

# Las terrazas marinas del Promontorio de Cabrera (Pleistoceno, norte de la República Dominicana)

J. A. Díaz de Neira<sup>(1)</sup>, J. C. Braga<sup>(2)</sup>, F. Pérez Cerdán<sup>(3)</sup> y E. Lopera<sup>(1)</sup>

(1) Instituto Geológico y Minero de España. C/ La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid)

j.diazdeneira@igme.es; e.lopera@igme.es

(2) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva, 18002 Granada

jbraga@ugr.es

(3) Sistemas Avanzados de Tecnología. Avda/ Europa 34 A, 28023 Madrid

fernando.pcerdan@satec.es

## RESUMEN

En el Promontorio de Cabrera, en el extremo oriental de la Cordillera Septentrional de la República Dominicana, se reconocen 11 niveles de terrazas marinas fracturadas y basculadas hacia el sur. Los niveles inferiores ( $T_1$ - $T_7$ ) corresponden a plataformas arrecifales de la Formación La Isabela, en tanto que los superiores ( $T_8$ - $T_{11}$ ) son plataformas de abrasión esculpidas en la Formación Los Haitises. Estas terrazas indican un levantamiento continuo, inicialmente marcado por erosión escalonada y posteriormente caracterizado por depósito y regresión forzada escalonada de carbonatos arrecifales. La edad MIS 5e (aproximadamente de 123 ka) atribuida al nivel inferior ( $T_1$ ) permite establecer una tasa de elevación de 0.15-0.17 mm/año en el sector septentrional. Esta tasa sugiere que el nivel  $T_2$  se formó en el Pleistoceno Medio; el  $T_3$ , en el límite Pleistoceno Medio-Calabriense; los niveles  $T_4$ - $T_8$ , en el Calabriense; y los restantes,  $T_9$ - $T_{11}$ , en el Gelasiense. De esta forma, el Promontorio de Cabrera se ha formado por la elevación e incorporación de los diferentes niveles de terraza al territorio emergido desde el Pleistoceno basal (Gelasiense).

Palabras clave: Cuaternario, paleogeografía, Promontorio de Cabrera, República Dominicana, terraza marina.

## ***Marine terraces of the Promontorio de Cabrera (Pleistocene, northern Dominican Republic)***

### ABSTRACT

*Eleven marine terraces, locally faulted and southward-tilted, can be recognized in the Promontorio de Cabrera, at the eastern end of the Cordillera Septentrional in the northern Dominican Republic. The lower terraces ( $T_1$ - $T_7$ ) are reefal platforms belonging to the La Isabela Formation, whereas the upper ones ( $T_8$ - $T_{11}$ ) are abrasion platforms sculpted in the carbonates of the Los Haitises Formation. The terraces formed during Pleistocene uplift, initially as a series of erosional steps and later as staircase offlapping depositional terraces. According to available radiometric data, the lower terrace ( $T_1$ ) formed in the MIS 5e and its uplift rate can be estimated as 0.15-0.17 mm/year in the northern sector. This uplift rate suggests that  $T_2$  formed in the Middle Pleistocene,  $T_3$  in the Middle Pleistocene-Calabrian boundary,  $T_4$ - $T_8$  in the Calabrian, and  $T_9$ - $T_{11}$  in the Gelasian. The Promontorio de Cabrera has been built by the continuous uplift and emersion of successive terraces since the Early Pleistocene (Gelasian).*

*Key words: Dominican Republic, marine terrace, palaeogeography, Promontorio de Cabrera, Quaternary.*

### ABRIDGED ENGLISH VERSION

#### **Introduction**

*The Promontorio de Cabrera is a sub-domain of the north-eastern sector of the Cordillera Septentrional in the Dominican Republic (Fig. 1). This relief is moderately high (451 m at Siseviere hill) and separated from the mountain chain by the lowlands of the Llanura Costera de Nagua y Río San Juan (De la Fuente, 1976). This*

peculiar promontory landform looks like a trimmed dome with terraced slopes. The shoreline consists of cliffs exceeding 20 m in height (up to 100 m) in the north, locally punctuated by small beaches.

The promontory comprises sedimentary Cenozoic rocks (Fig. 2), mainly grouped into three units: 1) the Villa Trina Formation (Middle Miocene-Early Pliocene), a monotonous rhythmic succession of marls and marly limestones cropping out at Los Hoyos; 2) the Los Haitises Formation (Late Pliocene-Early Pleistocene), bioclastic shallow-water carbonates overlying the marls; and 3) the La Isabela Formation (Pleistocene), reefal carbonates overlying and fringing the older two formations. The main Quaternary continental sediments are karstic deposits and dejection cones. The Promontorio de Cabrera has a unique structure within the Cordillera Septentrional: the Los Haitises Formation dips towards the SE and SW in contrast to the regional northward dip, and faults show ENE-WSW and NW-SE strikes. One of the latter faults, the San Rafael fault, is the southwestern limit of the promontory and might be the eastward prolongation of the Camú fault.

The purpose of this paper is to present a detailed mapping of the promontory's morphology, to analyse the origin and chronology of the marine terraces that shape its slopes, and to describe the palaeogeographic evolution of the area.

## Methods

This work is based on information compiled during the geomorphologic mapping at the 1:100000 scale of the sheets that include the Promontorio de Cabrera as part of the SYSMIN II Program, a geological survey funded by the European Union. A schematic map of all the terraces has been generated by a photo-geological survey and analysis of topographic documents and digital elevation models. Field work included the study of carbonate facies and stratal geometry in quarries and road cuts, and sampling carbonates from successive terraces. Fifteen thin sections from these samples were examined under the microscope for lithofacies analysis. Several samples of the coral *Acropora palmata* were taken from the two lowest terraces for radiometric dating with U/Th series. However, only one sample from the lowest terrace preserved more than 95% aragonite and was analysed at the Radiometry Laboratory of the School of Earth Sciences at Melbourne University (Australia).

## Results

The morphostructure of the Promontorio de Cabrera is the result of the combined effects of regional uplift and Pleistocene sea-level oscillations (Fig. 5). The most conspicuous feature is a series of staggered, approximately concentric, marine terraces shaping the promontory slopes. The terrace surfaces are quite irregular in extension (Fig. 3), and their original morphology has been altered by tectonic (Fig. 4) and karstic processes. The terraces show regional tilting towards the south. The movement of the Los Hoyos fault has modified the general terrace pattern, raising and tilting the highest terraces in its south-eastern block. The carbonate composition of most of the promontory surface, with intensely karstified rocks, has resulted in a minimal radial drainage system.

Eleven marine terraces have been recognized in the Promontorio de Cabrera. They can be divided into two groups (Fig. 3): 1) depositional terraces ( $T_1$ - $T_7$ ), small reefal platforms corresponding to diverse depositional phases of the La Isabela Formation (Pleistocene); and 2) erosional terraces or abrasion platforms ( $T_8$ - $T_{11}$ ) sculpted in the limestones of the Los Haitises Formation (Pliocene-lower Pleistocene). The upper level ( $T_{11}$ ) can also be interpreted as the original top surface of the latter formation, in which case it could be a structural surface and not a marine terrace.

The inland boundaries of all the terraces are palaeocliffs, sub-vertical walls with a decreasing degree of preservation towards the top terraces as they are more affected by faults and karstification. The palaeocliff heights are very diverse, generally on a decametric scale. The south-eastern slope of the promontory is the most appropriate sector for delimiting the successive terraces since a complete succession unaffected by faults crops out along the road of the Los Cacaos hill (Fig. 6a). In contrast, in the north-western sector, the terraces are dislocated by a dense network of faults (Fig. 6b), often making it difficult to distinguish palaeocliffs from fault planes. Figure 6 shows the maximum elevations of terraces in the northern and southern sectors, separated by the Los Hoyos fault.

The only reliable dating is a radiometric U/Th age of  $134.4 \pm 1.1$  years in a sample of *Acropora palmata* collected in the lower terrace ( $T_1$ ), in Cabo Francés Viejo, at an approximate elevation of +20 m. However, the slightly high  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  value (1.179 versus 1.145 for sea water) suggests that the sample was not a closed system and the actual age should be younger, probably MIS (Marine Isotope Stage) 5e. This is also the age of the youngest terrace in the Llanura Costera del Caribe in eastern Hispaniola (Schubert and Cowart, 1982; Mann et al., 1995; Díaz de Neira et al., 2015).

## Discussion

The continued Pleistocene uplift of Hispaniola is recorded in the Promontorio de Cabrera by 11 marine terraces. Taking into account that the maximum height of the lowest terrace ( $T_1$ ), formed in MIS 5e, is +24 m (Punta Preciosa), that the middle point of the MIS 5e interval is 123 ka (Lea *et al.*, 2012), and that sea level during the last interglacial in the Caribbean was 2-3 m to 6 m higher than nowadays (Blanchon *et al.*, 2009), the uplift rate of  $T_1$  since its formation has been 0.15-0.17 mm/year in the northern sector. Since terrace elevation decreases towards the southeast to as low as +12 m (La Entrada), the uplift rate of the southern sector is significantly lower, at around 0.05-0.07 mm/year.

If we apply the uplift rate obtained for the lowest terrace in the northern sector (0.15-0.17 mm/year) to the rest of the terraces, the second terrace ( $T_2$ ) should have formed during the Middle Pleistocene,  $T_3$  close to the Middle Pleistocene-Early Pleistocene boundary, and the remaining ones in the Early Pleistocene ( $T_4$ - $T_8$  during the Calabrian and  $T_9$ - $T_{11}$  in the Gelasian; Fig. 7).

The uplift of the Promontorio de Cabrera is the result of the convergence of two important geodynamic processes. On one hand, the uplift of the Cordillera Septentrional due to the movement of the Septentrional fault, which causes the tilting towards the north of the Los Haitises Formation in the eastern part of the cordillera. On the other hand, the penetration of a carbonate body (Silver Spur) of the Bahamas banks under Hispaniola (Dolan *et al.*, 1998), which modifies the general uplift pattern of the cordillera in the Promontorio de Cabrera and causes higher uplift of its northern side.

The palaeogeographic evolution of the promontory since the Early Pleistocene consists of its progressive uplift and emersion from the marine basin where the Villa Trina and Los Haitises formations were deposited (Fig. 8). The first emersion probably took place in the Gelasian. The initial small island increased its surface with the emersion of successive terraces until welding to the Cordillera Septentrional, probably during the Middle Pleistocene. Later regional uplift and the accumulation of sediments in the Llanura Costera de Nagua y Río San Juan continued the emersion of the area up to the current configuration.

## Introducción

Uno de los cambios más llamativos en la fisonomía de la isla de La Española, debidos principalmente a su permanente e intensa actividad geodinámica, es su incremento superficial desde el Cretácico, como resultado de la acción combinada de procesos magmáticos, tectónicos y sedimentarios (Mann *et al.*, 1991). Este incremento es muy evidente por la abundancia de rocas sedimentarias marinas, que reflejan un progresivo ascenso insular con respecto al nivel del mar. El incremento superficial reciente es especialmente llamativo en el Promontorio de Cabrera, cuyo territorio se encontraba totalmente sumergido durante el Plioceno y en la actualidad sobrepasa 400 m de altitud.

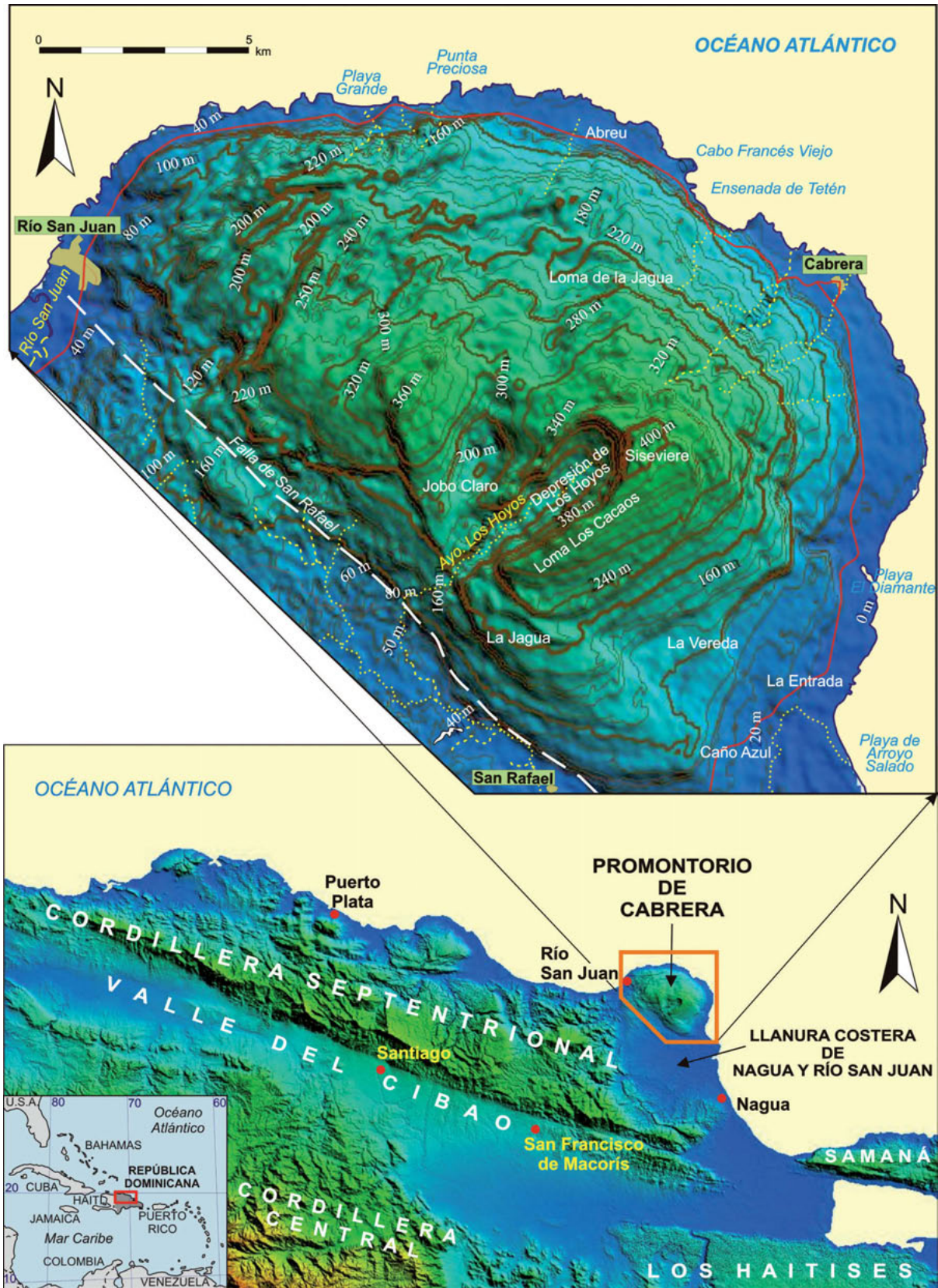
El promontorio refleja como ninguna otra zona de La Española la progresiva elevación y emersión sufrida durante el Cuaternario y constituye un dominio morfoestructural con identidad propia dentro de la Cordillera Septentrional de la República Dominicana (Fig. 1). A grandes rasgos, su morfoestructura se asemeja a un domo desmochado, con vertientes escalonadas por una sucesión de terrazas marinas constituidas por las rocas calcáreas de las formaciones Los Haitises (Plioceno-Pleistoceno inferior; Braga *et al.*, 2012) y La Isabela (Pleistoceno; Marcano y Tavares, 1982).

## Antecedentes

Aunque diversos estudios pioneros sobre la geología de La Española incluyen referencias a aspectos geológicos de la Cordillera Septentrional (Vaughan *et al.*, 1921), en las últimas décadas del pasado siglo se sentaron las bases de su conocimiento actual, merced principalmente a los trabajos de Nagle (1966, 1979), Eberle *et al.* (1982) y De Zoeten (1988).

Mención especial merece el volumen monográfico de Mann *et al.* (1991), que supuso una puesta al día del conocimiento geológico de La Española, con aportaciones específicas sobre la Cordillera Septentrional, como las de De Zoeten y Mann (1991), Pindell y Draper (1991) y Draper y Nagle (1991). Por sus notables aportaciones geodinámicas, tectónicas y sísmicas sobre la cordillera, resulta de gran interés el volumen monográfico de Dolan y Mann (1998) centrado en el borde septentrional de la placa del Caribe.

Recientemente, el desarrollo de los Programas SYSMIN I (1997-2004) y, especialmente, SYSMIN II (2007-2011), financiados por la Unión Europea, ha supuesto un notable incremento del conocimiento geológico de la Cordillera Septentrional, al haberla dotado de una base cartográfica geológica (escala 1/50000) y geomorfológica (escala 1/100000), acompañada de pormenorizados estudios estratigráficos, estructurales, paleontológicos y petrológicos.



**Figura 1.** Esquema de situación de la zona de estudio y principales elementos fisiográficos del Promontorio de Cabrera.  
**Figure 1.** Location of the study area and main physiographic elements of the Promontorio de Cabrera.

Algunos de los resultados más relevantes del primer programa se incluyen en las monografías de Pérez-Estaún *et al.* (2002, 2007).

Existe un evidente vacío de trabajos geomorfológicos sobre la Cordillera Septentrional, incluyendo al Promontorio de Cabrera, cuya primera referencia de interés corresponde a De la Fuente (1976), que señaló la constitución de éste por terrazas escalonadas de caliza arrecifal. La presencia de dichas terrazas fue apuntada también por De Zoeten y Mann (1991), aunque sin aportar datos relativos a ellas. Dentro de un estudio de escala insular, Mann *et al.* (1995) sugieren que la formación de la terraza inferior del Promontorio de Cabrera tuvo lugar durante el estadio isotópico marino (MIS) 5e, hace unos 125000 años. Dolan *et al.* (1998) incluyen en dos figuras muy esquemáticas la traza fotogeológica de los paleoacantilados que delimitan las terrazas del promontorio, al que denominan Península de Río San Juan, señalando la existencia de unos 15 niveles. Indican una mayor elevación de las terrazas en el sector septentrional, así como su inclinación general hacia el suroeste, calculando una tasa de elevación de 0.1 mm/año en Cabo Francés Viejo y sugiriendo que el ascenso de las terrazas es debido a la colisión entre el "Silver Spur", un banco de carbonatos en la placa Norteamericana, y el norte de La Española.

Durante la realización del Programa SYSMIN II (2007-2011), el Promontorio de Cabrera ha sido objeto de una cartografía geológica a escala 1/50000 (Díaz de Neira y Escuder, 2011; Urien, 2011) y geomorfológica a escala 1/100000 (Díaz de Neira, 2011a, b) en la que se señala la existencia de 11 niveles de terrazas, cartografiadas por primera vez y descritas atendiendo a sus principales rasgos morfológicos y estratigráfico-sedimentológicos.

## Objetivos

Este artículo tiene como objetivo principal la delimitación cartográfica, la descripción detallada y la interpretación de las terrazas marinas del Promontorio de Cabrera, con énfasis en sus principales rasgos morfológicos. También pretende estimar las tasas de elevación orientativas para diversos sectores del promontorio y, en base a ellas, a pesar de la precariedad de los datos existentes, esbozar una cronología para los distintos niveles de terraza. A partir de lo anterior se propone un modelo de evolución paleogeográfica de la región durante el Cuaternario.

## Metodología

Este trabajo se basa en la información recopilada durante la realización de la cartografía geomorfológica de las hojas a escala 1/100000 que incluyen el Promontorio de Cabrera, dentro del marco del Programa SYSMIN II. Se ha elaborado, reuniendo y mejorando la información de dichas hojas, un mapa esquemático de las terrazas que conforman la superficie del promontorio, por medio de un análisis fotogeológico y con la ayuda de documentos topográficos y modelos digitales de elevación del terreno. El trabajo de campo ha consistido en el estudio de las facies y geometrías de los carbonatos que forman las terrazas, en canteras y trincheras de carretera, así como en la toma de muestras de las distintas terrazas. Se han estudiado 15 láminas delgadas para identificar sus facies e interpretar su origen. Aunque se tomaron varias muestras del coral *Acropora palmata* de las dos terrazas más recientes para realizar dataciones con U/Th, sólo una muestra de la terraza más baja contenía más del 95% de aragonito y fue analizada en el Laboratorio de Radiometría (*Radiometry Laboratory, School of Earth Sciences*) de la Universidad de Melbourne (Australia).

## Zona de estudio

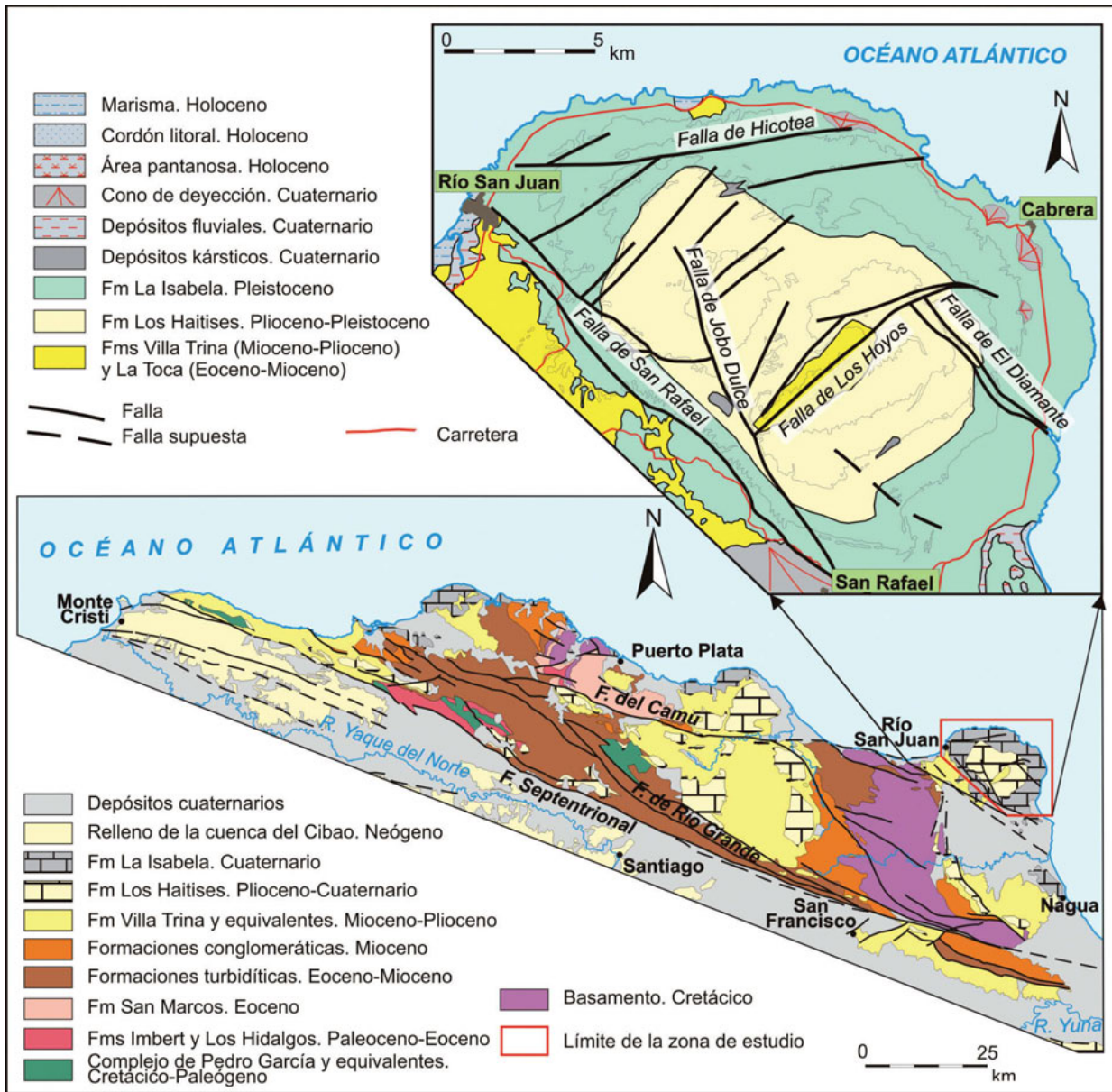
El ámbito de estudio se circunscribe al Promontorio de Cabrera, subdominio del sector nororiental de la Cordillera Septentrional de la República Dominicana (Fig. 1), moderadamente elevado y prácticamente individualizado de la cordillera por la Llanura Costera de Nagua y Río San Juan (De la Fuente, 1976). Su peculiar fisonomía se asemeja a un domo de vertientes escalonadas, alcanzando su mayor altitud, 451 m, en el vértice Siseviere, al suroeste del cual se abre la depresión de Los Hoyos, que desciende hasta la cota de 160 m. En planta, su geometría se asemeja a una elipse de 231 km<sup>2</sup> (con ejes de 25 y 14 km de longitud) con el eje mayor de dirección NO-SE, achatada por su borde suroccidental (coincidente con la falla de San Rafael).

El promontorio domina el litoral atlántico, al norte y al este, y la Llanura Costera de Nagua y Río San Juan, al sur y al oeste. Su litoral posee carácter acantilado, especialmente en su sector septentrional, sobrepasando en varios puntos 20 m de desnivel y, excepcionalmente, 100 m en la ensenada de Tetén. Entre los acantilados se intercalan numerosas calas y caletones que albergan playas, generalmente pequeñas, de entre las que cabe destacar Playa Grande.

La composición calcárea de la práctica totalidad

del Promontorio, con rocas intensamente karstificadas, condiciona un desarrollo mínimo de la red de drenaje, de geometría radial. El arroyo Los Hoyos es el único curso de carácter permanente (Fig. 1), discuriendo sobre materiales margosos neógenos; el resto de la red está constituida por un reducido número de pequeños ríos y arroyos intermitentes, cuyo desarrollo también parece haberse visto favorecido por la presencia en el sustrato de materiales margosos, aunque éstos sólo afloran claramente en el ámbito de Playa Grande (Fig. 2).

La Cordillera Septentrional conforma, junto con la Península de Samaná, un dominio geológico bien diferenciado del resto de La Española, en el que concurren procesos directamente relacionados con la evolución del límite entre las placas Caribeña y Norteamericana (Mann *et al.*, 1991). El borde meridional de la cordillera está definido por la falla Septentrional (Mann *et al.*, 1998), accidente geodinámico de primer orden que la pone en contacto con los depósitos neógenos y cuaternarios de la Cuenca del Cibao (Fig. 2).



**Figura 2.** Esquema geológico de la Cordillera Septentrional y del Promontorio de Cabrera.  
**Figure 2.** Schematic geological map of the Cordillera Septentrional and the Promontorio de Cabrera.

Dentro de la cordillera se reconocen tres conjuntos de rocas de origen muy diferente: i) Complejos de rocas metamórficas de alta presión, rocas ultrabásicas (generalmente asociadas a mélanges) y gneises de diversa naturaleza, de edad cretácica, representados por los complejos de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná (Nagle, 1966, 1979; Draper y Nagle, 1991); ii) Pequeños afloramientos de rocas volcánicas y volcano-derivadas de edad cretácica a paleocena, representados por los complejos de El Cacheal, Palma Picada y Pedro García (De Zoeten y Mann, 1991); y iii) Rocas cenozoicas, constituidas por potentes sucesiones sedimentarias, dispuestas discordantemente sobre los complejos de basamento, y que a partir del Mioceno medio poseen características más o menos uniformes en toda la cordillera (Mann *et al.*, 1991).

Las rocas que integran la Cordillera Septentrional han sufrido una importante deformación en condiciones transpresivas durante el Cenozoico, deformación dividida por grandes desgarres, destacando las fallas Septentrional, del Camú y de Río Grande, cuya actividad ha producido un plegamiento singenético y ha dado lugar a grandes relieves con un claro control tectónico (De Zoeten y Mann, 1991). Pese a que a finales del Cenozoico la cordillera habría adquirido su estructuración actual, aún no habría alcanzado su fisonomía de gran cordillera, estando reducida a una serie de islas que emergerían en una extensa cuenca marina en la que se depositó la Formación Villa Trina (Vaughan *et al.*, 1921), de naturaleza fundamentalmente margosa; la progresiva emersión de la región, favorecida principalmente por la actividad de la falla Septentrional, provocó la instalación de una plataforma carbonatada (Formación Los Haitises; Brouwer y Brouwer, 1982) y finalmente, la progradación de sucesivos complejos arrecifales (Formación La Isabela; Marcano y Tavares, 1982) hasta su posición actual.

## Resultados

### **Rasgos geológicos del Promontorio de Cabrera**

El Promontorio de Cabrera está integrado en su totalidad por rocas sedimentarias cenozoicas (Fig. 2). Su registro más antiguo es un pequeño retazo de margas y areniscas turbidíticas aflorantes en la depresión de Los Hoyos, asimilables a la Formación La Toca (Mioceno Inferior; De Zoeten, 1988). La mayor parte del promontorio, no obstante, está constituida por tres conjuntos litoestratigráficos principales: i) Formación Villa Trina (Vaughan *et al.*, 1921; Mioceno medio-Plioceno inferior), monótona sucesión rítmica de margas y calizas margosas, dispuesta sobre la

Formación La Toca y que aflora principalmente en Los Hoyos y al oeste del promontorio; ii) Formación Los Haitises (Brouwer y Brouwer, 1982; Plioceno-Pleistoceno inferior), conjunto calcáreo que se dispone a modo de orla del afloramiento margoso de Los Hoyos; y iii) Formación La Isabela (Marcano y Tavares, 1982; Pleistoceno), integrada por calizas arrecifales dispuestas como una corona circular en torno a la Formación Los Haitises. La Formación Villa Trina constituye el sustrato de la Formación Los Haitises y, en los puntos en los que es visible, también de la Formación La Isabela.

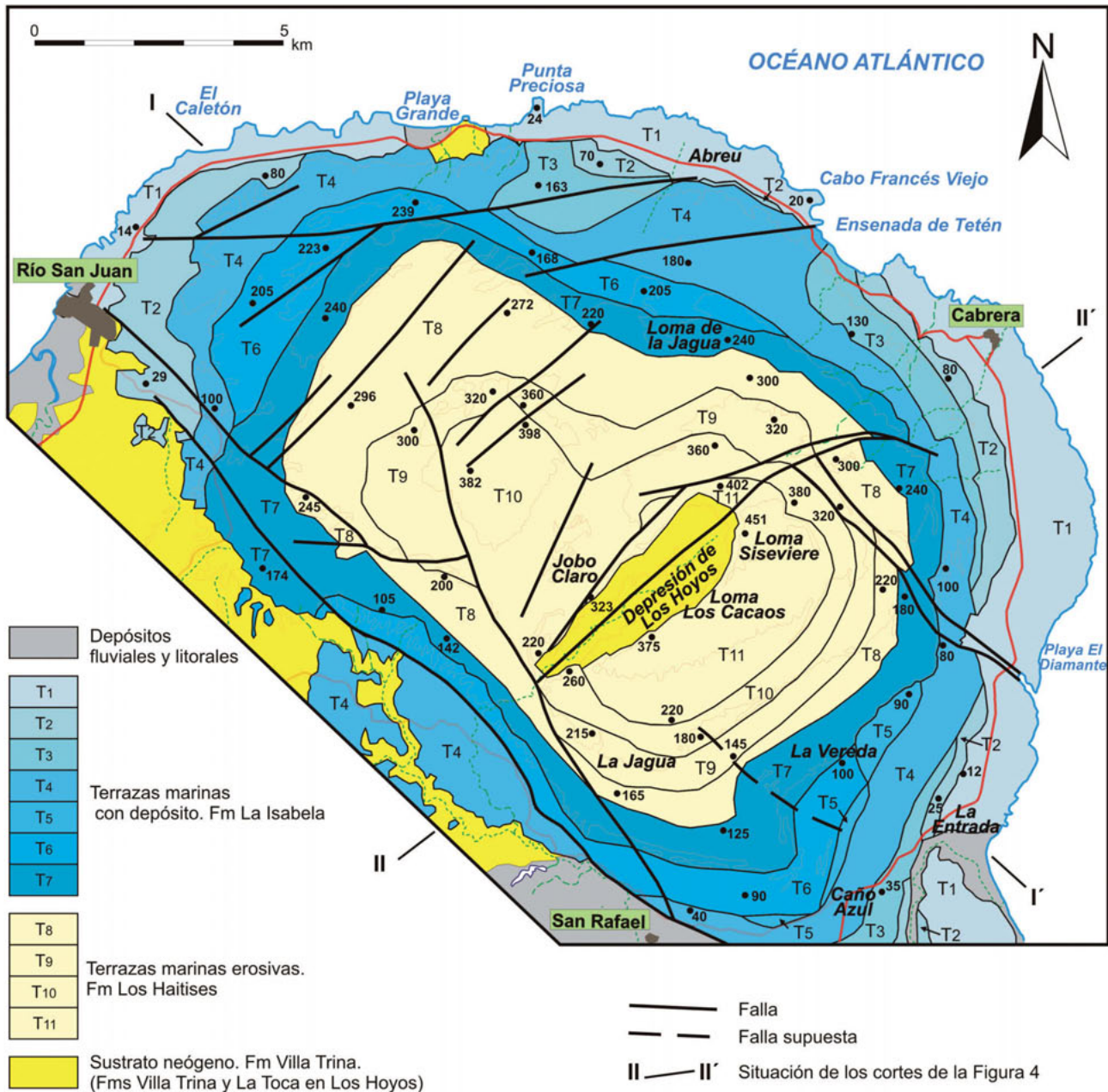
Los principales sedimentos cuaternarios de origen continental en el promontorio corresponden a depósitos kársticos, ampliamente distribuidos pero de pequeña extensión, y a un reducido número de conos de deyección. En torno al promontorio destacan los sedimentos de origen litoral y fluvial (playas, marismas, llanuras y abanicos aluviales).

El Promontorio de Cabrera muestra una estructura peculiar en el contexto de la Cordillera Septentrional. Por una parte, las formaciones Villa Trina y Los Haitises, que en el sector oriental de la cordillera tienen una disposición monoclinial hacia el norte, en el promontorio buzan hacia el SE y SO. Por otra, las abundantes fallas de dirección ESE-ONO que definen la morfoestructura del resto de la cordillera, no tienen aquí representación, y dominan las de dirección ENE-OSO y NO-SE. Entre éstas, cabe destacar la falla de San Rafael, límite suroccidental del promontorio, que podría constituir la prolongación oriental o una ramificación de la falla del Camú (Fig. 2).

### **Morfoestructura del Promontorio de Cabrera**

La peculiar morfoestructura del Promontorio de Cabrera es consecuencia de la acción combinada de la elevación regional y las oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario, acción que ha provocado la elaboración de las sucesivas superficies escalonadas, groseramente concéntricas, que orlan las vertientes del promontorio. Dichas superficies corresponden a 11 niveles de terrazas marinas ( $T_1$ - $T_n$ ), de extensión muy variable (Fig. 3), cuya morfología original ha sido modificada por procesos tectónicos (Fig. 4) y que en planta se disponen a modo de pseudocoronas circulares, o fragmentos de ellas, disminuyendo su altitud y su antigüedad hacia el exterior.

Un elemento destacado de la morfoestructura del promontorio es que su "bóveda" original ha sido erosionada y en su lugar se ha excavado la depresión de Los Hoyos, relieve invertido producido por el rápido y efectivo vaciado desencadenado por la incisión del



**Figura 3.** Esquema cartográfico de las terrazas marinas del Promontorio de Cabrera.  
**Figure 3.** Schematic map of the marine terraces of the Promontorio de Cabrera.

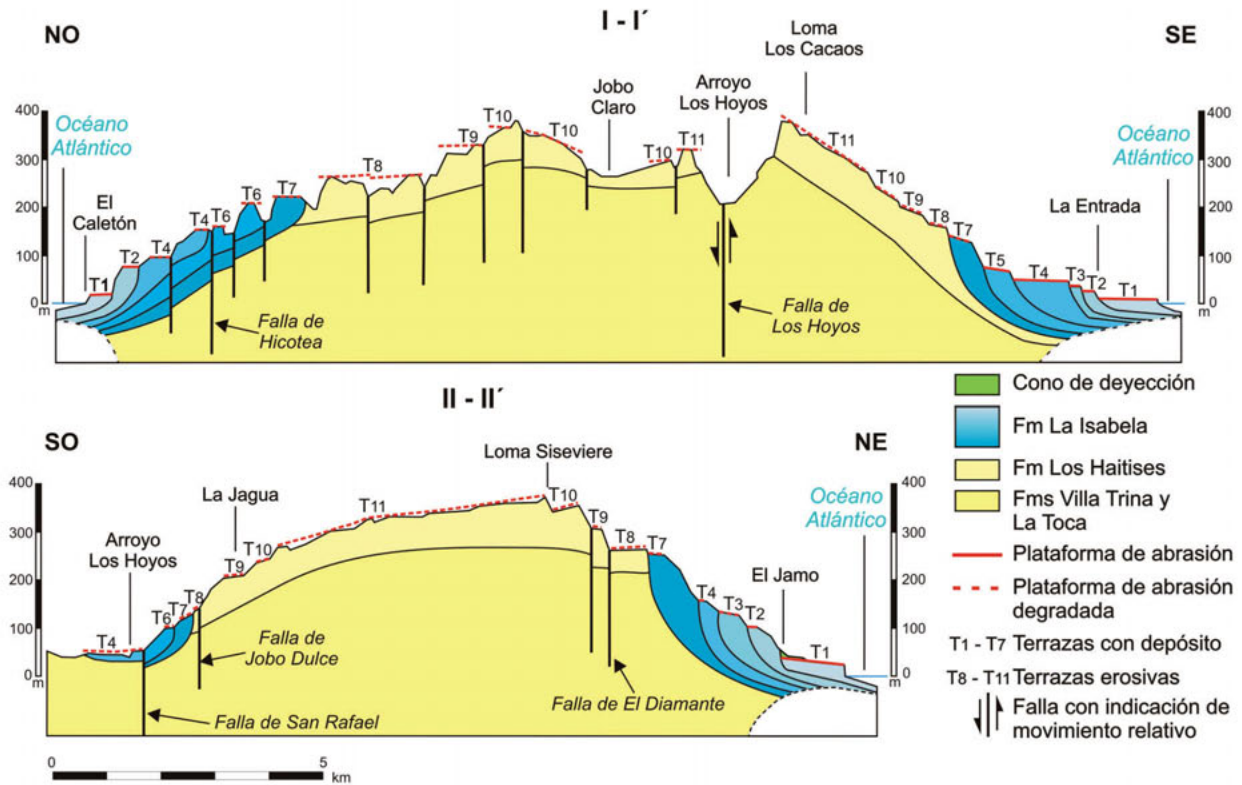
arroyo Los Hoyos. Esta incisión ha sido favorecida por la erosionabilidad de las margas de la Formación Villa Trina, tras la eliminación de su cubierta calcárea (Formación Los Haitises). Un relieve similar parece estar en una fase de desarrollo avanzado en la depresión de Jobo Claro, inmediatamente al noroeste de Los Hoyos.

Las terrazas se encuentran basculadas hacia el sur, como indican las mayores elevaciones del sector sep-

tentrional. A esta tendencia general se ha superpuesto la derivada de la acción de la falla de Los Hoyos (Fig. 2), que ha elevado y basculado hacia el sureste (6-10°) las terrazas más altas de su bloque suroriental (Fig. 4, I-I').

Las terrazas pueden dividirse en dos grandes grupos (Fig. 3): i) Terrazas deposicionales (T<sub>1</sub>-T<sub>7</sub>), consistentes en pequeñas plataformas arrecifales correspondientes a diversos episodios de depósito de la





**Figura 4.** Perfiles geológicos del Promontorio de Cabrera, situados en la Fig. 3.  
**Figure 4.** Geological cross sections of the Promontorio de Cabrera; located in Figure 3.

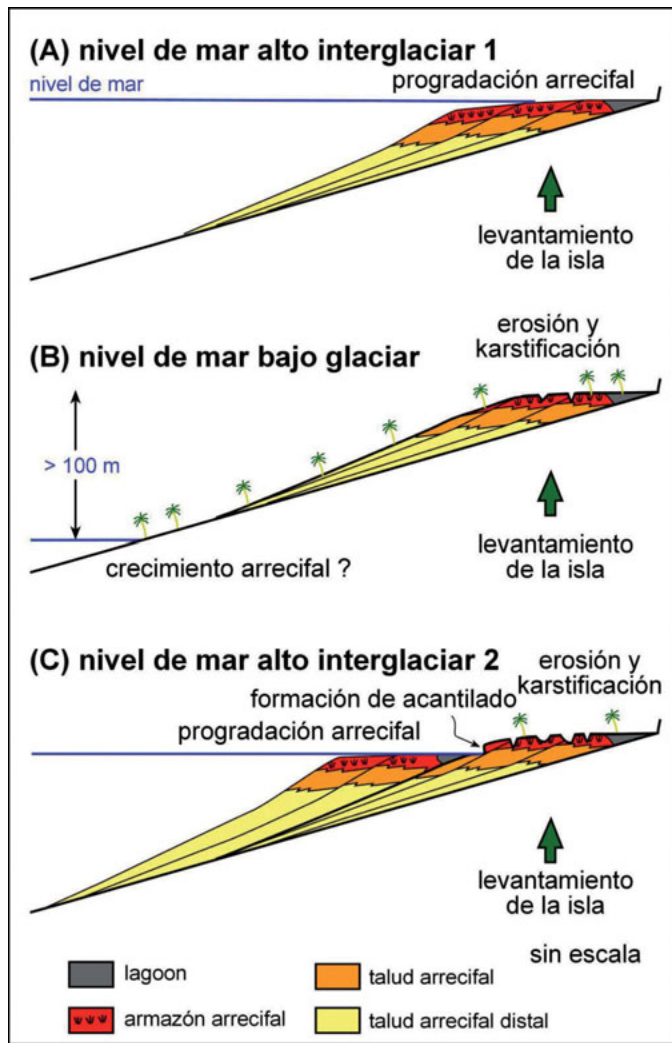
Formación La Isabela (Pleistoceno); y ii) Terrazas erosivas o plataformas de abrasión ( $T_8$ - $T_{11}$ ) esculpidas en las calizas de la Formación Los Haitises (Plioceno-Pleistoceno inferior). El nivel superior ( $T_{11}$ ) también puede ser interpretado como el techo original de esta última formación, en cuyo caso correspondería a una superficie estructural y no a una terraza marina, pero no existen datos concluyentes que permitan descartar alguna de estas alternativas. A fin de simplificar la exposición de los aspectos relacionados con las superficies del promontorio, en el presente trabajo se hará referencia a dicho nivel superior como plataforma de abrasión.

Las terrazas deposicionales se generaron en plataformas situadas tras una barrera de arrecifes de coral que encerraba un *lagoon*, de centenares de metros a pocos kilómetros de anchura perpendicular a la costa, cuyo relleno por carbonatos arrecifales y sedimentos de grano fino dio lugar a la superficie del techo de la terraza. Mar adentro de la barrera, en su talud, se acumularon carbonatos bioclásticos.

Las terrazas están delimitadas hacia el interior por acantilados fósiles, que aparecen como escarpes verticalizados, cuyo grado de conservación disminuye hacia los niveles superiores, afectados en mayor

medida por fallas y por procesos de meteorización y erosión. Tanto en las terrazas erosivas como en las deposicionales, los paleoacantilados se formaron por erosión marina costera del sustrato de calizas. En algunos puntos, sobre todo en las terrazas inferiores, se puede apreciar el nicho basal (*notch*) del paleoacantilado. La altura de los paleoacantilados varía sensiblemente, generalmente dentro de valores de orden decamétrico. Las terrazas han sufrido una importante karstificación, especialmente en los niveles superiores, así como retoques más localizados debidos a procesos fluviales, lacustres y gravitacionales.

La disposición escalonada se debe a la interacción de las oscilaciones del nivel de mar global (nivel eustático) y el levantamiento del sustrato, en este caso el Promontorio de Cabrera (Fig. 5). Durante el Cuaternario, el nivel eustático ha sufrido repetidos cambios dramáticos, de más de 120 m de variación máxima, y otras variaciones menores, de metros a decenas de metros (Imbrie *et al.*, 1984; Lea *et al.*, 2002; Miller *et al.*, 2005; Rohling *et al.*, 2014). En el caso de las terrazas deposicionales, en un determinado nivel de mar alto, crecen arrecifes paralelos a la costa, forman los correspondientes depósitos calizos y se acumulan los depósitos del *lagoon*. Cuando baja



**Figura 5.** Esquema de formación de las terrazas marinas.  
**Figure 5.** Scheme of the generation of the marine terraces.

el nivel eustático, los arrecifes recién formados emergen y quedan expuestos a la meteorización y erosión, y empiezan a sufrir karstificación. Si el mar vuelve a recuperar un nivel eustático similar a cuando se formaron los arrecifes anteriores, los nuevos arrecifes ya no van a crecer donde aquellos lo hicieron, puesto que, en el periodo de tiempo transcurrido mientras el nivel de mar estaba más bajo, el sustrato se ha levantado, dado que el promontorio está experimentando levantamiento tectónico. La nueva costa queda a los pies de los arrecifes previos, a la altura de los anteriores taludes arrecifales. Mientras que crecen los nuevos arrecifes y forman nuevos depósitos sobre los taludes de los arrecifes previos, el mar excava sobre las calizas de estos últimos un acantilado y los escalones adquieren una doble configuración de depósito

y de modelado. Este proceso se ha repetido varias veces a lo largo del Pleistoceno, dando lugar a las terrazas deposicionales típicas de las regiones tropicales que experimentan levantamiento (Mesolella et al., 1969; Chapell, 1974).

En el caso de las terrazas erosivas, la más antigua se genera durante una fase de mar alto modelando los carbonatos de la Formación Los Haitises. El nivel eustático desciende y cuando vuelve a recuperarse, el levantamiento del sustrato hace que la siguiente terraza se esculpa por debajo de la anterior, excavando un acantilado (Mesolella et al., 1969; Schellmann y Radtke, 2004; Muhs et al., 2012). Así se forman escalones sucesivos a lo largo del Pleistoceno, que en el caso del Promontorio de Cabrera constituyen las terrazas superiores ( $T_8$ - $T_{11}$ ).

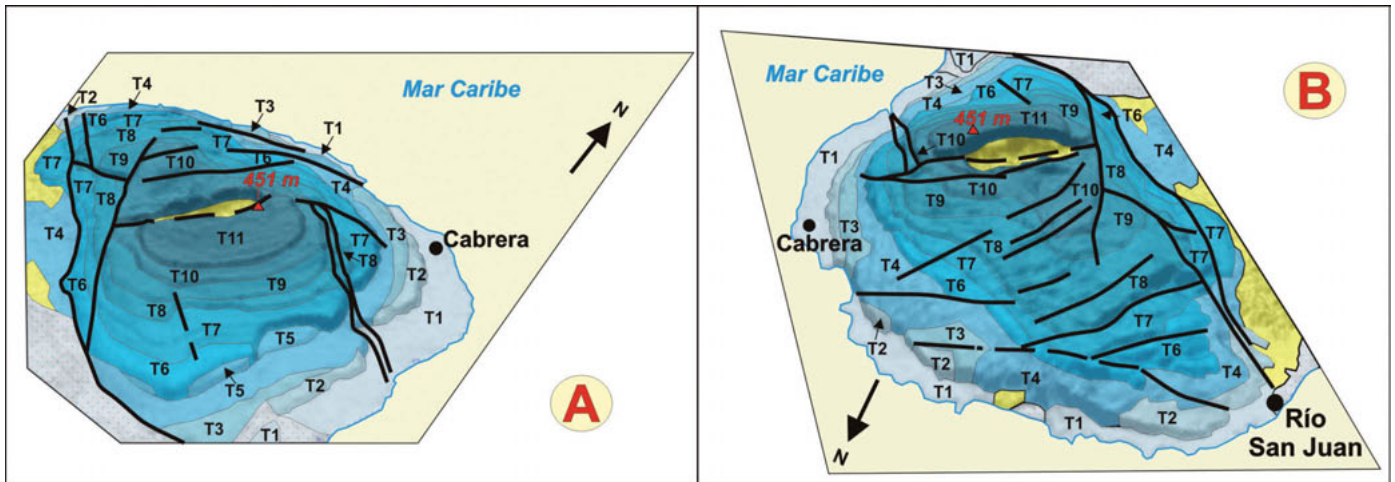
Al sur de la falla de Los Hoyos, la vertiente suroriental del promontorio constituye el sector más propicio para la delimitación y estudio de las diversas terrazas, ya que allí se encuentra una sucesión completa de las mismas (Fig. 6a), observable a lo largo de la carretera que asciende a la loma Los Cacaos. Por el contrario, en el sector noroccidental, las terrazas se encuentran muy dislocadas por la densa red de fallas existente (Fig. 6b), lo que con frecuencia imposibilita determinar si algunos desniveles corresponden a paleoacantilados o a fallas.

Los 11 niveles de terrazas del Promontorio de Cabrera poseen diferencias en cuanto a extensión, deformación y degradación. A continuación se señalan sus principales características.

### **Terrazas deposicionales**

$T_1$ . Constituye la orla litoral del promontorio, de forma prácticamente continua entre Río San Juan (NO) y La Entrada (SE), con una anchura media cercana a 1 km, estando interrumpida únicamente en Playa Grande y la ensenada de Tetén (Fig. 3). Sus máximas cotas se localizan en el sector septentrional, donde sobrepasa +20 m, descendiendo gradualmente tanto hacia el suroeste (+14 m) como hacia el sureste (+12 m), donde queda oculta por depósitos litorales y fluviales recientes. Su paleoacantilado asociado es el mejor conservado del promontorio y su desnivel disminuye desde los 60 m del sector septentrional hasta 10 m en el suroriental, disminución paralela al descenso altimétrico de la terraza superior ( $T_2$ ). En el ámbito de Cabrera, Abreu y Playa Grande, sobre  $T_1$ , se disponen pequeños conos de deyección que pueden dar la falsa impresión de ligeras ondulaciones de la terraza y de que posee altitudes algo mayores que las reales (Fig. 2).

$T_2$ . Posee una entidad y una continuidad mucho



**Figura 6.** Bloques diagrama del Promontorio de Cabrera. A: Perspectiva desde el sureste. B: Perspectiva desde el noroeste.  
**Figure 6.** Schematic block diagrams of the Promontorio de Cabrera. A: Perspective from the southeast. B: Perspective from the northwest.

menores que la anterior. Alcanza su máxima anchura, algo más de 1 km, en las proximidades de Río San Juan, pero en algunas zonas no llega a 200 m. Se dispone a +70 m en el ámbito de Cabo Francés Viejo, alcanzado una altitud máxima de +80 m en las proximidades de Cabrera y al noreste de Río San Juan y descendiendo hacia el sureste hasta +25 m en La Entrada. Su paleoacantilado sobrepasa los 100 m de desnivel cuando falta la terraza  $T_3$ , pero disminuye hasta menos de 10 m en el sector suroriental.

$T_3$ . No se reconoce en el sector occidental, apareciendo al este de Playa Grande con un carácter discontinuo semejante al de la terraza anterior. Al sur de la ensenada de Tetén constituye una banda de anchura de orden hectométrico, pero al oeste de Abreu se ensancha notablemente, hasta unos 2 km. En el sector septentrional se dispone a cotas cercanas a +130 m, siendo su máxima elevación +163 m junto a la falla de Hicotea; al sureste disminuye su altitud, alcanzando un valor máximo para el sector meridional de +35 m en Caño Azul (Fig. 3).

$T_4$ . A diferencia de las terrazas anteriores, posee una continuidad total al noreste de la falla de San Rafael, aflorando también al suroeste de ésta, lo que la convierte en el registro marino más reciente al suroeste del promontorio, permitiendo acotar en el tiempo el momento de la anexión del promontorio al resto de la Cordillera Septentrional. Su máxima altitud del sector suroriental, +80 m, se incrementa notablemente hacia el norte, alcanzando +180 m al sur de Abreu. Hacia el interior está delimitada por uno de los paleoacantilados más acusados del promontorio, especialmente cuando están ausentes las terrazas  $T_5$  y  $T_6$ , en cuyo caso alcanza +50-70 m de desnivel (Fig. 6).

$T_5$ . Se trata de la terraza menos extensa, con tan sólo tres pequeños retazos localizados en el sector suroriental, el más destacado en La Vereda, con una cota máxima de +90 m, donde posee una geometría adaptada al trazado cóncavo de su paleoacantilado. Esta concavidad sugiere que con anterioridad al depósito de  $T_5$  el paleoacantilado habría sufrido un deslizamiento gravitacional que implicó a materiales de las terrazas  $T_6$  y  $T_7$  (Fig. 3). Este tipo de trazados cóncavos en la línea de costa se ha seguido generando hasta la actualidad, como en la ensenada de Tetén, donde el acantilado moderno interrumpe bruscamente los niveles  $T_1$ ,  $T_2$  y  $T_3$ . Dentro de la sucesión de la vertiente suroriental del promontorio, la  $T_5$  es la terraza más baja no afectada por el acusado basculamiento ( $6-10^\circ$ ) que muestran los niveles superiores (Fig. 4).

$T_6$ . Aparece en dos bandas de varios kilómetros de longitud y una anchura de orden hectométrico, localizadas en los sectores noroccidental y meridional. En el sector septentrional alcanza +220 m y, puntualmente, +239 m en un bloque afectado por la falla de Hicotea (Fig. 3), en tanto que en la vertiente suroriental su máxima altitud es de +100 m en las cercanías de La Vereda.

$T_7$ . Es el nivel más moderno que orla completamente la depresión de Los Hoyos, siendo también el más antiguo correspondiente a la Formación La Isabela, cuyas facies son reconocibles en la loma de La Jagua. En el sector septentrional alcanza una altitud de +240 m, en tanto que en el meridional su máxima elevación es de +180 m. El paleoacantilado asociado alcanza un desnivel de +100 m en el sector noroccidental, pero podría estar afectado por una falla (Fig. 6).

### **Terrazas erosivas**

T<sub>8</sub>. En su mitad meridional aparece como una estrecha franja, de orden hectométrico, pero en la mitad noroccidental se ensancha notablemente, sobrepasando 2 km de anchura y estando afectada por una intensa karstificación y una densa red de fallas de orientación NE-SO que dificultan su reconocimiento sobre el terreno. Esta situación, común a las terrazas superiores en la vertiente septentrional, contrasta con la fisonomía de la vertiente suroriental, donde todos los niveles son claramente delimitables. Su altitud disminuye desde cotas superiores a +250 m en el sector septentrional, con una elevación máxima de +300 m, hasta un valor máximo de +220 m en el sector meridional.

T<sub>9</sub>. Configura una banda de orden hectométrico interrumpida en el sector suroccidental por la falla de Jobo Dulce (Fig. 3). En el sector septentrional alcanza +320 m de altitud, con un máximo de +360 m en un bloque elevado por fallas, en tanto que en el sector meridional su máxima elevación es de +300 m.

T<sub>10</sub>. Constituye una banda de 500 m de anchura en el sector suroriental, ensanchándose hasta unos 3 km en el septentrional, donde llega a +382 m, e incluso a +398 m en un bloque limitado por fallas; desciende hasta +220 m en el borde septentrional de la depresión de Los Hoyos, perdiendo totalmente su carácter de superficie en la depresión de Jobo Claro. La falla de Los Hoyos (Fig. 3) eleva la superficie en el bloque suroriental hasta una altitud máxima de +380 m.

T<sub>11</sub>. Se trata de la superficie más antigua del Promontorio de Cabrera y probablemente coincide con el techo deposicional de la Formación Los Haitises, en cuyo caso se trataría de una superficie estructural y no erosiva. La falla de Los Hoyos divide esta superficie en dos bloques (Fig. 4); el suroriental se encuentra elevado y basculado hacia el sureste y en él se encuentran las máximas elevaciones, que muestran un descenso de noreste (+451 m en la loma Siseviere) a suroeste (+300 m). En sentido sureste el basculamiento es acusado igualmente, descendiendo desde +375 m en la loma Los Cacaos hasta +220 m en el borde meridional. Se encuentra afectada por una karstificación muy intensa, con extensos depósitos de arcillas rojas de descalcificación.

### **Edad**

El único dato cronológico disponible en la zona corresponde a una datación con U/Th de una muestra de *Acropora palmata* tomada en la terraza inferior del promontorio (T<sub>1</sub>), en Cabo Francés Viejo, a una cota

aproximada de +20 m, y que proporcionó una edad de  $134.4 \pm 1.1$  años. No obstante, el valor inicial de  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ligeramente elevado (1.179 frente al 1.145 del agua de mar) indica que la muestra no ha funcionado como un sistema cerrado y ha absorbido algo de uranio terrígeno. Esto significa que la edad obtenida probablemente es algo más antigua (algunos miles de años) que la real del coral. La edad obtenida puede encontrarse en el límite inferior del periodo interglacial MIS 5e (*"Marine Isotopic Stage" 5e*), de acuerdo con los resultados obtenidos por Blanchon *et al.* (2009) en la Península de Yucatán, aunque el rango habitualmente aceptado para este intervalo es de 117 a 128 ka (Lea *et al.*, 2002). Este resultado sugiere una correlación de la T<sub>1</sub> con la terraza más joven de la Llanura Costera del Caribe, formada igualmente en el MIS 5e (Schubert y Cowart, 1982; Mann *et al.*, 1995; Díaz de Neira *et al.*, 2015), en el límite Pleistoceno Medio-Superior.

### **Discusión**

#### ***Cronología de las terrazas y tasas de elevación***

Debido a su ubicación en un contexto de convergencia de placas, la isla de La Española ha seguido una tendencia ascendente desde sus orígenes en el Mesozoico. Dicha convergencia generó inicialmente la subducción de la placa Norteamericana bajo la del Caribe y, posteriormente, la colisión oblicua entre ambas (Burke *et al.*, 1978). En el Promontorio de Cabrera, este ascenso ha quedado registrado a lo largo del Cuaternario por la sucesión de 11 niveles de terrazas marinas que constituyen el testimonio de las distintas posiciones relativas del nivel del mar, con independencia de la compartimentación y desnivelación producida posteriormente por algunas fallas. Las terrazas hacen del promontorio un lugar idóneo para establecer unas pautas generales de evolución paleogeográfica a partir del Plioceno, ya que, a pesar de los escasos datos cronológicos fiables, permiten estimar las tasas de elevación regionales y elaborar una secuencia de procesos geológicos y geomorfológicos.

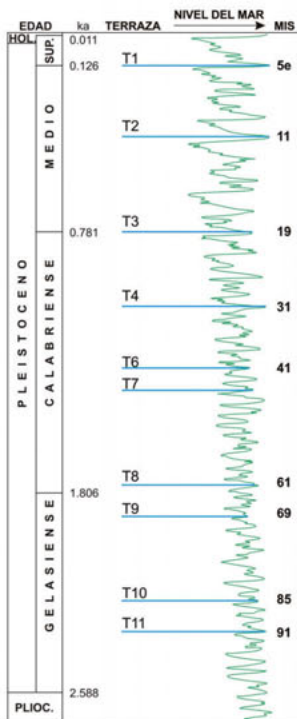
En el MIS 5e, edad de la única muestra datada, procedente de la T<sub>1</sub>, el nivel de mar global estaría entre 2-3 y 6 m más alto que el actual (Blanchon *et al.*, 2009). Teniendo en cuenta este dato, así como que la altura máxima de la terraza inferior (T<sub>1</sub>) es de +24 m (Punta Preciosa) y considerando un valor medio de edad de 123 ka para el MIS 5e, se estima una tasa de elevación de 0.15-0.17 mm/año para dicha terraza en el sector septentrional del promontorio. Ya que la

edad de la terraza es la misma a lo largo del promontorio, pero su altitud disminuye hacia el sureste hasta un valor mínimo cercano a +12 m (La Entrada), la tasa de elevación también disminuye hasta 0.05-0.07 mm/año en la vertiente suroriental.

Aplicando a las restantes terrazas la mayor tasa de levantamiento calculada en el sector septentrional para la terraza inferior (0.17 mm/año) y considerándola constante a lo largo del Pleistoceno, se deducen edades orientativas (Fig. 7- tasa 1) que indican que la segunda terraza (T<sub>2</sub>) pudo haberse formado durante el Pleistoceno Medio, la tercera (T<sub>3</sub>) próxima al límite Calabriense-Pleistoceno Medio y las restantes, en el Pleistoceno inferior: T<sub>3</sub>-T<sub>8</sub> durante el Calabriense, y T<sub>9</sub>-T<sub>11</sub> en el Gelasiense. Al considerar la tasa de levantamiento más baja para la terraza inferior en el sector septentrional (0.15 mm/año), se aprecia una ligera anticipación en la edad de formación de las terrazas (Fig. 7-tasa 2). En cualquier caso, las edades calculadas con ambas tasas son congruentes con la edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior atribuida a la Formación Los Haitises en la Cordillera Septentrional, principalmente en base a la asignación al Plioceno inferior del techo de la infrayacente Formación Villa Trina (Díaz de Neira y Escuder, 2011). Esta edad de la

Formación Los Haitises es similar a la asignada a dicha formación por medio de foraminíferos planctónicos en la Llanura Costera del Caribe (Braga *et al.*, 2012). Por el contrario, efectuando el cálculo anterior a partir de la tasa resultante para la terraza inferior (T<sub>1</sub>) en el sector suroriental del promontorio (0.05-0.07 mm/año), se obtienen resultados congruentes hasta la terraza T<sub>6</sub> ó T<sub>7</sub> (según que la tasa considerada sea 0.05 ó 0.07, respectivamente), pero claramente incoherentes en los niveles superiores a ellas. Por ejemplo, las terrazas T<sub>8</sub>-T<sub>9</sub> deberían haberse formado en el Plioceno inferior, cuando aún no se habría depositado la Formación Los Haitises. Posiblemente, la incongruencia derive de que las terrazas superiores posean una tasa de levantamiento sensiblemente mayor al haber sufrido una elevación adicional por la acción de la falla de Los Hoyos, reflejada en el basculamiento que afecta a dichas terrazas superiores, pero no a las inferiores.

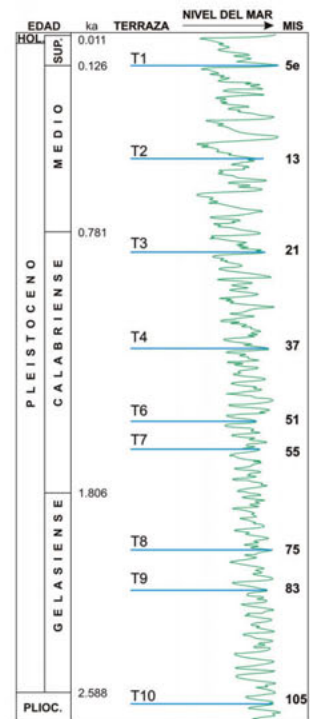
Pese a la imprecisión de los datos anteriores, puede concluirse que el levantamiento del promontorio de Cabrera se ha venido produciendo como mínimo desde el final del depósito de la Formación Los Haitises (Plioceno superior-Pleistoceno inferior), con tasas medias variables comprendidas entre 0.05-0.07



Cronología basada en la Tasa 1

(mm/a)	TASA 1 *			TERRAZA (COTA MÁXIMA; m)	TASA 2 **		
	EDAD (ka)	corregida	MIS		EDAD (ka)	corregida	MIS
0,17	123	123	5e	T1 (24)	0,15	123	5e
0,17	409	400	11	T2 (80)	0,15	479	13
0,17	760	780	19	T3 (130)	0,15	890	21
0,17	1053	1070	31	T4 (180)	0,15	1233	37
				T5			
0,17	1304	1320	41	T6 (223)	0,15	1527	51
0,17	1404	1400	45	T7 (240)	0,15	1644	55
0,17	1754	1770	61	T8 (300)	0,15	2055	75
0,17	1871	1885	69	T9 (320)	0,15	2192	83
0,17	2234	2225	85	T10 (382)	0,15	2616	105
0,17	2351	2340	91	T11 (402)	0,15	2753	

\* Basado en un nivel del mar 3 m superior al actual en el MIS 5e  
 \*\* Basado en un nivel del mar 6 m superior al actual en el MIS 5e  
 96 Considerando el nivel T<sub>11</sub> como una terraza erosiva



Cronología basada en la Tasa 2

**Figura 7.** Tasas de elevación de las terrazas marinas en el sector septentrional y cronología relacionada con los estadios isotópicos marinos (MIS).

**Figure 7.** Rates of uplift of the marine terraces in the northern area and chronology related to the marine isotopic stages.

y 0.15-0.17 mm/año, según los sectores del promontorio. Estas tasas de elevación resultan sensiblemente superiores a las tasas deducibles en otras regiones de La Española, como la Llanura Costera del Caribe (Mann *et al.*, 1995; Díaz de Neira *et al.*, 2015), pero son claramente menores, al menos en el conjunto del Pleistoceno, que en otros puntos de la Cordillera Septentrional, donde la Formación Los Haitises alcanza una altitud de 1249 m (pico Diego de Ocampo), implicando una tasa de 0.36-1.62 mm/año. Las tasas de levantamiento durante el Pleistoceno Superior-Holoceno en el Promontorio de Cabrera son también sensiblemente inferiores a las registradas para este intervalo en el sector de Mole St. Nicolas, en la península noroccidental de Haití (noroeste de La Española), situado en el límite transpresional entre las microplacas de Gonave e Hispaniola-Puerto Rico, donde se alcanzan 0.37 mm/año (Mann *et al.*, 1995).

La peculiar elevación del Promontorio de Cabrera es el resultado de la convergencia de dos procesos de envergadura geodinámica. Por una parte, la falla Septentrional es la responsable fundamental de la elevación de la Cordillera Septentrional, cuyas máximas elevaciones se encuentran junto a la falla, como es el caso del pico Diego de Ocampo. En el sector oriental de la cordillera, su actividad queda de manifiesto por la disposición monoclinial hacia el norte de la Formación Los Haitises, que disminuye progresivamente su altitud hasta alcanzar el litoral atlántico. Por otra parte, la tendencia general anterior se ve modificada en el promontorio, donde a la elevación general provocada por la falla Septentrional se superpone una elevación más acusada desde el norte, atribuida a la penetración de un cuerpo de carbonatos ("Silver Spur") de los bancos de Las Bahamas, de unos 2 km de espesor, bajo La Española (Dolan *et al.*, 1998). Ya que este basculamiento hacia el sur afecta también a la terraza inferior ( $T_1$ ), se deduce que dicha penetración se ha seguido produciendo con posterioridad al MIS 5e, tratándose probablemente de un proceso activo en la actualidad.

### **Evolución paleogeográfica plio-cuaternaria**

La visualización de la progresiva elevación y emersión del Promontorio de Cabrera es posible mediante la restitución de distintos episodios de formación de terrazas, determinando su secuencia de incorporación al territorio emergido. Para tal fin es especialmente valioso el perfil de la vertiente suroriental (Fig. 8) por la ausencia de fallas y porque en este sector están representados todos los niveles de terraza.

Es evidente que durante el depósito de las forma-

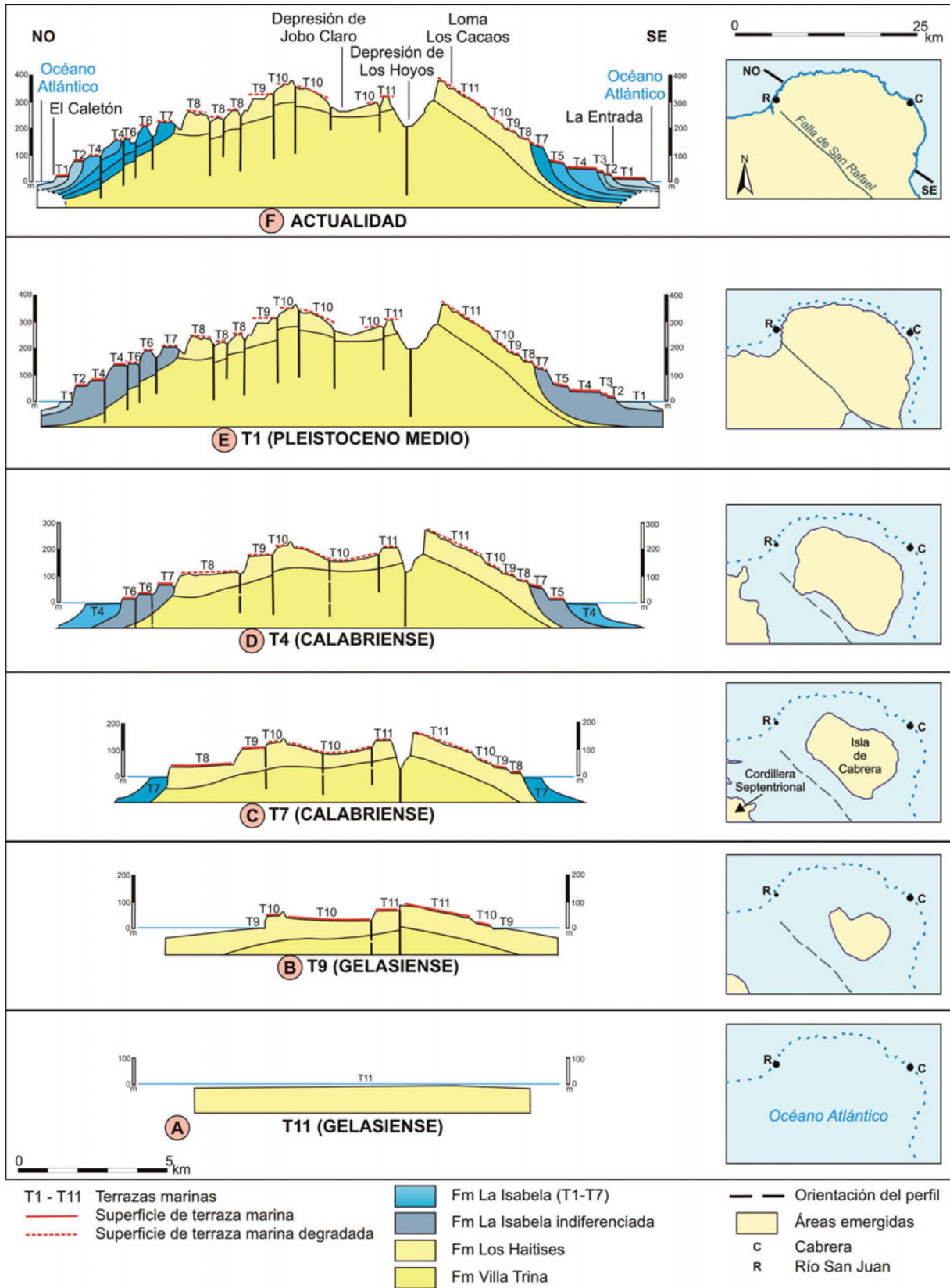
ciones Villa Trina y Los Haitises (Plioceno-Gelasense), la totalidad del promontorio se encontraba bajo las aguas del océano Atlántico (Fig. 8A). También se encontrarían bajo la superficie marina las áreas más cercanas de la Cordillera Septentrional, donde afloran estas formaciones, si bien en otras zonas de la cordillera emergerían diversas islas, entre ellas las áreas más elevadas del macizo de Río San Juan, situadas al suroeste del promontorio.

La primera emersión del promontorio, correspondiente al ámbito de lo que actualmente constituye el entorno de Los Hoyos, tendría lugar durante la formación de la terraza  $T_{10}$ , probablemente en el Gelasense. Al situar el nivel del mar en el momento de formación de la terraza  $T_9$  (Gelasense), se constata que el promontorio se reduciría a un islote de unos 8 km de diámetro y menos de 100 m de altitud (Fig. 8B), así como que habría comenzado a funcionar la falla de Los Hoyos; probablemente, también habría emergido el sector más próximo del macizo de Río San Juan.

El paso de terrazas erosivas ( $T_{10}$  a  $T_8$ ) a terrazas deposicionales ( $T_7$  a  $T_1$ ) en el norte de La Española puede ser el reflejo del inicio de sistemas de arrecifes barrera en el Atlántico occidental tropical. Estos sistemas arrecifales, típicos en la actualidad de la región del Caribe, se desarrollaron solo a partir de cierto momento durante el Pleistoceno y modificaron la morfología de las plataformas carbonatadas de rampas a plataformas con margen arrecifal (Gischler, 2015). La edad del inicio de los arrecifes barrera, no obstante, es objeto de controversia, ya que mientras para algunos autores tiene lugar en el MIS 11, en el Pleistoceno Medio (Gischler, 2015), para otros se establecen ya en el Calabriense, en el Pleistoceno inferior (Díaz de Neira *et al.*, 2015), tal como ocurre en el Promontorio de Cabrera.

Continuando con la progresiva elevación de la región (Fig. 8C), en el Calabriense, la que podríamos llamar "isla de Cabrera" habría multiplicado su superficie hasta por cuatro (Fig. 8D), apreciándose la continuidad del basculamiento hacia el sureste debido a la actividad de la falla de Los Hoyos. Simultáneamente, se habría producido un notable incremento superficial de la cordillera Septentrional, de modo que se encontraría separada del promontorio por un estrecho corredor marino, coincidente a grandes rasgos con la actual Llanura Costera de Nagua y Río San Juan.

Durante el Pleistoceno Medio, el promontorio perdió su insularidad por anexión a la Cordillera Septentrional (Fig. 8E), configurándose como una península dentro de ésta. La posterior elevación regional y la acumulación de sedimentos en la



**Figura 8.** Evolución del Promontorio de Cabrera desde el Gelasiano hasta la actualidad.  
**Figure 8.** Palaeogeographic evolution of the Promontorio de Cabrera since the Gelasian to the present day.

Llanura Costera de Nagua y Río San Juan, propiciaron la emersión de la región hasta la línea de costa actual (Fig. 8F).

## Conclusiones

En el Promontorio de Cabrera se reconocen 11 niveles de terrazas marinas que testimonian la progresiva elevación y emersión de la región desde el Pleistoceno basal, cuando la zona de estudio correspondía íntegramente a una plataforma marina, hasta la actualidad. Las terrazas se encuentran fracturadas y desniveladas, especialmente en el sector septentrional, así como basculadas hacia el sur, sentido contrario al que poseen materiales idénticos en sectores próximos de la Cordillera Septentrional.

Los siete niveles inferiores ( $T_1$ - $T_7$ ) son plataformas arrecifales correspondientes a la Formación La Isabela, en tanto que los restantes ( $T_8$ - $T_{11}$ ) son plataformas de abrasión esculpidas en las calizas de plataforma de la Formación Los Haitises (el nivel superior podría ser el techo original de ésta, tratándose entonces de una superficie estructural).

La datación más fiable indica una edad MIS 5e (con 123 ka como edad media del intervalo) para el nivel inferior ( $T_1$ ) en Cabo Francés Viejo, lo que permite establecer una tasa de elevación de 0.15 a 0.17 mm/año en el sector septentrional del promontorio, tasa que disminuye hasta 0.05 a 0.07 mm/año en el sector suroriental. Extrapolando la tasa de elevación del sector septentrional para todo el Cuaternario, se deduce que la terraza  $T_2$  se formó en el Pleistoceno Medio; la  $T_3$ , próxima al límite Pleistoceno Medio-Calabriense; las terrazas  $T_4$ - $T_8$ , en el Calabriense y las  $T_9$ - $T_{11}$ , en el Gelasiense. Estas edades deben tomarse con carácter orientativo, tratándose en cualquier caso de valores coherentes con otros datos regionales existentes.

El basculamiento de las terrazas hacia el sur afecta también al nivel más moderno, indicando que la causa del basculamiento (penetración del "Silver Spur" de Las Bahamas bajo La Española; Dolan et al.; 1998) ha seguido actuando en fecha más reciente que 123 ka.

El Promontorio de Cabrera se ha construido mediante la sucesiva anexión de los diferentes niveles de terraza, que permiten reconstruir las diferentes etapas de "crecimiento" del promontorio desde el Pleistoceno inferior. Probablemente en el Gelasiense tuvo lugar la primera emersión, a modo de pequeña isla, incrementando paulatinamente su superficie hasta el Calabriense, cuando tan sólo un pequeño estrecho la separaba de la Cordillera Septentrional.

En el Pleistoceno Medio se produjo su conexión con la cordillera, configurándose como una península, y, finalmente, la emersión del nivel inferior y los aportes sedimentarios de la Llanura Costera de Nagua y Río San Juan contribuyeron a que la región adquiriese su configuración actual.

## Agradecimientos

Este trabajo pretende ser un modesto reconocimiento a Andrés Pérez-Estaún, que entre sus notables logros profesionales incluye el de haber sido la verdadera *alma máter* de los trabajos geológicos de los Proyectos de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, financiados por la Unión Europea a través del Programa SYSMIN. Su constante asesoramiento y buen hacer, sólo equiparables al entusiasmo que supo transmitir a los equipos de trabajo, enriquecieron de forma notable los resultados obtenidos, entre los que se encuentra el presente artículo.

Los autores queremos expresar nuestra gratitud con Ángela Suárez y Manuel Abad por sus comentarios y sugerencias, que han contribuido a mejorar la calidad del trabajo. También agradecemos a Christine Laurin la corrección de los textos en inglés.

## Referencias

- Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J. y Liebetrau, V. 2009. Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the last interglacial highstand. *Nature*, 458, 881-884.
- Braga, J.C., Díaz de Neira, A., Lasseur, E., Mediato, J., Aguirre, J., Abad, M., Hernaiz-Huerta, P.P., Montheil, J., Pérez-Valera, F. y Lopera, E. 2012. Pliocene-lower Pleistocene carbonates and associated deposits (Fms. Yanigua and Los Haitises) in eastern Hispaniola (Dominican Republic). *Sedimentary Geology*, 265-266, 182-194.
- Brouwer, S.B. y Brouwer, P.A. 1982. Geología de la región ambarífera oriental de la República Dominicana. 9ª Conferencia Geológica del Caribe, Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, 1, 303-322.
- Burke, K., Fox, P.J. y Sengor, M.C. 1978. Buoyant ocean floor and the origin of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83, 3949-3954.
- Chappell, J., 1974. Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 553-570.
- De la Fuente, S. 1976. *Geografía Dominicana*. Colegial Quisqueyana S.A., Instituto Americano del Libro y Santiago de la Fuente sj, Santo Domingo, 272 pp.
- De Zoeten, R. 1988. *Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic*. Tesis Doctoral. Universidad de Texas, Austin, 299 pp.



- De Zoeten, R. y Mann, P. 1991. Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. In: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper, 262, 265-279.
- Díaz de Neira, J.A. 2011a. *Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico de la Hoja a escala 1:100.000 de Salcedo (6174) y Memoria correspondiente*. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto 1B. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- Díaz de Neira, J.A. 2011b. *Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico de la Hoja a escala 1:100.000 de Nagua (6274) y Memoria correspondiente*. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto 1B. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- Díaz de Neira, J.A. y Escuder, J. 2011. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 de Río San Juan (6174-I) y Memoria correspondiente*. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto 1B. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- Díaz de Neira, J.A., Braga, J.C., Mediato, J., Lasseur, E., Monthel, J., Hernaiz, P.P., Pérez Cerdán, F., Lopera, E. y Thomas, A. 2015. Plio-Pleistocene palaeogeography of the Llanura Costera del Caribe in eastern Hispaniola (Dominican Republic): Interplay of geomorphic evolution and sedimentation. *Sedimentary Geology*, 325, 90-105.
- Dolan, J.F. y Mann, P. (eds.). 1998. *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. Geological Society of America Special Paper, 326, 174 pp.
- Dolan, J.F., Mullins, H.T. y Wald, D.J. 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. In: Dolan, J.F. y Mann, P. (eds.). *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. Geological Society of America Special Paper, 326, 1-61.
- Draper, G. y Nagle, F. 1991. Geology, structure, and tectonic development of the Río San Juan Complex, northern Dominican Republic. In: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper, 262, 77-95.
- Eberle, W., Hirdes, W., Muff, R. y Palaez, M. 1982. The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). *Transactions 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo*. Santo Domingo, República Dominicana, Amigo del Hogar, 619-632.
- Gischler, E. 2015. Quaternary reef response to sea-level and environmental change in the western Atlantic. *Sedimentology*, 62, 429-465.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. y Shackleton, N.J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine 180 record. In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. y Saltzman, B. (eds.). *Milankovitch and climate: understanding the response to astronomical forcing*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 269-305.
- Lea, D.W., Martin, P.A., Pak, D.K. y Spero, H.J. 2002. Reconstruction a 350 ky history of sea-level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews*, 283, 283-293.
- Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (eds.). 1991. *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper, 262, 401 pp.
- Mann, P., Taylor, F.W., Lawrence, R. y Teh-Lung, K. 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, 246, 1-69.
- Mann, P., Prentice, C.S., Burr, G., Peña, L.R. y Taylor, F.W. 1998. Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic. In: Dolan, J.F. y Mann, P. (eds.). *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. Geological Society of America Special Paper, 326, 63-124.
- Marcano, E. y Tavares, I. 1982. Formación La Isabela, Pleistoceno temprano. *Publicaciones especiales Museo Nacional de Historia Natural*, 3, Santo Domingo, 30 pp.
- Mesolella, K.J., Matthews, R.K., Broecker, W.S. y Thurber, D.L. 1969. The astronomical theory of climatic change: Barbados data. *Journal of Geology*, 77, 250-274.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. y Pekar, S.F. 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310, 293-298.
- Muhs, D.R., Pandolfi, J.M., Simmons, K.R. y Schumann, R.R. 2012. Sea-level history of past interglacial periods from uranium-series dating of corals, Curaçao, Leeward Antilles islands. *Quaternary Research*, 78, 157-169.
- Nagle, F. 1966. *Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic*. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton, Nueva Jersey, 171 pp.
- Nagle, F. 1979. Geology of the Puerto Plata area. In: Lidz, B. y Nagle, F. (eds.). *Hispaniola, tectonic focal point in the Caribbean; three tectonic studies in the Dominican Republic*. Miami Geological Society, Miami, Florida, 1-28.
- Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortés, A. y Hernaiz, P.P. (eds.). 2002. *Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana*. Acta Geologica Hispanica, 37, 2-3, 272 pp.
- Pérez-Estaún, A., Hernaiz, P.P., Lopera, E. y Joubert, M. (eds.). 2007. *Geología de la República Dominicana*. Boletín Geológico y Minero, 118-2, 155-413.
- Pindell, J.L. y Draper, G. 1991. Stratigraphy y Geological History of the Puerto Plata Area, Northern Dominican Republic. In: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (eds.). *Geologic and tectonic development of the North*

- America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper, 262, 97-114.
- Rohling, E.J., Foster, G.L., Grant, K.M., Marino, G., Roberts, A.P., Tamisiea, M.E. y Williams, F. 2014. Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years. *Nature*, 508, 477-482.
- Schellmann, G. y Radtke, U. 2004. A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on southern Barbados (West Indies). *Earth-Science Reviews*, 64, 157-187.
- Schubert, C. y Cowart, J.B. (1982). Terrazas marinas del pleistoceno a lo largo de la costa suroriental de la Rep. Dominicana: cronología preliminar. *9ª Conferencia Geológica del Caribe* (Santo Domingo, 1980), 2, 681-688.
- Urien, P. 2011. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 de Cabrera (6274-IV) y Memoria correspondiente*. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto 1B. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- Vaughan, T.W., Cooke, W., Condit, D.D., Ross, C.P., Woodring, W.P. y Calkins, F.C. 1921. *A Geological Reconaissance of the Dominican Republic*. Editora de Santo Domingo. Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos, Santo Domingo, 18 (1983), 268 pp.

Recibido: marzo 2015

Revisado: julio 2015

Aceptado: agosto 2015

Publicado: septiembre 2017