

La Paleogeografía del Caribe y sus implicaciones para la biogeografía histórica

Manuel A. Iturralde-Vinent

Museo Nacional de Historia Natural, Cuba.

RESUMEN

El trabajo presenta una serie de mapas paleogeográficos que ilustran la formación y evolución del Caribe desde el Triásico Tardío al presente y se discuten sus implicaciones biogeográficas. Se demuestra que el Caribe desde su propia formación ha jugado un papel trascendental controlando la circulación de las aguas oceánicas, moderando el clima terrestre, y determinando las posibilidades de intercambio biótico entre los ecosistemas de las tierras y mares circundantes. La formación de un pasaje marino en el mesozoico entre Tethys occidental y Pacífico oriental a lo largo de Pangea centro-oriental, ha sido postulado desde el Jurásico Inferior (Hettangiano-Pliensbachiano) de acuerdo a algunas tesis biogeográficas, pero faltan los datos estratigráficos que le sirvan de soporte a esta propuesta. Quizás desde el Bathoniano (≈ 164 Ma), pero ciertamente desde el Oxfordiano (≈ 154 Ma), los datos de la estratigrafía indican que esta conexión era totalmente funcional y la corriente marina Circum-Tropical estaba activa. La dispersión de las biotas terrestres entre Laurasia occidental (América del Norte) y Gondwana occidental (América del Sur) se interrumpió desde el Calloviano, cuando entre esos continentes se formó una faja de mar que los separó. Posteriormente hubo intercambios de tetrápodos entre América del Norte y América del Sur, a través de un puente terrestre que los conectó brevemente durante el Campaniano tardío y el Maastrichtiano ($\approx 75-65$ Ma), y a partir del Plioceno (2.5-2.3 Ma). Las evidencias de que haya existido un puente intracontinental al final del Mioceno Medio aun es ambigua.

Desde la formación del primer archipiélago de islas volcánicas en el área del Caribe, aproximadamente en la transición jurásico-cretácico (≈ 141 Ma), en el escenario paleogeográfico del Caribe y su entorno han estado presentes islas volcánicas, bajos, y crestas. Pero aquellas tierras emergidas fueron generalmente efímeras, ya que se sumergieron apenas unos pocos millones de años después de emergidas; y si soportaron alguna biota, estas desaparecieron junto con las islas. Sólo a partir del eoceno medio (≈ 40 Ma) han existido tierras permanentemente emergidas en el marco geográfico del Caribe, que proveen el sustrato necesario para la formación y desarrollo de las biotas terrestres actuales. De particular importancia biogeográfica en este periodo de tiempo, fue la formación de una extensa cresta emergida (Gaerlandia), que hace 35-33 Ma unió brevemente América del Sur con los núcleos de las futuras Antillas Mayores, y el desarrollo de los núcleos terrestres antillanos hasta el presente.

Palabras claves: paleogeografía, paleoceanografía, biogeografía, Caribe, Cuba, Mesozoico, Cenozoico.

ABSTRACT

Since latest Triassic the Caribbean started to be formed as a system of Jurassic rift valleys within west-central Pangaea, later evolving into a mediterranean sea where distinct volcanic and non volcanic island evolved. Since its very early formation this sea has been playing an important roll controlling the historical patterns of ocean water circulation, moderating the world climate, and determining the possibilities of biotic exchange of the surrounding terrestrial and marine ecosystems. The formation of a Mesozoic marine seaway between the western Tethys and the eastern Pacific, across west-central Pangaea, has been postulated for the Early Jurassic (Hettangian-Pliensbachian) according to biogeographic thesis, but supporting stratigraphic data is lacking. Probably since the Bathonian but certainly since the Oxfordian, the stratigraphic records indicate that this connection was fully functional and the Circum Tropical marine current was active. Overland dispersal between western Laurasia (North America) and western Gondwana (South America) has been interrupted since the Callovian when the continents were separated by a marine gap. Later, a connecting landbridge may have been present during the latest Campanian/Maastrichtian ($\approx 75-65$ Ma), and since the Plio-Pleistocene (2.5-2.3 Ma). Evidence for a precursor bridge late in the Middle Miocene is ambiguous at this time. Since the formation of the first volcanic archipelago within the Caribbean realm, at about the Jurassic-Cretaceous transition, volcanic islands, shallow banks, and ridges have been present in the paleogeographic scenario of the area. But these lands were generally ephemeral, as they lasted just a few million years. Only after the Middle Eocene (<40 Ma ago) permanent lands were present within the Caribbean geographic scenario, providing the substrates for the formation and development of the present terrestrial biota.

Key words: paleogeography, paleoceanography, biogeography, Caribe, Cuba, Mesozoic, Cenozoic.

INTRODUCCIÓN

En el trabajo se sintetizan las investigaciones paleogeográficas y biogeográficas llevadas a cabo por el autor en los últimos 20 años, y que abarcan tanto los problemas del origen y evolución del Caribe hasta hoy, así como la formación y desaparición de las biotas marinas y terrestres. En este empeño el autor ha trabajado con un gran número de investigadores cubanos y de otras latitudes, con quienes ha compartido muchas jornadas de campo, laboratorio y oficina. Las expediciones científicas se realizaron en los siguientes países:

Argentina, Barbados, Costa Rica, Cuba, Guatemala, Haití, Jamaica, México, Puerto Rico, República Dominicana, Trinidad & Tobago y Venezuela. Los trabajos abarcaron geología estructural, estratigrafía, paleontología, tectónica de placas, paleogeografía y biogeografía del Caribe; en su mayoría publicados en años recientes.

Desde su primitiva formación como un sistema de valles de estilo horst-graben en Pangea centro-occidental hacia finales del triásico, y hasta el presente, el Caribe ha jugado un papel esencial controlando los patrones históricos de

circulación de las aguas oceánicas, moderando el clima mundial, y determinando las posibilidades de ocurrencia de intercambio biótico (Iturralde-Vinent, 2003a, 2004b). Tal intercambio biótico, y la propia existencia de los ecosistemas terrestres y marinos, han estado definidos por las características del escenario paleogeográfico caribeño, en constante transformación a lo largo del tiempo. Dichos cambios han generado tanto barreras como caminos temporales para la migración de algunas biotas y tierras emergidas, tanto efímeras como permanentes, para el sustento de las biotas terrestres.

En años recientes ha continuado la publicación de un número importante de reconstrucciones paleogeográficas del Caribe, pero todas no tienen el mismo valor para los estudios de biogeografía histórica, ya que a menudo el relieve de la superficie terrestre no es un tema que se aborde con suficiente precisión. La gran mayoría de los modelos sobre el origen y evolución del Caribe, según la tectónica de placas, han tenido como objetivo principal determinar la posición relativa de las placas tectónicas y sus distintos componentes estructurales (microplacas, terrenos, bloques, complejos de arcos de islas, zonas de subducción y mares marginales). Esto se debe, entre otros factores, a que todavía no hay un acuerdo general respecto a qué modelo utilizar, aunque el modelo del origen alóctono de la placa caribeña a partir del Océano Pacífico, es el que tiene mayor aceptación entre los investigadores. Por eso para construir los mapas bases se aprovecharon las más modernas versiones de los modelos de evolución tectónica del planeta y del Caribe (Lawver & al., 1999).

Estos problemas fueron discutidos en detalle por Iturralde-Vinent & MacPhee (1999), quienes enfatizaron que las características composicionales y estructurales de una unidad geológica cualquiera, y su posición espacial en la litosfera terrestre de acuerdo a las placas tectónicas, no determinan su expresión topográfica en la superficie terrestre (geografía y paleogeografía). De hecho, el relieve de la superficie terrestre se forma y transforma por la acción combinada de fuerzas que se originan tanto en el interior de la Tierra como en el espacio cósmico, y es afectado también por las oscilaciones climáticas que determinan los cambios del nivel y volumen de los océanos y mares. Por eso la paleogeografía de cualquier región del planeta, en cualquier momento de su historia, puede establecerse sólo combinando una variedad de técnicas geológicas y geofísicas, y la distribución actual o pretérita de los organismos sólo sirve para controlar la utilidad biogeográfica de los mapas obtenidos.

Recientemente Hedges (2001) criticó el trabajo de Iturralde-Vinent & MacPhee (1999), ya que según su opinión, los autores habían “adaptado” los mapas paleogeográficos, para que se ajustaran y explicaran determinados datos paleontológicos. Estas observaciones de Hedges (2001)

fueron refutadas en detalle, ya que carecen de una base científica (Iturralde-Vinent & MacPhee 2004; MacPhee & Iturralde-Vinent, en prensa; Iturralde-Vinent, 2004b). De hecho en este, como en los trabajos anteriores sobre paleogeografía, el autor ha querido honrar el paradigma de Rosen (1985) cuando señaló que *“It is this independence of biological from geological data that makes the comparison of the two so interesting because it is hard to imagine how congruence between the two could be the result of anything but a causal history in which geology acts as the independent variable providing opportunities for change in the dependent biological world.”*

En algunos trabajos (Iturralde-Vinent, 1982, 2003a, 2003b, 2004a, 2004b; Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999, 2004; MacPhee & Iturralde-Vinent, 2000, en prensa, MacPhee & al. 2003) se han discutido los problemas esenciales de la evolución paleogeográfica del mediterráneo americano con el objetivo de identificar la ocurrencia histórica de tierras y mares en el Caribe y su entorno, como base para evaluar las hipótesis biogeográficas.

Esto ha generado una interesante controversia entre los investigadores que estudian el origen de las biotas terrestres antillanas de hoy. Estos se reúnen en aquellos que defienden la existencia de los puentes terrestres como medio principal de movimiento de las biotas terrestres (Iturralde-Vinent, 1982; Borhidi, 1985; MacPhee & Iturralde-Vinent, 1994; Gayet, 2001); los que adoptan el mecanismo de dispersión marina de las biotas mediante balsas de vegetación (Censky & al., 1998), tomando en cuenta los estimados de la antigüedad de los eventos de divergencia entre taxones continentales y antillanos determinados según la distancia inmunológica (Hedges, 1996, 2001); los que defienden el origen de las biotas por el mecanismo de separación tectónica de las tierras o vicarianza (Rosen, 1975, 1985); y los que mantienen una posición más ecléctica y aceptan una combinación de dispersión por tierra y vicarianza entre las islas (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999; Sánchez-Villagra & al., 2000; Polcyn & al., 2002; Dávalos, 2004). Esta polémica tiene sus antecedentes en publicaciones de finales del siglo XIX, y más recientemente, entre muchos otros, en los trabajos de Borhidi (1985); Crother & Guyer (1996); Donnelly (1988, 1989a, 1989b, 1992); Graham (2003a); McKenna (1973); Perfit & Williams (1989). También abarca las biotas más antiguas (Lucas & Alvarado, 1994; Gasparini, 1978, 1992; Damborenea, 2000; Aberhan, 2001; Fernández & Iturralde-Vinent, 2000).

Mapas paleogeográficos: métodos y datos

Dado que los biólogos no están usualmente familiarizados con los métodos y técnicas de la tectónica de placas y la paleogeografía, Iturralde-Vinent & MacPhee (1999) dedicaron un amplio espacio a la exposición de los mismos. No obstante, en los párrafos

subsiguientes se ofrece un breve resumen, ya que será de importancia para una adecuada comprensión de otras secciones del presente trabajo.

En general, durante la elaboración de los mapas paleogeográficos hay que tener en cuenta dos problemas fundamentales. El primer problema es definir la posición relativa de los terrenos geológicos, que cambia en función del tiempo. Este posicionamiento para los terrenos actuales, se establece gracias a los métodos geodéticos satelitales y se expresa en las diversas representaciones cartográficas. Pero el posicionamiento de los terrenos geológicos en el pasado representa un desafío mucho mayor, pues es necesario combinar una serie de métodos que se complementan entre sí, que sería muy extenso exponer aquí. El otro problema a resolver para elaborar los mapas paleogeográficos, es determinar la expresión en el relieve de un terreno geológico dado, es decir, su topografía. El relieve, que también cambia con el tiempo, se puede estimar aplicando los métodos de la estratigrafía (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999). Por ejemplo, de acuerdo a la composición de los granos minerales que integran algunas de las rocas del jurásico que hoy constituyen la Sierra de los Órganos (Pinar del Río), y las edades de los granos de mica determinadas por el método $Ar^{39}-Ar^{40}$, se infiere que en el jurásico dichas rocas estaban en yuxtaposición a Belice, al sur de Yucatán (Hudson & al., 1999). Asimismo, de acuerdo a las reconstrucciones globales de las placas (Lawver & al., 1999), en aquella época Belice (Yucatán) estaba situado al sur del ecuador, y a miles de kilómetros al este de su posición actual. En consecuencia, las rocas jurásicas que hoy forman la Sierra de los Órganos se desplazaron miles de kilómetros hacia el norte y hacia el oeste, siguiendo una trayectoria curvilínea, en los últimos 160 millones de años (Lawver & al., 1999). Adicionalmente, los resultados de las investigaciones estratigráficas y paleoambientales identifican dicho terreno, en el jurásico, como una llanura costera continental de Laurasia, en franco proceso de inundación, hasta que se transformó en el fondo marino del primitivo Mar Caribe (Haczewski, 1976; Pszczolkowski, 1978, 1999; Iturralde-Vinent, 2004a, 2004b). El hecho de que ahora aquella geografía esté representada sólo en el registro geológico de la Sierra de los Órganos, es también un ejemplo de cómo, a través del tiempo, hay paisajes que surgen y desaparecen por completo.

En la elaboración de los mapas que se presentan en este trabajo se utilizaron como mapas base de tectónica de placas del Caribe los de Lawver & al. (1999); tomando en cuenta las modificaciones de Kerr & al., (1999); Iturralde-Vinent & Gahagan (2002); Pindell & Kennan (2001). Los datos estratigráficos fueron obtenidos de aquellos compilados por Iturralde-Vinent (1996, 1998, 2001, 2003a, 2003b, 2004a); Iturralde-Vinent & MacPhee (1999), Denyer & Kussmaul (2002), Coates & Obando (1996), MacPhee

& al. (2003), Tada & al. (2004) y Pszczolkowski & Myczyński (2004). La mayoría de estos mapas paleogeográficos han sido publicados anteriormente, y en este trabajo se presentan sus versiones actualizadas (Iturralde-Vinent, 2004b). Las fuentes de datos paleontológicos que sirvieron para los análisis de biogeografía histórica son muy variadas (Iturralde-Vinent, 2004b). Incluyen muchos de los resultados de las investigaciones en que ha participado el autor junto con otros colegas, en grupos tan diversos como microfósiles (Bralower & Iturralde-Vinent, 1997; Iturralde-Vinent, 2001); plantas (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1996; Iturralde-Vinent & Harpstein, 1998; Iturralde-Vinent, 2001), rudistas (Rojas & al., 1995); peces (Iturralde-Vinent & al., 1996; Iturralde-Vinent & al., 1998); reptiles marinos (Iturralde-Vinent & Norell, 1996; Fernández & Iturralde-Vinent, 2000; De la Fuente & Iturralde-Vinent, 2001; Gasparini & Iturralde-Vinent, 2001, en prensa; Gasparini & al., 2002); y animales terrestres (MacPhee & Iturralde-Vinent, 1994, 1995; MacPhee & al., 2003, Gasparini & Iturralde-Vinent, en prensa).

Paleogeografía del Caribe y sus implicaciones biogeográficas

Los mapas paleogeográficos que se presentan en este trabajo se elaboraron con tres propósitos fundamentales:

- 1) establecer la existencia y duración de las tierras emergidas (continentes, penínsulas e islas).
- 2) establecer la presencia de comunicaciones terrestres entre las áreas emergidas, ya fueran entre dos continentes (landbridge), o entre un continente y un grupo de islas (landspan).
- 3) estudiar el comportamiento histórico del área del Caribe como puerta o paso entre dos océanos.

Para ello se confeccionaron mapas para determinados escenarios claves de la evolución del Caribe y su entorno, que representan tanto eventos inusuales (impacto de Chicxulub), como etapas de máximos o mínimos de la existencia de tierras emergidas. El concepto de los "máximos terrestres" y de los "máximos marinos" se introduce por primera vez para expresar eventos que se determinan a partir de la estratigrafía física, con independencia de las causas. No se trata de eventos determinados solamente por las oscilaciones del nivel del mar (high and low stand), sino por la acción combinada de todos los factores formadores del relieve. Los "máximos terrestres" se determinan cuando en el registro estratigráfico hay evidencias de la ocurrencia de regresiones regionales de primer orden, que generan grandes extensiones de superficies emergidas. Estos máximos ocurren generalmente cuando coinciden etapas de levantamiento tectónico de los terrenos (orogénias) y descensos del nivel del mar, y se definen cuando hay evidencias de la ocurrencia de transgresiones regionales que producen extensas superficies sumergidas; las que

tienen lugar generalmente cuando coinciden etapas de subsidencia regional de los terrenos con importantes ascensos del nivel del mar. Por eso la ocurrencia de “máximos terrestres” y “máximos marinos” no necesariamente coincide con la curva de oscilaciones eustáticas del nivel del mar de Haq & al. (1987).

Se puede asumir que las etapas de “máximos terrestres” debieron crear condiciones para las migraciones de las biotas terrestres y la conquista de nuevos territorios, al tiempo que produjeron un aislamiento total o parcial de las biotas marinas. En contraste, las etapas de “máximos marinos” generalmente eliminan, o reducen considerablemente, las áreas de desarrollo de los ecosistemas terrestres en tanto que determinan condiciones favorables para las migraciones de las biotas marinas y la conquista de nuevos territorios acuáticos.

Tomando en cuenta estos conceptos paleogeográficos se pueden evaluar sus consecuencias para la biogeografía histórica, y es posible hacer algunas inferencias biogeográficas a partir de los datos paleogeográficos, lo que constituye uno de los objetivos de este trabajo. Los mapas paleogeográficos se elaboraron para etapas de “máximos terrestre” o de “máximos marinos”, a fin de representar momentos extremos de la evolución del área caribeña.

En los párrafos subsiguientes se analiza la evolución del Caribe considerando tres etapas fundamentales:

1. Triásico Tardío y Jurásico
2. Cretácico a Eoceno Superior
3. Eoceno Superior Tardío al presente

Triásico Tardío y Jurásico

Esta etapa de la evolución geológica del planeta, cuando comenzó la formación del Caribe, fue discutida con cierto detalle por Iturralde-Vinent, (2004a) y aquí se ilustra mediante dos juegos de mapas, uno de carácter global (Fig. 1) y otro del área centro-occidental de Pangea (Fig. 2). Los mapas globales son menos precisos y representan sólo la línea de costa que sirve de límite entre las tierras y mares sin especificar otros elementos del relieve. La base tectónica de estos mapas es la de Lawver & al. (1999), con ciertas modificaciones relativas a la posición de los terrenos andinos, (Piñon-Dagua y Siquisique) que según distintos autores se originaron en el Pacífico (Pindell & Tabbutt, 1995; Cordani & al., 2000). La línea de costa fue dibujada según lo realizado por Smith & al. (1994), pero actualizada en las áreas del Pacífico oriental, el Atlántico Central, el Golfo de México, y el Caribe y su entorno, de acuerdo a los trabajos de Gradstein & al. (1990); Riccardi (1991); Salvador (1991); Pindell & Tabbutt (1995) y Randazzo & Jones (1997). Estos mapas son necesarios para comprender el escenario general del jurásico cuando ocurría la apertura del Caribe.

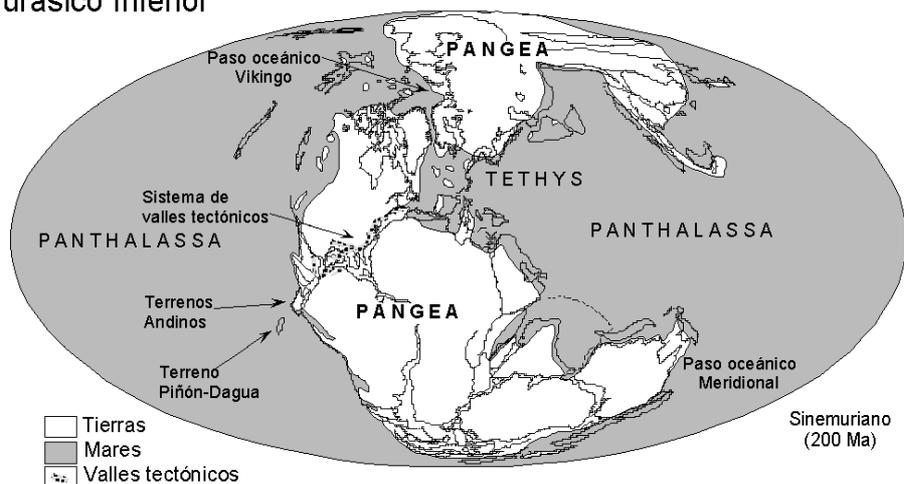
Los mapas de Pangea oriental, con centro en el Caribe, fueron elaborados sobre la base tectónica de Lawver & al. (1999) y Marton & Buffler (1999) con ligeras modificaciones del entorno caribeño de acuerdo a Iturralde-Vinent (1998) y Cordani & al. (2000). En estos mapas se ilustran las aguas profundas (>100m), distintos ambientes de aguas someras (<100m), y las tierras emergidas. Los datos estratigráficos necesarios para la reconstrucción de los paleoambientes se resumen en las figuras 3 y 4 (Iturralde-Vinent, 2004a).

Al final del Triásico, las masas continentales terrestres estaban aglutinadas en un supercontinente llamado Pangea, que quedó integrado durante el Paleozoico Tardío por el movimiento de las placas tectónicas. Dicho continente estaba rodeado por un océano mundial denominado Panthalassa, dentro del cual se delimitaba el mar del Tethys (Bullard & al., 1965). La fracturación y disrupción de Pangea comenzó en estas condiciones y se desarrolló durante el Jurásico hasta que Laurasia (los continentes del norte) quedara separada de Gondwana (los continentes del sur). Este proceso de fracturación provocó que el mar del Tethys se extendiera hacia el oeste, hasta que se formó una comunicación oceánica con el Océano Pacífico en el Oxfordiano (Fig. 1). En estas condiciones, en el océano mundial se estableció un flujo acuoso hacia el oeste (Corriente Circumtropical), de una manera incipiente desde el Bathoniano (≈ 164 Ma), pero ciertamente desde el Oxfordiano (≈ 154 Ma) (Parrish, 1992; Frakes & al., 1992; Iturralde-Vinent, 2003a). Esta corriente superficial explica las rutas migratorias inferidas para explicar la distribución paleogeográfica de una serie de organismos acuáticos, de acuerdo a sus relaciones taxonómicas (Berggren & Hollister, 1974; Imlay, 1984; Boomer & Ballent, 1996; Damborenea, 2000; Kriwet, 2001; Gasparini & Iturralde-Vinent, en prensa).

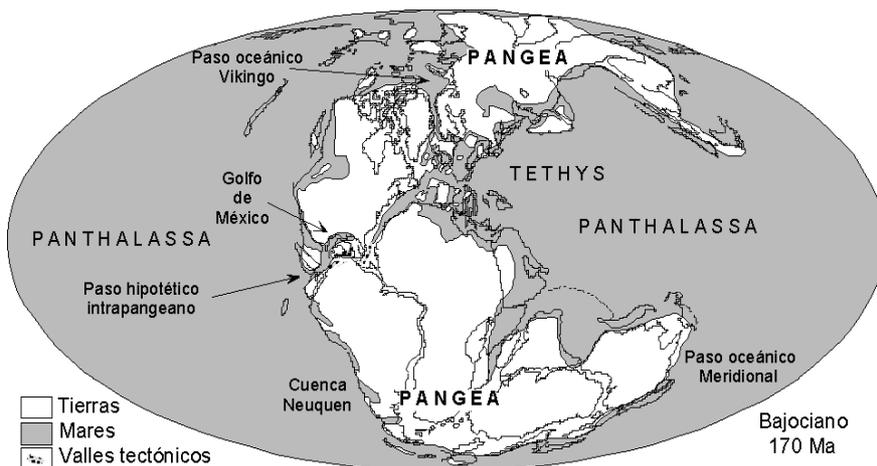
Durante el Triásico Tardío al Jurásico Inferior (Figs. 1A y 2A) el supercontinente Pangea representaba en sí mismo una barrera colosal para el libre movimiento de las biotas marinas a lo largo del ecuador. Los organismos que habitaban las aguas oceánicas podían dispersarse pasando por los corredores polares, pero la zonalidad climática del planeta debió representar una barrera adicional (Parrish, 1992).

En cambio, las biotas terrestres podían dispersarse en las grandes extensiones continentales de Pangea, aunque con las limitaciones provocadas por las barreras climáticas y topográficas (cadenas de montañas, grandes ríos y lagos). El desarrollo de una red de enormes valles y cuencas de rift (similares al sistema de fosas intracontinentales del África actual), eran en sí mismas barreras para algunos organismos y corredores para otros. Estas fosas intracontinentales se formaron en todo el supercontinente, pero de mayor importancia para este trabajo son las que se abrieron en el entorno de la extensa

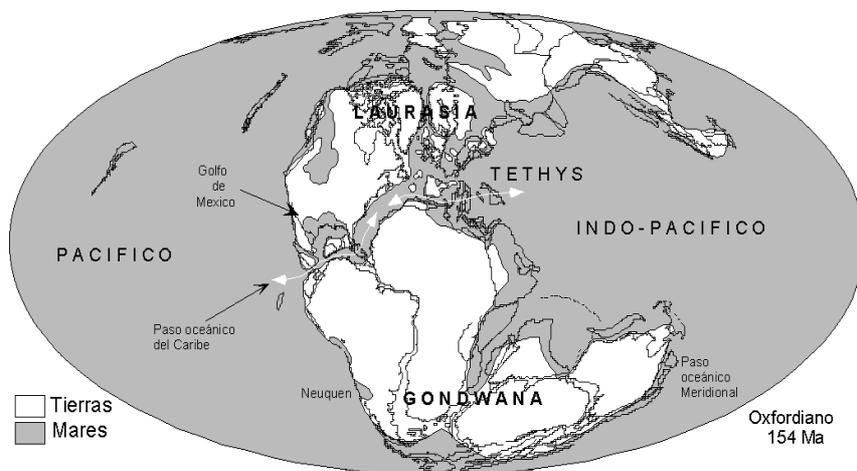
Jurásico Inferior



A



B



C

Fig. 1. Mapas paleogeográficos del planeta durante el Jurásico. Las saetas blancas sugieren las rutas principales de migración de las biotas marinas. A. Triásico-Jurásico Inferior, B. Jurásico Medio, C. Jurásico Superior. Según Iturralde-Vinent (2004b).

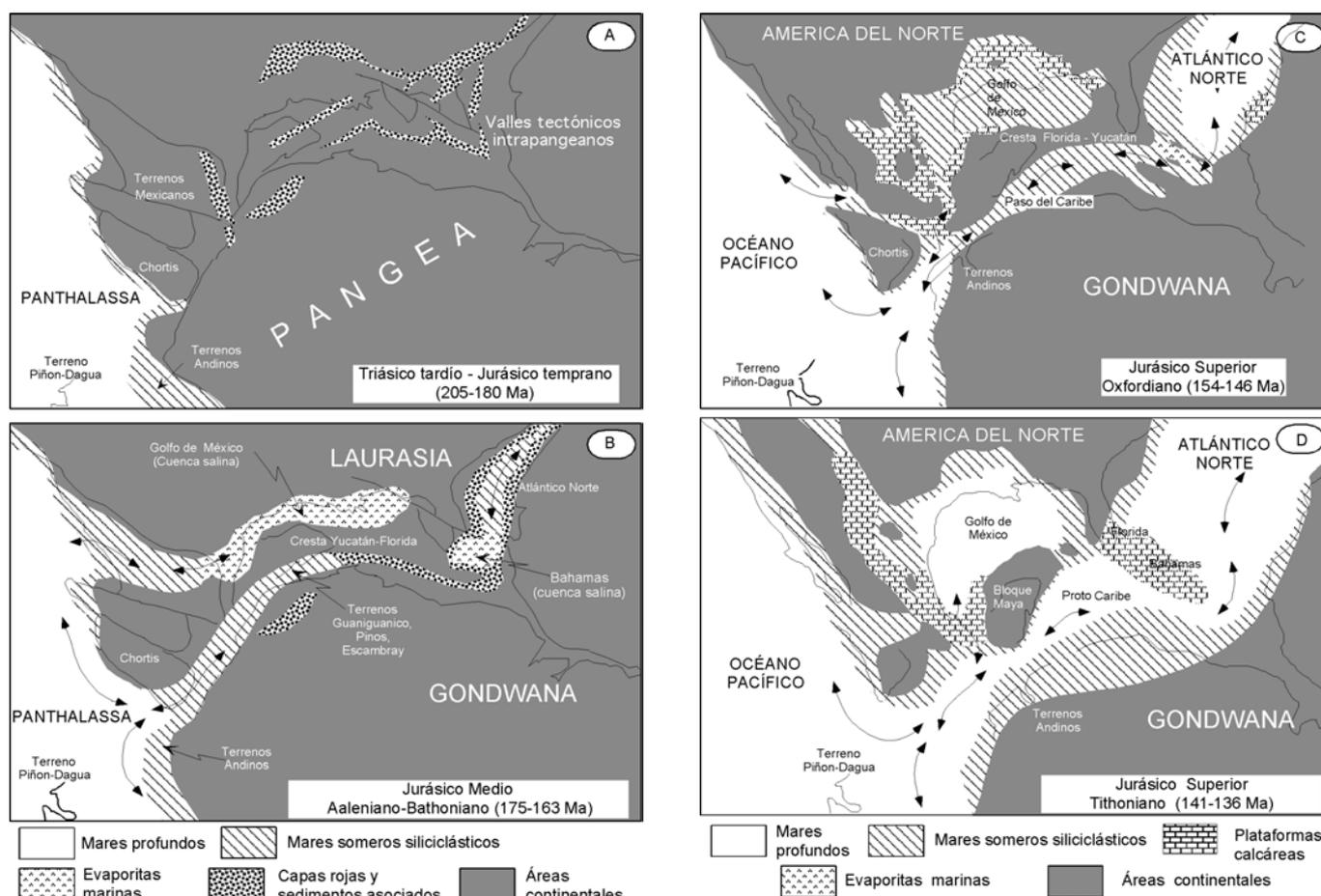


Fig. 2. Mapas paleogeográficos del Triásico Tardío al Jurásico Superior de Pangea centro-occidental. Las saetas sugieren las rutas de dispersión de las biotas marinas. A. Triásico-Jurásico Inferior, B. Jurásico Medio, C. Jurásico Superior Temprano, D. Jurásico Superior Tardío. Según Iturralde-Vinent (2004b).

sutura por donde Pangea se dividía en Gondwana y Laurasia (Figs. 1A y 1B) (Bullard & al., 1965; Evans, 1978; Klitgord & al., 1988; Salvador, 1987, 1991; Poag & Valentine, 1988; Gradstein & al., 1990; Bartok, 1993; Pindell & Tabbutt, 1995; Milani & Thomaz, 2000). Una rama importante de este sistema de fosas intracontinentales se extendía a lo largo de lo que es hoy el interior del margen continental de América del Norte, el Golfo de México y los terrenos mexicanos (Figs. 1A y 2A). Los depósitos que rellenaron estas depresiones se describen usualmente como capas rojas y suelos, aluvios y sedimentos lacustres (Salvador, 1987, 1991; Poag & Valentine, 1988; Gradstein & al., 1990).

Sin embargo, en la Fosa de Huayacocotla, en los terrenos mexicanos, se encuentran intercalaciones de sedimentos marinos del Sinemuriano-Pliensbachiano Temprano (~200-184 Ma) entre capas rojas (terrestres) del Triásico Tardío-Jurásico Inferior (Figs. 3 y 4) (López Ramos, 1975). Estas breves transgresiones marinas posiblemente se originaron desde el Pacífico (Fig. 1A) (Salvador, 1987, 1991).

Hacia la región sur y oriental de lo que es hoy América del Norte hay una serie de fosas (Figs. 1 y 2) que contienen

enormes volúmenes de sedimentos terrestres, con finas intercalaciones de capas acuáticas principalmente de origen lacustre y de cuencas hipersalinas. En estas últimas se han reportado restos de peces, incluyendo elasmobranchios, de probable origen marino (van Houten, 1962; Smith & Robison, 1988; Poag & Valentine, 1988).

En Cuba Occidental (terreno Guaniguanico) se ha descrito la formación San Cayetano del Jurásico Inferior al Superior (Oxfordiano Temprano), depositada en una planicie aluvial costera temporalmente inundada por el mar (Haczewski, 1976). Rocas como estas pudieron también rellenar pequeñas fosas de rift en el sudeste del Golfo de México (Marton & Buffler, 1999). Sin embargo, la edad Jurásico Inferior de la formación San Cayetano no está confirmada y el intervalo del jurásico medio se conoce de manera insuficiente (Pszczolkowski, 1978, 1999; Iturralde-Vinent, 2004a). Sólo conocemos la presencia de rocas marinas del Bajociano-Bathoniano con *Trigonia (Vaughonia) krommelbeini* (Krömmelbein, 1956; Pszczolkowski, 1978), dinoflagelados, y otros organismos marinos (Dueñas & Linares, 2001). Secciones de rocas metamórficas, probablemente

equivalentes en edad y ambiente, se han reportado también de los terrenos Pinos y Escambray (Figs. 3 y 4) (Millán, 1981; Millán & Somin, 1981, Millán & Myczynski, 1979; Somin & Millán, 1981). Dado que los terrenos Guaniguanico, Pinos y Escambray estaban situados en el borde oriental de Yucatán durante el Jurásico (Iturralde-Vinent, 1994), es de suponer que las rocas de la formación San Cayetano y equivalentes rellenaran un tramo de la fosa intracontinental que marcó el sitio de apertura del Caribe.

En lo que respecta a la porción septentrional de la América del Sur, se han reportado secciones de rocas terrestres con intercalaciones de capas marinas del Jurásico Inferior a Medio (formaciones Tinacoa y Macoita), pero su fechado se ha puesto reiteradamente en duda (González de Juana & al., 1980; Maze, 1984; Macsotay & Peraza, 1997). Las secuencias del Triásico Tardío y del Jurásico están representadas por capas rojas, aluvios y depósitos de lagunas que contienen fósiles de plantas terrestres e invertebrados de agua dulce (Fig. 4; González de Juana & al.; 1980; Maze, 1984). No obstante, entre las secciones continentales del Jurásico Superior se encuentran intercalaciones de calizas, rocas clástico-carbonatadas y esquistos arcillosos (shales), formadas en condiciones marinas. Estas capas son más comunes y de mayor espesor en dirección a la costa actual, y contienen peces (*Lepidotus* y elasmobranquios), corales (*Aplophyllia*), y ammonites

(González de Juana & al., 1980; Maze, 1984; Macsotay & Peraza, 1997).

Sin embargo, no se conocen rocas de origen marino cuya edad esté comprendida del Triásico Tardío al Jurásico medio en el Atlántico Central meridional, las Bahamas y la planicie submarina de Demarara (Figs. 3 y 4).

La mayoría de las depresiones mencionadas colapsaron alrededor del Jurásico Medio, de manera que ellas no representan los verdaderos antecesores del Atlántico, el Golfo de México y el Caribe, sino precursores localizados en lo que era entonces el interior de Pangea (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999; Iturralde-Vinent, 2003a). La verdadera sutura de Pangea, por donde se separó Laurasia de Gondwana, hoy se puede trazar a lo largo del límite entre cortezas continentales y oceánicas alrededor del Atlántico, en el Golfo de México y el Caribe.

Un buen ejemplo es el bloque Florida-Bahamas, donde están representados los dos tipos de sistemas de fosas antes mencionados. Una fosa que ejemplifica al sistema intrapangeano está situada sobre la corteza continental norteamericana, y contiene sedimentos clásticos (Sheridan & al., 1988).

El único lugar donde estas rocas han sido estudiadas es en el pozo Great Isaac (Fig. 5), donde se recuperaron capas rojas del Jurásico Medio (probable Calloviano) que



Fig. 3. Mapa de la localización actual de los continentes, bloques y terrenos tectono-estratigráficos que estuvieron activos durante el Triásico Terminal al Jurásico Tardío. Los patrones de hachado distinguen las unidades geológicas. Los números se corresponden con las columnas estratigráficas de la figura 4. Según Iturralde-Vinent (2004b).

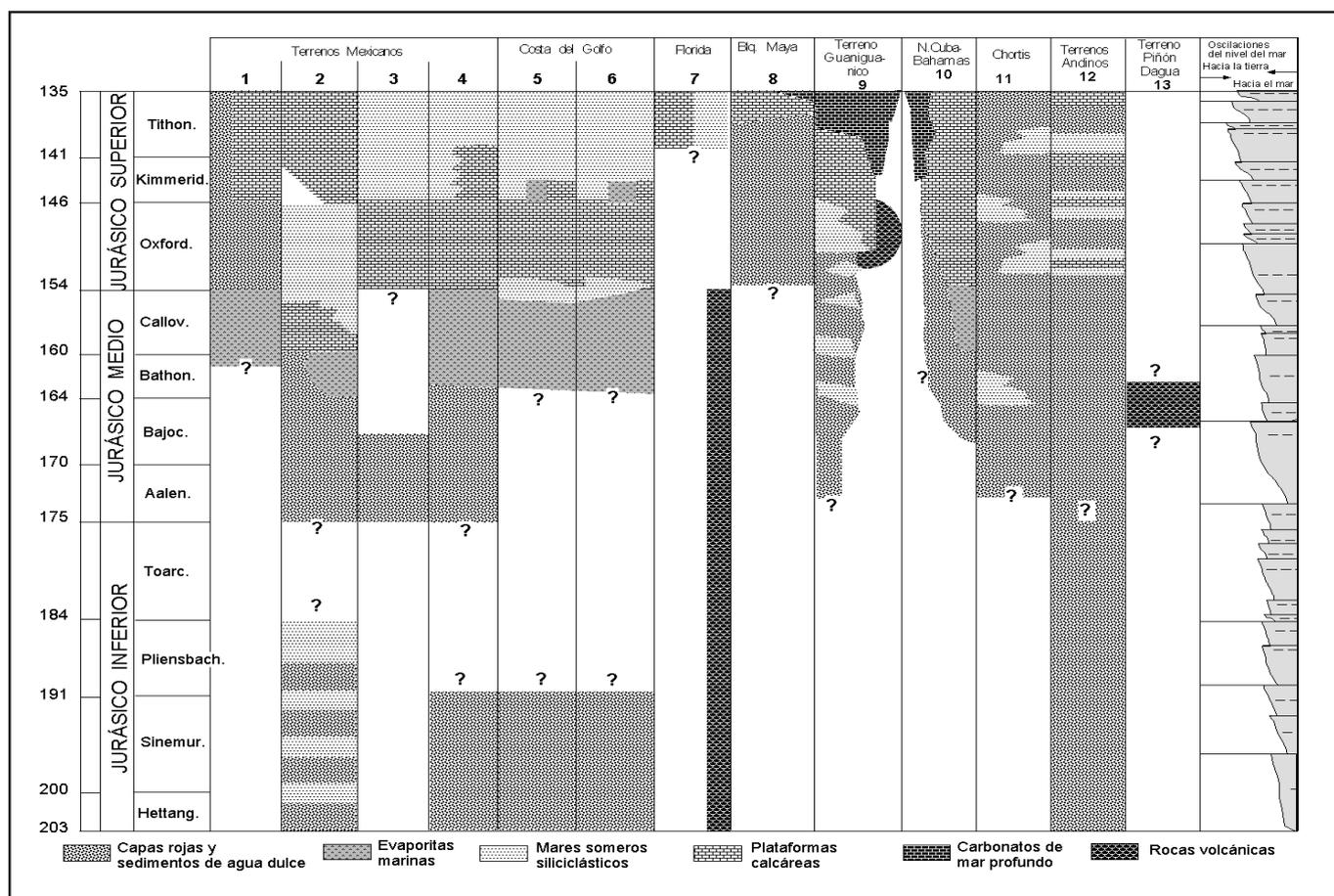


Fig. 4. Columnas estratigráfico-ambientales del Triásico Terminal al Jurásico Tardío. Según Iturralde-Vinent (2004b).

descansan directamente sobre rocas del basamento continental paleozoico (Meyerhoff & Hatten, 1974; Jacobs, 1977). La otra fosa, algo más joven, que representa la sutura donde se formó el Atlántico, está localizada en el límite entre las cortezas continental y oceánica de las Bahamas, y se encuentra ocupada por rocas marinas (calizas, dolomías y evaporitas) del Jurásico Superior (Sheridan & al., 1988).

El estudio de los sedimentos que rellenaron las fosas en los márgenes continentales de América del Norte, Europa, África y las Bahamas, muestra que las rocas de origen terrestre generalmente están sucedidas por evaporitas y estratos propiamente marinos (Evans, 1978). Este proceso de transición entre terrenos emergidos (capas rojas), cuencas hipersalinas (evaporitas) y cuencas propiamente marinas (calizas y dolomías), tiene la particularidad de que dicho tránsito ocurre a un nivel estratigráfico cada vez más joven desde el norte (Hettangiano de Europa), hacia el sur (Calloviano de las Bahamas y Cuba septentrional) (Evans, 1978; Poag & Valentine, 1988; Gradstein & al., 1990). Tal tendencia confirma que la formación del corredor marino entre Laurasia y Gondwana tuvo lugar progresivamente desde Tethys occidental hacia el Caribe (Bullard & al., 1965; Iturralde-Vinent, 2004a).

Estos datos de la estratigrafía, de cierto modo entran en conflicto con los resultados del estudio comparativo de los fósiles que aparecen tanto en Tethys occidental (actual Europa y norte de África), en los terrenos mexicanos y en los márgenes del Pacífico de América del Sur. Según un amplio grupo de autores, hay restos de cocodriliformes, ammonites, pelecípodos, braquiópodos y ostrácodos en las localidades mencionadas, que presentan fuertes afinidades entre sí (Gasparini, 1978, 1992; Westermann, 1981; Hillebrandt, 1981; Imlay, 1984; Bartok & al., 1985; Sandoval & Westermann, 1986; Westermann., 1992; Hillebrandt & al., 1992; Gasparini & Fernández, 1996; Damborenea, 2000; Aberhan, 2001). Sobre esta base se ha propuesto la existencia de una comunicación marina entre el Pacífico y Tethys antes que se fracturara Pangea, desde el Hettangiano o Pliensbaquiano (≈ 203 -184 Ma), que Smith (1983) ha denominado "Corredor Hispánico".

Los autores arriba mencionados proponen que durante el Jurásico Inferior las faunas Tethys pudieron dispersarse hacia el Pacífico, durante breves etapas cuando el nivel del mar estaba relativamente alto, mediante la sucesiva conquista de nuevos espacios acuáticos del interior de Pangea (Smith, 1983; Damborenea, 2000). La curva de las oscilaciones del nivel del mar (Fig. 5), muestra que en efecto hubo estadios

de elevación y posterior descenso del nivel del mar, pero en aquella época el nivel eustático estuvo relativamente deprimido con respecto al nivel actual, por lo menos hasta el Bathoniano ($\approx 164-160$ Ma) (Haq & al., 1987). No obstante, es posible que aquellos eventos produjeran breves inundaciones en el interior de Pangea, y que hayan sido aprovechadas por los organismos más resistentes para migrar, al menos mediante avances sucesivos. Sin embargo, estas breves transgresiones no están suficientemente documentadas en el interior de los continentes.

Para resolver la aparente contradicción entre los datos de la estratigrafía y la paleontología, Iturralde-Vinent (2004a) propuso que las migraciones pudieran haber ocurrido a lo largo de los sistemas de fosas intracontinentales, sobre todo a lo largo de aquellas que se alinean paralelas a la sutura entre Gondwana y Laurasia (Figs. 1 y 2). Sin embargo, este tipo de comunicación no se puede denominar "corredor" previo al Oxfordiano, ya que anteriormente constituía un "filtro" que limitaba el paso de muchos de los organismos que poblaron los océanos y costas de Panthalassa (Iturralde-Vinent, 2004a).

Los procesos de fracturación de Pangea y apertura Tethys hacia el oeste-suroeste, crearon una brecha de mar que complicó crecientemente las migraciones terrestres dentro de Pangea, de manera que ya desde el Bajociano, y seguramente desde el Oxfordiano, los movimientos de intercambio biótico entre Laurasia y

Gondwana quedaron severamente limitados (Figs. 1C y 2C) (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999).

Durante el transcurso del Jurásico Superior muchos de los márgenes continentales se inundaron, y en las secciones estratigráficas del Caribe dominaron las rocas de mar profundo (Fig. 4), hasta que se alcanzó un "máximo marino" en el Tithoniano. El Golfo de México se abrió como una cuenca comunicada con el Pacífico en el Bathoniano Tardío-Calloviano, y en el Calloviano se depositaron grandes extensiones de evaporitas, sobre las que se acumularon sedimentos marinos del Oxfordiano y más jóvenes (Figs. 1C, 2C, 3 y 4) (Salvador, 1991; Marton & Buffler, 1999).

Hasta el Jurásico Superior esta cuenca estuvo separada del Caribe por una península del continente norteamericano que se extendía desde la Florida hasta el bloque Maya (Yucatán). Esta cresta emergida debió servir de sustento a una biota terrestre, algunos de cuyos restos fósiles (plantas, pterosaurios y dinosaurios) aparecen en capas del Oxfordiano del terreno Guaniguanico en Cuba Occidental (De la Torre, 1949; Colbert, 1969; Iturralde-Vinent & Norell, 1996; Iturralde-Vinent, 2004a, 2004b; Gasparini & al., 2004, Gasparini & Iturralde-Vinent, en prensa). Desde la segunda mitad del Jurásico Superior, a partir del Kimmeridgiano-Tithoniano, gran parte de la cresta recién mencionada se hundió, y el Golfo de México se convirtió en una cuenca marina comunicada con el Caribe (Figs. 1C y 2C); (Salvador, 1991; Marton & Buffler, 1999).

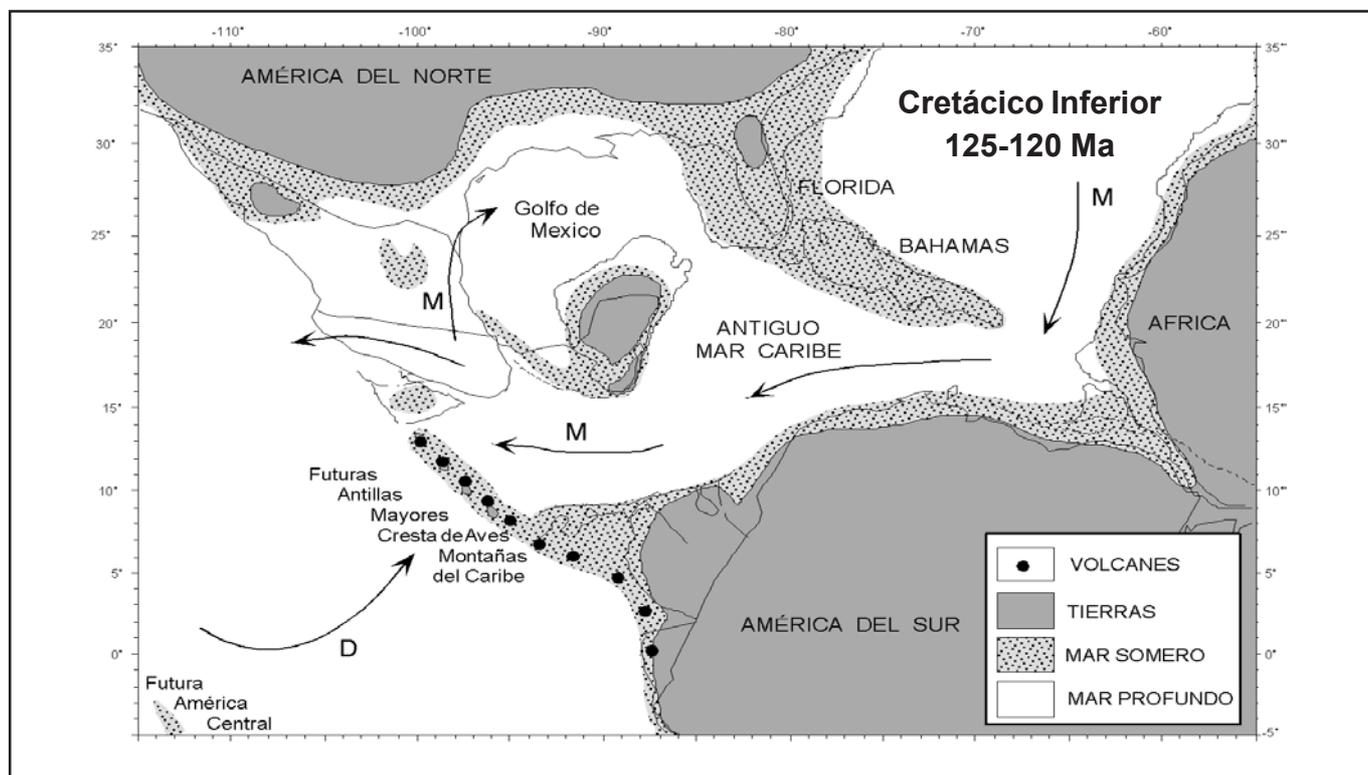


Fig. 5. Mapa paleogeográfico del Cretácico Inferior. Las saetas sugieren posibles rutas migratorias de algunos animales marinos (D-decápodos, M-moluscos). Según Iturralde-Vinent (2004b).

En el Caribe, de acuerdo a los registros estratigráficos de los terrenos Guaniguanico, Pinos y Escambray, entre el Caloviano y el Oxfordiano ocurrió una transición entre ambientes de sedimentación marina siliciclástica a carbonatada (Pszczolkowski, 1978; 1999; Somin & Millán, 1981), reflejando el proceso de transgresión regional que tenía lugar. La formación Jagua, del Oxfordiano Medio-Superior del terreno Guaniguanico, presenta un abundante e importante registro fósil de la vida en el Caribe primitivo y su entorno. En esta formación aparecen los restos de organismos terrestres ya mencionados, junto con invertebrados, peces, tortugas, pliosauriomorfos, plesiosauriomorfos, cocodriliformes e ictiosaurios (Pszczolkowski, 1978; Iturralde-Vinent & Norell, 1996; Fernández & Iturralde-Vinent, 2000; De la Fuente & Iturralde-Vinent, 2001; Gasparini & Iturralde-Vinent, 2001, en prensa; Kriwet, 2001). Ya en la segunda mitad del Jurásico Superior dominaron los ambientes de aguas marinas cada vez más profundas, hasta que se alcanzó un máximo en el Tithoniano (Figs. 3 y 4) (Pszczolkowski, 1978, 1999; Pszczolkowski & Myczyński, 2004; Sánchez-Barreda, 1990; Schaffhauser & al., 2004).

En el bloque Florida-Bahamas las rocas del Jurásico Superior representan el desarrollo de una plataforma carbonatada, limitada con el Atlántico, el Golfo de México y el Caribe primitivo, por una transición lateral hacia aguas profundas desde el Kimmeridgiano, pero sobre todo desde el Tithoniano (Khudoley & Meyerhoff, 1971; Meyerhoff & Hatten, 1968, 1974; Sheridan & al., 1988).

En estas condiciones, la circulación de las aguas oceánicas por el ramal Tethys-Caribe debió tener lugar al este de Las Bahamas hasta el Cretácico Medio, ya que sólo entonces quedó fracturado el bloque Florida-Bahamas y se formó el Estrecho de la Florida (Figs. 1C y 2C) (Buffler & Hurst, 1995).

Cretácico a Eoceno Superior

La paleogeografía del Cretácico Inferior a Eoceno Superior es probablemente la más difícil de reconstruir, ya que para esta etapa existen distintas interpretaciones en cuanto a la posición de las placas y sus límites, y en consecuencia, los modelos tectónicos del Caribe presentan las mayores disparidades. Dada esta situación, para elaborar los mapas paleogeográficos se adoptó el posicionamiento de los continentes según Lawer & al. (1999), y para fijar la posición de los límites convergentes entre las placas (donde están situados los archipiélagos de islas volcánicas) se seleccionó la variante más cercana a los consensos logrados al respecto según los modelos de origen autóctono de la placa del Caribe. Sobre esta base se elaboraron los mapas del Cretácico Inferior (≈ 125 Ma), Cretácico Superior (≈ 70 Ma) y Eoceno Inferior (≈ 55 Ma), que representan respectivamente, las primeras islas caribeñas (Fig. 5), una etapa de "máximo terrestre" (Fig. 6), y un "máximo marino" (Fig. 7).

Desde el inicio del Cretácico y hasta el final del Eoceno (de 135 a 35 Ma), el escenario paleogeográfico del Caribe se distinguió bastante de la etapa anterior. En el contexto caribeño surgen una variedad de estructuras submarinas (crestas, plataformas, bajos y fosas) que complican el relieve, así como archipiélagos de islas volcánicas. La amplitud del mar Caribe aumenta, a la vez que tiene lugar la apertura y expansión del Atlántico sur. En general continúa el flujo de la corriente Circum-tropical hacia el oeste, pero en un marco oceanográfico más complejo, debido a la apertura del Atlántico Sur, creando las condiciones para un amplio intercambio biótico entre los organismos marinos de Tethys, el Atlántico, el Golfo de México y el Pacífico. Estos movimientos de las faunas marinas se ejemplifican en las figuras 5, 6 y 7, en el caso de moluscos, decápodos y equinodermos (Scott, 1984; Smith, 1984; Sohl & Kollman, 1985; Ricardi, 1991; Rojas & al., 1995; Johnson, 1999). Las biotas terrestres continentales colonizan reiteradamente las islas del Caribe, pero al tratarse de tierras efímeras (no permanentes), dichas biotas perecen y son sustituidas, al paso del tiempo, por nuevos inmigrantes hacia las nuevas islas que surgen. Los mecanismos de dispersión de las biotas terrestres son variados, pero incluyen la migración por un puente intercontinental que se establece por un breve lapso de tiempo. Esta evolución paleogeográfica fue caracterizada de forma general por Iturralde-Vinent & MacPhee, (1999) e Iturralde-Vinent (2003a, 2004b).

A continuación se evalúan tres escenarios paleogeográficos característicos de esta etapa:

Cretácico Inferior

Al comienzo del Cretácico Inferior el Golfo de México ha alcanzado su máxima extensión estructural, ya que en el Berriasiano (≈ 142 Ma) el bloque Maya (Yucatán) había alcanzado su posición actual respecto a Norteamérica (Marton & Buffler, 1999). Los principales cambios paleogeográficos están relacionados con la posición de la línea de costa y los ambientes marinos y terrestres, mientras se mantuvo bastante estable la comunicación con el Caribe, así como con el mar interior epicontinental que corría de norte a sur dentro de América del Norte (McFarland & Menes, 1991).

A excepción del Barremiano, cuando estuvo parcialmente expuesto, el bloque Maya evolucionó como una plataforma carbonatada aislada (Viniestra, 1981). El bloque Florida-Bahamas, que estuvo parcialmente expuesto en el Barremiano, evolucionó como una gran plataforma carbonatada hasta el Aptiano, cuando se subdividió en un número de plataformas menores separadas por canales de aguas profundas (Fig. 5) (Khudoley & Meyerhoff, 1971; Salvador, 1991; Buffler & Hurst, 1995; Randazzo, 1997).

El margen continental de América del Sur (sin los terrenos andinos, Peñón-Dagua y Siquisique) evolucionó como

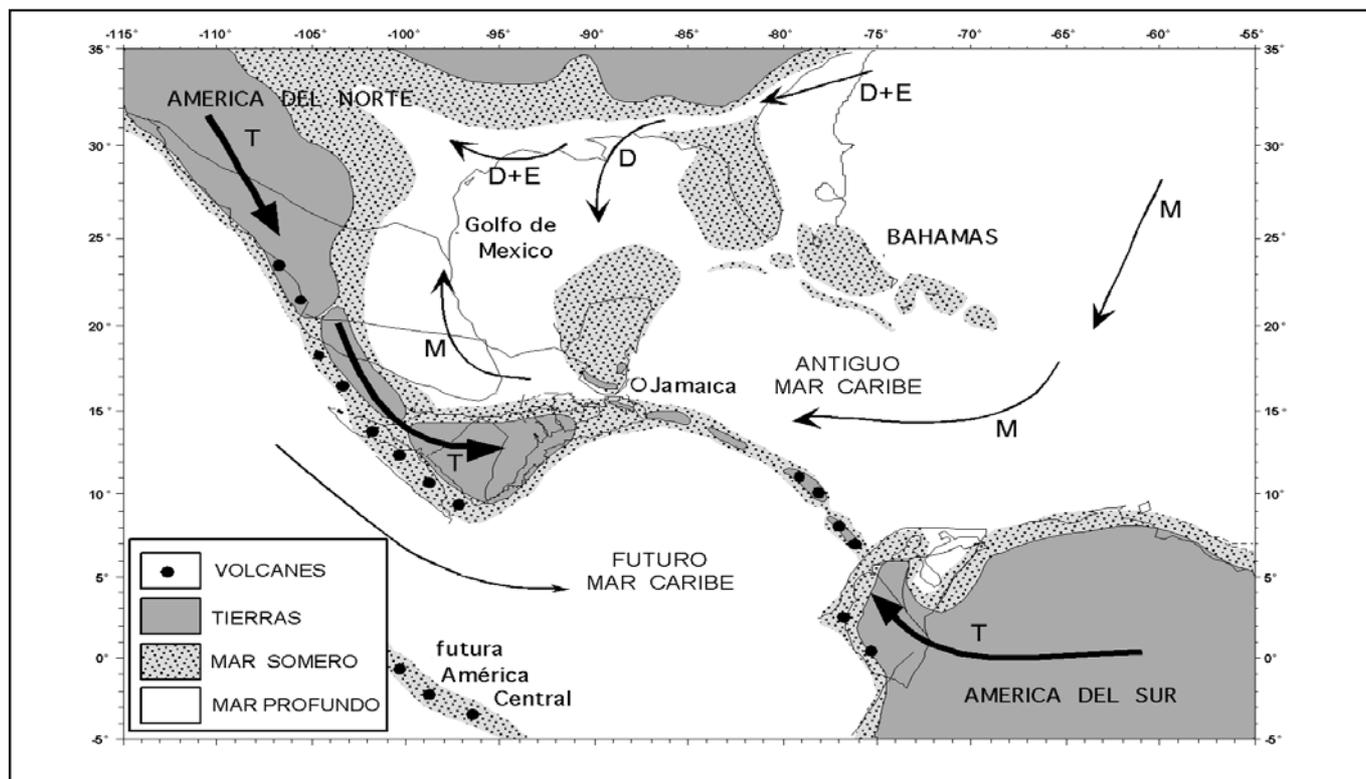


Fig. 6. Paleogeografía del Cretácico Superior Tardío. Las saetas sugieren posibles rutas migratorias de algunos animales marinos (D-decápodos, M-moluscos, E-equinodermos) y terrestres (T-tetrápodos). Según Iturralde-Vinent (2004b).

una extensa planicie costera siliciclástica, eventualmente inundada por ambientes marinos epicontinentales, y la línea costera estuvo como regla situada en el interior del continente actual (Fig. 6) (Pindell & Tabbutt, 1995; Cordiani & al., 2000).

El Atlántico Norte y Central ya eran amplias cuencas oceánicas; pero la comunicación con el Atlántico Sur estuvo limitada hasta el Aptiano-Albiano, cuando se abrió un paso más amplio, que alcanzó una gran extensión en el Campaniano (Bullard & al. 1965; Berggren & Hollister, 1974, Ricardi, 1991; Jones & al., 1995).

Con respecto al Caribe, la máxima separación entre América del Norte (bloque Maya) y América del Sur se alcanzó durante el Cretácico (Pindell & Kennan, 2001; Lawver & al., 1999), pero el escenario paleogeográfico marino entre ambos continentes sufrió continuas modificaciones del relieve. Estos escenarios cambiantes fueron provocados por el surgimiento y evolución de una serie de archipiélagos de islas volcánicas y no volcánicas, crestas no volcánicas, elevados, cuencas y fosas profundas, que en general se desplazaban del oeste hacia el este y sudeste (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999).

Durante el Cretácico Inferior, al menos dos archipiélagos de islas volcánicas estaban activos entre América del Norte y América del Sur, ambos dentro de los límites del Pacífico oriental, colindante con el Caribe. Uno de ellos (hoy parte

del basamento de América Central) se conoce de manera indirecta por la presencia de una secuencia estratigráfica del Albiano-Cenomaniano y más joven, compuesta de rocas sedimentarias marinas con detritos de rocas volcánicas; que hoy afloran en Costa Rica, pero que se originó a lo largo del límite convergente occidental de la placa del Caribe (Calvo & Bolz, 1994a, 1994b; Denyer & Kussmaul, 2000; Pindell & Kennan, 2001). Este archipiélago posiblemente tenía una limitada expresión superficial, pues no se han reportado depósitos terrestres del Cretácico en las secciones conocidas. Sin embargo, el hecho mismo de la existencia de detritos de materiales volcánicos de origen terrestre y de fragmentos de rocas volcánicas (Calvo & Bolz, 1994a, 1994b), sugiere la existencia de islas con volcanes explosivos (Fig. 5) (Denyer & Kussmaul, 2000).

Este archipiélago estuvo situado, desde su surgimiento, a miles de kilómetros al oeste de su latitud actual, en el Pacífico oriental; y se mantuvo aproximadamente en la misma posición relativa hasta el final del Cretácico. Sólo a partir del Campaniano Tardío-Maastrichtiano la placa del Caribe comenzó a intercalarse en el espacio entre los continentes de América del Norte y América del Sur, pues a partir de entonces dicho límite de placa (arco volcánico) se desplazó al norte y este (Figs. 5 y 6) (Pindell & Kennan, 2001).

Otro archipiélago estaba situado en el límite convergente oriental de la placa del Caribe, representado por secuencias estratigráficas con rocas volcánicas,

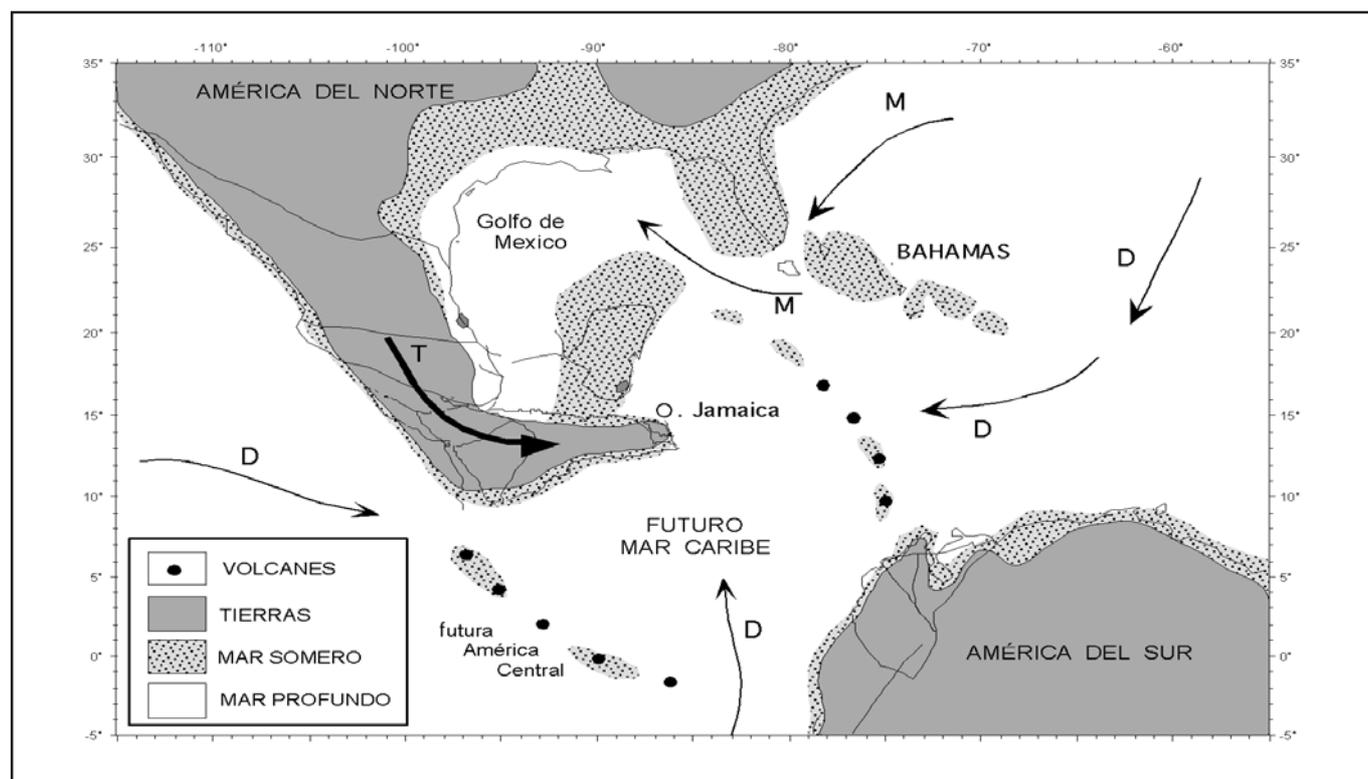


Fig. 7. Paleogeografía del Eoceno Inferior. Las saetas sugieren posibles rutas migratorias de algunos animales marinos (D-decápodos, M-moluscos) y terrestres (T-tetrápodos). Según Iturralde-Vinent (2004b).

vulcanógeno-sedimentarias, sedimentarias y plutónicas del Cretácico, que hoy forman parte de los basamentos de las Antillas Mayores, las Antillas Menores, la cresta de Aves, y las montañas del Caribe (Fig. 5) (Maurrasse, 1990; Pindell & Kennan, 2001). Esta estructura se originó entre América del Norte y América del Sur, cerca de la latitud que hoy ocupa América Central, al menos hasta el Campaniano Tardío-Maastrichtiano. Desde entonces comenzó a migrar hacia el norte y al este, en el frente convergente de la placa del Caribe (Fig. 6) (Kerr & al., 1999; Pindell & Kennan, 2001).

La presencia de tierras emergidas en este archipiélago está confirmada por la abundancia de rocas detríticas en las secciones estratigráficas, incluyendo conglomerados (con granos de rocas volcánicas y plutónicas), provenientes de la erosión de tierras emergidas; así como por la existencia de varios hiatos y depósitos terrestres. Estos hechos fueron evaluados en detalle por Iturralde-Vinent & MacPhee (1999), quienes argumentaron cómo cada indicio de la existencia de tierras, estaba seguido en el tiempo por amplias evidencias de una transgresión marina posterior, que hizo desaparecer aquellas islas. Ejemplo son los depósitos con restos de plantas terrestres del Neocomiano-Aptiano (formación Los Ranchos de República Dominicana; Smiley, 2002), que yacen discordantes por debajo de calizas depositadas en aguas poco profundas (formación Río Hatillo), que contienen una rica asociación de organismos marinos del Albiano (Kesler & al., 1991; Iturralde-Vinent, 1997).

Dentro de las secciones estratigráficas de este archipiélago de islas volcánicas se han reportado discordancias asociadas a hiatos, conglomerados y calizas marinas, no sólo en el Aptiano-Albiano, sino también en el Santoniano y Campaniano Temprano (Maurrasse, 1990; Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999). Esto sugiere que, en más de una oportunidad, hubo tierras emergidas por un corto periodo de tiempo geológico (≈ 1 a 2 Ma); pero no hay indicios de que dichas etapas de emersión abarcaran a toda la extensión del archipiélago (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999). Por eso, el mapa del Cretácico Inferior (Fig. 5) en sentido general representa el escenario paleogeográfico más común para casi todo el Cretácico Pre-campaniano.

Cretácico Superior Tardío

En contraste, el mapa paleogeográfico del final del Cretácico (≈ 70 -65 Ma) refleja una situación de máxima ocurrencia de tierras emergidas (máximo terrestre) y extenso desarrollo de plataformas carbonatadas de aguas someras en el Maastrichtiano (Fig. 6).

El levantamiento del terreno, justo al finalizar la actividad volcánica en el Campaniano Medio, es evidente en la actual América Central (bloque Chorotega), y en los segmentos guatemalteco (zona de Motagua-Polochic), cubano, jamaicano, dominicano y venezolano (montañas del Caribe) (Maurrasse, 1990; Denyer & Kussmaul, 2000; Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999; Mitchell, 2004). En las

localidades mencionadas se observan deformaciones, metamorfismo y erosión profunda de las rocas pre-Maastrichtiano, asociados a discordancias angulares, hiatos, y acumulación de sedimentos terrestres y marinos en aguas poco profundas, en las secciones estratigráficas del Campaniano Tardío al Paleoceno Temprano (Khudoley & Meyerhoff, 1971; Mattson, 1984; Maurrasse, 1990; Iturralde-Vinent, 1994; Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999; Denyer & Kussmaul, 2000; Mitchell, 2004). La abundancia de rocas clásticas en estas secciones sugiere la existencia de fuentes de aporte de sedimentos (tierras emergidas).

En el frente convergente suroriental de la placa del Caribe (futura América Central) hubo eventos tectónicos de levantamiento y erosión entre el Santoniano y Maastrichtiano, evidente en una discordancia regional Pre-campaniano y otra intra Maastrichtiano, presentes en lo que es hoy América Central meridional (Denyer & Kussmaul, 2000). Estos eventos tuvieron que determinar la formación de un relieve emergido, probablemente a manera de islas, pues desde el Campaniano se describen también depósitos de calizas someras. Sin embargo, aquellas tierras probablemente no produjeron una conexión física entre los continentes norte y sudamericanos, pues aquel archipiélago se encontraba aun muy lejos de una posición que facilitara tal comunicación (Fig. 6).

Este no es el caso del margen noroccidental de la placa del Caribe (futuras Antillas), donde las tierras emergidas estaban probablemente situadas en línea entre ambos continentes (Fig. 6). Sin embargo, en el Campaniano Tardío-Maastrichtiano se desarrollaron depresiones marinas relativamente profundas, transversales al archipiélago finicretácico (Cuenca Central y Cuenca Cauto-Nipe de Cuba), donde se depositaron rocas clásticas y carbonatadas (Khudoley & Meyerhoff, 1971; Iturralde-Vinent, 1994, 1996; Perera, 1996). Este escenario se refleja en el mapa de la figura 6, donde entre las áreas positivas (plataforma insular y tierras emergidas) del archipiélago, se muestran algunos canales marinos que separan los sectores levantados.

No obstante, existen datos paleontológicos que permiten afirmar que, entre el Campaniano Tardío y el Paleoceno, hubo un intercambio de tetrápodos terrestres entre América del Norte y América del Sur (Lucas & Alvarado, 1994; Gayet & al., 1992; Gayet, 2001). Este intercambio pudo ocurrir en un escenario donde habían tierras emergidas cercanas unas a las otras (Fig. 6), cuando durante algún breve periodo de tiempo (en concordancia con alguna etapa de bajo nivel del mar), se formó un paso tipo corredor o filtro (quizás "stepping stones"), que permitió el intercambio de aquellas biotas terrestres.

Un evento particularmente especial en la evolución del Caribe fue el impacto de Chicxulub hace 65 millones de

años, cuyos efectos en el clima y las biotas a nivel global han sido bien estudiados. Las consecuencias de este evento para el Caribe han sido objeto de un proyecto cubano-japonés, cuyas conclusiones principales se sintetizan a continuación (Tada & al., 2004). Cuando el impacto tuvo lugar, el escenario paleogeográfico era similar al que se ilustra en la figura 6. En el Caribe Occidental, el impacto en Yucatán provocó un terremoto de gran intensidad, que generó enormes derrumbes en los márgenes continentales de Yucatán, Florida, las Bahamas y el archipiélago antillano del cretácico. Estos derrumbes arrastraron cuantiosos detritos gruesos hacia el interior del Caribe, contaminando los fondos y las aguas. Después siguieron enormes olas (tsunamis), que adicionalmente barrieron las tierras bajas e incrementaron el volumen de detritos suspendidos en las aguas. A esto se añadieron las partículas emitidas por la explosión, desde el cráter del impacto (Chicxulub, Yucatán), y las lluvias cargadas de elementos venenosos. De la combinación de todos estos efectos negativos, más los cambios climáticos, se puede inferir que debieron extirpar la mayoría, sino toda, la biota terrestre y marina del Caribe occidental, y probablemente del área caribeña y su entorno.

Paleoceno-eoceno

El escenario paleogeográfico del Caribe, posterior al impacto, se ilustra en general en la figura 7. En aquella etapa del Paleoceno al Eoceno Superior Temprano (65 a 37 Ma), no abundaban las tierras emergidas, y algunas islas volcánicas estaban situadas tanto en el área del Pacífico (futura América Central), como en la porción central del Caribe (futuras Cresta de Caimán, Cuba Oriental, La Española, Puerto Rico, Cresta de Aves y Antillas Menores).

En las secuencias estratigráficas del Eoceno Inferior (55-50 Ma) en las Antillas Mayores dominan las rocas sedimentarias, volcánicas y volcanoclásticas marinas de aguas profundas y en menor grado las rocas clásticas derivadas de la erosión de terrenos emergidos (Khudoley & Meyerhoff, 1971; Maurrasse, 1990; Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999). Al menos en Cuba, es común observar en los cortes un tránsito desde rocas clásticas hacia margas y calizas de mar profundo hacia arriba (Pushcharovski, 1988), localmente como lodos de globigerinas y radiolaritas (Formación Toledo de Bronnimann & Rigassi, [1963] y equivalentes). Esto sugiere que aquel archipiélago estaba formado por grupos de islas separadas por canales de aguas profundas (Fig. 8). Incluso en el Eoceno Medio dominaron los depósitos de calizas, tanto en condiciones de aguas profundas como someras, lo que sugiere la limitada presencia de tierras emergidas (Iturralde-Vinent, 1996, 1998, 2004b). En estas condiciones, es poco probable que hubiese alguna barrera eficiente, que limitara el paso de las corrientes marinas

por el Caribe entre el Paleoceno y el Eoceno Superior; ni que existieran las condiciones para que se formara un puente o rosario de islas cercanas entre los continentes americanos.

Estas conclusiones entran en contradicción con las afirmaciones de Hedges (2001), de que la fauna de vertebrados terrestres del eoceno encontrada en Jamaica (Domning & al., 1997), prueba que esa isla estuvo emergida en aquella época, y que los animales que la poblaron (reptiles, rinocerontoides y sirénidos primitivos) llegaron allí transportados por balsas. Esta afirmación es errónea, como demostraron en su momento Iturralde-Vinent & MacPhee (1999, 2004), pues aquella fauna habitó lo que es hoy el basamento rocoso de Jamaica, en una época en que dichos terrenos formaban parte de América Central septentrional (Fig. 8). Dicha fauna llegó a América Central por tierra, directamente desde América del Norte, como se ilustra en la figura 7, y posteriormente, ya extinguida y fosilizada, como parte de las secuencias estratigráficas del Eoceno, fue transportada pasivamente hasta su lugar actual por el desplazamiento de la placa Caribe. Este es el escenario que McKenna (1973) denominó Barco Funeral Vikingo.

Eoceno Superior Tardío al presente

El estadio de la evolución paleogeográfica del Caribe, desde el Eoceno Superior Tardío hasta el Reciente, ha sido

evaluado en detalle anteriormente (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999; Iturralde-Vinent, 1982, 2001; Iturralde-Vinent & Gahagan, 2002). En estas evaluaciones se concluyó que el núcleo de las Antillas comenzó a elevarse sobre el nivel del mar después del Eoceno Medio (<40 Ma), que durante la transición Eoceno-Oligoceno (≈35-33 Ma) hubo un máximo terrestre asociado a la orogénesis Pirenaica, y tuvo lugar la formación de Gaarlandia, que comunicó el continente sudamericano con las futuras Antillas hasta Cuba Central (Fig. 8). Sin embargo, ya en el Oligoceno Superior el mar estuvo a un nivel muy alto (máximo marino), que determinó un mínimo de áreas terrestres y baja interconectividad entre los terrenos emergidos (Fig. 9). Más adelante, desde el Mioceno, los terrenos emergidos se aislaron cada vez más, a consecuencia del desplazamiento lateral de la placa del Caribe y la formación de depresiones tectónicas transversales, a lo largo de los límites septentrional y meridional de la placa del Caribe (Fig. 10). Estos eventos facilitaron primero la inmigración de propágulos desde América del Sur, y subsecuentemente, el aislamiento definitivo de las principales islas de las Antillas Mayores y sus biotas (vicarianza de isla a isla) (MacPhee & Iturralde-Vinent, 1994, 1995, 2000 en prensa; White & MacPhee, 2001).

Los datos adquiridos, como parte de las investigaciones paleogeográficas y paleontológicas posteriores (MacPhee

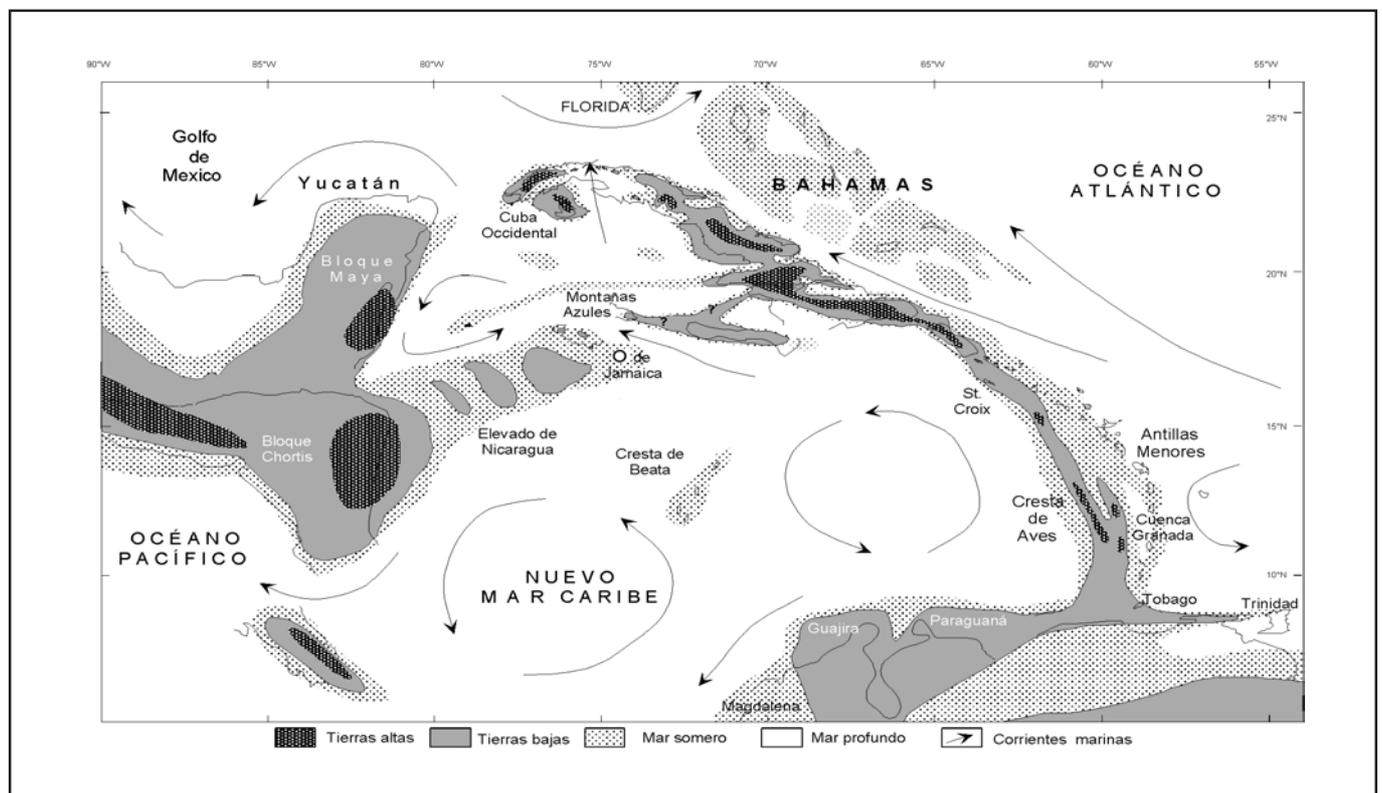


Fig. 8. Mapa paleogeográfico del Caribe en el tránsito Eoceno-Oligoceno, Ligeramente modificado de Iturralde-Vinent & MacPhee (1999), según Iturralde-Vinent (2004b).

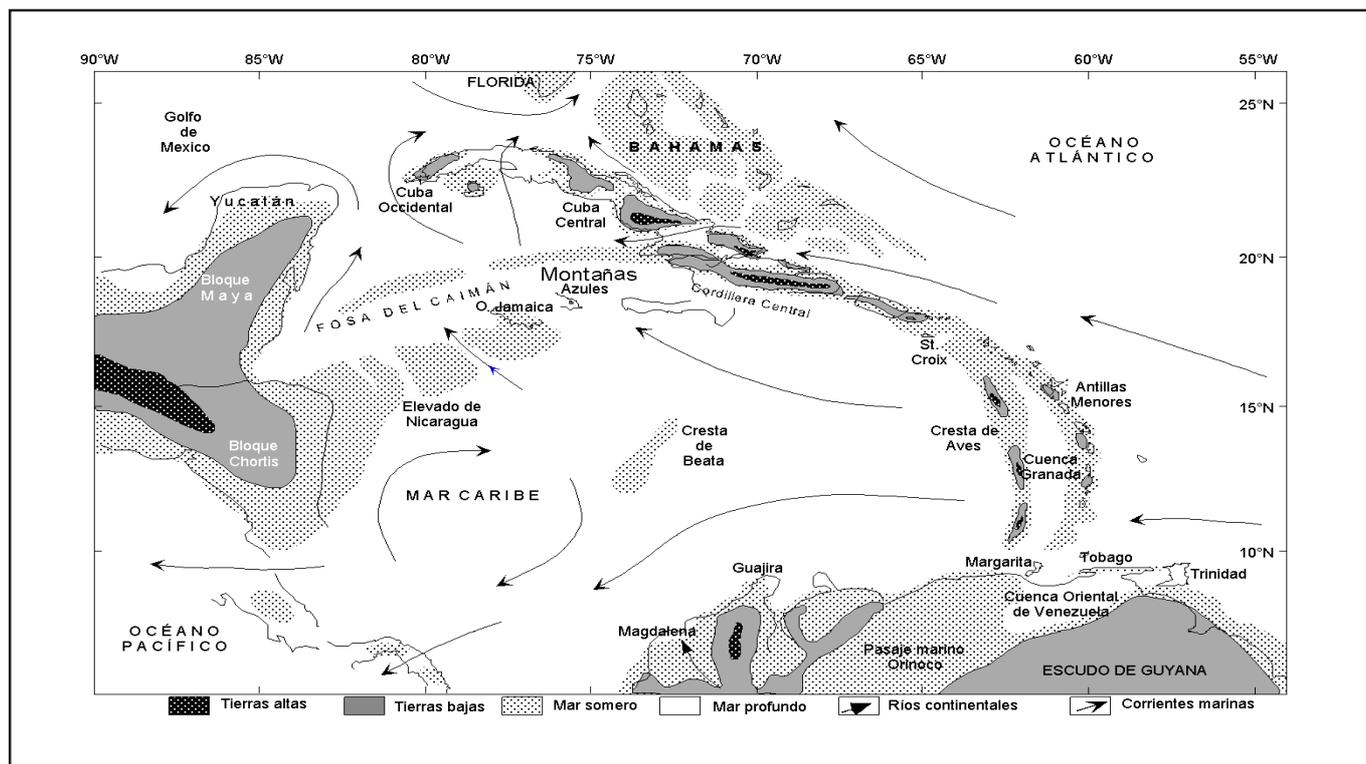


Fig. 9. Mapa paleogeográfico del Oligoceno Medio-Superior (~25 - 27 Ma). Según Iturralde-Vinent (2004b). Entre el Oligoceno y el Mioceno ocurre probablemente la separación física entre La Española y Puerto Rico, como se sugiere en este mapa.

& al., 2003; Iturralde-Vinent & MacPhee, 2004), no contradicen este escenario, y sólo permiten hacer algunas precisiones, que se discuten subsecuentemente. Esta discusión se subdivide en cuatro intervalos que se caracterizan a continuación:

Transición Eoceno-Oligoceno. El escenario paleogeográfico del Caribe justo después del Eoceno Medio, era el de una amplia extensión marina, donde comenzaron a aparecer aislados elementos emergidos. Este proceso de levantamiento de los terrenos alcanzó un máximo en la transición entre el Eoceno y el Oligoceno (zonas P16 a P18) (Berggren & al., 1995), y dio lugar a la formación de Gaarlandia, una cresta emergida que se extendía desde América del Sur hasta lo que es hoy Cuba Central. La porción occidental de Cuba actual era entonces un grupo de islas pequeñas, separadas de Gaarlandia por el canal Habana-Matanzas; y de Yucatán por el canal de Yucatán (Fig. 8) (Iturralde-Vinent, 1969, 1978; Iturralde-Vinent & al., 1996). Aquel levantamiento quedó registrado por la presencia de un hiato general entre el Eoceno y la parte alta del Oligoceno Inferior, y la presencia de conglomerados y otros sedimentos terrestres en ese mismo intervalo de edad (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999).

Datos semejantes permiten concluir que grandes extensiones de América Central estaban emergidas (Coates & Obando, 1996; Denyer & Kussmaul, 2000), pero se mantenían aisladas de los continentes vecinos (Iturralde-Vinent & Gahagan,

2002). Otras pequeñas islas y bancos poco profundos estaban presentes en distintas partes del Caribe (Fig. 8).

En estas condiciones, Gaarlandia interrumpía la circulación de la corriente marina Circum-tropical, al tiempo que un intercambio limitado tenía lugar entre el Atlántico, el Caribe, y el Pacífico por el canal Habana-Matanzas principalmente (Fig. 8) (Mullins & Neumann, 1979; Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999). Las aguas del Caribe se enfriaron, debido a la combinación de la corriente de California, que descendía hacia el Sur (Duque Caro, 1990; Droxler & al., 1998), y el enfriamiento general del clima terrestre (Wright & Miller, 1993; Prothero & al., 2003).

En un breve periodo de tiempo, se dieron las condiciones para que algunos elementos de la biota terrestre sudamericana migraran hacia Gaarlandia (Borhidi, 1985; MacPhee & Iturralde-Vinent, 1994, 1995, 2000; Iturralde-Vinent & MacPhee, 1996, 1999), probablemente en busca de ambientes más cálidos.

Oligoceno. Comenzando en el Oligoceno Inferior (\approx 32-30 Ma), pero seguramente desde el Oligoceno Superior (zonas P21b-P22) (Berggren & al., 1995), muchas tierras bajas del área del Caribe y su entorno se inundaron, y Gaarlandia quedó subdividida en varios archipiélagos (Fig. 9). La corriente marina Circum-tropical quedó restablecida, provocando un calentamiento en el clima del Caribe, a

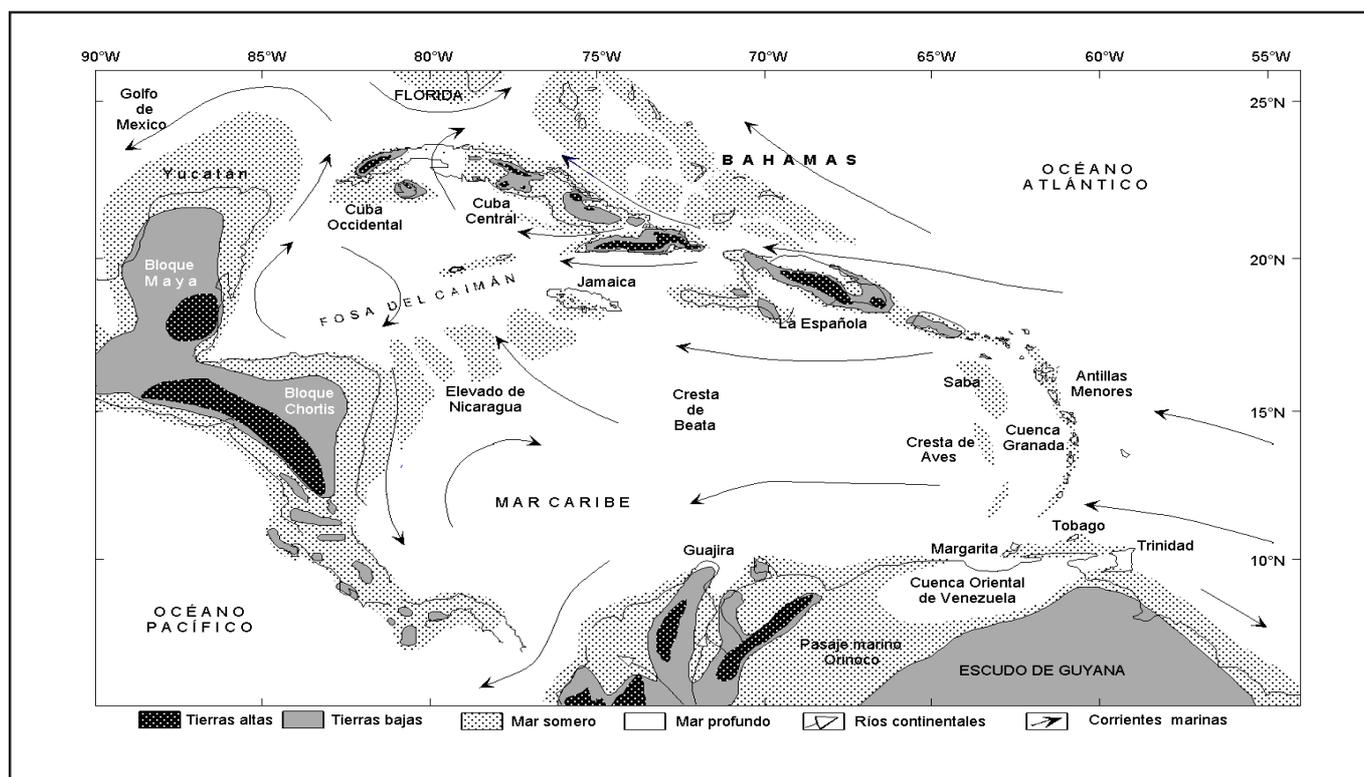


Fig. 10. Mapa paleogeográfico del Mioceno Inferior a Medio (14-16 Ma). Según Iturralde-Vinent (2004b).

consecuencia del influjo de las aguas cálidas provenientes del Atlántico (Duque Caro, 1990; Wright & Miller, 1993; Droxler & al., 1998). En estas condiciones, la biota terrestre que colonizó Gaarlandia, quedó aislada en los distintos núcleos de islas, y debió representar a los primeros y verdaderos pobladores de las Antillas.

Elementos de la fauna de típica procedencia sudamericana ya aparecen en el Oligoceno Inferior de Puerto Rico, en el Mioceno de La Española y Cuba, y en depósitos más jóvenes de todas las Antillas (Monroe, 1980; Borhidi, 1985; Graham, 1986, 1990; MacPhee & Wyss, 1990; MacPhee & Iturralde-Vinent, 1994, 1995, 2000, en prensa; MacPhee & Grimaldi, 1996; MacPhee & al., 2003; Iturralde-Vinent & MacPhee, 1996, 1999, 2004; White & MacPhee, 2001; Dávalos, 2004). En el mar Caribe surgen, en el Oligoceno, las primeras comunidades coralinas de tipo arrecife, las que evolucionan posteriormente hasta alcanzar una gran extensión en el Neógeno y Cuaternario (Frost & al., 1983; Budd & al., 1996; Iturralde-Vinent, 2004b).

Mioceno y Plioceno. Durante el Mioceno y Plioceno la placa del Caribe continua su desplazamiento al este (Pindell, 1994; Iturralde-Vinent & Gahagan, 2002). Diversos terrenos tectónicos de las Antillas Mayores fueron transportados a lo largo del contacto con la placa norteamericana, surgiendo así profundos canales marinos que completaron la separación física de las islas principales (Fig. 10) (Iturralde-Vinent & Gahagan,

2002). La corriente marina Circum-tropical se desplazó, con más eficiencia, a través del Caribe, desde el Atlántico hacia el Pacífico, con un ramal que alimentaba la incipiente Corriente del Golfo (Iturralde-Vinent & al., 1996; Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999; Iturralde-Vinent, 2003a, 2004b).

Con respecto al clima, las curvas de isótopos de oxígeno identifican un máximo relativo de calentamiento en el Mioceno Medio (17 a 14 Ma), tanto en el Atlántico como en el Pacífico (Wright & Miller, 1993; Tsuchi, 1993). Este evento se ha correlacionado con la inusual producción masiva de resina por el árbol ambarígeno *Hymenaea protera*, tanto en La Española como en Puerto Rico (Iturralde-Vinent & Harpstein, 1998; Iturralde-Vinent, 2001).

Después de este calentamiento, un proceso general de enfriamiento se refleja en el gráfico de los isótopos de oxígeno (Wright & Miller, 1993; Tsuchi, 1993).

En el Plioceno (2.5-2.3 Ma), pero comenzando como una cresta sumergida ya hace 3 Ma (Jackson & al., 1996), se cerró el Istmo de Panamá, y se formó el puente terrestre centroamericano entre los continentes. No obstante, tuvo lugar algún intercambio de biotas marinas hasta el Pleistoceno Temprano, probablemente durante los estadios de elevación del nivel del mar, coincidente con los interglaciales (Beu, 2001). Este puente terrestre pudiera haber tenido un precursor

efímero al final del Mioceno Medio (del tipo de filtro), que permitió la migración de algunos organismos terrestres desde América del Sur hasta Florida (Webb, 1985; Lucas & Alvarado, 1994), pero no existen pruebas estratigráficas para certificarlo.

El Plioceno fue también un tiempo de levantamientos generalizados en el Caribe, y como resultado se formó la columna vertebral del relieve actual (Denyer & Kusssmaul, 2002; Iturralde-Vinent, 1969, 1978, 2003b; Mann & al., 1990; Coates & Obando; 1996; van Gestel & al., 1998, 1999). Según evolucionó este escenario paleogeográfico, el Caribe se aproximó más a su configuración actual, pero las partes bajas del relieve fueron sucesivamente inundadas y desecadas, como consecuencia de los movimientos neotectónicos y del nivel del mar (Iturralde-Vinent, 2003b). Durante los descensos del nivel del mar (glaciales), se formaron algunas conexiones entre islas, pero de corta duración, las que no alcanzaron la importancia de las conexiones que existieron en el Eoceno-Oligoceno, ni volvieron a poner en contacto las principales islas (Caimán, Bahamas, Cuba, Jamaica, La Española y Puerto Rico), ni a estas con los continentes cercanos (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999; MacPhee & al., 2003).

Cuaternario. La paleogeografía del Pleistoceno y Holoceno del Caribe no está suficientemente desarrollada hasta hoy. No obstante, Iturralde-Vinent (2003b) preparó una serie de mapas para Cuba (Fig. 11), que representan escenarios paleogeográficos que se repitieron a consecuencia de cada etapa glacial (Pleistoceno Tardío: 20 - 25 000 a) e interglacial (Pleistoceno Superior: 120 - 125 000 años) del Cuaternario. Como evidencian estos mapas, las biotas marinas eran total o parcialmente eliminadas de la plataforma insular durante los "máximos terrestres", y repoblaban total o parcialmente dicha plataforma durante los "máximos marinos". En consecuencia, las biotas marinas de la plataforma insular actual tienen menos de 20 000 años, cuando la retirada de los mares prácticamente desecó dicho territorio (Iturralde-Vinent, 2003b).

Con respecto a la biota terrestre, los mapas ilustran el escenario durante los "máximos terrestres" (glaciales), cuando la biota insular tuvo la oportunidad de lograr un intercambio estable en todo el territorio emergido, mientras que durante los "máximos marinos" (interglaciales), dichas biotas quedaron parcialmente aisladas; para volver a tener la posibilidad de desplazarse por toda la isla en los últimos 8 000 años, después de la transgresión del Holoceno Temprano. Sin embargo, los cambios registrados en la vegetación pudieron jugar un papel controlador de la capacidad de desplazamiento de los animales insulares, a través de las regiones llanas, aun en las épocas de máximos terrestres (Curtis & al., 2001), como se analiza a continuación.

Se ha sugerido que los periodos glaciales se presentaban como etapas frías y secas, y los interglaciales, como etapas húmedas y cálidas (Fig. 12) (Curtis & al., 2001, Iturralde-Vinent, 2003b). Es probable que durante los periodos glaciales, la combinación de las bajas temperaturas y la menor pluviosidad hayan provocado el desarrollo de condiciones de aridez temporal en las partes bajas del relieve, y en las laderas montañosas de sotavento. Estas condiciones pudieron haber determinado la formación de una vegetación propia de dichas características climáticas en las llanuras, y que la vegetación de bosques húmedos se haya restringido a las áreas montañosas más pluviosas. Este escenario pudo generar una crisis entre las faunas terrestres que poblaban la llanura, cuyas posibilidades de subsistencia se vieron muy limitadas. En contraste, durante los periodos interglaciales, más cálidos y pluviosos, la vegetación de bosques húmedos pudo volver a extenderse por las llanuras, acompañada de las faunas correspondientes, y la vegetación de ecosistemas áridos quedar relegada a sectores más limitados. La sucesión reiterada de estos extremos climáticos en el tiempo, debió ejercer un efecto, aun poco explorado, sobre las biotas terrestres, y coadyuvar a explicar las extinciones, y la formación y características de los ecosistemas terrestres actuales.

Pudiera ser posible que la combinación de eventos climáticos, los cambios paleogeográficos, y la llegada del hombre a estas tierras hace unos 8 a 10 000 años, hayan provocado la proliferación de endémicos y desencadenado la gran extinción que diezmó a la biota terrestre antillana en el Holoceno Temprano. Los mismos eventos probablemente se desarrollaron en toda la región caribeña (Curtis & al., 2001).

Emersión y conectividad entre las islas. El problema de la conectividad entre las islas del Caribe, y entre estas islas y los continentes, es una cuestión estrictamente paleogeográfica, pero esencial para comprender el origen y migración de las biotas terrestres antillanas. Al respecto, hay tres grupos de trabajos recientes, que ponen en duda algunas de las conclusiones adelantadas previamente, utilizando tantos datos geofísicos (van Gestel & al., 1998, 1999), como puramente biológicos (Hedges, 2001; Dávalos, 2004).

Sobre la base de la interpretación de varios perfiles geofísicos marinos, van Gestel & al. (1998, 1999), concluyeron que las islas de Puerto Rico e Islas Vírgenes emergieron del fondo del mar apenas en el Plioceno; pues la fase de desarrollo del Oligoceno al Plioceno comenzó con un periodo de no deposición y erosión, pero desde el Oligoceno Medio las islas fueron cubiertas por el mar (van Gestel & al., 1999). En contraste, otros autores estiman que las islas emergieron después del Eoceno Medio (Meyerhoff, 1933; Monroe, 1980; Iturralde-Vinent &

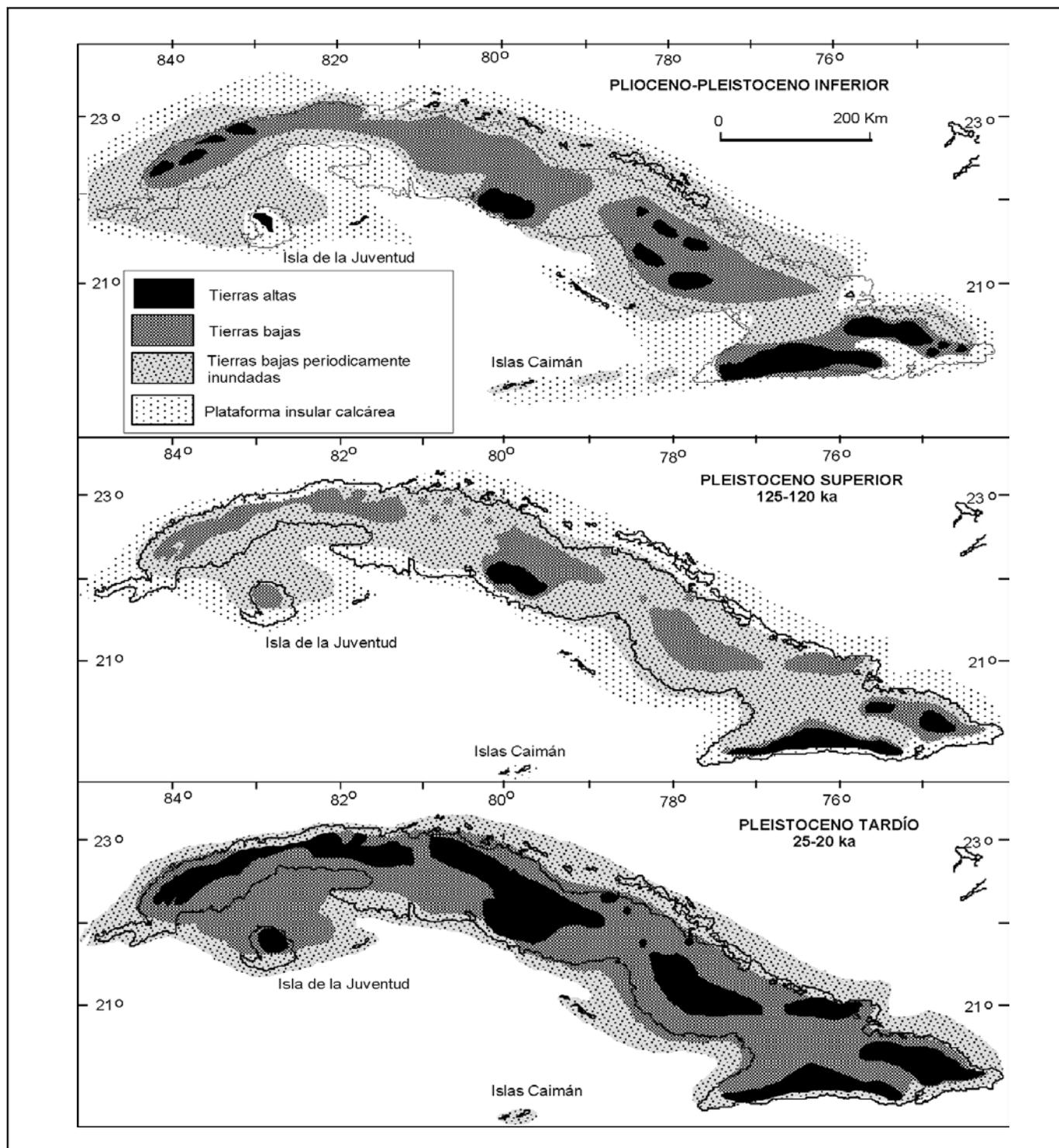


Fig. 11. Mapas paleogeográficos del Plioceno-Cuaternario de Cuba, tomados de Iturralde-Vinent (2003b). Obsérvese como la interconexión entre los macizos perennemente emergidos varió, provocándose etapas de relativo aislamiento de las biotas seguidas de etapas de amplio intercambio. Estos mapas explican la existencia de biotas en los cayos e islas alrededor de Cuba, semejantes a las de la isla principal, y a su vez, el desarrollo de muchos endémicos relativamente jóvenes en zonas recién emergidas sobre el nivel del mar.

MacPhee, 1999 y MacPhee & Iturralde-Vinent, 1995). Este problema fue discutido en detalle por MacPhee & al. (2003), quienes demostraron que la interpretación de van Gestel & al. (1999) no es acertada por las siguientes razones: Primero, durante la transición Eoceno-Oligoceno

se depositaron potentes conglomerados terrestres, suelos y arenas aluviales con restos de plantas terrestres, indicando insularidad (Monroe, 1980; MacPhee & Iturralde-Vinent, 1995; Montgomery, 1998); segundo, durante el Oligoceno y Mioceno, las secciones estratigráficas en los

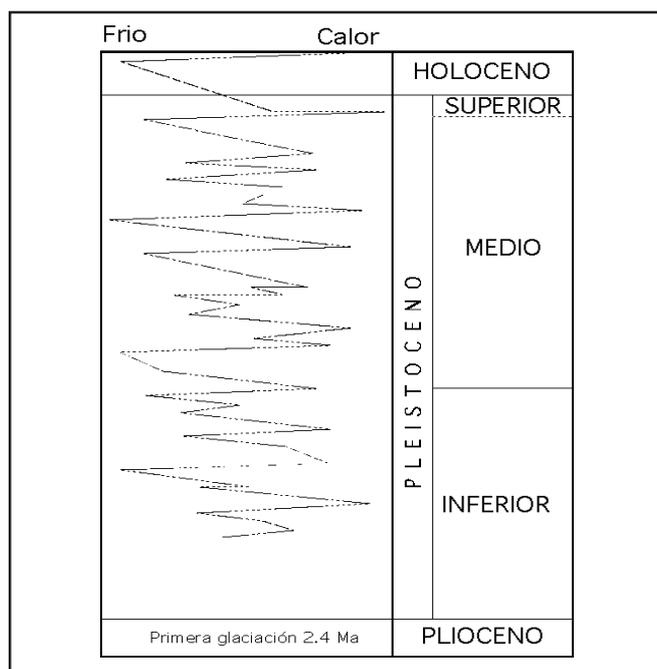


Fig. 12. Oscilaciones del contenido de Delta O¹⁸ en las testas de los foraminíferos bentónicos oceánicos, que reflejan la temperatura del agua. Así mismo, estos son expresión de las oscilaciones del clima terrestre debido a las glaciaciones durante el Cuaternario. Tomado de Iturralde-Vinent (2003b).

flancos norte y sur de Puerto Rico son distintas en varios detalles, y contienen normalmente material clástico derivado de la erosión de rocas ígneas, como las que forman el núcleo de la isla (Monroe, 1980; Iturralde-Vinent & Harpstein, 1998) y tercero, se han reportado en las rocas del Oligoceno y Mioceno de Puerto Rico la presencia de restos fósiles de animales y plantas terrestres, lo que demuestra la existencia de tierras emergidas (Graham, 1986; MacPhee & Wiss, 1990; MacPhee & Iturralde-Vinent, 1995; Iturralde-Vinent & Harpstein, 1998; Iturralde-Vinent, 2001; MacPhee & al., 2003).

También Hedges (2001) criticó la reconstrucción paleogeográfica de Puerto Rico por Iturralde-Vinent & MacPhee (1999), porque según Larue (1994) "el bloque central de Puerto Rico ha sido un alto topográfico desde el Eoceno". Pero Larue & al. (1998) reconsideraron aquella afirmación y concluyeron que "el núcleo de la isla estuvo inundado durante el Paleoceno-Eoceno, y hubo una inversión y levantamiento entre el Eoceno Superior y el Oligoceno Medio". En consonancia con esto, las investigaciones de campo del autor entre 1999 y 2003, revelaron la presencia de rocas marinas de aguas profundas del Paleoceno al Eoceno Medio, tanto en las regiones oriental, central como occidental de Puerto Rico, sugiriendo que el núcleo de la isla estuvo bajo el nivel del mar durante todo aquel tiempo (Meyerhoff, 1933; Larue & al., 1998; Montgomery, 1998). Por lo tanto, las conclusiones de Hedges (2001) al respecto contradicen los datos estratigráficos y micropaleontológicos.

Por otra parte, los datos e interpretaciones de las líneas sísmicas de van Gestel & al. (1998), aportan importante información sobre la comunicación terrestre entre los territorios cercanos. La línea Gulf LS49 (van Gestel & al., 1998) sugiere fuertemente que Saint Croix se separó del Banco de Saba desde el Mioceno Medio; y las líneas Gulf LS50 to LS52 (van Gestel & al., 1998) también sugieren que la depresión marina entre Puerto Rico e Islas Vírgenes se inundó apenas desde el Plioceno. La interpretación de las líneas EW 96-05 línea 35 y UTIG norte-sur VB que atraviesan el Paso de Mona, según van Gestel & al. (1998), sugieren que la depresión marina entre Puerto Rico y La Española, quedó inundada desde el Oligoceno. Esta interpretación contradice la de Iturralde-Vinent & MacPhee (1999), quienes postularon que dicha inundación había ocurrido después del Mioceno. El problema a resolver es determinar la antigüedad de los depósitos que rellenan la depresión, pero no hay ninguna perforación que los atraviese. La edad oligoceno que le asignan van Gestel & al. (1998) a los sismohorizontes más antiguos, se basa en su comparación con las secciones sísmicas de la costa norte de Puerto Rico, cuya estratigrafía han sido precisada mediante pozos. Sin embargo, realmente se trata de cuencas totalmente distintas, y esta correlación puede ponerse en duda. Para obtener una interpretación más correcta de la estratigrafía sísmica en el Paso de Mona, se estudiaron una serie de muestras tomadas por Wilson Ramírez en la isla de Mona y facilitadas al autor, las que contienen microfósiles (algas, espinas de equinodermos, briozoarios, *Nummulites* sp., *Amphistegina angulata*, *Amphistegina* cf. *A. gibbosa* y *Orbulina* sp.) del Mioceno Medio o Superior. Lo importante de estas muestras, es que en Mona las secciones sismoestratigráficas detectan un levantamiento y acuñamiento de las capas más bajas, de modo que en la isla afloran una parte de los estratos más viejos de los que rellenan la depresión de Mona. Adicionalmente, el autor tomó muestras de las calizas que afloran en la costa oriental de La Española, directamente sobre los depósitos del Cretácico y Eoceno, las que también contienen microfósiles del Mioceno Medio o Superior [*Sorites marginalis*, *Amphistegina* spp., *Amphistegina angulata*, *Amphistegina* cf. *A. rotundata*, ?*Nummulites* sp., *Victoriella* sp., *Globigerinita* sp. (rara), *Globigerina* sp. (rara), *Acervulinidae*, moluscos equinodermos y algas rojas]. Las rocas que afloran en el extremo occidental de Puerto Rico, sobre el basamento Cretácico-Eoceno, son del Pleistoceno y más jóvenes (Monroe, 1980). Por lo tanto, se puede suponer que el Paso de Mona se inundó en algún momento posterior al Oligoceno, después de la transgresión principal sobre Puerto Rico (MacPhee & al., 2003). Dicho en otras palabras, la separación física entre las tierras de Puerto Rico y La Española posiblemente ocurrió en el Mioceno Medio o Superior. No obstante, esta separación estuvo determinada por la formación de un sistema de bajos arenosos, que pudiera haber funcionado más como un filtro que como una barrera entre ambas tierras emergidas, por

lo menos durante el mioceno; ya que las rocas depositadas en la isla de Mona y en el borde oriental de La Española son de ambientes marinos muy poco profundos.

El propio Hedges (2001) también critica la interpretación de Iturralde-Vinent & MacPhee (1999) sobre la Cresta de Aves. De acuerdo con Hedges (2001) ...“la diferencia entre una cadena de islas y tierras contínuas (puente terrestre) es fundamental para la biogeografía” ..., “...pero no existe un control geológico para definir uno u otro escenario”. Sin embargo, Iturralde-Vinent & MacPhee (1999) compilaron la información estratigráfica que permite demostrar que la Cresta de Aves fue un alto topográfico durante la transición Eoceno-Oligoceno, con una alta probabilidad de que haya estado completamente emergida por un breve intervalo de tiempo. Es cierto que no se puede descartar la posibilidad de que la cresta haya tenido la configuración de una serie de islas separadas por bajos poco profundos, pero la primera variante es más posible, ya que en los alrededores de la cresta se han encontrado conglomerados del eo-Oligoceno, derivados de tierras altas (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999). El autor opina que en cualquiera de ambos escenarios, la Cresta de Aves pudo facilitar la migración de las biotas terrestres sudamericanas hacia Gaarlandia, que es el punto principal de esta controversia. Independientemente, esta hipótesis se fundamenta por el hecho de que el registro fósil antillano muestra que los organismos terrestres, que pasaron hacia Gaarlandia, no representan todos los componentes de la biota sudamericana; lo que sugiere que la Cresta de Aves funcionó como un filtro, y no como un corredor (MacPhee & Iturralde-Vinent, 2000), lo que deja sin fundamento la crítica de Hedges (2001).

Sin embargo, hay algunas reconstrucciones paleogeográficas del Terciario que están pendientes de resolver satisfactoriamente. Una de ellas es la hipótesis de que Jamaica estuvo constituida por dos terrenos o bloques tectónicos independientes hasta el Mioceno, a saber: el bloque Blue Mountains y el bloque occidental (Fig. 8) (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999).

La otra hipótesis, muy vinculada a la anterior, es la supuesta relación física entre la península sudoccidental de La Española y el bloque Blue Mountains, que permitió su comunicación terrestre en el tránsito eoceno - oligoceno (Fig. 8). La tercera hipótesis, fundamentada en la estratigrafía, es que las Blue Mountains estuvieron emergidas desde hace 33-35 Ma (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999). Nuevas investigaciones de campo serán necesarias para dilucidar estas hipótesis.

Paleoceanografía del Terciario

Un asunto extremadamente importante para desarrollar las hipótesis biogeográficas de población de las tierras antillanas, son las corrientes marinas superficiales, y su

permanencia o no en el tiempo. El modelo paleoceanográfico de Iturralde-Vinent (2003a), ilustrado en la figura 12, se basa en la evolución del relieve, la dirección preferente de las corrientes marinas y otros factores que fueron ampliamente discutidos por Iturralde-Vinent & MacPhee (1999) e Iturralde-Vinent (2004b).

Una evaluación minuciosa de esta figura muestra que las corrientes marinas que atravesaron el Caribe, sufrieron importantes variaciones en el tiempo, lo que tiene que haber influido fuertemente en las posibilidades de dichas corrientes para trasladar materiales flotantes (balsas de terreno) desde el continente sudamericano hacia las tierras caribeñas. Al respecto, Hedges (2001) postuló que los patrones actuales de circulación de las corrientes marinas se mantuvieron sin variaciones fundamentales durante todo el terciario. Esta afirmación se basa en criterios teóricos (el efecto Coriolis), y no tiene en cuenta la paleogeografía, por lo que carece de fundamento, como demostraron detalladamente Iturralde-Vinent & MacPhee (1999) y MacPhee & Iturralde-Vinent (2000, en prensa). El hecho es que las variaciones de la paleoceanografía dependen de los cambios en la paleogeografía, que por supuesto influyen fuertemente en las trayectorias de las “balsas de tierra” y el tiempo que transcurre entre su lugar de emisión y su destino final.

Si en las condiciones oceanográficas actuales las balsas emitidas por los ríos sudamericanos tienen algunas posibilidades de recalar en las costas de las Antillas Mayores (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999, 2004; Censky & al., 1998), dicha posibilidad era mucho menor antes del Plioceno, cuando el Istmo de Panamá estaba abierto y las corrientes provenientes del Atlántico centro-sur y las costas de América del Sur se desviaban hacia el Pacífico (Fig. 12). Otros problemas de la dispersión de las biotas en balsas están vinculados a la biología de los organismos potencialmente transportables en dichos objetos flotantes, y se discutieron detalladamente por MacPhee & Iturralde-Vinent (2000, en prensa). De hecho, mientras que los reptiles pueden transportarse con cierta facilidad en balsas, los mamíferos y anfibios tienen grandes limitaciones.

Biogeografía vs paleogeografía

Otra crítica reciente a las conclusiones paleogeográficas de Iturralde-Vinent & MacPhee (1999) ha sido presentada por Dávalos (2004), sobre la base de un estudio filogenético del registro fósil de los mamíferos antillanos. Aunque este asunto se aleja de los intereses de este trabajo, es conveniente adelantar algunos comentarios. En primer lugar, Dávalos basa sus observaciones en la aplicación de modelos filogenéticos extraídos de cladogramas, cuya elaboración se basó en un número importante de decisiones hipotéticas. Sobre esta base, llega a la conclusión de que algunos linajes de mamíferos responden a la hipótesis Gaarlandia, en tanto que otros no.

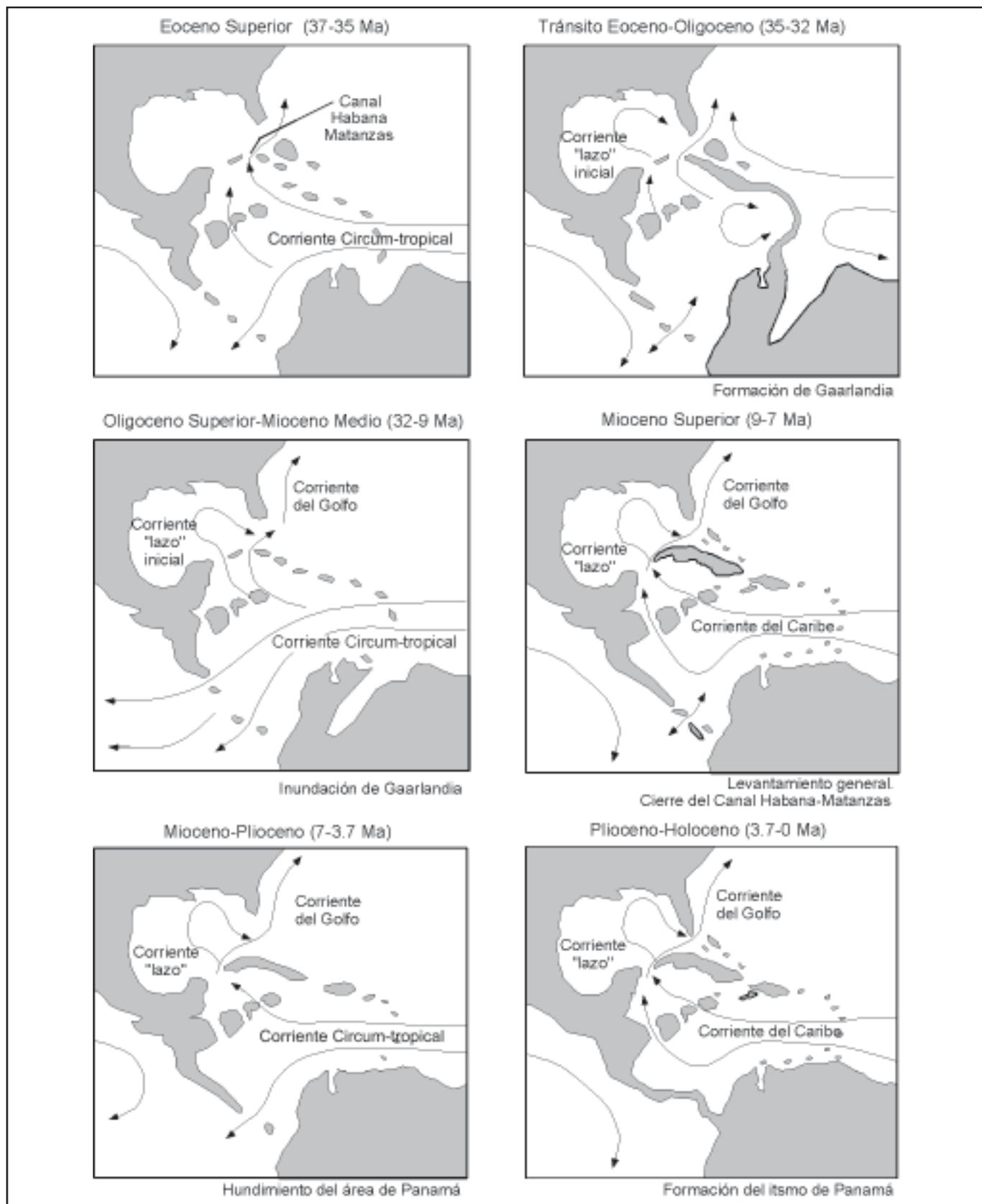


Fig. 13. Modelo paleoceanográfico del Caribe durante el Terciario Superior, tomado de Iturralde-Vinent (2003a). Observe que la circulación de las corrientes marinas estuvo determinada, entre otros factores, por la formación y desaparición de barreras topográficas. En los mapas las saetas representan la dirección promedio de las corrientes superficiales, y las flechas negras con las letras M, O, y A significan, respectivamente, los ríos Magdalena, Orinoco y Amazonas, cuyos cursos variaron en el tiempo (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999).

Este ejercicio es muy interesante y debe seguir desarrollándose, pero de ningún modo se puede evaluar una tesis paleogeográfica sobre la base de criterios cladísticos hipotéticos, ya que los mismos tienen incorporados una serie de parámetros especulativos, y sobre todo, cuando se sabe que el registro fósil de los mamíferos antillanos es altamente incompleto. Este es el mismo problema de Hedges (2001), quien trata de rechazar las tesis paleogeográficas, porque no son congruentes con los resultados de sus estudios de biología molecular. Dichos estudios tratan de desarrollar relojes biológicos basados en la distancia inmunológica de algunos taxones de la herpetofauna antillana. Con este método, Hedges y sus colegas tratan de establecer el momento en que los linajes antillanos se separaron de sus troncos continentales. El método en sí ha sido puesto en duda repetidamente (Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999; MacPhee & Iturralde-Vinent, 2000; Dávalos 2004), aun si fuera válido, no puede utilizarse para aquilatar la validez de una hipótesis paleogeográfica, basada en criterios de estratigrafía y tectónica de placas. La paleogeografía debe evaluarse desde sus propios métodos, sopesando la validez de los criterios (sedimentológicos, estratigráficos, tectónicos, y últimamente paleontológicos) utilizados para establecer determinado escenario geográfico del pasado. Así mismo no es válido para las hipótesis biológicas, pues la distribución de las biotas depende estrechamente de la paleogeografía y la geografía actual (comprendidas, entre otras, las variantes relieve, suelo, oceanografía, clima y composición de las aguas y de la atmósfera).

Las conclusiones de este trabajo muestran que, como resultado de varios proyectos llevados a cabo en los últimos años, se ha avanzado en el conocimiento de la evolución paleogeográfica y paleoceanográfica del Caribe, y sus implicaciones para el desarrollo de hipótesis sobre el origen de las biotas antillanas. Al mismo tiempo, revela que aun estamos lejos de comprender todos los detalles necesarios, o al menos, de llegar a un consenso al respecto. Las conclusiones de interés para la biogeografía histórica obtenidas como resultado de esta investigación, se basan fundamentalmente en criterios paleogeográficos, de modo que son independientes de las propias hipótesis biogeográficas. Los datos paleontológicos se han utilizado exclusivamente para comprobar la validez de las conclusiones paleogeográficas, pero no para corregirlas.

La historia del surgimiento, evolución, migraciones, extinciones y renovaciones de los organismos terrestres depende estrechamente de la disponibilidad, permanencia y relieve de las áreas emergidas, también del clima y sus variaciones, pero no lo contrario. Por eso es gnoseológicamente incorrecto tratar de rechazar las reconstrucciones paleogeográficas sobre la base de la distribución de tales organismos. La paleogeografía y la biogeografía deben ser correlacionables, pero las

incompatibilidades habrán de ser resueltas dentro de los límites metodológicos de cada una de las ciencias.

La historia del Caribe, como un pasaje interoceánico, se sintetiza en la figura 14. La conexión marina entre Tethys occidental y el Pacífico oriental, a través de Pangea centro-occidental, de acuerdo a las interpretaciones biogeográficas, se ha postulado desde el Jurásico Inferior (Hettangiano-Pliensbachiano), pero las bases estratigráficas faltan para demostrar la existencia de rocas marinas de esta edad en el área del Caribe. Probablemente desde el Bathoniano (≈ 164 Ma), pero seguramente desde el Oxfordiano (≈ 154 Ma), el registro estratigráfico indica que esta conexión era totalmente funcional, y se había establecido la corriente Circum-tropical (Fig. 14). Después, este pasaje marino sufrió variadas modificaciones de su geografía interna, lo que controló la circulación de las aguas entre el Atlántico y el Pacífico, y el movimiento de las biotas marinas de acuerdo a sus mecanismos de dispersión.

La historia de las conexiones terrestres a través del Caribe se resumen en las figuras 14 y 15. La última vez que una dispersión por tierra entre Laurasia occidental (América del Norte) y Gondwana occidental (América del Sur) pudo tener lugar, fue durante el Jurásico Medio, ya que desde el Oxfordiano los continentes estaban bien separados por una faja marina. Después, durante el Campaniano Tardío – Maastrichtiano (≈ 75 -65 Ma), probablemente se desarrolló un archipiélago de islas y bajos a lo largo de un sistema de volcanes extintos (hoy presentes en el substrato de las Antillas y las montañas del Caribe), que pudieron conectar brevemente ambos continentes. El puente terrestre actual (Istmo de Panamá) se completó en el Plio-Pleistoceno (2.5-1.0 Ma). Las evidencias de un puente similar al final del mioceno medio (≈ 9 Ma) aun no está completamente demostrado (Fig. 15).

La historia de la existencia de tierras emergidas en el Caribe y su entorno se resumen en la figura 15. Tales tierras, crestas y bajos surgieron desde que se formó el primer archipiélago de islas volcánicas, en el tránsito Jurásico-Cretácico, y se han mantenido como parte del paisaje del Caribe hasta hoy. Pero por un largo tiempo dichas tierras fueron efímeras, no permanentes, pues tenían una duración de unos pocos millones de años hasta su desaparición bajo el mar. También los terrenos tectónicos, donde se asentaban aquellas islas, cambiaron de posición con el tiempo, de acuerdo al movimiento de las placas. Sólo después del Eoceno Medio (≈ 40 Ma) hubo tierras permanentes en el escenario paleogeográfico del Caribe (Fig. 15). Gaarlandia emergió hace 33-35 Ma, formando una larga península de América del Sur que se extendía hasta lo que es hoy Cuba Central, pero que quizás duró apenas 1-2 Ma. Gaarlandia se hundió parcialmente hace unos 32-30 Ma, y entonces se formaron un grupo de islas y bajos, que finalmente dieron lugar a las Antillas actuales.

Los restos fósiles de animales y plantas terrestres se conocen desde el Jurásico Superior (Oxfordiano) en el terreno Guaniguanico (Laurasia), representados por dinosaurios, pterosaurios y plantas. Biotas terrestres insulares se conocen desde el cretácico y hasta el presente en los archipiélagos volcánicos del Caribe y su entorno. Biotas marinas se conocen en

el Caribe desde el Jurásico Medio (Bathoniano-Bajociano) y hasta el presente.

Desde el punto de vista paleogeográfico, la biota terrestre actual de las islas antillanas se originó, como los núcleos originales de las propias islas, después del Eoceno Medio (<40 Ma), gracias a que estas tierras se

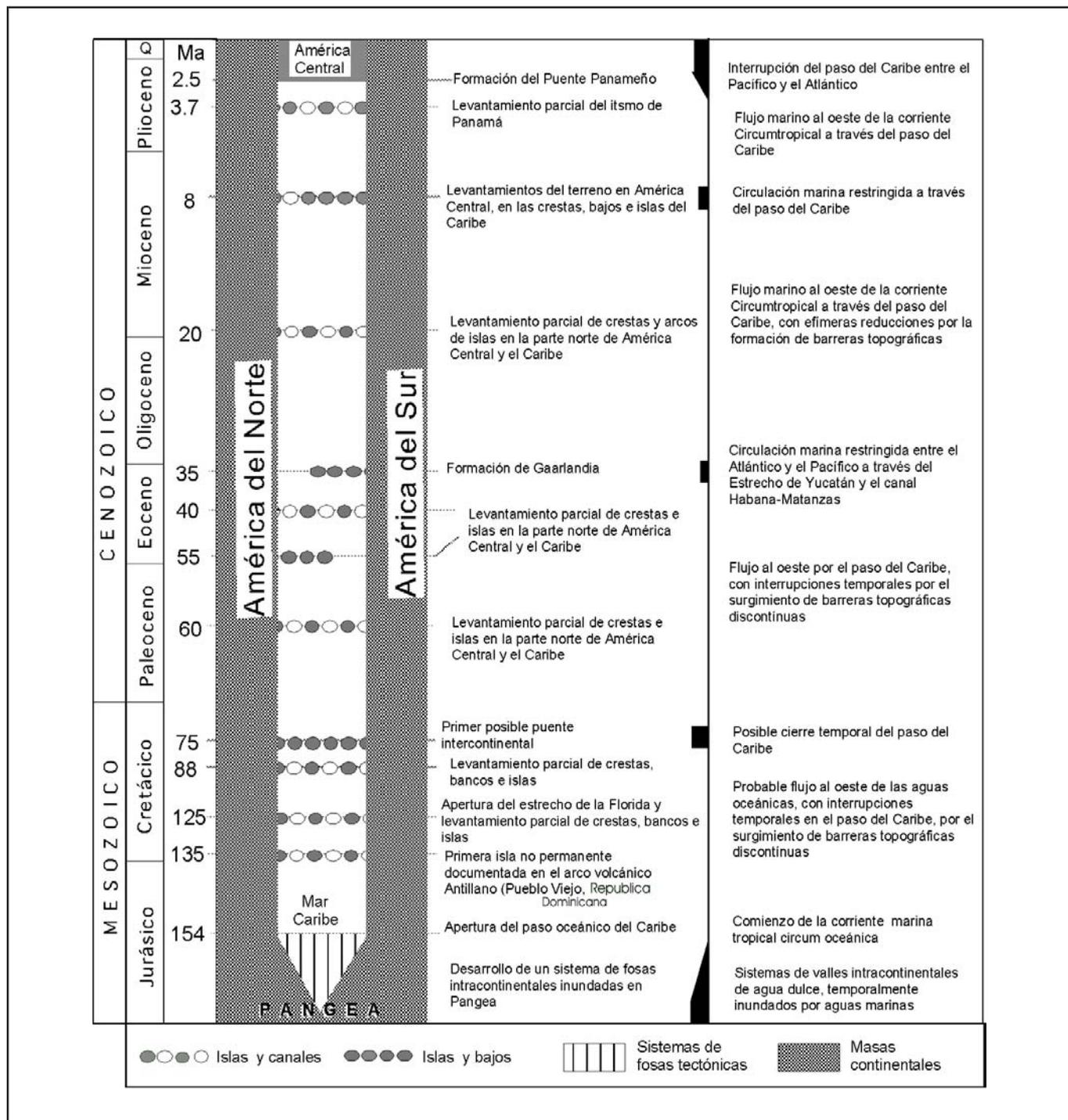


Fig. 14. Modelo de la evolución del Caribe como un pasaje marino (no está a escala). A la izquierda las barras verticales (sombreadas) representan los continentes y las cuentas horizontales las barreras topográficas surgidas en el Caribe. Las cuentas grises continúas sugieren crestas emergidas, las cuentas blancas y grises archipiélagos de islas y bajos. La barra vertical en negro a la derecha representa los momentos de restricción de la circulación marina por el Caribe. Tomada de Iturralde-Vinent (2003a).

mantuvieron permanentemente emergidas hasta el presente. Dichas tierras cambiaron sus dimensiones y altitud, estuvieron unidas y separadas en el tiempo, pero siempre hubo algún terreno emergido disponible para el desarrollo de las biotas. No obstante, factores climáticos, paleogeográficos y la llegada del hombre, se combinaron para dar lugar a la composición de las biotas actuales.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer a Ross MacPhee (Museo Americano de Historia Natural, Estados Unidos) y Zulma Gasparini (Museo de Historia Natural de La Plata, Argentina), por el intercambio de información y

experiencias sostenidas con el autor sobre los temas tratados. A Richard T. Buffler, Lisa Gahagan y Larry Lawver (Instituto para la Geofísica, Universidad de Texas en Austin, Estados Unidos), por facilitar el acceso al programa PLATES y a mucho de sus trabajos sobre la evolución tectónica del Caribe y el Golfo de México. A Silvia Blanco (CEINPET, Cuba) y Consuelo Díaz (IGP, Cuba) que identificaron los microfósiles de algunas muestras claves. A mis colegas Reinaldo Rojas, Stephen Díaz y William Suárez (Grupo de Paleogeografía y Paleobiología del Museo de Historia Natural, Cuba), por su cooperación en los trabajos de campo y el intercambio de experiencias sobre algunos de los resultados obtenidos.

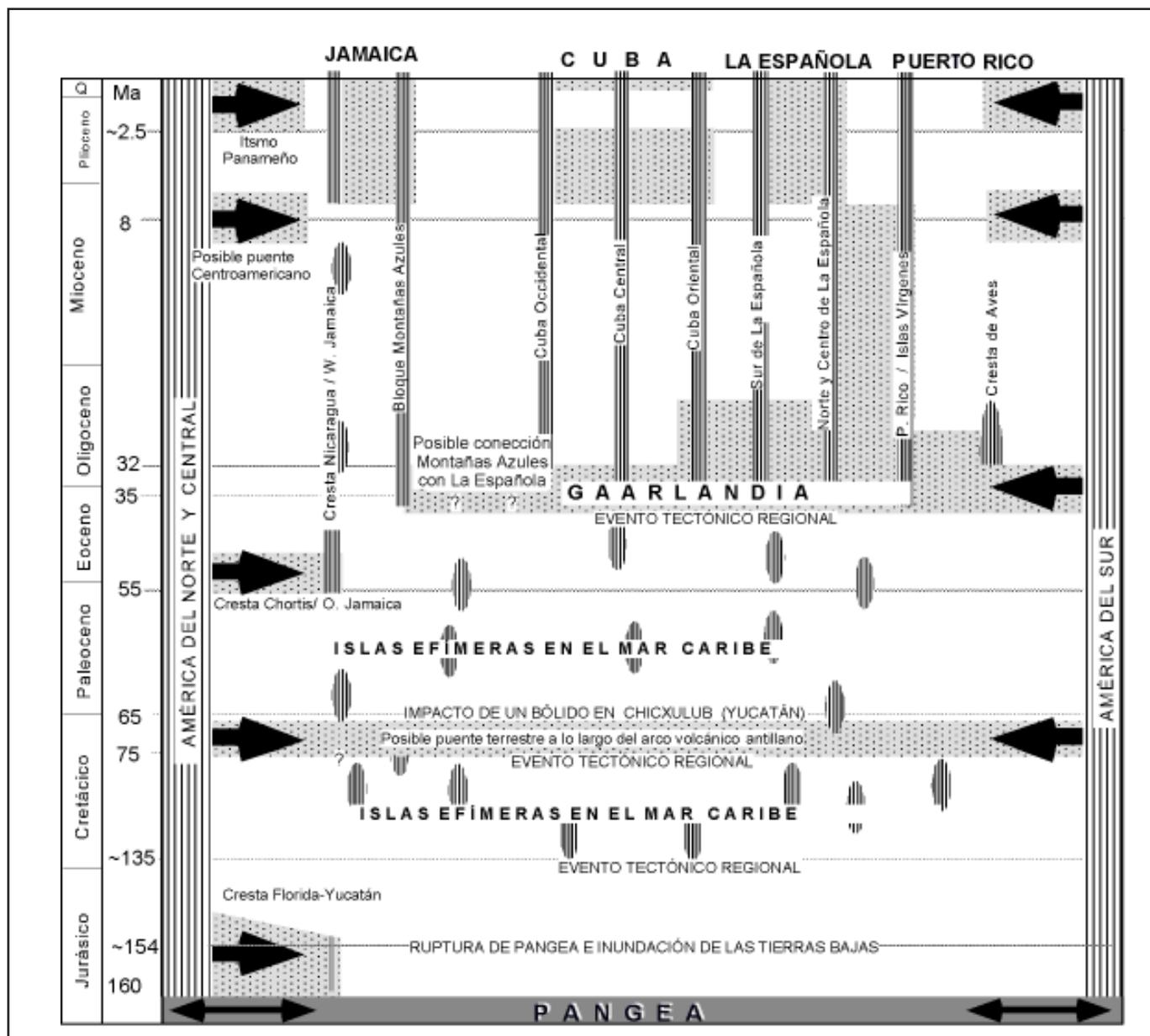


Fig. 15. Modelo de la evolución de las tierras emergidas en el Caribe y su entorno (barras y óvalos verticales) las etapas de conexión terrestre entre ellas con los continentes vecinos (bandas sombreadas horizontales). Las saetas sugieren la dirección del movimiento de las biotas. Según Iturralde-Vinent (2004b).

BIBLIOGRAFÍA

- Aberhan, M., 2001. Bivalve paleogeography and the Hispanic corridor: time of opening and effectiveness of a proto-Atlantic seaway. *Paleogeogr., Paleoclim., – Paleoecol.* 165:375-394.
- Aleman, A. & Ramos, V.A. 2000. Northern Andes. – Pp. 453-480. en: Cordani, U. C., Milani, E. J., Thomaz, A. & Campos, D. A. (ed.), *Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress: Río de Janeiro.*
- Areces-Malléa, A. 1990. *Piazopteris branneri* (White) Lorch, helecho del Jurásico Inferior-Medio de Cuba. – *Rev. Soc. Mex. Paleont.* 3(1): 25-40.
- Bartok, P. E. 1993. Prebreakup geology of the Gulf of Mexico-Caribbean: Its relations to Triassic and Jurassic rift systems of the region: *Tectonics* 12 (2): 441-459.
- Bartok, P. E., Renz, O. & Westermann, G. E. G. 1985. The Siquisique ophiolites, Northern Lara State, Venezuela: A discussion on their Middle Jurassic ammonites and tectonic implications. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 96: 1050-1055.
- Berggren, W. A. & Hollister, C. D. 1974. Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean. En: Hay, W.W. (ed.). *Studies in paleo-oceanography.* – *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 20: 126-186.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. & Aubry, M. P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.* 54: 129-212.
- Beu, A. G. 2001. Gradual Miocene to Pleistocene uplift of the Central American isthmus: Evidence from tropical American Tonnoidean gastropods. – *J. Paleont.* 75(3): 706-720.
- Boomer, I. & Ballent, S. 1996. Early-Middle Jurassic ostracods migration between the northern and southern hemisphere: further evidence for a proto Atlantic – Central America connection. *Paleogeogr., Paleoclimat. – Paleoecol.* 121: 53-64.
- Borhidi, A. 1985. Phytogeographic survey of Cuba 1. The phytogeographic characteristics and evolution of the flora of Cuba. – *Acta Bot. Hungar.* 31: 3-34.
- Bralower, T. & Iturralde-Vinent, M. 1997. Micropaleontological dating of the collision between the North American plate and the Greater Antilles Arc in western Cuba. – *Palaios* 12: 133-150.
- Bronnimann, P. & Rigassi, D., 1963. Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba, and its surroundings. – *Eclog. Geol. Helvetiae* 56 (1): 193-480.
- Budd, A. F., Johnson, K. G. & Stemann, T.A. 1996. Plio-Pleistocene turnover and extinctions in the Caribbean reef-coral fauna. Pp. 168-204. en: Jackson, J., Budd, A. F. & Coates, A. G. (ed.). *Evolution and environments in tropical America.* University of Chicago Press: Chicago.
- Buffler, R. T. & Hurst, J. M. 1995. Disintegration of the Jurassic-Lower Cretaceous Megabank, Cuba-Florida-Bahamas, p. 35. en: *First Soc. Econom. Paleont. Mineral. Congress on Sedimentary Geology, Congress Program and Abstracts p. 35.* St. Petersburg Beach, Florida.
- Buffler, R. T. & Thomas, W. 1994. Crustal structure and evolution of the southeastern margin of North America and the Gulf of Mexico basin. Pp 219-264 en: R. C. Speed (ed.). *Phanerozoic evolution of North American continental-ocean transitions. Decade North Amer. Geol., Continental-Ocean Transect volume.* The Geological Society America: Boulder.
- Bullard, E. C., Everett, J. E. & Smith, A. G. 1965. The fit of the continents around the Atlantic; a symposium on continental drift. *Philos. – Trans. R. Soc. London A(258):* 3-16.
- Calvo, C. & Bolz, A. 1994a. Albian to Campanian explosive island arc volcanisms in Costa Rica: a new basis for plate reconstruction of western Caribbean. – *Terra Nova* 2: 11-12.
- Calvo, C. & Bolz, A. 1994b. The oldest calcalkaline island arc volcanism in Costa Rica. Marine tephra deposits from the Loma Chumico Formation (Albian to Campanian). – *Profit* 7: 235-264.
- Censky, E. J., Hodge, K. & Dudley, J. 1998. Over-water dispersal of lizards due to hurricanes. – *Nature* 395: 556.
- Coates, A. G. & Obando, J. A. 1996. The geologic evolution of the Central American isthmus. Pp. 21-56 en: J. Jackson, A. F. Budd & A. G. Coates (ed.). *Evolution and environments in tropical America.* University of Chicago Press: Chicago.
- Colbert, E. H. 1969. A Jurassic pterosaur from Cuba. – *Amer. Mus. Nat. Hist. Novitates* 2370: 1-26.
- Cordani, U. C., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. & Campos, D. A. (ed.). 2000. *Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress: Río de Janeiro.*
- Crother, B. I. & Guyer, C. 1996. Caribbean historical biogeography: was the dispersal-vicariance debate eliminated by an extraterrestrial bolide. – *Herpetologica* 52: 440-465.
- Curtis, J. H., Brenner, M. & Hodell, D. A. 2001. Climate change in the Circum-Caribbean (Late Pleistocene to Present) and implications for regional biogeography. Pp. 35-54 en: Woods, C. A. & Sergile, F. E. (ed.). *Biogeography of the West Indies. Patterns and Perspectives. Second Edition.* CRC Press, Washington, D.C.
- Dávalos, L. 2004. Phylogeny and biogeography of Caribbean mammals. – *Biol. Journ. Lin. Soc.* 81:373-394.
- Damborenea, S. E. 2000. Hispanic corridor: Its evolution and the biogeography of bivalve molluscs. in R. L. Hall & P. L. Smith (ed.). *Advances in Jurassic Research 2000.* – *GeoResearch Forum* 6: 369-380.
- De la Fuente, M. S. & Iturralde-Vinent, M. 2001. A new pleurodiran turtle from the Jagua Formation (Oxfordian) of western Cuba. – *J. Paleont.* 75(4): 860-869.
- De la Torre y Callejas, A. 1949. Hallazgo de un hueso de dinosaurio terrestre en el Jurásico de Viñales, Pinar del Río. *Universidad de La Habana, Departamento de Geología y Paleontología.*
- Denyer, P. & S. Kussmaul 2002. *Geología de Costa Rica. Editorial tecnológica de Costa Rica, San José, 515 p.*
- Domning, D. P., Emry, R. J., Portell, R. W., Donovan, S. K. & Schindler, K. S. 1997. Oldest West Indian land mammal: rhinocerotoid ungulate from the Eocene of Jamaica. – *J. Vert. Paleont.* 17: 638-641.
- Donnelly, T. W. 1988. *Geological constraints on Caribbean biogeography.* Pp. 15-37 en: Liebherr, J. (ed.). *Zoogeography of Caribbean Insects.* Cornell Univ. Press. Ithaca, NY.
- Donnelly, T. W., 1989a. Geologic history of the Caribbean and

- Central America. Pp. 299-321 en: Bally, A. W. & Palmer, A. R., (ed.), The Geology of North America. Vol. A: An overview: Boulder, Colorado, Geological Society of America.
- Donnelly, T. W., 1989b. History of marine barriers and terrestrial connections: Caribbean paleogeographic inference from pelagic sediment analysis. Pp. 103-118 en: C. A. Woods (ed.), Biogeography of the West Indies. Gainesville, Fl.: Sandhill Crane Press.
- Donnelly, T. W. 1992. Geological setting and tectonic history of Mesoamerica. Pp. 1-13. en: Quintero, D. & Aiello, A. (ed.). Insects of Panama and Mesoamerica. Oxford Univ. Press: Oxford.
- Droxler, A. W., Burke, K., Cunningham, A. D., Hine, A. C. E., Rosencrantz, D. S., Duncan, P., Hallock & Robinson, E. 1998. Caribbean constraints on circulation between Atlantic and Pacific oceans over the past 40 million years. Pp. 160-191 en: Crowley, T. & Burke, K. (ed.). Tectonic boundary conditions for climate reconstruction. Oxford University Press: Oxford.
- Dueñas Jiménez, H. & Linares, E. 2001. Asociaciones palinomórficas de muestras de la Formación San Cayetano, Resúmenes 4º Congreso Cubano de Geología y Minería, La Habana, Cuba [CR-ROM].
- Duque Caro, H. 1990. Major neogene events in Panamic South America. Pp. 101-114 en: Tsuchi, R. (ed.). Pacific Neogene events, their timing, nature and interrelationships. University Tokyo Press: Tokyo.
- Evans, R. 1978. Origin and significance of evaporites in basins around the Atlantic margins. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 62 (2): 223-234.
- Fernández, M. & Iturralde-Vinent, M. 2000. An Oxfordian ichthyosauria (Reptilia) from Viñales, western Cuba: paleobiogeographic significance. – J. Vert. Paleont. 20(1): 191-193.
- Frakes, L. A., Francis, J. E. & Syktus, J. I. 1992. Climate modes of the Phanerozoic, The history of earth's climate over the past 600 million years. Cambridge Univ. Press: Cambridge, UK.
- Frost, S. H., Harbour, J. L., Beach, D. K., Realini, M. J. & P. M. Harris 1983. Oligocene reef tract development Southwestern Puerto Rico. Sedimenta IX, RSMAS, University of Miami.
- Gasparini, Z. 1978. Consideraciones sobre los Metriorhynchidae (Crocodylia, Mesosuchia): su origen, taxonomía y distribución geográfica. Obra del Centenario del Museo de La Plata. – Paleontología 5: 1-9.
- Gasparini, Z. 1992. Marine reptiles of the Circum-Pacific region. Pp. 361-364 en: G. E. G. Westermann (ed.). The Jurassic of the Circum-Pacific. Cambridge University Press: Cambridge, UK.
- Gasparini, Z. & Fernández, M. 1996. Biogeographic affinities of the Jurassic marine reptile fauna of South America. Pp. 443-449 en: A.C. Riccardi (ed.). Advances in Jurassic Research, GeoResearch Forum Vols. 1-2. Transtec Publ., Bassel, Switzerland.
- Gasparini, Z. & Iturralde-Vinent, M. 2001. Metriorhynchid crocodiles (Crocodyliformes) from the Oxfordian of western Cuba. – Neues Jahrb. Geol. Paläont. Mon. (9): 534-542.
- Gasparini, Z., Bardet, N. & Iturralde-Vinent, M. 2002. A new cryptoclidid plesiosaur from the upper Jurassic of Cuba. – Geobios, 35(201): 211-217.
- Gasparini, Z., M. Fernández & De la Fuente, M. 2004. A new pterosaur from the Oxfordian of Cuba. – Palaeontology, 47 (4): 919-927.
- Gasparini, Z. & Iturralde-Vinent M. (en prensa). Oxfordian Herpetofauna of the Caribbean Seaway. PALAIOS.
- Gayet, M. 2001. A review of some problems associated with the occurrences of fossil vertebrate in South America. – J. S. Amer. Earth Sc. 14: 131-145.
- Gayet, M., Rage, J. C., Sampere, T. & Gagnier, P. Y. 1992. Modalité des échanges de vertébrés continentaux entre l'Amérique du Nord & l'Amérique du Sud au Crétacé supérieur & au Paléocène. – Bull. Soc. Geol. France 163: 781-791.
- González de Juana, C., Iturralde de Arozena, J. Ma. & Picard Cadillat, X. 1980. Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas 1. Ediciones Foninves; Caracas.
- Gradstein, F. M., Jansa, L. F., Srivastava, S. P., Williamson, M. A., Bonham Carter, G. & Stam, B. 1990. Aspects of North Atlantic paleo-oceanography. in Keen, M. J. & Williams, G. L. (ed.). Geology of the continental margin of Canada. – Geol. Canada 2: 351-389.
- Graham, A. 1986. Some aspects of Tertiary vegetational history in the Gulf/Caribbean region (1). Transactions of the 11th Caribbean Geological Conference at Barbados, BWI 3: 1-18.
- Graham, A. 1990. Late Tertiary microfossil flora from the Republic of Haiti. – Amer. J. Bot. 77(7): 911-926.
- Haczewski, G. 1976. Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano Formation. An accumulative continental margin in the Jurassic. – Acta Geol. Polon. 26(2): 331-353.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – Science 235: 1156-1166.
- Hayes, D. E., Pimm, A. C. Acton & Leg, OSDP 165 scientific party. 1972. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XIV, Washington U.S. Printing Office.
- Hedges, S. B., 1996. Historical biogeography of West Indian vertebrates. Annual Review of Ecology and Systematics 27: 163-196.
- Hedges, S. B., 2001 Biogeography of the West Indies: An overview, Pp. 15-33 en: C. A. Woods, F. E. Sergile (ed.). Biogeography of the West Indies Patterns and Perspectives. Ed. 2., CRC Press: Baton Rouge.
- Hedges, S. B., Hass, C. & Maxson, L. 1992. Caribbean biogeography: Molecular evidence for dispersal in West Indies terrestrial vertebrates. – Proc. Natl. Acad. Sci. 89: 1909-1913.
- Hillebrandt, A. von. 1981. Kontinentalverschiebung und die paläozoographischen Beziehungen des sudamerikanischen. – Lias. Geol. Rundsch. 70(2): 570-582.
- Hillebrandt, A. von.; Westermann, G. E. G., Callomon, J. H. & Detterman, R. L. 1992. Ammonites of the Circum-Pacific region, Pp. 342-359 en: Westermann, G. E. G. (ed.). The Jurassic of the Circum-Pacific. Cambridge University Press: Cambridge, UK.
- Hudson, F., Mann, P. & Renne, P. 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of single muscovite grains in Jurassic siliciclastic rocks (San Cayetano Formation): Constraints on the paleoposition of western Cuba. – Geology 26(1): 83-86.
- Imlay, R. W. 1984. Jurassic ammonite successions in North America and biogeographic implications. in Westermann, G. E. G. (ed.). Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North

- America. – Geol. Ass. Canada Spec. Pap. 27: 1-10.
- Iturralde-Vinent, M. 1969. Principal characteristics of Cuban Neogene stratigraphy. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 53(9): 1938-1955.
- Iturralde-Vinent, M. 1978. Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico de Cuba. – Geologie Mijnbow 57(2): 205-212.
- Iturralde-Vinent, M. 1982. Aspectos geológicos de la biogeografía de Cuba. – Cienc. Tierra Espacio 5: 85-100.
- Iturralde-Vinent, M. 1994. Cuban Geology. A new plate tectonic synthesis. – J. Petrol. Geol. 17(1): 39-71.
- Iturralde-Vinent, M. (ed.) 1996: Cuban ophiolites and volcanic arcs: IGCP Project 364, Special Contribution no. 1, i-265 p. Miami, Florida.
- Iturralde-Vinent, M. 1997. Meeting Reports: Stratigraphy and Correlation of Cretaceous Volcanic arc rocks, Dominican Republic (IGCP-364). – Journ. Petroleum Geol. 20(4):489-491
- Iturralde-Vinent, M. 1998 [2000]. Sinopsis de la constitución geológica de Cuba. – Acta Geol. Hispánica 33(1-4): 9-56.
- Iturralde-Vinent, M. 2001. Geology of the amber-bearing deposits of the Greater Antilles. – Carib. J. Sc. 17(3-4): 141-167.
- Iturralde-Vinent, M. 2003a. A brief account of the evolution of the Caribbean seaway: Jurassic to Present. Pp. 386-396 en: Prothero, Ivany, D. L. & Nesbitt, E. (ed.). From Greenhouse to Icehouse: The Marine Eocene-Oligocene Transition. Chapter 22. Columbus University Press, New York.
- Iturralde-Vinent, M. 2003b. Ensayo sobre la paleogeografía del Cuaternario de Cuba. Memórias Resúmenes y Trabajos, V Congreso Cubano de Geología y Minería, CD ROM, ISBN 959-7117-II-8., 74 p.
- Iturralde-Vinent, M. 2004a. The conflicting paleontologic vs stratigraphic record of the origin of the Caribbean. En Bertolini, C., R. Buffler & J. Blickwede (ed.). The Gulf of Mexico and Caribbean region: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 79: 75-88.
- Iturralde-Vinent, M. (ed.) 2004b. Origen y evolución del Caribe y sus biotas marinas y terrestres. CD-ROM. Centro Nacional de Información Geológica, ISBN 959-7117-14-2
- Iturralde-Vinent, M., G. R. Case. 1998. First Report of The Fossil Fish *Diodon* (Family Diodontidae) from the Miocene of Cuba. – Rev. Soc. Mex. Paleontología 8(2):123-126.
- Iturralde-Vinent, M. & L. Gahagan. 2002. Latest Eocene to Middle Miocene tectonic evolution of the Caribbean: Some principles and their implications for plate tectonic modeling. Pp. 47-62 en: Jackson, T.A. Caribbean Geology into the Third Millennium. Trans. Fifteenth Carib. Geol. Conf. Jamaica.
- Iturralde-Vinent, M. & Harpstein, E. 1998. Miocene amber and lignitic deposits in Puerto Rico. – Carib. J. Sc. 34: 308-312.
- Iturralde-Vinent, M., Hubbell, G. & Rojas, R. 1996. Catalogue of Cuban fossil Elasmobranchii (Paleocene to Pliocene) and paleogeographic implications of their Lower to Middle Miocene occurrence. Jamaican – Geol. Bull. 31 :7-21.
- Iturralde-Vinent, M., Laurito Mora, C., Rojas, R. & Gutierrez, M. R. 1998. Myliobatidae (Elasmobranchii: Batomorphii) del Terciario de Cuba. – Rev. Soc. Mex. Paleontología 8(2):135-145
- Iturralde-Vinent, M. & MacPhee, R. D. E. 1996. Age and paleogeographic origin of Dominican Amber. – Science 273: 1850-1852.
- Iturralde-Vinent, M. & MacPhee, R. D. E. 1999. Paleogeography of the Caribbean region: Implications for Cenozoic biogeography. – Amer. Mus. Nat. Hist. Bull. 238: 1-95.
- Iturralde-Vinent, M. & MacPhee, R. D. E. 2004. Los Mamíferos Terrestres de las Antillas Mayores: Notas sobre su Paleogeografía, Biogeografía, Irradiaciones y Extinciones. Publicaciones de la Academia de Ciencias de la República Dominicana. Editorial Buho. Santo Domingo, 30 p.
- Iturralde-Vinent, M. & Norell, M. 1996. Synoptic catalog of Late Jurassic marine reptiles from Cuba. – Amer. Mus. Nat. Hist. Novitates 3164: 1-17.
- Jackson, J., Budd, A. F. & Coates, A. G. (ed.). 1996. Evolution and environments in Tropical America. University of Chicago Press: Chicago.
- Jacobs, C. C. 1977. Jurassic lithology in Great Isaac 1 well, Bahamas: Discussion. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 61(3): 443.
- Johnson, C. 1999. Evolution of Cretaceous surface current circulation patterns, Caribbean and Gulf of Mexico. In Barrera, E. & Johnson C. C. (ed.). Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate Systems. – Geol. Soc. America Spec. Pap. 322: 329-343.
- Jones, E. J. W., Cande, S. C. & Spathopoulos, F. 1995. Evolution of a major oceanographic pathway: the equatorial Atlantic. in Scrutton, R. A., Stoker, M. S., Shimmield, G. B. & Tudhope, A. W. (ed.). The tectonics, sedimentation and paleoceanography of the North Atlantic region. – London Geol. Soc. Spec. Publ. 9: 199-213.
- Kerr, A. C., Iturralde-Vinent, M. A., Saunders, A. D., Babbs Tanya, L. & Tarney, J. 1999. A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. Geological Society of America Bulletin, 111 (11): 1581-1599.
- Kesler, S. E., Russell, N., Polanco, J., McCurdy, K., Cumming, G. L. 1991. Geology and Geochemistry of the Early Cretaceous Los Ranchos Formation, Central Dominican Republic, in Mann, P., Draper, G. & Lewis, J.F.: Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. GSA Sp. Pap., 187-202
- Khudoley, K. & Meyerhoff, A. 1971. Paleogeography and geological history of Greater Antilles. GSA Mem. 129: 1-199.
- Klitgord, K. D., Hutchinson, D. R. & Schouten, H. 1988. U. S. Atlantic continental margin; structural and tectonic framework. pp. 19-55. in Sheridan, R. E. & Grow, J. A. (ed.). The Geology of North America. Vol. 1-2: The Atlantic continental margin. Geological Society America: Boulder.
- Kriwet, J. 2001. Paleobiogeography of pycnodontiform fishes (Actinopterygii, Neopterygii). In. Meléndez, G., Herrera, Z., Delvene, G. & Azanza, B. Los fósiles y la paleogeografía. Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza, 5.1:121-130.
- Krömmelbein, K. 1956. Die ersten marinen Fossilien (trigoniidae, Lamellibr.) aus der Cayetano-Formation West-Cubas. – Senckenb. Leth. 37(33-4): 331-335.
- Larue, D. K. 1994. Puerto Rico and the Virgin Islands. Pp. 151-165 en: Donovan, S. K. & Jackson, T.A. (ed.). Caribbean Geology, an introduction.

- The University of West Indies Publishers. Ass., Kingston.
- Larue, D. K., Torrini, R., Smith, Jr. A. L. & Joyce, J. 1998. North coast Tertiary basin of Puerto Rico: From arc basin to carbonate platform to arc-massif slope. Lidiak, In E. G. & Larue, D. K. (ed.). Tectonic and geochemistry of the Northeastern Caribbean. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 322:155-176.
- Lawver, L. A., Coffin, M. F., Dalziel, I. W. D., Gahagan, L. M. & Schmitz, R. M. 1999. Plates 1999, Atlas of paleogeographic reconstructions. PLATES Progr. Rep. 35-0799. University of Texas Institute for Geophysics: Austin.
- López-Ramos, E. 1975. Geological summary of the Yucatan Peninsula. Pp. 257-282 en: Naim, A. E. M. & Stehli, F. G. (ed.). Ocean Basins and Margins. Vol. 3 The Gulf of Mexico and Caribbean. Plenum Press, New York.
- Lucas, S. G. & Alvarado, G. E. 1994. The role of Central America in land-vertebrate dispersal during Late Cretaceous and Cenozoic. – Profil 7: 401-412.
- MacPhee, R. D. E. & Grimaldi, D. A. 1996. Mammals bones in Dominican Amber. – Nature 380: 489-491.
- MacPhee, R. D. E. & Iturrealde-Vinent, M. 1994. First Tertiary Land Mammal from Greater Antilles: An Early Miocene Sloth (*Xenarthra*, *Megalonychidae*) From Cuba. – Amer. Mus. Nat. Hist. Novitates 3094: 1-13.
- MacPhee, R. D. E. & Iturrealde-Vinent, M. 1995. Origin of the Greater Antillean land mammal fauna, 1: New Tertiary fossils from Cuba and Puerto Rico. – Amer. Mus. Novitates 3141: 1-31.
- MacPhee, R. D. E. & Iturrealde-Vinent, M. 2000. A short history of Greater Antillean land mammals: Biogeography, paleogeography, radiations, and extinctions. – Tropics 10(1): 145-154.
- MacPhee, R. D. E. & Iturrealde-Vinent, M. en prensa. The Interpretation of Caribbean Paleogeography: Reply to Hedges. Memórias del Simposio sobre la Paleontología de las Islas, Mallorca, islas Baleares.
- MacPhee, R. D. E., Iturrealde-Vinent, M. A. & Gaffney, E. S. 2003. Domo de Zaza, an early Miocene vertebrate locality in south-central Cuba: with notes on the tectonic evolution of Puerto Rico and the Mona Passage. Amer. Mus. Nat. Hist. Novitates. 3394: 1-42.
- MacPhee, R. D. E. & A. R. Wyss. 1990. Oligo-Miocene vertebrates from Puerto Rico, with a catalog of localities. – Amer. Mus. Nat. Hist. Novitates 2965: 1-45.
- Macsotay, O. & Peraza, T. 1997. Late Jurassic marine fossils from northern Venezuela. Mem. VIII Congr. Geol. Venezolano, Soc. Venezolana Geol. 2: 9-15.
- McKenna, M. C. 1973. Sweepstakes, filters, corridors, Noah's ark, and Viking funeral ships in paleogeography. Pp. 293-306 en: Tarling, D. H., & S. K. Runcorn (ed.). Implications of continental drift to the Earth Sciences 1, pt. 3 (3.5) Academic Press, London and New York.
- Mann, P., Schubert, C. & Burke, K. 1990. Review of Caribbean neotectonics. Pp. 307-338 en: G. Dengo & J. E. Case (ed.). The Caribbean Region. Vol. H. The Geology of North America. Geological Society America: Boulder.
- Marton, G. L. & Buffler, R. T. 1994. Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico basin. – Intern. Geol. Review 36: 545-586.
- Marton, G. L. & Buffler, R. T. 1999. Jurassic-Cretaceous tectono-paleogeographic evolution of the southeastern Gulf of Mexico basin. Pp. 63-91 en: P. Mann (ed.). Caribbean Basins. (Series editor K. J. Hsü).
- Sedimentary basins of the World Vol. 4 Elsevier Science: Amsterdam.
- Mattson, R. 1984. Caribbean structural breaks and plate movements. in W. E. Bonini, R. B. Hardgrave & R. Shagam (ed.). The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. – Geol. Soc. Amer. Mem. 162: 131-152.
- Maurasse, F. 1990. Stratigraphic correlation of the circum Caribbean region. in G. Dengo & J. E. Case (ed.). The Caribbean Region. The Geology of North America Vol. H. Plates 4, 5A and 5B. Geological Society America: Boulder.
- Maze, W. 1984. Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perijá, northwestern Venezuela. in W. E. Bonini, R. B. Hardgrave & R. Shagam (ed.). The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. – Geol. Soc. Amer. Mem. 162: 263-282.
- McFarland, E. & Menes, L. S. 1991. Lower Cretaceous. pp. 181-204. in A. Salvador (ed.). The Gulf of Mexico basin. The geology of North America. Vol. J. Geological Society America: Boulder.
- McKenna, M. C. 1973. Sweepstakes, filters, corridors, Noah's ark, and beached Viking funeral ships in paleogeography. Pp. 293-306 en: D. H. Tarling, S. K. Runcorn (ed.). Implications of continental drift to the earth sciences 1, pt. 3(3.5). Academic Press, London.
- Meyerhoff, A. A. & Hatten, C. W. 1968. Diapiric structure in Central Cuba. – Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 8: 315-357.
- Meyerhoff, A. A. & Hatten, C. W. 1974. Bahamas salient of North America; tectonic framework, stratigraphy and petroleum potential. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 58: 1201-1239.
- Meyerhoff, H. A. 1933. The geology of Puerto Rico. Univ. Puerto Rico Monogr. Serie B(1): 1-360.
- Milani, E. J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary basins of South America. Pp. 389-452 en: U. C. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho & D. A. Campos (ed.). Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress: Río de Janeiro.
- Millán, G. 1981. Geología del macizo metamórfico de la Isla de la Juventud. – Rev. Cs. Tierra Espacio (3): 3-22.
- Millán, G. & Somin, M. 1981 [1987]. Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo del Escambray. Inst. Geol. Paleont. Editorial Academia: La Habana.
- Millán, G. & Myczynski, R. 1979. Jurassic ammonite fauna and age of metamorphic sequences of Escambray. – Bull. Acad. Polon. Sci. 27: 37-47.
- Mitchell, S., 2004. Sedimentology and tectonic evolution of the Cretaceous rocks of Central Jamaica: Relationships to the tectonic evolution of the Caribbean. En Bertolini, C., R. Buffler & J. Blickweide (ed.). The Gulf of Mexico and Caribbean region: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 79:109-112.
- Monroe, W. H. 1980. Geology of the middle Tertiary formations of Puerto Rico, U. S. Geol. Survey Prof. Pap. 954: 1-93.
- Montgomery, H. 1998. Paleogene stratigraphy and sedimentology of the North coast, Puerto Rico. In E. G. Lidiak & D. K. Larue (ed.). Tectonic and geochemistry of the Northeastern Caribbean. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 322:177-192.
- Mullins, H. T. & Newmann, A. C. 1979. Geology of the Miami terrace and its paleoceanographic implications. – Marine Geol. 30: 205-232.
- Page, R. D. & Lydeard, C. 1994. Toward a cladistic biogeography of the

- Caribbean. – *Cladistics* 10: 21-41.
- Parrish, J. T. 1992. Climatology and oceanology. pp. 365-379. in G. E. G. Westermann (ed.). *The Jurassic of the circum-Pacific*. Cambridge University Press: Cambridge, UK.
- Perera, C., 1996. Vulcanitas de la región de Pina, Ciego de Avila. Pp. 200-201 en: Iturralde-Vinent, ed Cuban oplio lites and volcanic arc: 16CP Project 364 Special contribution 1. Miami, Florida.
- Perfit, M. R. & Williams, E. E. 1989. Geological constraints and biological retrodictions in the evolution of the Caribbean Sea and its surroundings. Pp. 47-102 en: Woods, C. A. (ed.). *Biogeography of the West Indies*. Sandhill Crane Press. Gainesville, FL.
- Pindell, J. 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. Pp. 13-40 en: S. K. Donovan & T. A. Jackson (ed.). *Caribbean Geology, an introduction*. The University of West Indies Publishers. Ass.: Kingston.
- Pindell, J. & Tabbutt, K. D. 1995. Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. in A. J. Tankard, R. Suarez S. & H. J. Welsink (ed.). *Petroleum basins of South America*. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem. 62: 101-128.
- Pindell, J. & Kennan, L. 2001. Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference, 193-220. www.tectonicanalysis.com/downloads/papercarb01.pdf
- Poag, C. Wylie & Valentine, P. C. 1988. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the United States Atlantic continental shelf and slope. Pp. 67-85 en: R. E. Sheridan & J. A. Grow (ed.). *The Atlantic continental margin of U.S. The Geology of North America*. Geological Society America: Boulder.
- Prothero, D. R.; Ivany, L. C. & Nesbitt, E. A. (ed.). 2003. *From greenhouse to icehouse: The marine Eocene-Oligocene transition*. Columbia University Press: New York.
- Pszczolkowski, A. 1978. Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba; their lithostratigraphy, facies development and paleogeography. – *Acta Geol. Polon.* 28(1): 1-96.
- Pszczolkowski, A. 1999. The exposed passive margin of North America. Pp. 93-121 en: western Cuba. P. Mann (ed.). *Caribbean Basins*, (Series editor K.J.Hsü) *Sedimentary basins of the World* Vol. 4. Elsevier Science: Amsterdam.
- Pszczolkowski, A. & Myczyński, R., 2004. Stratigraphic constraints on Late Jurassic-Cretaceous paleotectonic interpretations of the Placetas belt in Cuba. CD-ROM: *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*, – A.A.P.G. Memoir 79:545-581.
- Pushcharovsky, Yu. M. (ed.). 1988. Mapa geológico de la República de Cuba escala 1:250 000. Academias de Ciencias Cuba y la USSR. (ed.). Nauka, Moscú.
- Randazzo, A. F. 1997. The sedimentary platform of Florida: Mesozoic to Cenozoic. Pp. 39-43 en: Randazzo, A. F. & Jones, D. S. (ed.). *The Geology of Florida*. University Press of Florida: Gainesville.
- Randazzo, A. F. & Jones, D. S. (ed.). 1997. *The geology of Florida*. University Press of Florida: Gainesville.
- Riccardi, A. C. 1991. Jurassic and Cretaceous marine connections between the southeast Pacific and Tethys. – *Palaeog., Palaeoclim., Palaeocean.* 87: 155-189.
- Rojas, R., Iturralde-Vinent, M. & Skelton, P. 1995. Stratigraphy, composition and age of Cuban rudist-bearing deposits. – *Rev. Mex. Cs. Geol.* 12(2): 272-291
- Rosen, D. E., 1975. A vicariance model of Caribbean biogeography. – *Systematic Zoology* 24: 431-464.
- Rosen, D. E. 1985. Geological hierarchies and biogeographical congruences in the Caribbean. – *Ann. Missouri Bot. Gard.* 72: 636-659.
- Salvador, A. (ed.). 1991. *The Gulf of Mexico Basin*. pp. 181-204. *The Geology of North America* Vol. J. Geological Society of America: Boulder.
- Salvador, A. 1987. Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of the Gulf of Mexico. – *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 71(4): 419-451.
- Sánchez-Barreda, L.A. 1990. Why wells have failed in southern Belize area. – *Oil and Gas J. (Aug, 1990)*: 98-103. 1990): 98-103.
- Sánchez-Villagra, M. R., Burnham, R. J., Campbell, D. C., Feldmann, R. M., Gaffney, E. S., Kay, R. F., Lozsán, R., Purdy, R. & Thewissen, J. G. M. 2000. A new near-shore marine fauna and flora from the early Neogene of northwestern Venezuela. – *Jour. Paleontol.* 74: 957-968.
- Sandoval, J. & Westermann, G. E. G. 1986. The Bajocian (Jurassic) ammonite fauna of Oaxaca, Mexico. – *J. Paleont.* 60(6): 1220-1271.
- Schaffhauser, A., Stinnesbeck, W., Holland, B., Adatte, T. & J. Remane, 2004. Pp. 624-637 en: *Lower Cretaceous pelagic limestones in southern Belize: Proto-Caribbean deposits on Southeastern Maya Block*. In Bartolini, C., Buffler, R. & Blickwede, J. (ed.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 79, Chapter 28.
- Scott, R. W. 1984. Mesozoic biota and depositional systems of the Gulf of Mexico-Caribbean region. in G. E. G. Westermann (ed.). *Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America*. – *Geol. Ass. Canada Spec. Pap.* 27: 49-64.
- Sheridan, R. E., Mullins, H. T., Austin, Jr., Ball, M. M. & Ladd, J. W. 1988. Geology and geophysics of the Bahamas. pp. 329-363. in R. E. Sheridan & Grow, J. A. (ed.). *The Geology of North America. The Atlantic continental margin*. Vol. 1-2. Geological Society of America: Boulder.
- Smiley, C. J. 2002. Lower Cretaceous plants from Dominican Republic. Pp. 119-130 en: T.A. Jackson. *Caribbean Geology into the Third Millennium*. Trans. Fifteenth Carib. Geol. Conf. Chapter 10. Jamaica.
- Smith, A. 1984. *Echinoid palaeobiology*. George Allen & Unwin: London.
- Smith, A. G., Smith, D. G. & Funnell, B. M. 1994. *Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines*. Cambridge Univ. Press: Cambridge, UK.
- Smith, M. A. & Robison, C. R. 1988. Early Mesozoic lacustrine petroleum source rocks in the Culpeper basin, Virginia. Pp. 697-709 en: Pp. W. Manspeizer (ed.). *Development in Geotectonics 22, Triassic-Jurassic rifting Part B, Continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins*. Elsevier Science: Amsterdam.
- Smith, P. L. 1983. The Pliensbachian ammonite *Dayceras dayceroides* and Early Jurassic paleogeography. – *Canad. J. Earth Sci.* 20: 86-91.
- Sohl, N. F. & Kollmann, H. A. 1985. Cretaceous acteonellid gastropods from the western hemisphere. – *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1304: 1-104.

- Somin, M. & Millán, G. 1981. [Geology of the metamorphic complexes of Cuba]. Ed. Nauka: Moscow [in Russian].
- Tada, R., Iturralde-Vinent, M. A., Matsui, T., Tajika, E., Oji, T., Goto, K., Nakano, Y., Takayama, H., Yamamoto, S., Kiyokawa, S., García-Delgado, D., Díaz-Otero, Toyoda, K. & Rojas-Consuegra, R.; 2004. K/T boundary deposits in the western proto-Caribbean basin. In Bertolini, C., Buffler, G. & Blickwede, J. (ed.). The Gulf of Mexico and Caribbean region: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 79: 582-604.
- Tsuchi, R. 1993. Neogene evolution of Pacific Ocean gateways with reference to the event-biostratigraphy of southwest Japan. Pp. 2-9 en: R. Tsuchi (ed.). Proceedings Intern. Geol. Correl. Prog. Project 355. International workshop on Neogene evolution of Pacific Ocean gateways. Kyoto, Japan.
- Van Gestel, J. -P., Mann, P., Dolan, J. F. & Grindlay, N. R. 1998. Structure and tectonics of the upper Cenozoic Puerto Rico-Virgin Islands carbonate platform as determined from seismic reflection studies. – J. Geophys. Res. 103(B12): 30,505-30,530.
- Van Gestel, J.-P., Mann, P., Grindlay, N. R. & Dolan, J. F. 1999. Three-phase tectonic evolution of the northern margin of Puerto Rico as inferred from an integration of seismic reflection, well, and outcrop data. – Marine Geol. 161: 257-286.
- Van Houten, F. B. 1962. Cyclic sedimentation and the origin of analcime-rich Upper Triassic Lockatong Formation, west-central New Jersey and adjacent Pennsylvania. – Amer. Journ. of Sc. 260: 561-576.
- Viniegra-O., F. 1981. Great carbonate bank of Yucatan, southern Mexico. – J. Petrol. Geol. 3: 247-278.
- Webb, S. D. 1985. Late Cenozoic mammal dispersal between the Americas. Pp. 357-386 en: Stehli, F. G. & Webb, S. D. (ed.). The great American biotic interchange. Plenum Press: New York.
- Westermann, G. E. G. (ed.). 1992. The Jurassic of the Circum-Pacific. Cambridge University Press: Cambridge.
- Westermann, G. E. G. 1981. The upper Bajocian and lower Bathonian (Jurassic) ammonite faunas of Oaxaca, Mexico and west-Tethyan affinities. – Univ. Nat. Auton. Mex. Paleontol. Mex. 46: 1-15.
- White, J. L. & MacPhee, R. D. E. 2001. The sloths of the West Indies: a systematic and phylogenetic review. Pp. 201-235 en: C. A. Woods, F. E. Sergile (ed.). Biogeography of the West Indies Patterns and Perspectives. Ed. 2. CRC Press: Baton Rouge.
- Wright, J. D. & Miller, K. G. 1993. Southern ocean influences on late Eocene to Miocene deepwater circulation. in Kennett, J. P. & Warnke, D. A. (ed.). The Antarctic paleoenvironment: A perspective on global change, Part Two. – Antarctic Res. Ser. 60: 1-25.

Recibido: 2004

Dirección del autor: Museo Nacional de Historia Natural, Obispo no. 61, Plaza de Armas, La Habana Vieja 10100, Cuba.
<http://www.medioambiente.cu/museo/iturralde.html>