearco [Saura *et al.*, 2008]; en Cuba central las ofiolitas están cubiertas tectónicamente por las secuencias volcánicas y ambas están emplazadas sobre las unidades del margen continental (ver Capítulo 4); mientras que en el oriente del



país las ofiolitas están emplazadas sobre las secuencias del arco volcánico Cretácico [Proenza *et al.*, 2006; Marchesi *et al.*, 2006]. La edad del emplazamiento en Cuba oriental está datada como Campaniense–Maastrichtiense por sedimentos sintectónicos (ver Capítulo 6).



**Figura 7.7:** Esquema de la posición tectónica y origen de las ofiolitas cubanas. El modelo está basado en los datos e interpretaciones de Proenza *et al.* [1999, 2003]; Gervilla *et al.*, [2005]; Marchesi *et al.* [2006]; García-Casco *et al.* [2006, 2008] y Rojas-Agramonte *et al.* [2010]. Ver también las Figuras 3.8b y 7.4 como complemento.

Sobre la base de estas diferencias y considerando la evolución magmática de Cuba oriental, sugerimos que las características geoquímicas y estructurales del cinturón ofiolítico de Cuba oriental se ajustan a un modelo de trasarco y que el emplazamiento de estas rocas se puede explicar como una consecuencia de la transferencia de la zona de convergencia desde la zona de antearco del arco Cretácico hasta la zona de trasarco (ver Capítulo 6 y Figura 6.5).

En general, se puede considerar que Cuba oriental tuvo una evolución tectónica bastante similar a la del resto de Cuba hasta el Campaniense, cuando la subducción-acreción del terreno Caribeana produjo el cese del magmatismo Cretácico [Iturralde-Vinent *et al.*, 2006; García-Casco *et al.*, 2008]. A partir de entonces la evolución del bloque oriental de Cuba tomó un camino diferente. A modo de resumen, la evolución tectónica propuesta en la Figura 6.5 para Cuba oriental sugiere como características fundamentales que:

- 1) La convergencia durante el Cretácico Superior evolucionó desde un contexto de subducción hasta otro de subducción-acreción, y durante el Terciario desde un contexto de subducción hasta otro transformante.
- 2) La coexistencia de más de un arco volcánico durante el Cretácico Superior para justificar la canibalización de arcos volcánicos y la formación y exhumación de complejos metamórficos de alta presión.

- 3) La subducción-acreción de Caribeana/Bahamas (?) durante el Campaniense produjo el bloqueo — parcial o total (?)— de la zona de subducción activa y la transferencia de la zona de convergencia hacia la zona de trasarco.
- 4) La convergencia en la zona de trasarco dio lugar a la obducción de ofiolitas de trasarco sobre el arco volcánico extinto durante el Campaniense Superior y el Maastrichtiense, y a la formación de una nueva zona de subducción intraoceánica durante el Paleoceno.
- 5) La subducción que originó el arco volcánico del Paleógeno buzaba hacia el norte. Dicho arco tuvo un magmatismo de afinidad toleítica y una extensión muy local.
- 6) La actividad volcánica del arco Paleógeno finalizó en el Eoceno Medio debido a la iniciación del actual límite transformante entre las placas del Caribe y Norteamericana.
- 7) El bloque oriental de Cuba actualmente forma parte de la Placa Norteamericana, ya que está situado al norte del límite de placas. Sin embargo, existen evidencias para sugerir que su soldadura es aún incompleta.

La evolución propuesta para el bloque oriental de Cuba explica las particularidades estructurales de dicho bloque y, además, proporciona alternativas para explicar las características geoquímicas observadas. Entre dichas características se incluyen la superposición de varias series y/o arcos volcánicos, la canibalización de arcos y formación de *mélanges* metamórficas de alta presión, y la probable coexistencia de ofiolitas representativas de diversos contextos tectónicos.

### 7.3.2. La deformación post-soldadura en el Orógeno Cubano

A pesar de que la soldadura del Orógeno Cubano a la Placa Norteamericana se produjo durante el Eoceno (ver Capítulo 6), existen evidencias que demuestran la ocurrencia de cierta deformación post-soldadura (post-Eoceno) en el orógeno. Dicha deformación tuvo lugar principalmente en los corredores tectónicos y en el antepaís.

*Gordon et al.* [1997] apuntan que la cinemática de la falla Pinar fue consistente con un acortamiento OSO-ENE durante el Oligoceno-Mioceno. Asimismo, la deformación post-soldadura en el corredor de La Trocha y en algunas fallas de la Zona Axial del bloque de Las Villas fue consistente con acortamientos OSO-ENE y O-E [*Cruz-Orosa et al.*, 2012a, 2012b]. Además, algunos datos sísmicos disponibles sugieren la ocurrencia de deformación en el corredor tectónico de Guacanayabo-Nipe hasta el Plioceno Inferior [*Vázquez-Taset et al.*, 2012; *Cruz-Orosa et al.*, 2012c].

Por otra parte, la deformación post-Eoceno (post-soldadura) en el antepaís del Orógeno Cubano se expresó en el crecimiento de algunos pliegues al norte de Cuba central (Bahamas). La edad de este plegamiento se sugiere como Paleógeno-Neógeno sobre la base de datos sísmicos y de sondeos que han permitido la reconstrucción crono, sismoestratigráfica y estructural de los pliegues [*Masafferro et al.*, 1999, 2002]. Estos autores sugieren además que dicho plegamiento constituye la terminación frontal del cinturón plegado cubano en el antepaís de las Bahamas y que pudo ser un resultado del esfuerzo compresivo

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

relacionado con la lenta convergencia entre las placas Norte y Suramericana. No obstante, considerando la distancia que separa estos pliegues del actual límite de placas (unos 400 km) —entre las placas de Norte y Suramérica se encuentra la Placa del Caribe— parece difícil relacionar este plegamiento a un esfuerzo compresivo originado por la convergencia. Por este motivo sugerimos, como elemento de discusión en trabajos futuros, considerar el posible efecto causado por la relajación de la carga asociada a la extensión del orógeno para explicar las deformaciones post-soldadura en el antepaís de Cuba-Bahamas.

### 7.4. POTENCIAL PETROLERO DE CUBA

El potencial petrolero del Orógeno Cubano y su antepaís constituye una temática muy debatida. No obstante, la naturaleza geológica de este orógeno y la existencia de muchísimos indicios directos (ver *Linares et al.* [1998, 2011]) sugieren que el potencial petrolero de Cuba es considerable. Las estimaciones de dicho potencial difieren en cuanto a la extensión regional, fiabilidad de los datos e intereses geopolíticos [*Echevarría-Rodríguez et al.*, 1991; *Pindell*, 1991; *Rosencrantz y Pardo*, 1993; *Cubapetróleo y Simon-Petroleum-Technology*, 1993; *Petzet*, 2000; *Vassalli et al.*, 2003; *Moretti et al.*, 2003; *Magnier et al.*, 2004; *Schenk et al.*, 2004; *Schenk*, 2008, 2010; *Pardo*, 2009]. Por una parte, el Servicio Geológico de los Estados Unidos de Norteamérica (USGS) estima los recursos potenciales del Orógeno Cubano en unos  $4.6 \times 10^9$  barriles de petróleo,  $9.8 \times 10^{12}$  pies cúbicos de gas natural y  $0.9 \times 10^9$  barriles de gas natural licuado, los cuales estarían distribuidos en más de un centenar de nuevos yacimientos [*Schenk et al.*, 2004; *Schenk*, 2008, 2010]. En contraste, informes inéditos de Cubapetróleo (CUPET), con un volumen de datos cualitativa y cuantitativamente superior, estiman dichos recursos en más de  $20 \times 10^9$  barriles de petróleo equivalente solo en el antepaís de la zona sureste del Golfo de México.

#### 7.4.1. Provincias gasopetrolíferas y sistemas petroleros de Cuba

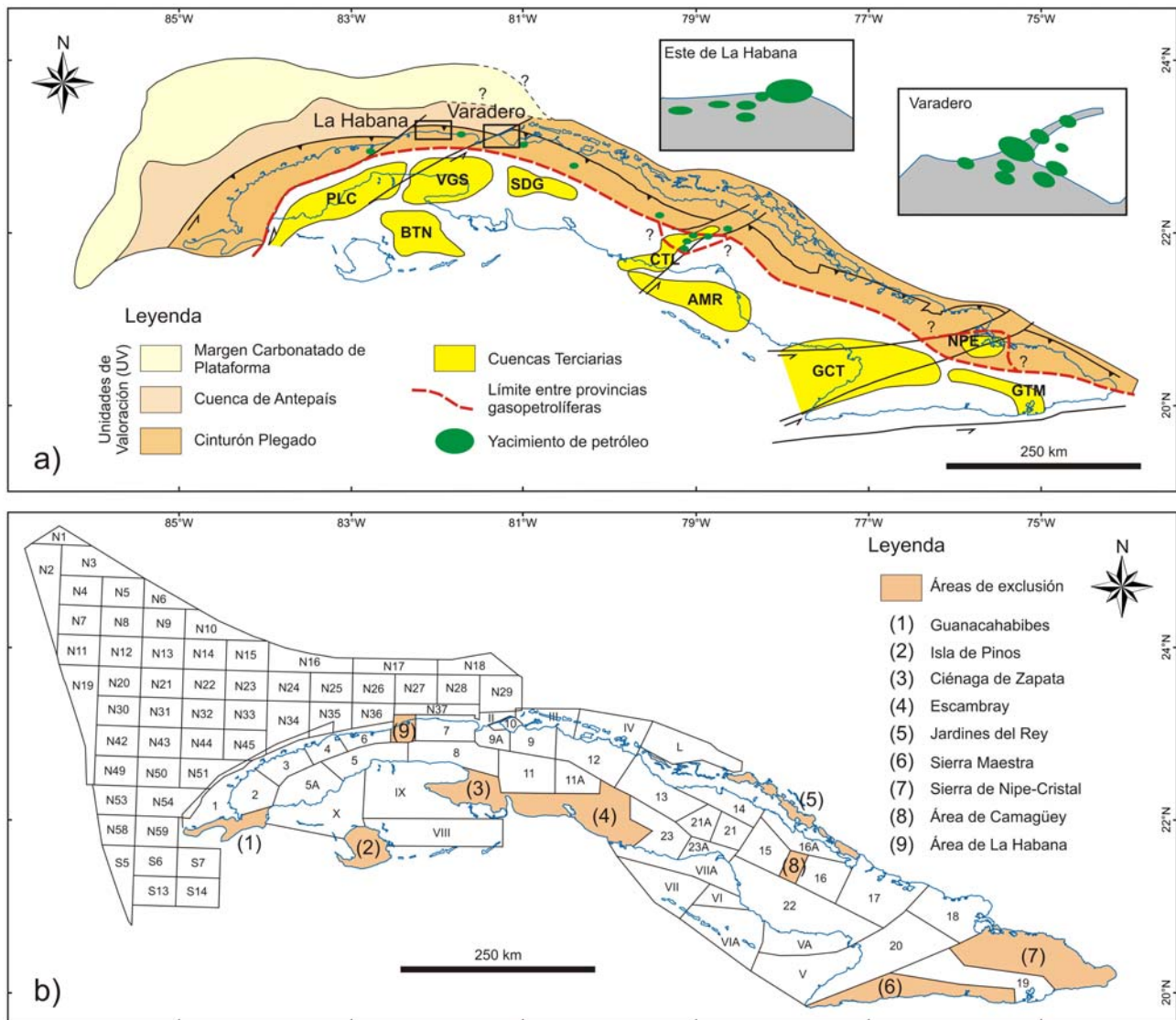
Dos provincias gasopetrolíferas se distinguen en el Orógeno Cubano: una Provincia Norte, que se localiza en la parte norte del orógeno, y una Provincia Sur que abarca la parte sur del orógeno y su plataforma insular (Figura 7.8a). De éstas, la Provincia Norte es la de mayor potencial, mientras que la Provincia Sur se considera con menor potencial debido a que carece de una roca madre probada. En la Provincia Sur se localizan grandes cuencas sedimentarias (ver Figuras 4.1c, 6.1c y 7.8a), donde algunas unidades presentan contenidos importantes de materia orgánica. Sin embargo, las muestras analizadas (algunas de ellas para nuestra investigación y no incluidas en esta memoria) indican que las rocas madre potenciales están aún inmaduras (ver también *Pairazian et al.* [1975] y *Magnier et al.* [2004]).

En general, los sistemas petroleros reconocidos en Cuba se localizan en la Provincia Norte, donde se diferencian tres unidades de valoración (UV) principales (Figura 7.8): 1) la UV del Cinturón Plegado, 2) la UV de la Cuenca de Antepaís y 3) la UV del Margen Carbonatado de Plataforma. La UV del Cinturón Plegado tiene una extensión, constitución y estructura equivalentes a las del dominio septentrional del orógeno (ver Apartado 7.2.1). La UV de la Cuenca de Antepaís abarca la cuenca de antifosa situada al norte de Cuba occidental (ver Apartado 7.1.1). La UV del Margen Carbonatado de Plataforma constituye la parte

más distal del antepaís en Cuba occidental. A partir del análisis de la bibliografía existente sobre los sistemas petroleros cubanos podemos establecer las siguientes características generales:

- 1) Las rocas madre más importantes se corresponden con secuencias Jurásicas y Cretácicas del paleomargen norteamericano (Tabla 7.1) que generalmente presentan contenidos significativos de materia orgánica tipo II, aunque ocasionalmente también de tipo I o III [López-Quintero *et al.*, 1993, 1994; Delgado-López, 2003].
- 2) Los procesos de maduración y generación ocurrieron debido al enterramiento (estratigráfico y/o estructural) que se produjo como consecuencia de la convergencia entre el arco volcánico y el margen continental. Los diferentes grados de maduración alcanzados por algunas rocas madre (Tabla 7.1) sugieren que la maduración varió significativamente en función de la posición de las rocas madre (ver ejemplo propuesto por Moretti *et al.* [2003]).
- 3) En el orógeno, la migración ocurrió principalmente en distancias cortas e incluso en algunos casos no se ha producido migración secundaria, ya que la roca madre hace también de reservorio. En el antepaís, en cambio, se han dado las condiciones para favorecer una migración a distancias significativas (ver Moretti *et al.* [2003]).
- 4) Las propiedades petrofísicas de los reservorios están fuertemente controladas por la tectónica, lo que produjo una porosidad de fractura generalizada afectando a cualquier tipo litológico. Por ejemplo, se conocen yacimientos con reservorios de rocas volcánicas (campo de Pina) o ofiolíticas (campo Cantel) [Cubapetróleo y Simon-Petroleum-Technology, 1993; Valladares *et al.*, 1996, 2003a, 2003b]. No obstante, algunas rocas sedimentarias, principalmente del relleno de las cuencas, pueden presentar otros tipos de porosidades.
- 5) Las rocas sellos están constituidas fundamentalmente por rocas detríticas finas del relleno sinorogénico, cuando éstas se encuentran recubriendo los materiales deformados del substrato (ver Valladares-Amaro *et al.* [2003a, 2003b] y Rodríguez-Martínez *et al.* [2005]). Los cambios laterales de facies controlan la distribución areal de las rocas sellos; por ejemplo, en la cuenca de antepaís se han documentado variaciones de la eficacia del sellado relacionadas con dichos cambios de facies. Otras rocas sedimentarias impermeables existentes, como las evaporitas jurásicas, no han sido documentadas como rocas de sellado.
- 6) Las trampas estructurales son las más frecuentes. Éstas se asocian fundamentalmente a los sistemas de cabalgamientos formados durante la colisión. Las trampas de tipo stratigráfico se relacionan con el relleno de las cuencas sinorogénicas, siendo más probables hacia el antepaís (Figuras 7.9, 7.10 y 7.11).
- 7) Los yacimientos resultantes son en general pequeños, con predominio de los crudos pesados o medios y con elevados contenidos de azufre. En base a sus características geoquímicas se han diferenciado varios tipos genéticos de petróleo (ver Maksimov *et al.* [1986]; López-Rivera *et al.* [2001]; Delgado-López [2003]; y Domínguez y López-Quintero [2004]).

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano



**Figura 7.8:** (a) Provincias gasopetrolíferas y unidades de valoración del Sistema Petrolero Total Cubano. Las unidades de valoración delimitadas son: el Cinturón Plegado del norte, la Cuenca de Antepaís noroeste, y el Margen Carbonatado de la Plataforma noroeste. Consultado a partir de los trabajos de Echevarría-Rodríguez *et al.* [1991], *Cubapetróleo* y *Simon-Petroleum-Technology* [1993], Socorro-Trujillo *et al.* [1999], Rodríguez-Hernández [1999], Schenk *et al.* [2004] y Schenk [2008, 2010]. (b) Distribución de bloques de exploración en el Orógeno Cubano y en la zona de exclusividad económica de Cuba en el sureste del Golfo de México.

### 7.4.2. Significado de la estructura del orógeno para la maduración, migración y formación de yacimientos de petróleo y gas

Los principales factores que controlan la formación y evolución de los sistemas petroleros son: la constitución geológica, las condiciones físico-químicas del substrato y su evolución, la relación colector-sello durante la formación de los diferentes tipos de trampas, y las condiciones hidrogeológicas [Magoon y Dow, 1994]. En los cinturones orogénicos, la estructura es determinante en el control de dichos factores y en la formación de un sistema petrolero activo [Nemcok *et al.*, 2005; Cooper, 2007; Lacombe *et al.*, 2007; Goffey *et al.*, 2010].

En el caso del Orógeno Cubano, las características estructurales antes mencionadas y la segmentación del orógeno en bloques (Apartado 7.2) justifican la variación transversal y longitudinal de los factores que determinan la formación de los yacimientos de petróleo y gas. Entre estos factores destacan la distribución y grado de maduración de las rocas madre, las direcciones y características de la migración de los fluidos, y las condiciones de entrapamiento.

**Tabla 7.1:** Características de algunas potenciales rocas madre presentes en Cuba, compilado a partir de *López-Quintero et al.* [1993, 1994] y *Delgado-López* [2003].

Unidad estructural	Formación	Edad	TOC (%) promedio/máximo	Tipo de kerógeno	Tmax (°C) promedio/máximo
<b>ÓRGANOS</b>	Guasasa (El Americano)	J <sub>3</sub>	0,51/1,18		
<b>ROSARIO</b>	Carmita	K <sub>2</sub>	1,18/2,24	II	435/453
	Polier	K <sub>1</sub>	0,88/3,74	I y II	435/447
	Sabanilla	K <sub>1</sub>	0,66/3,13	I y II	432/435
	Artemisa (Sumidero)	K <sub>1</sub>	0,72/4,5	II	445/471
	San Cayetano	J <sub>1</sub> – J <sub>2</sub>	1,8/5,57	III	445
<b>COLORADOS</b>	Mabuya	K <sub>1</sub> – K <sub>2</sub>	0,37/14,9	II	
		J <sub>3</sub> – K <sub>1</sub>	6,47	II	
<b>REMEDIOS</b>	Palenque	K <sub>1</sub> – K <sub>2</sub>	1,32	II	
<b>CAMAJUANÍ</b>	Margarita	K <sub>1</sub>	2,44/7,48	II	435
	Alunado	K <sub>1</sub>	1,38/3,5	II	421
	Trocha	J <sub>3</sub>	13,59	II	
<b>PLACETAS</b>	Morena	K <sub>1</sub>	0,89/6,22	II	419
	Ronda	K <sub>1</sub>	1,46/7,94	II	419
	Cifuentes	J <sub>3</sub>	1,5/9,53	II	415/431
	Constancia	J <sub>3</sub>	1,52/5,6	II y III	421/437

Las rocas madre del margen continental de Norteamérica se encuentran imbricadas en el Cinturón de Deformación del Norte del orógeno (ver Apartado 7.2.1). En Cuba occidental éstas son correlativas con el margen de Yucatán, mientras que en Cuba central y oriental son correlativas con el margen de Bahamas (Figuras 4.1a y 6.1b). Ambas secuencias varían desde facies de cuenca marina profunda, más ricas en materia orgánica preservada, hasta facies de plataforma carbonatada (ver Apartado 3.2.2).



## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

La acreción tectónica de las unidades de margen continental está bien argumentada en Cuba occidental y centro-occidental (bloque de Las Villas), donde se formaron cinturones de deformación de antepaís que involucran dichas unidades (ver *Saura et al.* [2008] y *Cruz-Orosa et al.* [2012a]). Sin embargo, en Cuba centro-oriental (bloque Camagüey) y oriental la acreción tectónica de las unidades de margen no está totalmente demostrada. Si bien en Camagüey se conocen varios afloramientos de las unidades de Placetas, sus relaciones estructurales no son claras [*van Hinsbergen et al.*, 2009]. La carencia de sedimentos sintectónicos y las diferencias en el estilo e intensidad de la deformación hacen pensar que las secuencias de Placetas en el bloque de Camagüey pudieron imbricarse en un prisma de acreción y no en un cinturón de deformación de antepaís como en Cuba occidental y centro-occidental. Otra explicación podría ser la ocurrencia de cabalgamientos fuera de secuencia que hayan descabezado el imbricado e incorporado fragmentos de las secuencias de Placetas como bloques exóticos dentro de las láminas alóctonas, como ha sido sugerido para el bloque de Las Villas [*Cruz-Orosa et al.*, 2012a]. En Cuba oriental, se estima que las unidades de margen están debajo de las rocas alóctonas del terreno Zaza (Figura 3.9), pero esta hipótesis no ha sido corroborada por datos directos.

Otro aspecto importante lo constituye el diferente grado de maduración de las rocas madre. O sea, a lo largo del orógeno unidades de diferente edad podrían tener niveles de maduración similares en función del enterramiento. Asimismo, el grado de maduración también podría variar transversalmente al orógeno, alcanzando una maduración óptima secuencias de distinta edad según su localización. El ejemplo mejor estudiado en este sentido lo suministran *Moretti et al.* [2003] para Cuba occidental. Estos autores demuestran como en el cinturón de deformación las rocas madre maduras son del estadio post-rift (Jurásico Superior - Cretácico), mientras que en el antepaís las rocas madre maduras pertenecen a las secuencias del estadio sinrift (Jurásico) y las secuencias post-rift solo alcanzan la ventana de maduración cerca de la costa, donde presentan un mayor enterramiento. Las variaciones en la maduración de las rocas madre paralelamente al eje del orógeno no han sido estudiadas en detalle.

La geometría del Cinturón de Deformación del Norte justifica que las principales vías de migración ocurran preferentemente en dirección norte. La migración pudo producirse a través de las estructuras del imbricado y siguiendo la geometría de las unidades deformadas. En este caso la migración se produciría a distancias cortas debido a la cercanía entre la zona de maduración y las trampas. Asimismo, la formación de corredores tectónicos y otras estructuras de desgarre justifican la ocurrencia de la migración en sentido vertical. Esta migración se daría preferentemente a través de las zonas de falla y el entrapamiento ocurriría mayormente en trampas de tipo estructural. En el antepaís la migración pudo ocurrir lateralmente a grandes distancias por debajo de las secuencias evaporíticas del Jurásico y de la discordancia del Cretácico Medio [*Moretti et al.*, 2003]. En este caso el entrapamiento pudo haber ocurrido tanto en trampas de tipo estructural (bloques inclinados, anticlinales, estructuras invertidas) como estratigráficas (arrecifes, acuñaientos, truncamientos).

A partir de las características de los sistemas petroleros cubanos y de la estructura del orógeno, sugerimos la existencia de tres sistemas de *plays* principales en la Provincia Norte de Cuba. Estos sistemas

estarían relacionados con: 1) el cinturón plegado del norte, 2) los corredores tectónicos y estructuras de desgarre oblicuas al orógeno, y 3) el antepaís cubano.

### Oportunidades de exploración en el cinturón plegado cubano

El cinturón plegado cubano contiene rocas madre maduras, del Jurásico y del Cretácico, que son correspondientes con las secuencias post-rift del margen continental (Tabla 7.1). La maduración termal de dichas rocas se relaciona principalmente con el enterramiento tectónico producido por la convergencia entre el arco volcánico y el margen continental. Asimismo, en dicho cinturón plegado existen actualmente varios yacimientos de petróleo, depósitos de asfaltitas, pozos con registros de hidrocarburos y manaderos activos que se distribuyen a lo largo de todo el dominio septentrional del orógeno [Linares *et al.*, 1998, 2011] (Figuras 7.3 y 7.9, Tabla 7.2). Los yacimientos vinculados al sistema de *plays* del cinturón plegado son representativos de tres familias de petróleos [López-Rivera *et al.*, 2001] (Tabla 7.2), lo que sugiere la superposición de varios sistemas petroleros activos.

**Tabla 7.2:** Principales yacimientos petroleros de Cuba ordenados según la familia geoquímica a la que pertenecen y el sistema de *plays* al que están relacionados. La separación por familias ha sido compilada a partir de López-Rivera *et al.* [2001]; Delgado-López [2003] y Delgado-López *et al.* [2011].

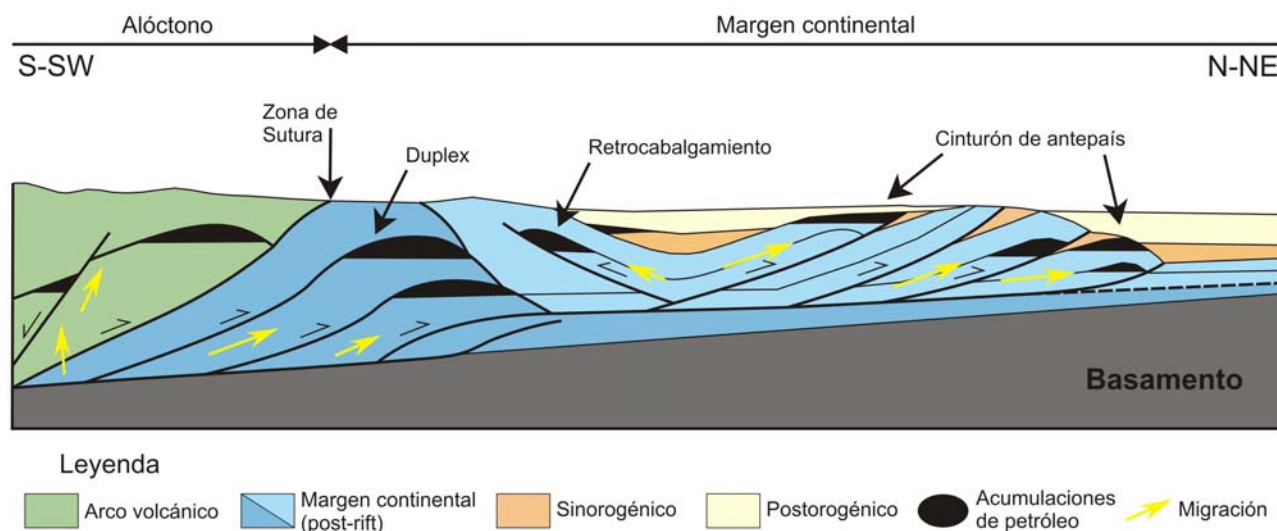
	Yacimientos petroleros		
	Cinturón plegado	Corredores tectónicos	Antepaís
<b>Familia I</b> Tipo II, IIS y I Marino anóxico Carbonato > Arcilla	Bacuranao, Boca de Jaruco, Camarioca, Canasí, Guanabo, Guásimas, Litoral, Majaguillar, Marbella Mar, Puerto Escondido, Santa Cruz, Seboruco, Varadero, Vía Blanca, Yumurí		No se han descubierto yacimientos hasta la fecha.  La materia orgánica e hidrocarburos presentes en sedimentos Cretácicos recuperados por el sondeo 535 del DSDP [Katz, 1984; Summerhayes y Masran, 1984; Palacas <i>et al.</i> , 1984; Rullkötter <i>et al.</i> , 1984] son correlativos a los de la Familia I de crudos cubanos.
<b>Familia II</b> Tipo II Marino anóxico Carbonato >> Arcilla	Asfaltitas de Cacarajicara, Jarahueca	Brujo, Catalina, Jatibonico, Pina, Reforma	
<b>Familia III</b> Tipo II (II-III) Marino subóxico Carbonato ≤ Arcilla	Cantel, Martín Mesa, Motembo	Cristales	

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

Las características geoquímicas de los crudos cubanos han sido compiladas, entre otros, por *Navarrete-Reyes et al.* [1994], *Campos et al.* [1996], *Grimalt et al.* [2002], *Parnell et al.* [2003] y *Magnier et al.* [2004]. Según *Delgado-López* [2003], la familia I reúne crudos con bajas densidades API ( $\leq 10 - 25^\circ$ ), altos contenidos de azufre (entre 1,68 y 7,44%) y baja maduración. Estos crudos se originaron a partir de materia orgánica marina (fitoplancton) depositada en un ambiente reductor. Se concentran en la faja de crudos pesados al norte de La Habana y Matanzas (por ejemplo: campos de Bacuranao, Guanabo, Vía Blanca, Boca de Jaruco, Puerto Escondido y Varadero). Los petróleos de la familia II se caracterizan por mayores densidades API ( $21 - 45^\circ$ ) y bajos contenidos de azufre (entre 0,09 y 1,62%). Sus características geoquímicas los definen como petróleos generados en rocas carbonáticas a partir de materia orgánica con cierto aporte terrestre y depositada en ambientes menos anóxicos que la familia I. Los petróleos de la familia II se encuentran en el yacimiento de Jarahueca y en las asfaltitas de Cacarajícara. Los petróleos de la familia III se caracterizan por densidades API que varían entre 21 y  $32,5^\circ$  y contenidos de azufre también bajos (entre 0,27 y 2,11%). Sus características geoquímicas sugieren un origen a partir de materia orgánica con mayor aporte de material terrestre que las familias anteriores. Las rocas madre probablemente fueron rocas siliciclásticas depositadas en un ambiente menos anóxico que los correspondientes a los petróleos de las familias I y II. Los petróleos de la familia III (por ejemplo: campos de Martín Mesa, Cantel, Motembo) pueden tener altos niveles de maduración. Aunque no se puede generalizar para todo el orógeno, la distribución de las familias de crudos y el nivel de madurez de los yacimientos asociados al sistema de *plays* del cinturón plegado cubano sugieren que la madurez aumenta hacia el sur (Tabla 7.2).

Es de esperar que los yacimientos por descubrir en el sistema de *plays* asociado al cinturón plegado cubano tengan características similares a los ya prospectados. Cualitativamente, se puede esperar cualquier calidad de crudos, siendo esta diversificación un resultado de:

- 1) La variación de las características originales de las rocas madre, ya que como se ha descrito anteriormente las secuencias del margen norteamericano muestran variaciones laterales desde facies marinas profundas hasta facies de plataforma carbonatada. Esta variación influye en el contenido y tipo de materia orgánica, así como en las condiciones de preservación de dicha materia.
- 2) La variación de las condiciones físico-químicas predominantes durante los procesos de maduración y generación de los hidrocarburos. En este sentido se conoce que las rocas madre cubanas presentan diferentes niveles de maduración en función de su posición y enterramiento, lo que deriva en crudos más o menos maduros.
- 3) Las complejas situaciones estructurales que implican a las rocas madre, posibilitando la migración de forma muy diversa, la superposición de varios sistemas petroleros en una misma zona, y la mezcla de varios tipos de crudos en un mismo yacimiento.
- 4) La ocurrencia en diverso grado de procesos secundarios (biodegradación, lavado por agua, fraccionamiento gravitacional y evaporativo) que también afectan la calidad de los petróleos.



**Figura 7.9:** Esquema estructural que muestra el sistema de *plays* asociado al cinturón plegado cubano. Las estructuras están compiladas a partir de Saura et al. [2008] y Cruz-Orosa et al. [2012a].

Cuantitativamente los potenciales nuevos yacimientos deberán ser fundamentalmente pequeños en cuanto al volumen total de reservas, aunque no se descarta la ocurrencia de algún yacimiento de grandes dimensiones. Como prospectos principales se deben identificar trampas estructurales asociadas a sistemas dúplex y zonas triangulares, sin dejar de considerar posibles retrocabalgamientos locales (Figura 7.9). Los objetivos de perforación mejor conocidos (y seguramente los que menor riesgo presentan) serán los reservorios carbonatados de las propias secuencias de margen continental. No obstante, el incentivo de prospectar crudos de mayor calidad (resultantes de un fraccionamiento por migración secundaria) debería ser suficiente para definir como objetivos de perforación unidades como las rocas ofiolíticas, volcánicas y de la cobertera sedimentaria. Los principales riesgos de exploración en este sistema de *plays* se relacionan con la complejidad estructural del Cinturón de Deformación del Norte de Cuba y con el alto nivel de incertidumbre relacionado con la existencia de rocas madres probadas hacia al este del corredor de La Trocha.

Actualmente, el mayor volumen de trabajos de exploración desarrollados en el cinturón plegado cubano se concentra en la faja de crudos pesados ubicada al norte de La Habana y Matanzas (Figura 7.8). Esta concentración de la exploración está fundamentada, en parte, por el significativo nivel de acierto asociado a la exploración en los *plays* del sistema de cabalgamientos, lo que ha hecho viable continuar desarrollando dicha región. No obstante, el cinturón plegado cubano incluye otras regiones cuyas perspectivas no deben ser descartadas. Por ejemplo, en la parte sur de los bloques 12 y 13 (Figura 7.8b) se han desarrollado una serie de pliegues escalonados (ver Capítulo 4) que pudieran resultar atractivos para la exploración —principalmente en el extremo sureste del bloque 13, al sur de Perea. Asimismo, la existencia de importantes manaderos de petróleo activos sugieren que la región noreste de la provincia de Camagüey (bloques 16 y 17 en la Figura 7.8b) también puede ser perspectiva. En general, consideramos indispensable el desarrollo de trabajos de carácter regional (fundamentalmente geoquímicos y estructurales) dirigidos a

justificar la existencia de sistemas petroleros activos, que puedan atraer el interés hacia áreas fuera de la faja de crudos pesados y principalmente hacia el este del corredor de La Trocha.

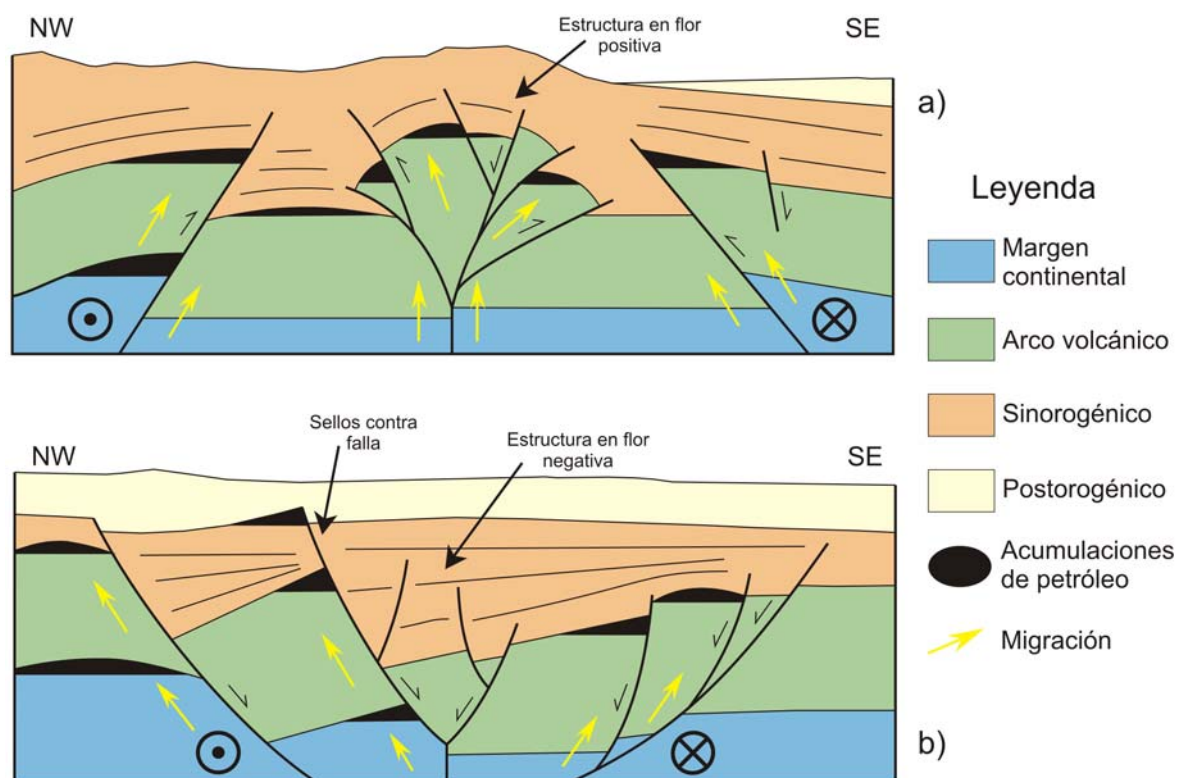
### Oportunidades de exploración en los corredores tectónicos

Las oportunidades de exploración en los corredores tectónicos cubanos básicamente tienen la misma fundamentación que en el cinturón plegado, ya que, como se ha explicado anteriormente, dichos corredores son contemporáneos con la formación de este cinturón (ver Capítulos 5 y 6). El sistema de *plays* asociado a estructuras de desgarre tiene, comparativamente, una distribución más local que la del cinturón plegado, ya que únicamente ocurre relacionado con las grandes zonas de fallas (corredores tectónicos) u otras estructuras oblicuas al orógeno.

Los yacimientos asociados a este sistema de *plays* se concentran en la cuenca Central (corredor de La Trocha). Aunque también existen evidencias geoquímicas que sugieren un sistema petrolero activo en otros corredores, como es el caso de algunos pozos con manifestaciones de petróleo cerca de la Bahía de Nipe, en el corredor de Guacanayabo-Nipe. Los yacimientos de la cuenca Central generalmente contienen crudos pertenecientes a la familia II (por ejemplo: campos de Pina, Brujo, Jatibonico, Catalina y Reforma), aunque el crudo del yacimiento Cristales se considera de la familia III (Tabla 7.2). En general, los petróleos de la cuenca Central son de mejor calidad que los de la faja de crudos pesados, sin embargo los volúmenes de reservas son mucho menores. Probablemente las características cualitativas de estos petróleos se deban a una mayor maduración de las rocas madre y/o a una historia de migración más completa.

Los yacimientos por descubrir en el sistema de *plays* asociado a las estructuras de desgarre deben ser en general pequeños y con crudos de buena calidad. Como principales prospectos deben identificarse trampas estructurales asociadas a anticlinales fallados, estructuras en flor y sellos contra falla (Figura 7.10). Hasta el momento se ha considerado el tope de las secuencias volcánicas como el principal objetivo de perforación. Sin embargo, las características de este sistema de *plays* sustentan la posible existencia de acumulaciones en objetivos más profundos, dentro de la propia secuencia volcánica o en las secuencias del margen continental subyacentes.

El riesgo de exploración en el sistema de *plays* de los corredores tectónicos se considera elevado y en los últimos años la exploración en la cuenca Central no ha tenido buenos resultados. Sin embargo, el fracaso puede haber estado ligado a una inadecuada estrategia de exploración, ya que este tipo de yacimientos pueden ser de difícil prospección, debido a la escasa superficie que ocupan en planta, a la alta complejidad estructural, y a la baja calidad de la información sísmica asociada a las zonas de desgarre. Se recomienda reenfocar la exploración hacia objetivos más profundos y también hacia otras regiones menos exploradas y con características potencialmente similares, como pueden ser los corredores de Pinar-Varadero (bloques 5, 6, 7 y 8 en Figura 7.8b) y de Guacanayabo-Nipe (bloques 18 y 20 en Figura 7.8b). Asimismo, considerando los antecedentes de la exploración en la cuenca Central, se recomienda prospectar estructuras vinculadas a las grandes fallas de desgarre que al parecer constituyeron/constituyen las principales vías para la migración.



**Figura 7.10:** Esquema estructural que muestra el sistema de *plays* asociado a los corredores tectónicos y otras estructuras de desgarre oblicuas al Orógeno Cubano. Las estructuras están compiladas a partir de Cruz-Orosa *et al.* [2012b].

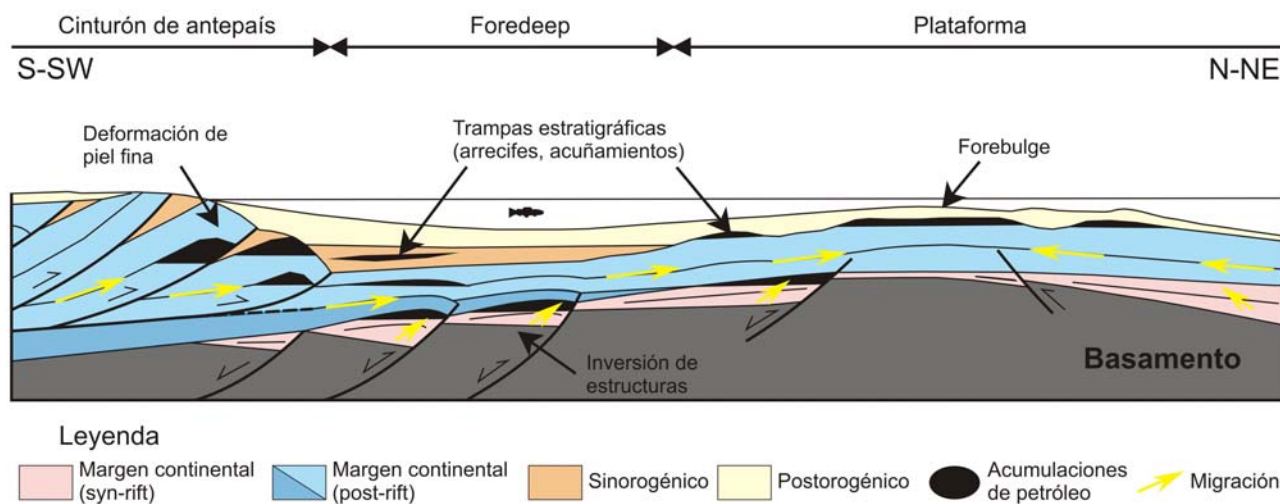
### Oportunidades de exploración en el antepaís

En el antepaís cubano se ha demostrado la existencia de sistemas petroleros activos [Katz, 1984; Summerhayes y Masran, 1984; Palacas *et al.*, 1984; Rullkötter *et al.*, 1984; López-Rivera *et al.*, 1999; Hernández-Pérez y Blickwede, 2000; Letouzey *et al.*, 2003; Valladares-Amaro *et al.*, 2003a, 2003b; Magnier *et al.*, 2004]. Las oportunidades de exploración se soportan en la existencia de rocas madre maduras pertenecientes tanto a las secuencias sinrift como post-rift [Moretti *et al.*, 2003]. Estos autores sugieren además que las rocas madre de las secuencias sinrift pueden haber alcanzado una maduración óptima principalmente hacia el antepaís más distal, mientras que las rocas madre de las secuencias post-rift pueden haber alcanzado la maduración cerca del margen activo de la cuenca, donde las condiciones de enterramiento fueron favorables.

El sistema de *plays* del antepaís se extiende por la cuenca de antefosa y el margen carbonatado de plataforma ubicados al norte de Cuba occidental (Figura 7.8), aunque probablemente también hacia el Este a lo largo de la costa norte de Cuba central y oriental. A pesar de que hasta el momento no se ha encontrado ninguna acumulación de hidrocarburos económicamente rentable y de los elevados costes requeridos para desarrollar yacimientos en alta mar, la existencia de un sistema petrolero activo y la posibilidad de prospectar grandes yacimientos con crudos de alta calidad en un amplísimo sistema de *plays* (Figura 7.11), hacen que el antepaís cubano posea la mejor evaluación de riesgo/recompensa entre todas las regiones abiertas para la exploración en Cuba.



## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano



**Figura 7.11:** Esquema estructural que muestra el sistema de *plays* asociado al antepaís cubano. Las estructuras están compiladas a partir de *Moretti et al.* [2003].

# CAPÍTULO 8

## CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS DE FUTURO

### **8.1. CONCLUSIONES FINALES**

Las conclusiones alcanzadas en este trabajo pueden organizarse entorno a cuatro grupos que hacen referencia a los principales aspectos o temáticas de interés desarrollados y/o discutidos en nuestra Tesis: 1) el origen y tipología de las cuencas sinorogénicas de Cuba, 2) la evolución estructural del Orógeno Cubano, 3) la evolución tectónica del Caribe noroccidental, y 4) el potencial petrolero del territorio cubano.

#### **8.1.1. Las cuencas sinorogénicas de Cuba: origen y tipología**

Las cuencas sinorogénicas de Cuba constituyen un sistema de cuencas de colisión desarrollado desde el Cretácico terminal (Campaniense) hasta el Eoceno. En dicho sistema se reconocen cuencas contraccionales, extensionales y de desgarre que se originaron sincrónicamente durante la convergencia entre las placas del Caribe y Norteamericana.

Las cuencas contraccionales se desarrollaron en la parte norte del orógeno y pueden interpretarse como un sistema de cuencas de antepaís, donde se incluyen cuencas de tipo transportadas y de antifosa. Las cuencas transportadas evolucionaron desde un contexto tectónico de antearco en el Cretácico Superior hasta un contexto de colisión durante el Paleógeno. Ejemplos de estas cuencas lo son las de Bahía Honda en Cuba occidental, las de Santa Clara, Cabaiguán, Violeta y California en Cuba central, y parcialmente las de Sagua de Tánamo y Baracoa en Cuba oriental. Las cuencas de antifosa se desarrollaron hacia el norte del cinturón orogénico como resultado de la flexión litosférica asociada al peso del orógeno.

Las cuencas extensionales, desarrolladas en la parte sur del orógeno, estuvieron genéticamente relacionadas con la apertura de la cuenca de Yucatán; lo que significa que son cuencas formadas en un contexto extensivo de intra-arco. El cambio en las condiciones tectónicas, desde un contexto de arco volcánico hasta otro de colisión, justifica que dichas cuencas puedan ser clasificadas como intramontanas

## **Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano**

una éstas vez quedaron incorporadas en el orógeno. Las cuencas de Cienfuegos, Trinidad y Ana María, en Cuba central, son ejemplos de cuencas extensionales.

Las principales cuencas de desgarre (Los Palacios, Central y Guacanayabo-Cauto-Nipe) son oblicuas al Orógeno Cubano y pueden interpretarse como cuencas poligenéticas desarrolladas en un contexto de convergencia oblicua. Estas cuencas están estrechamente vinculadas a importantes corredores tectónicos.

### **8.1.2. Estructuración del Orógeno Cubano**

El desarrollo sincrónico de cuencas contraccionales, extensionales y de desgarre en el Orógeno Cubano sugiere que la convergencia tuvo un carácter oblicuo, lo que conllevó a la coexistencia de varios regímenes tectónicos, a la partición de la deformación, y a la segmentación del orógeno en bloques.

La coexistencia de regímenes tectónicos posibilitó la diferenciación de regiones o dominios estructurales donde la deformación ocurrió de manera diferente. El dominio septentrional (Cinturón de Deformación del Norte) se formó como resultado de un régimen tectónico compresivo y constituye un cinturón de pliegues y cabalgamientos de antepaís que involucra secuencias del margen continental de Norteamérica y, localmente, también algunos mantos alóctonos de rocas volcánicas y ofiolitas que se emplazaron fuera de secuencia. El dominio meridional (Cinturón de Complejos Metamórficos) se formó como resultado de la subducción-acreción del terreno Caribeana bajo el Arco Volcánico Caribeño, así como de su metamorfismo y posterior exhumación. La etapa final de la exhumación tuvo lugar en un régimen tectónico extensivo de intra-arco relacionado con la apertura de la cuenca de Yucatán. El dominio central del orógeno (Zona Axial) no tiene un patrón de deformación definido, sino que más bien constituye un nexo entre los dominios septentrional y meridional. No obstante, la Zona Axial presenta una deformación predominantemente compresiva.

La partición de la deformación en el Orógeno Cubano se expresa principalmente en la ocurrencia sincrónica de estructuras compresivas, distensivas y de desgarre. Éstas últimas incluyen importantes corredores tectónicos. La partición de la deformación explica la compleja historia de acortamientos y extensiones coetáneas ocurridas en el orógeno.

La segmentación del Orógeno Cubano se produjo como consecuencia de la formación de corredores tectónicos, que fueron coetáneos con la orogenia. La segmentación en bloques explica, y al mismo tiempo se sustenta en, las diferencias estructurales y evolutivas de cada bloque. Entre estas diferencias destacan: 1) la edad del magmatismo, 2) la edad del registro sedimentario sinorogénico, 3) las direcciones y evolución del acortamiento, 4) la evolución tectono-metamórfica de los complejos derivados de Caribeana, 5) la diferenciación geoquímica y tectónica de las ofiolitas, y 6) las variaciones laterales en los procesos de acreción y erosión tectónica.

### **8.1.3. Implicaciones tectónicas**

La evolución tectonoestratigráfica de las cuencas cubanas es el resultado de un cambio en las condiciones tectónicas desde un contexto de arco volcánico hasta otro de colisión; lo que sugiere una

secuencia de subducción-acreción-colisión durante la convergencia entre las placas del Caribe y Norteamericana. Asimismo, la coexistencia de varios regímenes tectónicos sugiere que dicha convergencia tuvo un carácter oblicuo y que los movimientos de desgarre jugaron un papel muy importante en la evolución del Caribe noroccidental.

Las fallas que delimitan los corredores tectónicos oblicuos al Orógeno Cubano están alineadas con algunas estructuras de las cuencas de Yucatán y Caimán, demostrando que dicho orógeno y dichas cuencas se desarrollaron de forma coetánea. La edad del registro sinorogénico de las cuencas cubanas sugiere que la soldadura del orógeno a la Placa Norteamericana ocurrió de manera progresiva de Oeste a Este durante el Eoceno.

Nuestros datos permiten visualizar al Caribe noroccidental como un sistema de microplacas, sugiriendo además que el límite transformante entre las placas del Caribe y de Norteamérica experimentó una rotación en sentido horario al mismo tiempo que migraba hacia el Este durante el Cretácico Superior y el Terciario.

### 8.1.4. Oportunidades para la exploración de hidrocarburos en Cuba

El potencial petrolero de Cuba se debe a la existencia de rocas madre de edad jurásica y cretácica que se depositaron en el dominio del Proto-Caribe, formando parte del margen norteamericano, y actualmente aparecen imbricadas en un cinturón de deformación de antepaís en la parte norte del orógeno.

Los diferentes niveles de maduración de las rocas madre cubanas se deben a su posición en el orógeno y a su nivel de enterramiento estructural o estratigráfico. De esta forma, las secuencias Cretácicas post-rift de la parte interior del orógeno suelen presentar maduración alta debido al apilamiento estructural, mientras que hacia el antepaís dichas secuencias solo están maduras en la parte más cercana a la costa (antefosa) donde el enterramiento estratigráfico es mayor. Por otra parte, las secuencias Jurásicas del estadio sinrift pueden tener una maduración óptima principalmente en el antepaís más distal.

Tres sistemas de *plays* principales se diferencian en el Orógeno Cubano asociados al cinturón plegado, a los corredores tectónicos y otras estructuras de desgarre, y al sistema de antepaís. Los yacimientos por descubrir en el sistema de *plays* asociado al cinturón plegado pueden tener crudos de cualquier calidad, siendo ésta un resultado de las características primarias y la madurez de la roca madre, del tipo y magnitud de la migración, de la superposición o no de varios sistemas petroleros, y/o de la ocurrencia de procesos secundarios. Se estima que los yacimientos serán mayoritariamente pequeños en cuanto al volumen de sus reservas y estarán vinculados a trampas de tipo estructural (dúplex, zonas triangulares y retrocabalgamientos). Por otra parte, se estima que los nuevos yacimientos del sistema de *plays* asociado a los corredores tectónicos y estructuras de desgarre sean también pequeños, tengan crudos de buena calidad, y estén relacionados principalmente a trampas estructurales (anticlinales fallados, estructuras en flor y sellos contra falla). Finalmente, se sugiere que los yacimientos no descubiertos en el sistema de *plays* del antepaís tendrán crudos de alta calidad y pueden tener grandes dimensiones. Dichos yacimientos estarán vinculados a trampas de tipo estructural (cabalgamientos ciegos, anticlinales frontales, estructuras invertidas) o de tipo estratigráfico (arrecifes, acuñaamientos, discordancias).

## Las cuencas sinorogénicas como registro de la evolución del Orógeno Cubano

Aunque el sistema de *plays* asociado al antepaís es actualmente el que mayor interés atrae por su valoración de riesgo/recompensa, las características geoquímicas y estructurales del Orógeno Cubano, combinadas con un relativamente bajo nivel de exploración petrolera, sugieren que las otras áreas mencionadas no deben ser descartadas.

### 8.2. PERSPECTIVAS DE FUTURO

El análisis tectonoestratigráfico desarrollado en esta Tesis ha aportado una nueva visión de la estructura del Orógeno Cubano y ha dado respuesta a algunas cuestiones relacionadas con su evolución. No obstante, todavía quedan abiertas muchísimas cuestiones, tales como:

- 1) Compilar una monografía estructural sobre el Orógeno Cubano sobre la base de los elementos y restricciones estratigráficas delineadas en esta Tesis y apoyándonos en otros datos externos (principalmente geoquímicos, estructurales y geofísicos). Esta monografía debería incluir, homogenizar, discutir e integrar los resultados estructurales alcanzados en años recientes.
- 2) Estudiar la estructura cortical del orógeno, particularmente la geometría, extensión y posición en profundidad de la zona de sutura. Estas investigaciones aportarían datos de relevancia para futuras reconstrucciones paleotectónicas y paleogeográficas, así como para evaluar la perspectiva de recursos en el orógeno.
- 3) Confeccionar cortes regionales compensados que permitan reconstruir la historia del acortamiento y la extensión en el orógeno. Estos trabajos permitirían esclarecer la evolución estructural del orógeno y diseñar nuevas estrategias de exploración.
- 4) El Orógeno Cubano se desarrolló en un contexto excepcional y resulta atractivo para estudiar algunas cuestiones de interés general. Por ejemplo: la dinámica de las colisiones oblicuas y de los sistemas transpresivos; la ocurrencia de extensión y partición de la deformación en orógenos; el crecimiento de orógenos por adición de terrenos; la evolución y exhumación de terrenos metamórficos en contextos intra-oceánicos; y los procesos de obducción, acreción y erosión tectónica.
- 5) El estudio del Orógeno Cubano resulta imprescindible para entender la evolución de la Placa del Caribe, particularmente del Caribe noroccidental. Además, el bloque de Cuba oriental es una pieza clave para comprender la evolución del Arco Volcánico Caribeño a partir del Cretácico terminal. Como hipótesis de trabajo se sugiere que dicho bloque probablemente constituyó el nexo o la coyuntura entre la rama occidental del arco, donde la actividad magmática finalizó luego de la subducción-acreción del terreno Caribeana en el Campaniense, y la rama oriental donde el magmatismo continúa hasta la fecha actual. Curiosamente, un nuevo arco, muy local, con características geoquímicas primitivas y polaridad invertida, se desarrolló en Cuba oriental durante la ramificación o separación del Arco Volcánico Caribeño.

# REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alegret, L., I. Arenillas, J. A. Arz, C. Díaz, J. M. Grajales-Nishimura, A. Meléndez, E. Molina, E. Rojas, and A. R. Soria (2005), Cretaceous-Paleogene boundary deposits at Loma Capiro, central Cuba: Evidence for the Chicxulub impact, *Geology*, 33, 721–724.
- Alvarez, W. (1982), Geological evidence for the geographical pattern of mantle return flow and the driving mechanism of plate tectonics, *Journal of Geophysical Research*, 87, 6697–6710.
- Alvarez, W. (2001), Eastbound sublithosphere mantle flow through the Caribbean gap and its relevance to the continental undertow hypothesis, *Terra Nova*, 13, 333–337.
- Alva-Valdivia, L. M., A. Gogutchachvili, J. Cobiella-Reguera, J. Urrutia-Fucugauchi, M. Fundora-Granda, J. M. Grajales-Nishimura, and C. Rosales (2001), Palaeomagnetism of the Guaniguanico Cordillera, western Cuba: a pilot study, *Cretaceous Research*, 22, 705–718.
- Amante, C., and B. W. Eakins, (2009), *ETOPO1. 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis*, NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 19 pages.
- Ball, M. M., C. G. A. Harrison, and P. R. Supko (1969), Atlantic opening and the origin of the Caribbean, *Nature*, 223, 167–168.
- Ball, M. M., R. G. Martin, W. D. Bock, R. E. Sylvester, R. M. Bowles, D. E. Taylor, L. Coward, J. E. Dodd, and L. Gilbert (1985), Seismic structure and stratigraphy of northern edge of Bahaman-Cuban collision zone, *AAPG Bulletin*, 69, 1275–1294.
- Belmustakov, E., E. Dimitriva, M. Ganey, I. Haydutov, I. Kostadinov, S. Ianev, J. Ianeva, E. Kojumdjieva, E. Koshujarova, N. Popov, V. Shopov, P. Tcholakov, D. Tchounev, T. Tzankov, R. Cabrera, C. Diaz, M. Iturralde, and F. Roque (1981), *Geología del territorio Ciego – Camagüey – Las Tunas. Resultado de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1:250 000*, La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Bermúdez, P. J. (1950), Contribución al estudio del Cenozoico Cubano, *Memorias de la Sociedad Cubana de Historia Natural*, 19, 205–375.
- Bird, P. (2003), An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4, 1027.
- Blanco-Quintero, I. F., A. García-Casco, Y. Rojas-Agramonte, A. Rodríguez-Vega, C. Lázaro, and M. A. Iturralde-Vinent (2010), Metamorphic evolution of subducted hot oceanic crust (La Corea mélange, Cuba), *American Journal of Science*, 310, 889–915.
- Blein, O., S. Guillot, H. Lapierre, B. Mercier-de-Lepinay, J. M. Lardeaux, G. Millán, M. Campos, and A. García (2003), Geochemistry of the Mabujina complex, central Cuba: Implications on the Cuban Cretaceous arc rocks, *Journal of Geology*, 111, 89–101.
- Boiteau, A., A. Michard, and P. Saliot (1972), Métamorphisme de haute pression dans le complexe ophiolitique du Purial (Oriente, Cuba), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 274 (série D), 2137–2140.
- Bralower, T. J., and M. A. Iturralde-Vinent (1997), Micropaleontological dating of the collision between the North America Plate and the Greater Antilles Arc in western Cuba, *Palaios*, 12, 133–150.



- Brönnimann, P., and D. Rigassi (1963), Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba and its surroundings, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 56, 193–430.
- Brönnimann, P., and G. Pardo (1954), *Annotations to the correlation chart and catalogue of formations (Las Villas province)*, La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Brönnimann, P., and R. J. Macaulay (1955), *Annotations to correlation chart of the Fomento-Jatibonico areas and catalogue of formations*, La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Brust, J., H. Hüneke, M. Meschede, and M. Sommer (2011), Facies and provenance of basin-margin deposits in the Los Palacios Basin (Capdevila Formation, Cuba), *Facies*, 57, 73–92.
- Bush, V. A., and I. N. Shcherbakova (1986), New data on the deep tectonic of Cuba, *Geotectonics*, 20, 192–203.
- Calais, E., Y. Mazabraud, B. Mercier de Lépinay, P. Mann, G. Mattioli, and P. Jansma (2002), Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements, *Geophysical Research Letters*, 29, 1856.
- Campos, P. G., J. O. Grimalt, L. Berdie, J. O. López-Quintero, and L. E. Navarrete-Reyes (1996), Organic geochemistry of Cuban oils—I. The northern geological province, *Organic Geochemistry*, 25, 475–488.
- Case, J. E., and G. Dengo (1982), The Caribbean region, in *Perspectives in Regional Geological Synthesis: Planning for the Geology of North America*, edited by A. R. Palmer, pp. 163–170, Geological Society of America, DNAG Special Publication, 1.
- Case, J. E., McDonald, W. D. and P. J. Fox (1990), Caribbean crustal provinces: seismic and gravity evidence, in *The Geology of North America. Volume H: The Caribbean Region*, edited by G. Dengo and J. E. Case, pp. 15–36, Geological Society of America, Boulder.
- Case, J. E., T. L. Holcombe, and R. G. Martin (1984), Map of geologic provinces in the Caribbean region, in *The Caribbean–South American Plate Boundary and Regional Tectonics*, edited by W. Bonini, R. Hargraves and R. Shagan, pp. 130, GSA Special Memoir, p. 130.
- Cazañas, X., J. A. Proenza, G. Kysar, J. Lewis, and J. C. Melgarejo (1998), Rocas volcánicas de las series Inferior y Media del Grupo El Cobre en la Sierra Maestra (Cuba Oriental): volcanismo generado en un arco de islas tholeiítico, *Acta Geologica Hispanica*, 33, 57–74.
- Christie-Blick, N., and K. T. Biddle (1985), Deformation and basin formation along strike-slip faults, in *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*, edited by N. Christie-Blick, and K. T. Biddle, pp. 1–34, SEPM Special Publication, 37.
- Clift, P., and P. Vannucchi (2004), Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust, *Review of Geophysics*, 42, RG2001.
- Cobiella-Reguera, J. L. (2005), Emplacement of Cuban ophiolites, *Geologica Acta*, 3, 273–294.
- Cobiella-Reguera, J. L. (2009), Emplacement of the northern ophiolites of Cuba and the Campanian-Eocene geological history of the northwestern Caribbean-SE Gulf of Mexico region, in *The origin and evolution of the Caribbean Plate*, edited by K. H. James, M. A. Lorente, and J. L. Pindell, pp. 315–338, Geological Society, London, Special Publications, 328.
- Cobiella-Reguera, J. L., F. Quintas, M. Campos and M. Hernández (1984), *Geología de la Región central y Suroriental de la Provincia de Guantánamo*, Editorial Oriente, Santiago de Cuba, 125 pages.
- Cobiella-Reguera, J. L., M. Campos, A. Boiteau, and F. Quintas (1977), Geología del flanco sur de la Sierra del Purial, *La Minería de Cuba*, 3, 54–62.
- Coffin, M. F., L. M. Gahagan, and L. A. Lawver (1998), *Present-day Plate Boundary Digital Data Compilation*, University of Texas, Institute for Geophysics, Technical Report No. 174, 5 pages.
- Coney, P. J. (1980), Cordilleran metamorphic core complexes: An overview, in *Cordilleran metamorphic core complexes*, edited by M. D. Crittenden, P. J. Coney, and G. H. Davis, pp. 7–34, Geological Society of America Memoir, 153.
- Cooper, M. (2007), Structural style and hydrocarbon prospectivity in fold and thrust belts: a global review, *Geological Society, London, Special Publications*, 272, 447–472.
- Cruz-Orosa, I., F. Sàbat, E. Ramos, and Y. M. Vázquez-Taset (2012a), Synorogenic basins of central Cuba and collision between the Caribbean and North American plates, *International Geology Review*, 54, 876–906.

- Cruz-Orosa, I., F. Sàbat, E. Ramos, L. Rivero, and Y. M. Vázquez-Taset (2012b), Structural evolution of the La Trocha fault zone: Oblique collision and strike-slip basins in the Cuban Orogen, *Tectonics*, 31, TC5001.
- Cruz-Orosa, I., Y. M. Vázquez-Taset, F. Sàbat, E. Ramos, and G. Bernaola (2012c), Segmentation and welding of the Cuban Orogen: a discussion about the evolution of the NW-Caribbean, *Terra Nova*, in review.
- Cubapetróleo and Simon-Petroleum-Technology (1993), *The Geology and Hydrocarbon Potential of the Republic of Cuba*, La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, 250 pages.
- de Albear, J. F. (1947), Stratigraphic paleontology of Camagüey district, Cuba, *AAPG Bulletin*, 31, 71–91.
- de Albear, J. F., M. A. Iturralde-Vinent, G. Furrázola-Bermúdez, J. R. Sánchez-Arango (Eds.) (1985), *Contribución a la geología de las provincias de La Habana y Ciudad de La Habana*, Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba, 155 pages.
- DeCelles, P. G., and K. A. Giles (1996), Foreland basin systems, *Basin Research*, 8, 105–123.
- DeGolyer, E. (1918), The Geology of Cuban Petroleum Deposits, *AAPG Bulletin*, 2, 133–167.
- Delgado-López, O. (2003), *Geoquímica de los sistemas petroleros presentes en Cuba occidental*, unpublished Master Thesis, La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, 104 pages.
- Delgado-López, O., J. G. López-Rivera, O. Pascual-Fernández, J. O. López-Quintero, and Z. Domínguez (2011), Sistemas petroleros y plays complementarios en la región Habana-Corralillo. Implicaciones para la exploración petrolera, presented at *III Congreso Cubano de Petróleo y Gas (PETROGAS-2011)*, La Habana, Cuba.
- DeMets, C., and M. Wiggins-Grandison (2007), Deformation of Jamaica and motion of the Gonave microplate from GPS and seismic data, *Geophysical Journal International*, 168, 362–378.
- DeMets, C., P. E. Jansma, G. S. Mattioli, T. H. Dixon, F. Farina, R. Bilham, E. Calais, and P. Mann (2000), GPS geodetic constraints on Caribbean-North America Plate Motion, *Geophysical Research Letters*, 27, 437–440.
- Denny, W. M., J. A. Austin, and R. T. Buffler (1994), Seismic stratigraphy and geologic history of Middle Cretaceous through Cenozoic rocks, southern Straits of Florida, *AAPG Bulletin*, 78, 461–487.
- Dewey, J. F. (1976), Ophiolite obduction, *Tectonophysics*, 31, 93–120.
- Díaz de Villalvilla, L. (1997), Caracterización geológica de las formaciones volcánicas y volcano-sedimentarias en Cuba central, provincias Cienfuegos, Villa Clara, Sancti Spíritus, in *Estudios sobre Geología de Cuba*, edited by G. Furrázola-Bermúdez, and K. Núñez-Cambra, pp. 325–344, La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología (published March 1998).
- Dickerson, R. E., and W. H. Butt (1935), Cuban Jurassic, *AAPG Bulletin*, 19, 116–118.
- Dickinson, W. R. (1974), Plate tectonic and sedimentation, in *Tectonic and Sedimentation*, edited by W. R. Dickinson, pp. 1–27, SEPM Special Publication 22, Tulsa, Oklahoma.
- Dickinson, W. R. (1976), *Plate tectonic evolution of sedimentary basins*, AAPG Continuing Education Course Notes Series 1, 62 pages.
- Dickinson, W. R. (1995), Forearc basins, in *Tectonic of Sedimentary Basins*, edited by C. J. Busby, and R. V. Ingersoll, pp. 221–261, Blackwell Science Publishing, Oxford.
- Dickinson, W. R., and D. R. Seely (1979), Structure and stratigraphy of forearc regions, *AAPG Bulletin*, 63, 2–31.
- Dillon, W. P., J. A. Austin Jr., K. M. Scanlon, N. T. Edgar, and L. M. Parson (1992), Accretionary margin of north-western Hispaniola: Morphology, structure, and development of the northern Caribbean plate boundary, *Marine and Petroleum Geology*, 9, 70–88.
- Dolan, J. F., H. T. Mullins, and D. J. Wald (1998), Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs, *GSA Special Papers*, 326, 1–61.
- Domínguez, Z., J. O. López-Quintero (2004), Caracterização geoquímica de petróleos cubanos: classificação baseada em biomarcadores saturados, presented at *III Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás*, Salvador, Brazil.
- Donnelly, T. W. (1985), Mesozoic and Cenozoic plate evolution of the Caribbean region, in *The Great American Biotic Interchange*, edited by F. G. Stehli and S. D. Webb, pp. 89–121, Plenum Press, New York.
- Draper, G., and A. Barros (1994), Chapter 4: Cuba, in *Caribbean geology: An introduction*, edited by S. K. Donovan, and T. A. Jackson, pp. 65–86, Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers' Association.

- Echevarría, G., C. Sosa, C. Fariña, M. Yero, R. García, J. López, R. Otero, R. Tenreiro, E. Linares, R. Cruz, R. Rodríguez, R. Laguardia, and O. Castro (1995), *Informe sobre el bloque 11*, La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, unpublished report.
- Echevarría-Rodríguez, G., G. Hernández-Pérez, J. O. López-Quintero, J. G. López-Rivera, R. Rodríguez-Hernández, J. R. Sánchez-Arango, R. Socorro-Trujillo, R. Tenreiro-Pérez, and J. L. Yparraguirre-Peña (1991), Oil and gas exploration in Cuba, *Journal of Petroleum Geology*, 14, 259–274.
- Einsele, G. (2000), *Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget*, Springer-Verlag, 792 pages.
- Fonseca, E., V. N. Zelepugin, and M. Heredia (1985), Structure of the ophiolite association of Cuba, *Geotectonic*, 19, 321–329.
- Fossen, H. (2000), Extensional tectonics in the Caledonides: synorogenic or postorogenic? *Tectonics*, 19, 213–224.
- Fossen, H. (2010), *Structural Geology*, Cambridge University Press, 480 pages.
- Frisch, W., M. Meschede, and R. Blakey (2011), *Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany, 212 pages.
- Furrazola-Bermúdez, G., and K. Núñez-Cambra (Eds.) (1997), *Estudios sobre Geología de Cuba*, La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología (published March 1998).
- Furrazola-Bermúdez, G., C. M. Judoley, M. S. Mijailovskaya, Y. S. Miroljubov, I. P. Novojatsky, A. Núñez-Jiménez, and J. B. Sokolova (1964), *Geología de Cuba*, La Habana, Cuba, 239 pages.
- García-Casco, A., M. A. Iturralde-Vinent, and J. L. Pindell (2008), Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and Caribbeana: Origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles, *International Geology Review*, 50, 781–809.
- García-Casco, A., R. L. Torres-Roldán, G. Millán, P. Monié, and F. Haissen (2001), High-grade metamorphism and hydrous melting of metapelites in the Pinos terrane (W Cuba): Evidence for crustal thickening and extension in the northern Caribbean collisional belt, *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 699–715.
- García-Casco, A., R. L. Torres-Roldán, G. Millán, P. Monié, and J. Schneider (2002), Oscillatory zoning in eclogitic garnet and amphibole, Northern Serpentinite Melange, Cuba: a record of tectonic instability during subduction?, *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 581–598.
- García-Casco, A., R. L. Torres-Roldán, M. A. Iturralde-Vinent, G. Millán, K. Núñez, C. Lázaro, and A. Rodríguez-Vega (2006), High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba, *Geologica Acta*, 4, 63–88.
- García-Delgado, D., R. Delgado-Damas, G. Millán, L. Díaz de Villalvilla, K. Sukar-Sastroputro, I. Llanes, L. Bernal, Y. Rojas-Agramonte, C. Pérez-Pérez, C. Díaz-Otero, G. Furrazola-Bermúdez, L. Peñalver, I. García-Cádiz, M. Pardo, V. Suárez, and E. Duani (1998), Mapa Geológico de Cuba Central (Provincias Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spíritus) a escala 1:100000, presented at *III Congreso Cubano de Geología y Minería*, La Habana, Cuba.
- Gervilla, F., J. A. Proenza, R. Frei, J. M. González-Jiménez, C. J. Garrido, J. C. Melgarejo, A. Meibom, R. Díaz-Martínez and W. Lavaut (2005), Distribution of platinum-group elements and Os isotopes in chromite ores from Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba), *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 150, 589–607.
- Giedt, N., and O. E. Schooler (1959), *Geology of Sierra de Cubitas and Camaján Hills, Camagüey, Cuba*, La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Goffey, G. P., J. Craig, T. Needham, and R. Scott (2010), *Hydrocarbons in Contractional Belts*, Geological Society, London, Special Publications 348, 190 pages.
- Gómez, J., et al. (1998), INFOPET.GIS: *Metodología para el establecimiento de una aplicación GIS de carácter general, Proyecto Nacional escala 1: 250000*, La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, unpublished report.
- Gordon, M. B., P. Mann, D. Cáceres, and R. M. Flores (1997), Cenozoic tectonic history of the North America–Caribbean plate boundary zone in western Cuba, *Journal of Geophysical Research*, 102(B5), 10055–10082.
- Gradstein, F. M., L. F. Jansa, S. P. Srivastava, M. A. Williamson, G. B. Carter, and B. Stam (1990), Aspects of North Atlantic paleo-oceanography, in *Geology of the continental margin of Canada*, edited by M. J. Keen and G. L. Williams, pp. 351–389, *Geological Society of Canada, Geology of Canada*, 2.
- Grimalt, J. O., P. G. Campos, L. Berdie, J. O. López-Quintero, and L. E. Navarrete-Reyes (2002), Organic geochemistry of the oils from the southern geological Province of Cuba, *Applied Geochemistry*, 17, 1–10.

- Gyarmati, P. (1983), Las formaciones metamórficas de Cuba oriental, in *Contribución a la Geología de Cuba Oriental*, edited by J. F. Alvear, E. Nagy, and G. Radócz, pp. 90-98, La Habana, Cuba, Editorial Científico-Técnica.
- Hatten, C. W. (1957), *Geologic report on Sierra de los Órganos*, La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Hatten, C. W., O. E. Schooler, N. Giedt, and A. A. Meyerhoff (1958), *Geology of central Cuba, eastern Las Villas and western Camagüey provinces*, La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Hempton, M. R., and J. A. Barros (1993), Mesozoic stratigraphy of Cuba: Depositional architecture of a southeast facing continental margin, *GCSSEPM Foundation 13th Annual Research Conference Proceeding*, 193–209.
- Hernández-Pérez, G. H., and J. F. Blickwede (2000), Cuba deepwater exploration opportunities described in southeastern Gulf of Mexico, *Oil and Gas Journal*, 98, 42–48.
- Hutson, F., P. Mann, and P. Renne (1998),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of single muscovite grains in Jurassic siliciclastic rocks (San Cayetano Formation): Constraints on the paleoposition of western Cuba, *Geology*, 26, 83–86.
- Ingersoll, R. V. (1988), Tectonic of sedimentary basins, *GSA Bulletin*, 100, 1704–1719.
- Ingersoll, R. V. (2012), Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature, in *Tectonics of sedimentary basins: recent advances*, edited by C. Busby, and A. Azor, pp. 3–43, Blackwell Publishing Ltd.
- Ingersoll, R. V., and C. J. Busby (1995), Tectonics of sedimentary basins, in *Tectonic of Sedimentary Basins*, edited by C. J. Busby, and R. V. Ingersoll, pp. 1–52, Blackwell Science Publishing, Oxford.
- Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía (1977), *Mapa de la República de Cuba 1:50000*, ICGC, La Habana, Cuba.
- Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía (1983), *Mapa de la República de Cuba 1:100000*, ICGC, La Habana, Cuba.
- Ipatenko, S. (1968), *Informe sobre las investigaciones magnetométricas y gravimétricas en la provincia de Camagüey*, La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Iturralde-Vinent, M. (2003), The conflicting paleontologic vs. stratigraphic record of the formation of the Caribbean seaway, *AAPG Memoir*, 79, 75–88.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1994), Cuban geology: a new plate tectonic synthesis, *Journal of Petroleum Geology*, 17, 39–70.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1995), Cuencas sedimentarias del Paleoceno-Eoceno de Cuba, *Boletín Sociedad Venezolana de Geología*, 20, 75–80.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1996a), Geología de las Ofiolitas de Cuba, in *Cuban ophiolites and volcanic arcs. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364*, edited by M. A. Iturralde-Vinent, pp. 83–120, Miami, Florida.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1996b), Cuba: el arco de islas volcánicas del Cretácico, in *Cuban ophiolites and volcanic arcs. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364*, edited by M. A. Iturralde-Vinent, pp. 179–189, Miami, Florida.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1997), Introducción a la geología de Cuba, in *Estudios sobre Geología de Cuba*, edited by G. Furrzola-Bermúdez, and K. Núñez-Cambra, pp. 35–68, La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología (published March 1998).
- Iturralde-Vinent, M. A. (1998), Sinopsis de la constitución geológica de Cuba, *Acta Geológica Hispánica*, 33, 9–56.
- Iturralde-Vinent, M. A. (2006), Meso-Cenozoic Caribbean paleogeography: Implications for the historical biogeography of the region, *International Geology Review*, 48, 791–827.
- Iturralde-Vinent, M. A., and E. G. Lidiak (2006), Caribbean Plate Tectonics: Stratigraphic, Magmatic, Metamorphic and Tectonic Events (UNESCO/IUGS IGCP Project 433), *Geologica Acta*, 4 (1-2).
- Iturralde-Vinent, M. A., C. Díaz-Otero, A. García-Casco, and D. J. J. van Hinsbergen (2008), Paleogene foredeep basin deposits of north-central Cuba: A record of arc-continent collision between the Caribbean and North American plates, *International Geology Review*, 50, 863–884.
- Iturralde-Vinent, M. A., C. Díaz-Otero, A. Rodríguez-Vega, and R. Díaz-Martínez (2006), Tectonic implications of paleontologic dating of Cretaceous-Danian sections of Eastern Cuba, *Geologica Acta*, 4, 89–102.
- Iturralde-Vinent, M. A., D. Tchounev, and R. Cabrera (Eds.) (1981), *Geología del territorio de Ciego-Camagüey-Las Tunas: Resultados de las investigaciones científicas y del levantamiento geológico escala 1:250 000*, La Habana, Cuba, Archivo del Servicio Geológico Nacional, unpublished report.

- James, K. H. (2006), Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter-American origin, *Geologica Acta*, 4, 279–302,
- James, K. H. (2009a), In situ origin of the Caribbean: discussion of data, in *The origin and evolution of the Caribbean Plate*, edited by K. H. James et al., pp. 77–125, *Geological Society, London, Special Publications*, 328.
- James, K. H. (2009b), Evolution of Middle America and the in situ Caribbean Plate model, in *The origin and evolution of the Caribbean Plate*, edited by K. H. James et al., pp. 127–138, *Geological Society, London, Special Publications*, 328.
- James, K. H., M. A. Lorente, and J. L. Pindell (2009), *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, *Geological Society, London, Special Publications*, 328.
- Johnson, M. R. W., and S. L. Harley (2012), *Orogenesis: The Making of Mountain*, Cambridge University Press, 388 pages.
- Jordan, T. E. (1995), Retroarc Foreland and Related Basins, in *Tectonic of Sedimentary Basins*, edited by C. J. Busby, and R. V. Ingersoll, pp. 331–362, Blackwell Science Publishing, Oxford.
- Kantchev, I. (Ed.) (1978), *Informe geológico de la provincia Las Villas – Resultados de las investigaciones geológicas a escala 1:250 000 durante el período 1969–1975*, La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Kartashov, I. P., A. Cherniajowski, and L. L. Peñalver (1981), *El Antropógeno de Cuba*, Nauka, Moscow, 147 pages (in Russian).
- Kartashov, I. P., N. A. Mayo, A. Cherniajowski, and L. L. Peñalver (1976), Descripción de algunas formaciones geológicas del Sistema Cuaternario de Cuba reconocidas recientemente, *Serie Geológica*, 26, 1–6.
- Katz, B. J. (1984), Source quality and richness of Deep Sea Drilling Project Site 535 sediments, southeastern Gulf of Mexico, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 77*, edited by R. T. Buffer, W. Schlager, J. L. Bowdler, P. H. Cotillon, R. B. Halley, H. Kinoshita, L. B. Magoon, C. L. McNulty, J. W. Patton, I. Premoli-Silva, O. Avello-Suarez, M. M. Testarmata, R. V. Tyson, and D. K. Watkins, pp. 445–450, Washington (U.S. Government Printing Office).
- Kerr, A. C., M. A. Iturralde-Vinent, A. D. Saunders, T. L. Babbs, and J. Tarney (1999), A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks, *GSA Bulletin*, 111, 1581–1599.
- Khudoley, C. (1967), Principal features of Cuban geology, *AAPG Bulletin*, 51, 668–677.
- Kingston, D. R., C. P. Dishroon, and P. A. Williams (1983), Global Basin classification system, *AAPG Bulletin*, 67, 2175–2193.
- Kozary, M. T. (1957), *Geology of the Cautillo Basin*, La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Kysar, G. (2001), *The role of magmatism in the evolution of the northern Caribbean margin, The Sierra Maestra (southern Cuba)*, Unpublished Ph.D. Thesis, Washington D.C., The George Washington University, 187 pages.
- Kysar, G., J. F. Lewis, and J. K. Mortensen (1998), U-Pb zircon age constraints for Paleogene igneous rocks of the Sierra Maestra, southeastern Cuba, presented at *Geological Society of America Annual Meeting*, Toronto, Canada.
- Kysar, G., J. F. Lewis, M. R. Perfit, G. Kamenov, J. K. Mortensen, T. Ulrich, and R. Friedman (2009), Granitoids with a continental affinity from the NW wall of the Cayman trench: Implications for Subduction Zone magmatism in the Cayman, Sierra Maestra, N Chortis Block and Nicaraguan Rise, presented at *Third Cuban Convention of Earth Science, Geociencias 2009 “Subduction zones of the Caribbean”*, La Havana, Cuba.
- Lacombe, O., J. Lavé, F. Roure, and J. Vergés (2007), *Thrust Belts and Foreland Basins, From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems*, *Frontiers in Earth Sciences*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany, 491 pages.
- Lafarge, E., F. Marquis, and D. Pillot (1998), Rock Eval 6 Applications in Hydrocarbon Exploration, Production and Soil Contamination Studies, *Revue de L’institut Français du Pétrole*, 53, 421–437.
- Laske, G., and G. Masters (1997), *A global digital map of sediment thickness*, *EOS Trans. AGU*, 78, F483.
- Lázaro, C., A. García-Casco, Y. Rojas-Agramonte, A. Kröner, F. Neubauer, and M. A. Iturralde-Vinent (2009), Fifty-five-million-year history of oceanic subduction and exhumation at the northern edge of the Caribbean plate (Sierra del Convento mélange, Cuba), *Journal of Metamorphic Geology*, 27, 19–40.

- Lebron, M. C., and M. R. Perfit (1993), Stratigraphic and petrochemical data support subduction polarity reversal of the Cretaceous Caribbean Island Arc, *The Journal of Geology*, 101, 389–396.
- Lebron, M. C., and M. R. Perfit (1994), Chemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic, *Tectonophysics*, 229, 69–100.
- Leroy, S., A. Mauffret, P. Patriat, and B. Mercier de Lépinay (2000), An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies, *Geophysical Journal International*, 141, 539–557.
- Letouzey, J., F. Gaumet, I. Moretti, J. R. Sanchez-Arango, and R. Tenreyro (2003), Tectonics and petroleum systems of the southern Gulf of Mexico, North Cuba, presented at *American Association of Petroleum Geologists International Meeting*, Barcelona, Spain.
- Lewis, J. F., G. Draper, J. A. Proenza, J. Espaillet, and J. Jiménez (2006), Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A Review of their Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation, *Geologica Acta*, 4, 237–263.
- Lewis, J. F., M. R. Perfit, M. G. Kysar, R. Aravalo, J. K. Mortensen, T. Ullrich, R. Friedman, and G. Kamenov (2005), Anomalous granitoid compositions from the northwestern Cayman Trench: Implications for the composition and evolution of the Cayman Ridge, presented at *17th Caribbean Conference*, San Juan, Puerto Rico.
- Lewis, J. W. (1932a), Geology of Cuba, *AAPG Bulletin*, 16, 533–555.
- Lewis, J. W. (1932b), Probable age of Aptychus-bearing formations of Cuba, *AAPG Bulletin*, 16, 943–944.
- Linares, E., D. E. García-Delgado, O. Delgado-López, J. G. López-Rivera, and V. Strazhevich (2011), Libro: Yacimientos y manifestaciones de hidrocarburos de la República de Cuba, presented at *III Congreso Cubano de Petróleo y Gas (PETROGAS-2011)*, La Habana, Cuba.
- Linares, E., M. Yero-Batista, I. Hernández-González, and Y. R. Valdez-Pino (1998), Map and record of the geological locations of interest for petroleum investigation in the Republic of Cuba, *AAPG Bulletin*, 82, 1934.
- Linares, E., P. Osadchy, A. Dovbnia, S. Gil, D. García, L. García, A. Zuazo, R. González, V. Bella, A. Brito, W. Bush, M. Cabrera, C. Capote, J. L. Cobiella, L. Díaz de Villalvilla, O. Eguipko, Y. Evdokimov, E. Fonseca, G. Furrázola, J. Hernández, C. M. Judoley, L. Kondakov, A. Markovsky, A. Norman, M. Pérez, L. Peñalver, I. Tijomirov, V. Trofimov, A. Vtulochkin, F. Vergara, A. Zagoskin, and V. Zelepuguin (1985), *Mapa geológico de la República de Cuba*, escala 1:500000 (5 sheets), La Habana, Cuba/Moscow, USSR: Academy of Sciences of Cuba/USSR Academy of Sciences.
- Lister, G. S., and G. A. Davis (1989), The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A, *Journal of Structural Geology*, 11, 65–94.
- Lopez-Quintero, J. O., P. G. Campos, L. E. Navarrete-Reyes, and M. L. Príncipe-Valdez (1994), Cuban source rocks, presented at *Fourth Latin American Congress on Organic Geochemistry*, Bucaramanga, Colombia.
- López-Quintero, J. O., P. G. Campos, L. E. Navarrete-Reyes, and M. L. Príncipe-Valdez (1993), *Rocas madres de Cuba*, La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, unpublished report.
- López-Rivera J. G., et al. (2001), *Actualización del potencial de Hidrocarburos de la República de Cuba. Actualización del potencial de Hidrocarburos de Cuba para el Período 1998 – 2002*, La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, unpublished report.
- López-Rivera, J. G., J. O. López-Quintero, B. R. Domínguez, and S. Toucet (2003), Petroleum geology characterization and oil potential in the southwestern sector of the Cuban Exclusive Economic Zone (CEEZ) in the Gulf of Mexico, presented at *American Association of Petroleum Geologists International Meeting*, Barcelona, Spain.
- López-Rivera, J. G., J. O. López-Quintero, R. Tenreyro, M. Marrero, S. Valladares-Amaro, J. R. Sánchez-Arango, and G. Hernández-Pérez (1999), Cuban Deep Water Gulf of Mexico Offshore Area: Petroleum Systems, presented at *III Conferencia Internacional Conjunta AMPG/AAPG*, Veracruz, Mexico.
- Magnier, C., I. Moretti, J. O. López-Quintero, F. Gaumet, J. G. López-Rivera, and J. Letouzey (2004), Geochemical characterization of source rocks, crude oils and gases of northwest Cuba, *Marine and Petroleum Geology*, 21, 195–214.
- Magoon, L. B., and W. G. Dow (1994), The petroleum system, in *The petroleum system—from source to trap*, edited by L. B. Magoon, and W. G. Dow, pp. 3–24, AAPG Memoir 60.

- Maksimov, S. P., T. A. Botneva, R. G. Pankina, K. A. Kleshchev, V. S. Shein, H. Yparraguirre, and H. O. López (1986), Genetic oil types in the petroliferous basins of Cuba, *International Geology Review*, 28, 704–710.
- Mann, P. (1997), Model for the formation of large, transtensional basins in zones of tectonic escape, *Geology*, 25, 211–214.
- Mann, P. (1999), Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to Present, in *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, edited by P. Mann, pp. 3–31, Elsevier Science B.V., Amsterdam, The Netherlands.
- Mann, P., E. Calais, J. C. Ruegg, Ch. DeMets, P. E. Jansma, and G. S. Mattioli (2002), Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations, *Tectonics*, 21(6), 1057.
- Mann, P., F. W. Taylor, R. Edwards, and Ku Teh-Lung (1995), Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: an example from the northeastern Caribbean plate margin, *Tectonophysics*, 246, 1–69.
- Mann, P., M. R. Hempton, D. C. Bradley, and K. Burke (1983), Development of Pull-Apart Basins, *Journal of Geology*, 91, 529–554.
- Marchesi, C., C. J. Garrido, M. Godard, J. A. Proenza, F. Gervilla, and J. A. Blanco-Moreno (2006), Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba), *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 717–736.
- Marsaglia, K. M. (1995), Interarc and Backarc Basins, in *Tectonic of Sedimentary Basins*, edited by C. J. Busby, and R. V. Ingersoll, pp. 299–329, Blackwell Science Publishing, Oxford.
- Martínez, E., S. Toucet, R. Gómez, J. L. Yparraguirre, et al. (2004), *Informe sobre los resultados de la Adquisición 2004 en el Bloque 21*, La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, unpublished report.
- Masaferro, J. L., J. Poblet, M. Bulnes, G. P. Eberli, T. H. Dixon, and K. McClay (1999), Palaeogene–Neogene/present day (?) growth folding in the Bahamian foreland of the Cuban fold and thrust belt, *Journal of the Geological Society*, 156, 617–631.
- Masaferro, J. L., M. Bulnes, J. Poblet, and G. P. Eberli (2002), Episodic folding inferred from syntectonic carbonate sedimentation: the Santaren anticline, Bahamas foreland, *Sedimentary Geology*, 146, 11–24.
- McCann, T., and A. Saintot (Eds.) (2003), *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record*, Geological Society of London, Special Publication 208, 356 pages.
- McGrew, A. J., M. T. Peters, and J. E. Wright (2000), Thermobarometric constraints on the tectonothermal evolution of the East Humboldt Range metamorphic core complex, Nevada, *Geological Society of America Memoir*, 112, 45–60.
- Meschede, M., and W. Frisch (1998), A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate, *Tectonophysics*, 296, 269–291.
- Meyerhoff, A. A., and C. W. Hatten (1968), Diapiric structure in central Cuba, *AAPG Memoir*, 8, 315–357.
- Meyerhoff, A. A., and C. W. Hatten (1974), Bahamas salient of North America: Tectonic framework, stratigraphy and petroleum potential, *AAPG Bulletin*, 58, 1201–1239.
- Miall, A. D. (1995), Collision-Related Foreland Basins, in *Tectonic of Sedimentary Basins*, edited by C. J. Busby, and R. V. Ingersoll, pp. 393–424, Blackwell Science Publishing, Oxford.
- Miall, A. D. (2000), *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, third edition: Springer-Verlag, New York, 616 pages.
- Milani, E. J., and A. Thomaz Filho (2000), Sedimentary basins of South America, in *Tectonic evolution of South America*, edited by U. C. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, and D. A. Campos, pp. 389–452, 31st International Geological Congress, Río de Janeiro, Brazil.
- Millán, G. (1996), Geología del Complejo Mabujina, in *Cuban ophiolites and volcanic arcs. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364*, edited by M. A. Iturralde-Vinent, pp. 48–69, Miami, FL.
- Millán, G. (1997a), Posición estratigráfica de las metamorfitas cubanas, in *Estudios sobre Geología de Cuba*, edited by G. Furrázola-Bermúdez, and K. Núñez-Cambra, pp. 251–258, La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología (published March 1998).



- Millán, G. (1997b), Geología del macizo metamórfico de la Isla de la Juventud, in *Estudios sobre Geología de Cuba*, edited by G. Furrázola-Bermúdez, and K. Núñez-Cambra, pp. 259–270, La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología (published March 1998).
- Millán, G. (1997c), Geología del macizo metamórfico Escambray, in *Estudios sobre Geología de Cuba*, edited by G. Furrázola-Bermúdez, and K. Núñez-Cambra, pp. 271–288, La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología (published March 1998).
- Millán, G., and M. L. Somin (1981), *Litología, Estratigrafía, tectónica y metamorfismo del Macizo del Escambray*, La Habana, Cuba, Academia de Ciencias de Cuba, 104 pages.
- Millán, G., and M. L. Somin (1985), *Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial*, La Habana, Cuba, Academia de Ciencias de Cuba, 74 pages.
- Millán, G., M. L. Somin, and C. Díaz-Otero (1985), Nuevos datos sobre la geología del macizo montañoso de la Sierra del Purial, Cuba Oriental, *Reporte de Investigación del Instituto de Geología y Paleontología*, 2, 52–74.
- Mitchell, A. H. G., and H. G. Reading (1986), Sedimentation and tectonics, in *Sedimentary Environments and Facies*, edited by H. G. Reading, pp. 471–519, Blackwell Publishing, Oxford.
- Mitrovica, J. X., C. Beaumont, and G. T. Jarvis (1989), Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction, *Tectonics*, 8, 1079–1094.
- Molnar, P., and L. Sykes (1969), Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *GSA Bulletin*, 80, 1639–1684.
- Mooney, W. D., G. Laske, and T. G. Masters (1998), CRUST 5.1: A global crustal model at  $5^\circ \times 5^\circ$ , *Journal of Geophysical Research*, 103, 727–747.
- Moore, E. M., and R. J. Twiss (1995), *Tectonics*, W.H. Freeman and Company, 415 pages.
- Moore, E. M., and R. W. Fairbridge (1997), *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology*, Chapman & Hall, London, UK, 811 pages.
- Moreno-Toiran, B. (2003), The crustal structure of Cuba derived from receiver functions analysis, *Journal of Seismology*, 7, 359–375.
- Moretti I., R. Tenreyro, E. Linares, J. G. Lopez, J. Letouzey, C. Magnier, F. Gaumet, J. C. Lecomte, J. O. Lopez, and S. Zimine (2003), Petroleum System of the Cuban Northwest Offshore Zone, in *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*, edited by C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, pp. 675–696, AAPG Memoir 79.
- Nagy, E., A. Brito, P. Jakus, P. Gyarmati, K. Brezsnianszky, G. L. Franco, G. Y. Radocz, N. Pérez, F. Formell, J. F. de Albear, and A. Torre (1983), *Contribución a la Geología de Cuba Oriental*, Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba, 273 pages.
- Navarrete-Reyes, L. E., P. G. Campos, and J. O. Lopez-Quintero (1994), Depositional environments of Cuban oils determined by biological markers, presented at *Fourth Latin American Congress on Organic Geochemistry*, Bucaramanga, Colombia.
- Nemcok, M., S. Schamel, and R. Gayer (2005), *Thrustbelts: Structural Architecture, Thermal Regimes and Petroleum Systems*, Cambridge University Press, 554 pages.
- Nilsen, T. H., and A. G. Sylvester (1995), Strike-Slip Basins, in *Tectonics of Sedimentary Basins*, edited by C. J. Busby, and R. V. Ingersoll, pp. 425–457, Cambridge, Massachusetts, Blackwell Science.
- Ori, G., and P. F. Friend (1984), Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets, *Geology*, 12, 475–478.
- Ortega-Obregón, C., L. A. Solari, J. D. Keppie, F. Ortega-Gutiérrez, J. Solé, and S. Morán-Ical (2008), Middle-Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal-Salamá area, central Guatemala: Implications for North America–Caribbean plate tectonics, *GSA Bulletin*, 120, 556–570.
- Otero, R., J. L. Prol, R. Tenreyro, and G. L. Arriaza (1998), Características de la corteza terrestre de Cuba y su plataforma marina, *Minería y Geología*, 15, 31–35.
- Pairazian, V., V. Larkin, Y. Kachalov, V. Kleimenov, V. Kuznetsov, V. Ovsianikov, L. Jotintseva, A. Martínez, and R. Paula (1975), *Estudio de los petróleos, gases, aguas y bitúmenes de los depósitos mesocenoicos de la República de Cuba y su plataforma marina*, La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, unpublished report.

- Palacas, J. G., J. D. King, G. E. Claypool, and L. B. Magoon (1984), Origin of asphalt and adjacent oil stains in lower cretaceous fractured limestones, deep sea drilling project leg 77, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 77*, edited by R. T. Buffer, W. Schlager, J. L. Bowdler, P. H. Cotillon, R. B. Halley, H. Kinoshita, L. B. Magoon, C. L. McNulty, J. W. Patton, I. Premoli-Silva, O. Avello-Suarez, M. M. Testarmata, R. V. Tyson, and D. K. Watkins, pp. 477–488, Washington (U.S. Government Printing Office).
- Palmer, R. H. (1934), The geology of Habana, Cuba, and vicinity, *Journal of Geology*, 42, 123–145.
- Palmer, R. H. (1945), Outline of the geology of Cuba, *Journal of Geology*, 53, 1–34.
- Pardo G. (2009), *Geology of Cuba*, AAPG Studies in Geology Series, 58, 73 pages.
- Pardo, G., 1975, Geology of Cuba, in *The ocean basins and margins, Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean*, edited by A. E. M. Nairn and F. G. Stehli, pp. 553–615, New York, Plenum.
- Pardo, M. (1996), Zonación gravimagnética y modelo geofísico-geológico conceptual del cinturón plegado cubano, in *Cuban ophiolites and volcanic arcs. Special Contribution no. 1 to IGCP Project 364*, edited by M. A. Iturralde-Vinent, pp. 70–80, Miami, Florida.
- Parnell, J., M. Baron, P. Mann, and P. Carey (2003), Oil migration and bitumen formation in a hydrothermal system, Cuba, *Journal of Geochemical Exploration*, 78–79, 409–415.
- Perfit, M. R., and B. C. Heezen (1978), The geology and evolution of the Cayman Trench, *GSA Bulletin*, 89, 1155–1174.
- Peter Clift, P., and P. Vannucchi (2004), Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust, *Review of Geophysics*, 42, 1–31.
- Petzet, A. (2000), Heavy oil production rising, but exploration low in Cuba, *Oil and Gas Journal*, 3, 70–71.
- Pindell, J. L. (1985), Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean Sea, *Tectonics*, 4, 1–39.
- Pindell, J. L. (1991), Geologic rationale for hydrocarbon exploration in the Caribbean and adjacent regions, *Journal of Petroleum Geology*, 14, 237–257.
- Pindell, J. L. (1994), Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, in *Caribbean Geology: An Introduction*, edited by S. K. Donovan and T. A. Jackson, pp. 13–39, University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica.
- Pindell, J. L., and J. F. Dewey (1982), Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region, *Tectonics*, 1, 179–211.
- Pindell, J. L., and L. Kennan (2001), Kinematics evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean, in *Transactions of the Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (GCSSEPM), 21st Annual Bob F. Perkins Research Conference: Petroleum Systems of Deep-Water Basins*, edited by R. Fillon, N. Rosen, P. Weimer, A. Lowrie, H. Pettingill, R. Phair, H. Roberts, and B. van Hooorn, pp. 193–220, Houston, Texas.
- Pindell, J. L., and L. Kennan (2009), Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update, in *The origin and evolution of the Caribbean Plate*, edited by K. H. James, M. A. Lorente, and J. L. Pindell, pp. 1–55, Geological Society, London, Special Publications, 328.
- Pindell, J. L., and S. F. Barrett (1990), Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective, in *Geology of North America, vol. H, The Caribbean Region*, edited by G. Dengo, and J. E. Case, pp. 405–432, Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Pindell, J. L., L. Kennan, W. V. Maresch, K. P. Stanek, and G. Draper (2006), Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: Eight controversies resolved, *Geologica Acta*, 4, 303–341.
- Pindell, J. L., L. Kennan, W. V. Maresch, K. P. Stanek, G. Draper, and R. Higgs (2005), Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in *Proto-Caribbean margins*, in *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela*, edited by H. G. Avé-Lallemant, and V. B. Sisson, pp. 7–52, GSA Special Papers, 394.
- Pindell, J. L., S. C. Cande, W. C. Pitman III, D. B. Browley, J. F. Dewey, J. Labreque, and W. Haxby (1988), A plate-kinematics framework for models of Caribbean evolution, in *Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions*, edited by C. R. Scotese and W. W. Sager, pp. 121–138, Tectonophysics, 155(1–4).
- Poag, C., and P. C. Valentine (1988), Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the United States Atlantic continental shelf and slope, in *The Atlantic continental margin of U.S.*, edited by R. E. Sheridan, and J. A. Grow, pp. 67–85, *Geological Society America: The geology of North America*, Boulder, Colorado.

- Proenza, J. A., E. Alfonso, J. C. Melgarejo, F. Gervilla, J. Tritlla, and A. E. Fallick (2003), D, O and C isotopes in podiform chromitites as fluid tracers for hydrothermal alteration processes of the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt, eastern Cuba, *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, 117–122.
- Proenza, J. A., F. Gervilla, J. C. Melgarejo, J. L. Bodinier (1999), Al- and Cr- rich chromitites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotite in suprasubduction mantle, *Economic Geology*, 94, 547–566.
- Proenza, J. A., R. Díaz-Martínez, A. Iriondo, C. Marchesi, J. C. Melgarejo, F. Gervilla, C. J. Garrido, A. Rodríguez-Vega, R. Lozano-Santacruz, and J. A. Blanco-Moreno (2006), Primitive Cretaceous island-arc volcanic rocks in eastern Cuba: The Téneme Formation, *Geologica Acta*, 4, 103–121.
- Pszczolkowski, A. (1978), Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba; their lithostratigraphy, facies development and paleogeography, *Acta Geologica Polonica*, 28, 1–96.
- Pszczolkowski, A. (1986), Secuencia estratigráfica de Placetas en el área limítrofe de las provincias de Matanzas y Villa Clara (Cuba), *Bulletin of the Polish Academy of Sciences*, 34, 67–79.
- Pszczolkowski, A. (1994), Lithostratigraphy of Mesozoic and Palaeogene rocks of Sierra del Rosario, western Cuba, *Studia Geologica Polonica*, 105, 39–66.
- Pszczolkowski, A. (1999), The exposed passive margin of North America in western Cuba, in *Caribbean basins: Sedimentary basins of the world, Volume 4*, edited by P. Mann, pp. 93–121, Amsterdam, The Netherlands, Elsevier Science.
- Pszczolkowski, A. (Ed.) (1987), *Contribución a la geología de la provincia de Pinar del Río*, Editorial Científico-Técnica, La Habana, Cuba, 255 pages.
- Pszczolkowski, A., and R. Myczynski (2003), Stratigraphic constraints on the Late Jurassic–Cretaceous paleotectonic interpretations of the Placetas belt in Cuba, in *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*, edited by C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, pp. 545–581, AAPG Memoir, 79.
- Pszczolkowski, A., and R. Myczynski (2010), Tithonian–early Valanginian evolution of deposition along the proto-Caribbean margin of North America recorded in Guaniguanico successions (western Cuba), *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 225–253.
- Pushcharovsky, Yu. (ed.) (1988), *Geologic map of the Republic of Cuba, scale 1:250000* (40 sheets), La Habana, Cuba/Moscow, USSR, Academy of Sciences of Cuba/USSR Academy of Sciences.
- Pushcharovsky, Yu. M., A. A. Mossakovsky, G. E. Nekrasov, et al. (1989a), *Nota explicativa al Mapa Geológico de Cuba a escala 1:250 000*, La Habana, Cuba/Moscow, USSR, Academy of Sciences of Cuba/USSR Academy of Sciences.
- Pushcharovsky, Yu., A. Mossakovsky, G. Nekrasov, S. Sokolov, and M. A. Iturralde-Vinent (1989b), *Tectonic map of Cuba, scale 1:500000* (4 sheets), La Habana, Cuba/Moscow, USSR, Academy of Sciences of Cuba/USSR Academy of Sciences.
- Quintas, F. (1987), Formación Mícara en Yumurí Arriba, Baracoa. Clave para la interpretación de la Geología Histórica pre-Paleocénica de Cuba Oriental, *Geología y Minería*, 5, 3–20.
- Quintas, F. (1988), Formación Mícara en Yumurí Arriba, Baracoa. Clave para la interpretación de la Geología Histórica pre-Paleocénica de Cuba Oriental (2ª Parte), *Geología y Minería*, 6, 3–16.
- Renne, P. R., J. M. Mattinson, C. W. Hatten, M. Somin, T. C. Onstott, G. Millán, and E. Linares (1989),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U-Pb evidence for Late Proterozoic (Grenville-age) continental crust in north-central Cuba and regional tectonic implications, *Precambrian Research*, 42, 325–341.
- Riba, O. (1973), Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva, *Acta Geológica Hispánica*, 8, 90–99.
- Riba, O. (1976), Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation, *Sedimentary Geology*, 15, 213–233.
- Rodríguez, R., A. Sorá, et al. (1995), *Interpretación geólogo-geofísica de las líneas sísmicas del Bloque 21*, La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, unpublished report.

- Rodríguez, R., and A. Sohar (1998), *Reporte sobre los resultados obtenidos a partir de las líneas sísmicas procesadas por DIGICUPET en la Cuenca Central*, La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, unpublished report.
- Rodríguez-Hernández, R. (1999), La exploración petrolera en el cinturón plegado cubano. Nuevos retos y perspectivas, presented at *III Seminario Internacional de Exploración y Explotación de Petróleo y Gas (INGEPET-99)*, Lima, Perú.
- Rodríguez-Martínez, N., C. García-Hernández, R. García, L. García-Parra (2005), Los sellos de las zonas gasopetrolíferas cubanas, presented at *VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Mar del Plata, Argentina.
- Rojas-Agramonte, Y., A. Kröner, A. García-Casco, M. Somin, M. Iturralde-Vinent, J. M. Mattinson, G. Millán-Trujillo, K. Sukar, M. Pérez-Rodríguez, S. Carrasquilla, M. T. D. Wingate, and D. Y. Liu (2011), Timing and Evolution of Cretaceous Island Arc Magmatism in Central Cuba: Implications for the History of Arc Systems in the Northwestern Caribbean, *The Journal of Geology*, 119, 619–640.
- Rojas-Agramonte, Y., A. Kröner, A. García-Casco, T. Kemp, E. Hegner, M. Pérez, M. Barth, D. Liu, and A. Fonseca-Montero (2010), Zircon ages, Sr-Nd-Hf isotopic compositions, and geochemistry of granitoids associated with the northern ophiolite mélangé of central Cuba: tectonic implication for late cretaceous magmatism in the northwestern Caribbean, *American Journal of Science*, 310, 1453–1479.
- Rojas-Agramonte, Y., F. Neubauer, A. Kröner, Y. S. Wan, D. Y. Liu, D. E. García-Delgado, and R. Handler (2004), Geochemistry and age of late orogenic island arc granitoids in the Sierra Maestra, Cuba: evidence for subduction magmatism in the early Paleogene, *Chemical Geology*, 213, 307–324.
- Rojas-Agramonte, Y., F. Neubauer, A. V. Bojar, E. Hejl, R. Handler, and D. E. García-Delgado (2006), Geology, age and tectonic evolution of the Sierra Maestra Mountains, southeastern Cuba, *Geologica Acta*, 4, 123–150.
- Rojas-Agramonte, Y., F. Neubauer, D. E. García-Delgado, R. Handler, G. Friedl, and R. Delgado-Damas (2008), Tectonic evolution of the Sierra Maestra Mountains, SE Cuba, during Tertiary times: From arc-continent collision to transform motion, *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 125–151.
- Rojas-Consuegra, R., and K. Núñez-Cambra (1997), Características de la cobertura Campaniano-Maastrichtiana del arco volcánico extinto, in *Estudios sobre Geología de Cuba*, edited by G. Furrázola-Bermúdez, and K. Núñez-Cambra, pp. 417–422, La Habana, Cuba, Instituto de Geología y Paleontología (published March 1998).
- Rosencrantz, E. (1990), Structure and tectonics of the Yucatan Basin, Caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies, *Tectonics*, 9, 1037–1059.
- Rosencrantz, E., and G. Pardo (1993), *An overview of the Cuban Orogen, with an assessment of hydrocarbons potential*, University of Texas, Institute for Geophysics, Technical Report No. 130, 47 pages.
- Rosencrantz, E., J. C. Sclater, and M. L. Ross (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.
- Ross, M. I. and C. R. Scotese (1988), A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region, *Tectonophysics*, 155, 139–168.
- Royden, L. H. (1993), The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries, *Tectonics*, 12, 303–325.
- Rullkötter, J., K. P. K. Mukhopadhyay, B. Hartung, and D. H. Welte (1984), Geochemistry and petrography of organic matter in cretaceous sediments from the southeastern Gulf of Mexico, Deep Sea Drilling Project Hole 535—preliminary results, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 77*, edited by R. T. Buffer, W. Schlager, J. L. Bowdler, P. H. Cotillon, R. B. Halley, H. Kinoshita, L. B. Magoon, C. L. McNulty, J. W. Patton, I. Premoli-Silva, O. Avello-Suarez, M. M. Testarmata, R. V. Tyson, and D. K. Watkins, pp. 489–493, Washington (U.S. Government Printing Office).
- Salvador, A. (1987), Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of the Gulf of Mexico, *AAPG Bulletin*, 71, 419–451.
- Saura, E., J. Vergés, D. Brown, P. Lukito, S. Soriano, S. Torrecusa, R. García, J. R. Sánchez, C. Sosa, and R. Tenreyro (2008), Structural and tectonic evolution of western Cuba fold and thrust belt, *Tectonics*, 27, TC4002.
- Sazhina, N. (1969), *Mapa Gravimétrico de Cuba, escala 1:500000*, Ministerio de Minería, Combustibles y Metalurgia, La Habana, Cuba/Ministerio de Geología, Moscú, URSS.

- Schenk, C. J. (2008), Jurassic-Cretaceous Composite Total Petroleum System and geologic models for oil and gas assessment of the North Cuba Basin, Cuba, in *Jurassic-Cretaceous Composite Total Petroleum System and Geologic Assessment of Oil and Gas Resources of the North Cuba Basin, Cuba*, edited by U.S. Geological Survey North Cuba Basin Assessment Team, pp. 1–94, U.S. Geological Survey Digital Data Series 69–M.
- Schenk, C. J. (2010), *Geologic assessment of undiscovered oil and gas resources of the north Cuba basin, Cuba*, U.S. Geological Survey Open-File Report 2010–1029, 1 sheet.
- Schenk, C. J., T. S. Ahlbrandt, R. R. Charpentier, M. E. Henry, T. R. Klett, R. M. Pollastro, and J. N. Weaver (2004), *Assessment of Undiscovered Oil and Gas Resources of the North Cuba Basin, Cuba*, U.S. Geological Survey Fact Sheet 2005–3009.
- Schneider, J., D. Bosch, P. Monie, S. Guillot, A. García-Casco, J. M. Lardeaux, R. L. Torres-Roldán, and G. Millán (2004), Origin and evolution of the Escambray Massif (central Cuba): An example of HP/LT rocks exhumed during intraoceanic subduction, *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 227–247.
- Scholl, D. W., R. von Huene, T. L. Vallier, and D. G. Howell (1980), Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at underthrust ocean margins, *Geology*, 8, 564–568.
- Sigurdsson, H., S. Kelley, R. M. Leckie, S. Carey, T. Bralower, and J. King (2000), History of circum-Caribbean explosive volcanism:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of tephra layers, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 165, edited by R. M. Leckie, H. Sigurdsson, G. D. Acton, and G. Draper, pp. 299–314, College Station, Texas.
- Smith, G. A., and C. A. Landis (1995), Intra-Arc basins, in *Tectonic of Sedimentary Basins*, edited by C. J. Busby, and R. V. Ingersoll, pp. 263–298, Blackwell Science Publishing, Oxford.
- Socorro-Trujillo, R., S. López-Acosta, A. Sorá-Monroy, J. R. Sánchez-Arango, and J. L. Prol-Betancourt (1999), Estructura y perspectivas petroleras del cinturón sobrecorrido del norte de Cuba, presented at *III Seminario Internacional de Exploración y Explotación de Petróleo y Gas (INGEPET-99)*, Lima, Perú.
- Somin, M. L., and G. Millán (1972), The metamorphic complexes of Pinos, Escambray, and Oriente in Cuba and its ages (in Russian), *Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Geology*, 5, 48–57.
- Somin, M. L., and G. Millán (1981), *Geology of the metamorphic complexes of Cuba* (in Russian), Nauka, Moscow, 218 pages.
- Somin, M. L., M. M. Arakelyants, and E. M. Kolesnikov (1992), Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks in Cuba, *International Geology Review*, 34, 105–118.
- Sommer, M. (2009), *Late Cretaceous to Miocene tectonic reconstruction of the northwestern Caribbean*, Unpublished Ph.D. Thesis, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Germany, 125 pages.
- Sorá A., E. Martínez, J. Prol, M. García, R. Rodríguez, M. Lastra, G. Ameijeira, M. Juara, and B. Sosa (2000), *Reinterpretación geólogo-geofísica en el norte de la Cuenca Central. Área Jatibonico-Cacahual*, La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, unpublished report.
- Stanek, K. P., W. V. Maresch, and J. L. Pindell (2009), The geotectonic story of the northwestern branch of the Caribbean Arc: Implications from structural and geochronological data of Cuba, in *The origin and evolution of the Caribbean Plate*, edited by K. H. James et al., pp. 361–398, Geological Society, London, Special Publications, 328.
- Stanek, K. P., W. V. Maresch, F. Grafe, Ch. Grevel, and A. Baumann (2006), Structure, tectonics and metamorphic development of the Sancti Spíritus Dome (eastern Escambray massif, Central Cuba), *Geologica Acta*, 4, 151–170.
- Stern, R. J. (2004), Subduction initiation: spontaneous and induced, *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 275–292.
- Summerhayes, C. P., and T. C. Masran (1984), Organic facies of cretaceous sediments from Deep Sea Drilling Project Sites 535 and 540, eastern Gulf of Mexico, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 77*, edited by R. T. Buffer, W. Schlager, J. L. Bowdler, P. H. Cotillon, R. B. Halley, H. Kinoshita, L. B. Magoon, C. L. McNulty, J. W. Patton, I. Premoli-Silva, O. Avello-Suarez, M. M. Testarmata, R. V. Tyson, and D. K. Watkins, pp. 451–457, Washington (U.S. Government Printing Office).
- Sykes, R., and L. R. Snowdon (2002), Guidelines for assessing the petroleum potential of coaly source rocks using Rock-Eval pyrolysis, *Organic Geochemistry*, 33, 1441–1455.
- Sylvester, A. G. (1988), Strike-slip faults, *GSA Bulletin*, 100, 1666–1703.

- Tada, R., M. A. Iturralde-Vinent, T. Matsui, E. Tajika, T. Oji, K. Goto, Y. Nakano, H. Takayama, S. Yamamoto, S. Kiyokawa, K. Toyoda, D. García-Delgado, C. Díaz, and R. Rojas (2003), K/T boundary deposits in the paleo-western Caribbean basin, in *The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*, edited by C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, pp. 582–604, AAPG Memoir, 79.
- Tada, R., Y. Nakano, M. A. Iturralde-Vinent, S. Yamamoto, T. Kamada, E. Tajika, K. Toyoda, S. Kiyokawa, D. García-Delgado, T. Oji, K. Goto, H. Takayama, R. Rojas, and T. Matsui (2002), Complex tsunami waves suggested by the Cretaceous-Tertiary boundary deposit at the Moncada section, western Cuba, in *Catastrophic events and mass extinctions: Impacts and Beyond*, edited by C. Koeberl, and K. G. MacLeon, pp. 109–123, Geological Society of America Special Paper, 356.
- Tait, J., Y. Rojas-Agramonte, D. García-Delgado, A. Kröner, and R. Pérez-Aragón (2009), Palaeomagnetism of the central Cuban Cretaceous Arc sequences and geodynamic implications, *Tectonophysics*, 470, 284–297.
- Takayama, H., R. Tada, T. Matsui, M. A. Iturralde-Vinent, T. Oji, E. Tajika, S. Kiyokawa, D. García-Delgado, H. Okada, T. Hasagawa, and K. Toyoda (2000), Origin of the Peñalver Formation in north-western Cuba and its relation to K/T boundary impact event, *Sedimentary Geology*, 135, 295–320.
- Taylor, B. (1995), *Backarc basins: tectonic and magmatism*, Plenum Press, New York, 527 pages.
- Tirel, C., J. -P. Brun, and E. Burov (2008), Dynamics and structural development of metamorphic core complexes: *Journal of Geophysical Research*, 113, B04403.
- Tozer, R. S. J., R. W. H. Butler, and S. Corrado (2002), Comparing thin- and thick-skinned thrust tectonic models of the Central Apennines, Italy, *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 1, 181–194.
- Truitt, P., and G. Pardo (1953), *Geologic Memorandum PT-21. Geology of Santa Clara-Calabazar-Camajuaní-Placetas area*, La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Truitt, P., and P. Bronnimann (1956), *Geologic Memorandum PT-48. Geology of Pinar del Río and Isla de Pinos, Cuba*, La Habana, Cuba, Servicio Geológico Nacional, unpublished report.
- Twiss, R. J., and E. M. Moores (1992), *Structural Geology*, W.H. Freeman and Company, New York, 352 pages.
- Underwood, M. B., and G. F. Moore (1995), Trenches and Trench-slope basins, in *Tectonic of Sedimentary Basins*, edited by C. J. Busby, and R. V. Ingersoll, pp. 179–219, Blackwell Science Publishing, Oxford.
- Underwood, M. B., G. F. Moore, A. Taira, A. Klaus, M. E. J. Wilson, C. L. Fergusson, S. Hirano, J. Steurer, and The Leg 190 Shipboard Scientific Party (2003), Sedimentary and tectonic evolution of a trench-slope basin in the Nankai subduction zone of southwest Japan, *Journal of Sedimentary Research*, 73, 589–602.
- Valladares-Amaro, S., J. Álvarez-Castro, R. Segura-Soto, R. García, J. Fernández, S. Toucet, B. Villavicencio, and C. Núñez (1996), *Atlas de Reservorios Carbonatados de Cuba*, La Habana, Cuba, Centro de Investigaciones del Petróleo, unpublished report, 247 pages.
- Valladares-Amaro, S., R. Segura-Soto, J. Álvarez-Castro, O. Castro-Castiñeira, B. Villavicencio-Rodríguez, M. Rodríguez-Viera, O. López-Corso, A. Sora, S. Toucet, and S. López (2003a), Reservoirs and seals of the Cuban Exclusive Economic Zone in the Gulf of Mexico, presented at *American Association of Petroleum Geologists International Meeting*, Barcelona, Spain.
- Valladares-Amaro, S., R. Segura-Soto, J. Álvarez-Castro, O. Castro-Castiñeira, B. Villavicencio-Rodríguez, M. Rodríguez-Viera, O. López-Corso, A. Sora, S. Toucet, and S. López (2003b), Identificación de reservorios y sellos en la ZEE de Cuba en el Golfo de México: comparación con los conocidos en Cuba y el SE del Golfo de México, presented at *II Taller Internacional Sobre Geología y Potencial Petrolero del SE del Golfo de México, V Congreso Cubano de Geología y Minería*, La Habana, Cuba.
- van Hinsbergen, D. J. J., M. A. Iturralde-Vinent, P. W. G. van Geffen, A. García-Casco, and S. van Benthem (2009), Structure of the accretionary prism, and the evolution of the Paleogene northern Caribbean subduction zone in the region of Camagüey, Cuba, *Journal of Structural Geology*, 31, 1130–1144.
- Vassalli, L., A. Corradi, and C. Daturi (2003), Cuba EEZ—New assessment of hydrocarbon potential with probabilistic basin modeling, presented at *V Congreso Cubano de Geología y Minería*, La Habana, Cuba.
- Vaughan, T. W. (1902), Bitumen in Cuba, *Engineering and Mining Journal*, 73, 344–345.
- Vázquez-Taset, Y. M., I. Cruz-Orosa, E. Ramos, and F. Sàbat (2012), El corredor tectónico Guacanayabo-Nipe: Edad y evolución, presented at *VIII Congreso Geológico de España (cge2012)*, Oviedo, Spain.

- Vergés, J., M. Marzo, and J. A. Muñoz (2002), Growth strata in foreland settings, *Sedimentary Geology*, 146, 1–9.
- von Huene, R., and D. W. Scholl (1991), Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust, *Reviews of Geophysics*, 29, 279–316.
- von Huene, R., C. R. Ranero, and P. Vannucchi (2004), Generic model of subduction erosion, *Geology*, 32, 913–916.
- Wernicke, B. and G. J. Axen (1988), On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems, *Geology*, 16, 848–851.
- 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.
- Woodcock, N. H. (1986), The role of strike-slip fault systems at plate boundaries, *Royal Society of London Philosophical Transactions A*, 317, 13–29.
- Wright, A., and P. W. K. Sweet (1924), The Jurassic as a source of oil in western Cuba, *AAPG Bulletin*, 8, 516–519.



