

Evolución geomorfológica del Llano de Azua (Sur de la República Dominicana)

Geomorphologic evolution of the Llano de Azua (South of the Dominican Republic)

J. A. DÍAZ DE NEIRA

Dpto. de Medio Ambiente y Geología. Informes y Proyectos S.A. (INYPSA). C/ Velázquez 69. 28006 Madrid. adn@inypsa.es

RESUMEN

La región del Llano de Azua se localiza en el extremo oriental de las cuencas neógenas de La Española, en el ámbito de la Bahía de Ocoa. Su relieve ha sufrido importantes modificaciones a lo largo del Cuaternario debido a la acción rejuvenecedora de los procesos tectónicos y la labor destructiva de los exógenos.

Los procesos internos han generado abundantes formas estructurales de origen tectónico, causadas fundamentalmente por el avance de la Cordillera Central sobre la cuenca de Azua, la indentación de la cresta oceánica de Beata y la actividad de las fallas de desgarre E-O, relacionadas con la falla de Enriquillo-Plantain Garden. Los procesos externos han creado una mayor variedad de formas, destacando las de origen fluvial. La combinación de ambos tipos de procesos ha condicionado una pauta de evolución del relieve en la que destacan la tendencia a la elevación con respecto al nivel del mar, el retroceso de la línea de costa, las modificaciones de la geometría de la red de drenaje y el arqueamiento tectónico de las formas de los sectores central y oriental.

Palabras clave: Geomorfología. Llano de Azua. Cordillera Central. Cresta Oceánica de Beata. La Española.

ABSTRACT

The Llano de Azua region is located in the eastern border of the Hispaniola Neogene basins, in the Ocoa Bay sector. During the Quaternary its relief has been modelled by active tectonics and destructive exogenous processes.

The tectonic activity have originated a variety of structural landforms related to the thrusting of the Cordillera Central over the Azua basin, to the NE-displacement of the Beata ridge indenter, and to the strike-slip faults of the Enriquillo-Plantain Garden system.

The exogenous processes created larger variety of landforms, mainly of fluvial character. The relief in the area evolved by regional uplift, backward movement of the coastline, variations of drainage pattern and the tectonic curvature of the central-eastern landforms.

Keywords: Geomorphology. Llano de Azua. Cordillera Central. Beata ridge. Hispaniola.

EXTENDED ABSTRACT

The Llano de Azua is located in the South Central Dominican Republic between the Ocoa Bay and the Cordillera Central. It is a large plain morphotectonic zone approximately coincident with the Azua Basin and developed during the most recent stages of evolution of this basin. The plain is characterized by Miocene-Pliocene sediments that crop out below the dominant recentmost Quaternary fluvial and coastal deposits. The main relieves in the area correspond to isolated anticlines cored with Miocene limestones of Sombbrero Formation surrounding the Ocoa Bay.

A system of stepped glaciais and associated erosional surfaces mapped in the northwestern sector of the study area, and processes of marine abrasion observed along the coast evidence regional uplift. On the contrary, gravitational, karstic and endorreic forms do not provide data of interest about the neotectonic evolution of the study area.

The geomorphological evolution of the Llano de Azua region during Quaternary times is a balance between intense internal (tectonic) and external (erosion, land modelling) processes. At Early Pleistocene times, the uplift of the Cordillera Central fed the alluvial fans of the Arroyo Seco Formation. The final thrusting of the Peralta Belt over the Azua Basin consolidated a NO-SE trending regional structure that was followed by the fluvial network and so, most of the streams flew to the E-SE into the Ocoa River.

The indentation of the Beata Ridge modified this former structural and physiographical trend by means of the closure of the Azua Basin that produced a new arcuate pattern in a wide area located to the north of the Ocoa Bay. As a result, no more drainage occurred towards the central part of the Ocoa Bay whilst to the east, fluvial flow was disturbed and some former tributaries of the Ocoa River started to flow directly into the Bay through the Hatillo River.

Faults can be grouped in four families: the NO-SE family, is the most prominent one and is related to the structural evolution of the Peralta Belt; the NE-SO and N-S families, developed as a result of the indentation of the Beata Ridge; and the E-O family, represents the easter termination of the Enriquillo-Plantain Garden fault system.

The most important fluvial landforms are linked to Quaternary alluvial fans. Alluvial fans developed as a consequence of the progressive uplift of the Cordillera Central, and they cover a large extension of the plain to the north of the Ocoa Bay. In the Las Charcas area, a more complex system of at least three generations of stepped fans, related to the uplift of the Peralta front have been recognized.

The latest stages in the morphological evolution of the plain are characterized by the intense upstream erosion of small coastal streams that managed to pass through the calcareous outcrops of the Sombbrero Formation and caused some captures that resulted, for example, in the present Jura and Vía rivers.

INTRODUCCIÓN

Dentro del ámbito caribeño, la región del Llano de Azua presenta condiciones privilegiadas para el desarrollo de estudios geomorfológicos. Por una parte, la ausencia de cubierta vegetal permite una mejor definición de las diversas formas del relieve; por otra, la complicada evolución tectónica cuaternaria, unida a la velocidad y eficacia con que actúan los procesos erosivos y sedimentarios, convierten esta región en un laboratorio natural

donde analizar la constante interacción entre los procesos internos y externos como agentes constructores y destructores del relieve.

La zona de estudio se encuentra situada en el sector meridional de la República Dominicana, concretamente al norte de la bahía de Ocoa, ocupando el área del Llano de Azua situado al este del río Jura (Fig. 1). Ya que las elevaciones que circundan el Llano han condicionado decisivamente su evolución, se abordan igualmente diver-

tos aspectos de esta orla montañosa, integrada en el sector septentrional y oriental por las estribaciones de la Cordillera Central y, en el oriental, por la sierra de El Número.

El presente trabajo pretende proporcionar una primera aproximación al conocimiento de la evolución reciente del paisaje de la región. El punto de partida para ello han sido los datos recopilados con motivo de la elaboración de la Cartografía Geotemática de la República Dominicana y, en particular, la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Azua (Díaz de Neira y Hernaiz Huerta, 2000). Estos datos, junto con la revisión de la fotografía aérea a escala 1:40.000 han permitido la realización del mapa geomorfológico a escala 1:50.000 de la zona, si bien en los casos en que se ha considerado conveniente, algunas zonas han sido tratadas con una escala de mayor detalle.

En base a los datos expuestos se presentan diversas reconstrucciones del relieve de la zona, analizándose finalmente un interpretación de la evolución del paisaje del Llano de Azua durante el Cuaternario.

MARCO GEOLÓGICO

A grandes rasgos, la región del Llano de Azua coincide con la cuenca del mismo nombre, que constituye el extremo oriental del sistema de cuencas neógenas del Suroeste de La Española, extremo en el que convergen las cuencas de San Juan-Azua, de dirección NO-SE, y de Enriquillo-Azua, de dirección E-O, individualizadas en el sector noroccidental por la interposición de la Sierra de Neiba entre ambas (Fig. 1A, 1B).

La estructura de dicho sistema se asemeja al modelo de “domos y cubetas”, separados entre sí por fallas inversas. Los domos están formado por materiales cretácicos y paleógenos de origen diverso y las cubetas están rellenas por sedimentos neógenos. En particular, el Llano de Azua corresponde a una cubeta rellena por una potente serie neógena (Figs. 1B y 2), oculta en buena medida por un extenso tapiz de depósitos cuaternarios y limitada al noreste por la zona de falla de San Juan-Los Pozos, mediante la cual se produce el cabalgamiento de la Cordillera Central. Este límite jugó un papel decisivo durante el relleno de la depresión, en relación con la estructuración del flanco suroccidental de la Cordillera (Cinturón de Peralta; Dolan et al., 1991) como un cinturón de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el SO.

En este contexto, la sedimentación marina de ambientes profundos, característica de comienzos del Mio-

ceno, evolucionó hacia ambientes progresivamente más someros hasta alcanzarse condiciones subaéreas en el Plioceno, periodo durante el cual se alzó la sierra de Neiba, individualizando las cuencas de San Juan y Enriquillo (Mann et al., 1991a; McLaughlin et al., 1991).

Si bien el avance de la cordillera sobre la cuenca ha persistido como factor determinante de la estructuración de la región hasta finales del Plioceno, ocasionando el plegamiento de la serie neógena, a partir de este momento han sido la falla de Enriquillo-Plantain Garden y la indentación de la Cresta oceánica de Beata los principales responsables de su estructura.

La falla de Enriquillo-Plantain Garden es un desgarre sinistral de varios centenares de kilómetros y dirección E-O que ha desplazado el bloque suroccidental de La Española hasta su posición actual (Península meridional; Fig. 1A); sus efectos en la zona se han dejado sentir probablemente desde finales del Mioceno hasta la actualidad, siendo especialmente evidentes a lo largo del Cuaternario. En interacción con esta tectónica de desgarres, a partir del Plioceno ha tenido lugar la indentación de la Cresta oceánica de Beata, promontorio del centro de la meseta oceánica del Caribe, alargado en dirección NNE-SSO entre La Española y Sudamérica, dirección en la cual se produjo su avance hacia la isla hasta “incrustarse” en el ámbito de la Bahía de Ocoa (Heubeck y Mann, 1991; Ramírez, 1995).

Así pues, pese a la intensidad de los procesos tectono-sedimentarios cretácicos y terciarios, el Cuaternario es el periodo a lo largo del cual se han producido los acontecimientos que han dado lugar a los rasgos más peculiares de la zona de estudio como resultado del empuje hacia el SO del frente de cabalgamientos del Cinturón de Peralta (plegamiento de los materiales de la cuenca), de la indentación de la cresta de Beata hacia el NE (arqueamiento de las estructuras) y del sistema de desgarres relacionados con la falla de Enriquillo-Plantain Garden (desplazamiento horizontal de bloques). Estos procesos explican los principales elementos geomorfológicos de la zona.

Descripción fisiográfica

El sector oriental del Llano de Azua constituye una planicie de grandes dimensiones que orla la Bahía de Ocoa, a modo de rampa ligeramente inclinada desde la base del sistema montañoso circundante hasta la línea de costa (Fig. 1B). Su monotonía se interrumpe por la presencia de una serie de pequeñas elevaciones alomadas, de entre las que destacan los cerros El Peñón (125

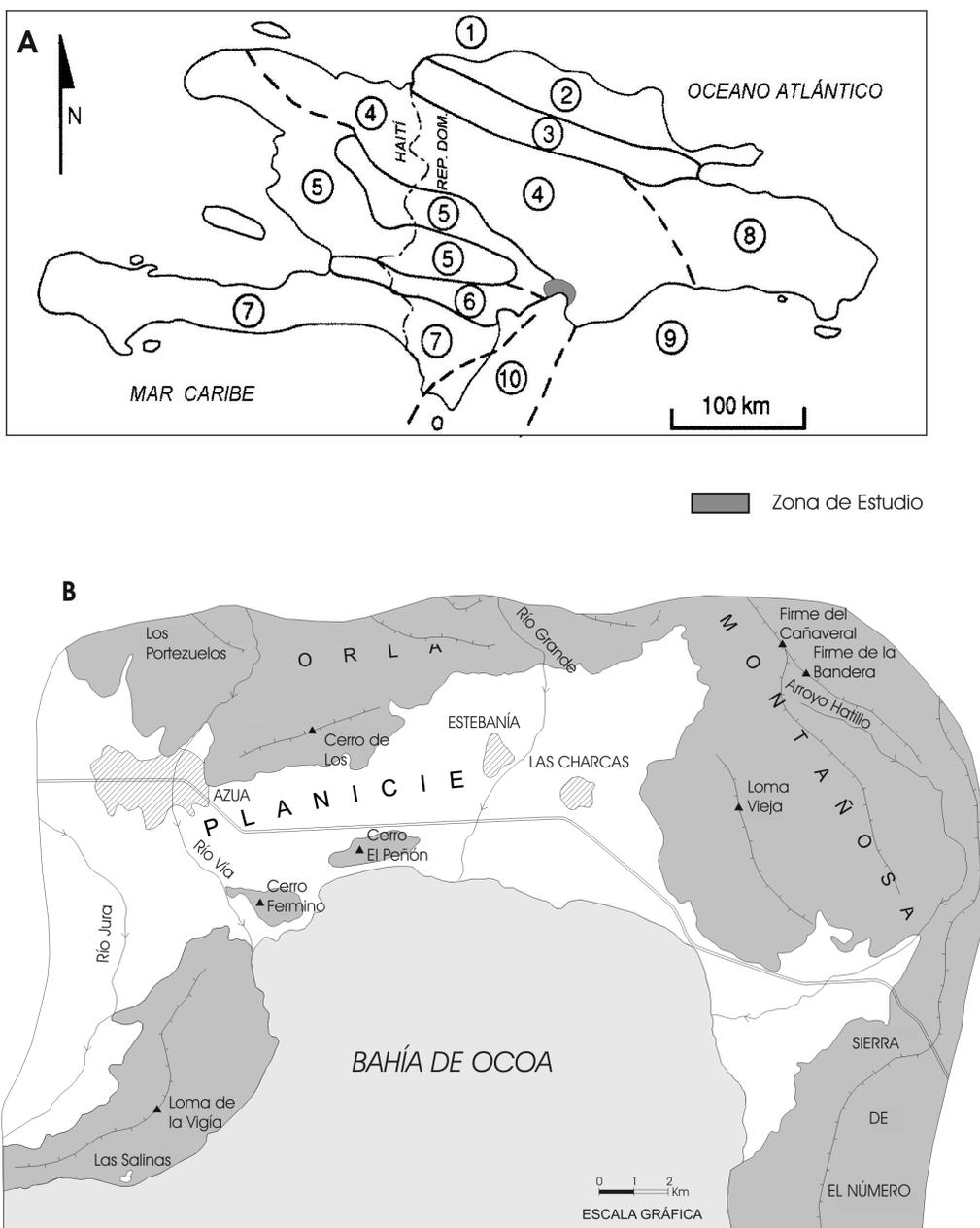


Figura 1. A. Dominios morfotectónicos de La Española (tomada de Lewis, 1980, y Lewis y Draper, 1990). 1: Fosa de las Bahamas; 2: Cordillera Septentrional y Península de Samaná; 3: Valle de Cibao; 4: Macizo del Norte y Cordillera Central; 5: Dominio Noroccidental y Meridional, incluyendo el Valle de San Juan, el Llano de Azua, la Sierra del Número, la Sierra de Neiba, la Sierra de Martín García; 6: Isla de Gonave, Llano de Cul de Sac, Valle de Enriquillo; 7: Península Meridional; 8: Península Oriental, Cordillera Oriental y Seibo; 9: Cuenca de San Pedro y Fosa de los Muertos; 10: Cresta oceánica de Beata y Península Meridional. B. Localización de la zona de estudio y principales lugares de referencia.

Figure 1. A. Morphotectonic zones of Hispaniola (from Lewis, 1980, and Lewis and Draper, 1990). 1: Bahamas Trench; 2: Eastern belt and Samaná Peninsula; 3: Cibao Valley; 4: Northern Massif and Central belt; 5: Northwestern and Southern Domain, including San Juan Valley, Azua Plane, Número Mountains, Neiba Mountains, Martín García Mountains; 6: Gonave Island, Cul de Sac Plane, Enriquillo Valley; 7: Southern Peninsula; 8: Eastern Peninsula, Eastern belt, and Seibo; 9: San Pedro Basin and Muertos Trench; 10: Beata ridge, and southern Peninsula. B. Study area and main places cited in text.

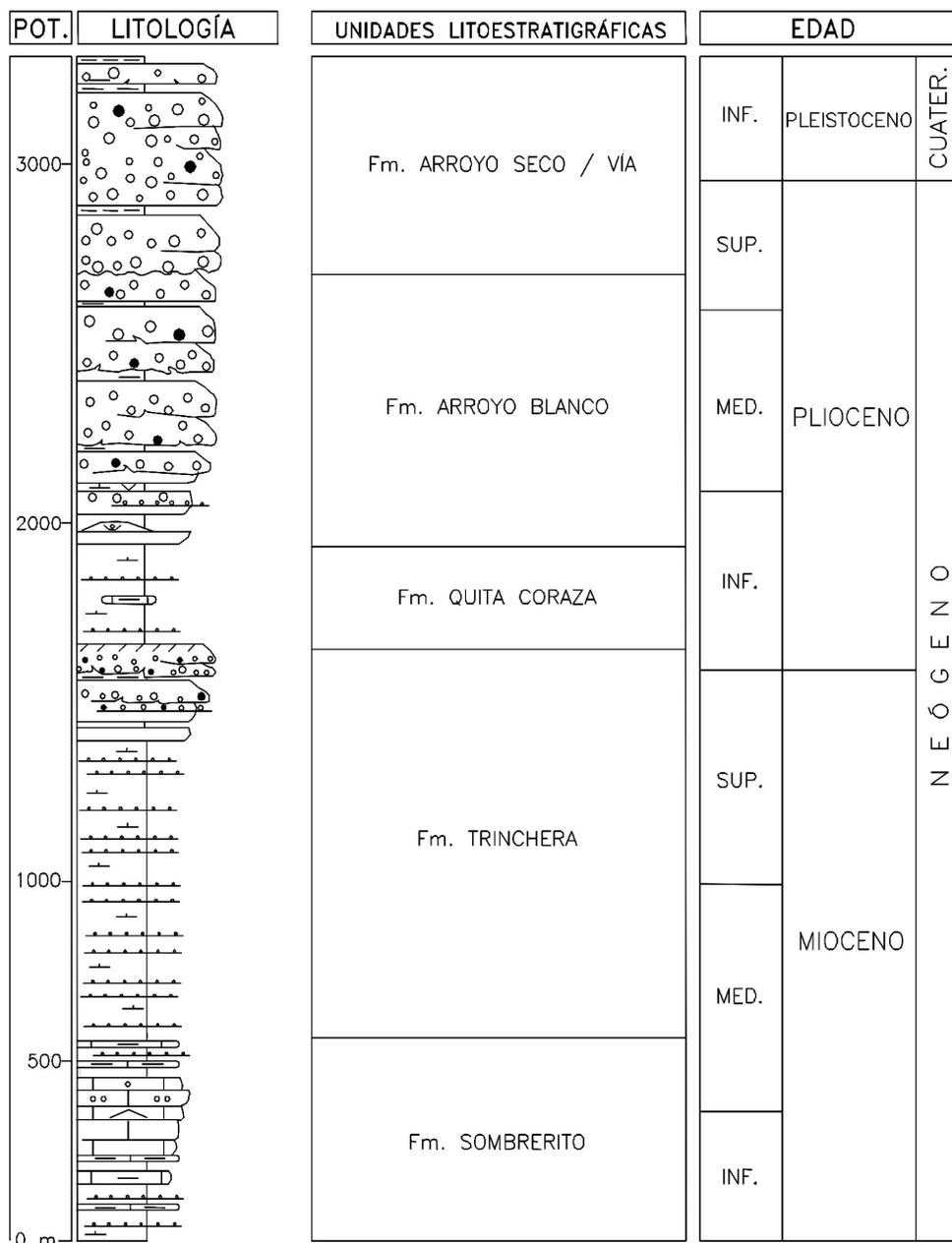


Figura 2. Columna estratigráfica sintética del Neógeno de la cuenca de Azua (modificada de Díaz de Neira y Hernáiz Huerta, 2000).

Figure 2. Lithostratigraphic log from the Neogene of the Azua basin (modified from Díaz de Neira and Hernáiz Huerta, 2000).

m), Fermina (92 m) y, especialmente, la loma de la Vigía (347 m), cuyos acantilados contrastan con el resto del litoral, caracterizado por una costa baja de playas estrechas, frecuentemente integradas por acumulaciones de restos coralinos, que en ocasiones constituyen barreras a cuyas espaldas se han implantado lagunas costeras.

El reborde montañoso, correspondiente a las estribaciones suroccidentales de la Cordillera Central, se alza bruscamente sobre la planicie, con elevaciones como la loma Vieja (726 m) a tan sólo 4 km de la línea de costa, o como el firme de la Bandera (1.025 m) a algo más de 7 km; por el contrario, en el ámbito de Azua, la cordillera se alza de forma más gradual, escalonándose a través de di-

versas elevaciones de pequeña entidad (347 m en el cerro de los Cacheos, 450 m en Los Portezuelos). En el extremo noroccidental, las alineaciones montañosas poseen una orientación NO-SE, presentando al Este del río Vía un arqueamiento de convexidad hacia el NE, hasta adoptar una dirección submeridiana en el sector oriental de la zona, donde integran la denominada Sierra de El Número.

El clima general imperante es tropical seco, con temperaturas veraniegas medias de 28°C e invernales de 24°C. La pluviometría de la zona es bastante baja en comparación con la registrada en la mayor parte de la isla La Española, con valores generalmente inferiores a los 750 mm, si bien al penetrar en la orla montañosa, los registros aumentan ostensiblemente. El promedio anual de días de lluvia es superior a 100, siendo de carácter tormentoso en buena parte de los casos.

La red fluvial está integrada por una gran cantidad de ríos, arroyos y cañadas, generalmente de carácter intermitente que, procedentes de los relieves circundantes, desembocan en la bahía; de entre ellos destacan los ríos Jura, Vía y Grande, así como el arroyo Hatillo. Carecen de una orientación definida que, en cualquier caso, se encuentra fuertemente condicionada por la compleja estructura; la litología también condiciona de forma notable el comportamiento hidrográfico de la zona, como denotan las acusadas tendencias endorreicas observables en diversos puntos del sector suroccidental.

El Llano de Azua está sometido a constantes acontecimientos naturales de tipo catastrófico, como son las frecuentes avenidas producidas como respuesta a las intensas tormentas desencadenadas en el sector montañoso y que alcanzan su máxima expresión en el caso de los ciclones y huracanes que azotan la isla. Aunque menos frecuentes, no por ello deben olvidarse como factor destructivo los terremotos, que en época histórica han dejado su huella, destacando los acontecidos en 1684, 1691, 1751 y 1761.

CONDICIONAMIENTO LITOESTRUCTURAL

Las formas estructurales derivadas de las diferencias litológicas de los materiales terciarios aflorantes son escasas y de relevancia menor (Figs. 3 y 4). A grandes rasgos pueden establecerse tres grupos morfológicos relacionados con los principales grupos composicionales:

a) Resaltes de capa, dando lugar a escarpes y, ocasionalmente, crestas, en las intercalaciones calcáreas de los

Grupos Peralta y Río Ocoa (Eoceno), en los que predominan los materiales detríticos sin contrastes morfológicos importantes.

b) Relieves alomados del sector meridional en materiales calcáreos de la Formación Sombrerito (Mioceno) en los que se aprecia una relativa uniformidad, con ausencia de niveles estructurales destacados.

c) Escarpes, hog backs degradados y cerros cónicos, en materiales detríticos de las Formaciones Trinchera, Quita Coraza, Arroyo Blanco y Arroyo Seco/Vía (Mioceno-Pleistoceno), entre las que los contrastes litológicos son más pronunciados (Fig. 4).

Los afloramientos neógenos del norte de Azua (Fig. 3) son los que han adquirido un mayor desarrollo de relieves de tipo estructural, por la diferente respuesta que ofrecen frente a la erosión los niveles conglomeráticos de las Formaciones Trinchera, Arroyo Blanco y Arroyo Seco, por una parte, y los de areniscas, margas y lutitas del resto de la serie, por otra. A grandes rasgos, el conjunto de la serie adopta una disposición monoclinal con buzamiento hacia el Norte, en la que los niveles más competentes dan lugar a resaltes cuyo frente ofrece escarpes con desniveles de 50 a 100 m, en tanto que su revés configura hog backs degradados. Completando este conjunto de relieves estructurales, cabe señalar los pequeños cerros cónicos, de altura inferior a 25 m que, a modo de retazos de la estructura existente, han quedado preservados como consecuencia de procesos de erosión selectiva.

En detalle, este conjunto monoclinal constituye el flanco nororiental de un anticlinal vergente hacia el SO, cuyo flanco suroccidental aparece incompleto por la existencia de fallas inversas; el conjunto muestra cómo las directrices NO-SE de la cordillera adoptan en el valle del río Vía una orientación E-O, como respuesta a la flexión provocada por la indentación de la cresta oceánica de Beata. La mayor longitud del arco externo en relación al interno con motivo de la flexión, se tradujo en la creación de fallas radiales que dieron lugar a un valle subtriangular abierto hacia el sur, a partir del cual se expandieron los abanicos generados por el Río Vía.

GEOMORFOLOGÍA CONTROLADA POR LA ACTIVIDAD TECTÓNICA

Entre las formas derivadas de la evolución tectónica de la zona, se han reconocido anticlinorios, fallas y fallas supuestas, con o sin escarpe, y flexiones.

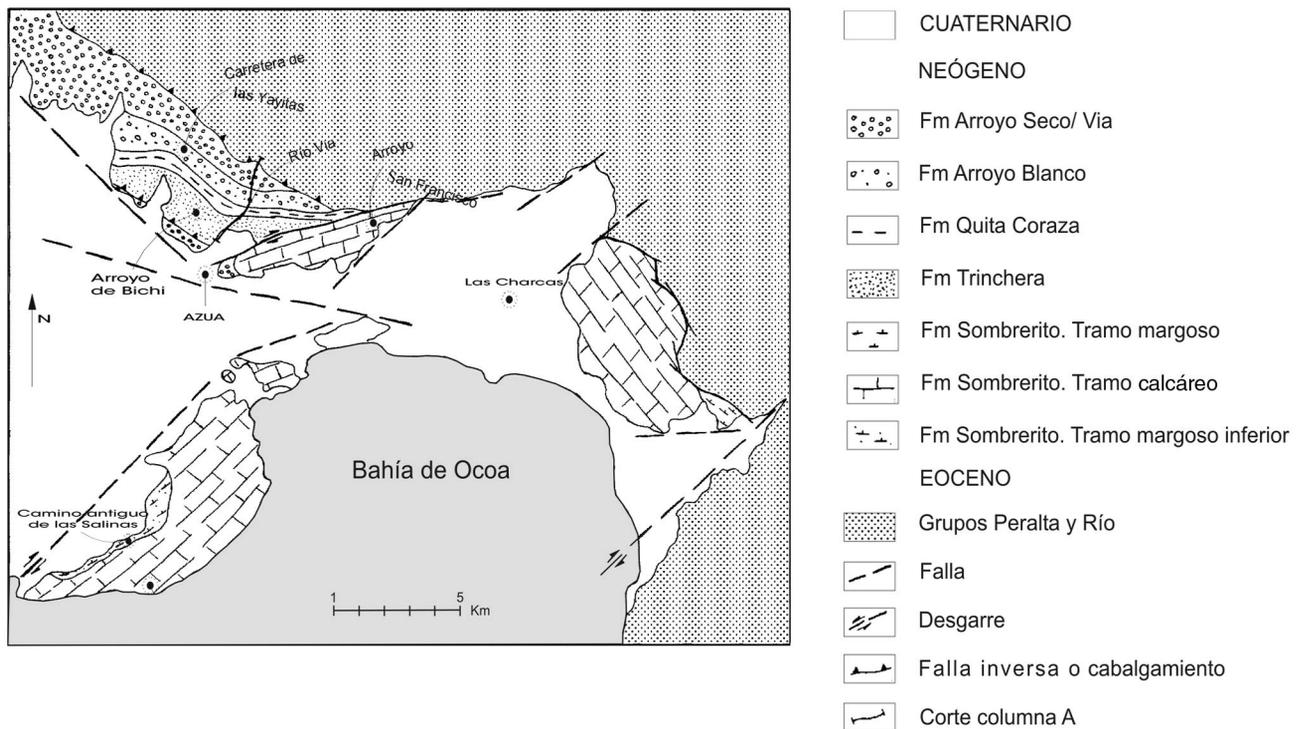


Figura 3. Esquema geológico-estructural de la zona estudiada y principales afloramientos.

Figure 3. Geological and structural framework and main outcrops in the study zone.

Anticlinales con expresión morfológica

Los afloramientos de la Formación Sombrero se estructuran como anticlinorios de amplio radio, con formas alomadas y groseramente elipsoidales en planta, cuyo eje mayor puede alcanzar 8 km; aunque su orientación es variable, en conjunto dibujan un arqueamiento subparalelo al de la Bahía de Ocoa. En detalle, dentro de los anticlinorios se distinguen anticlinales de envergadura hectométrica, separados entre sí por fallas, sin que se conserven los sinclinales intermedios. Tanto la disposición arqueada de los anticlinorios como sus vergencias “centrífugas” con respecto a la bahía sugieren su relación con la indentación de la Cresta de Beata.

La distribución de los anticlinorios (Figs. 3 y 5) muestra claramente que el de la Loma de la Vigía (NE-SO) encuentra su continuidad en el del Cerro Fermina (ENE-OSO) y éste, a su vez, en el Cerro El Peñón (ENE-OSO). Idéntica orientación que éstos posee el anticlinal de la Loma de los Cacheos (ENE-OSO), que aparece desplazado con respecto a los anteriores, al igual que el de la Loma Vieja, en el cual se aprecia un importante

cambio de orientación (NNO-SSE). En el pasado, estos afloramientos constituirían un arco prácticamente continuo, de manera que el Cerro de los Cacheos se habría trasladado hacia el Oeste unos 6 km por acción de un desgarre sinistral de orientación E-O a ESE-ONO. Restaurando dicho afloramiento hasta su probable posición previa, se observa cómo la máxima curvatura del arqueamiento apuntaría hacia el NE, en coherencia con la orientación de la Cresta de Beata. Debido a la rigidez de los materiales, el aumento de longitud que implica este arqueamiento con respecto a la disposición original, provocó la creación de fracturas radiales, razón del aspecto distorsionado de los afloramientos dispuestos entre la Loma de la Vigía y el Cerro El Peñón.

Observando una región más amplia (Fig. 5), el anticlinorio de la Loma de la Vigía aparece truncado por un sistema de desgarres de dirección NE-SO que enlazan con el borde oriental de la Sierra de Martín García, integrada por materiales de la Formación Sombrero y estructurada igualmente a modo de anticlinorio. Ya que ambos dominios habrían estado unidos, el arqueamiento de los materiales miocenos ha ido acompañado por una pérdida de

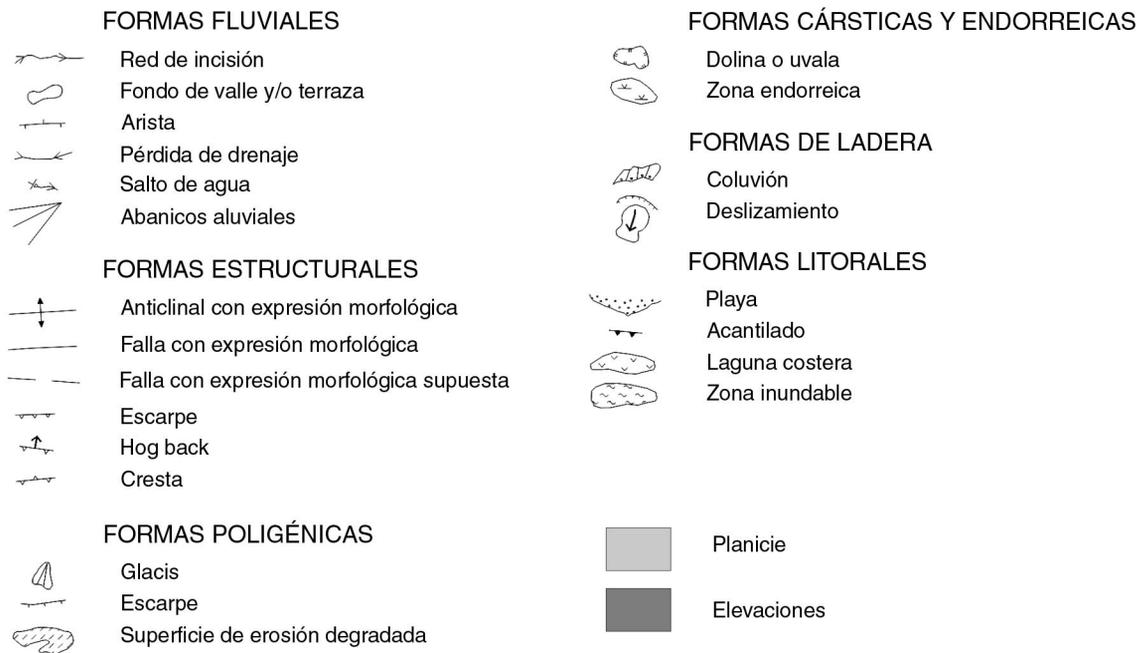
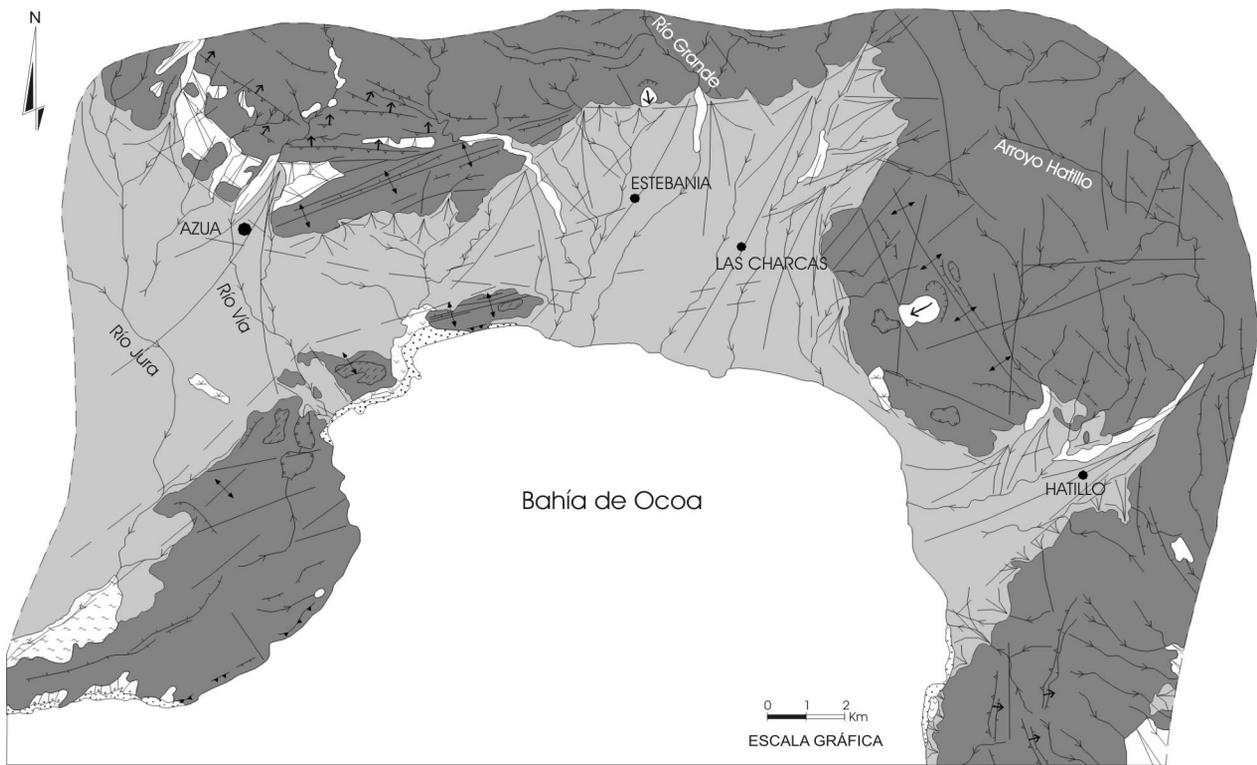


Figura 4. Esquema geomorfológico.

Figure 4. Geomorphologic sketch.

continuidad notable, con un desplazamiento lateral de la loma de la Vigía hacia el NE de unos 20 km (Ramírez, 1995) y superior a los 40 km en la zona de máxima curvatura del arco (Loma Vieja), en un corredor definido por los desgarres que limitan la Cresta de Beata, de orientación paralela al sentido del desplazamiento (la falla de Hattillo, de componente dextral, al Sureste, y la de la Loma de la Vigía, de movimiento sinistral, al Noroeste).

Esta reconstrucción tiene importantes implicaciones paleogeográficas, ya que los materiales atribuidos a la Formación Sombrerito en torno a la Bahía de Ocoa se encontrarían originalmente bastante alejados de los de la Formación Trinchera aflorantes en el ámbito de Azua (Fig. 3), invalidando cualquier reconstrucción estratigráfica local de tipo secuencial entre ambas. Se puede hacer extensiva esta observación a todos los afloramientos de la Formación Sombrerito localizados al sur de la falla de Enriquillo-Plantain Garden (Mann et al., 1991b), pues de acuerdo con algunas hipótesis (Heubeck y Mann, 1991, entre otros), la componente horizontal de la falla habría

desplazado este dominio suroccidental varios centenares de kilómetros hacia el E desde el Mioceno Inferior, hasta colisionar con el resto de La Española. Este acontecimiento, que provocó una importante elevación de la Cordillera Central y un cambio en el régimen regional de esfuerzos, pone en cuestión la correlación entre los afloramientos de la Formación Sombrerito a ambos lados de la falla (Díaz de Neira y Solé, en este volumen).

Fallas con expresión morfológica

Son las formas de más amplia distribución en la zona, habiéndose representado en los esquemas correspondientes (Figs. 4 y 5) tan sólo las que se han considerado de mayor interés, bien por sus dimensiones o bien por su destacada expresión morfológica. Existen cuatro importantes familias de fallas, que se agrupan en torno a las direcciones NO-SE, NE-SO, N-S y E-O, de mayor a menor antigüedad. Las fallas que limitan los afloramientos terciarios, sobre las que los sistemas de abanicos aluviales

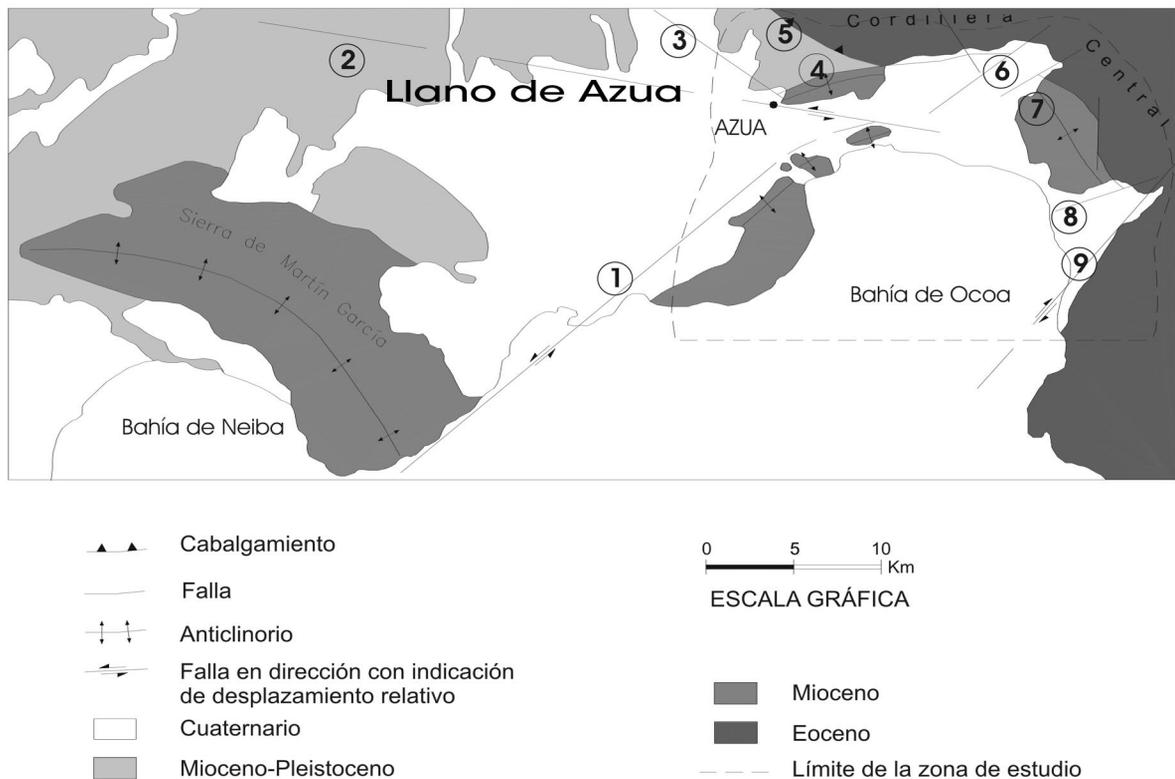


Figura 5. Principales estructuras tectónicas relacionadas con la zona de estudio.

Figure 5. Main tectonic lineaments in the study zone.

y glaciés suministran una interesante información mediante sus sucesivos encajamientos, son las de mayor importancia desde un punto de vista morfológico y neotectónico. No obstante, excepción hecha del desnivelamiento de orden métrico detectado en la zona apical del abanico más antiguo del Río Grande, no se han observado deformaciones en los depósitos cuaternarios, por lo que se han representado como fallas supuestas. Los principales efectos de los agentes externos sobre estos accidentes son la degradación y la atenuación de los escarpes por causa del relleno sedimentario.

Al noroeste, las principales fallas poseen carácter inverso y la típica directriz NO-SE de la Cordillera Central, con cuyo avance sobre la cuenca está relacionada su génesis. Su principal reflejo morfológico es el sistema de glaciés y abanicos escalonados hacia la planicie, indicando el ascenso relativo de la cordillera con relación al Llano. La más destacada es la falla de Azua, que configura el límite de la planicie mediante un escarpe de falla degradado reducido a tan sólo unos 20 m por atenuamiento del relleno Cuaternario. Se trata de una falla inversa cuya actividad durante el Cuaternario queda evidenciada por la verticalización de los materiales contiguos pertenecientes a la Formación Arroyo Seco.

Las fallas de dirección NE-SO están relacionadas con el avance de la Cresta de Beata hacia el NE, siendo las de mayor relevancia las de la Loma de La Vigía y Hatillo, que se consideran sus límites noroccidental y suroriental, con carácter sinistro y dextro respectivamente; aunque de menor envergadura, también cabe destacar las de Los Quemados y del Aguacate, que modifican la orientación del frente montañoso.

La familia de orientación submeridiana, de menor representación en la zona, es característica de la Sierra de El Número; aunque su génesis no ha sido convenientemente explicada, al menos parcialmente está condicionada por la indentación de la Cresta de Beata. Predominan las fallas de componente normal, destacando la que limita la Sierra y la Bahía de Ocoa.

Mucha mayor envergadura poseen las fallas que se agrupan en torno a la dirección E-O, cuyo origen se relaciona con el sistema de desgarres sinistros asociados con la falla de Enriquillo-Plantain Garden y que en la zona afectan a las estructuras arqueadas marcadas por los afloramientos de la Formación Sombrerito. A esta familia pertenecen las fallas que con orientación ENE-OSO limitan el Cerro El Peñón y, especialmente, el Cerro de los Cacheos, accidente que muestra una gran nitidez en la

fotografía aérea y que encuentra su continuidad hacia el este a través del límite entre la planicie y el frente de la Cordillera, en el que aún se reconocen algunos restos de facetas. En el ámbito de la planicie, la red de drenaje presenta numerosas inflexiones, con frecuencia alineadas, que sugieren una red de fracturación del sustrato, buena parte de la cual pertenece a esta familia.

Entre las fallas de la planicie, merece mencionarse la falla que ha desplazado los cerros de El Peñón y los Cacheos, cuya prolongación hacia el oeste encuentra su continuidad en la falla de Enriquillo-Plantain Garden, que tan destacado papel ha jugado en la evolución reciente de la isla; apoyando esta hipótesis, a lo largo de dicha prolongación se encuentra el Cerro El Mogote, manifestación volcánica de composición basanítica perteneciente al magmatismo de afinidad alcalina, extensamente representado en la región de San Juan de la Maguana y cuya emisión habría estado favorecida por los importantes desgarres generados a lo largo del Cuaternario.

En relación con la geometría del frente montañoso, se ha calculado el "índice de sinuosidad" (S_{mf} ; Bull y McFadden, 1977), que relaciona la longitud del frente medida a lo largo de la ruptura de pendiente entre el piedemonte y la zona escarpada (L_{mf}), y la longitud del frente montañoso, medida en línea recta (L_s), según la expresión $S_{mf} = L_{mf}/L_s$. Este índice refleja la efectividad de los procesos fluviales y de ladera para producir frentes montañosos irregulares o sinuosos, frente a la de los movimientos neotectónicos verticales para producir frentes montañosos eminentemente rectilíneos. Los valores próximos a 1 señalan actividad reciente y cuanto más se alejan de 1 indican una mayor estabilidad tectónica. Al calcular la longitud de los frentes montañosos deben descartarse aquellos entrantes o salientes que obedecen a fallas transversales, pues producen incrementos de la longitud del frente que no han sido elaborados por los procesos erosivos. Este índice proporciona una buena aproximación sobre la actividad neotectónica de frentes montañosos de una cierta longitud y homogeneidad, pero los resultados obtenidos (Fig. 6) demuestran las numerosas matizaciones precisas para explicar el índice en frentes tan irregulares en cuanto a geometría, distribución de esfuerzos y efectividad de la red de drenaje.

Así, los frentes del Cerro El Peñón ($S_{mf} = 1.14$), Loma Vieja (1.18) y Cerro de los Cacheos (1.23), cuyo índice señala una baja estabilidad, deben esta apariencia a la inexistencia de una red de drenaje eficaz y no a la acción de los principales esfuerzos regionales. En el caso de la Loma de la Vigía, localizada en un contexto estruc-

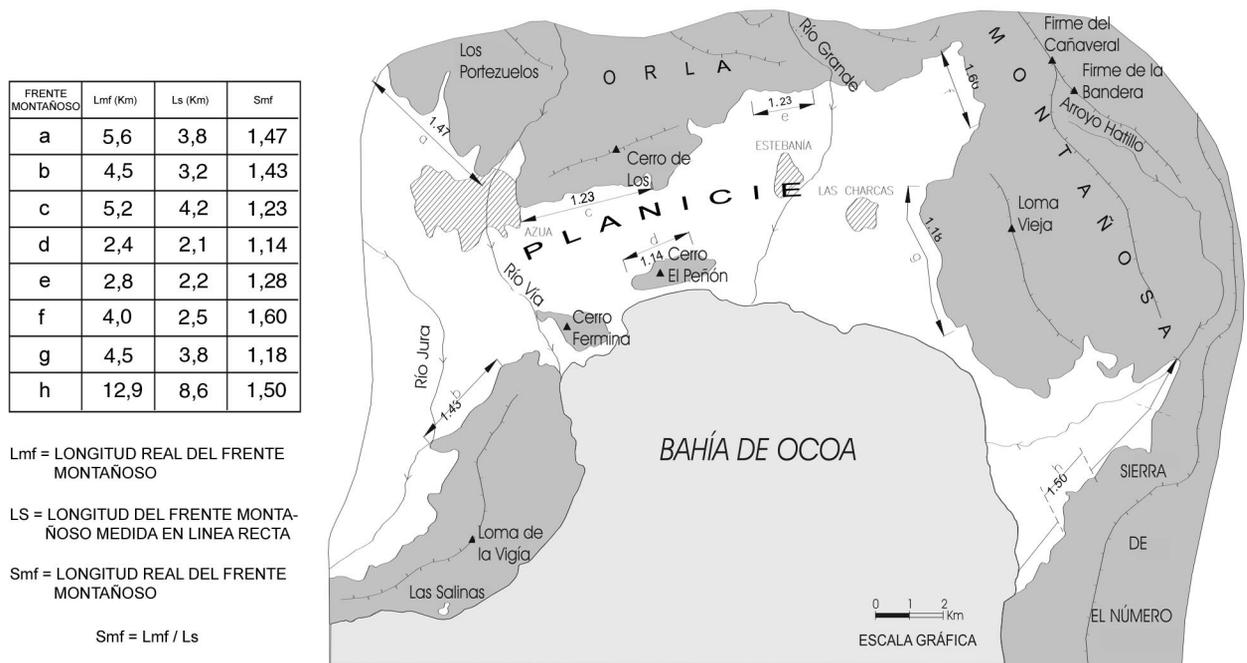


Figura 6. Índice de sinuosidad de diversos frentes montañosos: a, Azua; b, Loma de la Vigía; c, Loma de los Cacheos; d, Cerro El Peñón; e, Cordillera Central en Estebanía; f, Cordillera Central en Los Quemados; g, Loma Vieja; h, Sierra de El Número.

Figure 6. Mountain Front Sinuosity index: a, Azua; b, Loma de la Vigía; c, Loma de los Cacheos; d, Cerro El Peñón; e, Cordillera Central (Estebanía); f, Cordillera Central (Los Quemados); g, Loma Vieja; h, Sierra de El Número.

tural semejante al del Cerro El Peñón, la acción de los procesos cársticos ha aumentado sensiblemente su índice, que alcanza un valor más coherente (1.43) con su contexto. También el frente de Azua (1.47) posee un valor acorde con la acción de los procesos fluviales sobre esta zona.

Los índices más elevados corresponden a la Sierra de El Número (1.50) y Los Quemados (1.60). La mayor actividad neotectónica de los frentes calculados es la ofrecida por la Cordillera Central al norte de Estebanía, donde se conservan diversos rasgos de un frente activo: tramos rectilíneos, facetas y un piedemonte integrado por diversas generaciones de abanicos encajados, pese a lo cual, la extraordinaria actividad de los procesos fluviales y gravitacionales dan lugar a un índice moderado (1.28).

GEOMORFOLOGÍA FLUVIAL

Las formas de origen fluvial son las más numerosas, merced a la densa red de drenaje que surca la región y a los extensos abanicos aluviales de la planicie (Fig. 4). En

relación con la red de incisión, se han reconocido depósitos de fondo de valle, terrazas, aristas, barrancos y gargantas, saltos de agua y ocasionales pérdidas de drenaje, mereciendo mención aparte las capturas y, en general, las modificaciones en la estructura de la red.

Red de incisión y aristas

La geometría de la red de drenaje presenta dos dominios netamente diferentes. Por una parte, los ríos, arroyos y cañadas que surcan las áreas montañosas poseen un evidente carácter subsecuente, al adaptarse en buena medida a la estructura, predominando los tramos que discurren a favor de fracturas o de contrastes litológicos. Por el contrario, en la planicie adquieren carácter consecutivo, fluyendo generalmente a favor de la máxima pendiente regional, si bien su geometría de detalle sugiere adaptaciones a las "vaguadas" dispuestas entre los abanicos y a una red de fracturación del sustrato.

Los perfiles de los principales cursos ponen de manifiesto su alejamiento del perfil de equilibrio, siendo su

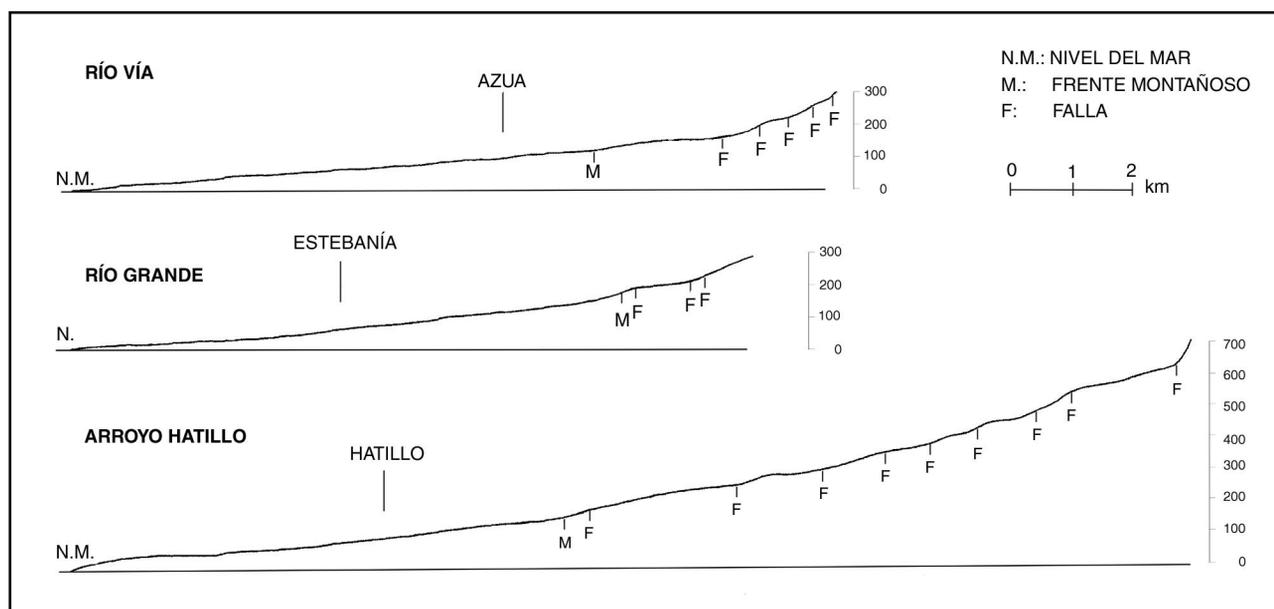


Figura 7. Perfil de los principales cursos fluviales.

Figure 7. Topographic profiles of main rivers.

principal rasgo el contraste existente entre los tramos correspondientes a las zonas montañosas y a la planicie (Fig. 7). Las pendientes varían entre el 3.7% del Arroyo Hatillo y el 2.4% del Río Vía, siendo el primero un valor real, en tanto que el segundo es sesgado, ya que únicamente afecta al tramo incluido en la zona, al igual que en el caso del Río Grande (2.6%). En cualquier caso, los segmentos pertenecientes a la planicie vuelven a mostrar una pendiente inferior en el caso del Río Vía (1.4%) que en los restantes (2%). Si a estos valores se añade el trayecto seguido por el Río Vía desde su nacimiento, transversal a la estructura de la región como reflejo de una prolongada y efectiva erosión remontante, parece evidente que el sector occidental acusa una menor actividad neotectónica reciente; en este sentido, el Río Grande muestra un mayor grado de evolución que el arroyo Hatillo, pues si bien éste se adapta totalmente a la estructura local, el primero lo hace tan sólo en algunos tramos.

Además del cambio de pendiente en el límite planicie-cordillera, los tramos montañosos muestran escalonamientos e inflexiones que obedecen a reactivaciones de fallas transversales. Aunque algunos de estos cambios de pendiente podrían estar ocasionados por cambios litológicos o confluencia de cursos importantes, las cartografías geológicas más recientes (Díaz de Neira y Her-

naíz Huerta, 2000) señalan la coincidencia entre las inflexiones de los perfiles y las fallas cartografiadas.

Los rasgos geométricos y la climatología de la región causan el carácter torrencial de los cursos que drenan la cordillera, con un enorme poder erosivo, evidenciado por las profundas incisiones cuyo resultado son barrancos y gargantas fuertemente encajados. Se caracterizan por sus pendientes elevadas, con desniveles que pueden sobrepasar los 500 m, como en el caso del Río Grande. La dinámica de alta energía de estas áreas montañosas acelera los procesos de erosión remontante, que tienden a modificar la fidelidad de la red a la estructura general, proceso en el que colaboran en buena medida las fallas transversales a la directriz regional.

El encajamiento de la red y el retroceso de las vertientes afilan progresivamente las divisorias hidrográficas, que acaban por adoptar un morfología de aristas, mucho más agudas en el sector oriental, donde además evidencian un arqueamiento, especialmente patente al Este de Hatillo.

El carácter torrencial de las áreas montañosas también se traduce en una importante descarga de sedimentos al alcanzar la planicie. Debido a la disminución de la pendiente y a la pérdida de confinamiento lateral, la des-

carga se produce en gran medida a través de los abanicos aluviales que orlan la cordillera. La drástica pérdida del potencial erosivo atenúa los encajamientos, que adquieren morfología en artesa; la escorrentía tiende a adoptar una configuración concéntrica con respecto a la Bahía de Ocoa, tan sólo ligeramente modificada por la red de fracturación del sustrato y por los obstáculos que representan los relieves diseminados por el sector occidental.

Fondos de valle y terrazas

Los cauces de la red están tapizados por depósitos de fondo de valle, pero su carácter angosto ha impedido su representación cartográfica en buena parte de los casos; otro tanto puede decirse de las terrazas, razón por la que se han representado conjuntamente (Fig. 4). Los depósitos de mayor envergadura se relacionan con los cursos principales, destacando, además de los ya citados, el Río Las Yayitas, afluente del Jura, y el Arroyo San Francisco.

Los sistemas de terrazas se disponen paralelos a los fondos de valle, indicando la secuencia rectilínea de encajamiento de la red. No puede decirse lo mismo de las terrazas que aparecen de forma aislada en el ámbito de la Sierra de El Número y que ponen de manifiesto la tortuosa evolución seguida por la red fluvial de dicha zona, con variaciones drásticas en la geometría de las cuencas hidrográficas, arqueadas y finalmente seccionadas por los desgarres relacionados con la indentación de la cresta oceánica de Beata.

Abanicos aluviales

Se trata de los depósitos más característicos del Llano de Azua, que orlan el frente montañoso a modo de forma de enlace entre éste y la Bahía de Ocoa. Configuran un sistema complejo de formas de acumulación; en el que los cuerpos semicirculares en planta a partir del ápice se complican por el relieve preexistente y por la interacción con otros abanicos sincrónicos.

Los abanicos de mayores dimensiones sobrepasan los 5km de longitud, mostrando un perfil plano-convexo, caracterizado por pendientes inferiores al 2% en las zonas distales, que aumentan hasta alcanzar el 10% en las apicales. Además, existe un gran número de abanicos de extensión inferior a 1km, que constituyen conos de deyección, con pendientes superiores al 10% y un perfil tendente a la convexidad. La proximidad entre los dife-

rentes ápices de los abanicos hace que en su mayor parte adquieran dispositivos coalescentes.

En algunos casos existen encajamientos entre los abanicos, producidos como respuesta a un incremento del desnivel existente entre el ápice y el nivel de base, por ascenso del frente montañoso. El proceso de encajamiento es perceptible en el sector de Hatillo y en el ámbito de Estebanía-Las Charcas, reconociéndose al menos tres encajamientos sucesivos (Fig. 8). La tendencia al levantamiento con respecto a la planicie tiende a ser contrarrestada por los cursos fluviales procedentes de la cordillera, mediante incisión en los abanicos ya depositados, de forma que los nuevos ápices se desplazan varios centenares de metros aguas abajo con respecto a los previos. Cuando los encajamientos son poco marcados, pueden ser confundidos con solapamientos, que reflejan la superposición de un abanico sobre otro más antiguo, obedeciendo su génesis a razones climáticas fundamentalmente; en este caso se trata de formas más reducidas, dispuestas al pie del relieve. El frente montañoso del ámbito del Río Grande es el que parece presentar una mayor inestabilidad reciente, con diversos impulsos verticales.

Los grandes sistemas de abanicos sólo se han desarrollado en el borde meridional de la cordillera, en relación con sistemas de drenaje eficaces; por ello, la inexistencia de abanicos o su reducido desarrollo al pie de algunos relieves, no implica necesariamente inactividad en los frentes montañosos, sino que puede ser el reflejo de sistemas de drenaje poco desarrollados o de pequeña envergadura (cerros Fermina, de los Cacheos y El Peñón y lomas Vieja y de la Vigía).

Salto de agua

Constituyen otro excelente indicador de la actividad neotectónica de fallas transversales a los cursos fluviales. Se distribuyen por toda la orla montañoso, apareciendo como paredes subverticales de altura inferior a 3 m, si bien existen elementos con desniveles superiores a 20 m, más frecuentes hacia el interior de la cordillera; en general, debido al régimen irregular de lluvias, los cauces se encuentran secos. Dentro de estas formas destaca por su espectacularidad y accesibilidad la "chorrera" del Río Grande, salto de agua permanente de altura superior a 10 m.

Pérdidas de drenaje

Además de las producidas en los cursos de agua que convergen en dolinas o fondos endorreicos, existen oca-

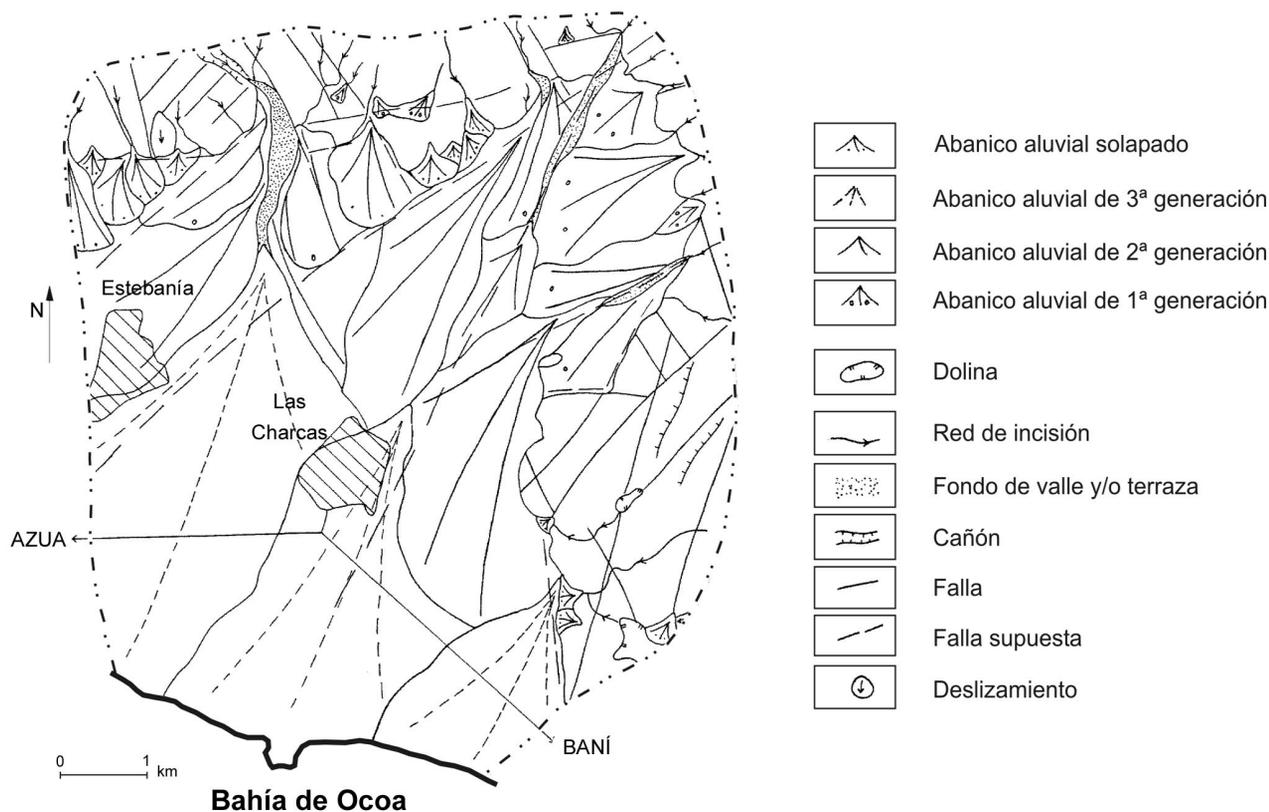


Figura 8. Sistemas de abanicos encajados en el área de Las Charcas.

Figure 8. Fan systems of Las Charcas area.

sionales pérdidas de drenaje en el ámbito de la planicie, cuya causa parece responder exclusivamente a la elevada permeabilidad de los materiales aflorantes, que se disponen sobre un sustrato muy carstificado, tratándose de formas que no aportan datos sobre la neotectónica de la zona.

Cambios en la geometría de la red

Debido a la incesante actividad de la región durante el Cuaternario, con desplazamientos relativos entre bloques, tanto en la vertical como en la horizontal, la estructura de la red de drenaje ha sufrido permanentes modificaciones, a veces difíciles de establecer por la ausencia de los depósitos contemporáneos. La geometría de la red en relación con la estructura de los afloramientos ofrece las mejores pistas para desentrañar las posibles modificaciones, en las que la erosión remontante ha jugado un destacado papel con respecto a los procesos de captura.

En el sector occidental de la orla montañosa la red ha perdido en buena medida su adaptación a las principales líneas estructurales de la cordillera, como consecuencia de la erosión remontante desencadenada en la dirección de máxima pendiente regional. Las sucesivas capturas de la red secundaria han ido desdibujando la geometría subrectangular de la red, a expensas de una morfología dendrítica (Fig. 9). En el ámbito de la llanura, las modificaciones también son relevantes; allí, los ríos Jura y Vía dibujan arqueamientos anómalos que sugieren su origen mediante capturas: de un afluente del Río Las Yayitas, en el caso del primero, y de un pequeño curso costero, en el del segundo. Otro ejemplo es el ofrecido por el Arroyo San Francisco, en el que una vez que la erosión remontante consiguió atravesar el sector oriental de la Loma de los Cacheos, arrebató al Río Vía una parte de la cuenca del arroyo Cabayo.

La mayor actividad neotectónica del sector oriental hace más difícil la reconstrucción de los cambios producidos en la red, aunque existen claros indicios de una es-

tructura fluvial sensiblemente distinta, como sugieren la terraza dispuesta sobre la línea divisoria que cruza la carretera Azua-Baní al atravesar la Sierra de El Número o diversos depósitos de idéntica naturaleza hallados en algunas cañadas próximas a dicho punto, en todos los casos muy próximos a su cabecera. Estos afloramientos implican necesariamente que estos valles, pertenecientes a la cuenca del Río Ocoa, poseían en el pasado una longitud mucho mayor que la actual, pudiendo decirse lo mismo por la envergadura de los conos de deyección existentes al pie de la sierra, inmediatamente al sureste de la zona.

A este respecto, los principales valles que drenan la cordillera debieron haber comenzado su incisión al menos a comienzos del Cuaternario, a juzgar por su profundo encajamiento y por la naturaleza y el volumen de los depósitos aluviales de la Formación Arroyo Seco (Plioceno-Pleistoceno Inferior). Parece, pues, bastante razonable que algunos de los cursos localizados al este de la

Loma Vieja estuviesen ya presentes cuando se produjo la indentación de la Cresta de Beata en la zona, probablemente a finales del Plioceno. Este hecho, que es especialmente probable en el caso de los arroyos Hatillo y Guanábana, sugiere que en ellos habría que buscar la continuidad pretérita de los cursos cuyas terrazas y conos han sido aludidos.

Esta hipotética geometría preexistente, caracterizada por tributarios del río Ocoa de longitud superior a 10 km y orientados de NO a SE (Fig. 10 A), cambió drásticamente cuando la deformación relacionada con la colisión de la Loma Vieja contra la Cordillera Central provocó una dislocación del sector oriental de la zona en dos bloques separados por la falla de Hatillo (Fig. 10 B). Aunque la aloctonía del bloque de la Loma Vieja alcanza los 40 km desde su posición adyacente a la Sierra de Martín García (Fig. 5), el desplazamiento entre los dos bloques autóctonos separados por la falla está comprendido entre 1 y 2 km, atenuándose hacia el este, donde la

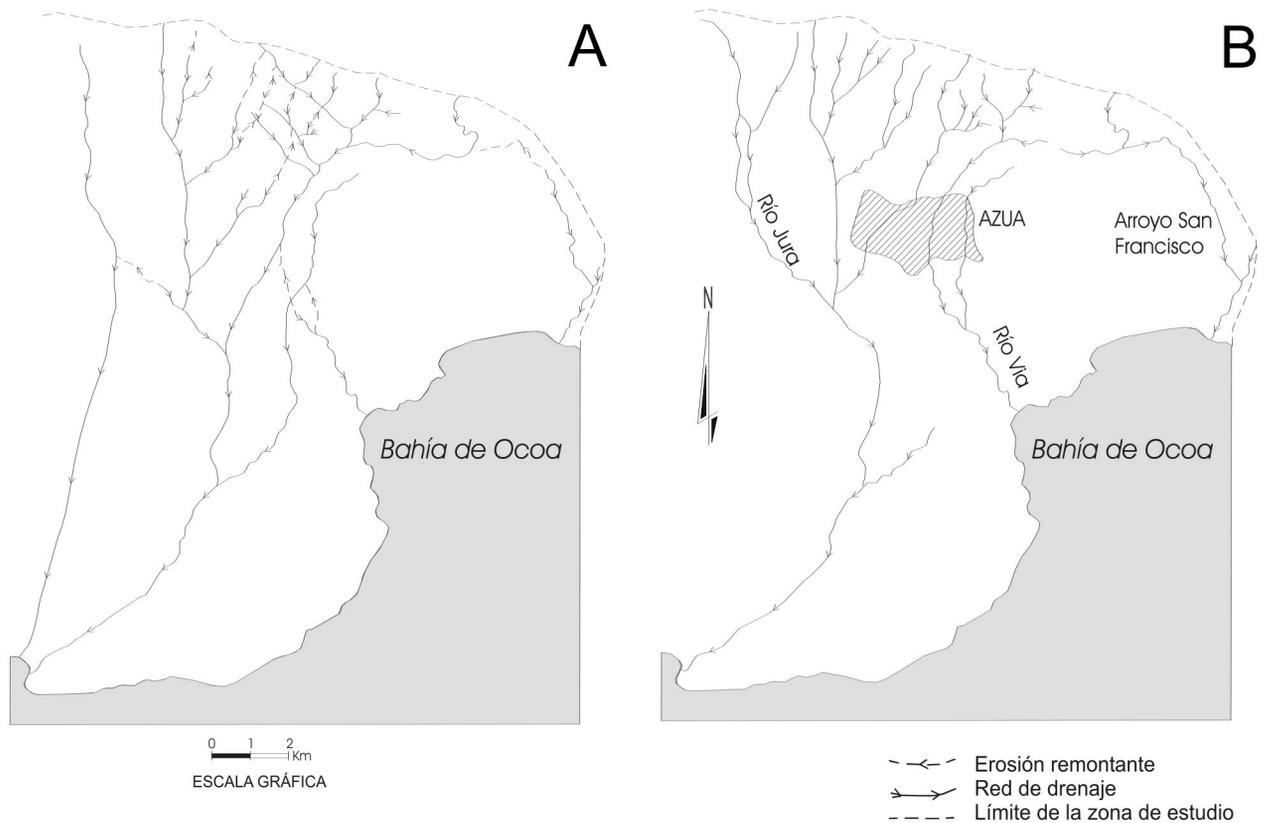


Figura 9. Posible evolución de la red de drenaje en el sector occidental. A.- Pleistoceno Superior ? B.- Actualidad.

Figure 9. Possible evolution of drainage patterns in the western sector. A.- Upper Pleistocene? B.- Present time.

Formación Ocoa (Eoceno) habría acomodado el desplazamiento mediante una flexión.

La creación de una falla con componente normal, oblicua a la de Hatillo, creó una depresión triangular, ligeramente inclinada hacia la bahía en la que el "nuevo" Arroyo Hatillo captaría todos los drenajes del bloque septentrional. El escarpe del bloque meridional sería sometido a un intenso desmantelamiento mediante procesos de retroceso de laderas y erosión remontante, de forma que la divisoria entre la cuenca del Río Ocoa y el Arroyo Hatillo habría retrocedido algo más de 1 km de promedio hasta su posición actual (Fig. 10 C).

OTRAS FORMAS

Formas de laderas

Este tipo de formas están poco representadas, habiéndose reconocido tan sólo algunas formas gravitacionales correspondientes a coluviones, deslizamientos y conos de derrubios, cuyas reducidas dimensiones han impedido su representación cartográfica en la mayor parte de los casos.

Formas poligénicas

Los sistemas de glacis generados en el sector de Azua y al este de la Sierra de El Número son, junto con los *monadnoks*, las principales formas reconocidas dentro de este grupo de génesis mixta, sin olvidar la existencia de escarpes y posibles superficies de erosión.

Los glacis del sector de Azua constituyen el piedemonte de diversas alineaciones montañosas de pequeña envergadura. Poseen una geometría a modo de bandas adaptadas a las zonas deprimidas, modeladas a favor de los materiales de la serie neógena menos resistentes a la erosión. Su morfología es típicamente plana excepto en su cabecera, donde adquieren cierta concavidad, con desarrollos longitudinales que no suelen llegar a 1 km, en tanto que su continuidad lateral puede alcanzar varios kilómetros.

Se reconocen tres generaciones de glacis que muestran una compleja sucesión de procesos en relación con los sistemas de abanicos aluviales y fallas con expresión morfológica. Pese a las evidentes imprecisiones cronológicas existentes, los más antiguos, conservados a modo de pequeños retazos colgados unos 100 m con respecto a la planicie, parecen anteriores a la última reactivación importante de la falla de Azua, en tanto que los más re-

cientes son posteriores al abanico del Río Vía, con respecto al que aparecen encajados, y anteriores al abanico del Río Las Yayitas, que se encaja en ellos.

Las elevaciones que rompen la monotonía del Llano de Azua pueden considerarse *monadnoks* de génesis mixta. Por una parte, es evidente que su constitución litológica ofrece una resistencia a la erosión mayor que la de los afloramientos circundantes, pero también es indudable que su morfología está influida por la tectónica, tanto en lo que se refiere a su plegamiento interno, como a las fallas que conforman sus límites. Se disponen paralelos a la línea de costa, con formas groseramente elipsoidales cuyo eje mayor alcanza 3 km en el Cerro El Peñón y 8 km en la loma de la Vigía, frente a 1 y 4 del eje menor, respectivamente. Coinciden con los anticlinorios con expresión morfológica, excepto en el caso de la Loma Vieja.

Los escarpes de origen poligénico son formas abundantes en las áreas de montaña. En algunos casos, a su origen puramente estructural o fluvial, añaden una influencia gravitacional ligada al retroceso de las laderas, tratándose, por tanto, de formas poligénicas. Los más relevantes se encuentran en el ámbito de la Cordillera Central, donde alcanzan desniveles de más de 100 m.

En ocasiones se han reconocido posibles retazos de superficies de erosión que, en la mayoría de los casos no parecen tener relación alguna entre sí. Tan sólo las superficies de los cerros Fermina y El Peñón, así como la de la Loma de la Vigía pueden correlacionarse al disponerse a cotas de +60 m, pareciendo ser debidas a la acción marina fundamentalmente, sugiriendo su posterior elevación por encima del nivel del mar.

Formas cársticas-endorreicas

Se han reconocido carstificaciones afectando a las calizas de la Formación Jura, pero sus dimensiones no han permitido su representación cartográfica. Las desarrolladas sobre la Formación Sombrerito (Fig. 4) incluyen dolinas y uvalas ubicadas en las lomas Vieja y de la Vigía. Son formas de tendencia elipsoidal, con su eje mayor, de dimensiones hectométricas, adaptado a fracturas, que han favorecido su desarrollo. En el ámbito de la Loma Vieja se han observado uvalas como resultado de la coalescencia entre varias dolinas.

El desarrollo cárstico más relevante ha tenido lugar en el sector septentrional de la Loma de la Vigía, con-

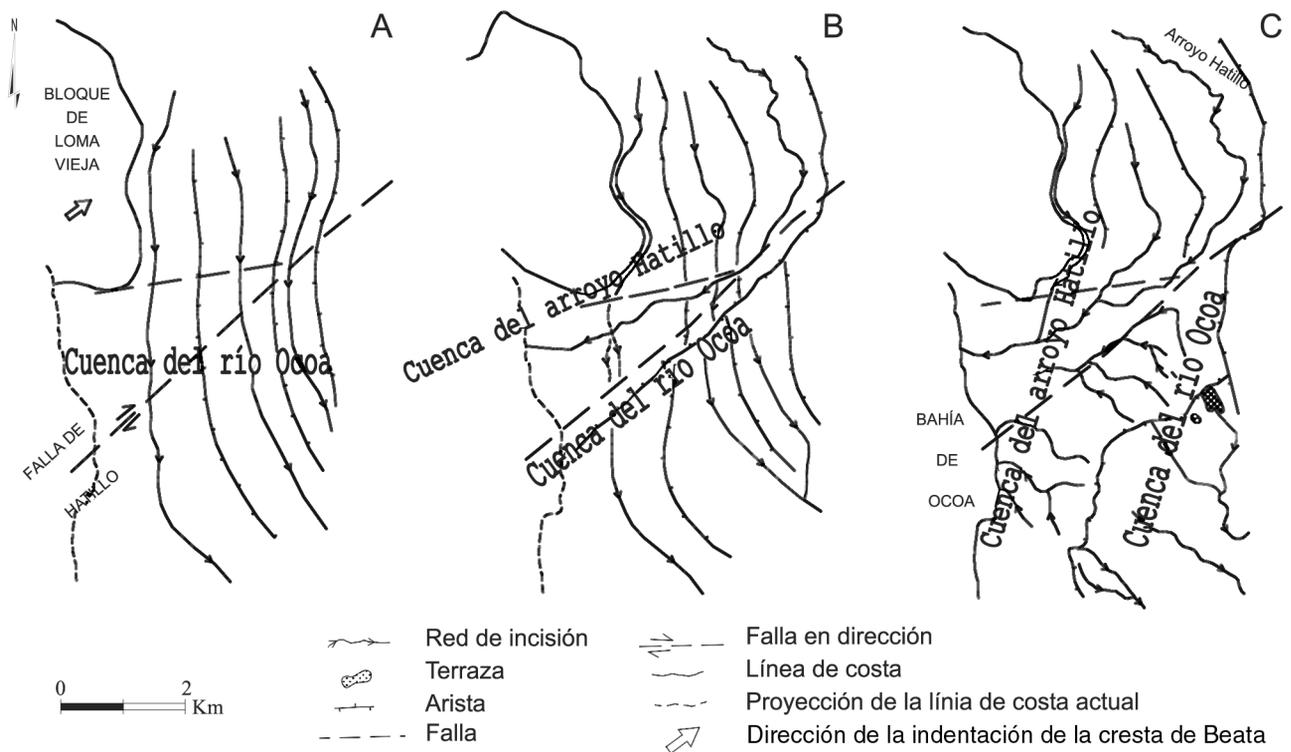


Figura 10. Modificación de la red fluvial en el sector oriental. A.- Comienzo de la colisión del bloque de loma Vieja. B.- Dislocación de la red fluvial. C.- Red actual.

Figure 10. Modification of fluvial pattern in the the eastern sector. A.- Beginning of loma Vieja collision. B.- Fluvial pattern dislocation. C.- Present pattern.

cretamente al Suroeste de la Boca del Vía. Se trata de dos grandes dolinas, de más de 500 m de longitud, fondo plano y paredes que pueden superar los 60 m de desnivel. La intensa disolución del macizo calcáreo quedó abortada en ellas probablemente al alcanzar los niveles margosos infrayacentes. Alcanzado este punto, la dinámica fluvial es la que ha adquirido el protagonismo, especialmente cuando un afluente del Río Vía capturó ambas depresiones y los barrancos convergentes en ellas. El resultado es que actualmente la zona está configurada como un desfiladero de más de 2 km de longitud, con dos ensanchamientos en los que se producen encharcamientos temporales.

La localización de la mayoría de las depresiones endorreicas en el borde de estos macizos calcáreos sugiere su génesis a partir de antiguas dolinas cuyas paredes han sido parcialmente desmanteladas, sin descartar que la existencia de fallas en el sustrato favorezca los procesos de subsidencia. Sus formas y dimensiones, semejantes a las de las dolinas, refuerzan dicha idea.

Formas litorales

Se reconocen siempre en una franja inferior a 1 km desde la línea de costa, predominando entre ellas las playas estrechas, frecuentemente integradas por fragmentos coralinos, ocasionalmente acumulados como barreras a cuya espalda se desarrollan lagunas costeras en las que se acumulan sales. La mayor riqueza de formas de este tipo se registra en Puerto Tortuguero, donde además de las señaladas se reconoce una modesta llanura litoral, sobre la que se conservan dunas de origen eólico y una costa acantilada de escasa relevancia perteneciente a la vertiente meridional del Cerro El Peñón.

El sector de las salinas de Punta Vigía (Fig. 11) alberga restos de una superficie de origen marino que implica nuevamente el ascenso relativo de la región con respecto al nivel del mar. Esta superficie, perfectamente conservada junto a las salinas, se dispone a +20 m con respecto al nivel del mar actual, sobre el que aparece colgada merced a un acantilado prácticamente vertical. Un significado similar parecen tener los retazos de superfi-

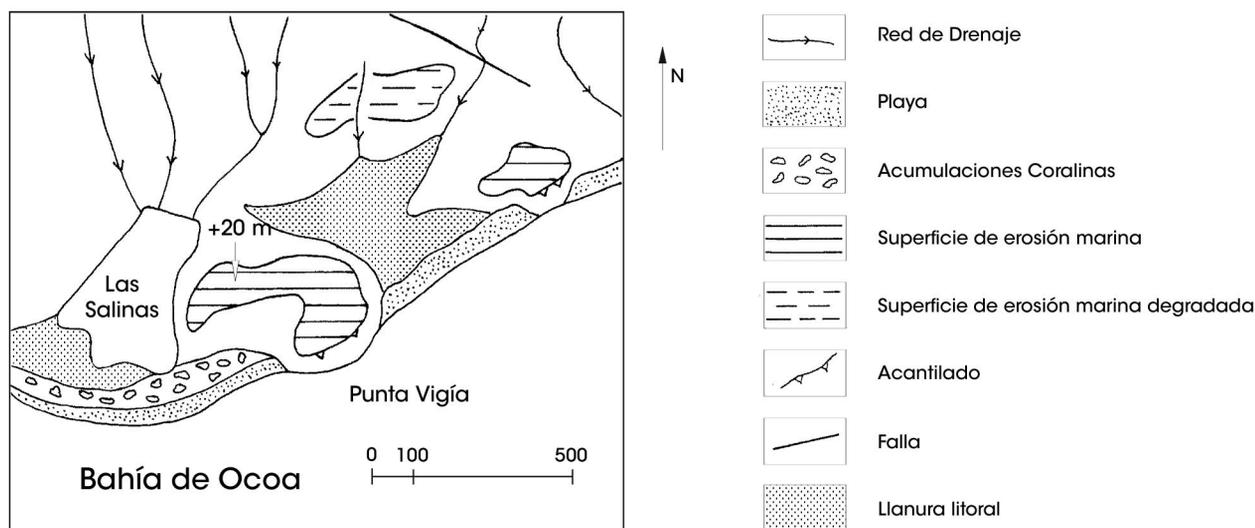


Figura 11. Superficies de erosión marina en Punta Vigía.

Figure 11. Marine erosion surfaces at Punta Vigía.

cies descritos como posibles superficies de erosión, si bien en estos casos el menor grado de conservación y la mayor cota, sugieren un origen más antiguo.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES: LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE DURANTE EL CUATERNARIO:

La evolución del relieve del Llano de Azua y su entorno durante el Cuaternario ha estado condicionada por la interacción entre las acciones de los procesos tectónicos y los procesos externos. En cuanto a los primeros, el relieve del sector noroccidental es una herencia prácticamente exclusiva del avance de la Cordillera Central sobre la cuenca de Azua, en tanto que la indentación de la cresta de Beata se ha dejado sentir en el resto de la zona y los desgarres relacionados con la falla de Enriqueillo-Plantain Garden han adquirido su principal expresión en el sector meridional. La acción tectónica, individualizada en algunos periodos y conjunta en otros, ha dado como resultado una continua tendencia de la región a la elevación con respecto al nivel del mar y una constante modificación de las formas preexistentes, tanto por medio de flexiones como por dislocación y desplazamiento relativo entre bloques.

Por lo que respecta a los procesos externos, su acción ha estado encaminada a la destrucción del relieve juvenil elaborado por los procesos tectónicos, siendo la dinámica fluvial su agente principal. En su labor ha destacado

su fuerte incisión en las áreas montañosas, acompañada de una poderosa erosión remontante que ha producido numerosas capturas y, en general, cambios en la geometría de la red de drenaje. En la actualidad, una simple ojeadada del relieve pone de manifiesto que, pese a su envergadura, los procesos externos son incapaces de contrarrestar la acción de los internos.

A la hora de establecer un modelo evolutivo de la zona, la precariedad del registro sedimentario, excepción hecha del extenso sistema de abanicos aluviales, y la falta de dataciones absolutas, no permiten excesivas precisiones, pese a lo cual puede establecerse una sucesión relativa de acontecimientos cuyo resultado final es la morfología actual de la zona.

La tendencia a la emersión seguida por la cuenca de Azua durante el Neógeno, se vio culminada a finales del Plioceno y comienzos del Cuaternario por el depósito de sistemas de abanicos aluviales correspondientes a la Formación Arroyo Seco (Vía), a modo de orla de la Cordillera Central, cuyo frente, que se encontraba retrasado algunos kilómetros con respecto a su posición actual, se disponía con una orientación general muy próxima a NO-SE (Fig. 12 A). Dichos abanicos se nutrirían de los productos suministrados por los cursos fluviales que drenaban la cordillera, entre ellos probablemente los precursores de los más destacados de la actualidad. La envergadura de los abanicos disminuiría ostensiblemente hacia el Este de la zona, donde los cursos discurrirían

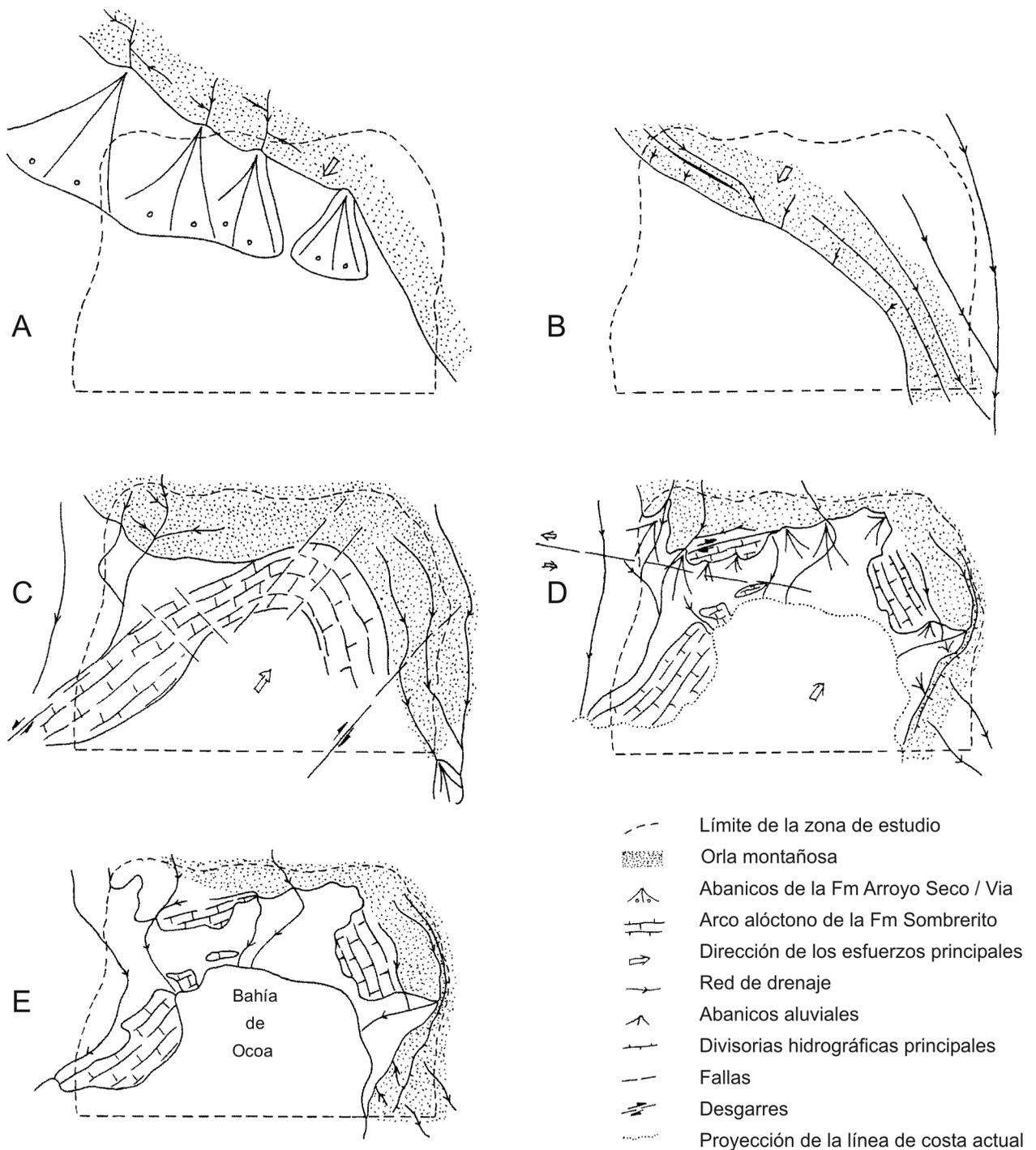


Figura 12. Esquema evolutivo del relieve de la zona de estudio. A.- Depósito de la Fm Arroyo Seco / Vía (Plioceno Superior). B.- Plioceno-Cuaternario previo a la indentación de la Cresta oceánica de Beata. C.- Indentación de la Cresta de Beata. D.- Desgarres E-O. E.- Actualidad.

Figure 12. Evolutive sketch of the relief in the area of study. A.- Deposition of Arroyo Seco / Vía Fm (Upper Pliocene). B.- Pliocene-Quaternary before Beata ridge indentation. C.- Beata ridge indentation. D.- E-O Strike-slip faults. E.- Present day.

principalmente acomodados a la estructura regional, vertiendo sus aguas al precursor del Río Ocoa, de tal forma que el litoral sería alcanzado por cursos de pequeña longitud (Fig. 12 B).

Un importante impulso del frente de cabalgamiento de la cordillera dio lugar al plegamiento de la cuenca, con la creación del pliegue de Azua, a modo de pequeña elevación paralela a la cordillera y que constituyó el material sobre el que los agentes externos han modelado el actual relieve estructural del sector noroccidental. El modelado dio comienzo de forma inmediata mediante el desarrollo de glaciares que posteriormente quedaron colgados por una nueva elevación de dicho sector con respecto a la planicie, como consecuencia de la actuación de la falla de Azua.

Sin duda, el factor que ha dejado una huella más característica en la fisonomía de la región ha sido el avance de la Cresta de Beata, cuyos efectos se han dejado sentir de forma especial en el ámbito de la Bahía de Ocoa y cuyo exponente principal ha sido el frente arqueado integrado por afloramientos de la Formación Sombrerito, trasladado hacia el NE más de 20 km desde su pasada conexión con la Sierra de Martín García (Fig. 12 C). Este avance, encauzado por las fallas de la Loma de la Vigía y Hatillo, se vio coronado por la colisión entre el bloque alóctono y el conjunto constituido por el frente de la cordillera, con la consiguiente modificación de las formas preexistentes al Este del Río Vía: flexión de los relieves estructurales de Azua, retroceso del frente de la cordillera de entre 5 y 10 km en el ámbito de la Loma Vieja, obstrucción de los drenajes a la bahía y, en general, arqueamiento de todas las formas preexistentes de los sectores central y oriental de la zona. Durante la colisión, en el arco de la Formación Sombrerito se desarrolló una red de fracturación determinante en la actual distribución de los relieves de la llanura.

El arqueamiento a que fue sometido el frente montañoso provocó también la creación de sistemas de fallas paralelas al sentido del desplazamiento, ocasionando la distorsión de la red de drenaje. Este fenómeno alcanzó su máxima expresión en el ámbito de la sierra de El Número, donde la falla de Hatillo truncó una serie de afluentes del Río Ocoa, de tal manera que los cauces del bloque septentrional pasaron a desaguar al nuevo Arroyo Hatillo, en tanto que los del bloque meridional, correspondientes a los que anteriormente eran cursos medios-bajos, vieron disminuida sustancialmente su capacidad erosiva y de carga.

La configuración del arco de la Formación Sombrerito fue inmediatamente modificada por la acción de un desgarre relacionado, o coincidente, con la falla de Enri-

quillo-Plantain Garden, que con un movimiento sinistro desplazó el Cerro de los Cacheos hasta su actual posición (Fig. 12 D). Todos los procesos acaecidos entre el cese del depósito de la Formación Arroyo Seco y el desplazamiento del bloque de los Cacheos, habrían ido acompañados por depósitos sincrónicos o por deformación de los preexistentes, por lo que la inexistencia de materiales cuaternarios afectados por deformaciones sugiere que los sedimentos cuaternarios aflorantes actualmente en la planicie conforman un tapiz bajo el que se oculta una compleja historia. En este sentido, numerosas alineaciones de la red de drenaje implican la existencia de una red de fracturación en el sustrato.

Con la reestructuración de estos bloques, no cesó la actividad tectónica de la zona, que ha mantenido una constante tendencia ascendente, como ponen de manifiesto los sistemas de abanicos aluviales del sector central, entre los que se han reconocido al menos tres familias que, generadas mediante encajamientos sucesivos, han ido ganando terreno al mar de forma progresiva.

También en el sector occidental existen evidencias de esta tendencia ascendente, deducida, entre otras formas, del escarpe de la falla de Azua. Este escarpe habría sido muy degradado por los sucesivos abanicos de los ríos Vía y Las Yayitas, entre cuya génesis se habría intercalado la de los sistemas de glaciares recientes. Otras pruebas de la elevación de la región son los retazos de superficies de erosión generadas por la acción marina.

Entre los episodios más recientes acaecidos en la zona, cabe señalar las modificaciones en la estructura de la red, debidas fundamentalmente a capturas propiciadas por la erosión remontante y no a causas tan drásticas como las que acontecieron en el sector oriental. Por una parte, los cursos secundarios del sector noroccidental habrían progresado en el sentido de la máxima pendiente regional, acabando con la adaptación de la red a la estructura; por otra, la erosión remontante consiguió vencer algunos obstáculos en la planicie y así modificar la geometría de diversos cursos principales. Así, el Arroyo San Francisco, tras superar el Cerro de los Cacheos, se apropió de una pequeña parte de la cuenca del Río Vía, en tanto que un pequeño arroyo costero capturó a este mismo río y un afluente del Río Las Yayitas, al Río Jura (Fig. 12 E).

AGRADECIMIENTOS

Mi sincero agradecimiento a Javier Gil, Fabián López y Angel Martín Serrano por su lectura crítica del manuscrito ori-

ginal; a Joaquina Álvarez y Antonio Azor por su revisión y sugerencias; a Elsa Sánchez y Casto Camazón, por su colaboración en la parte gráfica; y muy especialmente a Andrés Pérez-Estaún, cuya energía y saber hacer han sido decisivos en la elaboración de este trabajo y del presente volumen. 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

- Bull, W.G., McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology North and South of the Garlock fault. In D.O., Dohering (ed.). *Geomorphology in arid regions*, Pub. Geomorphology State Univ. New York at Binghamton, 115-138.
- Díaz de Neira, J.A., Hernaiz Huerta, P.P., 2000. 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 (inédito).
- 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., 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 P., Mann, G., Draper, J.F., Lewis, (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 262, 217-263.
- Heubeck, C., Mann, P., 1991. Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. In P., Mann, G., Draper, J.F., Lewis, (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 262, 315-336.
- Lewis, J.F., 1980. *Résumé of geology in Hispaniola*. In *Field guide to the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Hogar Publishers, 5-31.
- Lewis, J.F., Draper, G., 1990. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. In G., Dengo, J.E., Case, (eds). *The Caribbean region*. *Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado*, 77-140.
- Mann, P., McLaughlin, P.P., Cooper, C., 1991a. Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and Tectonics. In P., Mann, G., Draper, J.F., Lewis, (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 262, 367-389.
- Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., 1991b. An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. In P., Mann, G., Draper, J.F., Lewis, (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 262, 1-28.
- 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 P., Mann, G., Draper, J.F., Lewis, (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 262, 337-366.
- Ramírez, M.I., 1995. *Neotectonic Structures and Paleostress in the Azua region. South-Central Hispaniola*. Tesis doctoral, Florida International University. Miami, Florida (inédito), 144pp.