

La estructura del suroeste de la República Dominicana: un ejemplo de deformación en régimen transpresivo

P.P. Hernaiz Huerta⁽¹⁾, J.A. Díaz de Neira⁽²⁾, J. García-Senz⁽³⁾, I. Deschamps⁽⁴⁾, A. Genna⁽⁴⁾, N. Nicole⁽⁴⁾, E. Lopera⁽⁵⁾, J. Escuder Viruete⁽⁵⁾, Ll. Ardévol Oró⁽⁶⁾ y A. Pérez-Estaún⁽⁷⁾

(1) INYPSA Informes y Proyectos S.A. General Díaz Porlier 49, 28001 Madrid, España.

E-mail: phh@inypsa.es

(2) GEOPRIN. Avda. de Burgos 12, planta 18, 28036 Madrid.

E-mail: adiaz@geoprin.es

(3) Dep. de Geodinàmica i Geofísica, Fac. de Geología, Univ. de Barcelona. Martí y Franquès s/n, 08028, Barcelona, España.

E-mail: jmgarciasenz@ub.edu

(4) Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). Av Claude Guillemin BP 6009, 45060 Orléans, Cedex 2- Francia.

E-mail: i.deschamps@brgm.fr

(5) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, España.

E-mail: e.lopera@igme.es; j.escuder@igme.es

(6) Geoplay Pyrenees S.L. Nerets 10, 25620 Tremp, España.

E-mail: info@geoplay.org

(7) Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera-CSIC. Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona. España.

E-mail: aperez@ija.es

RESUMEN

Las sierras de Neiba, Martín García y Bahoruco, formadas por rocas carbonatadas de edad Eoceno-Mioceno, se localizan en el suroeste de la República Dominicana donde cabalgan a la cuenca de Enriquillo, rellena por materiales detríticos y evaporíticos de edad neógena a cuaternaria. Un análisis en planta y en sección de los pliegues y cabalgamientos que afectan a estos dominios y de su relación con la fracturación muestra las siguientes pautas comunes: 1) los pliegues y los cabalgamientos que los limitan presentan, en general, una disposición escalonada y en relevo y su traza es desplazada asintóticamente o se interrumpe contra fallas o sistemas de fallas coetáneas; 2) los anticlinales son cónicos y muestran doble inmersión de sus charnelas en un corto espacio; 3) numerosos cabalgamientos pasan lateralmente a desgarres o tienen una importante componente de movimiento en dirección; y 4) la abundante fracturación se puede explicar de forma conjunta según diferentes sistemas de fallas con direcciones y sentidos de movimiento, en general consistentes entre sí, aunque las relaciones de corte entre ellos muestran pautas complejas que revelan cambios en el sentido de movimiento a lo largo de su historia. El presente trabajo se centra en la descripción estructural de estos dominios y posteriormente se propone una interpretación estructural conjunta para toda la región en el contexto de la evolución más reciente de la isla de La Española. El modelo que se propone responde a un modelo sencillo de cizalla subvertical en régimen transpresivo (o de convergencia oblicua) izquierdo que, con dirección E-O y dimensiones regionales afectaría en su totalidad a la zona de estudio durante el Mioceno hasta prácticamente la actualidad.

Palabras clave: cuenca de Enriquillo, República Dominicana, Sierra de Bahoruco, Sierra de Neiba, transpresión

The structure of southwest Dominican Republic: an example of deformation in tranpression

ABSTRACT

The Neiba, Martín García and Bahoruco sierras, mainly formed by carbonated rocks of Eocene-Miocene age, are located in the southwestern part of the Dominican Republic where, by means of high angle faults, overthrust the Enriquillo basin, filled with Neogene to Quaternary clastic and evaporitic deposits. The analysis, in map and section views, of folds and thrusts developed in these domains, together with related fracturing, show the following common patterns: 1) folds and their boundary thrusts display, in general, an en echelon array and their traces are asymptotically displaced or end against coeval faults or fault systems; 2) the anticlines are conical and their axis show double plunging in short space; c) many thrusts laterally become into strike-slip faults or their motions have an important strike-slip vector, and 4) the dense fracturing may be explained in terms of different coevally related fault systems that, in general, have, all together, consistent directions and senses of movement, although offset relationships among them also show complex patterns produced by changes in the sense of movement throughout their history. The present work focuses in the structural description of these domains and subsequently proposes a structural interpretation of the whole area in the context of the recent most evolution of the Hispaniola Island.

The proposed model fits a sub-vertical simple shear zone developed in a sinistral transpressive (or oblique convergence) regime that, with E-W direction and regional size, affected the whole study area during the Miocene until nearly present days.

Key words: Dominican Republic, Enriquillo Basin, Sierra de Bahoruco, Sierra de Neiba, transpresion

Introducción

Las sierras de Neiba, Martín García y Bahoruco, formadas por rocas carbonatadas del Eoceno-Mioceno se localizan en la región suroeste de la República Dominicana, elevadas sobre cuencas rellenas por sedimentos detríticos de edad neógena a cuaternaria, entre ellas la cuenca de Enriquillo (Fig. 1). El presente trabajo se centra en la descripción estructural de

estas sierras, con especial énfasis en la Sierra de Neiba, y posteriormente se propone una interpretación estructural para toda la región suroeste, desde el Mioceno hasta la actualidad.

La geología de la cuenca de Enriquillo es conocida por los trabajos de exploración petrolífera desarrollados principalmente en la década de los setenta (Norconsult, 1983) y, posteriormente, por los estudios de De León (1983), Mann (1983), Mann y Lawrence

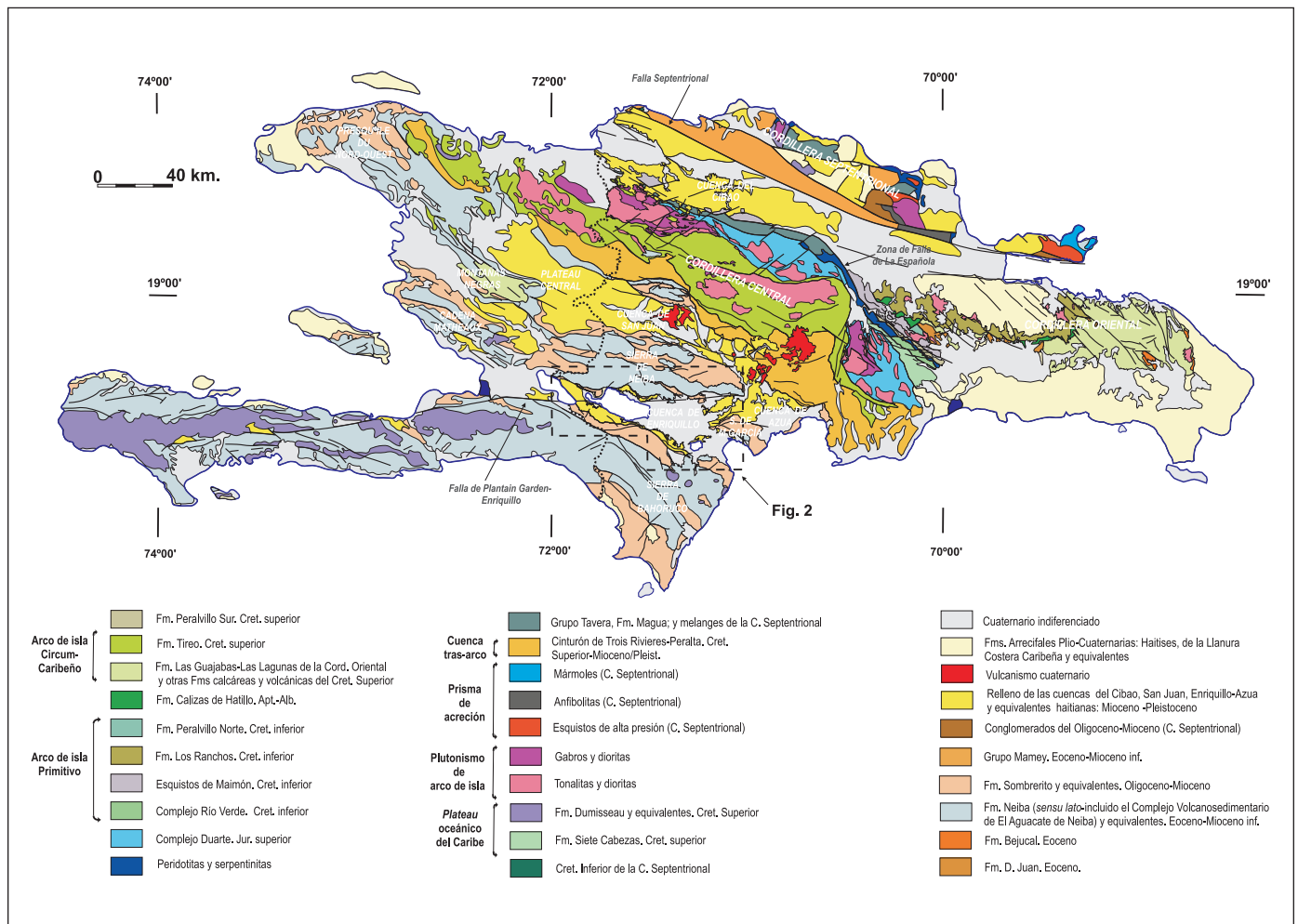


Figura 1. Esquema geológico de la isla de La Española actualizado con las cartografías de los proyectos C, L y K del programa SYSMIN. El recuadro indica la localización de la figura 2

Figure 1. Schematic geological map of the Hispaniola Island updated with the mapping of C, L and K SYSMIN projects. The inset indicates location of figure 2

(1991), McLaughlin *et al.* (1991), Mann *et al.* (1991c), Mann *et al.* (1995) y Mann *et al.* (1999). El conocimiento de la Sierra de Neiba es más modesto pues se limita a un corte geológico de Bourgeois *et al.* (1979) y las cartografías de síntesis de Breuner (1985) y García y Harms (1988), la última circunscrita a la vertiente septentrional. La vertiente norte de la Sierra de Bahoruco fue estudiada por Llinás (1971) y la Sierra de Martín García por Cooper (1983). Trabajos de índole regional más recientes son los de Pubellier *et al.* (2000), que interpretan el sector situado entre el Cinturón de Peralta y la Sierra de Bahoruco como una cuña orogénica; Hernaiz Huerta y Pérez Estaún (2002), que describen una transversal desde el Cinturón de Peralta hasta la Sierra de Martín García; y el de Mann *et al.* (2002) que contrasta las medidas con GPS del desplazamiento de La Española con un modelo de evolución tectónica a partir del Mioceno. El artículo que aquí presentamos está basado en las cartografías geológicas (y memorias correspondientes) de las hojas a escala 1:50.000 recientemente realizadas por Deschamps (2004), Genna (2004 a, 2004b), Nicole (2004a, 2004b), Díaz de Neira (2004a, 2004b), García-Senz (2004) y Hernaiz Huerta (2004a, 2004b).

La Sierra de Neiba forma parte del denominado terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba, unidad definida con poca precisión y que en su descripción original también incluye la cuenca de San Juan (Mann *et al.*, 1991a) (Figs. 1 y 2). Con orientaciones variables de ONO-ESE, NO-SE y E-O, determinadas por el relevo de pliegues de gran radio, esta sierra se compone casi enteramente de calizas de edad Eoceno-Mioceno Inferior (Fm Neiba y equivalentes) y por margocalizas de edad Mioceno (Fm Sombrerito y equivalentes) cabalgantes sobre la cuenca de Enriquillo.

En las descripciones bibliográficas (p.e. Mann *et al.*, 1991a), se cita la presencia de rocas volcanosedimentarias ocupando supuestamente el núcleo de los anticlinales. La nueva cartografía ha permitido comprobar que estas rocas, además de tener gran extensión y continuidad, se hallan intercaladas entre las formaciones calcáreas del Eoceno-Mioceno Inferior. Adicionalmente, el descubrimiento de un pequeño afloramiento de materiales calcáreos con intercalaciones de basaltos con signatura N-MORB, datados como Cretácico Superior, lo sitúa como probable sustrato de esta sierra (Hernaiz Huerta *et al.*, 2007).

La Sierra de Martín García (Figs. 1 y 2) se ha adscrito al mismo dominio paleogeográfico que la Sierra de Bahoruco (Cooper, 1983), sin embargo, nuevas observaciones indican que comparte facies con la parte oriental de la Sierra de Neiba y con la vertiente norte de la Sierra de Bahoruco. En contras-

te con las sierras paralelas de Neiba y de Bahoruco, la Sierra de Martín García describe un cambio de dirección desde NO-SE en su mitad oriental a E-O o incluso NE-SO en su tercio occidental. Sus márgenes coinciden con fallas inversas de alto ángulo y vergencias opuestas.

La cuenca de Enriquillo se extiende con una dirección ONO-ESE entre las sierras de Neiba y Bahoruco, desde la frontera con Haití hasta la bahía de Neiba al sur de la Sierra de Martín García (Figs. 1 y 2). Al norte de esta sierra enlaza con la cuenca de Azua que, a su vez conecta con la de San Juan. La cuenca de Enriquillo está rellena por materiales del Mioceno al Cuaternario formando una secuencia somerizante de más de 4.000 de espesor. La característica distintiva de la cuenca de Enriquillo respecto a Azua y San Juan es la presencia de formaciones evaporíticas que alcanzan espesores notables.

La denominación del terreno Hotte-Selle-Bahoruco (Mann *et al.*, 1991a) procede de los nombres de las tres sierras contiguas, las dos primeras en Haití y la tercera en la República Dominicana que con directrices generales ONO-ESE se extienden de oeste a este por el sector meridional de La Española (Fig. 1). La formación más representativa es la Fm Dumisseau (Maurrasse *et al.*, 1979) del macizo de La Selle, con más de 1.500 m de una alternancia de basaltos masivos y basaltos almohadillados no metamórficos, doleritas, calizas pelágicas, cherts, limolitas silíceas y areniscas volcánicas, en la que las dataciones paleontológicas (Maurrasse *et al.*, 1979) y radiogénicas (Sayeed *et al.*, 1978; van der Berghe, 1983, Bellon *et al.*, 1985), le atribuyen un intervalo entre el Cretácico Inferior a principalmente el Cretácico Superior. En el macizo de la Hotte y en la Sierra de Bahoruco hay formaciones basálticas equivalentes a la Fm Dumisseau, con edades del Maastrichtiense-Paleoceno (Fm Macaya) y del Maastrichtiense, respectivamente. Las similitudes petrológicas y geoquímicas entre los basaltos de la Fm Dumisseau y los basaltos perforados en el DSDP en el mar del Caribe (p.e. "horizonte B", de edad Coniaciense-Campaniense), permiten interpretar el terreno de Hotte-Selle-Bahoruco como un bloque emergido de la meseta o *plateau* oceánico del Caribe (Maurrasse *et al.*, 1979; Sen *et al.*, 1988; Girard *et al.*, 1982). Por encima de la Fm Dumisseau y equivalentes, una importante discontinuidad marca el final del volcanismo basáltico y el comienzo de un régimen esencialmente sedimentario, con predominio de facies carbonatadas y ocurrencias volcánicas, que comprende el intervalo del Cretácico terminal al Mioceno. Concretamente, en la Sierra de Bahoruco, Llinás (1971) y Mann *et al.* (1991b) citan por encima de la citada discordancia, la Fm Río Arriba del Cretácico terminal (más

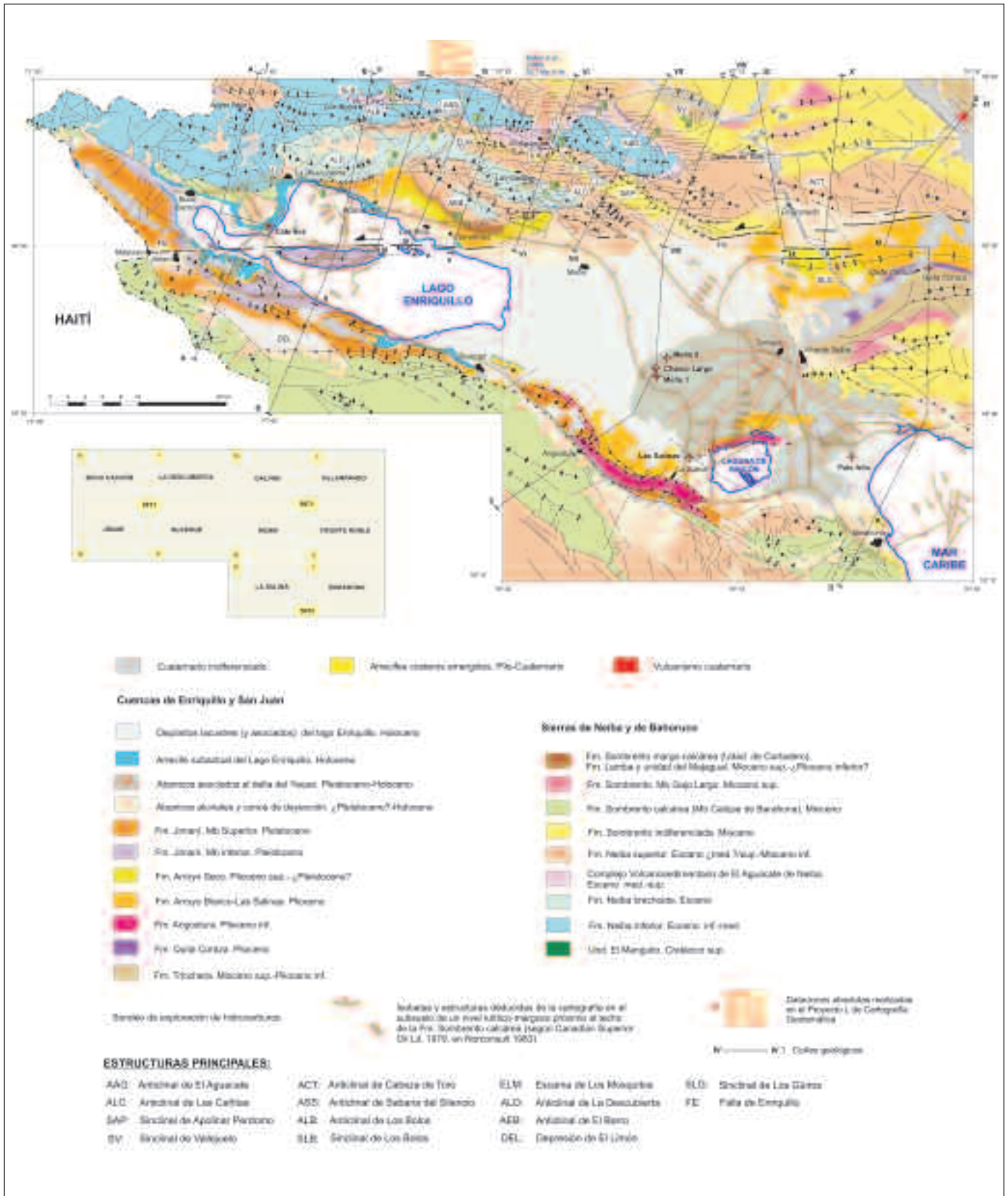


Figura 2. Mapa geológico simplificado de la región SO de la República Dominicana (adaptado de Hernández Huerta, 2004a, b)
 Figure 2. Simplified geological map of the southwest region of the Dominican Republic (after Hernández Huerta, 2004a, b)

de 500 m de espesor) y sobre ella, primero, una serie de calizas pelágicas del Eoceno, asimilable en términos generales a la Fm Neiba (1000-1500 m), y después, un conjunto de calizas masivas con abundantes facies someras que, por su atribución al Mioceno, se correlacionan con la Fm Sombrerito (Figs. 1 y 2).

Estratigrafía

A continuación se resume la estratigrafía de la zona de estudio cuya representación sintética se muestra en la Fig. 3, junto con un esquema simplificado de evolución paleogeográfica. Mayor detalle de la estratigrafía de la Sierra de Neiba se puede encontrar en Hernández Huerta *et al.*, 2007, y de la cuenca de Enriquillo, en Norconsult (1983), McLaughlin *et al.* (1991), Mann *et al.* (1999), Nicole (2004a), Nicole (2004b), entre otros.

Síntesis estratigráfica de las Sierras de Neiba, Martín García y del margen norte de la Sierra de Bahoruco

La nueva cartografía de la Sierra de Neiba identifica el Cretácico Superior en un bloque (Unidad de El Manguito) entre afloramientos de formaciones paleógenas (Hernández Huerta 2004a; Hernández Huerta *et al.*, 2007). La Unidad de El Manguito consiste en alternancias de calizas grises recristalizadas y lutitas negras que intercalan basaltos de afinidad oceánica (signatura N-Morb, Escuder Viruete, 2004), correlacionables con la sucesión cretácica de Bahoruco (p.e. Fm Río Arriba). Esta correlación permite interpretar la Unidad de El Manguito como el sustrato de las series paleógenas de la Sierra de Neiba, y ello permite prolongar al menos hasta esta sierra, la extensión del *plateau* oceánico del Caribe (Hernández Huerta 2004a, Hernández Huerta *et al.*, 2007).

Sobre este basamento, la Formación carbonatada de Neiba (*sensu lato*) comprende el intervalo Eoceno Inferior-Mioceno Inferior (Fig. 3). En la parte centro-oriental y septentrional de la sierra, la intercalación del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba ha permitido separar, por encima y por debajo de él, respectivamente, una Fm Neiba inferior y una Fm Neiba superior (Hernández Huerta 2004a, 2004b; Hernández Huerta *et al.*, 2007). Con espesores de más de 1.000 m y de 300-1.000 m respectivamente, ambas unidades están formadas por una sucesión monótona de calizas con sílex (tableadas y en bancos la primera, tableadas y con intercalaciones margosas en los términos superiores, la segunda), que corresponden a ambientes de plataforma externa. La Fm Neiba

inferior incluye en su parte más alta un nivel de calizas con corales, que indica una somerización de la plataforma antes del depósito vulcanosedimentario del Aguacate. La ausencia del conjunto volcanosedimentario en la parte meridional y occidental de la sierra, limita arealmente la subdivisión propuesta para la Fm Neiba, con la complicación adicional de que la Fm Neiba inferior y el tramo basal de la Fm Neiba superior están sustituidos por brechas calizas y carniolas, formando una nueva unidad cartográfica denominada informalmente Fm Neiba brechoide. Los clastos de la brecha son mayoritariamente calizas arrecifales con macroforaminíferos de plataforma interna. El origen de la brechificación aparenta ser diagenético, al estar los clastos poco removidos y atravesar los contactos litológicos entre formaciones. En el margen norte de la Sierra de Bahoruco y en la vertiente sur de la Sierra de Martín García las facies de la Fm Neiba caracterizan a la Fm Neiba superior.

El Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba (Fig. 3), está formado por 200-600 m de rocas volcánicas y sedimentarias con gran continuidad cartográfica en la parte septentrional de la sierra. Son brechas y tufitas con intercalaciones de andesitas y basaltos, alternando con asociaciones de calcarenitas y margas; calizas, margocalizas y margas; conglomerados, brechas polimícticas grauvacas y calizas. El medio deposicional es una plataforma con cinturones de facies carbonatadas de someras a profundas, que incorpora productos piroclásticos y coladas por corrientes de turbidez. La signatura volcánica obtenida en el vulcanismo es similar a la de los basaltos OIB intraplaca, y los relaciona, posiblemente, con el ascenso de una pluma mantélica (Escuder Viruete, 2004; Hernández Huerta *et al.*, 2007)

No se han precisado biozonas en la Fm Neiba, no obstante, las asociaciones de fauna y su posición estratigráfica, restringen la Fm Neiba inferior al Eoceno Inferior-Medio, la Fm Neiba superior, al Eoceno Superior-Mioceno Inferior y el Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate, al intervalo Eoceno Medio-Superior (Fig. 3). La Fm Neiba brechoide abarca desde el Eoceno Inferior al Superior (Hernández Huerta 2004a, 2004b; Hernández Huerta *et al.*, 2007). Dos dataciones absolutas obtenidas en el Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate (Fig. 2) por los métodos U/Pb y Ar/Ar dan resultados muy similares, $51,7 \pm 0,5$ Ma y $50,1 \pm 3,4$ Ma respectivamente (Friedman, 2004; Ullrich, 2004) y coinciden con una datación anterior por el método K/Ar, 52.7 Ma (Bellon *et al.*, 1985).

La Fm Sombrerito se superpone a la Fm Neiba por un contacto paraconforme, localmente marcado por un nivel de brechas volcánicas o brechas sedimentarias.

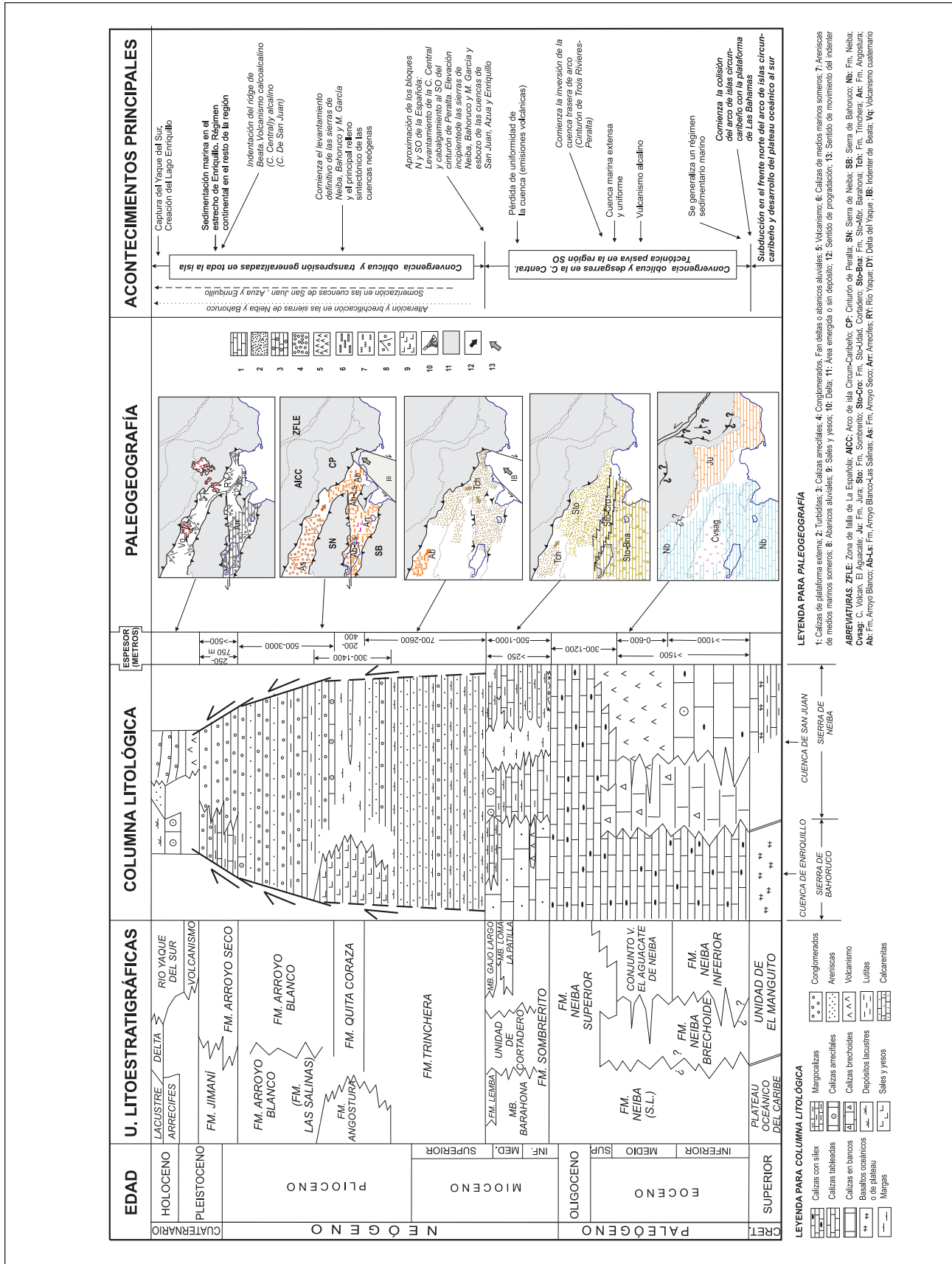


Figura 3. Cuadro de síntesis estratigráfica, evolución paleogeográfica y principales acontecimientos de la zona de estudio y su entorno regional (modificado de Díaz de Neira 2004a, b)
 Figure 3. Chart of general stratigraphy, paleogeographic evolution and main events of the study area and its regional setting (modified from Díaz de Neira 2004a, b)

rias con cantos de rocas volcánicas, erosivas sobre el infrayacente, que sugieren una discontinuidad regional. Consiste en más de 500 m de margas ocreas con intercalaciones variables de calcarenitas, que forman tramos cartográficos. En la serie más completa del NE de la sierra se distinguen tres tramos, inferior, medio y superior, los dos últimos denominados respectivamente Mb Loma de La Patilla (75-100 m de espesor) y Mb Gajo Largo (0-200 m) (Díaz de Neira, 2004a) (Fig. 3). El medio de depósito se sitúa en el tránsito entre la llanura submarina y los sistemas turbidíticos carbonatados que la alimentan, e implica una profundización de la cuenca respecto a la formación infrayacente. En algunos sinclinales del sector oriental de la sierra, y en la ladera meridional, la Fm Sombrerito parece estar representada únicamente por su tramo inferior.

En el sector occidental de la sierra y en la ladera sur al oeste de La Descubierta, la Fm Sombrerito consiste en más de 250 m de calizas masivas, mayoritariamente arrecifales, de aspecto carniolar y pulverulento (Hernaiz Huerta, 2004b). En los afloramientos más occidentales de la hoja de Boca Cachón, incluye alternancias decimétricas de calcarenitas, margocalizas y margas de tonos ocreas, o niveles de calizas bioclásticas con gasterópodos y corales retrabajados junto a tramos de lavas vesiculares, brechas, aglomerados y tobos (Deschamps, 2004). En la Sierra de Bahoruco las facies carniolares masivas con intervalos subordinados calcareníticos y margosos se han definido como Mb Barahona (Díaz de Neira, 2004b) (Fig. 3). Por lo tanto, de este a oeste a lo largo de la Sierra de Neiba, y hacia el sur, la Fm Sombrerito presenta un cambio de facies no del todo bien caracterizado. La Unidad de Cortadero (Hernaiz Huerta, 2004b), formada por calizas tableadas profundas y calizas arrecifales aflora a lo largo del flanco meridional de esta sierra en su parte media y oriental y se piensa que puede representar una unidad de tránsito entre los dos tipos de facies citadas (Fig. 3).

En la Sierra de Martín García, los términos inferiores de la Fm Sombrerito contienen facies arrecifales similares al Mb Barahona y facies de plataforma abierta. La serie culmina con el Mb Gajo Largo.

Finalmente la unidad del Majagual, es similar en litología y edad a la Unidad de Cortadero, pero por su posición cartográfica poco clara en mitad de la Fm Neiba brechoide y en parte cabalgada por ésta, se ha tratado como una unidad aparte.

Síntesis estratigráfica de la cuenca de Enriquillo

El corte más característico de la Fm Trinchera es el

talud de la carretera de Azua a Barahona, al SO de la localidad de Fondo Negro (sector al E de la localidad de Quita Coraza en la Fig. 2), que a su vez coincide con su máximo espesor (McLaughlin *et al.*, 1991). Desde este corte, la formación disminuye de espesor hacia el este y hacia el oeste, acunándose en el subsuelo del lago Enriquillo. En el citado corte de la carretera, la Fm Trinchera es una sucesión rítmica de más de 1.500 m de margas y areniscas siliciclásticas, interpretada como depósitos de un sistema deltaico-turbidítico progradante: facies turbidíticas con predominio margoso de *levee* distal en la parte inferior, facies areniscosas canalizadas y de margen de canal en la parte media, y secuencias negativas de barras deltaicas en la superior. En el sinclinal de Vallejuelo del interior de la Sierra de Neiba, los términos superiores de la serie se asemejan a los descritos en la cuenca de Azua y en el sector meridional de la cuenca de San Juan (Hernaiz Huerta, 2004a), con intercalaciones de conglomerados y areniscas con laminación paralela, *hummocky*, *ripples* de oleaje y un mayor grado de bioturbación, indicativo de medios más someros, posiblemente una llanura deltaica. En estas localidades, la Fm Trinchera erosiona al Mb Gajo Largo y parcialmente al Mb Loma de la Patilla de la Fm Sombrerito. La Fm Trinchera es significativamente la primera que incorpora grandes volúmenes de materiales del arco de isla (Fm Tireo). Su edad se atribuye al intervalo Mioceno Superior-Plioceno Inferior (McLaughlin *et al.*, 1991).

La Fm Quita Coraza es de dominancia margosa con intercalaciones decimétricas de areniscas y calizas margosas. El espesor máximo supera los 400m y se adelgaza hacia el centro de la cuenca de Enriquillo y hacia el extremo oriental de la cuenca de Azua. Su edad se atribuye sin demasiada precisión al Plioceno Inferior (McLaughlin *et al.*, 1991). Se interpreta como una bahía abierta progresivamente más somera.

La Fm Angostura es característica de la cuenca de Enriquillo. Su base no aflora, pero según los datos del sondeo Charco Largo, se depositó directamente sobre una Fm Trinchera muy adelgazada (271 m). Su espesor máximo (1.582 m) en el centro de la cuenca de Enriquillo coincide aproximadamente con el sondeo Charco Largo y se acuña o cambia de facies rápidamente de forma centrifuga. Lateralmente equivale a parte de la Fm Quita Coraza y sus términos superiores a la parte inferior de la Fm Arroyo Blanco-Las Salinas. El sondeo Charco Largo atravesó halita con intercalaciones de arcillas verdes, más frecuentes a techo. El mejor corte en superficie es la Mina de Sal y Yeso con un tramo inferior halítico (200 m), un tramo intermedio yesífero (300 m) y un tramo superior de yesos y arcillas (50 m). La Fm Angostura se sedimen-

tó en una cuenca subcircular de tipo lagunar con un ambiente costero hipersalino (Mann *et al.*, 1999). Algunas asociaciones de ostrácodos datan el techo como Plioceno Inferior (McLaughlin *et al.*, 1991; Mann *et al.*, 1999).

Las formaciones Arroyo Blanco y Las Salinas constituyen el relleno de las cuencas de Azua y Enriquillo durante la parte media y alta del Plioceno. Su similitud de facies, edad y posición estratigráfica permite agruparlas en una misma unidad heterolítica de lutitas con intercalaciones de orden métrico y decamétrico de areniscas y conglomerados, calizas arrecifales y yesos. Estos últimos son especialmente abundantes en el sector oriental de la cuenca de Enriquillo, al norte de Vicente Noble. En el margen meridional de la cuenca de Enriquillo (sector de La Salina) yace sobre la Fm Angostura con un nivel guía bioclástico de 2 m de espesor en su base (“*razorback ridge*”) (Mann *et al.*, 1999). Los espesores aflorantes en la cuenca de Enriquillo superan 1.000 m, y alcanza 2.182 m en el sondeo Charco Largo, que coincide aproximadamente con el depocentro. La Fm Arroyo Blanco-Las Salinas se depositó en un medio deltaico de tendencia progradante hacia el sur, con una paleogeografía compleja que integra variedad de subambientes: parches arrecifales y barras de desembocadura, llanura deltaica correspondientes a ambientes lagunares y de llanura mareal con canales, y canales distributarios de dominancia fluvial y lóbulos de *crevasse*. Las facies más distales (prodelta) se reconocen en el sector SO de la cuenca (Ardévol, 2004). Los conglomerados son más abundantes hacia los márgenes de la cuenca con área fuente en las sierras en curso de elevación; es el caso de los conglomerados que orlan la Sierra de Neiba en las hojas de Galván y La Descubierta con espesores próximos a 1.000 m. Forman ciclos métricos que culminan en margas y lutitas margosas interpretados como ciclos retrogradantes de abanicos aluviales. Por su fauna de ostrácodos y foraminíferos, la Fm Arroyo Blanco-Las Salinas se atribuye al Plioceno, pero su posición estratigráfica entre las formaciones de Quita Coraza y Angostura y de Arroyo Seco y Jimaní, se atribuye al Plioceno Medio-Superior (McLaughlin *et al.*, 1991; Mann *et al.*, 1999).

La Fm Arroyo Seco culmina el relleno de la cuenca de Enriquillo en su sector norte y noreste. El corte más representativo es el del río Barrera (hoja de La Descubierta) con más de 800 m de conglomerados organizados en un mínimo de once ciclos granocrecientes formando cuñas rotadas que se abren hacia el sur (Ardévol, 2004). En cada ciclo se distingue un término inferior de lutitas, areniscas y conglomerados y

un término superior conglomerático. Su edad se atribuye al Plioceno Superior y con incertidumbre al Pleistoceno Inferior (McLaughlin *et al.*, 1991; Hernández Huerta, 2004a, 2004b)

La Fm Jimaní es característica del sector occidental de la cuenca de Enriquillo. Su base es discordante sobre la Fm Arroyo Blanco, cambiando de facies de un corte a otro. En la serie de Los Cuarteles de la hoja de La Descubierta se han medido más de 600 m de calizas tableadas con ostrácodos y gasterópodos en la base, un primer tramo de conglomerados continentales al que sucede una alternancia de margas y calcarenitas y un resalte de más de 100 m de calizas arrecifales, y por último, un potente (>300 m) paquete de conglomerados y brechas calcáreas de tonos rojizos. El medio de depósito es una bahía poco profunda con conexiones intermitentes con el mar Caribe, que evoluciona desde un ambiente perimareal confinado a un medio restringido, posteriormente a un ambiente periarrecifal y por último a abanicos aluviales-*fan deltas* que en su parte inferior se interdigitan con parches arrecifales. Las dataciones indican una edad Plioceno Superior-Pleistoceno (McLaughlin *et al.*, 1991; Deschamps, 2004).

Una última transgresión marina desde la bahía de Neiba, datada en 9020 BP, permitió el crecimiento de un sistema arrecifal expuesto en la periferia del lago Enriquillo (Mann *et al.*, 1984; Taylor *et al.*, 1985). En este sistema, formado sobre una pendiente deposicional, se reconoce un nivel basal de ostreidos, un cuerpo principal formando corales masivos o ramosos y un término superior supra-arrecifal coetáneo o coronado por estromatolitos algales. La súbita irrupción por el este de los depósitos deltaicos del Río Yaque (5000 BP), provocó la desconexión con la bahía, la muerte de los arrecifes y el tránsito al sistema lacustre actual (Mann *et al.*, 1984; Taylor *et al.*, 1985; Díaz de Neira, 2004a, 2004b).

Estructura

La figura 2 muestra un mapa geológico simplificado de la zona de estudio con la distribución de las diferentes unidades, los trazados y denominaciones de las principales estructuras. El mapa incluye la cartografía del subsuelo de la cuenca de Enriquillo para un horizonte próximo al techo de la Fm Sombrerito, simplificada por Norconsult (1983) de los informes de la Canadian Superior Oil Ltd. Los cortes seriados de la Sierra de Neiba, I-I' a XI-XI', y regionales, A-A' a D-D', cuya localización se muestra igualmente en la figura 2, se representan en las figuras 4 y 5.

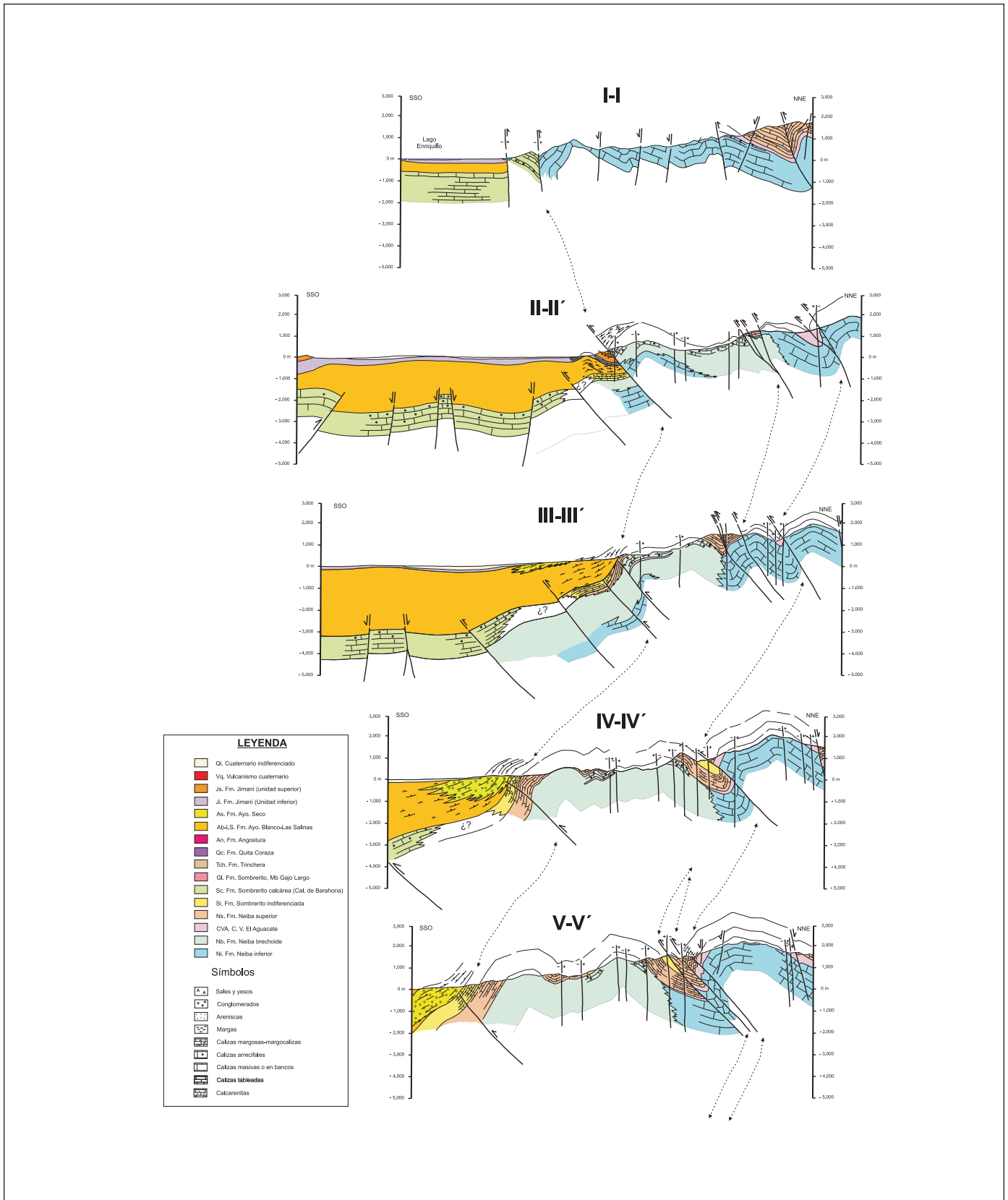


Figura 4. Cortes geológicos de la Sierra de Neiba (según Hernaiz Huerta 2004a, b). Su localización se indica en la figura 3
 Figure 4. Geological cross sections of the Sierra de Neiba (after Hernaiz Huerta 2004a, b). Location is indicated in figure 3

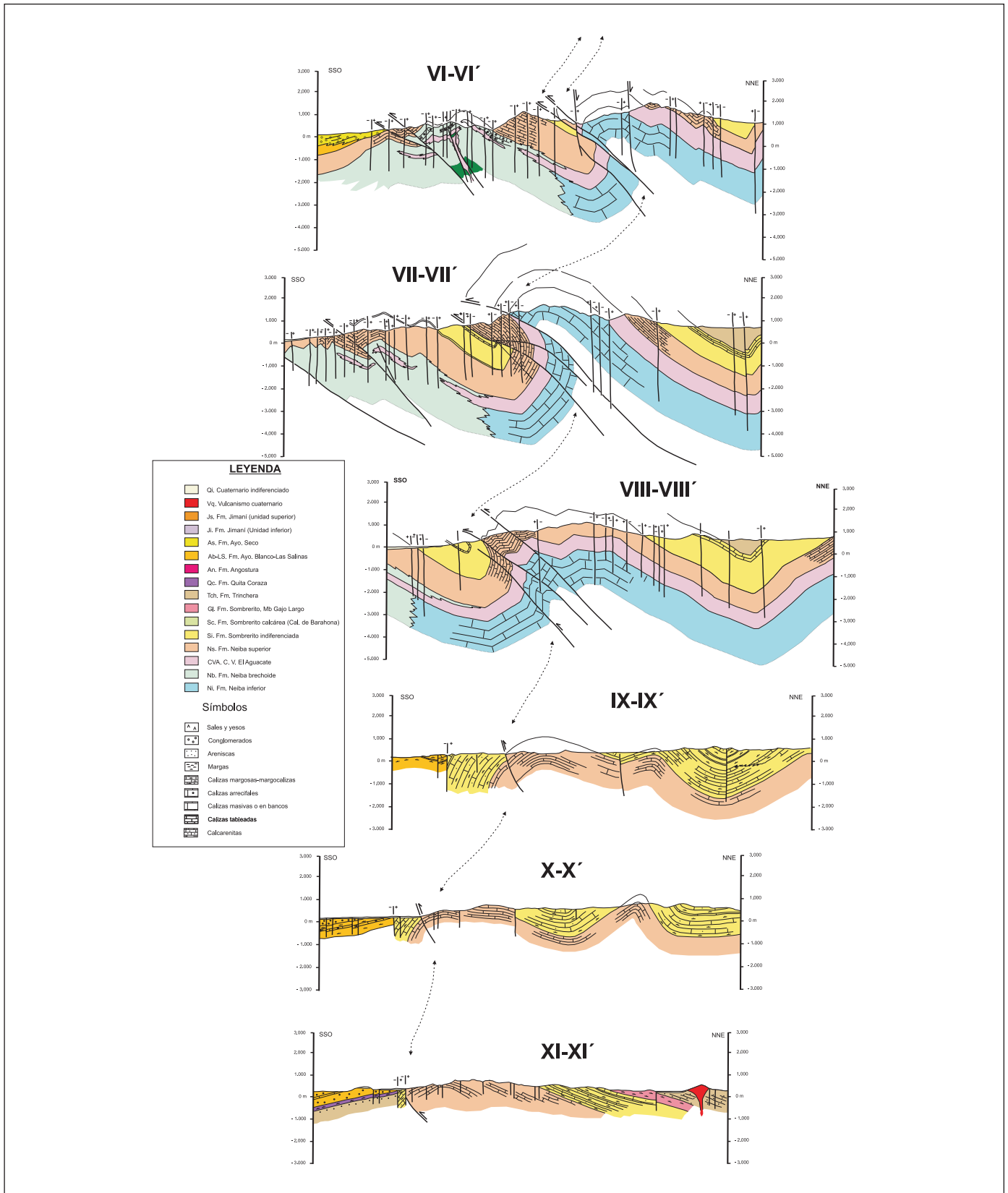


Figura 4 (Cont.) Cortes geológicos de la Sierra de Neiba
 Figure 4 (Cont.). Geological cross sections of the Sierra de Neiba

La estructura de la Sierra de Neiba

La estructura de la Sierra de Neiba está definida por pliegues de longitud de onda kilométrica, limitados por cabalgamientos de alto ángulo y cortados por una intensa fracturación, configurando un domo elevado más de 2000 m sobre las cuencas adyacentes de San Juan y Enriquillo (Fig. 2). Los pliegues presentan direcciones cambiantes de NO-SE a E-O e incluso ENE-OSO y una disposición escalonada en relevo izquierdo de sus trazas axiales (Fig. 2; Fig. 6). Las estructuras más prominentes son grandes pliegues anticlinales, comúnmente con doble inmersión, que se relevan en escasos kilómetros. A gran escala existe una inmersión hacia el ESE que determina el afloramiento de las series más antiguas (Fm Neiba inferior y Neiba brechoide) en los sectores occidentales, mientras que las más modernas (Neiba superior, Sombrerito) lo hacen principalmente al este de la sierra. Los sinclinales son estrechos, cobijados por los flancos cabalgantes de los anticlinales, con el núcleo ocupado por la Fm Sombrerito en los sectores orientales y por la Fm Neiba superior o el Conjunto Volcanosedimentario en los occidentales.

Se distinguen las siguientes estructuras (Fig. 2):

- El sinclinal de Vallejuelo. Es un sinclinal con una semi-longitud de onda de 5-6 km, que ocupa el área septentrional de las hojas de Villarpando y Galván, donde aflora ampliamente la Fm Sombrerito y en menor grado la Fm Trinchera. Su traza axial presenta una inflexión de ENE-OSO a ONO-ESE (Fig. 2). La superficie axial es subvertical o ligeramente vergente al sur en la hoja de Galván, cambiando a ligeramente vergente al norte en la hoja de Villarpando (Fig. 4-cortes VII-VII' a X-X').
- La alineación anticlinal de Cabeza de Toro-El Aguacate-Sabana del Silencio discurre desde el sector meridional de la hoja de Villarpando hasta el norte de La Descubierta y Boca Cachón (Fig. 2). Consiste en una sucesión escalonada y en relevo de anticlinales en cuyo núcleo aflora al Fm Neiba superior y la Fm Neiba inferior y el Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate. El flanco meridional de esta alineación es cabalgante sobre el sinclinal de Apolinar Perdomo con un desplazamiento importante en la hoja de Galván que se va amortiguando hacia el SE y el NO. En este sector, la zona de mayor complejidad corresponde al flanco meridional del anticlinal de El Aguacate con un doble cabalgamiento: la falla más septentrional superpone la Fm Neiba Inferior sobre la superior y omite completamente el tramo volcanosedimentario y la falla meridional superpone una escama invertida de la Fm Neiba superior sobre la Fm Sombrerito del sinclinal contiguo (Figs. 2 y 4-cortes VII-VII' y VIII-VIII'). La traslación mínima hacia el sur de cada uno de los cabalgamientos es de 1 y 2 km, respectivamente. Desde esta zona hacia el SE, la traslación se consume con rapidez y la alineación anticlinal recupera una geometría más simple, definida en el sector SE de la hoja de Galván por un anticlinorio vergente al sur y ligeramente cabalgante sobre el sinclinal de Apolinar Perdomo, y más al este por una disposición escalonada izquierda de los pliegues, que se sumergen bajo la cuenca de San Juan-Azua (Fig. 2). Hacia el NO, sin embargo, se mantienen las fallas de flanco, con la Fm Neiba superior invertida cabalgando hacia el S/SSO el anticlinal de la Sabana del Silencio. En el sector central de la hoja de La Descubierta, la traslación del cabalgamiento es relevada por un nuevo anticlinal (anticlinal de Los Bolos), situado al sur de la alineación principal. Entre este anticlinal y el contiguo situado al norte de la Sabana del Silencio, el valle intermedio de Los Bolos está modelado en un sinclinal volcado al sur (sinclinal de Los Bolos), cuyo flanco septentrional está cortado por una falla inversa. El núcleo de este sinclinal volcado lo ocupa el Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate (Fig. 2).
- El sinclinal de Apolinar Perdomo es contiguo al sur con la alineación anticlinal de Cabeza de Toro-El Aguacate-Sabana del Silencio. En el sector SE de la hoja de Galván presenta un perfil sinclinal volcado al sur, aunque con un plano axial relativamente erguido (Fig. 4-cortes VIII-VIII'). Hacia el NO es cabalgado por el anticlinal de El Aguacate y reduce sus dimensiones en planta (Fig. 4-cortes VI-VI' y VII-VII'). Más al NO, ya en la hoja de La Descubierta, a la altura de Los Mosquitos incluye una escama de la Fm Neiba superior con poca continuidad lateral (escama de Los Mosquitos, Fig. 4-cortes IV-IV' y V-V').
- La alineación anticlinal de Las Cañitas-La Descubierta define el sector meridional de la Sierra de Neiba entre las hojas de Galván y La Descubierta (Fig. 2) y a ella se asocian los principales afloramientos de la Fm Neiba brechoide. La estructura en la parte central de la hoja de La Descubierta presenta una marcada inflexión inducida por el movimiento sinistro de fallas transversas NNE-SSO a ENE-OSO que producen la rotación de los ejes desde direcciones E-O y NE-SO, al oeste, a direcciones ONO-ESE al este. En el límite entre las hojas de Galván y La Descubierta adquiere su máxima anchura cartográfica al año-

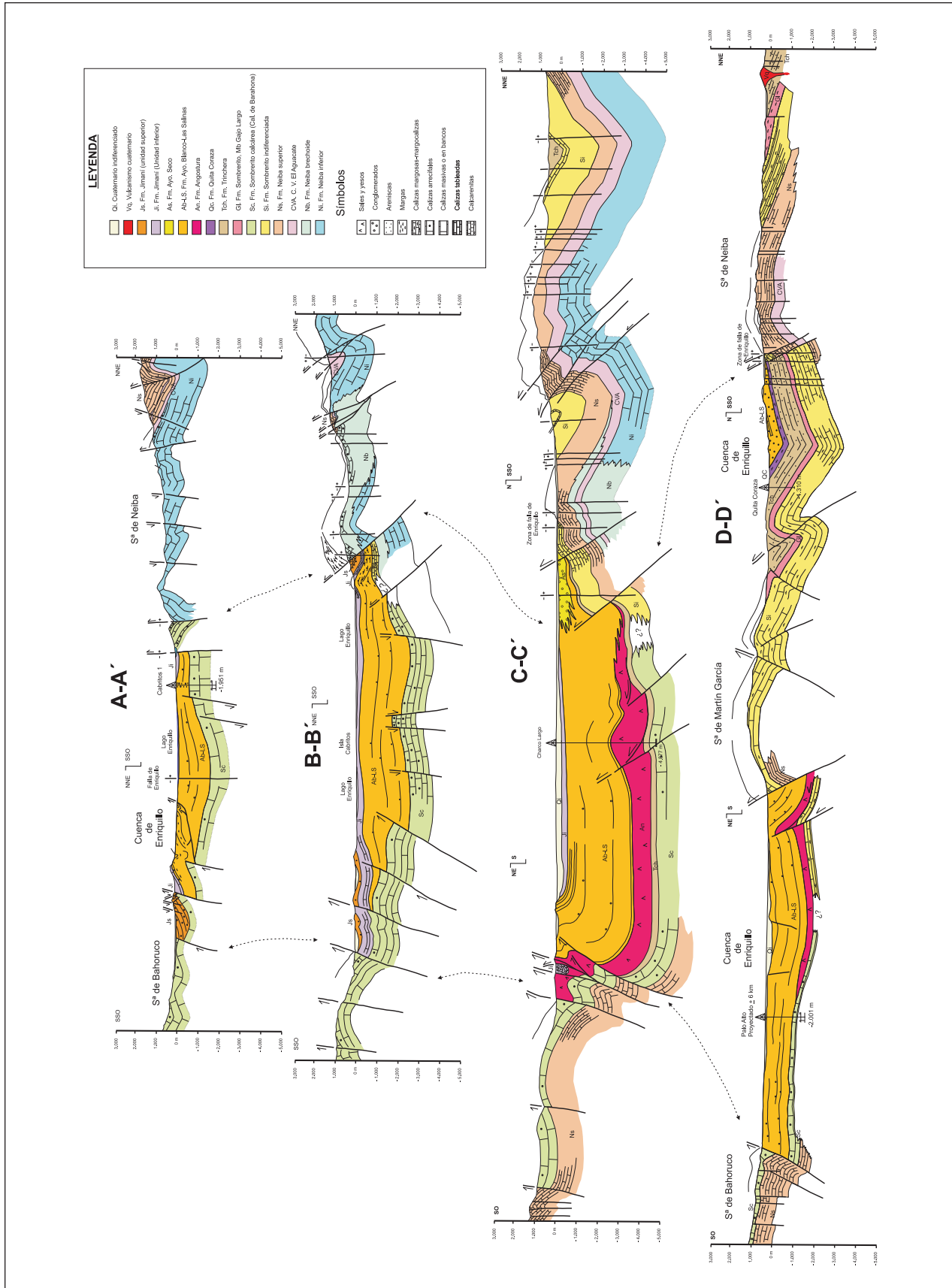


Figura 5. Cortes geológicos regionales de la zona de estudio (según Hernaiz Huerta 2004 a, Hernaiz Huerta 2004b). Su localización se indica en la figura 3. La estructura profunda de la cuenca de Enriquillo, deducida de los trabajos de la Canadian Oil Superior Ltd. (en Norconsult, 1983)
 Figure 5. Study area regional geological cross sections (after Hernaiz Huerta 2004 a, Hernaiz Huerta 2004b). Their location is indicated in figure 3. Deep structure of the Enriquillo basin, deduced from the studies of Canadian Oil Superior Ltd. (in Norconsult, 1983)

dirse un anticlinal (anticlinal de El Barro) al sur del anticlinal principal de las Cañitas. El perfil resultante es un anticlinorio formado por dos anticlinales y un sinclinal de superficies axiales subverticales a ligeramente vergentes tanto al norte como al sur (Fig. 4-cortes IV-IV' a VI-VI'). Al norte de los pueblos de La Descubierta y Postrer Río, el anticlinal de Las Cañitas se prolonga o es relevado por el anticlinal de La Descubierta.

La Sierra de Neiba se superpone a la cuenca de Enriquillo por un sistema de cabalgamientos de ángulo elevado, con sucesivos saltos en la vertical (Figs. 4 y 5). Un ejemplo es el cabalgamiento que limita por el sur anticlinal de La Descubierta, superponiendo la Fm Neiba brechoide sobre la Fm Jimaní, lo que implica un importante salto vertical (Fig. 2 y 4-corte II-II'). Hacia el oeste, en la hoja de Boca Cachón, este cabalgamiento se prolonga en un desgarré. Hacia el este su continuidad se pierde y la geometría del frente de la sierra en superficie es un flanco monoclinial sobre el que se apoyan discordantes las series que forman el relleno marginal de la cuenca (Figs. 2, 4 y 5). Finalmente, en la terminación oriental de la sierra, la disposición cartográfica escalonada en sentido izquierdo y asintótica de los pliegues (Fig. 2) sugiere su interrupción contra la falla de Enriquillo.

El tipo de deformación es frágil con bandas de deformación cataclástica en las fallas principales. El mecanismo dominante de plegamiento es el deslizamiento capa a capa, como ponen de manifiesto las estrías sobre los planos de estratificación perpendiculares al eje de plegamiento. En zonas del sinclinal apretado de Apolinar Perdomo se ha observado en las margas de Sombrerito una foliación de plano axial (Fig. 6). En otras áreas (hoja de Galván, pista de El Mundito), el flanco inverso de este mismo cabalgamiento contiene trenes de pliegues en cascada asociados a cizallas. Más raramente los flancos anticlinales están cortados por fallas normales tal vez debidas a colapsos extensivos; son especialmente evidentes en el flanco norte del anticlinal de la Sabana del Silencio donde omiten parte de serie del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate y en el flanco sur de este mismo anticlinal y del anticlinal de El Aguacate, donde una falla normal reaprovecha el cabalgamiento más meridional (Fig. 2).

La estructura del margen septentrional de la Sierra de Bahoruco

La estructura del margen norte de la Sierra de Bahoruco se caracteriza por: a) una disposición monoclinial hacia el N/NE o suavemente plegada de

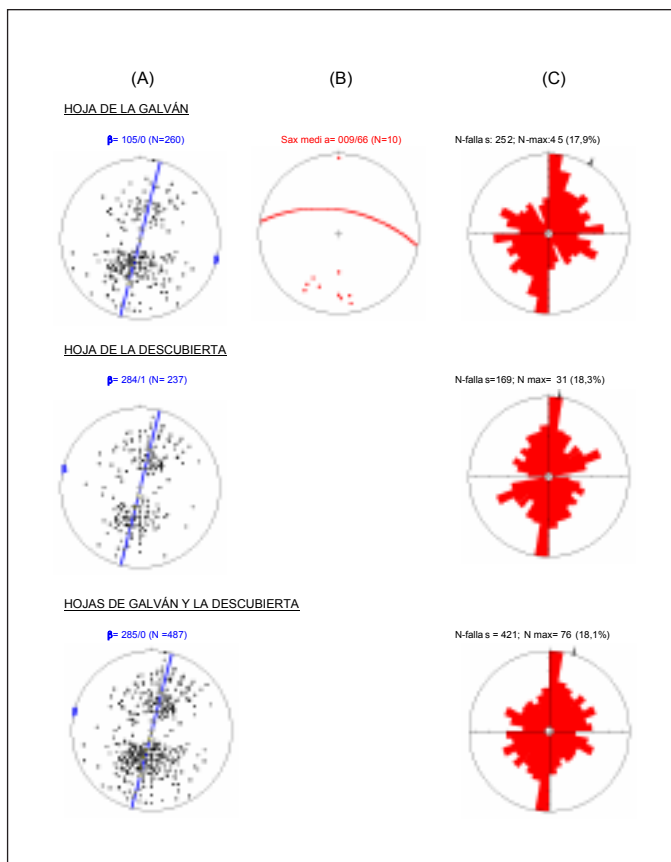


Figura 6. Representación de medidas de la estratificación, el clivaje de plano axial y las direcciones de las fallas en la Sierra de Neiba (Hojas de Galván y La Descubierta) (según Hernaiz Huerta 2004a, b). (A) Proyección estereográfica equiareal de medidas de la estratificación: se representa el círculo máximo con mejor ajuste y su polo, que indica la posición media estimada de los ejes de los pliegues. (B) Proyección estereográfica del clivaje de plano axial: el círculo máximo indica la posición media de las medidas. (C) Rosa de los vientos de direcciones de fallas ponderada arealmente para intervalos de 10°. (N: N° de datos en cada proyección)

Figure 6. Representation of bedding, axial planar cleavage and fault direction measurements in the Sierra de Neiba (Galván and La Descubierta sheets) (after Hernaiz Huerta 2004a, b). (A) Equiareal stereographic projection of bedding: best fit great circle and its pole indicates average position of fold axes. (B) Equiareal stereographic projection of axial planar cleavage: great circle indicates average position of measurements. (C) Fault directions wind rose weighted for area intervals of 10°. (N: Number of data in each projection)

las series calcáreas de Neiba superior y Sombrerito; b) el desarrollo de un frente de deformación asociado a cabalgamientos sobre la cuenca de Enriquillo; y c) la presencia de fallas rectilíneas de dirección NO-SE con movimiento vertical inverso y en dirección que modifican este frente y producen la compartimenta-

ción del flanco en bloques progresivamente más elevados hacia el interior de la sierra y ligeramente cabalgantes hacia el exterior de la misma (Figs. 2 y 5).

La tendencia monoclinial hacia el N/NE o suavemente plegada de las series calcáreas de Neiba superior y Sombrerito es característica del Bahoruco central (hojas de Duvergé y Las Salinas). Los pliegues tienen orientación NO-SE con flancos entre 10° y 30° cortados por fallas inversas (Fig. 5). Hacia el NO, en la hoja de Jimaní, los pliegues presentan una disposición escalonada derecha con trazas axiales E-O que se interrumpen contra una falla situada en Haití.

El contacto entre la Sierra de Bahoruco y la cuenca de Enriquillo es un sistema de fallas con componente inversa (Fig. 2 y 5), que sumada al relieve estructural producido por el plegamiento supera 3.000m en las transversales orientales (Las Salinas, Barahona), al que hay que añadir 2.000 m de profundidad hasta el centro de la cuenca de Enriquillo (Norconsult 1983; Mann *et al.*, 1999), mientras que el desplazamiento en dirección, más difícil de estimar, no supera 1 ó 2 km. El desplazamiento vertical es máximo en la transversal de Las Salinas, donde el cabalgamiento sobre la Fm Angostura (Fig. 5-corte C-C') forma un flanco fallado subvertical. Los contactos con algunas de las formaciones adyacentes (p.e. la Fm Jimaní) son sustractivos, sugiriendo movimientos halocinéticos de las evaporitas de la Fm Angostura (Llinás 1971). Hacia el SE, en la transversal de Barahona, la geometría del frente se ha interpretado como un cabalgamiento de plano subvertical enterrado bajo los depósitos cuaternarios, que superpone la Fm Neiba superior sobre la Fm Trinchera, con un salto superior a 3.000 m. (Fig. 5-corte D-D')

Hacia el NO, en el sector occidental de la hoja de Duvergé y en la hoja de Jimaní, la Sierra de Bahoruco desciende de cota en escalones producidos por la componente inversa de las fallas en dirección (Fig. 2). La cartografía de la hoja de Jimaní y los cortes geológicos (García-Senz, 2004) son consistentes con estos datos y muestran la disposición discordante y en *onlap* de las Fms. Arroyo Blanco-Las Salinas y Jimaní, con un buzamiento al sur, sobre el sustrato erosionado de la Fm Sombrerito (Fig. 2 y 5-corte A-A'), inclinada monoclinalmente hacia la cuenca. Los depósitos conglomeráticos más altos de la Fm Jimaní dispuestos a lo largo del frente de la sierra se relacionan con su elevación. En la hoja de Jimaní el frente de deformación de la sierra produce depresiones alargadas como la depresión de El Limón separadas por lomas anticlinales. El frente termina en una zona triangular que deforma las formaciones Arroyo Blanco-Las Salinas, Jimaní y también el arrecife plio-cuaternario (Fig. 5-corte A-A').

La estructura de la Sierra de Martín García

La Sierra de Martín García es un anticlinorio con doble vergencia cabalgante sobre las cuencas de Enriquillo y Azua. Su trayectoria cambia de NO-SE en el extremo oriental de la sierra a E-O o ENE-OSO en el extremo occidental, con una acusada inmersión hacia el oeste (Figs. 2 y 5-corte D-D'). El margen meridional es un cabalgamiento que superpone las Fms. Neiba y Sombrerito sobre las Fms. de Arroyo Blanco-Las Salinas con un salto vertical próximo a 3.000 m (Fig. 5-corte D-D').

En la vertiente norte de la Sierra el límite con la cuenca de Enriquillo son varios cabalgamientos de trazado curvo que desplazan la Fm Sombrerito y el contacto de ésta y su miembro superior Gajo Largo (Fig. 5-corte D-D'). Lateralmente hacia el este, el salto es mayor, con superposición de la Fm Sombrerito sobre la Fm Trinchera. Hacia el norte, la estructura de la cuenca de Enriquillo es un sinclinal (Los Güiros, Mann *et al.*, 1991 c; 1999) de plano axial subvertical o ligeramente vergente tanto al norte como al sur y una traza axial E-O alabeada que se prolonga desde la cuenca de Azua. La continuidad del flanco se interrumpe por el anticlinal de Quita Coraza asociado a un cabalgamiento de vergencia sur (Fig. 5-corte D-D'). El flanco septentrional del sinclinal de los Güiros es cortado por el frente meridional de la Sierra de Neiba que coincide aproximadamente con la terminación oriental de la falla de Enriquillo. Los nuevos datos cartográficos de superficie combinados con los contornos estructurales del subsuelo de la cuenca (Fig. 2) sugieren la continuidad hacia el NO del sinclinal de los Güiros con el sinclinal de Apolinar Perdomo.

La estructura del interior de la cuenca de Enriquillo

La estructura interna de la cuenca de Enriquillo (Fig. 2) ha sido descrita en los informes de la Canadian Oil Superior Ltd. (resumidos en Norconsult, 1983) y en la revisión de Mann *et al.* (1999). Los dos trabajos muestran en el este de la cuenca dos cabalgamientos NNO-SSE oblicuos al resto de estructuras. Ambos cabalgamientos tienen vergencia oeste, el más oriental con un salto elevado (2800ms = 4.500m, aprox.) mayor que el occidental (750ms = 1.300m, aprox.). Estos dos cabalgamientos, junto con las estructuras del margen de la Sierra de Martín García dividen la cuenca en bloques de geometría anticlinal que fueron el objetivo de la exploración petrolífera (ver Fig. 8 de Mann *et al.*, 1999). La profundidad del techo de la Fm Sombrerito es máxima (3.800ms = 6000-6500m, aprox.) cerca del contacto con el cabalgamiento oriental y se sitúa a

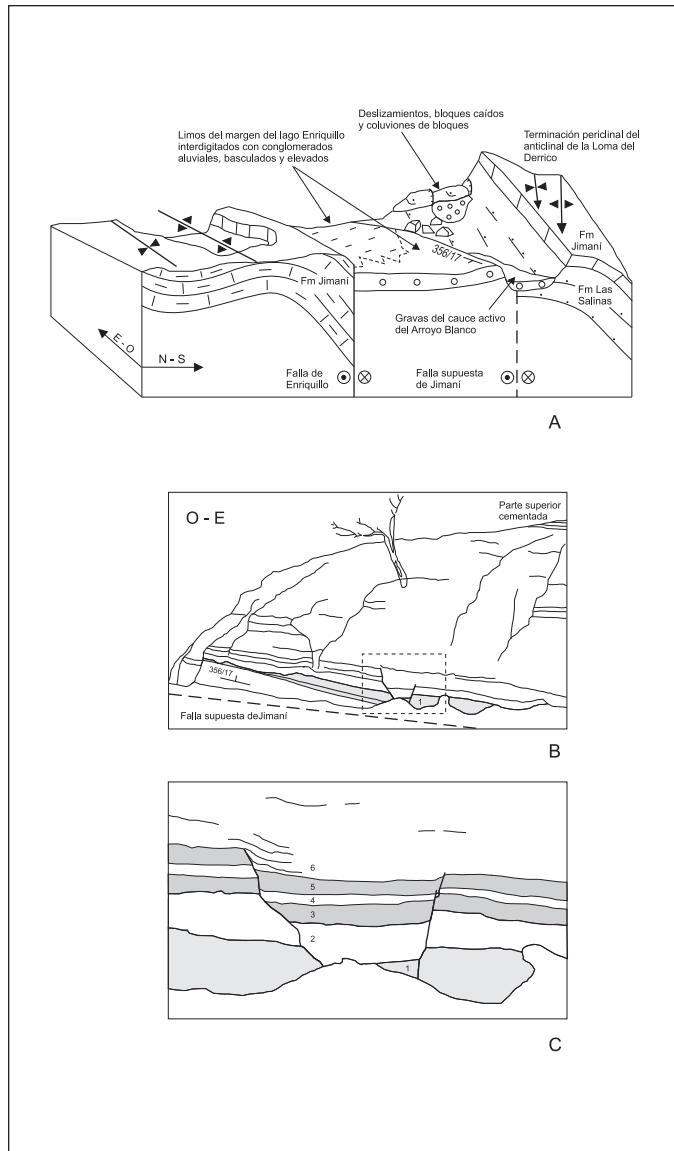


Figura 7. Terraza aluvial basculada de edad holocena próxima a la falla de Enriquillo en la hoja de Jimaní (según García-Senz, 2004)
 Figura 7. Tilted Holocene alluvial terrace next to Enriquillo Fault in Jimaní sheet (after García-Senz, 2004)

cotas medias aproximadas de 3.500-4.000 en el resto de la cuenca. En los altos estructurales más elevados esta cota asciende hasta 1500-2000 m (Fig. 2).

La única estructura intracuenca aflorante es el cabalgamiento E-O de la laguna de El Rincón, que eleva a la superficie a la Fm Angostura. Tiene vergencia sur, contrapuesta a la Sierra de Bahoruco. En el mapa aeromagnético (CGG, 1999) esta estructura y el doble cabalgamiento que limita por el sur la Sierra de Martín García producen una anomalía continua que sugiere su conexión. Los geólogos de la

Canadian Oil Superior Ltd. interpretaron en líneas sísmicas los cabalgamientos del interior de la cuenca de Enriquillo entroncados en una superficie de despegue a techo de la Fm Sombrerito. En su reinterpretación, (Mann *et al.*, 1999, ver su Fig. 9) trazan planos de cabalgamiento subverticales que también afectan a la Fm Sombrerito y penetran al menos hasta la parte alta de la Fm Neiba superior. Las líneas sísmicas revelan así mismo una disarmonía en el plegamiento de las evaporitas de Angostura respecto a las infrayacentes Fms Trinchera (muy adelgazada) y Sombrerito, así como su acumulación diapírica en las charnelas anticlinales. Este modelo parece aplicable al cabalgamiento de la laguna del Rincón (Fig. 5-cortes C-C' y D-D').

La falla de Enriquillo

Esta importante falla, con un desplazamiento izquierdo (Mann *et al.*, 1995) estimado en 30-50 km (van der Berghe, 1983; Calmus, 1983), presenta a lo largo de la península meridional de Haití un trazado E-O con curvaturas restrictivas al movimiento, escarpes, desplazamientos de la red de drenaje y elevaciones de arrecifes subactuales. En la República Dominicana la superficie de la falla discurre bajo el Lago Enriquillo y es paralela al escarpe de la Sierra de Neiba. Más hacia el este comienzan las estructuras en relevo y los puentes hasta su desaparición en la cuenca de Azua. La isla Cabritos y las dos más pequeñas del Lago Enriquillo se interpretan como anticlinales escalonados en sentido izquierdo contra la falla (Mann, 1983 y Mann *et al.*, 1991b). El levantamiento topográfico del arrecife subactual a la altura de Las Clavellinas, medido por medios taquimétricos se relaciona con su movimiento (Taylor *et al.*, 1985). En el presente trabajo, se ha podido comprobar en este mismo punto (hoja de la Descubierta, X: 0230800.; Y: 5047600), un basculamiento de 20-25° hacia el sur de la serie limoarcillosa que acompaña al arrecife. Más al oeste, en la hoja de Jimaní, una terraza del abanico aluvial de Jimaní y limos con gasterópodos y corales del relleno del lago están basculados 17° hacia la falla (García-Senz, 2004) (Fig. 7).

En el margen meridional de la Sierra de Neiba, Mann *et al.* (1995) identifican escarpes de terraza, contrastes de vegetación, desplazamientos en la red de drenaje y manantiales con travertinos, que asocian al movimiento de la falla de Enriquillo. Varias fallas E-O cartografiadas en este trabajo cortan y desplazan los abanicos aluviales más antiguos, sin que ninguna de ellas se pueda identificar con el trazado de la falla principal.

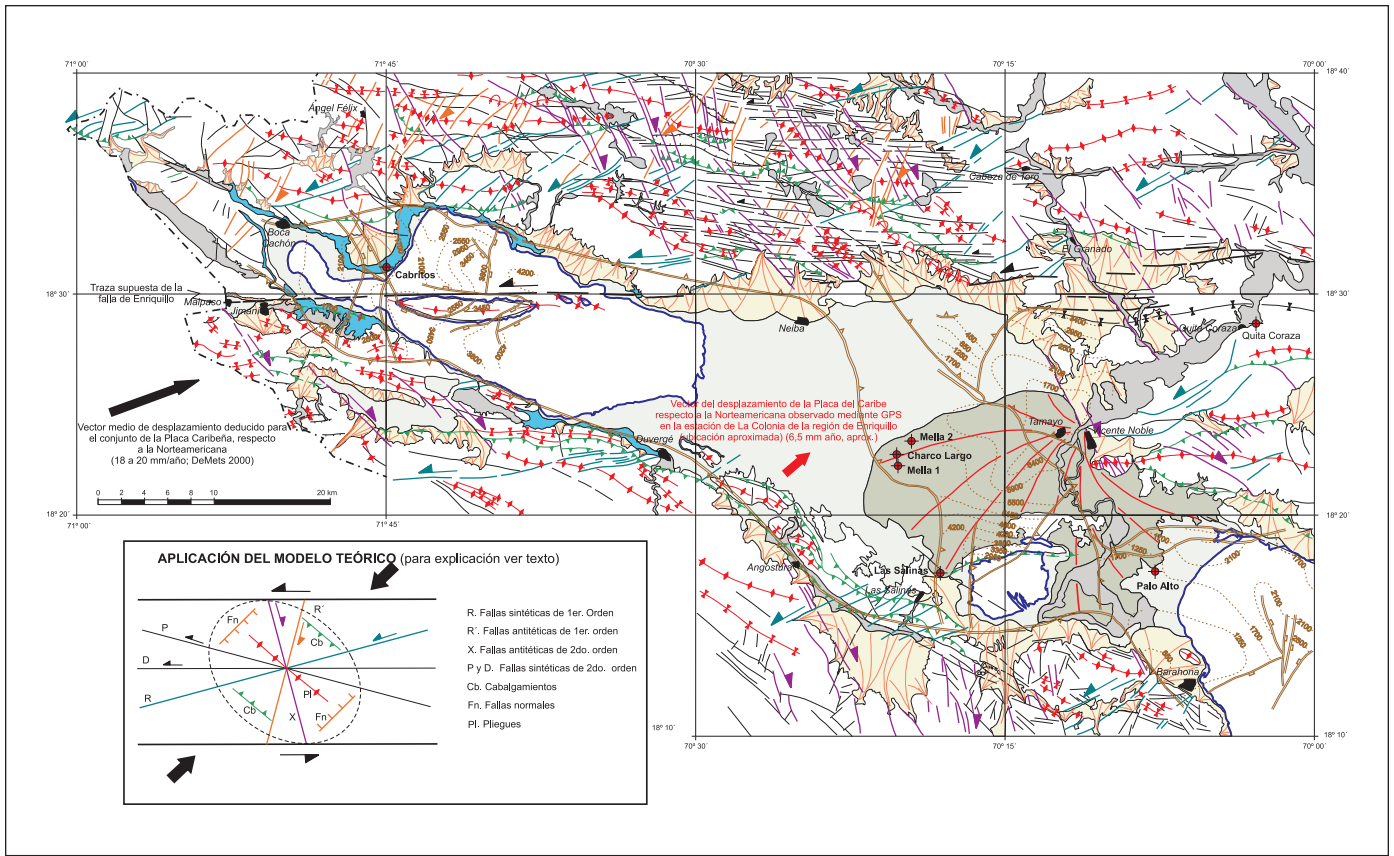


Figura 8. Esquema estructural de la zona de estudio. En el recuadro inferior, interpretación según un modelo teórico de cizalla izquierda (según Hernaiz Huerta 2004a, b). Ver explicación en el texto
 Figure 8. Study area schematic structural map. In the lower inset, interpretation as a theoretical model of left lateral shear zone (after Hernaiz Huerta 2004a, b). See text for explanation

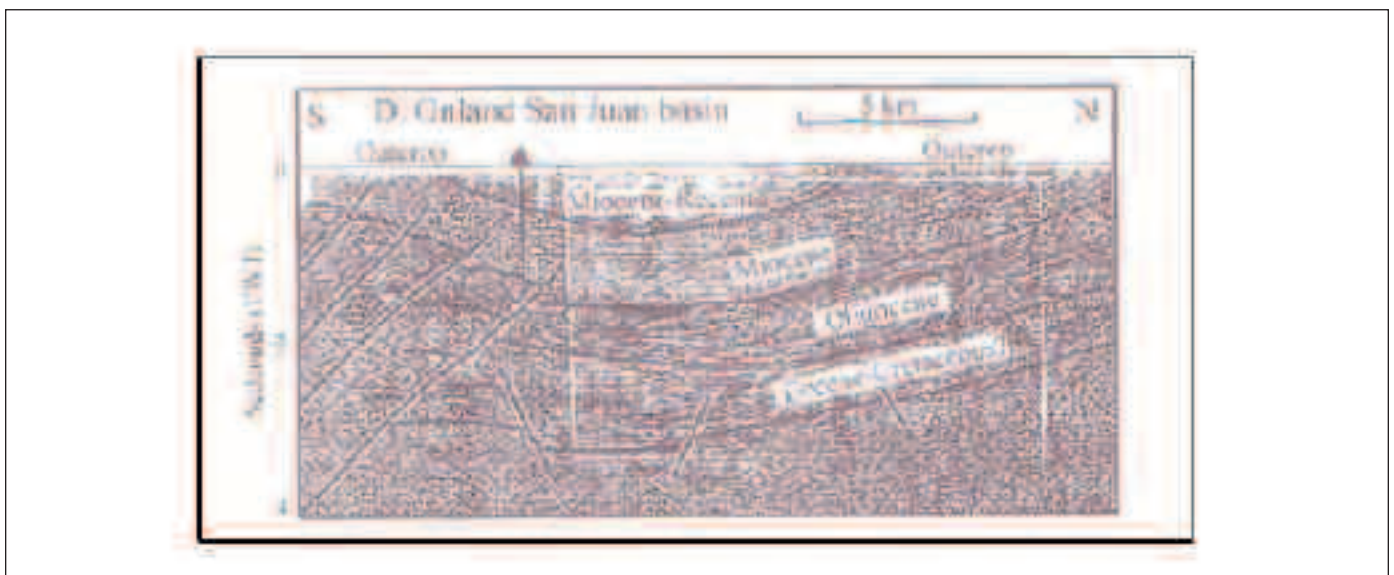


Figura 9. Línea sísmica de la cuenca de San Juan. Interpretación de Mann *et al.* (1999), modificada de Nemeč (1980)
 Figure 9. Seismic line of the San Juan basin Interpretation by Mann *et al.* (1999), modified from Nemeč (1980)

La fracturación

Las calizas de la Sierra de Neiba presentan una intensa fracturación (Fig. 6). A fin de determinar su relación con las estructuras contractivas se han resaltado en color y por familias las fallas con relaciones de corte que permiten asignar un sentido de movimiento. El resto se ha dejado en blanco y negro y sin resaltar (Fig. 8).

Los sistemas NNO-SSE y ENE-OSO presentan, sentidos de movimiento en dirección, derechos e izquierdos respectivamente. Ambos curvan y cortan las trazas de los pliegues y cabalgamientos, pero es el sistema ENE-OSO el que muestra una relación genética más clara delimitando las terminaciones de los grandes anticlinales. El sistema NNO-SSE tiene mayor desarrollo en el sector central de la Sierra de Neiba, con fallas de trazado neto y desplazamientos derechos. Algunas fallas producen en los pliegues y cabalgamientos efectos similares al descrito anteriormente, que evidencian su desarrollo simultáneo con ellos, aunque, mayoritariamente se sobre imponen a estructuras ya formadas. En cartografía, este sistema presenta un giro en planta y terminaciones asintóticas contra la falla de Enriquillo, consistentes con un movimiento izquierdo.

En la figura 8 se ha separado con distinto color, un sistema de dirección NE-SO a NNE-SSO, que corta casi perpendicularmente a las estructuras principales. Las fallas de este sistema tienen pautas de movimiento mal definidas: una parte muestra una componente normal y otra desgarres secundarios derechos e izquierdos. Incluye además numerosas fallas E-O a ONO-ESE con desplazamientos izquierdos de pequeña cuantía, subparalelas a la falla de Enriquillo que forman un amplio corredor coincidente en anchura con la Sierra de Neiba.

Interpretación estructural y edad de la deformación

Está firmemente establecido que la zona de estudio está dominada por estructuras contractivas asociadas a fallas transcurrentes (Mann, 1983; Norconsult 1983; McLaughlin *et al.*, 1991; Mann *et al.* 1991c; Mann *et al.* 1995; Mann *et al.*, 1999; entre otros). Para su análisis se ha elaborado un mapa estructural (Fig. 8) y una serie de cortes geológicos (Fig. 5). No son cortes "plane strain", debido a la existencia de desplazamientos fuera del plano y por ello, sólo informan del acortamiento medido perpendicularmente a la dirección de los pliegues.

La componente contractiva de las fallas transcurrentes está acomodada por cabalgamientos de alto

ángulo y sentido opuesto que elevan las sierras de Bahoruco y Neiba sobre la cuenca de Enriquillo formando una estructura de *pop-up*, y por el perfil sinclinal de esta cuenca. Los cabalgamientos intracuenca pueden prolongarse por un despegue en las evaporitas de la Fm Angostura. La Sierra de Martín García emerge como un gran anticlinal (corte D-D') con flancos cabalgantes, el meridional con un salto vertical importante, y el septentrional dividido en varios cabalgamientos. Para el horizonte de la base o el techo de la Fm Sombrerito se ha calculado entre 7,5 km (10%) en el corte C-C', a 11,75 km (15%), en el corte D-D'.

En la Sierra de Neiba, los cortes geológicos muestran pliegues con flancos entre abiertos (120°) a algo cerrados (75°) y planos axiales subverticales o ligeramente vergentes al sur (Fig. 4). Una excepción a esta pauta general es el cabalgamiento del anticlinal de El Aguacate sobre el sinclinal de Apolinar Perdomo, donde la traslación horizontal superior a 2 km produce dos cabalgamientos con planos más tendidos y vergencia sur acusada. El perfil se asemeja a pliegues de propagación de falla. La estructura del margen norte de la Sierra de Neiba muestra así mismo pliegues limitados por cabalgamientos de alto ángulo, pero vergentes al norte (García y Harms, 1988) (cortes D-D', Fig. 5; y IX-IX', Fig. 4). Una línea sísmica realizada para la exploración petrolífera de la cuenca de San Juan (Fig. 9; Nemeč 1980) proporciona una buena imagen de la estructura del margen norte de la Sierra de Neiba. En ella, los principales reflectores de la cuenca son desplazados por cabalgamientos de alto ángulo que se verticalizan en profundidad, aunque las secuencias de relleno de la cuenca comprendidas entre estos reflectores apenas muestran acuñamiento hacia el margen.

En conclusión, el estilo estructural en la zona de estudio se caracteriza por:

- 1) Pliegues con doble inmersión en corto espacio y posible geometría cónica;
- 2) Pliegues en escalón con relevos acomodados por fallas, que los cortan o curvan asintóticamente hacia la falla;
- 3) Cabalgamientos con componente en dirección; y
- 4) Numerosas fallas menores en sistemas con direcciones y sentidos de movimiento consistentes, aunque las relaciones de corte no son fácilmente interpretables.

El modelo que se propone (Fig. 8) es una zona de cizalla izquierda, de dirección E-O, activa durante un amplio lapso de tiempo (Mioceno superior-actualidad) de acuerdo con los sedimentos sintectónicos asociados. La dirección de acortamiento, NE-SO, es aproximadamente normal a la traza de los pliegues y cabalgamientos principales y coincide con la obtenida mediante el análisis de la fracturación (Van den

Berghe, 1983). La orientación de las fracturas y la posición de los pliegues y cabalgamientos, son consistentes con esta interpretación. De acuerdo con los modelos de Tchalenko (1968) y Rutter *et al.* (1986), los sistemas de fracturación se interpretan cinemáticamente respecto a la dirección de la cizalla principal representada por la falla de Enriquillo, en los siguientes términos (Fig. 8): sistema ENE-OSO, fallas de tipo R o Riedel sintéticas de primer orden; sistema NNO-SSE, fallas de tipo R' antitéticas de primer orden; sistema NNE-SSO, fallas de tipo X, antitéticas de segundo orden; sistemas ONO-ESE a E-O, fallas sintéticas de segundo orden subparalelas (D) o ligeramente oblicuas (P) a la dirección de cizalla principal y con igual sentido de movimiento izquierdo que ella; también se identifican fallas normales de NE-SO subparalelas a la dirección de máximo esfuerzo.

La edad de la deformación

La edad de la deformación se ha determinado a partir del estudio de los sedimentos sintectónicos (Fig. 3). El depósito de series potentes y monótonas de la Fm Neiba durante el Eoceno-Mioceno Inferior (y quizá también la de sus equivalentes en el dominio de Trois Rivières-Peralta-Fm Jura- durante el Eoceno) ocurre en una cuenca extensa y subsidente con un evento volcánico de signatura toleítica a alcalina (OIT a OIA), posiblemente relacionado con una pluma mantélica (Complejo Volcanosedimentario de El Aguacate). El sustrato de estas series en el Cinturón de Peralta lo constituye la Fm Ventura, y por debajo, el basamento es la Fm Tiroo (Gómez Sainz de Aja, 2000; Díaz de Neira, 2000; Hernaiz Huerta y Pérez Estaún, 2002). En la Sierra de Bahoruco, la Fm Neiba cubre a formaciones volcánicas cretácicas que forman parte del *plateau* oceánico del Caribe. La presencia de la Unidad de El Manguito en la Sierra de Neiba, con edad y signatura geoquímica afines al *plateau*, permite suponer que éste se prolongaba hacia el norte hasta la citada sierra.

La Fm Sombrerito, se deposita en continuidad estratigráfica sobre la Fm Neiba, aunque con cambios de facies someras (calizas de Barahona) a pelágicas que indican la existencia de bloques elevados y hundidos.

En la Cordillera Central, el depósito caótico de la Fm Ocoa en un surco subsidente se relaciona con el avance de un frente de cabalgamiento que incorpora el Arco de Islas Circum-Caribeño o basamento (Fm Tiroo) hacia el SO (Hernaiz Huerta, 2000; Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002) y la inversión de la cuenca trasera de arco de Trois Rivières-Peralta. Las pri-

meras imbricaciones en el basamento de arco de isla son de edad Eoceno Superior y se extienden al Oligoceno, a medida que la deformación se propagaba hacia el antepaís, culminando en el Mioceno Inferior con la superposición de todo el basamento sobre el Cinturón de Peralta (Hernaiz Huerta, 2000; Hernaiz Huerta y Pérez Estaún, 2002). A partir del cierre del surco turbidítico, comenzó el aporte de material siliciclástico (Fm Trinchera) procedente de la Cordillera Central, primero durante el Mioceno Medio a la cuenca de San Juan y después en el Mioceno Superior a las cuencas de Azua y Enriquillo. El desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta forma una secuencia de propagación hacia el antepaís hasta el Plio-Pleistoceno (Heubeck y Mann, 1991; Hernaiz Huerta, 2000; Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002).

En la zona de estudio no hay evidencias de deformación hasta el Mioceno Superior, con el depósito de la Fm Trinchera. La deformación produjo pequeños umbrales, como demuestra el hecho de que las mismas facies turbidíticas en el centro de la cuenca se encuentran en sinclinales de la Sierra de Neiba. En el sector oriental de la cuenca de Azua, la presencia de facies proximales de la Fm Trinchera y su ausencia junto a las sierras que orlan la bahía de Ocoa sugieren que la indentación de Beata era activa en el Mioceno, produciendo posteriormente el cierre de la cuenca por el este y el arqueamiento del Cinturón de Peralta (Heubeck y Mann, 1991; Hernaiz Huerta, 2000; Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002)

En el SO de La Española la deformación principal ocurre a partir del Plioceno Inferior-Medio con el cabalgamiento de las sierras de Neiba, Bahoruco y Martín García sobre la cuenca de Enriquillo. El análisis de la subsidencia de la cuenca mediante la descompactación de la columna de sedimentos del sondeo de Charco Largo (Mann *et al.*, 1999) indica un primer impulso coincidente con el depósito de la Fm Trinchera y la parte baja de la Fm Angostura, y una aceleración más importante durante el depósito de las Fms. Arroyo Blanco-Las Salinas y Jimaní. Los niveles de conglomerado con área fuente en las sierras, indicativos de la creación de relieve, se concentran a techo de las formaciones Arroyo Seco y Arroyo Blanco-Las Salinas y en la unidad superior de la Fm Jimaní. La deformación y levantamiento desde el Holoceno hasta la actualidad ha producido la superposición y el encajamiento de los abanicos aluviales al pie de las sierras. La relación de estos abanicos con el arrecife subactual (9760 a 2820 Ma; Taylor *et al.*, 1985) indica que los más antiguos son anteriores o coetáneos con el arrecife y los más modernos, lo fosilizan.

Agradecimientos

Agradecemos a la Dirección General de Minería de la República Dominicana y a la Unidad Técnica de Gestión del Programa SYSMIN y su director Javier Montes su colaboración durante el desarrollo del proyecto de Cartografía Geotemática y las facilidades dadas para publicar los datos que se presentan en este trabajo. Se agradece igualmente las generosas aportaciones económicas del IGME sin las cuales no hubiera sido posible la edición de este Volumen Especial. La revisión constructiva de dos revisores ha enriquecido el manuscrito original. Ricardo Sendra Ron colaboró en la preparación de algunas figuras y en la revisión formal del manuscrito.

Referencias

- Ardévol, L.I. 2004. *Informe Sedimentológico del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana*. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo
- Bellon, H., Villa, J.M. y Mercier de Lepinay, B. 1985. Chronologie ^{40}K - ^{39}Ar et affinités géochimiques des manifestations magmatiques au Cretace et au Paleogene dans l'île d'Hispaniola. En: *Geodynamique des Caraïbes*, Editions Technip, 12-24
- Bourgeois, J. R., Tavares, I. et Vila, J.M. 1979. L'Eocene a blocs d'Ocoa (Republique Dominicaine, Grandes Antilles); Témoin d'une Tectonique tangentielle a vergence sud dans l'île d'Hispaniola. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 759-764.
- Breuner, T.A. 1985. *The Geology of the eastern Sierra de Neiba*. MSc Thesis. George Washington University. 120 pp.
- Calmus, T. 1983. Décrochement senestre sud-haïtien: Analyses et conséquences paléogéographiques dans la région de Camp Perrin. *Extrait Ann. Soc. Géol. Nord*. (Lille, France), 309-316.
- CGG (Compagnie Generale de Geophysique), 1999. *Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana*. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería. Santo Domingo.
- Cooper, C. 1983. *Geology of the Fondo Negro region, Dominican Republic*. MSc. Thesis, State University of New York, Albany, 145 pp.
- De León, R. 1983. *Aspectos geológicos e hidrogeológicos de la región suroeste*. Publicaciones especiales, Museo de Historia Natural, Santo Domingo, 25 pp.
- Deschamps, I. 2004. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5871-IV (Boca Cachón) y Memoria correspondiente*. Proyecto L-Zona SO de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- Díaz de Neira, J.A. 2000. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 6072-III (Padre Las Casas) y Memoria correspondiente*. Proyecto C de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo
- Díaz de Neira, J.A. 2004a. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5971-I (Villarpando) y Memoria correspondiente*. Proyecto L-Zona SO de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- Díaz de Neira, J.A. 2004b., *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5970-I (Barahona) y Memoria correspondiente*. Proyecto L-Zona SO de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- Dolan, J. F., Mullins, H. T. y Wald, D, J. 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs, En Dolan, J.F. y Mann, P. (eds). *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*, Geological Society of America Special Paper 326, 1-61.
- Escuder Viruete, J. 2004. *Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana*. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 76 pp.
- Friedman, R. 2004. *Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb en los proyectos K y L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana*. (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá). Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 10 pp
- García, E. y Harms, F. 1988. *Informe del Mapa Geológico de la República Dominicana escala 1:100.000, San Juan (4972)*. Santo Domingo, 97 pp.
- García-Senz, J. 2004. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5871-III (Jimaní) y Memoria correspondiente*. Proyecto L-Zona SO de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- Genna, A. 2004a. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5971-II (Vicente Noble) y Memoria correspondiente*. Proyecto L-Zona SO de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- Genna, A. 2004b. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5871-II (Duvergé) y Memoria correspondiente*. Proyecto L-Zona SO de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- Girard, D., Beck, C., Stephan, J.F., Blanchet, R. y Maury, R. 1982. Pétrologie géochimie et signification géodynamique de quelques formations volcaniques crétaées péri-caraïbes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24, 535-544
- Gómez Sainz de Aja, J.A. 2000. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 6072-IV (Gajo de Monte) y Memoria correspondiente*. Proyecto de Cartografía Geotemática

- de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo
- Hernaiz Huerta, P.P. 2000. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 6071-I (San José de Ocoa) y Memoria correspondiente*. Proyecto C de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- Hernaiz Huerta, P.P. 2004a. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5971-IV (Galván) y Memoria correspondiente*. Proyecto L-Zona SO de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo
- Hernaiz Huerta, P.P. 2004b. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5871-I (La Descubierta) y Memoria correspondiente*. Proyecto L-Zona SO de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo
- Hernaiz Huerta, P.P. y Pérez-Estaún, A. 2002. Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana. En: Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A. y Hernaiz Huerta, P.P. (Eds.), *Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana*. Acta Geológica Hispánica, 37, 183-205.
- Hernaiz Huerta, P.P., Díaz de Neira, J.A., García-Senz, J., Deschamps, I., Lopera, E., Escuder Viruete, J., Ardévol Oró, L.I., Granados L., Calvo J.P. y Pérez-Estaún, A. 2007. La estratigrafía de la Sierra de Neiba, República Dominicana. En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana*. *Boletín Geológico y Minero*, 118, 2, 313-336.
- Heubeck, C. y Mann, P. 1991. Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (Eds.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262, 315-336.
- Llinás, R.A. 1971. *Geología del área Polo-Duvergé, Cuenca de Enriquillo, República Dominicana*. Tesis Doctoral. México city, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de ingeniería, 83 pp.
- Mann, P. 1983. *Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola*. PhD Thesis. New York University, Albany, 688 p.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J.C., Demets C., Jansma, P.E. y Mattioli, G.S. 2002. Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, 21 (6), 1-26.
- Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. 1991a. An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. In: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (Eds.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262, 1-28.
- Mann, P., Lebron, M., Rodríguez, J. y Heubeck, C. 1991b. Geologic maps of the southern Dominican Republic. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (Eds.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262. Plates 4a, 4b, and 4c, scale: 1:150,000.
- Mann, P., McLaughlin, P.P. y Cooper, C. 1991c. Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis J.F. (Eds.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262, 367-390.
- Mann, P., McLaughlin, Jr., P.P., van den Bold, W.A., Lawrence, S. R. y Lamar, M. E. 1999. Tectonic and Eustatic Controls on Neogene Evaporitic and Siliciclastic Deposition in the Enriquillo Basin, Dominican Republic. En: Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4* (Series Editor: K.J. Hsü), 287- 342.
- Mann, P. y Lawrence, S.R. 1991. Petroleum potential of southern Hispaniola. *Journal of Petroleum Geology*, 14, 291-308.
- Mann, P., Taylor, F.W., Burke, K. y Kulstad, R. 1984. Subaerially exposed Holocene coral reef, Enriquillo Valley, Dominican Republic. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1084-1092.
- Mann, P., Taylor, F.W., Edwards, R.L. y Ku, Tl. 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the north-eastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, 246, 1-69.
- Maurrasse, F., Husler, J., Georges, G., Schmitt, R. y Diamond, P. 1979. Upraised Caribbean Sea floor below acoustic reflector B" in the Southern Peninsula of Haiti, *Geologie en Mijnbouw*, 58, 71-83.
- McLaughlin, P.P., van den Bold, W.A. y Mann, P. 1991. Geology of the Azua and Enriquillo basins. Dominican Republic; 1, Neogene lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. En Mann, P., Draper, G. y Lewis J.F. (Eds.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262, 337-366.
- Nemec, M. C. 1980. A two phase model for the tectonic evolution of the Caribbean. *Transactions of the 9 th Caribbean Geological Conference*, 23-24.
- Nicole, N. 2004a. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5971-III (Neiba) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 126 p.
- Nicole, N. 2004b. *Mapa Geológico de la hoja a E. 1:50.000 n° 5972-IV (La Salina) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 135 p.
- Norconsult, 1983. *Dominican Republic. Petroleum Exploration Appraisal*. Report for Dirección General de Minería. Santo Domingo, 80 pp.
- Pubellier, M., Mauffret, A., Leroy, S., Vila, J.M. y Amilcar, H. 2000. Plate boundary readjustment in oblique convergence: Example of Neogene of Hispaniola, Greater Antilles. *Tectonics*, 19 (4), 630-648.
- Rutter, E.H., Haddock, R.H., Hall, S.H., y White, S.H. 1986. Comparative microstructures of natural and experimental-

- ly produced clay-bearing fault gouges. *Paleophysics*, 124.
- Sayed, U., Maurrasse, F., Keil, K., Husler, J. y Smith, R. 1978. Geochemistry and petrology of some mafic rocks from Dumisseau, Haiti: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 59, 403
- Sen, G. R., Hickey-Vargas, G. Waggoner y Marausse F. 1988. Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation, southern Haiti; Implications for the origin of the Caribbean crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 423-437.
- Taylor, F.W., Mann, P., Valastro, S. y Burke, K. 1985. Stratigraphy and radiocarbon chronology of a subaerially exposed Holocene coral reef, Dominican Republic. *Journal of Geology*, 93, 311-332.
- Tchalenko, J.S. 1968. The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, 6, 159-174.
- Ullrich, T. 2004. *Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar en los proyectos K y L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana*. (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá). Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 100 pp.
- van den Berghe, B. 1983. *Evolution sédimentaire et structurale depuis le Paleocene de secteur "Massif de la Selle-Barouco-Nord de la Ride de Beata" dans l'orogene nord Caraïbe (Hispaniola Grandes Antilles)*. Doctorale These. Paris, France, Université Marie et Pierre Curie, 205 pp.

Recibido: julio 2006

Aceptado: diciembre 2006