

Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana.

Structure of the Peralta thrust and fold belt, Dominican Republic

P. P. HERNAIZ HUERTA ⁽¹⁾ y A. PÉREZ-ESTAÚN ⁽²⁾

(1) INYPSA, División de Medioambiente y Geología. Velazquez 69, Madrid. phernaiz@inypsa.es

(2) Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC, Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona. andres@ija.csic.es

RESUMEN

En un corte geológico completo de la parte centro-meridional de la Isla La Española (Sur de la República Dominicana) se identifican las unidades que registran la evolución completa del margen Norte de la Placa del Caribe desde el Jurásico Superior. El corte incluye, de Norte a Sur, a las rocas que representan el antiguo océano protocaribeño (Peridotitas de Loma Caribe y Fm Duarte; Jurásico Superior- Cretácico Inferior), las rocas del Arco Isla volcánico Primitivo (Cretácico Inferior), el Arco Isla Circum-Caribeño (Cretácico Superior-Eoceno), el Cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta y la Cuenca neógena de Azua. La estructura del corte geológico consiste en un sistema de cabalgamientos imbricado con pliegues asociados, vergente al Sur, emplazado sobre la Cuenca de Azua.

La secuencia de propagación de estructuras, se interpreta como una secuencia de emplazamiento de bloque inferior. Las primeras imbricaciones en el Arco Isla Circum-Caribeño se formaron posiblemente en el Eoceno Superior, coincidiendo con el depósito de la Fm Ocoa en la cuenca frontal (Cinturón de Peralta). Esta formación es de marcado carácter sintectónico y su depósito se asocia con un fuerte levantamiento de la zona axial de la Cordillera Central. El resto de los cabalgamientos del Arco Isla Circum-Caribeño se habrían formado a lo largo del Oligoceno, durante la propagación de la deformación hacia el antepaís. En el Mioceno Inferior todo este conjunto llegó a superponerse al Cinturón de Peralta mediante su cabalgamiento frontal. El desarrollo de las estructuras en el Cinturón de Peralta llega hasta el Plio-Pleistoceno, ya que el cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta cubre a rocas de esta edad. A partir del Mioceno la evolución de los cabalgamientos coexiste con una tectónica de desgarre que progresivamente pasa a ser la tectónica dominante.

En el Cinturón de Peralta los pliegues y cabalgamientos se desarrollan sobre series sedimentarias eocenas y oligocenas depositadas en un contexto de cuenca trasera de arco que son deformadas posteriormente por efecto de la inversión de la subducción de la par-

te nororiental de la Placa del Caribe. Durante el Neógeno, se interpreta que la indentación de la Cresta de Beata puede haber sido la causante de la formación del Cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta. El límite oriental de la Cresta de Beata ha podido actuar como un límite transformante que separa la subducción en la fosa de los Muertos del Cinturón de Peralta. El Cinturón de Peralta constituye la unidad equivalente lateral del prisma de acreción de Los Muertos y acumula parte del acortamiento ocurrido.

ABSTRACT

Most of the geotectonic units involved in the evolution of the Northern part of the Caribbean Plate can be identified in a geological cross-section through the southern-central part of the Hispaniola Island (South of the Dominican Republic). The cross-section includes from N to S: remnants of the old Caribbean ocean (Loma Caribe Peridotites and Duarte Fm of Upper Jurassic-Lower Cretaceous age), rocks of the Primitive volcanic Island Arc (Lower Cretaceous), the Circum-Caribbean Island Arc (Upper Cretaceous to Eocene), the Peralta thrust and fold Belt and the Azua Neogene Basin. The structure consists of an imbricate thrust system with associated folds, vergent towards the South, that overthrusts the Azua Basin.

The thrust system evolved in a forward propagating sequence. The first thrust sheets of the Circum-Caribbean Island Arc possibly formed in Upper Eocene times during sedimentation of the Ocoa Fm in the foredeep (area of the Peralta Belt). Ocoa Fm has a syn-tectonic character and is associated with the uplift of the Central Mountain Range. Thrusting continued through Oligocene times progressing towards the South. By Lower Miocene times, the Circum-Caribbean Island Arc overthrusts the Peralta Belt (Frontal Thrust of the Tiroo Fm). Thrusting in the Peralta Belt continued until Plio-Pleistocene times, as indicated by the age of the rocks in the footwall to the Peralta Belt Frontal Thrust. From Miocene times thrusting was coeval with wrenching that progressively became the dominant tectonic style in the region.

The Eocene-Oligocene sedimentary sequences of the Peralta Belt were deposited in a back-arc basin that was subsequently deformed during the change in subduction direction that took place in the northeastern part of the Caribbean Plate in Neogene times. The Neogene Peralta Thrust and Fold Belt may be caused by the indentation of the Beata Ridge into the Circum-Caribbean Island Arc. In this context, the eastern part of the Beata Ridge may have acted as a transform boundary separating the Los Muertos trench from the Peralta Belt. The Peralta Belt accumulated part or all the shortening laterally equivalent to that in Los Muertos accretionary prism.

EXTENDED ABSTRACT

The Peralta Belt is a thrust and fold belt vergent to the south, developed in Eocene to Pleistocene sediments laid down in the back-arc basin of the Circum-Caribbean volcanic Island Arc. This belt is 20 km wide, and extends from North of Haiti to the south-central part of the Dominican Republic, in the Hispaniola Island (Witschard y Dolan 1990, Heubeck et al., 1991; Dolan et al., 1991; Heubeck y Mann 1991; Mann et al., 1991; McLaghlin et al., 1991). The Hispaniola Island is located in the northern part of the Caribbean Tectonic Plate (Fig. 1). Jointly with Puerto Rico constitute a unit that can be interpreted as a tectonic microplate, bounded towards the North by an oblique subduction zone with a large strike-slip component, and towards the South by another incipient subduction zone at the Muertos Trench. The northern part of the Caribbean Plate evolved from a subduction boundary in Eocene times, to a dominant left lateral trascurrent boundary in present times, and since the collision of this Plate with the Northamerican continental margin constituted by the Bahamas Platform (Upper Cretaceous-Lower Eocene) (Burke et al., 1978; Burke, 1988; Donnelly et al., 1990; Dolan et al. 1991; Mann et al., 1991; Lebron y Perfit, 1994, 1995). Among the Caribbean islands, the geology of the Hispaniola presents the most complete history of the Caribbean Plate from Upper Jurassic to present times. A complete record of the different events and processes that formed the Greater Antilles is present in the rocks of this region.

Most of the geotectonic units involved in the evolution of the northern part of the Caribbean Plate can be identified in a geological cross-section through the south-central part of the Hispaniola Island (South of the Dominican Republic). The cross-section includes from N to S: remnants of the old Caribbean ocean (Loma Caribe Peridotites and Duarte Fm of Upper Jurassic-Lower Cretaceous age), rocks of the Primitive volcanic Island Arc (Lower Cretaceous), the Circum-Caribbean Island Arc (Upper Cretaceous to Eocene), the Peralta thrust and fold Belt and the Azua Neogene Basin (Figs. 2, 3, and 8).

The stratigraphy of the Peralta Belt and the units placed above and below it, include: the Tiroo Fm (Bowin, 1966), more than 3500 m of volcanic and volcanosedimentary rocks that form the Circum-Caribbean Island Arc (Donnelly et al., 1990; Lewis et al., 1991), the Peralta Group (Dolan, 1988; Heubeck, 1988; Díaz de Neira y Hernaiz Huerta, 2000; Hernaliz Huerta et al., 2000a y b), formed by more than 10.000 m of Eocene-Oligocene sediments partially syntectonic (Figs. 4, and 5), and the Neogene sediments of the Azua Basin (3000 m; Díaz de Neira y Solé, 2000; Fig. 6).

The geological cross-section realized through the southern part of the Dominican Republic, shows a south-vergent imbricate thrust system and associated folds, that overthrusts the Azua Basin. Total shortening of this section is circa 50%. Folds from the Circum-Caribbean Island Arc unit show fault-bent fold geometry. Fault-propagation folding developed at the tip of propagating thrust faults is the dominant folding process in the Peralta Belt.

The thrust system evolved in a forward propagating sequence (Fig. 8). The first thrust sheets of the Circum-Caribbean Island Arc possibly formed in Upper Eocene times during sedimentation of the Ocoa Fm in the foredeep (area of the Peralta Belt). This sedimentation is associated with the uplift of the Central Mountain Range. Thrusting continued through Oligocene times progressing towards the South. By Lower Miocene times, the Circum-Caribbean Island Arc overthrusts the Peralta Belt (Frontal Thrust of the Tiroo Fm). Thrusting in the Peralta Belt continued until Plio-Pleistocene times, as indicated by the age of the rocks in the footwall to the Peralta Belt Frontal Thrust. From Miocene times thrusting was coeval with wrenching that progressively became the dominant tectonic style in the region.

The Eocene-Oligocene sedimentary sequences of the Peralta Belt were deposited in a back-arc basin that was subsequently deformed during the change in subduction direction that took place in the northeastern part of the Caribbean Plate in Neogene times (Heubeck y Mann, 1991; Mann et al., 1991c). The Neogene Peralta Thrust and Fold Belt may be caused by the indentation of the Beata Ridge into the Circum-Caribbean Island Arc (Fig. 9). In this context, the eastern part of the Beata Ridge may have acted as a transform boundary separating the Los Muertos trench from the Peralta Belt. The Peralta Belt accumulated part or all the shortening laterally equivalent to that in Los Muertos accretionary prism.

INTRODUCCIÓN

El Cinturón de Trois Rivières-Peralta es una unidad tectónica constituida por cabalgamientos y pliegues, con vergencia Sur, que afectan principalmente a sedimentos eocenos a pleistocenos de carácter en parte sintectónico, depositados en la parte trasera del Arco de Isla Circum-Caribeño, de edad Cretácico Superior-Eoceno. Esta unidad se extiende desde el Norte de Haití a la parte centro-meridional de la República Dominicana, en la Isla La Española y ocupa una anchura de unos 20 km (Heubeck et al., 1991). El presente trabajo se centra en la descripción de la estructura de este cinturón en la parte correspondiente al sector meridional de la República Dominicana, donde se denomina Cinturón de Peralta, y su estudio se contempla en el contexto general de la evolución del margen septentrional de la Placa del Caribe desde el Eoceno hasta la actualidad.

La Isla La Española es la segunda en extensión de las Antillas Mayores que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela (Mann et al., 1991). Conjuntamente con Puerto Rico, constituye una unidad que puede interpretarse como una microplaca, limitada

al Norte por una zona de subducción oblicua, con una fuerte componente de salto en dirección, y al Sur por otra zona de subducción incipiente a la que se asocia la Fosa de los Muertos (Byrne et al., 1985; Masson y Scanlon, 1991; Fig. 1). El margen Norte de la Placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas, un límite dominado en gran parte por movimientos trascurrentes de carácter sinistro que acomodan el desplazamiento hacia el Este de la Placa del Caribe en relación con Norteamérica (Mann et al., 1991). Por otra parte, a partir del Eoceno el margen meridional de la Isla de la Española y Puerto Rico ha pasado desde comportarse como una trasera de arco al comienzo del Eoceno, a constituir en la actualidad un margen activo con subducción de la corteza oceánica del Caribe bajo el arco de islas Circum-Caribeño en la actualidad (Burke et al., 1978; Burke, 1988; Dolan et al. 1991). En consecuencia, a partir del Eoceno Superior, la sedimentación y deformación de las cuencas de trasera de arco generadas en relación con el arco de islas Circum-Caribeño, pasan a estar controladas a partir del Eoceno Superior por procesos típicos de una cuenca de antearco. Dentro de este contexto, en el presente trabajo se estudia la estructura y

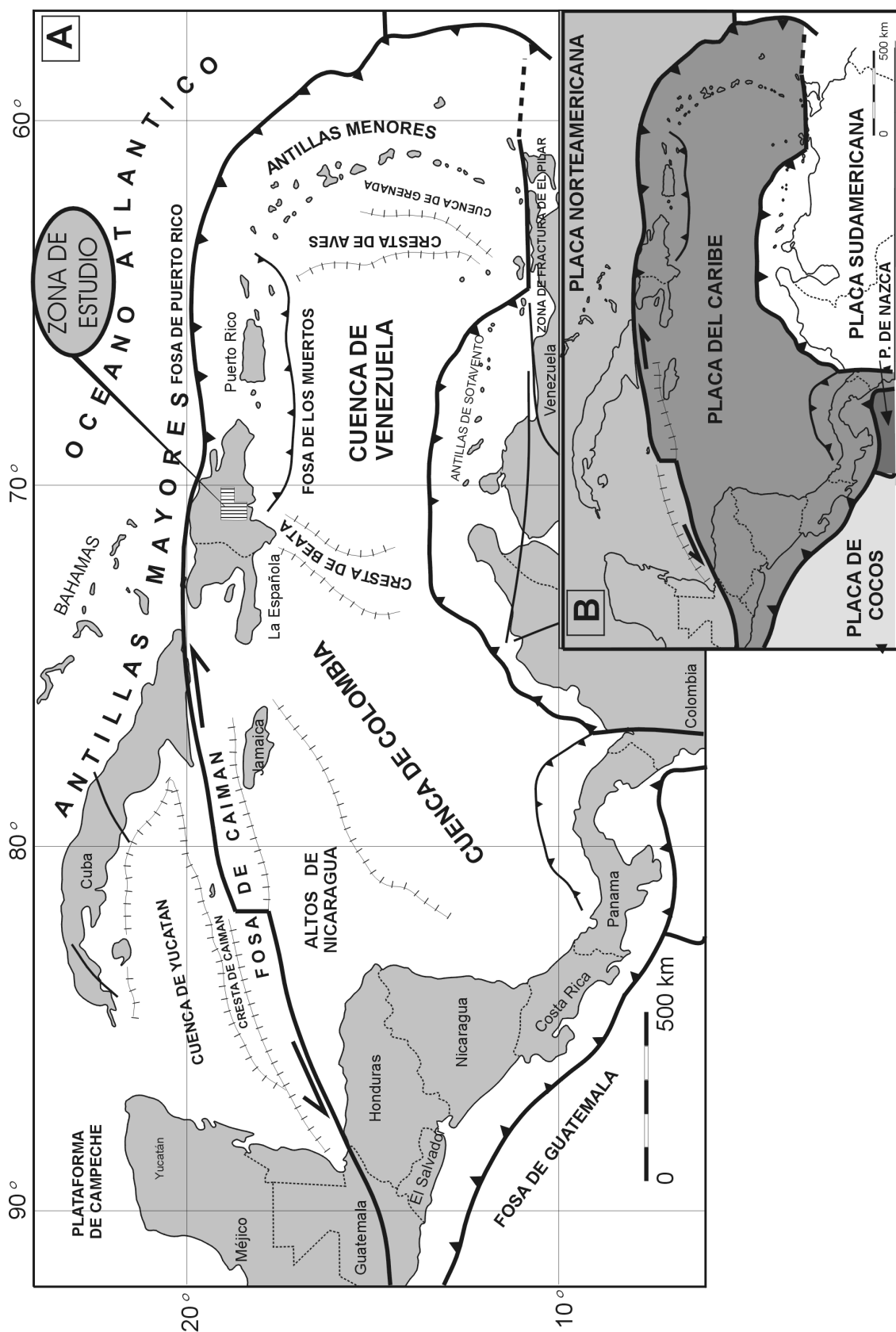


Figura 1. Contexto geodinámico y elementos estructurales de la placa del Caribe. Localización de la zona de estudio dentro de la isla de La Española.

Figure 1. Geodynamic framework and structural elements of the Caribbean Plate. Location of the study area.

secuencia deformacional del Cinturón de Peralta a partir un corte geológico de un amplio sector de la región centro-meridional de la República Dominicana. El corte incluye desde el basamento oceánico del Jurásico Superior y el Arco Isla del Cretácico Superior, situados al NE del Cinturón de Peralta, hasta la Cuenca neógena de Azua, localizada al SO del mismo.

Los datos y conclusiones que aquí se presentan han sido el resultado del Proyecto de Cartografía Geotemática en la República Dominicana que, con financiación del Programa SYSMIN de la Unión Europea, ha permitido realizar la cartografía geológica a escala 1:50.000 de una amplia zona del sector centro-meridional de este país (Fig. 1 y 2).

Marco geológico-estructural de la zona de estudio

En la Isla de la Española, afloran la mayor parte de las unidades geotectónicas que están involucradas en la historia geológica del límite septentrional de la Placa del Caribe (Mercier de Lepinay, 1987; Mann et al., 1991). Allí se encuentran representadas las que pueden ser algunas de las rocas ofiolíticas más antiguas del Caribe (Draper et al., 1994, 1996), el arco de islas volcánico del Cretácico Inferior (Arco Isla Primitivo, Donnelly et al., 1990; Lebron y Perfit, 1994; 1995), el Arco Isla del Cretácico Superior Circum-Caribeño y las cuencas de trase-ra de arco y su inversión a cuencas tectónicamente activas (Dolan et al., 1991). La antigua plataforma carbonatada de las Bahamas y su talud constituyen las únicas unidades que no afloran en la isla.

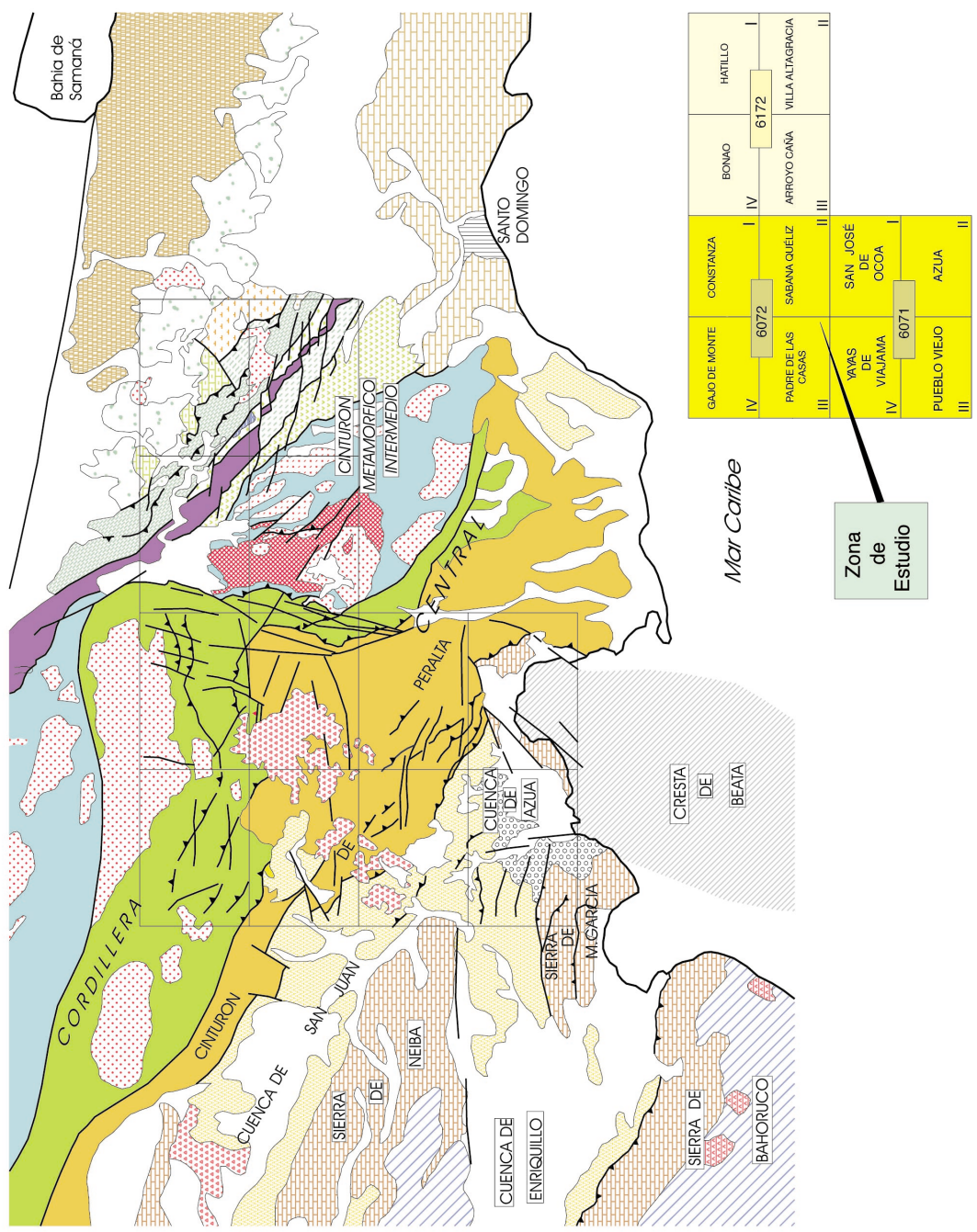
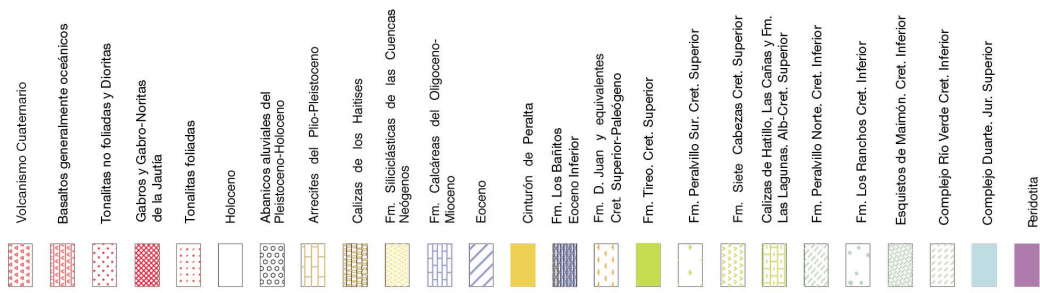
Una transversal norte-sur de la Isla de la Española permite mostrar la estructura completa del margen Norte de la Placa del Caribe y deducir su evolución (Mann et al., 1991). El Cinturón de Peralta-Trois Rivières atraviesa oblicuamente la isla en dirección NO-SE y ocupa la mitad suoreste de esta transecta geológica. Esta zona ha sido objeto de diferentes estudios entre los que destacan las primeras cartografías inéditas de Wallace (1945), y los trabajos bioestratigráficos y el primer corte geológico de Bourgois et al. (1979). Con posterioridad, Biju Duval et al. (1983) interpreta al Cinturón de Peralta como un prisma de acreción, que sería continuación hacia el oeste del prisma existente en la Fosa de Los Muertos. Las tesis doctorales y trabajos de investigación de Mann (1983), Dolan (1988) y Heubeck (1988), proporcionan los datos estratigráficos y estructurales más relevantes de la zona y han dado lugar a trabajos posteriores más detallados (Witschard y Dolan, 1990; Dolan

et al., 1991; Heubeck y Mann, 1991; Mann et al., 1991, McLaghlin et al 1991).

La zona estudiada en este trabajo representa una transversal completa del sector meridional de la República Dominicana, que va desde el flanco septentrional de la Cordillera Central y su zona axial, al NE, hasta las inmediaciones de la Bahía de Ocoa, al SO (Fig. 2 y 3). En esta transversal se distinguen las siguientes unidades estructurales, de Norte a Sur:

- Un basamento constituido por formaciones oceánicas y de arco isla que fueron generadas y amalgamadas durante el intervalo Jurásico Superior-Eoceno. En éste basamento se encuentra incluido el Cinturón Metamórfico Intermedio (Bowin 1966; Escuder et al., 2002), constituido esencialmente por un conjunto de unidades metamórficas de supuesta edad pre-Albiense, en las que intruyen numerosos cuerpos de granitoides, algunos de ellos claramente sincinématicos. También se encuentran la Formación Duarte y las Peridotitas de Loma Caribe que se han interpretado como unidades ofiolíticas derivadas de una meseta oceánica (Draper et al., 1994, 1996). Estas unidades, de edad Jurásico Superior y Cretácico Inferior (Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1994), y su deformación interna se relacionan con los estadios primitivos del desarrollo de un arco de islas en el Cretácico Inferior. Destaca, a modo de eje central, el alineamiento de Peridotitas de Loma Caribe, que aflora a lo largo de la Zona de Falla de La Española (Mann et al., 1991). Los sectores más occidentales y meridionales de este basamento, que forman parte de la transversal estudiada en el presente trabajo, están constituidos por la Formación Tiroe (Bowin, 1966). Esta formación consiste en una potente serie de rocas volcanoclásticas con intercalaciones menores de lavas y niveles sedimentarios, perteneciente al Arco Isla Circum-Caribeño (Cretácico Superior; Fig. 2).

- El Cinturón de Peralta (Fig. 2), consiste en una potente secuencia de rocas sedimentarias (localmente metasedimentarias en Haití) del Cretácico Superior-Pleistoceno, que con una dirección general NO-SE discurre a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central de La Española (Mann et al., 1991 b). En su sector suroriental, Heubeck (1988), Heubeck et al (1991) y Dolan et al. (1991), han subdividido la estratigrafía del cinturón en tres grandes grupos deposicionales, separados entre sí por discordancias mayores: el Grupo Peralta, de edad Paleoceno-Eoceno, el Grupo Río Ocoa, de edad Eoceno Medio-Mioceno Inferior, y el Grupo Ingenio Caei, del Mioceno Inferior-Pleistoceno. En el ámbito de la zona de estudio, solamente el Grupo Peralta está representado con todas sus formaciones, que de muro a techo son (Fig.



GALO DE MONTE IV	CONSTANZA I	HATILLO I
6072	6172	
PADRE DE LAS CASAS III	SABANA QUELIZ II	VILLA ALTAGRACIA II
XAVAS DE VIAJAMA IV	SAN JOSÉ DE OCCOA I	ARROYO CAÑA III
6071		
PUEBLO VIEJO III	AZUA II	

Zona de Estudio

4): Fm Ventura, Fm Jura y Fm Sierra del Número. Del Grupo Río Ocoa sólo aflora su formación basal, la Fm Ocoa, y quedan las formaciones suprayacentes de El Limonal y La Majagua y todo el Grupo Ingenio Caei, circunscritas a sectores más orientales.

- La Cuenca de Azua constituye el extremo meridional y oriental, respectivamente, de dos cuencas de mayor rango geográfico, la de San Juan y la de Enriquillo (Mann et al., 1991 b). La estructura regional es del tipo domos y cubetas, la cual consiste en una serie cubetas sinclinales de dirección NO-SE a ONO-ESE, separadas por domos anticlinales, cuyos márgenes suelen ser cabalgantes sobre las cubetas (Mann et al., 1991 c). Las cubetas están rellenas por materiales del Mioceno Medio-Pleistoceno, pertenecientes a ambientes marinos en la base y continentales a techo. Los domos anticlinales permiten observar las series más antiguas, generalmente carbonatadas, del Paleoceno-Mioceno Medio, algunas de las cuales podrían ser, al menos parcialmente, correlacionables con series equivalentes del Grupo Peralta (p.e. Fm. Neiba y Fm Jura). No obstante, algunas de las sierras principales (Bahoruco, Neiba, Chaine de Matheux en Haití) muestran en sus núcleos rocas ígneas y volcánicas atribuidas al intervalo Cretácico Superior-Eoceno. La Cuenca de Azua se sitúa en el antepaís del Cinturón de Peralta y tanto su relleno como su estructura interna han sido controladas por la evolución estructural de éste (Mann et al., 1991 b y c).

En el ámbito de la zona de estudio, los contactos entre estas tres unidades son cabalgantes, aunque posteriormente han podido ser modificados por fallas con movimiento en dirección (Fig. 2). Así, el Arco Isla Circum-Caribeño cabalga sobre el Cinturón de Peralta mediante la denominada falla de San José-Restauración (Mann et al., 1991 b), que en sectores más noroccidentales tiene una traza subvertical con aparentes movimientos en dirección tardíos. El contacto de esta última unidad con la Cuenca de Azua se produce mediante un cabalgamiento frontal de ángulo relativamente tendido. Algunos autores atribuyen a esta falla grandes desplazamientos sinestrales durante el Oligoceno-Mioceno (Pindel y Barret, 1990; Dolan et al., 1991).

ESTRATIGRAFÍA

Se incluyen en esta descripción estratigráfica las rocas que forman el Cinturón de Peralta y las unidades situadas estructuralmente por debajo y por encima de esta unidad. En las descripciones de las unidades estratigráficas se incluyen también los tipos de facies más representativos de las mismas con el objeto de significar los rápidos cambios sedimentarios existentes, debidos principalmente a la actividad tectónica. Las descripciones originales más detalladas se pueden encontrar en Hernaiz Huerta (2000 a y b), Díaz de Neira (2000 a y b) y Díaz de Neira y Hernaiz (2000).

Formación Tireo (Cretácico Superior)

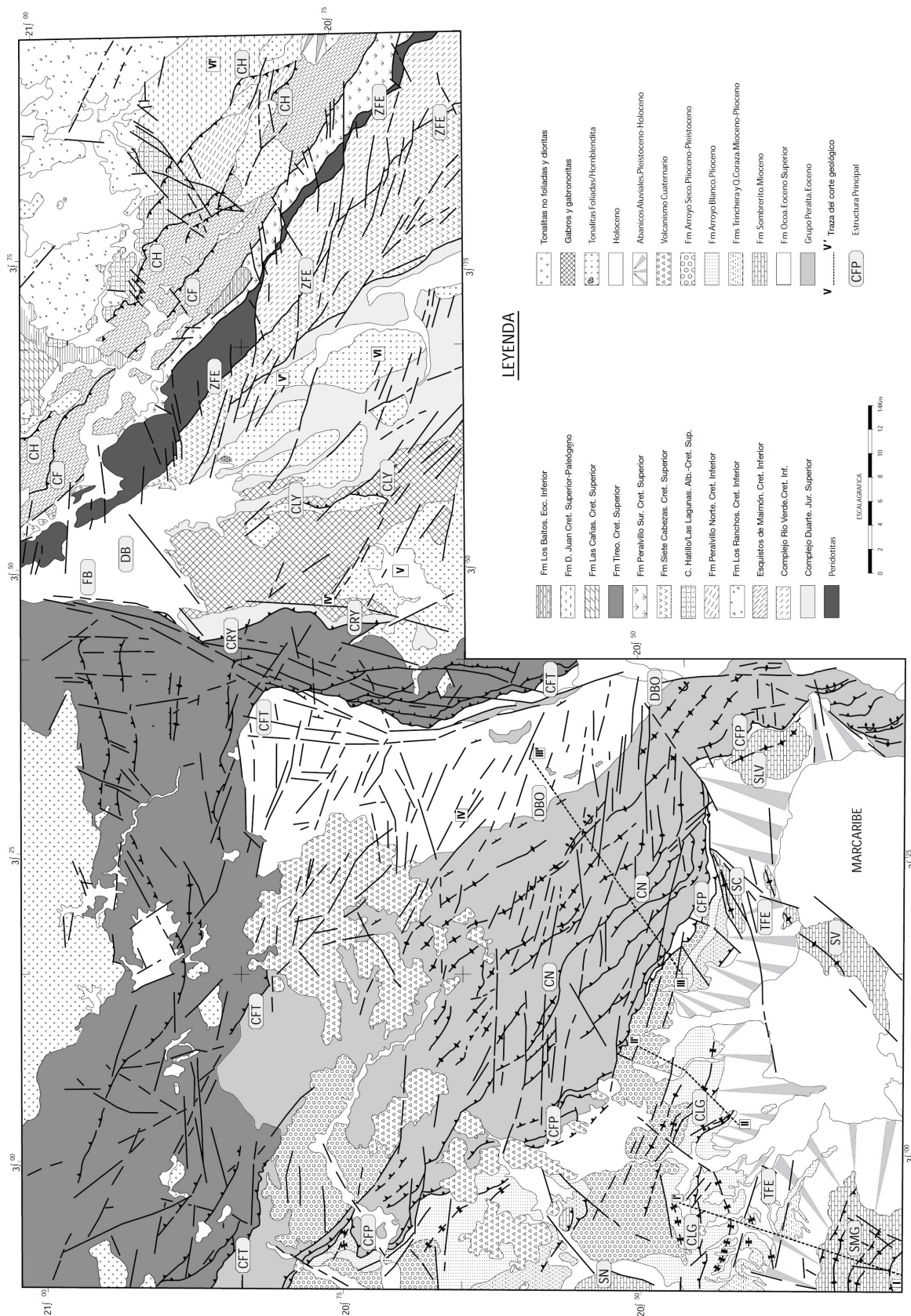
La Formación Tireo (Bowin, 1966) está constituida por rocas vulcanoclásticas con intercalaciones de lavas y otras rocas sedimentarias (Fig. 3). Al no aflorar el muro de la serie, se desconoce el espesor completo de la formación, pero se calcula un espesor superior a los 3500 m. El contenido fosilífero de algunas calizas presentes en la formación ha proporcionado edades del Cenomanense-Maastrichtiense (Bowin, 1966; Boisseau, 1987; Hernaiz Huerta, 2000a y b; Díaz de Neira y Hernaiz, 2000). Las rocas de la Formación Tireo se formaron durante la génesis del Arco Isla del Cretácico Superior (Circum-Pacífico), cuya actividad continuó hasta el Eoceno Medio. Las rocas magmáticas de este arco tienen afinidad geoquímica calco-alcalina y están representadas principalmente por andesitas (Donnelly et al., 1990; Lewis et al., 1991) y por un importante plutonismo diorítico-tonalítico-granodiorítico de dimensiones batolíticas (Lewis, 1982; Kesler et al., 1991b).

Grupo Peralta (Eoceno)

El Grupo Peralta (Dolan 1988, Heubeck, 1988) aflora de forma completa en el ámbito de la zona de estudio. La figura 4 muestra una columna sintética de su serie estratigráfica. Las formaciones basales del Grupo Peralta reposan discordantemente sobre la Formación Tireo. Esta discordancia es visible en el sector NE de la zona estudiada, donde no solo la Formación Ventura sino tam-

Figura 2. Esquema geológico del sector central de la Isla de La Española en el que se ubica la zona de estudio. En el recuadro inferior figuran las doce Hojas a escala 1:50.000 realizadas en el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. (Modificada de Hernaiz Huerta et al., 2000 a y b).

Figure 2. Geologic sketch of the central Hispaniola Island where the study area is located. The distribution of the Geothematic Mapping Project 1:50.000 sheets is indicated in the lower part of the figure. (Modified from Hernaiz Huerta et al., 2000 a y b).



bién la Formación Jura se depositan discordantemente y en agradación sobre la Formación Tireo (Díaz de Neira, 2000 a; Díaz de Neira y Hernaiz Huerta, 2000). La sedimentación del Grupo Peralta es marina y se relaciona con un surco subsidente abierto al SE en el que se depositaron más de 5000 m de serie (Dolan et al., 1991; Hernaiz Huerta, 2000b; Díaz de Neira y Hernaiz Huerta, 2000). La Fm Ventura es una sucesión de más de 1000 m de espesor de areniscas, lutitas y margas, con dominio de las areniscas. En las areniscas se reconocen numerosos clastos de plagioclasas y fragmentos de rocas volcánicas y vulcanosedimentarias procedentes de la Fm Tireo. Se ha interpretado que estos sedimentos representan facies de lóbulo correspondientes a sistemas de abanicos submarinos (Hernaiz Huerta, 2000b; Díaz de Neira, 2000 a y b). La parte superior de la formación (últimos 50 m), en el tránsito a la Fm Jura, presenta capas centimétricas de areniscas y lutitas margosas.

Sobre la Formación Ventura, y mediante contacto concordante, la Fm Jura consiste en una sucesión de 200-300 m de espesor medio de calizas tableadas con algunos niveles de margas. El contenido paleontológico está formado por foraminíferos plantónicos y en menor medida bentónicos de hábitos pelágicos. Se interpretan como calizas correspondientes a una rampa carbonatada con eventual influencia de tormentas (Hernaiz Huerta, 2000b; Díaz de Neira, 2000 a y b). Normalmente presenta un intervalo intermedio más terrígeno (mayor proporción de niveles de calizas arenosas y areniscas, con estructuras tractivas más abundantes), con desarrollo local de brechas. En este tramo intermedio hay que destacar la presencia de intraclastos de calizas con fauna litoral que constituyen los únicos vestigios de las facies de plataforma somera, que no se encontrarían muy distantes. El tránsito a la Fm El Número se realiza por medio de una serie roja de unos 100 m de espesor, que se ha denominado “las Capas rojas del Ju-

ra” (Hernaiz Huerta, 2000b). En la Fm El Número hay un predominio de facies margosas y pelíticas que intercalan frecuentes niveles decimétricos de areniscas siliciclásticas y, en menor medida, calcáreas. Su espesor alcanza los 3000 m. Dentro de esta formación se han reconocido al menos 8 niveles de megaturbiditas que resedimentan materiales de las plataformas carbonatadas de la propia Fm El Número. Estas megacapas tienen espesor de orden decamétrico. En la parte superior de la formación se desarrollan hasta 4 intervalos de calizas tableadas y en bancos, de 50 a 100 m de espesor, ocasionalmente muy fosilíferas, que producen fuertes resaltes.

Grupo Río Ocoa (Eoceno-?Oligoceno)

El Grupo Río Ocoa sólo está representado en la zona de estudio por su unidad basal, la Fm Ocoa, que es claramente discordante y erosiva sobre Grupo Peralta. En términos generales, esta formación se ha definido como un potente conjunto de naturaleza eminentemente pelítica que alberga numerosos olistolitos e intercala frecuentes intervalos olistostrómicos y de conglomerados (Bourgeois, 1979; Biju Duval et al, 1983; Heubeck, 1988; Dolan et al, 1991. La figura 5 muestra un esquema estratigráfico sintético de esta formación en la zona San José de Ocoa (Hernaiz Huerta, 2000b), donde su espesor supera los 8000 m. Su sedimentación se produjo en un surco muy subsidente y alargado, abierto al SSE (Heubeck, 1988; Dolan et al, 1991). Este surco estaba delimitado al NE por un margen activo (cabalgamiento frontal del basamento) y al SO por un margen pasivo, posiblemente definido (al menos en parte) por las calizas tableadas de la Fm Neiba (aproximadamente equivalentes a la Fm. Jura en el sustrato de la Cuenca de Azua). Al N y NNE, en las zonas más proximales del sistema, se preservan las facies clásticas someras, representadas por depósitos conglome-

Figura 3. Esquema geológico y tectónico del sector SE de la Cordillera Central. Los principales elementos estructurales son, de NE a SO, los siguientes: CH, Cabalgamiento de Hatillo; CF, Cabalgamiento de Fátima; ZFE, Zona de falla de La Española; ZB; Falla de Bona; DB, Depresión de Bona; CLY, Cabalgamiento de La Jautía; CRY, Cabalgamiento del Río Yuna; CFT, Cabalgamiento Frontal de la Fm. Tireo; DBO, Discordancia basal de la Fm. Ocoa; CN, Cabalgamiento de Los Naranjos; CFP, Cabalgamiento Frontal del Cinturón de Peralta; SN, Sierra de Neiba; CLG, Cabalgamiento de Los Güiros; SLV, Estructura braquianticlinal de Loma Vieja; SC, Estructura braquianticlinal de Los Cacheos; SV, Estructura braquianticlinal de Loma Vigía; TFE, Terminación occidental de la Falla de Enriquillo; SMG, Sierra de Martín García; I-I', II-II', III-III', IV-IV', V-V' y VI-VI', son cortes parciales a partir de los cuales se ha realizado el corte sintético regional de la Figura 8. (Modificada de Hernaiz Huerta et al, 2000 a y b)

Figure 3. Geological and tectonic map of SE Cordillera Central. Main structural elements from NE to SW: CH, Hatillo Thrust; CF, Fátima Thrust; ZFE, Hispaniola Fault Zone; ZB, Bona Fault; DB, Bona Depression; CLY, Jautía Thrust; CRY, Río Yuna Thrust; CFT, Fm Tireo Frontal Thrust; DBO, Fm Ocoa basal unconformity; CN, Los Naranjos Thrust; CFP, Peralta Belt Frontal Thrust; SN, Neiba Mountains; CLG, Los Güiros Thrust; SLV, Loma Vieja anticline structure; SC, Los Cacheos anticline; SV, Loma Vigía anticline; TFE, western termination of Enriquillo Fault; SMG, Martín García Mountains; I-I', II-II', III-III', IV-IV', V-V' and VI-VI', cross section trace of partial sections integrated in the geologic cross-section of Fig. 8. (Modified from Hernaiz Huerta et al., 2000 a y b).

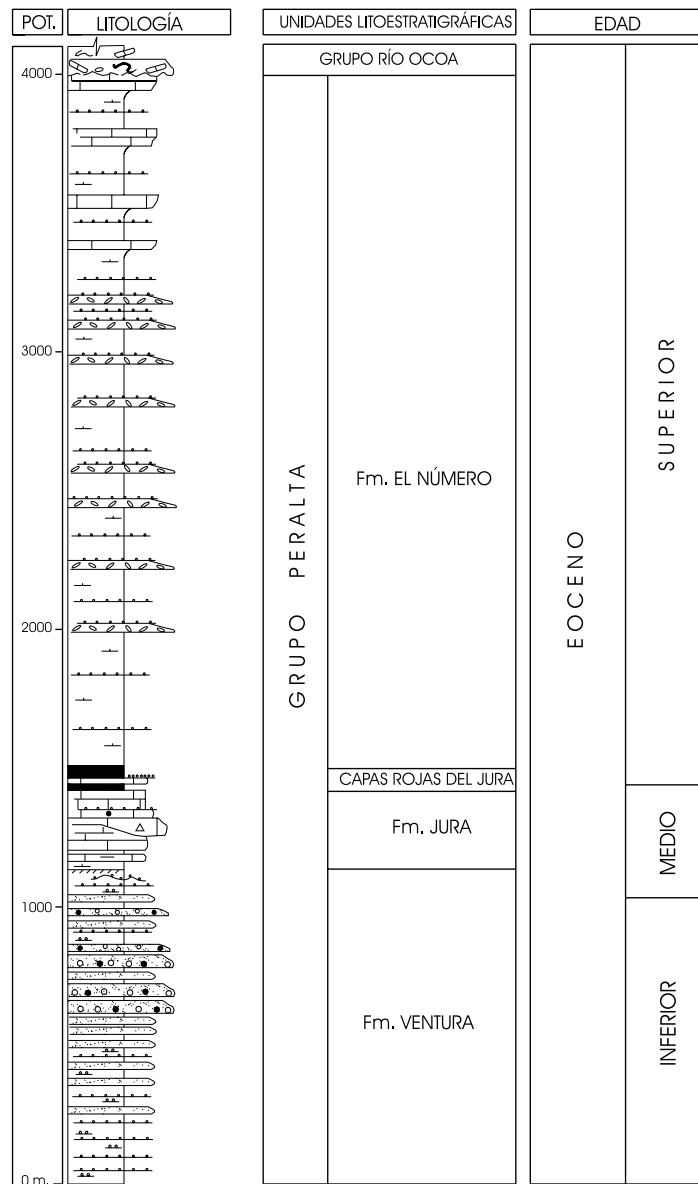


Figura 4. Serie estratigráfica sintética del Grupo Peralta. (Modificada de Solé, en Hernaiz Huerta et al., 2000 a, b)

Figure 4. Synthetic stratigraphic column of Peralta Group. Modified from Solé, in Hernaiz Huerta et al., 2000 a, b)

ráticos que hacia el S y SO pasan a términos fanglomeráticos y pelíticos con intercalaciones de materiales olistostrómicos (Díaz de Neira y Hernaiz Huerta, 2000). En las posiciones más distales, al S y SO, se reduce la presencia de los niveles olistostrómicos y predominan los términos turbidíticos (Díaz de Neira 2000b).

En el depósito de la Fm Ocoa se han podido distinguir cuatro episodios evolutivos (Hernaiz Huerta,

2000b): 1) etapa de inestabilidad con desarrollo de las facies desorganizadas basales y olistostrómicas inferiores; 2) etapa de estabilidad relativa con predominio de términos organizados y desarrollo de niveles de calizas; 3) etapa principal de inestabilidad con desarrollo máximo de facies clásticas de origen abanico-deltaico y depósitos olistostrómicos y desorganizados con grandes bloques; 4) etapa final de estabilidad relativa con depósito de facies heterolíticas más someras.

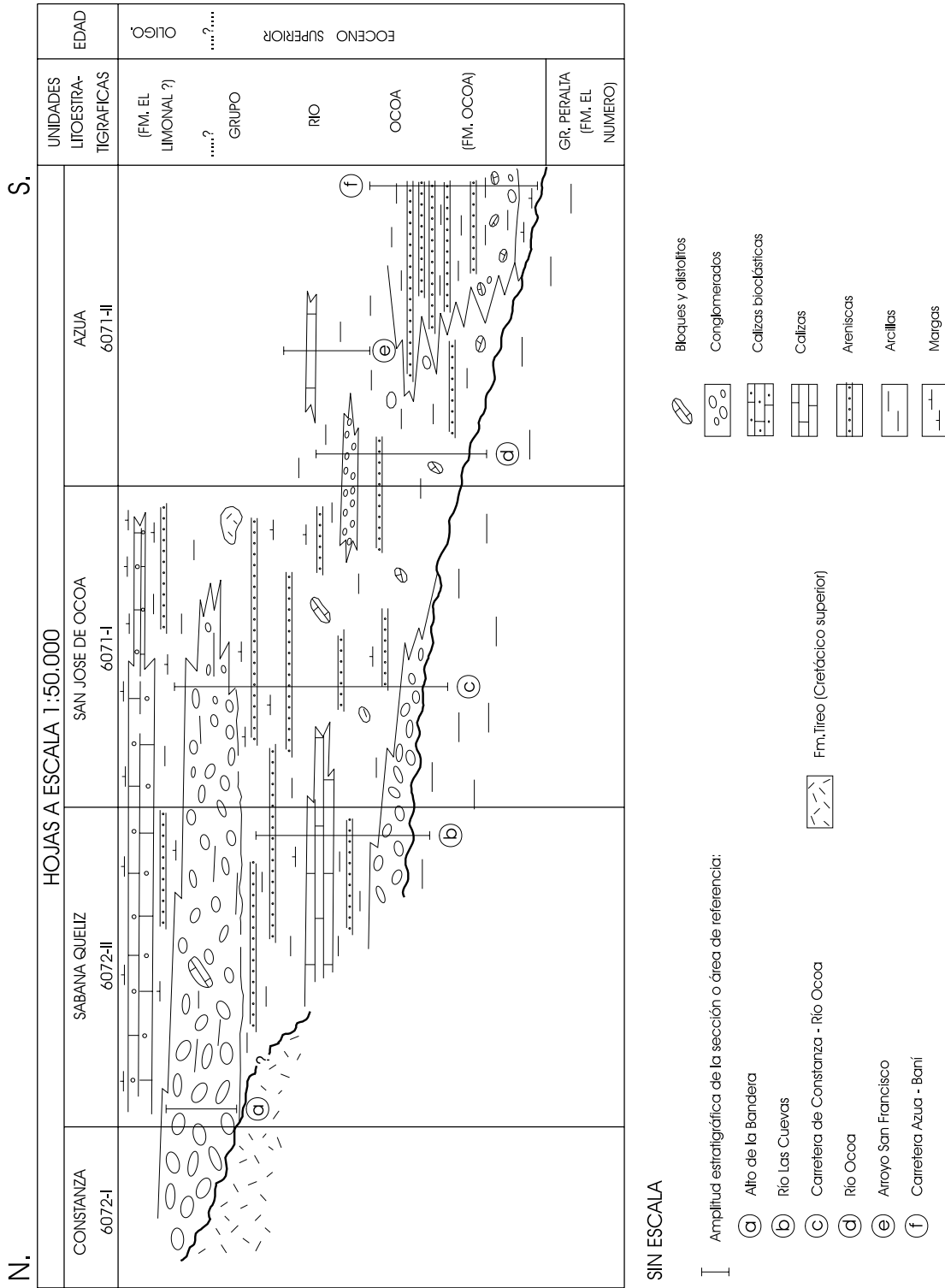


Figura 5. Esquema de distribución de las principales litofacies del Grupo Río Ocoa en la zona de estudio. Espesor máximo: 8000 m (Modificada de Díaz de Neira et al., 2000)
 Figure 5. Schematic lithofacies distribution of the río Ocoa Group in the studied area. Maximum thickness 8000 m (Modified from Díaz de Neira et al., 2000).

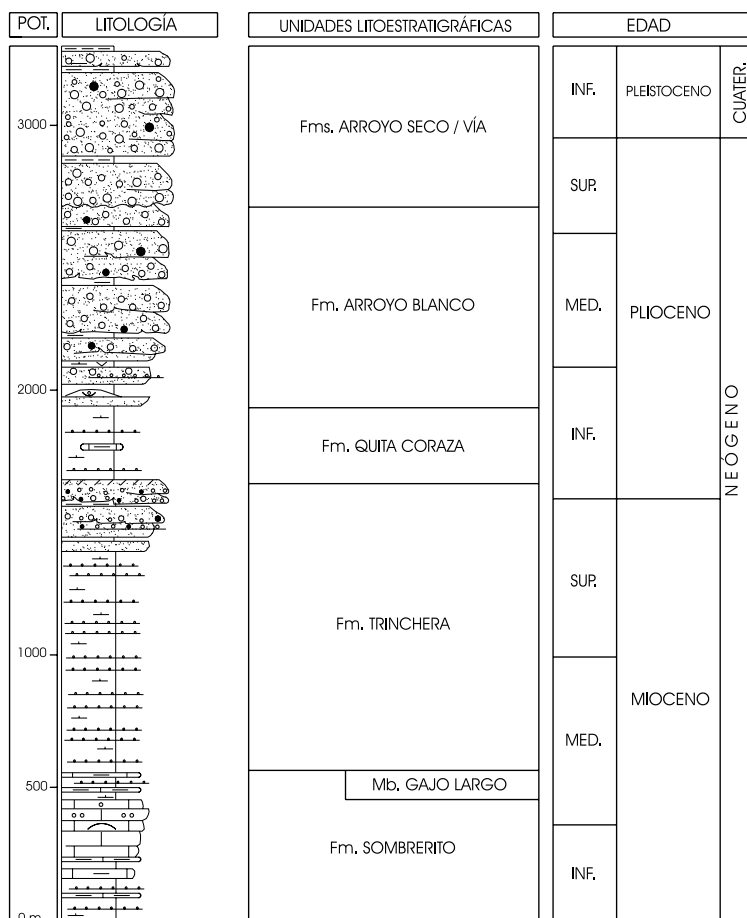


Figura 6. Serie sintética del Neógeno. (Modificada de Solé, en Hernaiz Huerta et al., 2000 a y b).

Figure 6. Neogene synthetic stratigraphic column. (Modified from Solé, in Hernaiz Huerta et al., 2000 a y b).

En la zona de estudio, el fuerte espesor de la Fm Ocoa y su aspecto masivo y en ocasiones caótico (Fig. 5), muy distinto de la configuración multicapa que caracteriza el Grupo Peralta, dificulta el estudio de su estructura interna. No obstante, la presencia de dos importantes intercalaciones calcáreas en la parte inferior-media de la serie y otra a techo de la misma, sirven de marcadores cartográficos, y ponen de manifiesto una estructura esencialmente monoclin, con buzamientos de 30 a 60° al NE, que es prolongación de la observada en los niveles del infrayacente Grupo Peralta.

Cuenca de Azua (Neogeno-Cuaternario)

La estratigrafía de la Cuenca de Azua ha sido descrita por García y Harms (1988) McLaughlin et al. (1991), Di-

az de Neira y Solé (2002). Se definen las siguientes formaciones de edad Mioceno-Pleistoceno Inferior (fig. 6): Sombrero, Trinchera, Quita Coraza, Arroyo Blanco y Arroyo Seco. La Fm Sombrero, que es la unidad más baja (Mioceno Inferior-Superior) reconocida tanto en sondeos como en afloramientos, está formada por calizas con algunos niveles margosos. Presenta facies pelágicas propias del centro de la cuenca y también facies más someras de barras litorales. La Fm Trinchera (Mioceno Medio-Plioceno Inferior) es una potente alternancia rítmica de areniscas y margas de origen turbidítico (1.000-2.700m). Este aspecto general puede sufrir modificaciones locales como la práctica desaparición de los niveles margosos y la aparición de niveles conglomeráticos a techo (McLaughlin et al., 1991; Mann et al., 1991 c). La Fm Quita Coraza (Plioceno Inferior) está formada por margas en las que se intercalan delgados niveles de areniscas, y su espesor pue-

de alcanzar 700m. A nivel regional no siempre está presente entre las formaciones Trinchera y Arroyo Blanco. La Fm Arroyo Blanco (Mioceno Superior-Plioceno Medio) posee un espesor próximo a 700m. Es una unidad muy heterogénea pues, pese al predominio de los tramos conglomeráticos, no son extraños los niveles de calizas arrecifales, en algunos casos resedimentadas, ni de margas; hacia el Oeste de la región evoluciona hacia facies de tipo evaporítico.

En la cuenca de Azua, a partir del Plioceno Inferior los sistemas sedimentarios evolucionaron a ambientes progresivamente más someros y progradaron, de NO a SE y de NE a SO, completando el relleno de la cuenca en un régimen de transición a continental o netamente continental (Díaz de Neira et al., 2000). Al primero corresponden los más de 700 m de conglomerados, areniscas, lutitas y, eventualmente, calizas arrecifales, de la Fm Arroyo Blanco. Al segundo, los cerca de 800 m de conglomerados de la Fm Arroyo Seco, todos ellos generados en un amplio sistema de abanicos aluviales.

ESTRUCTURA

La figura 3 presenta un mapa geológico de la región estudiada con la distribución de las diferentes unidades, el trazado de las principales estructuras y la denominación de las más importantes. Las rocas más antiguas se sitúan en la parte nororiental del área estudiada: Peridotitas de Loma Caribe, Compejo Duarte y rocas del Arco Isla Primitivo. La Fm Tiro, perteneciente al Arco Isla Circum-Caribeño, ocupa una estrecha franja en la parte central del mapa y dibuja una fuerte curvatura, desde presentar una disposición E-W en la parte oriental del mapa, a otra N-S en la occidental. Las cartografía de las rocas del Grupo Peralta presenta numerosos cabalgamientos y pliegues que dibujan un arco en la parte más meridional del área estudiada. Las rocas más jóvenes se sitúan en la parte meridional del mapa y forman parte de la Cuenca de Azua.

La estructura de la unidad del Arco Isla Circum-Caribeño

La estructura del Arco Isla Circum-Caribeño está definida por la presencia de una serie de cabalgamientos que delimitan escamas y por pliegues (Fig. 3). Se han cartografiado ocho escamas por encima del cabalgamiento frontal de esta unidad. La traza de los cabalgamientos es relativamente rectilínea, denotando buzamientos altos, generalmente superiores a los 45° y siempre hacia el NE consecuentemente con sus vergen-

cias generalizadas en sentido opuesto. El trazado cartográfico de los cabalgamientos pasa de tener una dirección E-O en la parte septentrional de la zona de estudio, a N-S o NNO-SSE en la meridional, mediante un brusco giro.

Los planos de los cabalgamientos son difíciles de observar a escala de afloramiento y cuando así ocurre es frecuente que tengan sobrepuestos los efectos de una tectónica posterior que enmascara las deformaciones derivadas de la tectónica de cabalgamientos. No obstante, de observaciones puntuales en algunos de estos planos, puede deducirse que la deformación asociada a estos cabalgamientos, es esencialmente frágil y suele estar acompañada por el desarrollo, en bandas, de cataclasis foliadas. El estudio de las láminas delgadas de las rocas de falla, muestra el desarrollo de un metamorfismo incipiente, de grado bajo a muy bajo, correspondiente a facies de los esquistos verdes. Está definido por la rehidratación y retrogradación de los minerales ígneos originales (plagioclasa y anfíbol) y da lugar a un crecimiento de clorita, micas blancas, carbonatos y sericita a favor de los planos de cizalla anastomosados. También se observan grietas de tensión rellenas de clorita y cuarzo. Todos los criterios cinemáticos, incluyendo las abundantes estrías de calcita existentes sobre los planos de falla, son consistentes con un desplazamiento del bloque superior hacia el Suroeste.

La Fm Tiro se pone en contacto con el Cinturón de Peralta mediante un cabalgamiento frontal cuyo plano es ligeramente más tendido (30-45°) que el de los cabalgamientos suprayacentes. Esta estructura tiene una notable continuidad en toda la zona de estudio, aunque está localmente interrumpida y desplazada por las numerosas fallas de dirección OSO/ENE a ONO/ESE relacionadas con la posterior tectónica de desgarres del Mioceno Superior a la actualidad.

En sentido estructuralmente ascendente, las imbricaciones de la Fm Tiro están delimitadas al Este por el cabalgamiento del Río Yuna (Hernaiz Huerta, 2000 a; Fig. 3). Este cabalgamiento, con una dirección subparalela a los infrayacentes, superpone el Complejo Duarte a la Fm Tiro, con desplazamiento desconocido. Un cabalgamiento homólogo a éste es el de la Jautía que se desarrolla en posiciones más orientales del interior del Cinturón Metamórfico Intermedio y afecta al Complejo Duarte y la batolito de gabronoritas de La Jautía (Hernaiz Huerta, 2000 a; Fig. 3). Estos dos cabalgamientos (Río Yuna y Jautía) se caracterizan por presentar deformación asociada de tipo dúctil. Presentan fábricas miloníticas y filoní-

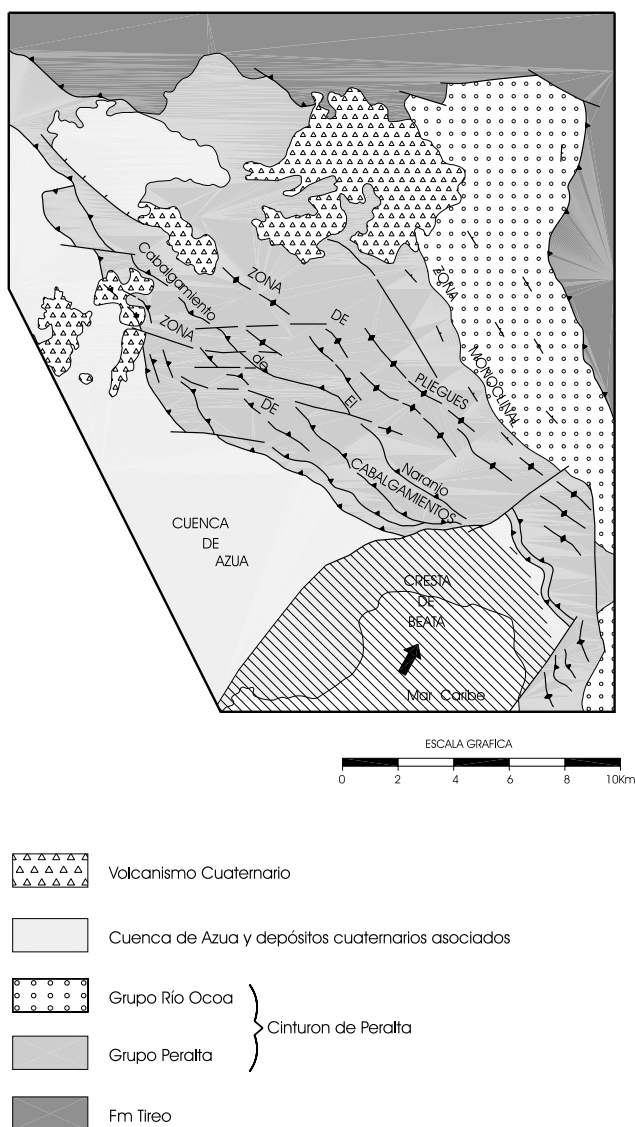


Figura 7. Esquema tectónico del Cinturón de Peralta en el que se delimitan los diferentes dominios descritos en el texto. (Modificada de Hernaiz Huerta, 2000).

Figure 7. Tectonic sketch showing the distribution of the Peralta Belt Domains. (Modified from Hernaiz Huerta, 2000).

ticas que se disponen en bandas subparalelas y adyacentes a los planos de cabalgamiento, con espesores superiores los 100 m.

Todas las estructuras de la unidad del Arco Isla Circum-Caribeño son post-cretácicas. Existen dudas de que los cabalgamientos afecten también a los cuerpos de tonalitas no foliadas que intruyen en la Fm Tiroo. En cual-

quier caso, estas tonalitas no foliadas no tienen dataciones suficientemente precisas aunque por sus relaciones de intrusión con la Fm Tiroo, deben ser paleocenas o más modernas (Hernaiz Huerta, 2000a). Por otra parte, en la zona de estudio, el cabalgamiento frontal cobija los materiales de la Fm Ocoa y por tanto su edad es, como mínimo, Eoceno terminal u Oligoceno basal.

La estructura del Grupo Peralta

El desarrollo de cabalgamientos, de dirección NO-SE, y pliegues asociados de vergencia hacia el SO, caracteriza la estructura del Cinturón de Peralta. La distribución de estas estructuras no es uniforme sino que sigue una marcada zonación de NE a SO. Al SO predominan los cabalgamientos, en la parte intermedia predominan los pliegues, y más al NE, la estructura consiste en una serie monoclinical con buzamiento general al NE (Fig. 7). La zona de pliegues está limitada en su frente meridional por un cabalgamiento de gran continuidad lateral e importante salto en la vertical que en la Hoja de San José de Ocoa (Hernaiz Huerta, 2000) se ha denominado cabalgamiento de El Naranjo (Figs. 3 y 7). Al norte de este cabalgamiento, la posición de las charnelas de los pliegues sinclinales muestra para todo este conjunto una posición estructural más alta y un nivel de erosión menor que el de las estructuras situadas al sur del mismo. La Fm Tiroo llega a observarse discordantemente bajo las formaciones Ventura y Jura en la parte noroccidental de la unidad.

Desde el cabalgamiento de El Naranjo hasta su límite SO, el Cinturón de Peralta consiste en una lámina frontal que presenta el mayor grado de erosión. En ella se observan un mayor número de cabalgamientos y de mayor continuidad, aunque hacia el NO parece que tienden a ser sustituidos lateralmente por pliegues. La lámina frontal tiene una anchura máxima de unos 10 km. En el extremo NO los cabalgamientos se restringen al sector frontal de la lámina donde se han cartografiado de dos a tres repeticiones. En el extremo opuesto, al Norte de la bahía de Ocoa, los cabalgamientos parecen ser asintóticos, en planta, hacia un cabalgamiento basal. En este sector, el frente del cinturón está constituido por una estrecha escama, que se caracteriza por tener a techo la Fm Ocoa (Fig. 3).

En el Cinturón de Peralta los cabalgamientos presentan un trazado (exceptuando la parte más meridional, al Este de la Bahía de Ocoa) relativamente rectilíneo, con buzamientos medios-altos (40-60°). Su continuidad, ya mencionada anteriormente, es notable en la lámina fron-

tal donde pueden superar los 20 km de longitud antes de ser sustituidos lateralmente por pliegues. En la lámina superior sin embargo, los cabalgamientos rara vez alcanzan los 5-6 km de longitud. Esta longitud es función de los desplazamientos, de tal forma que los cabalgamientos con mayor desarrollo lateral tienen desplazamientos en el sentido del transporte tectónico relativamente importantes, en algunos casos superiores a los 1000 m, mediante los que superponen los términos de la Fm Ventura sobre los de la Fm Jura.

Los ejes de los pliegues son subhorizontales, su dirección, NO-SE (Figs. 3 y 7), y los planos axiales son relativamente subverticales, ligeramente más inclinados que los planos de cabalgamiento a los que están asociados. Aunque no es habitual, localmente se observa el desarrollo de una débil esquistosidad de plano axial.

Estructura de la Cuenca de Azua

La estructura general de la Cuenca de Azua se ha descrito como del tipo domos y cubetas, por cuanto consiste en anticlinales de dirección NO-SE a E-O y rango kilométrico que separan cubetas sinformes (Mann et al., 1991 c). Los anticlinales suelen tener inmersiones opuestas a lo largo de eje, vergencias en ambos sentidos y generalmente son cabalgantes sobre las cubetas.

En el sector más oriental de la cuenca de Azua, las sierras de La Vigía, los Cacheos y Loma Vieja los pliegues forman un arco que orla la Bahía de Ocoa. Estas tres últimas sierras y la de Martín García y la de Neiba, se corresponden con las estructuras anticlinales de la geometría de domos y cubetas y en ellas aflora la formación más antigua representada en la zona de estudio, la Fm Sombrero.

Los pliegues de este dominio presentan escasa continuidad lateral, son abiertos y sus curvaturas varían en la vertical. Los sedimentos que rellenan las cuencas entre estos pliegues, muestran grandes variaciones de facies y espesores, además de la presencia de frecuentes discordancias y discontinuidades internas (Mann et al., 1991c; Díaz de Neira, 2000b; Díaz de Neira y Solé, 2002). El mapa aeromagnético de la Cuenca de Azua muestra fuertes anomalías asociadas a algunos de los pliegues, como respuesta a la presencia en ellos de rocas con alta susceptibilidad magnética en sus núcleos (CGG, 1997).

En el sector SE de la de la Cuenca de Azua, el cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta, cobija amplia-

mente a la Fm Arroyo Seco, la más moderna de la cuenca, de edad plio-pleistocena, lo que pone de manifiesto que la edad de esta estructura se ha prolongado hasta edades muy recientes. No obstante, en el extremo NO de la zona de estudio la Fm Arroyo Seco llegó a depositarse de manera discordante sobre la parte frontal del Cinturón de Peralta.

INTERPRETACION ESTRUCTURAL: EL CORTE GEOLÓGICO DEL SECTOR CENTRO-MERIDIONAL DE LA ISLA ESPAÑOLA

La figura 8 muestra el corte geológico interpretado a partir de los datos del mapa geológico (Fig. 3) y de las observaciones de campo. El corte geológico se ha realizado a partir de la superposición de diversos cortes parciales que vienen especificados en el mapa geológico. Sólo se dispone de algún dato procedente de sondeos de la Fig. 3 en la Cuenca de Azua, que permiten precisar los espesores de las formaciones (Norconsult, 1983; Díaz de Neira y Solé, 2002). En cuanto a datos geofísicos, no existen líneas sísmicas publicadas y se dispone de un mapa aeromagnético (CGG, 1997). Los datos aeromagnéticos permiten interpretar, en ocasiones, la naturaleza de las rocas del basamento involucrado en la estructura profunda.

Corte geológico del Arco isla Circum-Caribeño (Fm Tireo)

Las geometrías más probables de los cabalgamientos que afectan a la Fm Tireo parecen corresponder a rampas de bloques superior sobre rellanos de bloque inferior. Esta conclusión deriva de dos observaciones. Una, es la presencia de niveles muy continuos de calizas en el bloque inferior inmediatamente debajo y subparalelos a los planos de cabalgamiento; la otra es que los buzamientos de la estratificación en los bloques de techo suelen ser menores que el de los planos de cabalgamiento. La geometría de los pliegues corresponde preferentemente a pliegues de acomodación. En conjunto, la disposición de las escamas parece corresponder a la de un abanico imbricado, en el que las escamas estructuralmente más altas parecen tener buzamientos progresivamente mayores. Esto último sugiere un modelo de secuencia de emplazamiento de bloque inferior (Butler, 1982).

El cabalgamiento del Río Yuna, que superpone el Complejo Duarte a la Fm Tireo, junto con el más oriental de la Jautía (Hernaiz Huerta, 2000) se han interpretado como las primeras, y por tanto más internas y profundas imbricaciones del basamento dentro de la secuencia

de propagación hacia el antepaís propuesta anteriormente (Hernaiz Huerta, 2000 a y b).

Los cabalgamientos internos de la Fm Tireo muestran un brusco cambio de dirección en la parte oriental de sus afloramientos, que afecta tanto a los citados cabalgamientos como al propio cabalgamiento frontal y que se podría asimilar al giro que sufre una lámina cabalgante al adaptarse a una rampa lateral de dirección N-S, existente en el bloque cabalgado. Este mismo modelo serviría para explicar la presencia de al menos dos fallas normales sobreimpuestas parcialmente a las trazas de los cabalgamientos (Figs. 2 y 3). Estas fallas pueden interpretarse como fallas normales generadas exclusivamente en el bloque cabalgante (*drop faults*).

Aplicando el modelo de propagación de la deformación de bloque inferior que hasta ahora se viene considerando, lo más probable es que las primeras imbricaciones en el basamento comenzaran hacia el Eoceno Superior (o ligeramente antes), coincidiendo con la sedimentación de la Fm Ocoa en la cuenca frontal (Cinturón de Peralta), de marcado carácter sintectónico y cuyo depósito implica un fuerte levantamiento de la zona axial de la Cordillera Central. El resto de los cabalgamientos se habrían formado a lo largo del Oligoceno, conforme la deformación se propagaba hacia el antepaís, hasta que en el Mioceno Inferior todo el conjunto del Arco Isla Circum-Caribeño llegó a superponerse al Cinturón de Peralta mediante el cabalgamiento frontal. Simultánea o posteriormente, hay autores (Dolan et al., 1991) que proponen una cinemática para el contacto entre estas dos unidades que indicaría su funcionamiento como falla con salto en dirección dextral (Heubeck y Mann, 1991).

Corte geológico del Cinturón de Peralta

La zonación que muestra la cartografía del Cinturón de Peralta, de NE a SO, se interpreta como la expresión en superficie de la estructura profunda del cinturón y ha servido para la elaboración del corte regional de la Fig. 8. Esta zonación es consecuencia de la erosión de un apilamiento de cabalgamientos. En los niveles estructurales inferiores, situados al SO, predominan los cabalgamientos, en los niveles estructurales intermedios, predominan los pliegues, y más al NE, en los niveles estructurales más altos, la estructura consiste en una serie monoclinas con buzamiento general al NE (Figs. 7 y 8).

La serie monoclinas debe marcar la posición en profundidad de una importante rampa en el bloque de muro o

bloque cabalgado, la Cuenca de Azua, que delimita la parte cobijada de esta cuenca bajo el Cinturón de Peralta. Los niveles estructurales intermedios, con desarrollo predominante de pliegues, se interpreta que corresponden a aquellos sectores del cinturón que se sitúan inmediatamente encima de la rampa o sobre la culminación de ésta. Esta zona de pliegues está limitada en su frente por el cabalgamiento de El Naranjo (Fig. 8). Por problemas de espacio (geométricos), se ha interpretado que la Fm Tireo está involucrada en los pliegues del dominio intermedio (Zona de Pliegues, Fig. 7), como lo demuestra el que las formaciones Ventura y Jura se apoyen discordantemente sobre la Fm Tireo en esta zona. Además el mapa de anomalías aeromagnéticas de la región (CGG 1997) muestra en esta zona máximos relativos que se correlacionan bien con la presencia en profundidad de un basamento magnético.

Como muestra el corte de la Fig. 8, la zona de cabalgamientos se supone localizada por encima de un rellano en el bloque cabalgado. Esta geometría se deduce de la posición, en sección, de las charnelas de las estructuras sinclinales. La profundidad del rellano se ha calculado, de forma estimativa, por el método de balance de área (Dahlstrom, 1969).

Los pliegues del Cinturón de Peralta se pueden clasificar como pliegues de propagación de falla (McClay, 1992) desarrollados en el frente de cabalgamientos. Así lo confirma la común asociación anticlinal-sinclinal, este último frecuentemente roto por su flanco subvertical o inverso y parcialmente cobijado por el primero. Los ejes de los pliegues son subhorizontales, su dirección, NO-SE, y vergencia hacia el SO, consecuentes con las de los cabalgamientos. El plegamiento está controlado por un mecanismo dominante de deslizamiento capa a capa, como ponen de manifiesto la existencia de frecuentes estrías sobre los planos de estratificación. Los planos axiales son relativamente subverticales, ligeramente más inclinados que los planos de cabalgamiento a los que están asociados.

La dirección de los ejes de los pliegues muestra un gran paralelismo, incluso a lo largo de distancias notables. Este hecho y la ausencia de trenes de pliegues dispuestos en escalón sugiere una dirección de transporte tectónico aproximadamente perpendicular al cinturón y no oblicua al mismo como se deduciría de un régimen transpresivo sinistral propuesto por algunos autores (Dolan, 1988). La dirección del transporte tectónico deducida de los ejes de los pliegues, de las líneas de corte y de las líneas de bifurcación, es NE-SO y también viene apoyada por otros elementos como la orientación de las fallas y rampas laterales.

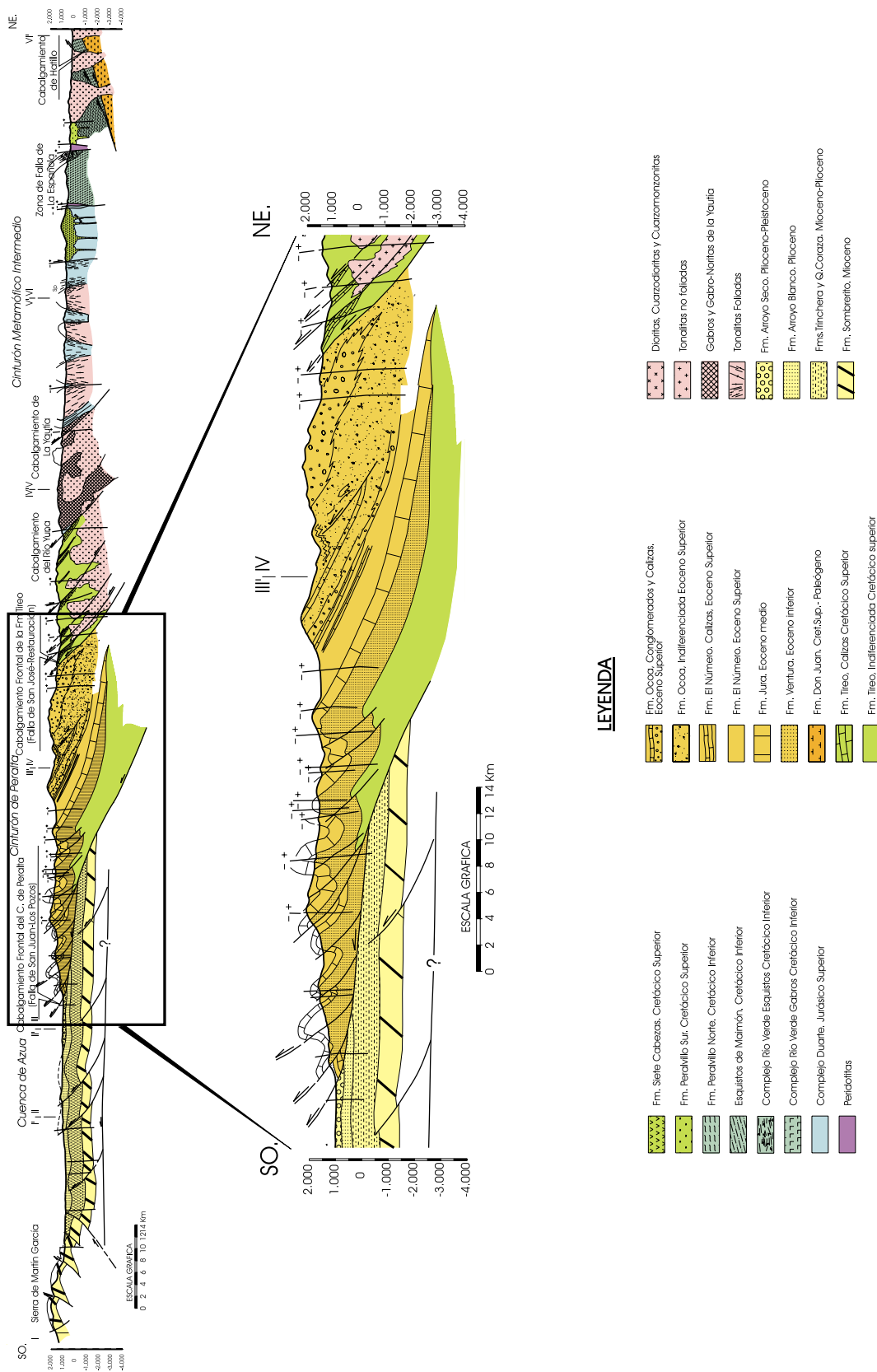


Figura 8. Corte regional sintético del sector SE de la Cordillera Central según la traza de los cortes parciales que se muestran en la figura 3, y detalle del Cinturón de Peralta. Ver explicación en el texto. (Modificada de Hernaiz Huerta et al., 2000 a y b)).

Figure 8. Geological cross-section of the southeastern part of the Central Cordillera. The section was built from partial sections marked in Fig. 3. The structure of the Peralta thrust and fold belt is enlarged. (Modified from Hernaiz Huerta et al., 2000 a y b)).

La restitución de la deformación (pliegues y cabalgamientos) del Cinturón de Peralta en la transversal de la Hoja de San José de Ocoa, permite deducir un acortamiento interno aproximado de 10 km (38%). A esta cifra hay que sumar un mínimo de 16 km correspondientes al desplazamiento del cinturón por encima de la Cuenca de Azua.

Corte geológico de la Cuenca de Azua

Los pliegues de la Cuenca de Azua están relacionados con los cabalgamientos. En términos generales corresponden a pliegues de propagación de falla, y es común la asociación anticlinal de bloque de techo y sinclinal en el bloque de muro. Los pliegues son abiertos y sus curvaturas varían en la vertical, y muestran evidencias de un engrosamiento y adelgazamiento sedimentario simultáneo a su desarrollo, por lo que también se pueden definir como pliegues de crecimiento (McClay, 1992). Las frecuentes discordancias y discontinuidades internas, así como la tendencia somerizante general de la cuenca, evidencian unas relaciones tectónica-sedimentación intensas. La Cuenca de Azua y su entorno representan la cuenca de antepaís del Cinturón de Peralta, de tal forma que su estructura y relleno han sido controladas por el avance de la deformación de este cinturón hacia el SE. Sin embargo, este control no es exclusivo del Cinturón de Peralta puesto que en la deformación también interviene la convergencia con la Meseta Oceánica del Caribe, representada por la sierra de Bahoruco y la Cresta Oceánica de Beata (Fig. 2). En sectores al sur de la zona de estudio, la Sierra de Bahoruco, que ocupa todo el margen meridional de la isla La Española, es cabalgante sobre el flanco sur de la Cuenca de Enriqueillo y su vergencia es opuesta a la del Cinturón de Peralta.

En el corte geológico de la fig. 8 se puede observar la estructura en profundidad deducida para la Cuenca de Azua. Esta se interpreta como una "zona triangular" (en sentido amplio) a gran escala. Las estructuras de las sierras de Neiba y de Martín García, recuerdan geometrías de tipo *pop up* (McClay, 1992). No obstante, el plegamiento de gran radio que caracteriza a estas sierras y las fuertes anomalías aeromagnéticas asociadas a los núcleos de estas estructuras (CGG, 1997) sugieren que el enraizamiento de los cabalgamientos es relativamente profundo e involucran al basamento, como así ocurre en la sierra de Neiba, en cuyo caso estas sierras se pueden interpretar como levantamientos de basamento.

El acortamiento medido en el interior de la cuenca es escaso en comparación al calculado para el Cinturón de Peralta y se estima en torno a los 3.5 km (9%).

Estructura relacionada con la indentación de la Cresta oceánica de Beata

En la Bahía de Ocoa se observa que la traza de las estructuras describe una forma arqueada. El arco es dibujado por las estructuras anticlinales de la Fm Sombrerito que orlan la Bahía, y por el giro de más de 90° que en sentido horario realizan las estructuras del extremo SE del Cinturón de Peralta (Figs. 2 y 3). Mercier de Lepinay et al. (1988), Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991c), interpretan este arco como el efecto más evidente de la indentación de la meseta oceánica alargada o Cresta oceánica de Beata que desde la bahía de Ocoa penetra en el interior del Mar del Caribe, con dirección NNE-SSO (fig. 9).

Las sierras de La Vigía, los Cacheos y Loma Vieja que rodean la Bahía de Ocoa (Fig. 3), tienen la misma estructura braquianticlinal alargada que la sierra de Martín García (Fig. 2) y se ha llegado a sugerir (Ramírez 1995) que podrían representar la prolongación de ésta. Si esto fuera así, el arco que dibujan estas sierras implicaría un desplazamiento mínimo del centro del arco de unos 20km respecto de su posición original. Según se desprende de la cartografía realizada en el Proyecto SYSMIN (Fig. 3) y de las previas de Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991 c), este arco está limitado por fallas NNE-SSO, con movimiento sinistral, en el margen occidental y fallas NNO-SSE y movimiento dextral en el oriental.

Una de las consecuencias principales de la indentación de la Cresta de Beata fue el cierre por el Este de la Cuenca de Azua, de tal forma que al Norte de la Bahía de Ocoa, el Cinturón de Peralta cabalga directamente sobre las sierras anticlinales de Los Cacheos y Loma Vieja, configurando una zona triangular prácticamente cerrada. Hay varias evidencias que permiten suponer que esta formación del arco se produjo durante el relleno de la cuenca (no estrictamente en sus estadios finales como proponen Mann et al., 1991c) y simultáneamente al emplazamiento del Cinturón de Peralta sobre ella:

- El frente de la indentación coincide con la posición de la rampa lateral u oblicua descrita en párrafos precedentes, hacia la cual se acuñan o enraízan los cabalgamientos de la "lámina frontal" del Cinturón de Peralta. Esta coincidencia permite suponer que la posición de la rampa estuvo condicionada por el avance de la indentación en sentido opuesto, y que el giro de las estructuras del extremo SE del cinturón fue, al menos en parte, una adaptación durante su avance.

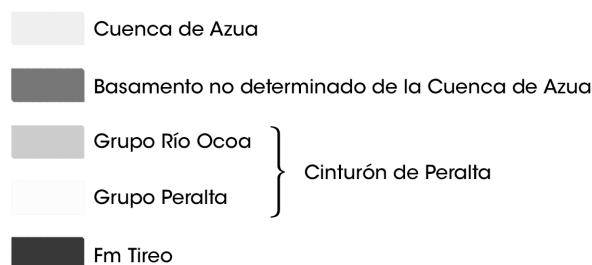
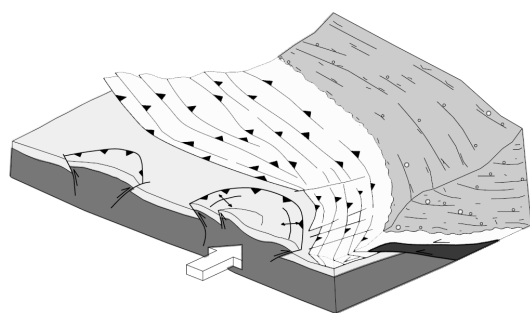


Figura 9. Esquema de rotación de las escamas del Cinturón de Peralta simultáneamente y como consecuencia del desplazamiento hacia el norte de la indentación de la cresta oceánica de Beata. (Modificada de Hernaiz Huerta et al., 2000).

Figure 9. Interpretation on the formation of Peralta Belt tectonic arc by indentation of the Beata Ridge. (Modified from Hernaiz Huerta et al., 2000 a y b).

- Las formaciones Trinchera, Quita Coraza, Arroyo Blanco y Arroyo Seco aparecen cobijadas bajo el cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta y en contacto por falla con la Formación Sombrero de la estructura anticlinal de la loma de Los Cacheos. Esta falla es de desgarre, subvertical, con movimiento sinistral que hacia el Este parece estar en continuidad con la rampa lateral mencionada en el párrafo anterior. En esta zona, las formaciones citadas se acuñan hacia el Este y es muy posible que algunas de ellas no rebasaran el alto estructural impuesto por el avance de la indentación. Esta idea está apoyada por la observación realizada en un pequeño afloramiento al Sur de Loma Vieja, en el que la Fm Arroyo Seco aflora directamente discordante sobre la Fm Sombrero. Por otra parte, los afloramientos de la Fm Trinchera próximos a la Loma de Los Cacheos muestran facies mucho más proximales que los situados más al Oeste en posiciones más centrales de la cuenca, indicando un alto estructural hacia el Este. Todos estos datos sugieren que la indentación debió comenzar bastante antes

del Plioceno Medio, y es muy probable que fuera ya activo durante el Mioceno.

En el sector oriental de la zona comprendida en este estudio, unos kilómetros al norte de la Bahía de Ocoa, la cartografía revela una cierta densidad de fallas de dirección submeridiana que se concentran en una banda de anchura kilométrica coincidente con la zona de influencia de la Cresta de Beata (Figs. 2, 3 y 9). Las fallas tienen gran continuidad lateral, con longitudes que superan los 20 km, y un espaciado de 1 a 2 km. El estudio de criterios cinemáticos asociados a las rocas de falla, indican un sentido de movimiento de normal-dextral a dextral-normal. Esta banda de fracturación se ha señalado como una fuente de movimientos sísmicos (PROINTEC, 1999).

La tectónica de desgarre

La tectónica de desgarres en la Isla de La Española tiene como principales estructuras la falla Septentrional y la de Enriquillo. En el interior de la isla, es decir, en el sector comprendido entre las dos fallas mencionadas y, más concretamente, en el ámbito de la zona de estudio, las estructuras relacionadas con la tectónica de desgarre corresponden principalmente a dos tipos: a) fallas de dirección ONO-ESE a OSO-ENE, entre las que la dirección media E-O es predominante; y b) fallas de dirección NO-SE (Mann et al., 1985; fig. 3). Las primeras se han cartografiado por toda la zona de estudio y afectan a la práctica totalidad de los contactos y estructuras, generalmente con desplazamientos pequeños, y se pueden definir como desgarres sinestrales. Teniendo en cuenta las características y orientación relativa de las fallas asociadas en una zona de cizalla (Tchalenco, 1968), muchas de estas fallas con distinta orientación podrían agruparse en zonas de cizalla mayores. Pese a que estas fallas se han observado en todo el ámbito de la zona de estudio su distribución a escala regional parece adecuarse a bandas o corredores (PROINTEC, 1999: Mapa de lineamientos, Proyecto SYSMIN de Riesgos Geológicos).

Las fallas de dirección NO-SE son más abundantes al NE de la zona de estudio, concretamente en el cuadrante 1:100.000 de Bonao (Fig. 2), donde coexisten y son desplazadas por las de dirección E-O, en este caso minoritarias. En esta zona, las fallas de dirección NO-SE forman la mayoría de los límites entre las principales unidades cartográficas y de hecho se interpretan como contactos previos, estratigráficos, intrusivos o tectónicos, que por su orientación favorable han sido re-

activados como fallas de componente sinistral inversa o inversa durante la transpresión de finales del Neógeno (Mann et al., 1984).

En la parte Sur del área estudiada y en relación con la terminación oriental de la falla de Enriquillo, se observan diversas fracturas. La mayoría de ellas dan un fuerte resalte morfológico y algunas conservan todavía facetas triangulares asociadas a los planos de falla, que muestran una componente esencialmente normal en su movimiento, comprobada en diversos afloramientos a lo largo de la carretera de Azua a Barahona. Estas fallas controlan la posición de los ápices de los abanicos aluviales desarrollados en la zona, a los cuales, no obstante, también cortan en numerosas ocasiones; todo ello resulta en el complejo sistema de abanicos encajados y fallados que caracteriza la zonas centrales de la Cuenca de Azua. La estructura que se acaba de describir se contempla en un contexto de transtensión local relacionado con la terminación oriental de la falla de Enriquillo. Sus directrices E-O se superponen claramente a las estructuras arqueadas derivadas de la colisión de la indentación de la cresta de Beata, su edad es muy reciente y muy probablemente siga activa en la actualidad

Cinturón de Peralta: prisma acrecional?

La deformación interna del Cinturón de Peralta se ha correlacionado con el desarrollo del prisma acrecional de la Fosa de los Muertos (Biju-Duval et al., 1983; Heubeck y Mann, 1991). Este prisma se forma en un contexto de subducción, a partir del Eoceno, de la corteza oceánica del Caribe del sector meridional de la Isla La Española, bajo el arco isla Circum-Caribeño. Para algunos autores, el Cinturón de Peralta ocluiría una sutura entre dos fragmentos litosféricos convergentes (Heubeck y Mann, 1991, Dolan et al., 1991; Heubeck et al, 1991). En este contexto, las formaciones del Grupo Río Ocoa se han interpretado por otros autores como megasecuencias de cuenca de antearco depositadas sobre el prisma acrecional (Grupo Peralta y Fm Ocoa).

Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann(1991), proponen dos fases principales de deformación en el Cinturón de Peralta. La primera tendría lugar durante el Eoceno Superior y se relacionaría, bien con un régimen transpresivo asociado a los primeros movimientos en dirección, sinistral, a lo largo del límite entre las placas norteamericana y caribeña, o también a un corto periodo de convergencia (oblicua) causada por la colisión con la

Plataforma de las Bahamas. Estos autores asocian a esta fase el aspecto caótico o desmembrado (*disrupted*), a modo de deformación sinsedimentaria, que los materiales de las formaciones Ventura, Jura y El Número presentan algunos afloramientos. La segunda fase en realidad sería una prolongación de la anterior y derivaría de la continuada convergencia (oblicua) con el sector meridional de la isla que acabaría produciendo la subducción, sin magmatismo asociado de la Meseta Oceánica del Caribe bajo la Cordillera Central y el resto de los terrenos del arco de islas. Esta fase se sitúa en el Mioceno Inferior y sería la responsable de la deformación de todo el cinturón mediante cabalgamientos, fallas y pliegues asociados de tipo frágil.

Las evidencias cartográficas y de campo muestran que en el Cinturón de Peralta los pliegues y cabalgamientos que afectan a las Fm. Ventura, Jura y El Número, se desarrollan sobre series sedimentarias eocenas y oligocenas bien consolidadas depositadas en un contexto de cuenca de trasera de arco. Únicamente la Fm Ocoa presenta evidencias de deformaciones sinsedimentarias (Hernaiz Huerta, 2000b). En consecuencia, se interpreta que durante el Neógeno, la indentación de la Cresta de Beata (debida a la inversión de la subducción en la parte septentrional de la Placa del Caribe) puede haber sido la causante de la formación de este cinturón de pliegues y cabalgamientos. El límite oriental de la Cresta de Beata (Maufret y Leroy, 1977) ha podido actuar como límite transformante entre la subducción en la fosa de los Muertos (Matthews and Holcomb, 1976, Ladd et al., 1981 y 1990, y Biju Duval et al., 1983) y el Cinturón de Peralta. El Cinturón de Peralta ocupa una posición equivalente al del prisma de acreción incipiente desarrollado en la Fosa de los Muertos y acumula una parte del acortamiento ocurrido allí, aunque no presente subducción oceánica bajo él o sea de pequeña de magnitud.

CONCLUSIONES

En un corte geológico completo de la parte centro-meridional de la Isla La Española (Sur de la República Dominicana) se identifican las unidades que registran la evolución completa del margen Norte de la Placa del Caribe desde el Jurásico Superior. El corte incluye, de Norte a Sur, a las rocas que representan el antiguo océano protocaribeño (Peridotitas de Loma Caribe y Fm Duarte), las rocas del Arco Isla Primitivo (Cretácico Inferior), el Arco Isla Circum-Caribeño (Cretácico Superior), el Cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta y la Cuenca neogena de Azua. La estructura consiste en un

sistema de cabalgamientos imbricado con pliegues asociados, vergente al Sur, emplazado sobre la Cuenca de Azua. El corte geológico muestra un fuerte contraste estructural entre la Cuenca de Azua, con acortamiento reducido, y las unidades cabalgantes situadas al Norte, que acumulan un acortamiento que se acerca al 50%.

En el Cinturón de Peralta los pliegues son del tipo de propagación de falla, mientras que los pliegues desarrollados en el Arco Isla Circum-Caribeño se han interpretado como pliegues de acomodación. La dirección del transporte tectónico en las estructuras de estas dos unidades es NE-SO.

La secuencia de propagación de estructuras, se interpreta como una secuencia de emplazamiento de bloque inferior. Las primeras imbricaciones en el Arco Isla Circum-Caribeño se formaron posiblemente en el Eoceno Superior, coincidiendo con el depósito de la Fm Ocoa en la cuenca frontal (Cinturón de Peralta). Esta formación es de marcado carácter sintectónico y su depósito se asocia con un fuerte levantamiento de la zona axial de la Cordillera Central. El resto de los cabalgamientos del Arco Isla Circum-Caribeño se habrían formado a lo largo del Oligoceno, durante la propagación de la deformación hacia el antepaís. En el Mioceno Inferior todo este conjunto llegó a superponerse al Cinturón de Peralta mediante su cabalgamiento frontal. El desarrollo de las estructuras en el Cinturón de Peralta llega hasta el Plio-Pleistoceno, ya que el cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta cobija a rocas de esta edad. A partir del Mioceno la evolución de los cabalgamientos coexiste con una tectónica de desgarre que progresivamente pasa a ser la tectónica dominante.

En el Cinturón de Peralta los pliegues y cabalgamientos se desarrollan sobre series sedimentarias eocenas y oligocenas depositadas en un contexto de cuenca trasera de arco. A partir del Eoceno, la cuenca trasera de arco situada en el margen meridional de la Isla de la Española y Puerto Rico ha pasado a constituir un margen activo por la subducción de la corteza oceánica del Caribe bajo el Arco Isla Circum-Caribeño. En esta cuenca de trasera de arco se registran por tanto procesos típicos de cuenca de antearco a partir del Eoceno Superior. Durante el Neógeno, se interpreta que la indentación de la Cresta de Beata puede haber sido la causante de la formación del Cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta. El límite oriental de la Cresta de Beata ha podido actuar como un límite transformante que separa la subducción en la fosa de los Muertos y el Cinturón de Peralta. El Cinturón de Peralta constituye la unidad equiva-

lente lateral del prisma de acreción de Los Muertos y acumula parte del acortamiento ocurrido.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los resultados del Proyecto de Cartografía Geotemática en la República Dominicana, financiado por la Unión Europea a través del programa SYSMIN. Agradecemos la colaboración prestada por la Dirección General de la Minería de la República Dominicana.

BIBLIOGRAFÍA

- Biju-Duval, B., Bizon, B., Mascle, A., Muller, C., 1983. Active margin processes; field observations in southern Hispaniola. In Watkins, J.S. y Drake, C.L. (eds.), *Studies in continental margin geology*. A.A.P.G. Memoir, 34, 325-346.
- Boisseau, M., 1987. Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antillas). Un édifice de nappes Crétacé polyphase. Tesis Doctoral. Université Pierre et Marie Curie, Paris, 200 pp.
- Bourgeois, J., Ng, R., Tavares, I., 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. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 759-764.
- Bowin, C., 1966. Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In Hess, H. ed, *Caribbean geological investigations*. Geol. Soc. Am. Mem. 98, 11-84.
- Burke, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. *Ann. Review Earth Planet. Sci.*, 16, 201-230
- Burke, K., Fox, P.J., Sengor, M.C., 1978. Buoyant ocean floor and the origin of the Caribbean. *J. Geophys. Research*, 83, 3949-3954.
- Butler, R.W.H., 1982. The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.*, 4, 239-245
- Byrne, D.B.; Suarez, G., McCann, w.r., 1985. Muertos Trough subduction-Microplate tectonics in the northern Caribbean. *Nature*, 317, 420-421.
- CGG (Compagnie Generale de Geophysique), 1997. Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN (7-ACP-DO-074). Dirección General de Minería. Santo Domingo.
- PROINTEC, 1999. Prevención de Riesgos Geológicos (Riesgos sísmicos). Proyecto del Programa de Desarrollo Geológico Minero (SYSMIN) en la República Dominicana.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross sections. *Can. Jour. Earth Sci.*, 6, 743-757.
- Díaz de Neira, J.A., 2000a. Programa de Cartografía Geotemá-

- tica de la República Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-III (Padre Las Casas). Proyecto SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo
- Díaz de Neira, J.A., 2000b. Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6071-II (Azua). Proyecto SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo
- Díaz de Neira, J.A., Hernaliz Huerta, P.P., 2000. Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-II (Sabana Quéliz). Proyecto SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo
- Díaz de Neira, J.A., Solé, F.J., 2002. Precisiones estratigráficas sobre el llano de Azua, República Dominicana. *Acta Geologica Hispanica*, 37, 163-181.
- Dolan, J.F., 1988. Paleogene sedimentary basin development in the eastern Greater Antilles; Three studies in active-margin sedimentology. Ph.D. Thesis, University of California, Santa Cruz, 235pp.
- Dolan, J.F., Mann, P., Eds., 1998. Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Volumen especial N 326 de la Sociedad Geologica Americana, 174pp.
- Dolan, J.F., Mann, P., De Zoeten, R., Heubeck, C., Shiroma, J., Monechi, S., 1991. Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. In Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 262, 217-263.
- Dolan, J.F., Mullins, H.T., David, J.W., 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. In Dolan, J.F., Mann, P. (eds). *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 326, 174 pp.
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A.L., Wadge, G., Westercamp, D., 1990. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In G. Dengo, J.E. Case (eds). *The Caribbean region. The geology of North America*, vol H. *Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado*, 339-374 pp.
- Draper, G., Mann, P., Lewis, J. F., 1994. Hispaniola. In S.K. Donovan y T.A. Jackson (eds.). *Caribbean Geology: An introduction: Kingston, Jamaica*, University of the West Indies Publishers Association, pp. 129-150.
- Draper, G., Gutierrez, G., Lewis, J. F., 1996. Thrust emplacement of the Española peridotite belt: Orogenic expression of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, 24 (12), 1143-1146.
- Escuder Viruete, J., Hernaliz Huerta, P.P., Draper, G., Gutierrez, G., Lewis, J.F., Pérez-Estaún, A., 2002. Metamorfismo y estructura de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana: implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo Arco Isla Caribeño. *Acta Geologica Hispanica*, 37, 123-162.
- García, E., Harms, F., 1988. Informe del Mapa Geológico de la República Dominicana escala 1:100.000 San Juan (4972). Dirección General de Minería. Santo Domingo, 97 pp.
- Hernaliz Huerta, P.P., 2000a. Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-III (Arroyo Caña). Proyecto SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo
- Hernaliz Huerta, P.P., 2000b. Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6071-I (San José de Ocoa). Proyecto SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- Heubeck, C., 1988. Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. M.A. Thesis. University of Texas, Austin, 333 pp.
- Heubeck, C., Mann, P., 1991. Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. In Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., eds. *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 262, 315-336.
- Heubeck, C., Mann, P., Dolan, J., Monechi, S., 1991. Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during Cenozoic tectonic transpression; northeastern Caribbean plate margin. *Sedimentary Geology*, 70, 1-32.
- Ladd, J., Shih, T.C., Tsai, C.J., 1981. Cenozoic tectonics of central Hispaniola and adjacent Caribbean Sea. *A.A.P.G. Bulletin*, 64, 466-489
- Lebrón, M.C., Perfit, M. R., 1994. Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, 229, 69-100.
- Lewis, J.F., 1982. Granitoid Rocks in Española. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Hogar Publishers, 403-408 pp.
- Lewis, J.F., Amarante, A., Bloise, G., Jiménez, J.G., Domínguez, H.D., 1991. Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tiroo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. In Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 262, 143-164.
- Mann, P., 1983. Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Thesis. New York University, Albany, 688 pp.
- Mann, P., Burke, K., Matsumoto, T., 1984. Neotectonics of Hispaniola; Plate motion, sedimentation and seismicity at a restraining bend. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 70, 311-324.

- Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., Eds., 1991a. Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262 pp.
- Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., 1991b. An overview of the geologic and tectonic development of Española. In P. Mann, G. Draper y J.F. Lewis (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española. Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 262, 1-28.
- Mann, P., McLaughlin, P.P., Cooper, C., 1991c. Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. In Mann, P., Draper, G., Lewis J.F. eds. Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 262, 367-390.
- Mann, P., Taylor, F.W., Edwards, R.L., Ku, T.L., 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. Tectonophysics, V. 246, 1-69.
- Masson, D.G., Scanlon, K.M., 1991. The neotectonic setting of Puerto Rico. Geol. Soc. Am. Bull., 103, 144-154.
- Matthews, J.E., Holcombe, T.L., 1976. Possible Caribbean underthrusting of the Greater Antilles along the Muertos Trough. En: Transactions, Caribbean Geological Conference VII, Guadeloupe (1974). Ministère de l'Industrie et la Recherche, Point-a-Pitre, French Antilles, 235-242.
- Mauffret, A., Leroy, S., 1997. Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. Tectonophysics, 283: 61-104.
- McClay, K.R., 1992. Glossary of thrust tectonics terms. In McClay, K.R. ed. Thrust Tectonics. Chapman and Hall, 419-434.
- McLaughlin, P.P., Van Den Bold, W.A., Mann, P., 1991. Geology of the Azua and Enriquillo basins. Dominican Republic; 1, Neogene lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. In Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 262, 337-366.
- Mercier de Lepinay, B., 1987. L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 378 pp.
- Mercier de Lepinay, B., Mauffret, A., Jany, I., Bouysse, Ph., Mascle, A., Renard, V., Stephan, J.F., Hernández, E., 1988. Une collision oblique sur la bordure nord-Caribe à la jonction entre la ride de Beata et la fosse de Muertos. C. R. Acad. Scia. Paris, Serie II, 1289-1296.
- Norconsult, 1893. Dominican Republic. Petroleum Exploration Appraisal. Report for Dirección General de Minería. Santo Domingo (inédito)
- Pindell, J.L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In Donovan, Jackson, T.A. (eds.). Caribbean Geology: an introduction, University of the West Indies Publishers Association. University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, 13-39.
- Pindell, J. L., Barrett, S. F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. In G. Dengo y J.E. Case (eds.). The Caribbean, Volume H, Decade of North American Geology, Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado, 404-432.
- Ramírez, M.I., 1995. Neotectonic Structures and Paleostress in the Azua region. South-Central Hispaniola. Tesis doctoral, Universidad Internacional de Florida. Miami, Florida (inédito), 144 pp.
- Tchalenko, J.S., 1968. The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. Tectonophysics, 6, 159-174.
- Wallace, M.H., 1945. Stratigraphy of the pre-Oligocene rocks of the Azua Basin, Dominican Republic. Private report Dominican Seaboard Company, New York, 24pp.
- Witschard, M., Dolan, J.F., 1990. Contrasting structural styles in siliciclastic and carbonate rocks of an offscraped sequence; The Peralta accretionary prism, Hispaniola. Geol. Soc. Am. Bull., 102 792-806.